

توابع پایداری و تاثیر آن بر فراسنج‌های لایه‌ی مرزی جو بر روی اقیانوس

علی محمدی^{۱*}، سعید فرهادی‌پور^۲، علی شیخ‌بهایی^۳

۱- مربی گروه هواشناسی دانشگاه علوم دریایی امام خمینی (ره)، نوشهر، مازندران، پست الکترونیکی: ali.mohammadi4682@yahoo.com
۲- مربی گروه هواشناسی دانشگاه علوم دریایی امام خمینی (ره)، نوشهر، مازندران، پست الکترونیکی: saeed.farhadypoor@gmail.com
۳- کارشناس پژوهشی پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، استان تهران، تهران، پست الکترونیکی: ali.sheikhbahaei@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۳/۲/۱۵

* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۹۲/۲/۴

© نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس‌شناسی ۱۳۹۳، تمامی حقوق این اثر متعلق به نشریه اقیانوس‌شناسی است.

چکیده

مدل بالک برای پارامترسازی لایه‌ی مرزی سیاره‌ای در بسیاری از مدل‌های پیش‌بینی هواشناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. دقت مدل بالک در شبیه‌سازی لایه‌ی مرزی سیاره‌ای همواره مورد توجه بسیاری از محققان قرار گرفته است. مقطع باد در زیر لایه‌ی مرزی سیاره‌ای به‌طور تقریبی لگاریتمی است و وجود توابع پایداری سبب عدم برقراری مقطع لگاریتمی باد می‌گردد. اندازه‌ی این توابع بر دیگر فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای نظیر توابع پایداری سرعت، دما، رطوبت، طول و Monin-Obukhov اثرگذار است و با افزایش سرعت باد (از حدود 30 ms^{-1}) اثر آنها کاهش می‌یابد. در این مقاله، لایه‌ی مرزی سیاره‌ای با استفاده از مدل بالک در حالت پایدار، ناپایدار و خنثی مورد حل قرار گرفته و با هم مقایسه شده است. هدف از انجام این تحقیق این است که در صورت عدم دسترسی به داده‌های دما در بعضی از نواحی اقیانوس، قابلیت اعتماد برای استفاده از تقریب به شرایط خنثی بررسی شود. ضریب پسا (دراگ) و سرعت اصطکاکی از مهمترین فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای هستند که در این جا نشان داده شده است که حساسیت ضریب پسا به توابع پایداری در سرعت‌های کمتر از 30 ms^{-1} زیاد است و برای حصول دقت لازم باید اثر توابع پایداری را در نظر گرفت. در حالی‌که سرعت اصطکاکی در حالت ناپایدار به حالت خنثی نزدیک است و می‌توان تقریب سرعت اصطکاکی خنثی را برای حالت ناپایدار پذیرفت.

کلمات کلیدی: لایه‌ی مرزی سیاره‌ای، مدل بالک، توابع پایداری، ضریب اصطکاکی، سرعت اصطکاکی.

۱. مقدمه

دمای سطح اقیانوس از هوای نزدیک به سطح (لایه سطحی از لایه مرزی سیاره‌ای) بیشتر باشد ناپایداری ایجاد می‌گردد و منظور از این ناپایداری، ایجاد جریان همرفتی است که سبب صعود هوا در لایه سطحی (ده درصد از بخش پایین لایه مرزی

ناپایداری در هواشناسی و اقیانوس‌شناسی دارای معنی‌های زیادی است (Markowski and Richardson, 2010). وقتی که

موجود، روابط ریاضی ساده‌تری را پیشنهاد کردند که براساس آن بلندی ناهم‌واری به‌طور مستقیم و بدون فرآیند تکرار به عدد رینولدز مربوط می‌گردند و برای اینکه شرایط امواج دریا در مدل وارد گردد، از پارامترسازی امواج استفاده نمودند (Taylor and Charnock (1955) و مدل‌های مشابه، با افزایش سرعت باد تراز ۱۰ متر افزایش می‌یابد. ولی در مطالعات میدانی (Powell et al., 2003)، تجربه آزمایشگاهی (Donelan et al., 2004; Alamaro et al., 2002) و مطالعات نظری (Emanuel, 2003; Makin, 2005) نشان داده شده است که افزایش ضریب دراگ در سرعت‌های باد بالاتر از 30 ms^{-1} ، متوقف و ثابت می‌گردد و حتی ممکن است کاهش نیز یابد. Moon و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از مدل جفت شده باد و موج رابطه‌ای برای محاسبه بلندی ناهم‌واری در سرعت‌های باد بالاتر از 30 ms^{-1} پیشنهاد نمودند و مسیر طوفان‌های حاره‌ای را با دقت بالاتری پیش‌بینی کردند.

در این مقاله برای پارامترسازی بلندی ناهم‌واری از مدل‌های مشابه (Charnock (1955) استفاده گردیده است و به‌دلیل اینکه مدل مذکور در سرعت‌های باد کمتر از 30 ms^{-1} دارای دقت مطلوب است، لذا بازه سرعت باد مورد مطالعه بین 1 ms^{-1} تا 40 ms^{-1} محدود گردید. انتخاب سرعت‌های بالاتر از 30 ms^{-1} برای نشان دادن عدم دقت مدل مورد مطالعه در سرعت‌های بالاتر از 30 ms^{-1} بود. در این مقاله قصد داریم معادلات لایه‌ی مرزی سیاره‌ای را در سرعت‌های باد پایین‌تر از 30 ms^{-1} با استفاده از مدل بالک حل نماییم. ناپایداری و انحراف از مقطع لگاریتمی باد نیز معمولاً در سرعت‌های پایین باد رخ می‌دهد. لذا در اینجا با محاسبه توابع پایداری (توابعی که تاثیر اختلاف دمای سطح اقیانوس با لایه سطحی در لایه مرزی سیاره‌ای را بر فراسنج‌های لایه مرزی سیاره‌ای نشان می‌دهند)، اثر این توابع بر پارامترهای مختلف لایه‌ی مرزی سیاره‌ای سنجیده می‌شود.

