

海洋边界层内风、浪相互作用研究进展

李建东, 陈 希, 蒋国荣, 刘庭杰

(解放军理工大学气象学院二系, 江苏 南京 211101)

摘 要: 鉴于海洋边界层内风、浪相互作用在海洋、大气研究中的重要意义, 本文较详细地回顾、总结了国内外有关海洋边界层风、浪相互作用的研究进展: 由最初的关于风应力和空气动力粗糙长度的统计研究发展到后来的利用模式探讨海洋边界层的结构和风、浪耦合机制。最后简单讨论了风、浪耦合研究中存在亟待解决的问题以及未来的研究前景。

关键词: 风、浪相互作用; 拖曳系数; 空气动力粗糙长度; 波诱导应力; 海浪谱

中图分类号: P731 文献标识码: A 文章编号: 1003 - 0239 (2005) 1 - 0058 - 09

1 引言

海洋占据了 71% 以上的地球表面, 上层海洋的主要运动是风应力驱动的直接结果。实际大气风应力的频谱很宽, 使海洋的运动形式具有多样性, 且在不同的频谱区间中, 控制海洋运动的物理过程也不同。如果风随时间变化很慢, 洋流有足够的时间适应风的变化, 这时洋流对风将处在平衡状态下响应。当风变化很快时, 洋流没有充分的时间建立, 于是将激发出波浪(巢纪平, 1993)。实际上, 正是波浪决定着海表的动量、热量、湿度和质量的交换(Makin, 1999)。上世纪 80 年代以来, 对海气间动量交换的测量和描述备受关注, 这主要是因为有许多重要的过程都受海气间动量交换的影响, 比如风生浪的成长、风暴潮和大气环流等(Janssen, 1997)。另一方面, 海洋表面的粗糙度由于激发出的波浪不断地发生变化, 就会影响风速的分布, 进而影响动量通量(多罗宁, 1991)。这样, 由于海 - 气交界面的上、下两层流体强烈地感受着彼此的通量与运动的影响, 从而构成一个互动的复杂系统(汪炳详, 1997)。

由上述可知, 海洋边界层内风、浪相互作用的研究是估计海表的动量通量的基础, 是海气相互作用中富有挑战性的课题(Makin, 1995), 在气候和遥感研究、天气预报、和海洋生态系统生态环境监测方面等许多领域中有重要的应用(Makin, 1995, 1999)。然而风、浪之间相互作用在很大程度上依赖于海气界面间的空气动力粗糙长度(Janssen, 1997)。因为正是空气动力粗糙长度决定着海气界面间的扰动程度和风应力。所以, 20 世纪以前的很长一段时间, 风、浪之间相互作用的研究重点都放在风应力和空气动力粗糙长度对风速和波龄的依赖关系上, 而有关风、浪耦合机制的研究是从上世纪末才开始的。

2 海洋边界层风、浪相互作用的研究进展

有关海洋边界层内风、浪相互作用的研究可追溯到 19 世纪，大致可以分为四个发展阶段：第一阶段为 19 世纪至 20 世纪 40 年代；第二阶段为 20 世纪 40 年代至 70 年代，这段时期内，理论方面取得了重大突破，phillips 共振机制、Miles 的切流不稳定概念相继问世。另在观测、采集数据方面也取得一定的进展；第三阶段为 20 世纪 70 年代至 90 年代，这一时期内，进行了一系列的大型观测（比较著名的有，HEXOS 试验），数据收集日渐丰富，相应的研究也取得了较大的进展，认识到了海洋表面的空间分布在风、浪相互作用中较为详细的物理过程；第四阶段为 20 世纪 90 年代至今，这一时期的重点是利用模式来研究波浪边界层的结构和阻力形成的机制。为了能对该方面的研究进展有一个较为详细的了解和认识，现把上述四个阶段前人所作的研究工作总结如下：

