

印度洋中北部声速剖面结构的时空变化 及其物理机理研究*

李佳 杨坤德[†] 雷波 何正耀

(西北工业大学航海学院, 西安 710072)

(2011年7月13日收到; 2012年1月4日收到修改稿)

海洋的声速结构对水下声传播有重要影响, 在印度洋中北部复杂多变的海洋物理和水文环境中, 获取声速剖面的时空统计分布规律对水下目标探测和水下声通信有重要意义. 由于垂直梯度法在声速结构分析中的局限性及其在印度洋中北部海域的适用性问题, 采用多元统计分析中的最优分割法对声速跃层进行分析, 并应用最近 10 年的地转海洋学实时观测阵数据对印度洋中北部海域声速剖面的特征量进行了计算, 获得了声速跃层的垂直结构特征和时空变化规律; 还利用经验正交函数 (EOF) 表示方法, 分析了印度洋中北部声速剖面拟合精度随 EOF 阶次的分布特点. 根据印度洋的海洋物理特征, 揭示了声速剖面特征量时空演变的内在物理机理. 研究表明: 最优分割法是适合印度洋声速结构的跃层判断方法, 并提出了相应的判断准则参数; 声速剖面拟合精度随 EOF 阶次变化的区域性分布特征较明显, 其季节性变化较小; 印度洋中北部的深海声道轴只在 5°S 以南明显存在, 在 15°S — 25°S 附近海域存在三个跃层; 印度洋中北部声速剖面结构可分为单跃层、双跃层 I 型、双跃层 II 型和三跃层四种类型以及春夏秋冬四个季节模态. 声速剖面的分析结果对于水声传播和声纳系统的使用具有一定参考意义.

关键词: 最优分割法, 经验正交函数, 声速剖面, 时空变化

PACS: 43.30.+m

1 引言

海洋声速剖面结构对声传播具有重要影响, 决定着水下声传播特性^[1,2]. 声速剖面确定声传播路径和声传播损失^[3], 探讨声速剖面形态变化规律对于预报声场^[4,5]、声学参数的反演^[6-8]、水声通信^[9,10]等问题都具有重要的意义. 张旭等^[11,12]利用 2005 年世界海洋地图集 (WOA05) 数据和地转海洋学实时观测阵 (ARGO) 数据, 分别得到了中国近海和菲律宾海域的声速剖面类型、区域分布和季节变化特征. 吴培木等^[13]对台湾岛恒春西南海域的声速场特征进行了分析, 给出了声速跃层深度、厚度和强度三类表征值的变化特性及其声道位置. Reise 等^[14]对太平洋、大西洋和地中海等海区的声速剖面类型及区域分布进行了分析. Mandelberg 等^[15]应用聚类分析

方法得到了太平洋和大西洋的深海声速剖面的主要类型. 然而, 目前对于印度洋的声速结构研究较少, 仅限于混合层和温度跃层的一些分布特征研究^[16].

印度洋中北部, 东面通过马六甲海峡与太平洋相连, 西面通过苏伊士运河, 跨过地中海与大西洋相连, 西北部为波斯湾, 是石油的重要产地, 平均水深约为 3000 m, 最大水深超过 6500 m (图 1(a)). 印度洋中北部是连接太平洋和大西洋, 贯通亚洲、非洲、大洋洲的交通纽带和石油输送纽带, 其经济地位和军事地位十分重要^[17]. 近年来, 索马里海域海盗日益猖獗, 至关重要的海上交通线必须保护, 海军护航显得尤为重要. 因此, 有必要对印度洋的声速剖面结构特征进行全面细致的分析, 为舰船在该海域的活动提供保证. 图 1(b) 给出了印度洋中北部的 ARGO 数据分布, 其

* 国家自然科学基金 (批准号: 11174235, 61101192)、教育部新世纪优秀人才支持计划 (批准号: NCET-08-0455)、陕西省科学技术发展计划 (批准号: 2010KJXX-02) 和西北工业大学科技创新基金资助的课题.

[†] E-mail: ykdzym@nwpu.edu.cn

中标注的区域 A 为 $17.5^{\circ}\text{N}—22.5^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E}—70^{\circ}\text{E}$; 区域 B 为 $7.5^{\circ}\text{N}—12.5^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}—90^{\circ}\text{E}$; 区域 C 为 $2.5^{\circ}\text{S}—2.5^{\circ}\text{N}$, $55^{\circ}\text{E}—75^{\circ}\text{E}$; 区域 D 为 $7.5^{\circ}\text{S}—$

12.5°S , $60^{\circ}\text{E}—80^{\circ}\text{E}$; 区域 E 为 $17.5^{\circ}\text{S}—22.5^{\circ}\text{S}$, $70^{\circ}\text{E}—90^{\circ}\text{E}$; 区域 F 为 $27.5^{\circ}\text{S}—32.5^{\circ}\text{S}$, $80^{\circ}\text{E}—100^{\circ}\text{E}$; 断面位置为 $30^{\circ}\text{S}—20^{\circ}\text{N}$, 65°E .

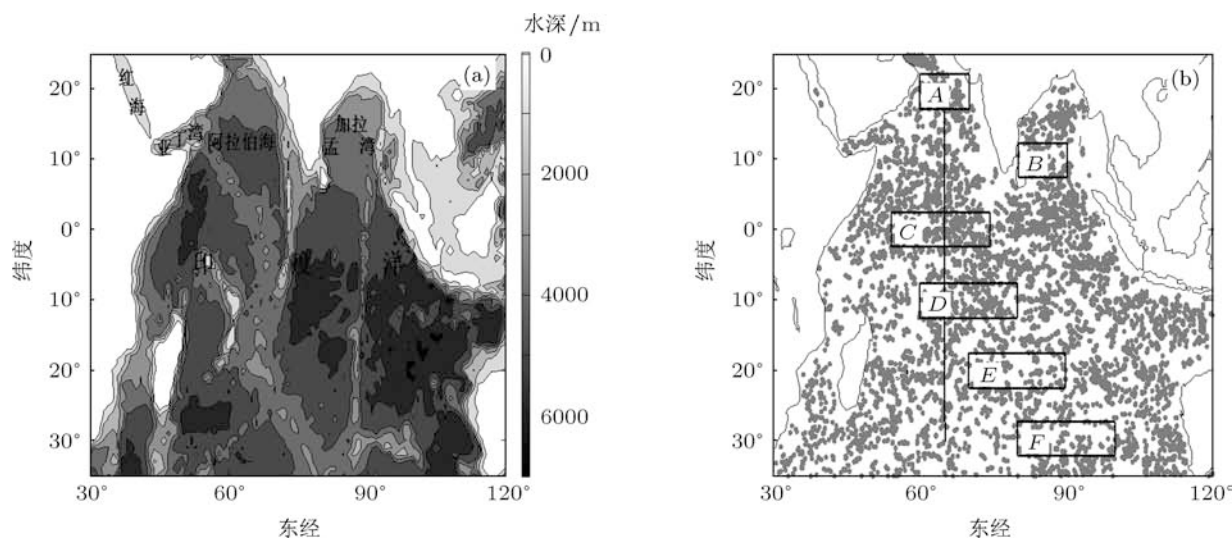


图1 印度洋中北部的地形特征和 ARGO 数据分布 (a) 地形特征; (b) 数据分布

2 印度洋中北部的水团及环流特征

2.1 水团特征

印度洋的水团主要包括波斯湾水、红海水、阿拉伯海水、孟加拉湾水、印度洋中央水、印度洋深层水、南极底层水^[18].

印度洋表层水团, 尤指季节性温跃层之上, 呈现明显的地域特征. 波斯湾水及红海水的盐度比较高, 盐度大于 38.0% . 阿拉伯海水典型的温度和盐度分别为 $25—27^{\circ}\text{C}$ 和 $35.5\%—36.5\%$, 阿拉伯海高盐水可通过西南季风漂流进入孟加拉湾而影响湾内水体. 孟加拉湾水则因降水多, 且有丰沛的径流注入, 盐度特别低, 在湾北部甚至可低于 30.0% . 北印度洋次表层水团位于季节性跃层之下、主温跃层之上, 主要有印度洋中央水, 它是由亚热带辐合带的表层水下沉而形成的, 类似于北太平洋亚热带西部模态水^[19], 位于 20°S 附近, 温度和盐度的特征值分别为 $9—17^{\circ}\text{C}$ 和 $34.7\%—35.5\%$, 沿着 $100—800\text{ m}$ 水层向北伸展, 然后由西边界流传送到北印度洋, 最后到达阿拉伯海和孟加拉湾. 印度洋中层水团位于主温跃层之下到 1000 m 深的水层, 其主要源地为红海和波斯湾的高盐中层水. 印度洋深层水团分布在 1000 m 以下的水层, 主要有印度洋深层水和南极底层水.

2.2 环流特征

印度洋表层环流受季风影响, 具有很强的季节性特征, 主要有北赤道流、赤道逆流、索马里海流、南赤道流、莫桑比克流、厄加勒斯海流、西澳流^[20,21]. 图 2 显示了冬季和夏季印度洋各流系的分布^[17].

北赤道流影响范围约在 $0^{\circ}\text{N}—25^{\circ}\text{N}$ 之间, 具有高温高盐的特性. 冬季盛行东北季风, 海流为东北季风海流, 北赤道流由东向西流动, 形成逆时针环流分布. 夏季盛行西南季风, 北赤道流反向, 形成西南季风流, 期间有强烈的季风雨, 构成北印度洋夏季季风期间的顺时针环流分布. 在 7°S 附近是一支向东运动的流, 即赤道逆流, 只有在冬季东北季风期间才会出现, 具有高温低盐的特性, 流区降水充沛. 索马里海流因受印度洋季风的影响, 夏季向北流, 冬季向南流, 具有高温高盐特征. 南赤道流由 10°S 以南相对稳定的东南信风所形成的风生漂流, 自东向西流, 到马达加斯加岛附近分成南北两支. 北分支一支沿非洲海岸北上, 汇入索马里海流, 另一支沿非洲海岸南下, 为莫桑比克海流; 南分支经莫桑比克海峡南口, 在非洲近岸与莫桑比克海流相汇合, 即为厄加勒斯海流, 它是南印度洋的西部边界流, 具有流速大、流幅窄和厚度大的特点. 西澳流源自南印度洋的西风漂流, 将高纬度的低温海水带入低

纬度地区, 形成大气冷下垫面, 因此干旱少雨, 具有流幅广、流速小和影响深度浅等特点, 由于信风几

乎常年沿岸吹, 而且风速分布不均, 近岸小, 海面上大, 从而造成海水离岸运动形成上升流.