۲. روش مورد استفاده (مدل بالک)

مدل بالک برای محاسبه شارهای سطحی دارای دو مولفه است: الف) تابع پایداری تلاطمی و ب) بلندی ناهم‌واری باد، دما و رطوبت که به‌ترتیب با Z_T ، Z_H و Z_q نشان داده می‌شود. تابع پایداری بر روی زمین، اقیانوس و یخ‌جهانی (مستقل از مکان و صادق برای تمامی نواحی) است و شار سطحی و متغیرهای

سیاره‌ای) می‌گردد (Stull, 1988). لذا این نوع ناپایداری در سرعت‌های پایین باد (کمتر از 30 ms^{-1}) اهمیت پیدا می‌کند، زیرا با افزایش سرعت باد، اثرات گرمایی لایه مرزی سیاره‌ای بر فراسنج‌های لایه مرزی سیاره‌ای بی‌تاثیر است (Foken, 2008). در لایه‌ی مرزی سیاره‌ای آمیخته، دمای نهفته و سرعت باد مستقل از ارتفاع هستند و مشاهدات نشان داده که شارهای سطحی (شار تکانه و گرما) را می‌توان از طریق مدل بالک محاسبه نمود (Holton, 2004). فرض اولیه در مدل بالک وجود شیب یکنواخت (خطی) برای فراسنج‌های مختلف است و فقط مقدار فراسنج در بالا و پایین لایه مورد استفاده قرار می‌گیرد (Mahrt, 1996). میزان دقت در محاسبه‌ی شارهای سطحی به انتخاب مدل عددی (به‌خصوص در سرعت‌های باد پایین که ناپایداری بیشتر است) بستگی دارد. مدل‌های عددی زیادی که از مدل بالک جهت محاسبه شار سطحی استفاده می‌کنند، شناخته شده‌اند (Webster, 1992).

Miller و همکاران (۱۹۹۲) نشان دادند که با اصلاح و توسعه مدل بالک می‌توان تقریباً تمام جنبه‌های طوفان حاره‌ای را در مدل پیش‌بینی میان‌مقیاس اروپا (ECMWE) شبیه‌سازی نمود. الگوریتم‌های مختلفی از مدل بالک در چند دهه گذشته ارائه شده‌اند (Liu et al., 1979; Garratt, 1992; Smith, 1988).

Fairall و همکاران (۲۰۰۳، ۱۹۹۶) الگوریتم جامعی از مدل بالک برای سرعت‌های کم و متوسط باد توسعه دادند و از داده‌های چندین کشتی تحقیقاتی در شرایط سرعت‌های کم و متوسط باد استفاده نمودند و نشان دادند که مدل جامع می‌تواند شبیه‌سازی دقیقی از خصوصیات لایه‌ی مرزی جو بر روی اقیانوس را انجام دهد. با این وجود، الگوریتم واحدی توسط محققان مختلف مورد استفاده قرار نگرفته است و الگوریتم‌های مورد استفاده در جزییات با هم متفاوت هستند. به همین علت در کارگروه شارهای هوا- دریا (White, 1996) پیشنهاد شد ترکیبی از چند الگوریتم مختلف مدل بالک برای حصول بهترین نتیجه مورد استفاده قرار گیرد.

در مدل عددی مورد استفاده Liu و همکاران (۱۹۷۹) و Fairall و همکاران (۱۹۹۶) مدل بالک براساس روابط غیر مستقیم بین بلندی ناهم‌واری^۱ و عدد رینولدز استوار است. در صورتی که Fairall و همکاران (۲۰۰۳) با ترکیبی از داده‌های

^۱ Roughness length

در رابطه فوق ϕ_u و ϕ_v به ترتیب شیب عمودی بی بعد مداری و نصف النهاری سرعت باد، u_* و v_* سرعت اصطکاکی در راستای مداری و نصف النهاری، Z ارتفاع از سطح زمین، $k = 0.4$ ثابت فون کارمن و τ_x و τ_y مولفه مداری و نصف النهاری بردار شار تنش هستند. رابطه ۴ را می‌توان به صورت زیر بازنویسی نمود شایان ذکر است که در ادامه روابط تنها برای مولفه مداری سرعت باد آورده می‌شود ولی روابط مشابهی نیز برای مولفه نصف النهاری سرعت باد وجود دارد.

$$\phi_u = \frac{kZ}{u_*} \cdot \frac{du}{dZ} \rightarrow du = \phi_u \frac{u_*}{kZ} dZ = \frac{u_*}{k} \left[\frac{dZ}{Z} \phi_u \right] = \frac{u_*}{k} \left[\frac{dZ}{Z} \phi_u + \frac{dZ}{Z} - \frac{dZ}{Z} \right]$$

$$du = \frac{u_*}{k} \left[\frac{dZ}{Z} - (1 - \phi_u) \frac{dZ/L}{Z/L} \right] \quad (۶)$$

که در رابطه فوق L طول Monin-Obukhov (1954) است که جهت بی‌بعد سازی کمیت طول استفاده شده است. این طول به صورت زیر تعریف می‌گردد (Busch, 1973):

$$L = \frac{u_*^3}{k \frac{g}{T} \frac{Q_{Hx}}{\rho c_p}} \quad (۷)$$

که C_p ظرفیت گرمایی ویژه در فشار ثابت و Q_{Hx} مولفه مداری بردار شار گرمای محسوس است. با انتگرال‌گیری از رابطه ۵ برای مولفه مداری بردار سرعت باد از سطح اقیانوس تا ارتفاع ($u=0$) Z_u و از ارتفاع Z_u تا ارتفاع دلخواه، مقطع سرعت باد در لایه‌ی مرزی سیاره‌ای به شرح زیر به دست می‌آید:

$$u(Z) - u_s = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) - \psi_u\left(\frac{Z}{L}\right) \right] \quad (۱۲)$$

به صورت مشابه مقاطع دما و رطوبت در لایه‌ی مرزی سیاره‌ای به شرح زیر می‌باشد:

$$T(Z) - T_s = \frac{T_*}{k} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_T}\right) - \psi_T\left(\frac{Z}{L}\right) \right] \quad (۱۳)$$

$$q(Z) - q_s = \frac{q_*}{k} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_q}\right) - \psi_q\left(\frac{Z}{L}\right) \right] \quad (۱۴)$$