2.1 20 世纪 40 年代以前

早在 19 世纪以前，人们就已注意到表面波以及它们与风的关系。理论流体力学的先驱们 Lagrange, Airy, Stokes 和 Rayleigh 等试图用理想流体理论来解释表面波的基本性质 (Phillips, 1966)。然而海洋中的表面波是比较复杂的，实际现象常常与基本理论不相符合。Rayleigh 曾经写道：“海浪的基本规律就是‘明显地缺乏规律性’”。把波的成长率与风联系起来的问题是由 Kelvin 提出来的，但当时未取得真正的进展。到 1850 年 Sterenson 在许多湖泊中对表面波作了观测，并导出一个“最大波高”和风区（离上风岸的距离）之间的经验关系 (Phillips, 1966)。75 年之后，Jefferys 试图用实验室的实验来模拟风浪的生成 (Phillips, 1966)。但直到 1956 年 Ursoll 才正确地写道：“水面上的风通过某种物理过程产生水波，而这个物理过程还不能认为是已知的”。当时连不完美的理论也没有，海上的观测结果和实验室的结果又截然不一致 (Phillips, 1966)。所以，当时的状况是，理论方面显得无能为力，而观测方面和实验方面又显得互相脱节，但为以后的研究奠定了一定的基础。

2.2 20 世纪 40 年代至 70 年代

在这一时期，海洋表面的观测资料收集已经取得了一定的进步，下表是 1969 年以前一些研究者的主要结论（表中推荐公式为 $10^3 \cdot C_{10}$ ， U_{10} 表示 10m 高风速）。

表 1 风应力对风速依赖性一览表

作者	年代	推荐公式	适用范围
Deacon and Ewbb	1962	$1.0 + 0.07 \times U_{10}$	$1 < U_{10} < 14$
Wilson	1960	$\begin{cases} 1.49 \\ 2.37 \end{cases}$	$1 < U_{10} < 10$ $U_{10} > 10$
Sheppard	1958	$0.8 + 0.114 \times U_{10}$	$1 < U_{10} < 20$
Francis	1951	$1.3 \times U_{10}$	$1 < U_{10} < 25$
Neumann	1948	$0.9 \times U_{10}^{1/2}$	$1 < U_{10} < 30$

从表中可以看出:有的研究者得出的风应力系数表达式出现了不连续的现象(Wilson, 1960), 究其原因是, 一方面一些研究者将实验室与大洋上不同高度的数据结合在一起加以分析, 有的研究者没有考虑到风应力系数与风速之间的依赖关系, 以至于得出的结果差别较大。

2.3 20 世纪 70 年代至 90 年代

1969 年, Jin Wu 搜集整理了 30 个独立海洋观测站的资料, 系统分析了在各种风况下海气相互作用下的风应力系数、表面粗糙度和边界层流的状态。分析认为: 在水表面附近的气流, 只要 $u_{10} > 3\text{m/s}$ 就可以认为是空气动力粗糙; 当 $u_{10} < 15\text{m/s}$ 时, 风应力系数和表面粗糙度随着风速的增大而增大; 当 $u_{10} > 15\text{m/s}$ 时进入饱和状态。从海浪观测来看, 在 $u_{10} = 15\text{m/s}$ 时的不连续起因于此时的风速已经超过了浪的平均向速, 这样就提供了轻风和强风的划分依据: $u = 15\text{m/s}$ 。给出了风应力系数的两个近似表达式, 对于轻风: $10^3 C_{10} = 0.5 \times U_{10}^{1/2}$; 对于强风: $C_{10} = 2.6 \times 10^{-3}$ 。

1981 年, BIO (Bedford Institute of Oceanography) 的 Large W. G. 和 Pond S. 在深水、固定观测塔上利用了雷诺通量和耗散法进行了大量通量观测。风速利用改进的螺旋桨式测风仪进行测量。在同一区域独立观测表明: 从 196 组雷诺通量观测数据得出的拖曳系数同 Smith 1980 年的测量值是吻合的, 当风速较低时有一定的偏差。雷诺通量法和耗散法通过 192 组数据比较发现, 风速在 4m/s 到 20m/s 之间两者的平均值相吻合。为了确定拖曳系数与风速、风区尺度和稳定度的依赖关系, 利用耗散法进行了加长观测。中性条件、 10m 高的拖曳系数 (CDN) 同风区尺度和稳定度没有依赖关系, 但当风速大于 10m/s 时, 拖曳系数随着风速的增大而增大。在风速随时间增大的情况下得到的 (CDN) 就平均值而言, 它比风速随时间减小的情况下或风向有一定改变的时候要小。最后得出下式:

$$10^3 \text{CDN} = \begin{cases} 1.2 & 4 \leq U_{10} < 11 \text{ms}^{-1} \\ 0.49 + 0.065 U_{10} & 11 \leq U_{10} \leq 25 \text{ms}^{-1} \end{cases} \quad (U_{10} \text{ 为 } 10\text{m 高的风速})$$

由上述可见, 风应力对风速的强烈依赖性已经得到肯定。但具体的依赖形式, 不同的研究者得出的结论不尽相同。

上世纪 80 年代以来, 对海气间的动量交换的测量和描述备受关注。这主要是因为有许多重要的过程都受海气间的动量交换的影响, 比如风生浪的成长、风暴潮和大气环流等。然而海气间的动量交换在很大程度上依赖于海气界面间的空气动力粗糙长度 (Jonson, H. K, 1996)。因为正是空气动力粗糙长度决定着海气界面间的扰动程度和风应力。由于在中性条件下拖曳系数同粗糙长度之间存在着对应的关系, $C = \left(\frac{\kappa}{\ln(z/z_0)} \right)^2$, 所以对二者的参数化在本质上是是一致的。事实上, 海面状态随着时间和空间在不断的变化着, 所以海面的动量通量应该与海面状况有一定的关系 (Makin, 1995)。理论上, 海面状况由海浪谱表征, 但由于缺乏具体的波谱信息, 常使用波龄代替海浪谱。将波龄放在 Charnock

参数中加以考虑,即: $z_0 \frac{g}{u_*^2} = \lambda \left(\frac{u_*}{c_p} \right)^m$ (m 为正值,表示海洋粗糙度随着波龄的增加而减小,反之,表示海洋粗糙度随着波龄的增加而增加),可以在一定程度上反映波浪对拖曳系数的影响。

上世纪 80 年代以来研究发现海面粗糙度对波龄具有一定的依赖性,有许多学者作了这方面的研究:

Donelan (1982) 利用涡动相关技术和波参数法在水深 12m 的 Ontario 湖进行了风应力的测量,发现 Charnock 参数 Z_{ch} (即海面粗糙度)随着波龄的增大而减小。

Merzi and Graf (1985) 在水深为 3m 的 Geneva 湖进行了风和波参数的测量。对风应力的测量采用廓线方法,结果发现海洋粗糙度随着波龄的增加而减小。

Geernaert (1987) 在一个水深 30m 的北海台地进行测量,利用涡动相关技术测量风应力,并且从风区尺度关系估计波浪,结果发现拖曳系数随着波龄的增大而减小。

Maat (1991) 和 Smith (1992) 收集了 HEXOS 试验的数据分析结果表明 Charnock 参数随着波龄的增长而减小。

Toba (1990) 在 Bass 海峡测量了风速、浪高和周期。考虑波浪与局地风平衡的情况,使用 3/2 次律推算风应力。结合其他观测塔资料和实验室的试验数据综合分析后认为 Charnock 参数随着波龄的增大而增大, $m = -1$,这是与前面提到的结论最为明显的差别。Toba 指出同 Geernaert (1987) 的不同主要是由于在 Geernaert 的数据中包含涌浪,而涌浪是不满足与局地风平衡关系的。

Donelan (1990) 和 (1993) 分别分析了一个波浪和风应力的混合数据库(包括实测数据和实验室数据),对上述数据进行独立分析后,结果表明波龄较小的波更为粗糙,但对于实验室的测量数据来讲并不是这样的。他们认为实验室数据不应该同区域数据混合起来一起分析,而 Toba (1990) 采用了这种方法。