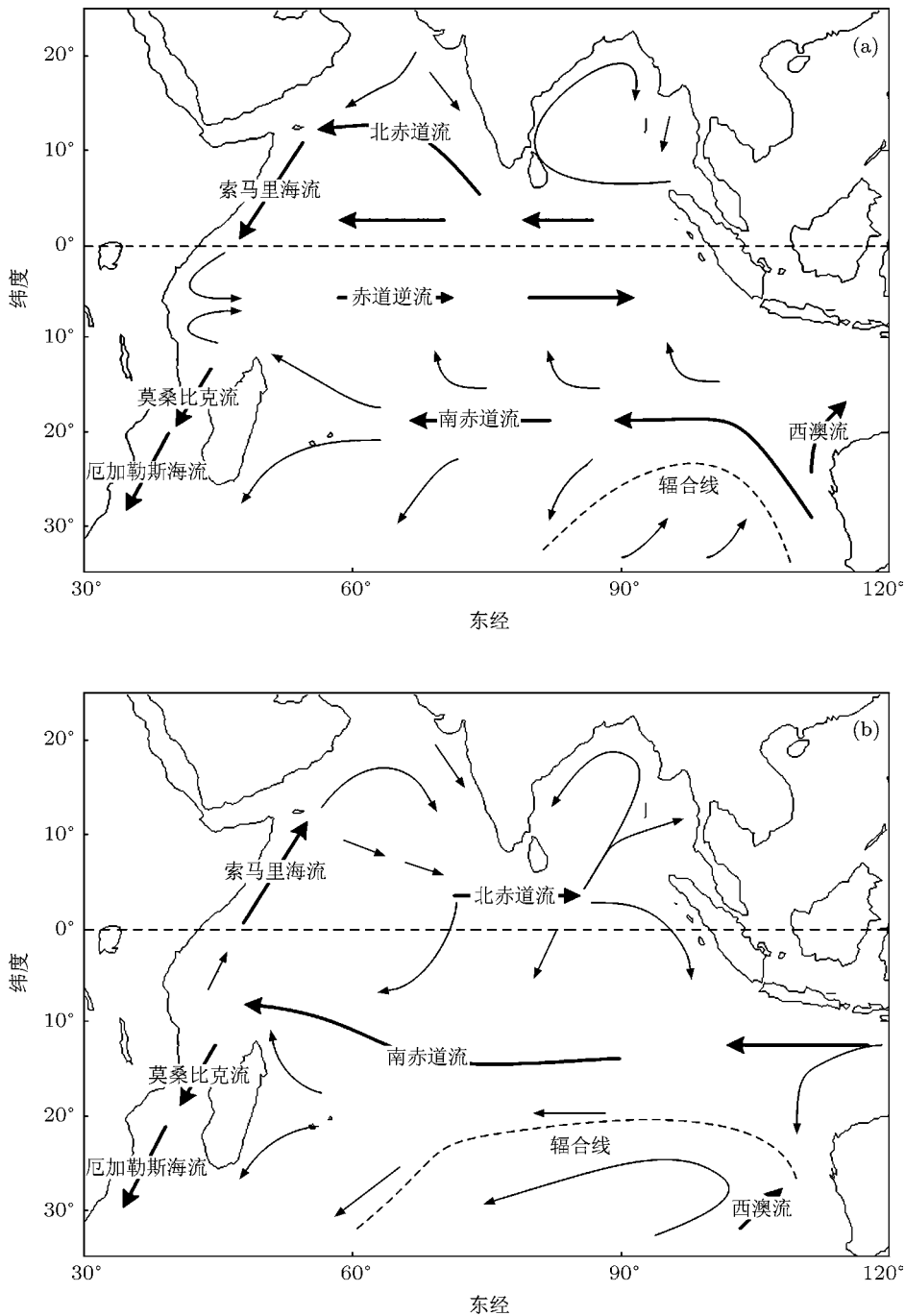


图2 印度洋中北部流系的变化 (a) 冬季洋流; (b) 夏季洋流

3 声速剖面结构特征的分析方法

3.1 基本概念

海洋声速剖面的典型结构为三层结构, 即表

层、主跃层和深海等温层^[17]. 表层包括表层正梯度层和季节性跃层. 表层正梯度层是由于在表面混合层中水温变化较小, 声速随深度而缓慢增加, 因此在混合层底部附近出现声速极大值, 并且声速在海表与声速极大值之间的水层中呈现正梯度变化.

季节性跃层是中纬度海区的一种特征,其位置、厚度和强度具有明显的季节性变化,在春季和夏季形成并发展,在秋季和冬季由于海洋表层受冷却和强风的搅拌混合作用,上层混合得相当均匀,季节性跃层的位置下降直到主跃层的上界为止.在表层和深海等温层之间存在一个声速变化的过渡区域,这一过渡区域主要呈现声速随深度下降的趋势,称为主跃层,其强度在经向和纬向都有变化.深海等温层较为稳定,呈现出深海正梯度声速结构.深海声道轴是指声速剖面中声速最小值所在位置,其季节性变化较小.

在海洋声速跃层的分析中,通常以跃层位置、跃层厚度和跃层强度作为描述跃层的特征量.跃层位置用跃层上、下界的平均位置(即跃层中央位置对应深度)来表示,跃层厚度即为跃层上、下界之差,跃层强度定义为声速在跃层厚度上的变化率.

3.2 声速剖面特征量计算的数据源

国际 ARGO 计划自 2000 年底正式实施,至今已在全球海洋中布放的浮标超过 3000 个,典型空间分辨率为 $3^\circ \times 3^\circ$ (浮标之间的间隔约为 300 km),时间分辨率为 10 d,提供全球海洋 2000 m 深度以内的水温、盐度和压力资料,以实现为全球海洋三维结构的准实时观测.国际 ARGO 计划的实施为研究印度洋中北部海域的声速剖面结构提供了基础.

本文声速剖面特征量的计算选用 2001 年 1 月到 2010 年 12 月由中国 ARGO 资料中心发布的全球 ARGO 资料数据集,包含了 0—2000 m 范围的水温、盐度和压力剖面数据,数据已由中国 ARGO 资料中心进行了质量控制.季节的划分参照北半球的划分标准,即以 12 月—2 月为冬季,3 月—5 月为春季,6 月—8 月为夏季,9 月—11 月为秋季,本文将 1 月、4 月、7 月、10 月作为各个季节中具有代表性的月份.

3.3 声速剖面跃层特征量的计算方法

声速通常可用以水温、盐度和压力为变量的经验公式表示,最常用的是 Chen 等^[22]提出的经验公式,但 Christopher 和 Watts^[23]的近期声学研究表明,在海水中,Del Grosso^[24]的声速算法要比 Chen 的算法精度高.因此,本文采用 Del Grosso 提出的经验公式计算声速.进行特征量的计算时,首先将压力转换为深度,再应用 Akima 插值法对声

速剖面进行垂向插值,插值后的深度间隔为 5 m.

现有的声速剖面分析方法大多采用垂直梯度法进行,其缺点是采用绝对性定义,根据最低标准值对跃层进行分类,当声速梯度变化较小时,便无法得到跃层.根据国家质量监督检验检疫总局在 1992 年制定的《海洋调查规范》可知,浅海(水深不超过 200 m)声速垂直梯度的绝对值超过 0.5 s^{-1} 的水层为跃层,深海(水深大于 200 m)声速垂直梯度的绝对值超过 0.2 s^{-1} 的水层为跃层.《海洋调查规范》规定的最低标准值对于中国近海的大部分海区都有较好的适用性,然而,这一标准并不适合印度洋中北部海域.图 3 和图 4 分别显示了 6 个典型区域(图 1(b)) 1 月份和 7 月份的平均声速剖面及其声速梯度,图中虚线为《海洋调查规范》关于深海跃层的最低标准值,每个子图中的浅灰色线为区域内所有的声速剖面,浅灰色线中的黑色实线为平均声速剖面.由图 3 和图 4 可以看出,若采用 0.2 s^{-1} 的标准,只有热带海区(区域 B、区域 C 和区域 D)的主跃层能得到合理描述,而亚热带海区(区域 A 和区域 E)和温带海区(区域 F)都不能得到其主跃层,但是区域 A、区域 E 和区域 F 确实具有主跃层的特征.区域 A 的 7 月份和区域 F 的 1 月份声速梯度最大值虽然都超过 0.2 s^{-1} ,但所描述的不是主跃层,而是季节性跃层.

为了克服垂直梯度法的局限性,本文采用最优分割法来描述跃层.最优分割法就是对有序样品进行分类(分类时不能打乱样品原来顺序)的一种多元统计分析方法^[25].例如,将 m 个有序样品分成 r 类,就是在所有 C_{m-1}^{r-1} 种分割中找出一种分割,使 r 个类中每个类的各段内部的样品之间差异最小,而段与段之间的差异最大.各段内部差异可用段内样品离差平方和来表示.要使各段内部的差异达到最小,即要使得所分各段的段内离差平方和为最小^[26].

最优分割法通过确定梯度序列的最小离差平方和来确定跃层边界.假设声速剖面为典型的三层结构,即上均匀层、跃变层和下均匀层,并设剖面的梯度值序列为 $x_r, r = 1, 2, \dots, m$.将其分为若干组(分组时不打乱序列的次序),从序列中的 i 到 j 这一分组的梯度均值记为 $\bar{x}(i, j)$,则有

$$\bar{x}(i, j) = \frac{1}{j-i+1} \sum_{r=i}^j x_r. \quad (1)$$

该组梯度的离差平方和可定义为

$$V(i, j) = \sum_{r=i}^j [x_r - \bar{x}(i, j)]^2. \quad (2)$$

按照假设划分的剖面结构层次, 梯度值序列可分为三组, 总的梯度离差平方和为

$$V_m(\alpha_1, \alpha_2) = V(1, \alpha_1) + V(\alpha_1 + 1, \alpha_2) + V(\alpha_2 + 1, m), \quad (3)$$

其中 α_1 和 α_2 分别对应跃层的上下边界. 使 V_m 达到最小的分组即为最优分组.

由图 3 和图 4 可以看到, 区域 B、区域 C 和区域 D 其主跃层梯度最大值都超过 0.2 s^{-1} , 其他三个区域的主跃层梯度最大值都低于 0.2 s^{-1} , 区

域 E 和区域 F 在 7 月份甚至低于 0.1 s^{-1} . 为提高最优分割法在跃层计算中的通用性, 我们给出以下两个限定条件: 一是在热带海区 ($15^\circ\text{S}—15^\circ\text{N}$) 跃层存在的最低标准值为 0.05 s^{-1} , 其他海区跃层存在的最低标准值为 0.02 s^{-1} , 如果剖面的梯度最大值超过最低标准值, 则可能存在跃层, 否则不存在跃层. 二是在热带海区梯度子序列中极大值与极小值之差大于 0.05 s^{-1} 时可能存在跃层, 否则不存在跃层; 其他海区梯度子序列中极大值与极小值之差大于 0.01 s^{-1} 时可能存在跃层, 否则不存在跃层. 只有同时满足上述两个条件时才存在跃层, 否则不存在跃层.