محیطی در مدل بالک مستقیماً قابل اندازه‌گیری است، ولی Z_v باید پارامترسازی گردد. Z_v بر روی سطح اقیانوس نسبت به سطح زمین به دلیل همواری و معمولاً همگنی، کمتر است (Zeng and Dickinson, 1998; Garratt, 1992; Brutsaert, 1982; این‌که تابع Z_v به تابع پایداری بستگی دارد (Z_v به سرعت اصطکاکی بستگی داشته و سرعت اصطکاکی به تابع پایداری بستگی دارد)، لذا معادلات زیادی برای اندازه‌گیری و محاسبه آن پیشنهاد شده است. شارهای سطحی در مدل بالک با استفاده از روابط زیر به دست می‌آید (Liu et al., 1979):

$$Q_H = C_T \cdot \rho \cdot (\mathbf{V} - \mathbf{V}_s) (T_s - T) \quad (۱)$$

$$Q_E = \rho \cdot C_q \cdot (\mathbf{V} - \mathbf{V}_s) (q_s - q) \quad (۲)$$

$$\boldsymbol{\tau} = \rho \cdot C_d \cdot |\mathbf{V} - \mathbf{V}_s| (\mathbf{V} - \mathbf{V}_s) \quad (۳)$$

که ρ چگالی هوا و $\boldsymbol{\tau}$ ، Q_H و Q_E به ترتیب اندازه شار تنش، گرمای محسوس و گرمای نهان است. $\mathbf{V} = ui + vj$ و T و q به ترتیب بردار سرعت باد (با مولفه‌های مداری و نصف النهاری)، دما و رطوبت در ارتفاع اندازه‌گیری شده (معمولاً سنجنده در ارتفاع ۱۰ متری قرار دارد) است. \mathbf{V}_s ، T_s و q_s به ترتیب بردار سرعت جریان، دمای هوا و رطوبت در سطح اقیانوس بوده (رطوبت ویژه‌ی سطح دریا در ارتفاع ۵ سانتی متری سطح دریا، دما و سرعت سطحی در ژرفای نیم متری از سطح دریا اندازه‌گیری می‌شود) و C_d ، C_q و C_T نیز ضریب پسا، ضریب شار تبخیر و ضریب گرمایی هستند.

شیب بی‌بعد سرعت باد (به دلیل ماهیت برداری سرعت باد، در روابط از مولفه مداری سرعت باد استفاده شده است و روابط مشابهی نیز برای مولفه نصف النهاری سرعت باد وجود دارد)، به صورت زیر تعریف می‌گردد: (Panofsky, 1973; Floors et al., 2011).

$$\phi_u = \frac{kZ}{u_*} \cdot \frac{du}{dZ} \quad , \quad \phi_v = \frac{kZ}{v_*} \cdot \frac{dv}{dZ} \quad (۴)$$

$$u_* = \left(\frac{\tau_x}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad , \quad v_* = \left(\frac{\tau_y}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (۵)$$

جدول ۱: مقادیر a و b در رابطه ۲۰ (Foken, 2008)

	a	b
Roll (1948)	-۰/۴۸	∞
Charnock (1955)	.	۸۱/۸
Zilitinkevich (1969)	-۰/۸	۲۰/۸
Brocks and Krügermeier (1970)	.	۲۸/۵
Foken (1990)	-۰/۴۸	۸۱/۸
Beljaars (1995)	-۰/۸	۵۵/۶
Zilitinkevich et al. (2002)	-۰/۸	۵۶ دریای آزاد

۳۲ مناطق ساحلی

مقادیر Z_T و Z_q توسط روابط پیشنهادی Liu و همکاران (۱۹۷۹) محاسبه می‌شود:

$$\frac{Z_T \cdot u_*}{\nu} = a_1 \cdot \text{Re}^{b_1} \quad (21)$$

$$\frac{Z_q \cdot u_*}{\nu} = a_2 \cdot \text{Re}^{b_2} \quad (22)$$

که $\text{Re} = \frac{Z \cdot u_*}{\nu}$ عدد رینولدز و a_1, a_2, b_1, b_2 نیز مطابق جدول ۲ ارائه شده است. توابع پایداری بر حسب ζ هستند. لذا محاسبه طول Monin-Obukhov جهت حل مسئله مورد مطالعه ضروری است. طول Monin-Obukhov توسط رابطه ۶ محاسبه می‌گردد.

جدول ۲: مقادیر ثابت های a_1, a_2, b_1, b_2 روابط ۲۱ و ۲۲ (Liu et al., 1979)

Re	a_1	b_1	a_2	b_2
۰ - -/۸۱	-۰/۱۷۷	.	-۰/۲۹۲	.
-۰/۸۱ - -/۸۲۵	۱/۳۷۶	-۰/۹۲۹	۱/۸۰۸	-۰/۸۲۶
-۰/۸۲۵ - ۳/۰	۱/۰۲۶	-۰/۵۹۹	۱/۳۹۳	-۰/۵۲۸
۳/۰ - ۱۰/۰	۱/۶۲۵	-۱/۰۱۸	۱/۹۵۶	-۰/۸۷۰
۱۰/۰ - ۳۰/۰	۴/۶۶۱	-۱/۴۷۵	۴/۹۹۴	-۱/۲۹۷
۳۰/۰ - ۱۰۰/۰	۳۴/۹۰۴	-۲/۰۶۷	۳۰/۸۹۰	-۱/۸۴۵

روش به کار گرفته شده در این مقاله یک روش تکراری است که با حدس اولیه بر روی u_* محاسبات آغاز می‌شود و با استفاده از روابط ۲۰-۲۲ طول‌های زیری Z_u, Z_T, Z_q محاسبه می‌شوند. در مرحله بعد با یک حدس اولیه برای طول آبخوف، توابع پایداری ψ_T, ψ_u, ψ_q محاسبه می‌شوند. در تکرارهای بعدی دقت در محاسبه طول Monin-Obukhov و u_* بالا می‌رود و محاسبات تکرار می‌گردند. این روند آنقدر ادامه می‌یابد تا شرط همگرایی تحقق پیدا کند و دقت مورد نظر در u_* و طول Monin-Obukhov حاصل گردد. روند همگرایی برای دو حالت پایدار و ناپایدار به منظور نشان دادن چگونگی حل معادلات و