Jonson. H. K (1997) 等利用 RASEX 试验的数据资料研究了海气间动量交换对风生浪的影响。数据分析结果表明摩擦速度的误差在 10% 之间,这使得从一个数据库中很难确定 Z_{ch} 的表达式。但是结合几个不同区域的数据库即可以解决这一问题。结果发现 Z_{ch} 随着波龄的增大而减小,表达式为 $Z_{ch} = 1.89(c_p/u_*)^{-1.59}$,其中 Z_{ch} 为中性无量纲海面粗糙度。

汪炳祥(1997)从风的能量平衡方程出发,引进若干风要素与波要素以及波要素之间的定性关系,经演算导出海面阻力系数,或是风速和波龄或是风速和波高的函数。然后,沿用最小二乘法,导出 4 组回归方程,并且得出三个经验系数,就所检验例子而言,结果与实际符合较好。

从以上分析可知无量纲海面粗糙度(Charnock 参数)依赖于波龄。但是这种依赖关系的具体形式还不确定。造成这种差异的一个原因是分析时所选的数据类型不同;一些研究者使用满足于局地风平衡的波浪数据,一些研究者使用浪涌数据;另一个原因是没有将实验室数据和开放海域数据加以区别对待。

2.4 20 世纪 90 年代至今

虽然导出了拖曳系数 C 和波龄的关系,但大多数的研究者没有考虑波浪边界层的结构和阻力形成的机制。在一般的情况下,拖曳系数 C 是二维海浪谱的函数 $C = C(u^2/gz, S(\omega, \theta))$ (Chalikov, D. V, Belevich, M. Y. 1993)。直到现在,还不清楚波谱的不同部分有多大的贡献。探讨阻力形成机制的有力途径是波浪边界层统计结构的二维或三维数值模拟。到目前为止这种方法的潜力还未充分挖掘,然而二维或三维数值模拟是非常复杂的(Chalikov, 1993)。

随着海浪研究的进一步深入,人们逐渐认识到海洋边界层的动量应是守恒的。这为进一步研究风、浪间的相互作用提供了新的途径。

海洋边界层动量守恒(Jansen, 1989,1991,1992; Chalikov and Makin, 1991)表明动量通量不随高度变化,所以给定高度上的动量通量等于海表面的动量通量。可以从湍流应力和波诱导应力动力平衡的角度推导海面拖曳系数。

Jasson (1989) 首先在理论上考虑了海浪波谱对拖曳系数的影响。随后 Chalikov and Makin (1991) 也做了这方面的工作。他们将总的应力分为湍流应力和波诱导应力,从湍流应力和波诱导应力平衡的角度推导拖曳系数。在对湍流应力参数化过程中使用混合长理论,结果发现湍流应力的衰减尺度为 $1/(2\kappa)$, 其中 κ 为波数。

Makin, V. K. 1995 年设计了一个计算海面阻力系数的简单模式。在给定风速和海洋状态后可计算出海面拖曳系数,并且对于充分成长或正处于发展中的海浪均适用。

在海洋边界层动量守恒的基础之上设计计算方案,将拖曳系数同海气间的动量交换特征联系在一起。将总的应力分为湍流应力和波诱导应力。前者通过混合长度理论进行参数化,后者通过积分加以解决。并从湍流应力和波诱导应力的平衡关系中导出有效粗糙度,代替以 Charnock 的形式给出的有效粗糙度。

利用 HEXOS 实验所得的数据模拟后发现结果与观测符合较好,摩擦速度的误差在 10% 以内,并且得到了一些有意义的结论:

(1) 对于较高风速 ($u > 15\text{m/s}$), 风应力中的大部分为波诱导应力,对于较低风速,风应力中的大部分为粘性应力。这使得对于轻风,海面可认为是空气动力光滑的。

(2) 重力毛细波(波长小于 5cm)在海面阻力中作用甚微;波谱的具体形式对海面阻力的形成起决定性的作用,特别是波谱的高频部分。如果波谱的高频部分是依赖于波龄的,则海面阻力就依赖于波龄,反之则不依赖于波龄。