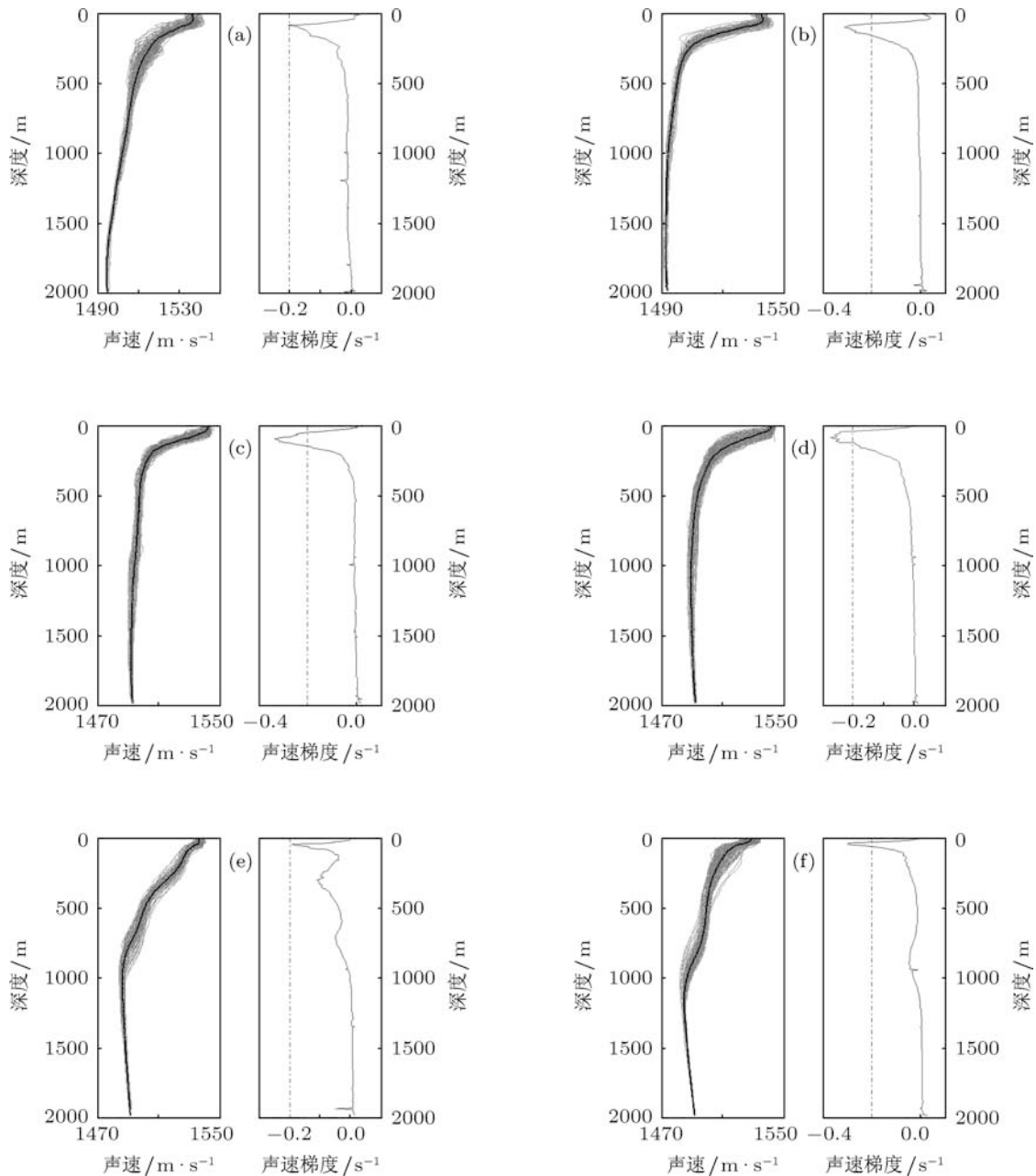


图 3 六个区域 1 月份的平均声速剖面及其声速梯度 (a) 区域 A; (b) 区域 B; (c) 区域 C; (d) 区域 D; (e) 区域 E; (f) 区域 F

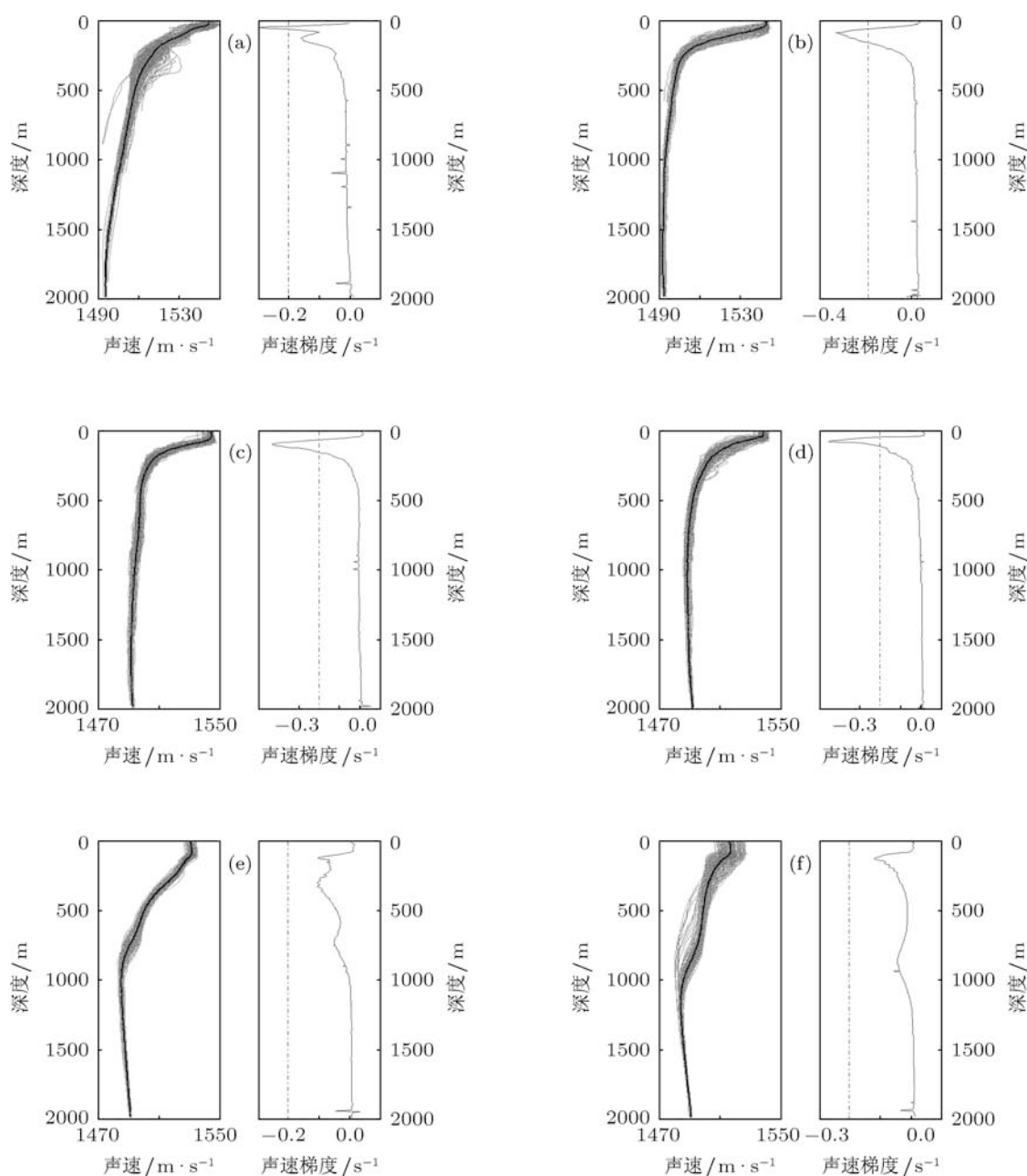


图4 六个区域7月份的平均声速剖面及其声速梯度 (a) 区域 A; (b) 区域 B; (c) 区域 C; (d) 区域 D; (e) 区域 E; (f) 区域 F

在对声速跃层的特征值进行计算时, 首先找到声速梯度所有的极大值和极小值, 然后根据极大值将梯度序列分为若干子序列, 对每个子序列根据限定条件进行判断, 得到同时满足上述两个限定条件的梯度序列, 最后对满足条件的梯度序列根据 (3) 式进行最优分割得到跃层的上下边界 α_1 和 α_2 . 对海区三种典型声速剖面进行最优分割后得到的跃层范围如图 5 中阴影部分所示.

3.4 声速剖面经验正交函数 (EOF) 的计算方法

3.4.1 基本原理

通常我们希望在保证一定精度的前提下用尽量少的参数来表示复杂的声场环境, 在最小均方意义下, EOF 是描述声速剖面最有效的基函数 [27]. 一般只需要前几阶 EOF 就可以较为准确地表示任意一条声速剖面, 大大减少了描述声速垂直结构所需

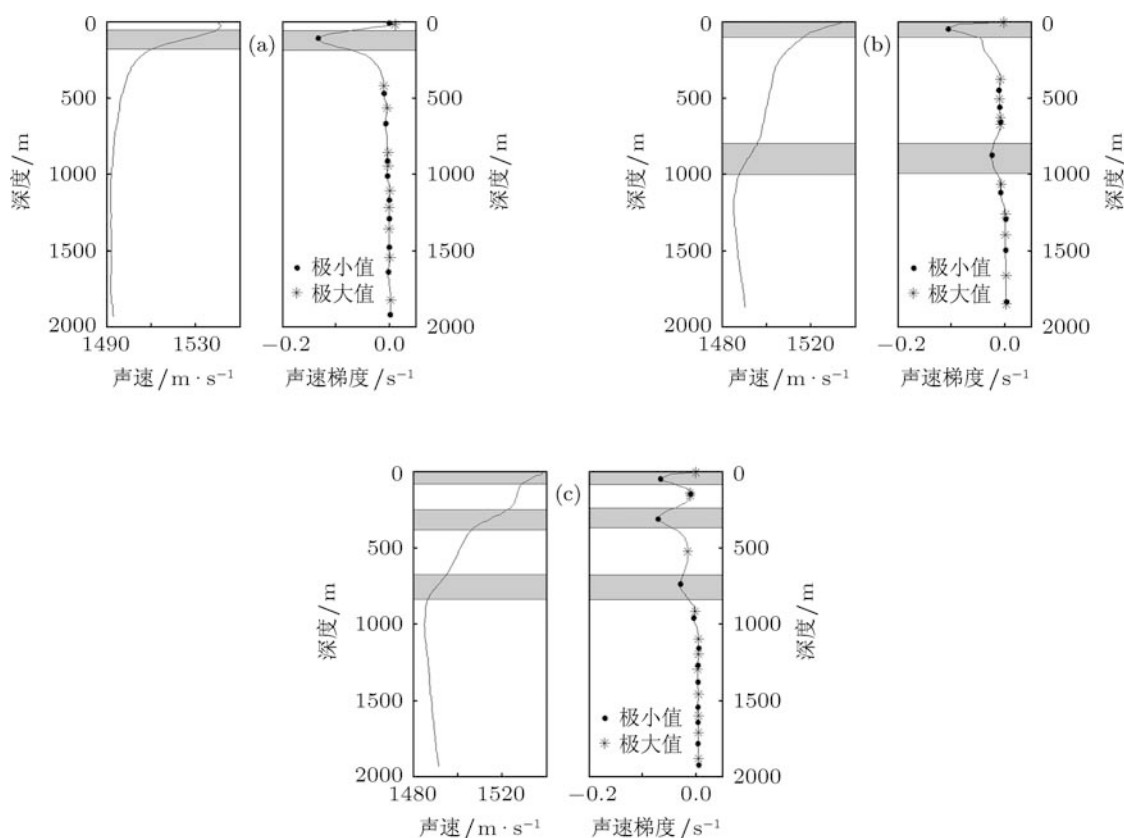


图5 印度洋中北部区域典型声速剖面及其声速梯度 (a) 单跃层结构; (b) 双跃层结构; (c) 三跃层结构

要的参数.