توابع ψ_u, ψ_T, ψ_q توابع پایداری هستند که برای مثال تابع ψ_u به صورت زیر است:

$$\psi_u(Z/L) = \int_{\frac{Z_0}{L}}^{\frac{Z}{L}} [1 - \phi_u(\zeta)] d \ln \zeta, \zeta = \frac{Z}{L} \quad (15)$$

با انتگرال‌گیری از رابطه فوق در شرایط پایدار (یعنی شرایطی که $\psi_v(\zeta) < 0$)، تابع ψ_u و به صورت مشابه توابع ψ_T و ψ_q به دست می‌آیند (Dyer, 1974):

$$\psi_u = \psi_T = \psi_q = -5 \frac{Z}{L} \quad (16)$$

و در شرایط ناپایدار (یعنی شرایطی که $\psi_u(\zeta) > 0$)، توابع فوق عبارتند از (Paulson, 1970):

$$\psi_T = \psi_q = 2 \ln \left[\frac{(1+x^2)}{2} \right] \quad (17)$$

$$\psi_u = 2 \ln \left[\frac{(1+x)}{2} \right] + \ln \frac{(1+x^2)}{2} - 2 \text{tg}^{-1} x + \frac{\pi}{2} \quad (18)$$

$$x^4 = 1 - 16 \frac{Z}{L} \quad (19)$$

در شرایط خنثی (یعنی شرایطی که $\psi_u(\zeta) = 0$)، توابع پایداری صفر می‌گردند و مقاطع باد و دما به مقاطع لگاریتمی تبدیل می‌گردند، مقدار توابع پایداری به وضعیت باد و دما بر روی سطح اقیانوس بستگی دارد. تغییرات شدید باد با ارتفاع موجب کاهش ψ_u و تغییرات شدید دما با ارتفاع موجب افزایش ψ_u می‌گردد.

در این مقاله قصد داریم توابع پایداری ψ_T, ψ_u, ψ_q را به ازای تغییرات قائم متفاوت سرعت باد و دما در سطح زمین حل نموده و نقش این توابع را بر C_d و u_* مطالعه نماییم. برای محاسبه توابع پایداری مقادیر Z_u, Z_T, Z_q مورد نیاز است. Z_T از رابطه Charnock (1955) اصلاح شده (Foken, 2008) استفاده می‌شود.

$$Z_u = a \frac{\nu}{u_*} + \frac{1}{b} \frac{u_*^2}{g} \quad (20)$$

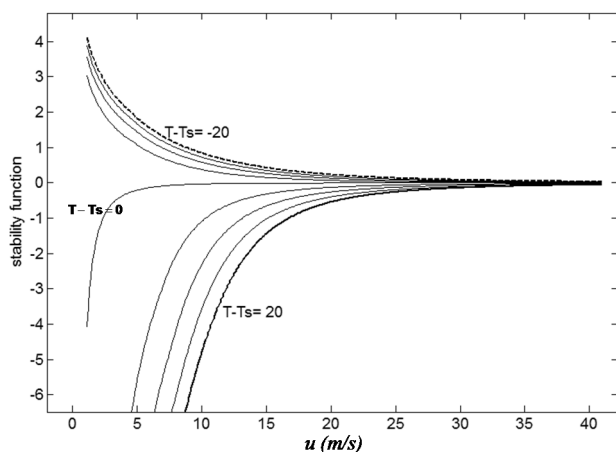
در رابطه فوق ν ضریب وشکسانی جنبش شناختی است^۱ و مقادیر a و b مطابق جدول ۱ ارائه شده است.

^۱ kinematic viscosity coefficient

این روش تکراری هسته اصلی الگوریتم جفت شده جو- اقیانوس (COARE) است که در سال‌های اخیر توسعه یافته است (Webster and Lukas, 1992; Fairall et al., 1996; Fairall et al., 2003).

۳. نتایج

در این مقاله، مدل بالک با استفاده از رابطه چانوک برای محاسبه Z_u حل گردیده است. هدف اصلی از این پژوهش، بررسی میزان اثر توابع پایداری بر فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای است. توابع پایداری توسط روابط ۱۷-۱۹ محاسبه می‌شوند. در شکل ۱ تابع پایداری (۱۸) بر حسب اختلاف دمای بین سطح آب و هوا رسم گردیده است. تابع پایداری سرعت در حالتی که دمای سطح آب بیشتر از دمای هوا است، مثبت است که به این حالت ناپایدار اطلاق می‌گردد. در این شکل اختلاف $T - T_s = -20$ با خط چین رسم شده است. این تابع وقتی که دمای هوا بیشتر از دمای سطح آب است، منفی است که به حالت پایدار موسوم است. و در شکل ۱ اختلاف $T - T_s = 20$ با خط سیاه پر رنگ رسم شده است.



شکل ۱: تابع پایداری سرعت باد (ψ_u) بر حسب سرعت باد در تراز اندازه‌گیری (۱۰ متر) که دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری ۲۰ درجه بیشتر از دمای سطح آب (خط سیاه پر رنگ)، دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری ۲۰ درجه کمتر از دمای سطح آب (خط چین)، اختلاف دماهای میانی با دقت ۵ درجه (خطوط سیاه)

در ضمن می‌توان دریافت با افزایش سرعت باد از 30 ms^{-1} خط چین و خط سیاه پر رنگ بر روی هم قرار گرفته و مقدار این تابع صفر است. لذا با حذف این تابع در سرعت‌های باد بالاتر

حدس اولیه برای سرعت اصطکاکی و طول Monin-Obukhov در پیوست الف آورده شده است.

ضرایب پسا، شار گرمایی و تبخیر از ترکیب معادلات ۱-۳ با Vickers and (Mahrt, 2006) به صورت زیر به دست می‌آیند

$$C_d = k^2 \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_u}\right) - \psi_u \right]^{-2} \quad (23)$$

$$C_T = k^2 \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_T}\right) - \psi_T \right]^{-1} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_u}\right) - \psi_u \right]^{-1} \quad (24)$$

$$C_q = k^2 \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_q}\right) - \psi_q \right]^{-1} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_u}\right) - \psi_u \right]^{-1} \quad (25)$$

که در این مقاله به دلیل اهمیت C_d در انتقال تنش بین جریان باد و سطح دریا و به منظور خلاصه سازی، تنها C_d محاسبه شده و اثرات تابع پایداری ψ_u بر روی ضریب پسا نشان داده شده است.