Makin (1995)、Kitaigorodskii and Donelan (1984) 在计算波诱导通量时,都使用的是 $1/(2\kappa)$ 这个衰减尺度。但 Belcher and Hunt (1993) 的快速耗散理论表明:由于拖尾效应,波诱导应力的衰减要快得多。Mastenbroek (1996) 的研究结果表明,衰减尺度应为 $1/(5\kappa)$ 。而且混合长理论不能反映波诱导通量随高度的变化,从而也不能反映湍流应力随高度的变化。然而恰恰就是这种变化影响着扰动动能 TKE 的输入项和耗散项的平衡。

Makin, V. K and Kudryavtsev, V. N. (1999) 在一个风浪和风的耦合模式中讨论了风与浪的耦合机制。主要也是建立在海气界面动量守恒的基础之上,将海表拖曳系数、海表的一些物理特征以及海表动量交换的特征联系在一起。假定考虑扰动动能(TKE)的局

地平衡,即生成项和耗散项之间的平衡,生成项包括平均动能和风诱导动能。还有平均风诱导动能的局地平衡。该模式相对于 Makin(1995) 的最大改进之处在于考虑了涡旋粘性系数(主要用于扰动应力的参数化)。早在 Janssen(1989)、Makin(1995) 由于错误地估计了 TKE 的输入项和耗散项的平衡关系,所推导出的涡旋粘性系数是不正确的。在波浪上平均动能和波诱导动能都是扰动动能,如果不考虑后者,TKE 能量平衡方程对涡旋粘性的估计会显著地偏小。这一点 Makin and Mastenbroek (1996) 设计的一个建立在 TKE 和耗散率全平衡基础上的风浪边界层一维差分模式中也有类似的结论。而 TKE 平衡方程中的 TKE 扩散输送可以忽略不计(Chalikov and Belevich)。

另一个比较主要的改进之处是对生长率系数进行了参数化,特别是对移速较慢的短波。在前面已经提到,正是这些波动占了风诱导应力大部分,因此准确计算生长率系数对这些波动是有必要的。Makin (1995) 利用摩擦速度和某一高度上的风速对生长率系数进行了参数化,这些计算是建立在一个关于浪的二维非线性边界层模式(2D-WBL model)之上的,在此处使用了混合长度湍流闭合机制。最近的建立在浪表面湍流的快速扭曲之上的波浪成长理论分析表明,在描述浪表面上的波诱导应力时使用的混合长度对波生长率系数的估计是错误的。这一点在数值研究中有类似的发现 Mastenbroek (1996)。

利用 Mastenbroek (1996)的数值模式研究表明在对生长率系数进行参数化时,应使用局地湍流应力(总应力与近表面波诱导应力之差)而不是总应力(摩擦速度的平方)。在距海面很近的时候,波诱导应力占了总应力的很大一部分。通过局地湍流应力对生长率系数的参数化抑制了向短波的能流,从而提供了一个波与风之间的反馈机制。当短波波谱密度增加时,波诱导应力增加,局地湍流应力减小,生长率减小,从而使得波的生长受到抑制。数值实验表明计算波诱导通量应该使用局地摩擦速度,而不是总的摩擦速度。这样生长率系数就依赖于耦合系数。对于轻风到中等强度的风,表面应力的很大一部分来源于粘性阻力。这与在实验室的直接测量数据吻合的很好。短重力波和毛细重力波在获取能量和与风耦合方面扮演主要角色。

从以上的分析中可以看出,波谱中的毛细重力波在风、浪耦合方面的作用还存在争议。

Meteuz. B., Donelan. M. A. (2002)作了一系列的实验来研究风浪耦合系统,通过显式得计算海表浪对粗糙长度的贡献,来进一步提高对风应力的估计。对风应力、风速、表面波的方向波谱进行了精确的测量,使用不同的强迫风场和表面活性剂,在相同的瞬时风速下构造了不同的波谱。

实验结果表明:不依赖任何块体参数化公式,计算所得到的风应力同测量值之间吻合的较好。在典型的实验条件下,风应力中波诱导应力占大部分,而不是表面粘性应力;如果存在表面模,风应力会下降 20%~30%;当风速随时间变化时,在相同的条件下,当风速递减时的风应力要比风速递增时的风应力大,这主要是因为波长较短的海浪响应变化的风速有一定的延迟。但当风速较高时,风应力的估计偏小,主要是因为较高的风速下,波长较短的波容易破碎,导致总的风应力增大。但有一点需要强调的是:这些

实验的观测值是在实验室取得的,同开放海域有着明显的不同。只能验证总的应力是否由波诱导应力和表面粘性应力组成,不能验证波长不同的波对总的应力的贡献。进一步的实验有待实验开放海域的数据。

值得注意的是 Makin (1995)、Mastenbroek (1996)、Makin and Kudryavtsev (1999) 的模式中所采用的方向谱为 JONSWAP 谱。JONSWAP 谱虽然可以描述不同成长阶段的风浪,但高频部分同 PM 谱一样,依赖于 ω^{-5} 。上世纪 70 年代以后的多数观测以及 Phillips (1985) 和 Kitaigorodskii (1983) 的理论研究表明,谱的高频部分应比例于 ω^{-4} 。而且 Battjes 等 (1987) 将 JONSWAP 试验中的谱重新分析后发现,谱的高频部分本应该比例于 ω^{-4} ,而不是 ω^{-5} 。再加上 JONSWAP 谱只适用于深水。所有这些都对风诱导应力的研究造成了一定的困难,在一定程度上影响了风应力估计的准确性。文圣常等(1988)在分析研究了现有的海浪能谱后,导出了理论风浪能谱。文圣常等(1990)又对能谱的低频部分作了修改,使得谱的表示式显著简化,不仅适用于不同的水深,反映水深的影响,而且可以适用于不同的成长阶段,反映风浪的生长过程。作者利用渤海、黄海、东海和南海的风浪观测资料对改进谱进行了广泛的检验,理论计算和观测结果符合良好,改进谱同 JONSWAP 谱进行比较后发现,二者是接近的,但就整体而言,改进谱与观测的符合程度较 JONSWAP 谱的符合程度要高。这样,我们可以在对风应力的估计中引入文圣常等理论风浪能谱。

3 总结

综上所述可知:

(1) 风应力对风速、波龄具有强烈的依赖性。但具体的依赖关系,不同的研究者得出的结果差别比较大。主要是因为各研究者在分析时所选的数据类型不同:一些研究者使用满足与局地风平衡的波浪数据,一些研究者使用浪涌数据;而且没有将实验室数据和开放海域数据加以区别对待。如果选用不同区域的数据库综合分析,就可以解决上述问题 (Jonson. H. K, 1997)。因此我们在选取拖曳系数时要根据所考虑的物理问题、研究区域等具体情况来选取恰当的值。

(2) 显式计算方案关于风应力划分的有效性在实验室中已经得到验证,但在开放海域是否有效,还有待于进一步验证。

(3) 在关于风、浪耦合机制的研究中,波谱中的毛细重力波在风、浪耦合过程中的作用还存在争议。确定波谱中不同部分的贡献是一个亟待解决的问题。

(4) 大气通过海气交界面的风应力给海洋以动量,从而推动上层海洋的运动;对大气来讲,海洋通过感热、蒸发等形式给大气以热量,特别通过垂直运动使海洋蒸发水汽相变成潜热,同时形成云后又改变辐射平衡状态来影响大气的运动状态 (巢纪平, 1993)。海洋中的 El Niño 现象和大气中的南方涛动就是热带大尺度海洋和大气运动相互作用的结果。关于较小尺度的海洋和大气运动相互作用,以前的研究大都集中于风、浪动力耦合机制,没有考虑热力过程,应该将动力、热力结合在一起进行考虑。

(5) 目前可供利用的海面风应力资料主要包括卫星遥感 (ERS1、ERS2) 资料、综合海

洋大气资料 (COADS) 和 Hellerman 和 Rosenstein 客观分析资料。由于资料的收集方式不同、分辨率不同、拖曳系数选取不同,所以各种海面风应力场的资料必然存在时间和空间上的差异。所以通过三维数值动力模拟的途径来获取海面风场是必然的趋势和手段(高山红等, 2001)。但一般的三维数值动力模式在边界层范围内分辨率太低,利用风、浪耦合模式有望对海表风场的估计精度进一步提高。

参考文献:

- [1] 巢纪平. 厄尔尼诺和南方涛动动力学 [M]. 气象出版社, 1993, 23、127.
- [2] 多罗宁 [苏]. 海洋和大气的相互作用 [M]. 海洋出版社, 1991, 44~69.
- [3] 高山红, 张新玲, 吴增茂, 等. 渤海海面风场的一种动力诊断方法 [J]. 海洋学报, 2001, 23(6) :51~58.
- [4] 高志球, 马耀明, 等. 南沙群岛海域附近海面粗糙度. 中性曳力系数及总体交换系数研究 [J]. 热带海洋, 2000.1, 19 (1) :38~43.
- [5] 钱志春. 海浪及其预报 [M]. 气象出版社. 1991.8.
- [6] 汪炳洋. 两参量的海面阻力系数模式的探讨 [J]. 海洋与湖沼. 1997, 28(1) :96~103.
- [7] 王 涛, 侯一筠, 尹宝树, 等. 海浪研究 [J]. 中国海洋物理与物理海洋学研究. 119~124.
- [8] 叶安乐, 李凤歧. 物理海洋学 [M]. 青岛海洋大学出版社. 1990, 410~431.
- [9] 渊修隆 [日]. 物理海洋学 (第一卷) [M]. 1985, 215.
- [10] Anderson R J. A study of wind stress and heat flux over the open ocean by the inertial-dissipation method [J]. Phys. Oceanogr. 1993, 23 :2153~2161.
- [11] Banner. M L, Peirson W L. Tangential stress beneath wind-driven air-water interfaces [J]. Fluid. Mech. 1998, 364 :115~145.
- [12] Belcher S E, Hunt J C R. Turbulent shear flow over slowly moving waves [J]. Fluid. Mech. 1993, 251 :109~148.
- [13] Chalikov D V, Belevich M Y. One-dimensional theory of the wave boundary. Boundary layer Meteorol, 1993, 63 :65~96.
- [14] Chalikov D V, Makin V K. Model of the wave boundary layer. Boundary layer Meteorol, 1991, 56 :83~99.
- [15] Daewon W B. On the Analytical solutions of flux-profile relationships for the atmospheric surface layer [J]. Appl. Meteor. 1990, 29 :652~657.
- [16] Donelan M A, Fred W, Dobson, Stuart, Smith D. On the dependence of sea surface roughness on wave development [J]. Phys. Oceanogr. 1993, 23: 2143~2149.
- [17] Donelan M A, Pierson W J. Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry [J]. Geophys. Res. 1987, 92(5) :4971~5029.
- [18] Garratt J R. Review of drag coefficients over oceans and continents, Mon. Wea. Rev. 1977, 105 :915~929.
- [19] Geernaert G L. Bulk parameterization for the wind stress and heat fluxes. Surface waves and fluxes, 1990, 336.
- [20] Geernaert G L, Larssen S E, Hansen J. Measurements of the wind-stress, Heat flux, and turbulence intensity during storm condition over the North Sea [J]. Geophys. Res. 1987, 98 :16571~16582.
- [21] Gérard Caudal, Self-Consistency between wind stress, wave spectrum, and wind-induced wave growth for fully rough air-sea interface [J]. Geophys. Res. 1993, 98(12) :22,743~22,752.
- [22] Hisashi. Mitsuyasu, A history note on the study of ocean surface waves, Journal of Oceanography, 58 :109~120.
- [23] Jansen P A E M. Wave-induced stress and the drag of air flow over sea wave [J]. Phys. Oceanogr. 1989, 19: 745~754.
- [24] Jone R A. An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter [J]. Geophys. Res. 1994, 99 (8) :16269~16291.
- [25] Janssen H K. On the dependence of sea surface roughness on wind waves [J]. phys. Oceanogr. 1997, 28 :1702~1716.
- [26] Large W G. Pond S. Open ocean momentum fluxes in moderate to strong winds [J]. Phys. Oceanogr. 1981, 11 :324~316.
- [27] Maat N, Kraan C. The roughness of wind waves. Boundary layer Meteorol, 1991, 54 :89~103.
- [28] Mastenbroek C, et al. Experimental evidence of the rapid distortion of turbulence in the air flow over water waves [J]. Fluid Mech, 1996.

- [29] Makin V K. Air-sea exchange of heat in pressure of wind waves and spray[J]. Geophys. Res. 1998,103(1) :1137 ~1152.
- [30] Makin V K. Coupled sea surface-atmosphere model 2. Spectrum of short wind waves [J]. Geophys. Res. 1999,104: 7625 ~7639.
- [31] Makin V K. Drag of the sea surface. Boundary layer Meteorol, 1995,73 :159 ~182.
- [32] Makin V K. Impact of wave on air-sea exchange of sensible heat and momentum. Boundary layer Meteorol. 1996,79 : 279 ~300.
- [33] Makin V K, Kudryavtsev V N. Coupled sea surface-atmosphere model. 1. Wind over waves coupling [J]. Geophys. Res, 1999,104 :7613 ~7623.
- [34] Margaret Y, Tayler P K. Wind stress measurements from the open ocean [J]. Phys. Oceanogr, 1996,26 :541 ~558.
- [35] Merzi N, Graf W H. Evaluation of the drag coefficient considering of the effect of mobility of the roughness elements. Ann. Geophys, 1985,3 :473 ~478.
- [36] Meteuz B, Donelan M A. Laboratory studies of wind stress over surface waves. Boundary layer Meteorol. 2002,102: 301 ~331.
- [37] Phillips O M. The dynamics of the Upper Ocean, Cambridge Univ. Press, New York, 1966.
- [38] Plant W J. A relationship between wind stress and wave slope [J]. Geophys. Res. 1982,87(3) :1961 ~1967.
- [39] Smith S D, Anderson R J. Sea surface wind stress and drag coefficients: the HEXOS results. Boundary layer Meteorol. 1992,60 :109 ~142.
- [40] Smith S D. Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds [J]. Phys. Oceanogr. 1980,10 :709 ~726.
- [41] Smith S D, Fairall C W. Air-sea fluxes: 25 years of progress, Boundary layer Meteorol. 1996,78 :247 ~290.
- [42] Stull R B. A convective transport theory for surface fluxes [J]. Atmos. Sci. 1994,51 (1) :3 ~22.
- [43] Tolman H L. A third-generation model for wind wave on slowly varying, unsteady, and inhomogeneous depths and currents [J]. Phys. Oceanogr. 1991,21 :782 ~797.
- [44] Toba Y, Iida N. Wave Dependence of sea-surface wind stress [J]. Phys. Oceanogr. 1990,20 :705 ~721.
- [45] Wu. Jin., Wind stress and surface roughness at air-sea interface [J]. Geophys. Res. 1969,74 (2) :444 ~455.

THE PROGRESS OF RESEARCH ON THE AIR-SEA INTERACTION IN WBL

LI Jian-dong , CHEN Xi , JIANG Guo-rong , LIU Ting-jie

(Second department in Institute of meteorology, PLAUST, Nanjing 211101)

Abstract : In this paper, giving to the importance of the air-sea interaction in the WBL (water boundary layer), the progressing of the air-sea interaction is reviewed, that not only including the statistic of the wind stress and aero-dynamic roughness length, but also the modeling of the structure of WBL and the mechanism of coupled air-sea. In the end, the problem needed to overcome and the prospects needed to further study are pointed.

Key words : air-sea interaction ; drag of air flow ; aero-dynamic roughness length ; wave-induced stress ; wave spectrum