由于 ARGO 数据并非等距离采样, 若采用矩阵运算, 需要等距离采样值. 因此在采样点之间采用 Akima 插值, 将其插值到 $L + 1$ 个垂直标准层, 取插值间隔为 h , 可以得到等距离点处的深度为 $ih (i = 0, 1, \dots, L)$, 对应的声速为 $c(ih)$, 若样本总数为 N , 则 N 个声速样本可表示成矩阵形式

$$C = \begin{bmatrix} c_1(0) & c_1(h) & \cdots & c_1(Lh) \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ c_N(0) & c_N(h) & \cdots & c_N(Lh)_n \end{bmatrix}. \quad (4)$$

定义 R 为 C 的协方差矩阵, 元素 r_{ij} 为

$$r_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [c_n(ih) - \bar{c}(ih)] * [c_n(jh) - \bar{c}(jh)] \quad (j = 0, 1, \dots, L), \quad (5)$$

其中 \bar{c} 为对应深度上 N 个声速采样数据的声速平均值. 求出矩阵 R 的特征值和特征向量, 其特征向

量就是所求的 EOF, 则有

$$RF = \Delta F, \quad (6)$$

其中, $\Delta_{ij} = \lambda_i \delta_{ij}$, λ_i 为矩阵 R 的特征值, δ_{ij} 为单位矩阵, F 为矩阵 R 的特征量所组成的矩阵. 与特征值相对应的纵向量即为特征向量,

$$F(ih) = (f_0(ih), f_1(ih), \dots, f_L(ih)), \quad (7)$$

$f_k(ih) (k = 0, 1, \dots, L)$ 即为所确定的 EOF. 于是, 任意一点的声速值可以用平均声速和 EOF 的加权数和来共同表示, 即

$$c(x, y, z) = \bar{c}(z) + \sum_{k=0}^L \alpha_k(x, y) f_k(z), \quad (8)$$

其中, c 为任意点 (x, y, z) 处的声速, $\bar{c}(z)$ 为深度 z 上所有样本的平均声速, $f_k(z)$ 为 EOF, $\alpha_k(x, y)$ 为其系数. 对任意一个声速剖面样本, $L + 1$ 个标准层上的声速可以表示为

$$\begin{bmatrix} c(0) \\ \vdots \\ c(Lh) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \bar{c}(0) \\ \vdots \\ \bar{c}(Lh) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} f_0(z) & \cdots & f_L(z) \end{bmatrix}$$

$$\times \begin{bmatrix} \alpha_0(x, y) \\ \vdots \\ \alpha_L(x, y) \end{bmatrix}, \quad (9)$$

其中, 等号左边为 $L + 1$ 个标准层上的声速, 等号右边第一项为所有样本在对应层上的声速平均值. 将 (9) 式等号右边第一项左移, 则 (9) 式可表示为

$$\begin{bmatrix} c_n(0) - \bar{c}(0) \\ \vdots \\ c_n(Lh) - \bar{c}(Lh) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} f_0(z) \cdots f_L(z) \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} \alpha_0(x, y) \\ \vdots \\ \alpha_L(x, y) \end{bmatrix}. \quad (10)$$

(10) 式是由 $L + 1$ 个未知数, $L + 1$ 个线性方程组成的, 因此可求出 α 参数的不同值, 然后依据 (9) 式对声速剖面进行拟合.

假设一块海域共测得 Q 条声速剖面, 下面给出对声速剖面进行拟合和误差分析的五个步骤.

步骤 I 根据 Akima 插值方法, 求得 Q 条声速剖面样本的矩阵, 形如 (4) 式, 并根据 (5) 式求得其协方差矩阵.

步骤 II 求出协方差矩阵的特征值和特征向量, 将特征值的绝对值由大到小排序, 选择绝对值较大的特征值确定 EOF, 假设选定了 p 个绝对值较大的特征值, 便确定了 1 到 p 阶的 EOF, 一般选定 $p \ll L$, 则 (10) 式变为由 p 个未知数、 $L + 1$ 个线性方程组成的一个超定系统.

步骤 III 利用正交三角分解的方法, 求出 (10) 式在最小二乘意义下的最优结果, 即 α 系数.

步骤 IV 利用求得的 1 到 p 阶 EOF 和 α 系数, 根据 (9) 式就可以拟合这一海域任意一点的声速剖面.

步骤 V 对步骤 IV 求得的声速剖面与实测的声速剖面进行比较, 根据误差的大小, 从而最终确定所需要的 EOF 阶次. 每一阶 EOF 都对应一组 α 系数, 求出其最大值和最小值, 就可以得到每阶 α 系数的变化范围.

3.4.2 结果与分析

根据以上的五个步骤, 对印度洋中北部海域六个典型区域冬季和夏季的声速剖面进行 EOF 分析, 得出 EOF 阶次的选取对声速剖面拟合精

度的影响. 本文以沿深度和样本序列方向上的最大误差的平均值 \bar{E}_{\max} 和每个声速样本的均方根误差 $E_{\text{RMS}} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum [c(z_i) - \bar{c}(z_i)]^2}$ 的平均值 \bar{E}_{RMS} 来表示拟合结果.

假设由步骤 V 得到的误差矩阵有 $T + 1$ 行、 S 列, 其中 $T + 1$ 行代表在深度方向上插值得到的 $T + 1$ 个标准层, S 代表海域的声速样本数. 在每一个标准层上找出 S 个声速样本中的最大误差, 将得到的 $T + 1$ 个最大误差求平均即为沿深度方向上最大误差的平均值. 对每一个声速样本, 找出 $T + 1$ 个标准层中的最大误差, 将得到的 S 个最大误差求平均即为沿样本序列方向上最大误差的平均值. 同理可得沿深度和样本序列方向上的 E_{RMS} 的均值.

图 6 和图 7 分别给出了在深度方向和样本序列方向上 \bar{E}_{\max} 和 \bar{E}_{RMS} 随 EOF 阶次的时空变化规律, 图中 A, B, C, D, E, F 分别代表区域 A、区域 B、区域 C、区域 D、区域 E、区域 F. 从图 6 和图 7 可以看出, \bar{E}_{\max} 和 \bar{E}_{RMS} 随 EOF 阶次的增加而减小, 其季节性变化较小. 区域 C 和区域 D 的 \bar{E}_{\max} 和 \bar{E}_{RMS} 整体上要大于其他四个区域, 这是由于区域 C 和区域 D 位于低纬度海区各流系的交汇处 (图 2), 使得该海区声速剖面的变化比较剧烈, 导致平均声速剖面与各剖面的声速差较大, 而造成 \bar{E}_{\max} 和 \bar{E}_{RMS} 均较大, 其他四个区域由于海区海流环境较稳定, 声速剖面比较平滑, 所以误差较小.

根据步骤 V, 可得出六个典型区域在冬季和夏季前 5 阶 α 参数的取值范围, 结果如表 1 所列. 根据图 6、图 7 和表 1 的结果, 结合不同的误差要求并选择合适的 EOF 阶次, 就可以根据 (9) 式对印度洋中北部海域的声速剖面进行拟合.

4 印度洋中北部声速结构的时空变化特征分析

4.1 印度洋中北部声速垂直结构的季节性变化

图 8 为海区 65°E 断面在 1 月、4 月、7 月、10 月的声速分布, 其中等值线间隔在声速大于 $1490 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时为 $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 在声速小于 $1490 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时为 $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. 在 10°S 以北海区, 声速从表层到深层是逐渐减小的, 在 10°S — 5°N 海域, 声速在 300 m 以内下降较快, 为声速的跃变层,

即主跃层. 在 5°N 以北海域, 声速在 500 m 以内下降较快, 说明主跃层位置从南向北在逐渐加深, 主跃层之下声速的减小明显变慢, 其结构季节性变化

较小. 在 10°S 以南海区, 1 月份, 在 200—500 m 处声速下降较快, 为声速的跃变层, 即季节性跃层, 在水深 800 m 到深海声道轴位置 (声速最小值所

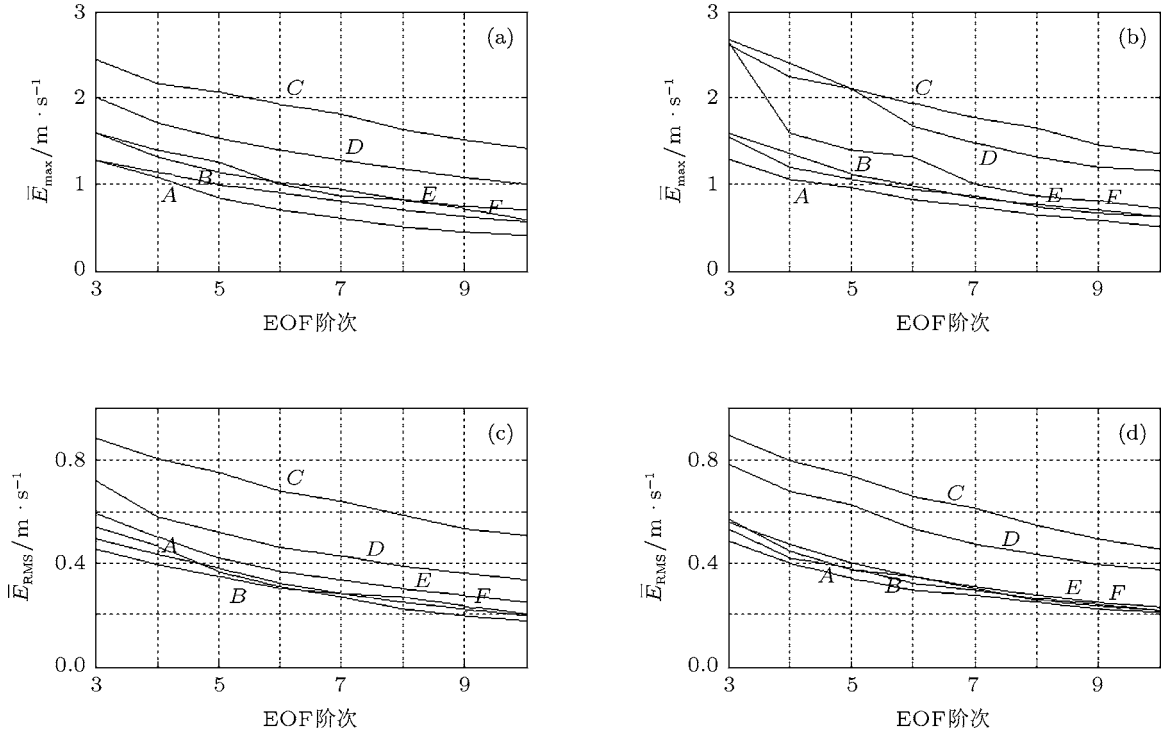


图 6 沿深度方向上声速剖面拟合精度随 EOF 阶次的时空变化曲线 (a)1 月份, \bar{E}_{\max} ; (b)7 月份, \bar{E}_{\max} ; (c)1 月份, \bar{E}_{RMS} ; (d)7 月份, \bar{E}_{RMS}