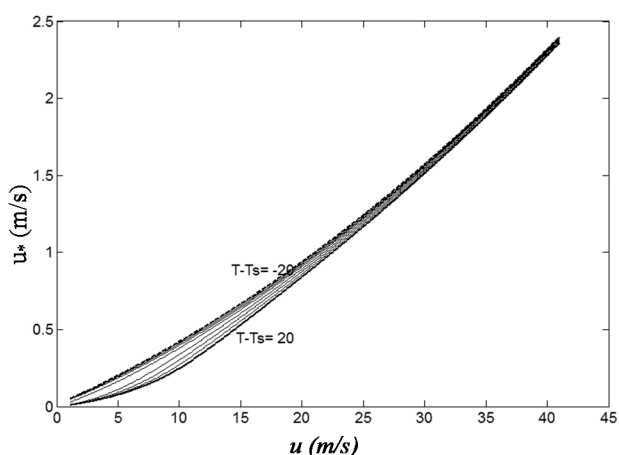
این روش با کمی تغییر در جزئیات مشروحه زیر، توسط Liu (1979); Zeng and Dickinson (1998); Smith (1998); Zeng et al., (1998); Fairall et al. (2003) مورد استفاده قرار گرفته است.

الف) در روش Liu و همکاران (۱۹۷۹) در ابتدا طول Z_u از طریق یک روش تکراری با وارد نمودن سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متر مورد محاسبه قرار می‌گرفت و سپس با شروع فرایند تکراری اصلی، فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای محاسبه می‌شدند. در هر گام محاسباتی که منجر به افزایش دقت در محاسبات می‌شود طول Z_u نیز باید از طریق الگوریتم تکرار دقیق‌تر گردد احتمال رخداد ناوگرایی در این روش زیادتر است و با محاسبه اعدادی از قبیل عدد ریچاردسون و غیره روند همگرایی کنترل می‌شود.

ب) استفاده از ضرایب Zilitinkevich و همکاران (۲۰۰۲) برای Z_u در مقایسه با Zeng and Dickinson (1998); Smith (1998); Zeng و همکاران (۱۹۹۸) که از روش‌های دیگر اصلاح شده Charnock (1955) استفاده نمودند.

ج) Fairall و همکاران (۲۰۰۳) برای افزایش دقت در محاسبه Z_u از ارتفاع امواج اندازه‌گیری شده توسط بویه موج‌نگار استفاده نمودند که در مقاله حاضر به دلیل عدم وجود داده‌های بویه موج‌نگار فقط از رابطه اصلاح شده Charnock (1955) استفاده شده است.

چندانی بر سرعت اصطکاکی ندارد. (در سرعت باد بالاتر از 30 ms^{-1} خط چین و خط سیاه پر رنگ که به ترتیب نشان دهنده شرایط ناپایدار و پایدار هستند بر هم منطبق شده‌اند) سرعت اصطکاکی یکی از مهمترین فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای می‌باشد. طول Monin-Obukhov در حالتی که دمای سطح آب بیشتر از دمای هوا است، مثبت و هنگامی که دمای هوا بیشتر از دمای سطح آب است، منفی است. (علامت منفی قرار دادی است که برای نشان دادن شرایط ناپایدار استفاده می‌شود). بر اساس رابطه ۶، طول Monin-Obukhov با مربع سرعت اصطکاکی متناسب است. لذا با افزایش سرعت باد و به دنبال آن افزایش سرعت اصطکاکی، طول Monin-Obukhov نیز افزایش یافته به طوری که در سرعت‌های بالاتر از 30 ms^{-1} به سمت بی‌نهایت میل می‌کند (شکل ۴).

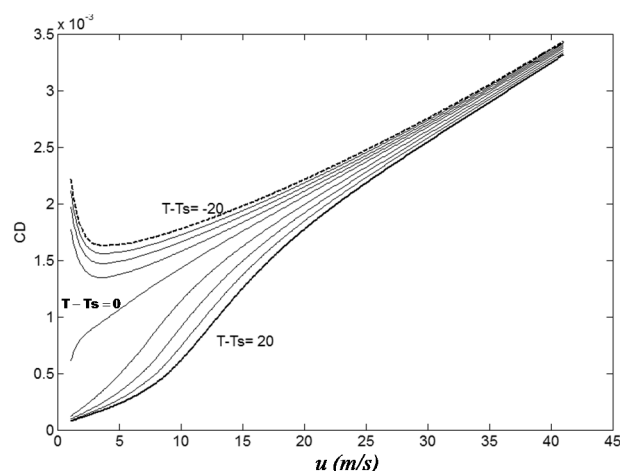


شکل ۳: سرعت اصطکاکی بر حسب سرعت باد در تراز اندازه‌گیری (۱۰ متر) که دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری ۲۰ درجه بیشتر از دمای سطح آب (خط سیاه پر رنگ)، دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری ۲۰ درجه کمتر از دمای سطح آب (خط چین)، اختلاف دماهای میانی با دقت ۵ درجه (خطوط سیاه)

در شکل‌های ۵ و ۶ دو فراسنج سرعت و ضریب اصطکاکی در دو حالت وجود و حذف توابع پایداری مورد مقایسه قرار گرفته‌اند. لازم به ذکر است در این شکل‌ها توابع پایداری بدون در نظر گرفتن اختلاف دمای هوا و سطح آب، صفر در نظر گرفته شده است (خط چین سیاه). لذا در حالتی که توابع پایداری حذف می‌گردد، مقطع باد لگاریتمی می‌شود. هدف از بررسی این شکل‌ها اثر توابع پایداری بر دو فراسنج مهم لایه‌ی مرزی سیاره‌ای (ضریب و سرعت اصطکاکی) است. ضریب اصطکاکی نسبت به توابع پایداری حساس بوده و اختلاف بین

30 ms^{-1} مقطع با به مقطع لگاریتمی میل می‌کند. با محاسبه این روابط توسط روش تکراری استفاده شده در این مقاله مشخص گردید که اختلاف بین دمای سطح آب و دمای هوا (دمای ۱۰ متری از سطح دریا) از عوامل مهم بر اندازه‌ی توابع پایداری است.

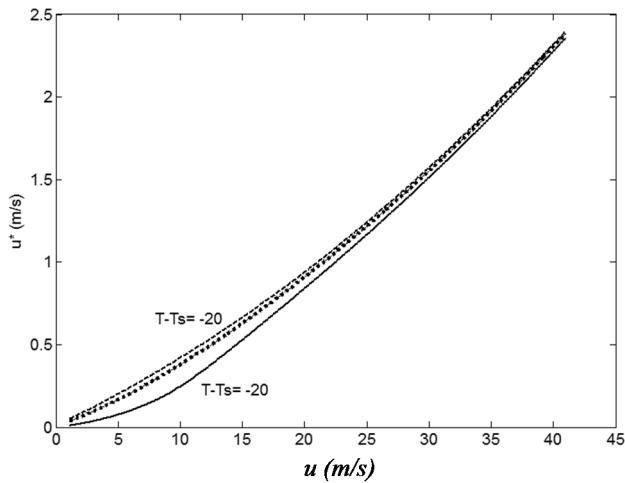
در شکل ۲ تاثیر میزان اختلاف دمای سطح آب با دمای هوا بر ضریب پسا نشان داده شده است. مطابق این شکل اختلاف قابل توجهی در حالت $T - T_s = -20$ با $T - T_s = 20$ دیده می‌شود و میزان این اختلاف در سرعت‌های پایین باد بیشتر است. ۲۰ درجه اختلاف دما بین سطح آب و هوای ۱۰ متری، فرضی کاملاً نظری است و رخداد آن در واقعیت بسیار نادر است. این فرض برای نشان دادن حداکثر و حداقل تاثیر اختلاف دما بر فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای است. اختلاف دماهای بین $T - T_s = -20$ الی $T - T_s = 20$ با دقت ۵ درجه توسط خطوط سیاه نشان داده شده است. در حالت ناپایدار ضریب دراگ همواره بزرگتر از حالت پایدار است. لذا تابع پایداری مثبت سبب افزایش ضریب اصطکاکی می‌گردد.



شکل ۲: ضریب اصطکاکی بر حسب سرعت باد در تراز اندازه‌گیری (۱۰ متر) که دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری ۲۰ درجه بیشتر از دمای سطح آب (خط سیاه پر رنگ)، دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری ۲۰ درجه کمتر از دمای سطح آب (خط چین)، اختلاف دماهای میانی با دقت ۵ درجه (خطوط سیاه)

در شکل ۳ اثر اختلاف دمای سطح آب بر روی سرعت اصطکاکی نشان داده شده است. سرعت اصطکاکی در سرعت‌های باد کمتر از 30 ms^{-1} دارای اختلاف کمی در حالت‌های $T - T_s = -20$ با $T - T_s = 20$ است و در سرعت باد بالاتر از 30 ms^{-1} اختلاف دمای هوا با دمای سطح آب تاثیر

اگرچه در خط سیاه میانی اختلاف دما صفر است (این خط در شکل ۲ نشان داده شده است) ولی به علت شار رطوبت و دما $\psi_u \neq 0$ است و سبب تمایز این حالت با شکل ۵ می‌گردد. لذا به‌منظور وضوح در اختلاف شرایط خشتی و ناپایدار در شکل‌های ۵ و ۶ این دو حالت با هم مقایسه شده‌اند و از تلفیق شکل‌های ۲ و ۳ با ۵ و ۶ اجتناب شده است.



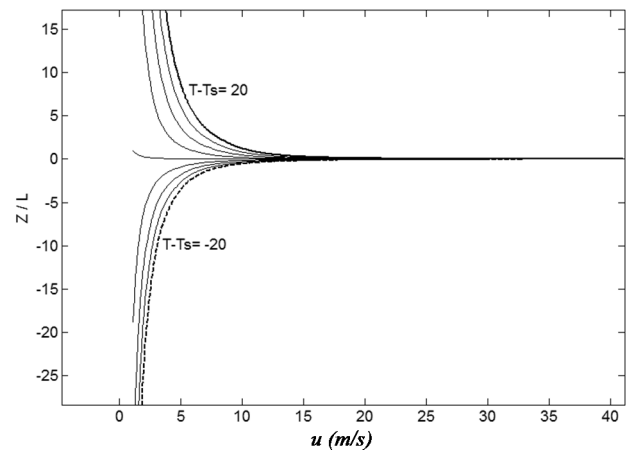
شکل ۶: سرعت اصطکاکی بر حسب سرعت باد در حالت خشتی (نقطه چین سیاه)، پایدار (خط سیاه پر رنگ) و ناپایدار (خط چین) در تراز اندازه‌گیری (۱۰ متر)

میزان حساسیت سرعت اصطکاکی به تابع پایداری کمتر است و این موضوع را می‌توان از اختلاف فاصله اندک بین خط چین ($T - T_s = -20$) و خط سیاه پر رنگ ($T - T_s = 20$) استنباط نمود. با این حال نقطه چین سیاه (حذف توابع پایداری) به خط چین سیاه بسیار نزدیک است و نشان می‌دهد وقتی که دمای سطح آب بیشتر از هوا است ($T - T_s < 0$)، می‌توان سرعت اصطکاکی خشتی را برای حالت ناپایدار در نظر گرفت و این تقریب خطای چندانی را به مسئله تحمیل نمی‌کند. و در صورتی که دمای سطح آب کمتر از هوا باشد لازم است برای دستیابی به دقت بیشتر تابع پایداری را محاسبه نمود (مقایسه فاصله بین خط سیاه پر رنگ و سیاه).