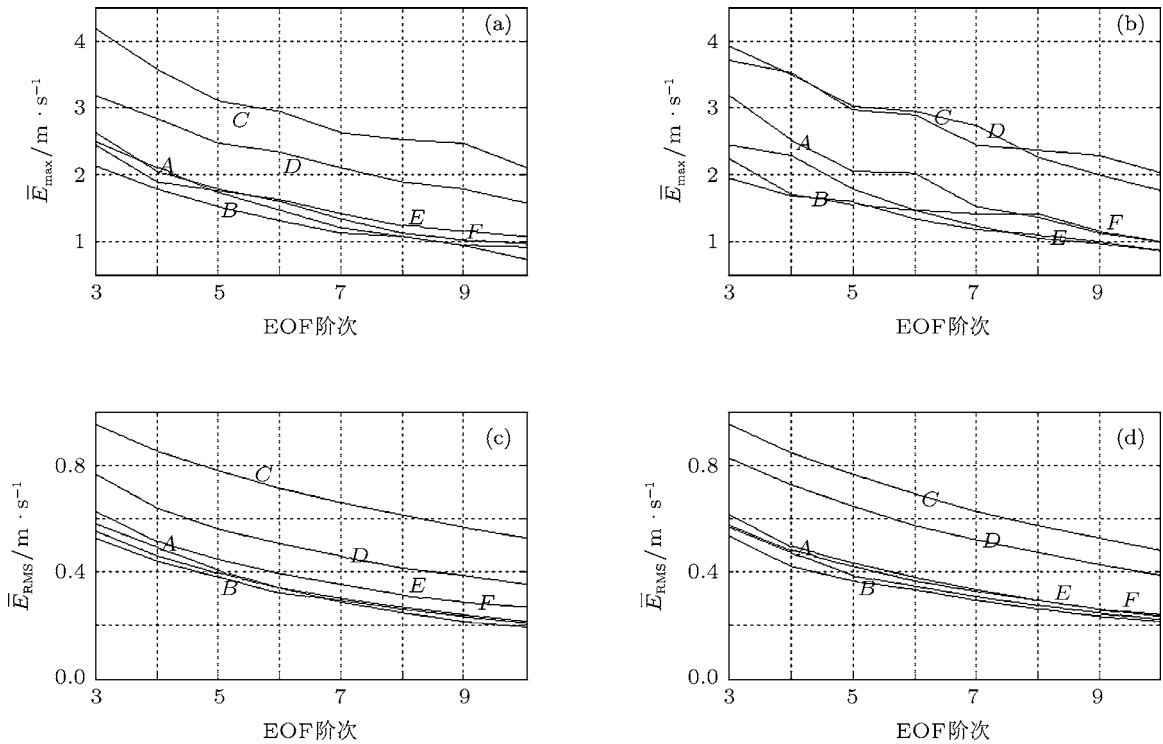


图 7 沿样本方向上声速剖面拟合精度随 EOF 阶次的时空变化曲线 (a)1 月份, \bar{E}_{\max} ; (b)7 月份, \bar{E}_{\max} ; (c)1 月份, \bar{E}_{RMS} ; (d)7 月份, \bar{E}_{RMS}

表1 前5阶 α 参数取值范围的时空变化特征

		区域A	区域B	区域C	区域D	区域E	区域F
α_1	1月	-29.3—47.6	-26.5—35.2	-39.7—36.6	-57.7—70.6	-46.2—82.4	-55.9—67.6
	7月	-29.8—49.6	-63.6—36.1	-36.1—37.4	-64.9—43.3	-32.3—41.3	-92.2—81.6
α_2	1月	-19.4—22.4	-22.5—14.1	-28.9—31.4	-34.1—37.8	-37.4—38.8	-75.4—29.2
	7月	-45.8—17.2	-15.3—19.2	-29.1—28.8	-28.9—37.1	-39.1—26.4	-113.3—44.3
α_3	1月	-16.5—11.9	-10.9—12.1	-28.4—25.8	-25.3—28.6	-17.3—19.4	-17.3—20.2
	7月	-16.2—17.7	-10.1—16.3	-23.7—16.7	-31.4—29.9	-13.1—15.9	-22.5—23.6
α_4	1月	-12.4—8.2	-9.2—8.8	-20.2—14.1	-19.1—15.7	-12.8—12.6	-12.2—12.9
	7月	-13.4—11.1	-11.6—13.8	-25.9—16.4	-20.6—13.4	-15.3—12.9	-45.3—14.1
α_5	1月	-8.1—9.8	-9.2—8.8	-17.3—12.1	-13.1—17.6	-8.6—9.4	-14.2—10.6
	7月	-11.9—10.3	-11.6—13.8	-14.7—14.7	-10.8—18.9	-7.1—12.1	-17.1—13.1

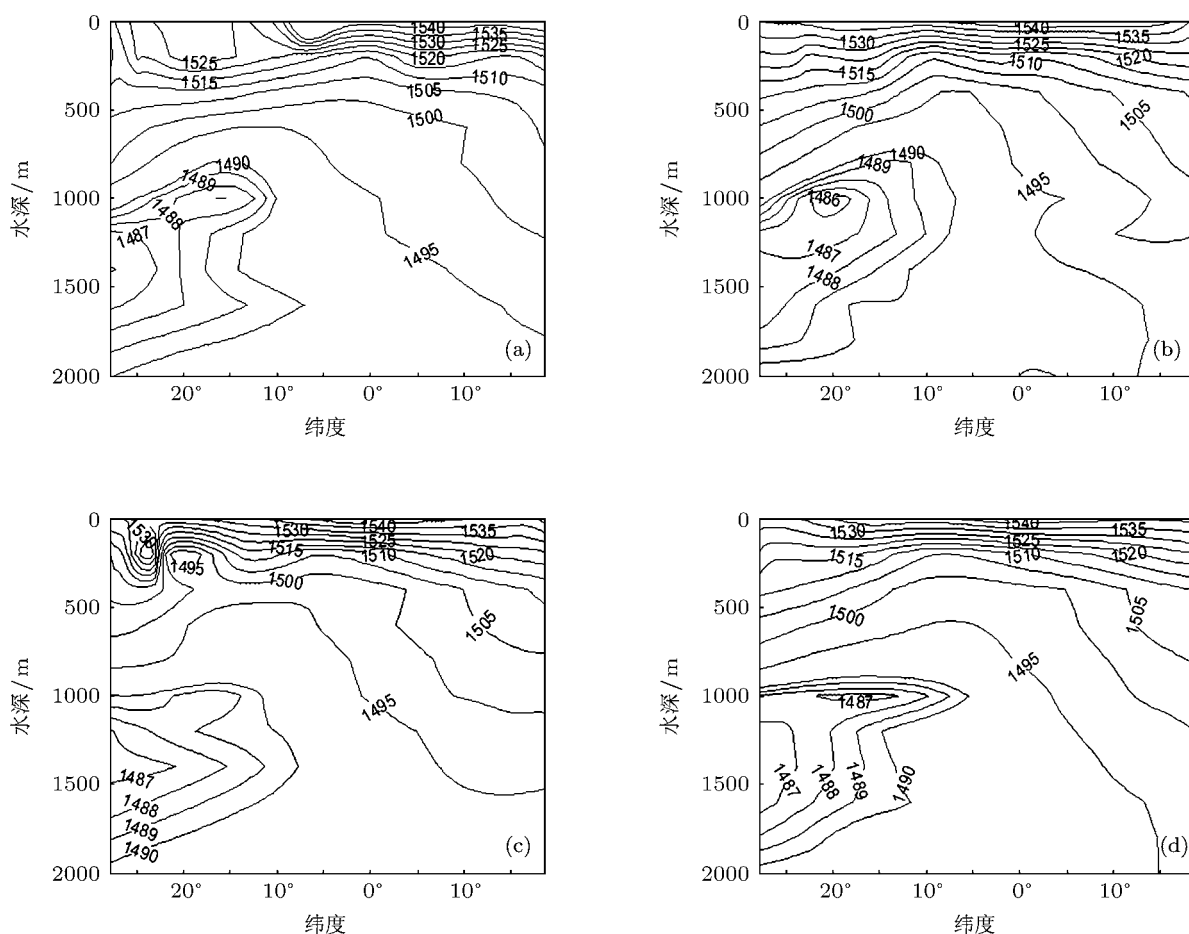


图8 印度洋中北部典型月份 65°E 断面的声速垂直分布 (a)1 月份; (b)4 月份; (c)7 月份; (d)10 月份

在位置) 处声速下降又开始加快, 即主跃层. 4 月份, 在 500 m 以内声速下降较快, 为季节性跃层, 在 700 m 到深海声道轴位置处声速下降较快, 为主跃层. 7 月份, 在 250 m 处出现声速极小值, 将 0—500 m 水深分成两个声速变化较快的跃层, 即季节性跃层和中间跃层, 在 1000 m 到深海声道轴位置处为主跃层. 10 月份, 在 500 m 以内声速下降较快,

为季节性跃层, 在 900 m 到深海声道轴位置处声速下降较快, 为主跃层. 10° 以南海区主跃层位置从北向南在加深, 就整个海区而言, 主跃层位置在赤道附近最浅, 向两侧都是逐渐加深的 (图 9(a) 和 (d)). 除了 7 月份, 1 月、4 月和 10 月的中间跃层都不明显, 这是因为中间跃层强度较小 (图 10(e) 和 (f)), 所以声速减小的趋势并不明显.

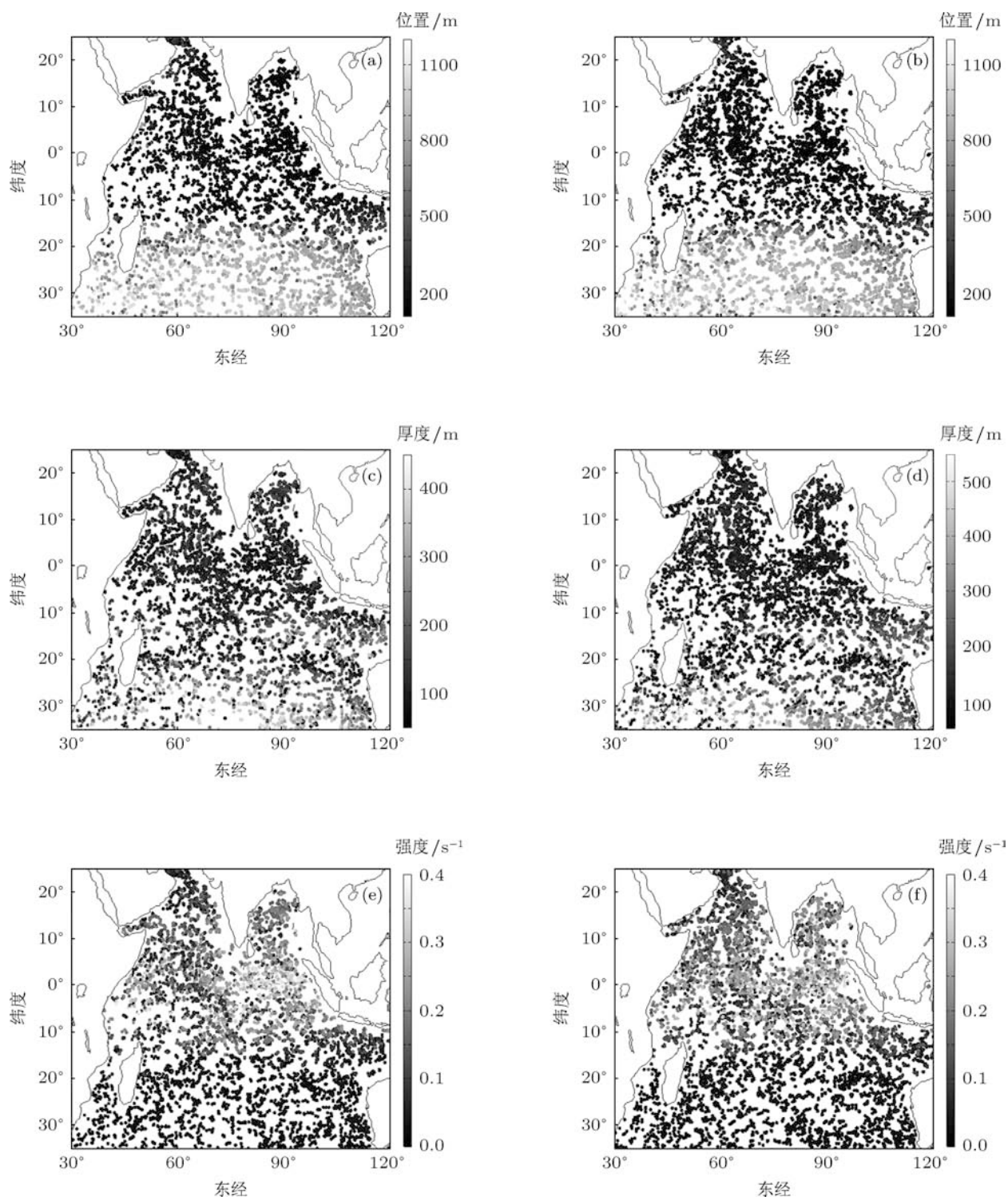


图9 印度洋中北部1月和7月主跃层位置、厚度和强度分布 (a) 1月, 位置; (b) 7月, 位置; (c) 1月, 厚度; (d) 7月, 厚度; (e) 1月, 强度; (f) 7月, 强度

印度洋中北部海域的深海声道轴跟其他大洋不同, 它只在 5°S 以南海区明显存在, 位置在 1000 m 左右, 越往南声道轴位置越深, 最深处可到 1500 m 左右, 其季节性变化较小, 深海声道轴处的声速在 1490 m/s 左右, 而在其他海区并没有形

成明显的深海声道轴. 这可能是由于源自红海和波斯湾的高温高盐中层水团, 广泛地活跃于主跃层之下到 1000 多米深的水层, 再加上携带高温高盐海水的北赤道流和赤道逆流的垂直混合, 声速仍主要受到温度和盐度的影响, 并没有随深度的增加而显

著减小, 呈现出声速的稳定不变, 甚至有些剖面的声速在 1000 m 以下还有增加的趋势, 如图 3(a), (b), (c) 和图 4(a), (b), (c) 所示.

4.2 印度洋中北部声速剖面特征量的区域性分布特征

4.2.1 主跃层分布特征

以下将以 1 月和 7 月为代表月份讨论印度洋中北部声速剖面特征量的区域性分布特征. 图 9 显示了海区 1 月和 7 月主跃层特征量的散点分布.

由图 9 可知: 在 15°S — 20°N 的热带海区, 主要为单跃层结构, 跃层位置集中在 100—400 m; 在 20°N 以北的亚热带海区, 由于波斯湾和红海高温高盐水的注入, 使混合层加深, 且部分表现为双跃层结构, 跃层位置略深于热带海区, 在 400—600 m 之间; 在 15°S 以南的亚热带和温带海区, 跃层位置由北向南逐渐加深. 跃层厚度总体上由北向南在变大, 在 20°S 附近的亚热带辐合带, 由于中间跃层的出现使主跃层厚度出现一个低值区. 跃层强度由赤道附近向南北两侧逐渐减小, 且 10°S 以北海区明显高于南部海区, 而在赤道附近的 80°E — 100°E 海区, 由于孟加拉湾的表层低盐海水的影响, 使得声速随深度的加深急剧减小, 跃层强度出现极大值.

4.2.2 中间跃层分布特征

图 10 显示了印度洋中北部海区 1 月和 7 月中间跃层特征量的散点分布. 印度洋中间跃层的形成和印度洋中央水有直接关系, 印度洋中央水带有明显的亚热带辐合带表层水的特征, 在 20°S 附近的次表层形成一个稳定的温盐层结, 一般厚度不大, 在 100—300 m 之间, 在马达加斯加海流南部支流的带动下, 其影响范围到达 (30°S , 30°E — 60°E) 海区, 因而在其他海区并没有形成中间跃层. 由图 10 可知: 在冬季, 中间跃层范围从 15°S 到 25°S , 东南部甚至一直延伸到 35°S , 位置为 350 m 左右, 东南部有部分剖面其中间跃层位置超过 450 m; 东北部厚度较大, 达到 200 m, 西部和东南部厚度多在 50—150 m; 强度由北向南逐渐减小. 在夏季, 中间跃层范围明显减小, 缩小到 25°S 以北, 这是由于夏季西澳流在 20°S 附近形成的辐合带扩大, 打破了海区次表层水团的稳定温盐层结造成的; 夏季跃层的位置、厚度和强度的变化趋势与冬季大致相同.

4.2.3 季节性跃层分布特征

图 11 显示了印度洋中北部海区 1 月和 7 月季节性跃层特征量的散点分布. 由图 11 可知: 季节性跃层只在 15°S 以南、 20°N 以北和亚丁湾部分海区存在, 而在低纬度海区 (15°S — 20°N), 季节性的海水温度差异不足以形成明显的季节性跃层. 20°N 以北和亚丁湾海区季节性跃层位置在 100—150 m, 冬季略深; 厚度为 50—150 m, 季节性变化不大; 强度冬季在 0.1 — 0.2 s^{-1} 之间, 夏季在 0.1 — 0.25 s^{-1} 之间. 在 20°S 附近, 由于在 300—400 m 之间形成了中间跃层, 且冬季范围大于夏季范围, 所以季节性跃层在冬季位置较浅, 位于 100 m 左右, 夏季较深达到 250 m. 在 25°S 以南海区, 季节性跃层位置由北向南略有减小, 位于 150—200 m. 由于西澳流和南赤道流在 20°S 附近形成辐合带, 使近表层垂直混合加强, 所以跃层位置东部要比西部深. 在冬季, 海区对流加强, 混合层加深, 辐合带的范围从夏季的 60°E — 110°E 缩小到冬季的 80°E — 110°E , 跃层厚度夏季明显大于冬季. 跃层强度的季节性变化不大, 由北向南逐渐减小.

4.2.4 深海声道轴与声速极大值的分布特征

从表 2 可知, 深海声道轴只在区域 D、区域 E 和区域 F 三个区域明显存在, 其区域性和季节性变化较小, 深度平均值集中在 900—1100 m 之间, 而区域 A、区域 B 和区域 C 三个区域由于源自红海和波斯湾高温高盐水广泛分布在主跃层之下, 海区并没有形成深海声道轴.

表 2 深海声道轴的时空统计值 (单位为 m)

	区域 A	区域 B	区域 C	区域 D	区域 E	区域 F
1 月	—	—	—	1023.8	934.9	1101.3
4 月	—	—	—	992.0	915.8	1109.5
7 月	—	—	—	919.2	904.5	1092.9
10 月	—	—	—	951.5	889.6	1088.9

表 3 声速极大值深度的时空统计值 (单位为 m)

	区域 A	区域 B	区域 C	区域 D	区域 E	区域 F
1 月	58.2	53.5	24.4	19.1	23.5	12.9
4 月	12.7	20.0	21.0	19.4	45.6	40.8
7 月	32.7	41.0	48.0	47.5	88.3	86.6
10 月	18.7	36.9	28.3	44.0	34.8	32.3

由于 ARGO 数据测量深度只能到 2000 m, 因此利用 ARGO 数据分析得到的声速极大值深度

位于海洋表层,受日照、降水和径流的影响,其区域性和季节性变化明显,如表3所列.北赤道流控制下的区域A和区域B,1月份为冬季,太阳照射明显小于夏季,再加上垂直对流的作用,夏季声

速极大值深度小于冬季;区域B位于孟加拉湾,夏季和秋季湾内降水多且有丰沛的径流注入,表层海水混合均匀,区域B的声速极大值深度要略高于区域A.而在南赤道流控制下的区域D、区域E和

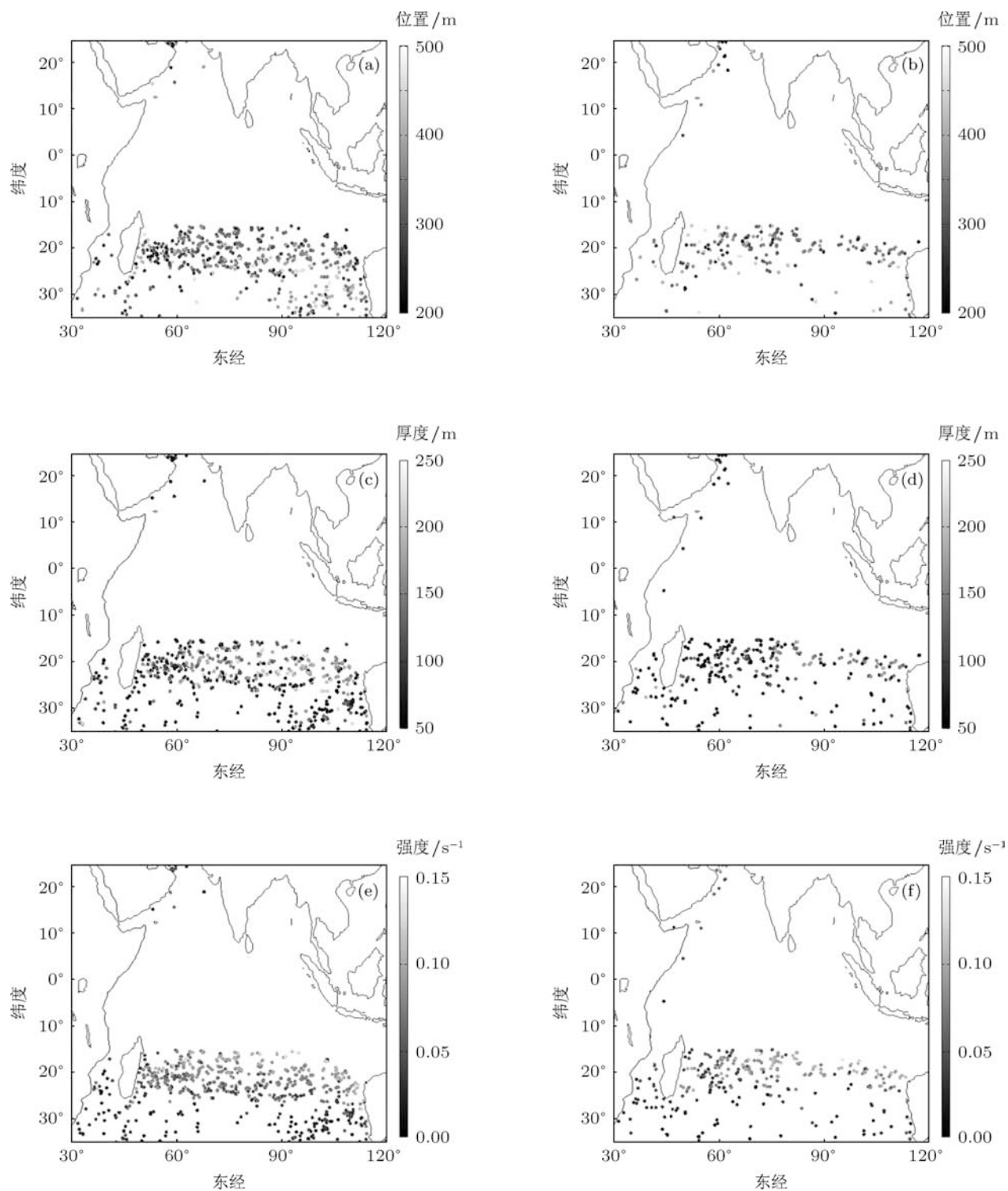


图10 印度洋中北部1月和7月中间跃层位置、厚度和强度分布 (a)1月,位置;(b)7月,位置;(c)1月,厚度;(d)7月,厚度;(e)1月,强度;(f)7月,强度