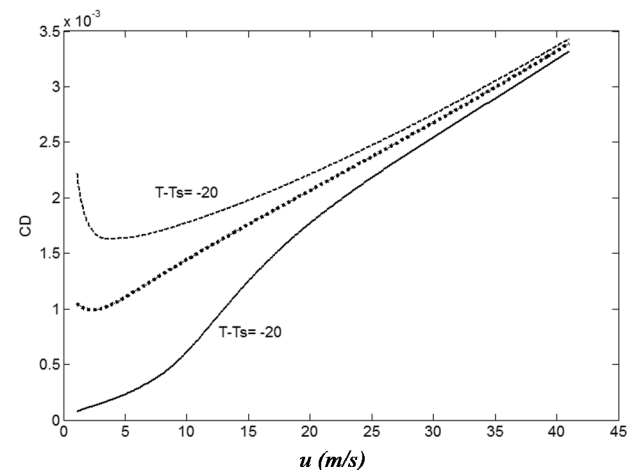
۴. بحث و نتیجه‌گیری

در این مقاله تاثیر توابع پایداری (رطوبت، دما و سرعت باد) بر فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای (ضریب اصطکاکی و سرعت اصطکاکی) مورد مطالعه قرار گرفته است. برای مطالعه

خط چین ($T - T_s = -20$) و خط سیاه پر رنگ ($T - T_s = 20$) با خط سیاه (حذف توابع پایداری) کاملا مشهود است. لذا در مسایلی که اندازه ضریب اصطکاکی دارای اهمیت است نمی‌توان از نقش توابع پایداری و به تبع آن از اختلاف دمای سطح آب با هوا صرف‌نظر نمود. عدم رعایت این موضوع سبب رخداد خطای قابل توجهی به‌خصوص در سرعت‌های باد کمتر از 30 ms^{-1} می‌شود.



شکل ۴: کمیت بی بعد شده طول با استفاده از طول Monin-Obukhov بر حسب سرعت باد در تراز اندازه‌گیری (۱۰ متر)، که دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری ۲۰ درجه بیشتر از دمای سطح آب (خط سیاه پر رنگ)، دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری ۲۰ درجه کمتر از دمای سطح آب (خط چین)، اختلاف دماهای میانی با دقت ۵ درجه (خطوط سیاه)



شکل ۵: ضریب اصطکاکی بر حسب سرعت باد در حالت خشتی (نقطه چین سیاه)، پایدار (خط سیاه پر رنگ) و ناپایدار (خط چین) در تراز اندازه‌گیری (۱۰ متر)

در نقطه چین مشکلی تابع $\psi_u = 0$ است (شکل ۵)، در صورتی که در شکل ۲ تنها خطوط اختلاف دما رسم شده‌اند. لذا

شدند که پس از ۱۹ بار تکرار در حل معادلات همگرایی حاصل شده است. در قسمت دوم جدول آ-۱ (دو ستون آخر) شرط اولیه بسیار نامحتمل در نظر گرفته شده تا نشان داده شود که روند حل به شرایط اولیه وابسته نیست و تنها تعداد تکرارها را زیاد می‌کند برای مثال در حالت دوم بعد از ۲۱ بار تکرار همگرایی به دست آمده است و می‌توان تکرارهای پنجم این دو حالت را با یکدیگر مقایسه نمود.

جدول آ-۱: روند همگرایی در مدل بالک

	شرط اولیه	یک بار تکرار	سه بار تکرار	پنج بار تکرار	نوزده بار تکرار	شرط اولیه	پنج بار تکرار
u_*	۱	-۰٫۹۲۹۱	-۰٫۹۴۳۹	-۰٫۹۴۴۵	-۰٫۹۴۴۵	۱۰۰	-۰٫۹۴۴۱
Z_0	-	-۰٫۰۰۱۸	-۰٫۰۰۱۶	-۰٫۰۰۱۶	-۰٫۰۰۱۶	-	-۰٫۰۰۱۶
ψ_u	-	۰	-۰٫۲۵۴۳	-۰٫۲۵۴۷	-۰٫۲۵۴۶	-	-۰٫۲۵۴۹
Z/L	۰	-۰٫۸۷۸	-۰٫۸۷	-۰٫۸۶۸	-۰٫۸۶۸	۱۰۰	-۰٫۸۶۹

منابع

- Alamaro, M.; Emanuel, K.; Colton, J.; McGillis, W.; Edson, J.B., 2002. Experimental investigation of air-sea transfer of momentum and enthalpy at high wind speed. Preprints, 25th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, San Diego. American Meteorological Society, 667-668.
- Beljaars, A.C.M., 1995. The parametrization of surface fluxes in large scale models under free convection. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 121: 255-270.
- Brocks, K.; Krügermeyer, L., 1970. Die hydrodynamische Rauigkeit der Meeresoberfläche. Ber Inst Radiometeorol Marit Meteorol, 14: 55 pp.
- Brutsaert, W.H., 1982. Evaporation into the Atmosphere-Theory, History and Applications. Reidel, 299 pp.
- Busch, N.E., 1973. on the mechanism of the atmospheric turbulence, workshop on micrometeorology. American meteorological. Society 1-66.
- Charnock, H., 1955. Wind stress on a water surface. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 81: 639-640.

توابع پایداری از مدل بالک استفاده شده است. روش عددی مورد استفاده نیز الگوریتمی تکراری است که با دقت مورد نظر توابع پایداری و سایر فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای را محاسبه می‌کند. پس از محاسبه توابع پایداری در اختلاف دماهای مختلف سطح آب و هوا، میزان اثر این توابع بر سرعت و ضریب اصطکاکی مورد ارزیابی قرار گرفت. در ابتدا مشخص گردید تابع پایداری سرعت باد تحت تاثیر اختلاف دمای سطح آب با هوا قرار دارد. علامت و اندازه‌ی اختلاف دمای سطح آب با هوا، علامت و اندازه‌ی تابع پایداری سرعت را تغییر می‌دهد. در ادامه نشان داده شد ضریب اصطکاکی نسبت به اختلاف دمای بین سطح آب و هوا در سرعت‌های پایین باد کاملاً حساس است و برای جلوگیری از خطای قابل ملاحظه در محاسبه ضریب اصطکاک در نظر گرفتن اختلاف دمای سطح آب با هوا الزامی است و تابع پایداری سرعت در سرعت‌های پایین باد تعیین کننده اندازه‌ی ضریب اصطکاکی است.

سرعت اصطکاکی از دیگر فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای است که در این مقاله مورد توجه قرار گرفته است. به‌علاوه، نشان‌داده شده است که سرعت اصطکاکی مانند ضریب اصطکاکی به اختلاف دمای سطح آب با هوا بستگی ندارد و در صورت عدم وجود داده‌های دمای سطح آب و هوا می‌توان سرعت اصطکاکی خنثی را برای حالت ناپایدار در نظر گرفت و این تقریب خطای چندانی را به مسئله تحمیل نمی‌کند. همچنین در صورتی که دمای سطح آب کمتر از هوا باشد، برای دستیابی به دقت بیشتر تابع پایداری را باید محاسبه نمود.