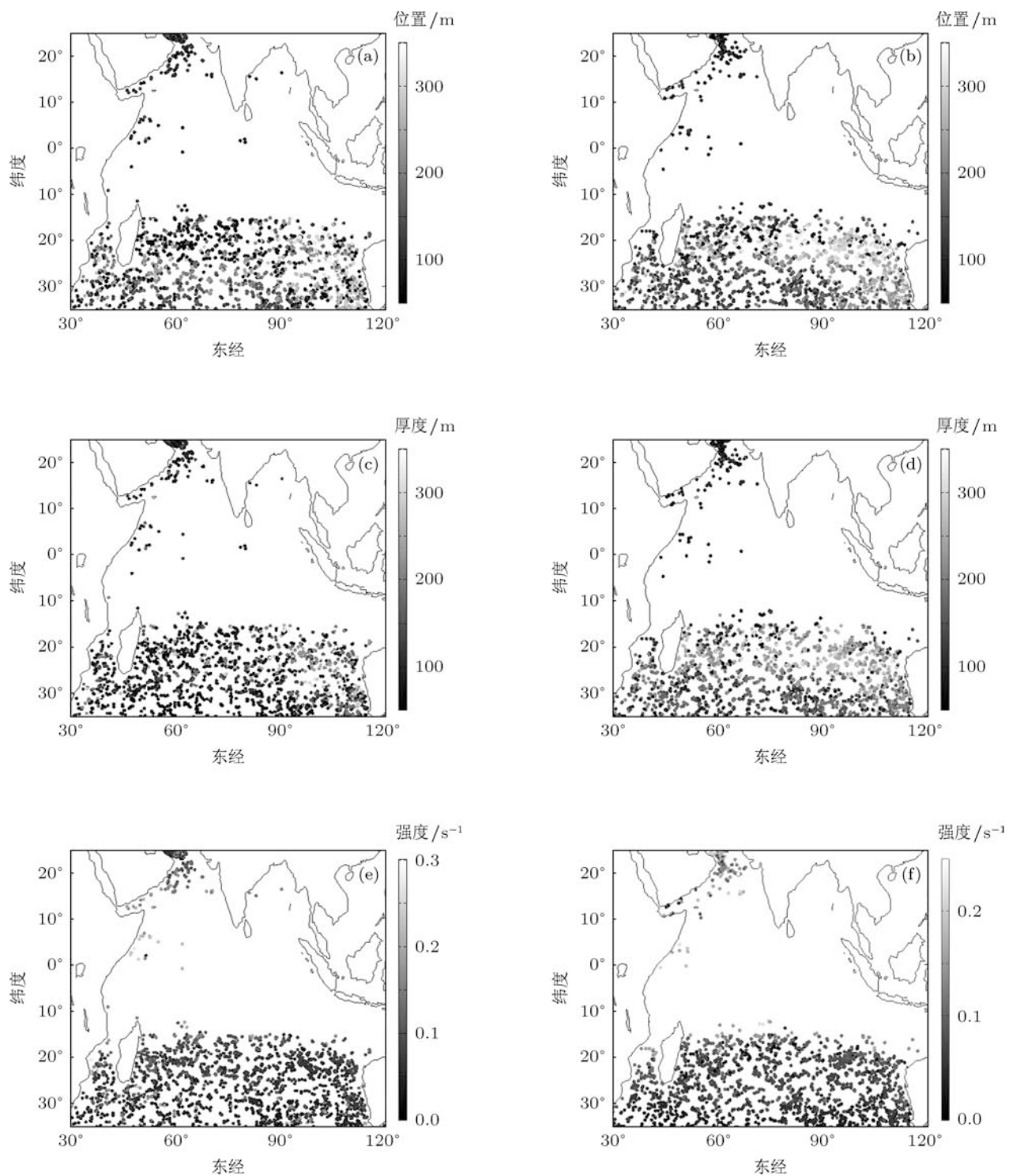


图 11 印度洋中北部 1 月和 7 月季节性跃层位置、厚度和强度分布 (a) 1 月, 位置; (b) 7 月, 位置; (c) 1 月, 厚度; (d) 7 月, 厚度; (e) 1 月, 强度; (f) 7 月, 强度

区域 *F*, 1 月份正好是南半球的夏季, 光照强, 声速极大值升至海表, 深度明显低于 7 月份; 区域 *E* 和区域 *F* 位于亚热带环流区, 由于海水辐合作用, 使

上混合层加厚, 并且太阳照射强度明显小于热带海区, 所以 7 月份在这两个区域形成了六个典型区域中的声速极大值和深度最大值. 赤道海区由于全年

日照平均,且远离陆地,径流影响小,故声速极大值深度季节性变化较小,在夏季,西南季风期间伴随有猛烈的季风雨,并出现强上升流使海水混合加深,所以声速极大值深度要高于其他季节.

4.3 印度洋中北部声速剖面的类型分布特征

根据声速剖面的结构特征,我们可以将其分为单跃层型、双跃层 I 型、双跃层 II 型和三跃层型四种类型.图 12 显示了这四种类型剖面的典型声速剖面及其梯度结构,图中阴影区域表示跃层范围.图 13 显示了这四种类型剖面的区域性分布和季节性变化.

由图 12 和图 13 可知:单跃层结构只有主跃层,集中分布在 15°S — 20°N 海区,其季节性变化较小.双跃层 I 型和双跃层 II 型都是季节性跃层和主跃层两层结构.双跃层 I 型的主跃层厚而深,在春季和冬季集中分布在 25°S 以南海区,在夏季和秋

季扩展到 20°S 海区附近.这是由于西澳流携带的高纬度低温海水与南赤道流携带的中纬度高温海水强力混合,破坏了三跃层结构的中间跃层,所以在 $(20^{\circ}\text{S}$ — $25^{\circ}\text{S}, 70^{\circ}\text{E}$ — $90^{\circ}\text{E})$ 附近三跃层结构转变成双跃层 I 型.双跃层 II 型的主跃层薄而浅,主要分布在 15°N 以北的阿拉伯海和 20°S 以南的澳大利亚西海岸附近海域.在 15°N 以北的阿拉伯海域,全年海水温度较高,加上波斯湾高温海水的注入,使这一海域的主跃层薄而浅;在 15°S — 25°S 海区,夏季和秋季受西澳流影响减小,主要受到南赤道流分支的影响,它携带的低纬度高温海水和海区自身高温海水混合,使主跃层位置上升,形成双跃层 II 型,范围明显大于春季和冬季.三跃层结构的主跃层位置和厚度与双跃层 I 型相当,但在水深 300 m 左右,由于印度洋中央水的影响而出现中间跃层,主要分布在 15°S — 25°S 海区,夏季和秋季由于亚热带辐合带控制区域的海水混合充分,破坏了印度洋中央水的稳定层结,中间跃层消失,其范围比春季和冬季要小.

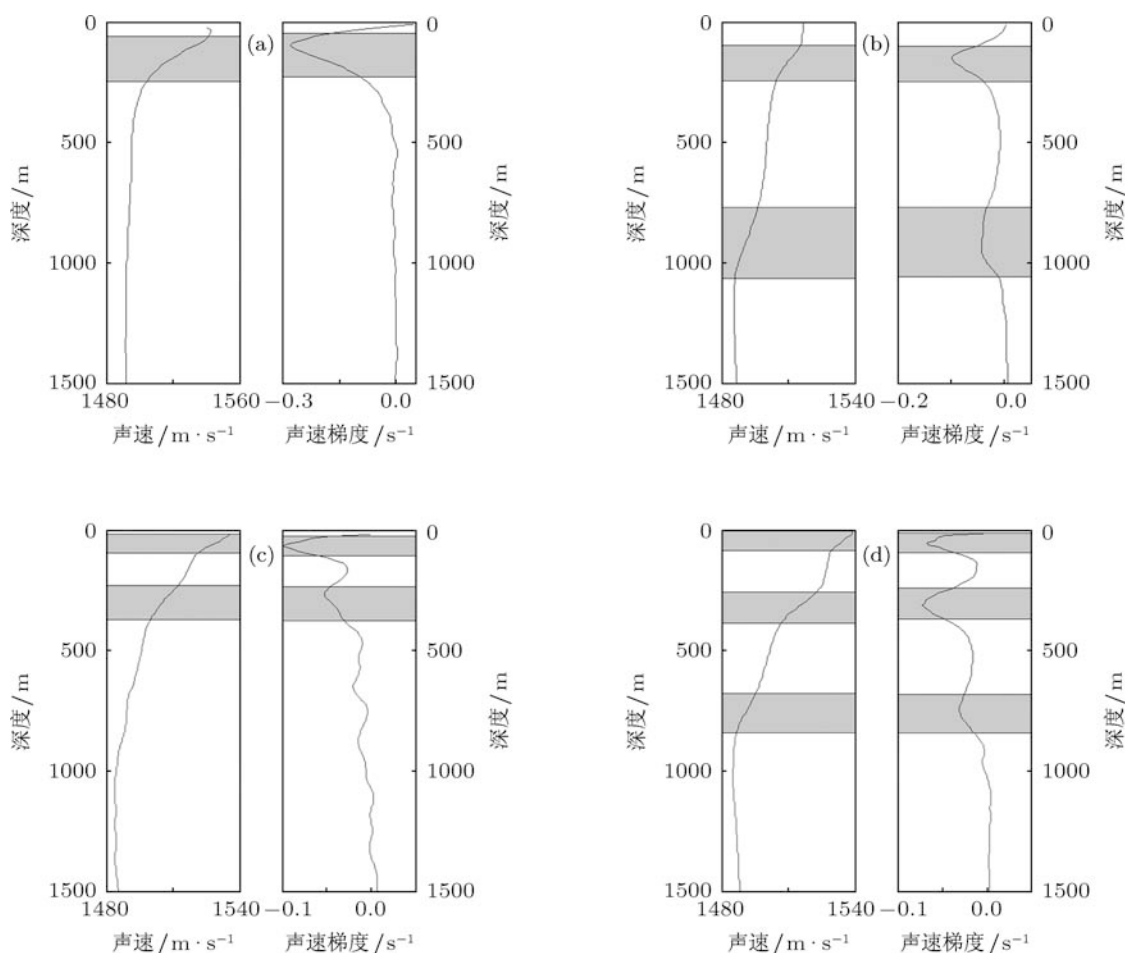


图 12 印度洋中北部典型声速剖面结构及其梯度的模态特征 (a) 单跃层型; (b) 双跃层 I 型; (c) 双跃层 II 型; (d) 三跃层型

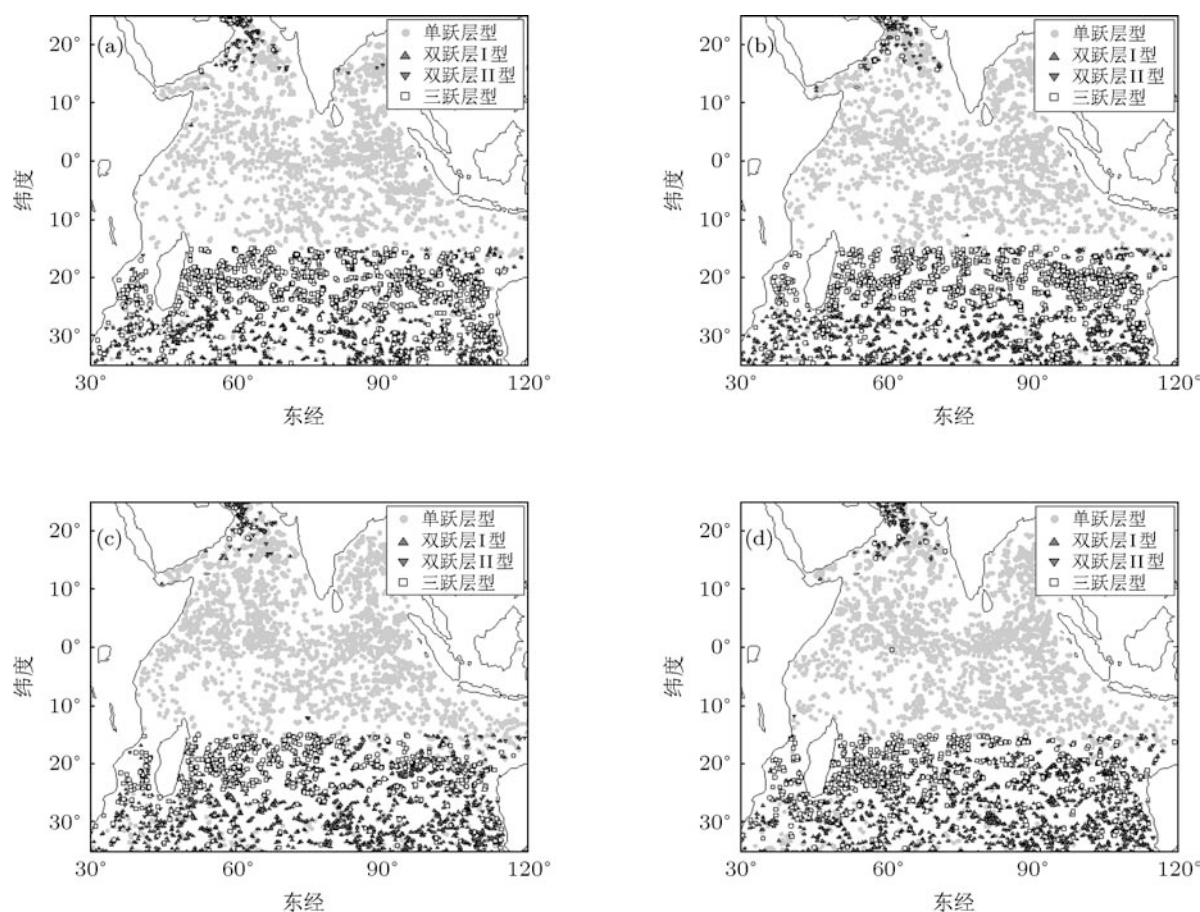


图 13 印度洋中北部不同季节声速剖面类型的区域性分布 (a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季; (d) 秋季

5 结论

针对垂直梯度法在声速结构分析中的缺点, 本文采用多元统计分析中的最优分割法, 结合 ARGO 数据对印度洋中北部海域的声速剖面结构进行了统计分析, 得到了声速剖面的区域性分布和季节性变化特征, 并揭示了其内在的物理机理. 研究结果表明, 印度洋中北部海区主要受赤道流系和西澳流支配, 红海水、波斯湾水和印度洋中央水对声速结构影响很大. 声速剖面拟合精度随 EOF 阶次的季节性变化较小, 其区域性分布特征较明显, 特别是区域 C 和区域 D, 需要选取较高的 EOF 阶次, 才能较好地满足精度要求. 季节性跃层只存在于 15°S 以南海域和 25°N 以北部分海域, 受西澳流和南赤道流的支配, 有明显的纬向变化和一定的经向分布; 与其他大洋不同, 印度洋在 15°S — 25°S 附

近海域存在一个中间跃层, 受印度洋中央水和亚热带辐合带的控制, 春季和冬季较强, 夏季和秋季较弱; 主跃层随纬度的变化显著, 其季节性变化较小. 由于源自红海和波斯湾的高温高盐中层水团的影响, 在 5°S 以北并没有形成明显的深海声道轴, 只在 5°S 以南才可以看到深海声道轴的存在, 这与其他大洋不同. 本文工作可为在印度洋中北部海域活动的舰船的声纳设备的使用提供重要参考.

利用本文提出的声速剖面分析方法, 可以对世界大洋以 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 或者更高精度为一个分区, 得到每个分区的声速剖面结构特征. 此外, 根据印度洋中北部海域的声速剖面结构特征, 结合不同的声传播模型, 可以分析声传播损失的变化规律, 得出该海域的声传播特性及其对声纳系统的影响. 这些是下一步研究工作的重点.

- [1] Chiu L Y S, Lin Y T, Chen C F, Duda T F, Calder B 2011 *J. Acoust. Soc. Am.* **129** 260
- [2] Zhang Z B, Ma Y L, Yang K D, Yan S F 2005 *Acta Acust.* **30** 103 (in Chinese) [张忠兵, 马远良, 杨坤德, 鄢社锋 2005 声学学报 **30** 103]
- [3] Fan M Y, Guo Y H, Hui J Y 2000 *Acta Acust.* **25** 528 (in Chinese) [范敏毅, 郭玉红, 惠俊英 2000 声学学报 **25** 528]
- [4] Luo W, Schmidt H 2009 *J. Acoust. Soc. Am.* **125** 1384
- [5] Huang C, Gerstoft P, Hodgkiss W S 2006 *J. Acoust. Soc. Am.* **119** 3224
- [6] Yang K D, Ma Y L 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 1798 (in Chinese) [杨坤德, 马远良 2009 物理学报 **58** 1798]
- [7] Yang K D, Chapman R, Ma Y L 2007 *J. Acoust. Soc. Am.* **121** 833
- [8] Yang K D, Ma Y L, Sun C, Miller J H, Potty G R 2004 *IEEE J. Ocean. Eng.* **29** 964
- [9] Yin J W, Hui J Y, Guo L X 2008 *Acta Phys. Sin.* **57** 1753 (in Chinese) [殷敬伟, 惠俊英, 郭龙祥 2008 物理学报 **57** 1753]
- [10] He C B, Huang J G, Han J, Zhang Q F 2009 *Acta Phys. Sin.* **58** 8379 (in Chinese) [何成兵, 黄建国, 韩晶, 张群飞 2009 物理学报 **58** 8379]
- [11] Zhang X, Zhang Y G, Huang F L, Li J 2010 *Mar. Sci. Bull.* **29** 29 (in Chinese) [张旭, 张永刚, 黄飞灵, 李坚 2010 海洋通报 **29** 29]
- [12] Zhang X, Zhang Y G, Zhang S J, Wu S H 2009 *J. Trop. Ocean* **28** 23 (in Chinese) [张旭, 张永刚, 张胜军, 吴世华 2009 热带海洋学报 **28** 23]
- [13] Wu P M, Guo X G, Wu R S 2002 *Acta Oceanol. Sin.* **24** 179 (in Chinese) [吴培木, 郭小钢, 吴日升 2002 海洋学报 **24** 179]
- [14] Reise B, Etter P C 1997 *Proceedings of Undersea Defence Technology Conference* (Hamburg: Undersea Defence Technology Organization) pp408—413
- [15] Mandelberg M D, Frizzell-Makowski L J F 2000 *IEEE Oceans Conference and Exhibition* (New York: IEEE) pp105—108
- [16] Chu P C, Fan C W 2010 *IEEE Oceans* **10** 1001
- [17] Shi M C 2004 *Physical Oceanography* (Jinan: Shandong Education Press) (in Chinese) [侍茂崇 2004 物理海洋学 (济南: 山东教育出版社)]
- [18] Wang D X, Wu G X, Xu J J 1999 *Chin. Sci. Bull.* **44** 1226 (in Chinese) [王东晓, 吴国雄, 徐建军 1999 科学通报 **44** 1226]
- [19] Pan A J, Liu Q Y 2005 *Chin. Sci. Bull.* **50** 1523 (in Chinese) [潘爱军, 刘秦玉 2005 科学通报 **50** 1523]
- [20] Jensen V E, Samuel P, Johannessen O M 1997 *IEEE J. Geophys. Res.* **21** 1698
- [21] Feng S D, Feng T 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 029202 (in Chinese) [冯士德, 冯涛 2011 物理学报 **60** 029202]
- [22] Chen C T, Millero F J 1977 *J. Acoust. Soc. Am.* **62** 1129
- [23] Christopher S M, Watts D R 1997 *J. Acoust. Soc. Am.* **102** 2058
- [24] Del Grosso V A 1974 *J. Acoust. Soc. Am.* **56** 1084
- [25] Zhang Y T, Fang K T 1997 *Multivariate Statistics Analysis* (Beijing: Science Press) (in Chinese) [张尧庭, 方开泰 1997 多元统计分析引论 (北京: 科学出版社)]
- [26] Sun S P, Zhang L, Hou W, Feng G L 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 029201 (in Chinese) [孙树鹏, 张璐, 侯威, 封国林 2011 物理学报 **60** 029201]
- [27] Shen Y H, Ma Y L, Tu Q P, Jiang X Q 1999 *Appl. Acoust.* **20** 21 (in Chinese) [沈远海, 马远良, 屠庆平, 姜小权 1999 应用声学 **20** 21]

Research on the temporal-spatial distributions and the physical mechanisms for the sound speed profiles in north-central Indian Ocean*

Li Jia Yang Kun-De[†] Lei Bo He Zheng-Yao

(College of Marine, Northwestern Polytechnical University, Xi'an 710072, China)

(Received 13 July 2011; revised manuscript received 4 January 2012)

Abstract

The structure of sound speed in ocean has a strong influence on underwater sound propagation. For underwater target detection and underwater acoustic communication, it is of great significance to obtain the temporal and spatial distribution of sound speed profile. Since the limitations and applicability of vertical grads method in structural analysis of sound speed in the Indian Ocean, optimal partition method is developed to calculate the sound spring layer. The study focuses on analysing the eigenvalues of sound speed profiles (SSPs) in the north-central Indian Ocean based on the last 10 year data of array for real-time geostrophic oceanography. The vertical structure characteristics of sound speed are investigated in the Indian Ocean, and the laws of temporal and spatial variation are obtained. The distribution of the fitting accuracy with the order of empirical orthogonal functions (EOF) are found. The physical mechanisms of the temporal and spatial variation of SSPs are revealed with the marine physical environment in Indian Ocean. The simulation results show that optimal partition method is suitable for the area to judge the structure of spring layer, and the parameters of the corresponding criterion is also proposed. The regional distributions of the fitting accuracy with the order of EOF are more obvious than with the seasonal variations. The deep channel axis exists at south 5°S and there are three spring layers between 15°S and 25°S . The structures of SSPs in the Indian Ocean can be classified into four types: single spring layer, double spring layer type I, double spring layer type II and three spring layer, and for seasonal models: spring model, summer model, autumn model and winter model. The analysis results of the SSPs can provide some reference value for acoustic propagation and the sonar systems.

Keywords: optimum partition method, empirical orthogonal function, sound speed profile, temporal and spatial variation

PACS: 43.30.+m

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 11174235, 61101192), the Program for the New Century Excellent Talents in University of Ministry of Education, China (Grant No. NCET-08-0455), the Science and Technology Development Program of Shaanxi Province, China (Grant No. 2010KJXX-02), and the Science and Technology Innovation Foundation of Northwestern Polytechnical University, China.

[†] E-mail: ykdzym@nwpu.edu.cn