۴-۱. پیوست الف

برای حل فراسنج‌های لایه‌ی مرزی سیاره‌ای شامل سرعت اصطکاکی (رابطه ۱۲)، طول Z_0 (رابطه ۲۰)، توابع پایداری (۱۶) الی (۱۹) و طول Monin-Obukhov (۶ الی ۱۱) از مدل بالک استفاده شده است. البته در این روش نیاز است برای دو کمیت سرعت اصطکاکی و طول Monin-Obukhov حدس اولیه زده شود تا حل آغاز گردد. برای نشان دادن همگرایی مدل بالک، خروجی‌های محاسبه شده در تکرارهای گوناگون نشان داده می‌شود. در جدول پیوست آ-۱ برای حالتی که $T - T_s = -20$ ، $V - V_s = 20$ ، $RH - RH_s = \%30$ (رطوبت نسبی) محاسبه شده است. مطابق جدول در ابتدا $V_* = 1$ و $Z/L = 0$ حدس زده

- water vapor including the molecular constraints at the interface. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36: 1722–1735.
- Mahrt, L., 1996. The bulk aerodynamic formulation over heterogeneous surfaces. *Boundary Layer Meteorol*, 78: 87–119.
- Makin, V.K., 2005. A note on the drag of the sea surface at hurricane winds. *Bound.Layer Meteor*, 115: 169–176.
- Markowski, P.; Richardson, Y., 2010. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*, John Wiley & Sons.
- Miller, M.J.; Beljaars, A.C.M.; Palmer, T.N., 1992. The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans. *Journal of Climate*, 5: 418–434.
- Monin, A.S.; Obukhov, A.M., 1954. Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremesivaniya vprizemnom sloe atmosfery (Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground). *Trudy geofiz inst AN SSSR*, 24 (151): 163-87.
- Moon, I.u.; Ginis, I.; Hara, T.; Thomas, B., 2007. A physics-based parameterization of air-sea momentum flux at high wind speeds and its impact on hurricane intensity predictions. *Monthly Weather Review*, 135: 2869–2878.
- Oost, W.A.; Komen, G.J.; Jacobs, C.M.J.; Oort, C., 2002. New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE. *Bound Layer Meteor*, 103: 409-438.
- Panofsky, H., 1973. Tower micrometeorology. In: Haugen DA (ed) *Workshop on Micrometeorology*, American Meteorological Society, 151-176 pp.
- Paulson, CA., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal Climate Application Meteorology*, 9: 857-861.
- Powell, M.D.; Vickery, P.J.; Reinhold, T.A., 2003. Donelan, M.A.; Haus, B.K.; Reul, N.; Plant, W.J.; Stiassnie, M.; Graber, H.C.; Brown, O.B., Saltzman, E.S., 2004. On the limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds. *Geophysical Research Letter*, 31, L18306, doi:10.1029/2004GL019460
- Dyer, A.J., 1974. A review of flux-profile-relationships. *Boundary Layer Meteorology*, 7: 363-372.
- Emanuel, K.A., 2003. A similarity hypothesis for air–sea exchange at extreme wind speeds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60: 1420–1428.
- Fairall, C.W.; Bradley, E.F.; Rogers, D.P.; Edson, J.B.; Young, G.S., 1996. Bulk parameterization of air–sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *Journal Geophysical Research*, 101 (C2): 3747–3764.
- Fairall, C.W.; Bradley, E.F.; Hare, J.E.; Grachev, A.A.; Edson, J.B., 2003. Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *Journal of Climate*, 16: 571-591.
- Floors, R.; Batchvarova, E.; Gryning, S.E.; Hahmann, A.N.; Peña, A.; Mikkelsen, T., 2011. Atmospheric boundary layer wind profile at a flat coastal site – wind speed lidar measurements and mesoscale modeling results, *Advances in Science and Research*, 6: 155-159.
- Foken, T., 1990. *Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage – Methoden, eßtechnische Realisierung sowie ihre Grenzen und Anwendungsmöglichkeiten*. *Ber Dt Wetterdienstes*, 180: 287 pp.
- Foken., 2008. *Micrometeorology*, Springer, 306 pp.
- Garratt, J.R., 1992. *The Atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, 316 pp.
- Holton, J.R., 2004. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4nd ed., New York, Academic Press.
- Liu, T.W.; Katsaros, K.B.; Businger, J.A., 1979. Bulk parameterization of air–sea exchanges of heat and

- 1377-1416.
- White, G., 1996. WCRP workshop on air-sea flux fields for forcing ocean models and validating GCMs, WMO/TD-No. 762, World Meteorological Organization, 184 pp.
- Zeng, X.; Dickinson, R.E., 1998. Effect of surface sublayer on surface skin temperature and fluxes. *Journal of Climate*, 11: 537–550.
- Zeng, X.; Zhao, M.; Dickinson, R.E., 1998. Intercomparison of Bulk Aerodynamic Algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO Data. *Journal of Climate*, 11: 2628-2644.
- Zilitinkevich, S.S., 1969. On the computation of the basic parameters of the interaction between the atmosphere and the ocean. *Tellus*, 21: 17-24.
- Zilitinkevich, S.S.; Perov, V.L.; King, J.C., 2002. Near-surface turbulent fluxes in stable stratification: Calculation techniques for use in general circulation models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128: 1571-1587.
- Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 422: 279-283.
- Roll, H.U., 1948. Wassernahes Windprofil und Wellen auf dem Wattenmeer. *Annual Meteorology*, 1: 139-151.
- Smith, S.D., 1988. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *Journal Geophysical Research*, 93: 15 467–15 472.
- Stull, R.B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer, Dordrecht.
- Taylor, P.K.; Yelland, M.A., 2001. The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves. *Journal of Physical. Oceanography*, 31: 572–590.
- Vickers, D.; Mahrt, L., 2006. Evaluation of the air-sea bulk formula and sea-surface temperature variability from observations , *Journal of geophysical research*, 111: 1-14.
- Webster, P.J.; Lukas, R., 1992. TOGA COARE: The coupled ocean-atmosphere response experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73: