

بررسی ناپایداری در لایه سطحی دریا و تاثیر آن بر ارتفاع امواج

علی محمدی^{1*}، عباسعلی علی اکبری بیدختی² و محمد احمدنژاد³

¹ مربی گروه هواشناسی دانشگاه علوم دریایی امام خمینی (ره)، نوشهر، مازندران، ایران

² استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

³ دانشجوی دکتری فیزیک دریا، دانشگاه خرمشهر، خوزستان، ایران

(تاریخ دریافت: 93/06/30، تاریخ پذیرش: 95/03/03)

چکیده

با استفاده از روش‌های نیمه تجربی می‌توان ارتفاع موج در سطح دریا را با دقت مناسب محاسبه کرد. در این روش‌ها اثرات دمای سطح و ناپایداری در لایه سطحی با تقریب ضعیفی بر محاسبه ارتفاع موج موثر است. با توجه به متغیر بودن اثرات دمایی سطح آب و دمای هوای نزدیک سطح دریا در طول روز، اثر ناپایداری بر ارتفاع موج در طول روز و ماه تغییرات زیادی دارد. در این مقاله با به‌کارگیری روشی نیمه تجربی، اثرات ناپایداری بر روی لایه سطحی محاسبه شده است. روش نیمه تجربی معرفی شده از برازش ارتفاع موج در ماه‌های مختلف سال نسبت به دو متغیر مستقل سرعت اصطکاکی و تابع پایداری سرعت حاصل شده است. رابطه نیمه تجربی به دست آمده در هر نقطه‌ای در دریا با نقاط مجاورش متفاوت است و لازم است با مطالعه داده‌های بویه موج نگار در بازه زمانی طولانی تابع پیش‌بینی ارتفاع موج در نقطه مورد نظر با دقت قابل قبولی به دست آید. در این مقاله به علت کمبود داده‌ها فقط از داده‌های سال 2008 بویه موج‌نگار امیرآباد دریای خزر استفاده شده است و با توجه به عدم دسترسی به داده‌ها در بازه زمانی حداقل ده‌ساله تنها روش نیمه تجربی معرفی و میزان دقت آن مورد مطالعه قرار گرفته است. نشان داده می‌شود که، با در نظر گرفتن اثر ناپایداری در لایه سطحی بر ارتفاع موج، براساس رابطه پیش‌بینی ارتفاع موج، می‌توان خطای آن را تا 10 درصد کاهش داد.

واژه‌های کلیدی: لایه سطحی، مدل کُپهای، توابع پایداری، سرعت اصطکاکی، ارتفاع موج

1 مقدمه

ناپایداری در هواشناسی و اقیانوس‌شناسی دارای معنی‌های زیادی از قبیل ناپایداری شرطی، ناپایداری کژفشار، ناپایداری فشارورد و غیره است (مارکوفسکی و ریچاردسون، 2011). ناپایداری در این مقاله از اختلاف دمای بین سطح اقیانوس و هوای نزدیک به سطح (لایه سطحی از لایه مرزی سیاره‌ای) ایجاد می‌شود و منظور از این ناپایداری، ناپایداری ترمودینامیکی است که سبب صعود هوا در لایه سطحی (ده درصد از بخش پایین لایه مرزی سیاره‌ای) می‌شود (اشتول، 1988). لذا این نوع ناپایداری در سرعت‌های باد کمتر از 10 ms^{-1} اهمیت پیدا می‌کند زیرا با افزایش سرعت باد، اثرات گرمایی لایه مرزی بر پارامترهای لایه مرزی ناچیز است (فوکن، 2008). در لایه مرزی آمیخته، دمای بالقوه (پتانسیلی) و سرعت باد مستقل از ارتفاع هستند و مشاهدات نشان داده که شارهای سطحی (شار تکانه و گرما) را می‌توان از طریق مدل گُپ‌ای محاسبه کرد (هولتن، 2004).

مدل‌های عددی زیادی که با مدل گُپ‌ای شارهای سطحی را محاسبه می‌کنند، شناخته شده‌اند (بوستر و لوکاس، 1992)، لذا میزان دقت در محاسبه شارهای سطحی، به‌ویژه در سرعت‌های باد پایین که ناپایداری بیشتر است، به انتخاب نوع مدل گُپ‌ای بستگی دارد. ارتفاع موج در حالت ناپایدار بیشتر از ارتفاع موج در حالت پایدار است چون برهم‌کنش جو و اقیانوس بیشتر می‌شود، لذا پایداری لایه سطحی روی اقیانوس می‌تواند در ارتفاع امواج موثر باشد (یانگ، 1998).

یک دسته از روش‌های پیش‌بینی امواج، روش‌های نیمه‌تجربی است. از این روش‌ها عمدتاً هنگام کمبود آمار بلندمدت و یا در بررسی‌های اولیه مانند مطالعات امکان‌سنجی استفاده می‌شود. روش‌های نیمه‌تجربی معمولاً ساده‌تر و سریع‌ترند. مبنای اصلی روش‌های نیمه‌تجربی یک سری روابط بین پارامترهای لایه سطحی جو و

پارمترهای بی‌بعد موج است. در این روش‌ها بر اساس قوانین مکانیک شاره‌ها، اعداد بی‌بعدی استفاده شده و ضرایب نیمه‌تجربی روابط با استفاده از اندازه‌گیری‌های میدانی تعیین می‌شوند. این روش‌ها بر فرض ایستا بودن شرایط و یکنواخت بودن میدان باد استوار هستند. این فرض بدان معناست که سرعت و جهت باد در مدت زمان وزش باد ثابت باقی می‌ماند. این مدل‌ها برای محاسبه مشخصات امواج محلی در مناطقی که هندسه نسبتاً ساده‌ای دارند، قابل استفاده‌اند (سیم، 2002؛ چگینی و همکاران، 1391). علت اصلی خطای روش‌های نیمه‌تجربی، نامناسب بودن میدان باد ورودی است و در صورت وجود آمار بلندمدت (حداقل 20 ساله) باد در منطقه، اختلاف ارتفاع موج پیش‌بینی‌شده با روش‌های نیمه‌تجربی و عددی قابل قبول است (چگینی و همکاران، 1387). مدل گُپ‌ای یکی از مناسب‌ترین روش‌های نیمه‌تجربی برای محاسبه مشخصه‌های لایه سطحی برای تعیین داده‌های ورودی مدل‌های نیمه‌تجربی پیش‌بینی امواج است.

میلر و همکاران (1992) نشان دادند که با اصلاح و توسعه مدل گُپ‌ای می‌توان تقریباً تمام جنبه‌های توفان حاره‌ای را در مدل پیش‌بینی مرکز اروپایی پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) شبیه‌سازی کرد. در چند دهه گذشته ویرایش‌های مختلفی از مدل گُپ‌ای ارائه شده‌اند که از جمله آنها می‌توان به لیو و همکاران (1979)، اسمیت (1988)، گرت (1992)، فایرل و همکاران (1996 و 2003) اشاره کرد. فایرل و همکاران (2003) ویرایش جامعی از مدل گُپ‌ای برای سرعت‌های ضعیف و متوسط باد توسعه دادند و با استفاده از داده‌های چندین کشتی تحقیقاتی در شرایط سرعت‌های ضعیف و متوسط باد نشان دادند که مدل جامع می‌تواند شبیه‌سازی دقیقی از خصوصیات لایه سطحی اقیانوسی انجام دهد. با این وجود ویرایش واحدی توسط محققان مختلف مورد

در مدل کپه‌ای به‌طور مستقیم قابل اندازه‌گیری است، ولی طول زبری باید پارامترسازی شود. به علت اینکه تابع طول زبری به تابع پایداری بستگی دارد، لذا معادلات زیادی برای اندازه‌گیری و محاسبه آن پیشنهاد شده است. شارهای سطحی گرما، رطوبت و تکانه در مدل کپه‌ای به ترتیب با استفاده از روابط زیر به‌دست می‌آید (لیو و همکاران، 1979):

$$H = C_p \rho C_t (U - U_s)(T_s - T), \quad (1)$$

$$E = \rho C_q (U - U_s)(Q_s - Q), \quad (2)$$

$$\tau = \rho C_d (U - U_s)^2, \quad (3)$$

که ρ و C_p به ترتیب چگالی و ظرفیت گرمایی ویژه هوا در فشار ثابت، τ ، H و E به ترتیب شارهای تکانه (تنش سطحی)، گرمای محسوس و نهان، U و T و Q سرعت باد، دما و رطوبت ویژه در ارتفاع اندازه‌گیری شده (معمولاً سنجنده در ارتفاع 10 متر از سطح قرار دارد) هستند. U_s ، T_s و Q_s سرعت باد، دمای هوا و رطوبت در سطح اقیانوس می‌باشند و C_d ، C_t و C_q نیز به ترتیب ضریب پَسار، ضریب انتقال شار گرمایی سطحی و ضریب انتقال شار رطوبت سطحی می‌باشند. در شرایط خنثی، نیمرخ قائم سرعت باد تقریباً لگاریتمی است و می‌توان آن را با رابطه زیر محاسبه کرد (هولتن، 2004):

$$\frac{u(Z)}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \left(\frac{Z}{Z_0} \right), \quad (4)$$

که u سرعت باد اندازه‌گیری شده در ارتفاع z در بالای سطح اقیانوس، Z_0 طول زبری، u_* سرعت اصطکاکی و $k=0.4$ ثابت فون کارمن است. تغییرات دما در لایه مرزی اقیانوسی سبب تغییر چگالی می‌شود. اندازه‌گیری‌های روی اقیانوس توسط لارج و پاند (1982) نشان داده است که تغییر دما در لایه‌های سطحی جو روی اقیانوس را می‌توان با طول اَباخوف نشان داد (آریا، 2001). برای نشان

استفاده قرار نگرفته است و ویرایش‌های مورد استفاده در جزئیات با هم تفاوت دارند. به همین علت در کارگروه شارهای هوا-دریا (وایت، 1996) پیشنهاد شد که ترکیبی از چند ویرایش مختلف مدل کپه‌ای برای حصول بهترین نتیجه مورد استفاده قرار گیرد.

در مدل مورد استفاده لیو و همکاران (1979) و فارل و همکاران (1996) مدل کپه‌ای براساس روابط غیرمستقیم بین طول‌های زبری و عدد رینولدز استوار است. فارل و همکاران (2003) با ترکیبی از داده‌های موجود، روابط ریاضی ساده‌تری پیشنهاد کردند که براساس آنها طول زبری به‌طور مستقیم و بدون فرایند تکرار به عدد رینولدز مربوط می‌شوند و برای اینکه شرایط امواج دریا در مدل وارد شود، از پارامترسازی امواج (تیلور و یلند، 2001؛ اوست و همکاران، 2002) استفاده کردند.

در این مقاله برای پارامترسازی طول زبری، از مدل‌های مشابه چارنوک (1955) استفاده شده است. این مدل در سرعت‌های باد (در ارتفاع 10 متری) کمتر از 30 ms^{-1} دارای دقت مطلوبی است. در این مقاله قصد داریم مشخصه‌های لایه سطحی دریای خزر در بندر امیرآباد را با استفاده از مدل کپه‌ای به‌دست آوریم. سپس همبستگی بین سرعت اصطکاکی و تابع پایداری با ارتفاع موج تعیین می‌شود و در نهایت میزان تاثیر تابع پایداری و سرعت اصطکاکی بر ارتفاع موج مطالعه می‌شود.

2 روش مورد استفاده

مدل کپه‌ای برای محاسبه شارهای سطحی دارای دو مولفه (الف) تابع پایداری تلاطمی و (ب) طول‌های زبری باد، دما و رطوبت به ترتیب Z_0 ، Z_t و Z_q است. طول‌های زبری بر روی اقیانوس نسبت به روی خشکی متفاوت هستند (بروت سرت، 1982؛ گرت، 1992؛ زنگ و دیکسون، 1998). تابع پایداری بر روی سطوح خشکی، اقیانوس و یخ، جهانی است و شارهای سطحی و متغیرهای محیطی

$$u(Z) - u_s = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) - \psi_u\left(\frac{Z}{L}\right) \right]. \quad (13)$$

به صورت مشابه مقاطع دما و رطوبت به شرح زیر است:

$$T(Z) - T_s = \frac{T_*}{k} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_t}\right) - \psi_t\left(\frac{Z}{L}\right) \right], \quad (14)$$

$$q(Z) - q_s = \frac{q_*}{k} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_q}\right) - \psi_q\left(\frac{Z}{L}\right) \right], \quad (15)$$

که ψ_u ، ψ_t و ψ_q به ترتیب توابع پایداری سرعت، دما و رطوبت هستند. برای مثال تابع ψ_u به صورت زیر است:

$$\psi_u(Z/L) = \int_{Z_0/L}^{Z/L} [1 - \varphi_u(\zeta)] d \ln \zeta, \quad \zeta = \frac{Z}{L}. \quad (16)$$

با انتگرال گیری از رابطه فوق در شرایط پایدار، تابع ψ_u به دست می آید. روش مشابهی برای تعیین توابع ψ_t و ψ_q به کار برده می شود (دایر، 1974):

$$\psi_u = \psi_t = \psi_q = -5 \frac{Z}{L}, \quad (17)$$

و در شرایط ناپایدار، توابع فوق عبارتند از (پاولسون، 1970):

$$\psi_t = \psi_q = 2 \ln \left[\frac{(1+x^2)}{2} \right], \quad (18)$$

$$\psi_u = 2 \ln \left[\frac{(1+x)}{2} \right] + \ln \frac{(1+x^2)}{2} - 2 \operatorname{tg}^{-1} x + \frac{\pi}{2}, \quad (19)$$

که

$$x^4 = 1 - 16 \frac{Z}{L}. \quad (20)$$

در شرایط خنثی توابع پایداری صفرند و مقاطع باد و دما به مقاطع لگاریتمی تبدیل می شوند. مقدار توابع پایداری به چینه باد و دما بر روی سطح اقیانوس بستگی دارد. چینه قوی باد موجب کاهش ψ_u و چینه قوی دما

دادن اثرات تغییر چگالی ناشی از اختلاف دمای بین دمای سطح آب و هوا، گرادیان قائم بی بُعد سرعت باد به صورت زیر تعریف می شود (پانوفسکی، 1973؛ فلور و همکاران، 2011):

$$\varphi_u = \frac{kZ}{u_*} \frac{du}{dZ}, \quad (5)$$

که φ_u گرادیان قائم بی بُعد سرعت باد، u_* سرعت اصطکاکی و $\frac{du}{dZ}$ گرادیان قائم سرعت باد است. رابطه (5) را می توان به صورت زیر بازنویسی کرد:

$$du = \frac{u_*}{k} \left[\frac{dZ}{Z} - (1 - \varphi_u) \frac{dZ/L}{Z/L} \right], \quad (6)$$

که L طول مونین-اباخوف (1954) مورد استفاده برای بی بُعد سازی کمیت طول است. این طول به صورت زیر تعریف می شود (بوش، 1973):

$$L = T_v \frac{u_*^2}{g k T_{v*}}, \quad (7)$$

$$T_v = T(1 + 0.61Q), \quad (8)$$

$$T_{v*} = T_*(1 - 0.61Q) + 0.61TQ_*, \quad (9)$$

$$u_* = \left(\frac{\phi}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (10)$$

$$T_* = -\frac{H}{(C \cdot \rho u_*)}, \quad (11)$$

$$Q_* = -\frac{E}{(\rho u_*)}, \quad (12)$$

که T_v دمای مجازی، T_* دمای مقیاس، T_{v*} مقیاس دمای مجازی و Q_* مقیاس رطوبت ویژه است. با انتگرال گیری از رابطه (6) نیمرخ سرعت باد به شرح زیر به دست می آید:

از ترکیب معادلات (1) تا (3) با (12) تا (14) ضریب پَسار، ضریب انتقال شار گرما و ضریب انتقال شار رطوبت سطحی به صورت زیر به دست می آید (ویکرت و ماهر، 2006):

$$C_d = k^2 \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) - \psi_u \right]^{-2}, \quad (24)$$

$$C_t = k^2 \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_t}\right) - \psi_T \right]^{-1} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) - \psi_u \right]^{-1}, \quad (25)$$

$$C_q = k^2 \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_q}\right) - \psi_q \right]^{-1} \left[\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right) - \psi_u \right]^{-1}. \quad (26)$$

روش مورد استفاده در این پژوهش با کمی تغییر در جزییات مشروحه زیر، توسط ليو و همکاران (1979)، اسمیت (1988)، زنگ و همکاران (1998)، زنگ و دیکسون (1998) و فارل و همکاران (2003) مورد استفاده قرار گرفته است.

الف) در ليو و همکاران (1979) در ابتدا طول Z_0 از طریق یک روش تکرار با وارد کردن سرعت باد در ارتفاع 10 متر مورد محاسبه قرار می گرفت و سپس با شروع فرایند تکرار اصلی، مشخصه های لایه مرزی محاسبه می شدند. در هر گام محاسباتی که منجر به افزایش دقت در محاسبات می شود، طول Z_0 نیز باید از طریق الگوریتم تکرار دقیق تر گردد. احتمال رخداد واگرایی در این روش زیادتر است و با محاسبه اعدادی از قبیل عدد ریچاردسون و غیره روند همگرایی کنترل می شود.

جدول 2. مقادیر ثابت های a_1 ، b_1 ، a_2 و b_2 در روابط (22) و (23).

Re	a_1	b_1	a_2	b_2
0 - 0/11	0/177	0	0/292	0
0/11 - 0/825	1/376	0/929	1/808	0/826
0/925 - 3/0	1/026	-0/599	1/393	-0/528
3/0 - 10/0	1/625	-1/018	1/956	-0/870
10/0 - 30/0	4/661	-1/475	4/994	-1/297
30/0 - 100/0	34/904	-2/067	30/790	-1/845

موجب افزایش ψ_u می شود.

در این مقاله قصد داریم توابع پایداری ψ_r ، ψ_u و ψ_q را در لایه سطحی جو بر روی اقیانوس با استفاده از اطلاعات ثبت شده توسط بویه موج نگار حل کرده و اثر این توابع و u_* را بر ارتفاع موج مطالعه کنیم. برای محاسبه توابع پایداری مقادیر u_* ، Z_0 ، Z_t ، Z_q و Z_0 نیاز است. از رابطه چارنوک (1955) بازنگری شده به دست می آید (هونگ، 2012):

$$Z_0 = a \frac{v}{u_*} + \frac{1}{b} \frac{u_*^2}{g}, \quad (21)$$

که مقادیر a و b مطابق جدول 1 ارائه شده است. در پژوهش حاضر از ضرایب زیلتینکونیچ و همکاران (2002) استفاده شده است. مقادیر Z_t و Z_q از روابط پیشنهادی ليو و همکاران (1979) محاسبه می شود:

$$\frac{Z_t u_*}{v} = a_1 \text{Re}^{b_1}, \quad (22)$$

$$\frac{Z_q u_*}{v} = a_2 \text{Re}^{b_2}, \quad (23)$$

که $\text{Re} = \frac{Z_0 u_*}{v}$ عدد رینولدز و a_1 ، a_2 ، b_1 و b_2 نیز مطابق جدول 2 ارائه شده است. توابع پایداری برحسب k می باشند. لذا محاسبه طول مونین-آباخوف برای حل مسئله مورد مطالعه ضروری است. طول مونین-آباخوف با رابطه (7) محاسبه می شود.

جدول 1. مقادیر a و b در رابطه (21) (فوکن، 2008).

	a	b
رل (1948)	0/48	∞
چارنوک (1955)	0	81/1
زیلتینکونیچ (1969)	0/1	20/8
بروک و کروگریمیر (1970)	0	28/5
فوکن (1990)	0/48	81/1
بلاجارس (1995)	0/11	55/6
زیلتینکونیچ و همکاران (2002)	0/1	56 دریای آزاد
		32 مناطق ساحلی

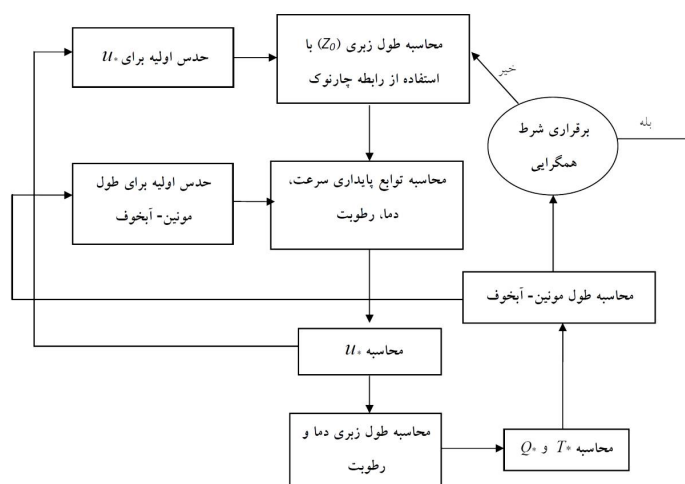
نظر در u_* و طول مومین-أباخف حاصل شود (شکل 1). روند همگرایی برای دو حالت پایدار و ناپایدار به منظور نشان دادن چگونگی حل معادلات و حدس اولیه برای سرعت اصطکاکی و طول مومین-أباخف در پیوست آورده شده است.

داده‌های مورد مطالعه از بویه موج‌نگار بندر امیرآباد است که برای 10 ماه از سال 2008 (ماه سوم الی 12 میلادی) ثبت شده است. این داده‌ها شامل ارتفاع موج، دمای سطح آب، دمای هوا در ارتفاع 2/5 متری، سرعت باد و رطوبت هوا می‌باشد. به منظور محاسبه میزان همبستگی ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی و تابع پایداری سرعت، ضرایب همبستگی پیرسون محاسبه و در ادامه وایازش (رگرسیون) تک‌متغیری (ارتفاع موج با تابع پایداری سرعت)، وایازش دومتغیری (ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی و تابع پایداری سرعت) و در نهایت وایازش غیرخطی دومتغیری (ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی و تابع پایداری سرعت با استفاده از توابع لگاریتمی، درجه سوم و معکوس) محاسبه و میزان تاثیر تابع پایداری سرعت بر ارتفاع موج به دست آمده است.

ب) استفاده از ضرایب زیلتینکویچ و همکاران (2002) برای Z_0 در مقایسه با اسمیت (1988) و زنگ و دیکسون (1998)، زنگ و همکاران (1998) که از روش‌های دیگر اصلاح شده چارنوک استفاده کردند.

ج) فارل و همکاران (2003) برای افزایش دقت در محاسبه Z_0 از ارتفاع و طول امواج اندازه‌گیری شده توسط بویه موج‌نگار استفاده کردند که در مقاله حاضر به دلیل عدم وجود داده‌های مورد نظر فقط از رابطه چارنوک اصلاح شده استفاده شده است.

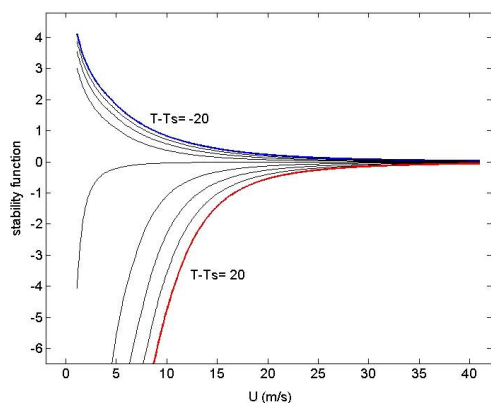
روش به کار گرفته شده در مقاله حاضر یک روش تکرار است که با حدس اولیه بر روی u_* محاسبات آغاز می‌شود و با استفاده از روابط (21) تا (23) طول‌های زبری Z_0 و Z_t و Z_q محاسبه می‌شوند. در مرحله بعد با یک حدس اولیه برای طول مومین-أباخوف، توابع پایداری ψ_t و ψ_u و ψ_q محاسبه می‌شوند. در تکرارهای بعدی دقت محاسبه طول مومین-أباخف و u_* بالا می‌رود و محاسبات تکرار می‌شوند. این روند آنقدر ادامه می‌یابد تا شرط همگرایی (نسبت اختلاف یک کمیت در دو تکرار متوالی آخر به مقدار کمیت در تکرار آخر) برآورده و دقت مورد



شکل 1. طرحواره روش مورد استفاده در این مقاله برای محاسبه مشخصه‌های لایه مرزی.

3 نتایج

تعداد شرایط پایدار دیده می‌شود. لذا در سال 2008 در بندر امیرآباد در اکثر ماه‌های سال شرایط غالب، حالت ناپایدار است.



شکل 2. تابع پایداری سرعت باد بر حسب سرعت باد در تراز اندازه گیری (10 متر).

جدول 3. تعداد موارد حالت پایدار و ناپایدار در ماه‌های مختلف سال 2008 برای بویه موج‌نگار بندر امیرآباد.

	تعداد پایدار	تعداد ناپایدار
مارس	413	330
آوریل	280	440
ژوئیه	40	704
اوت	39	705
اکتبر	12	725
دسامبر	21	720

با مشخص شدن تعداد موارد پایدار و ناپایدار در هر ماه سال و انتخاب حالت ناپایدار، ضریب همبستگی پیرسون بین ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی و تابع پایداری سرعت محاسبه شده است. نتیجه محاسبه ضریب همبستگی در جدول 4 آورده شده است. مطابق جدول همبستگی بین ارتفاع موج و سرعت اصطکاکی در تمامی ماه‌های سال از 0/55 بیشتر است که در سطح اعتماد 95 درصد معنی‌دار است. ضریب همبستگی حتی در برخی ماه‌های سال (آوریل و اوت) به بالای 0/70 رسیده است که بیانگر همبستگی زیاد ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی

سرعت باد در لایه مرزی به دو پارامتر سرعت اصطکاکی و تابع پایداری سرعت بستگی دارد (رابطه (13)) و با توجه به اینکه مهم‌ترین عامل ایجاد موج، وزش باد است لذا همبستگی بین ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی و تابع پایداری سرعت در این مقاله مورد مطالعه قرار گرفته است. هدف اصلی از این پژوهش، بررسی میزان اثر تابع پایداری سرعت در افزایش دقت مدل‌سازی ارتفاع موج می‌باشد. در شکل 2 تابع پایداری W_{ii} بر حسب اختلاف دمای بین سطح آب و هوا رسم شده است. تابع پایداری سرعت در حالت ناپایدار که دمای سطح آب بیشتر از دمای هوا است، مثبت می‌باشد. در این شکل اختلاف $T - T_s = -20^\circ C$ با خط آبی رسم شده است. برای حالت پایدار، یعنی وقتی که دمای هوا بیشتر از دمای سطح آب است، این تابع منفی است. در شکل 2 اختلاف $T - T_s = 20^\circ C$ با خط قرمز رسم شده است. در ضمن می‌توان دریافت با بیشتر شدن سرعت باد از 30 m s^{-1} خطوط آبی و قرمز بر روی هم قرار گرفته و مقدار این تابع صفر می‌شود. لذا با حذف این تابع در سرعت‌های باد بالاتر از 30 m s^{-1} نیم‌رخ باد به نیم‌رخ لگاریتمی میل می‌کند (حالت خنثی). در شرایط پایدار، تابع پایداری سرعت منفی و در شرایط ناپایدار تابع مذکور مثبت است. با اجرای مدل به کار گرفته شده در این مقاله و محاسبه توابع پایداری تعداد موارد پایدار و ناپایدار در محدوده زمانی مورد مطالعه مشخص شد.

در جدول 3 موارد پایدار و ناپایدار بر حسب ماه‌های مختلف سال آورده شده است. مطابق این جدول در ماه مارس تعداد حالات پایدار بیش از حالات ناپایدار است و بیشترین شرایط پایدار نسبت به ماه‌های دیگر سال دیده می‌شود. تعداد موارد پایدار از ماه مارس تا ماه اکتبر به ترتیب کمتر شده و در ماه دسامبر دوباره افزایش یافته است. در ماه اکتبر که شروع فصل سرما است، حداقل

جدول 5. مربع ضریب همبستگی در وایزش خطی بین ارتفاع موج و تابع پایداری سرعت برای توابع گوناگون.

توانی	معکوس	درجه 3	درجه 2	لگاریتمی	خطی
0/138	0/022	0/185	0/121	0/159	0/049
0/084	0/185	0/062	0/051	0/125	0/019
0/109	0/025	0/10	0/081	0/099	0/048
0/282	0/071	0/296	0/153	0/201	0/077
0/139	0/143	0/16	0/131	0/158	0/084
0/291	0/069	0/247	0/20	0/273	0/131
0/174	0/085	0/175	0/122	0/169	0/068

از تحلیل جدول 5 می‌توان نتیجه گرفت توابع توانی، لگاریتمی و درجه سوم نسبت به سایر توابع، برازش بهتری بین ارتفاع موج و تابع پایداری ایجاد می‌کنند. با توجه به دلایل مشروحه زیر

الف) نتیجه جدول 4 که عنوان می‌کند همبستگی بین ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی از همبستگی آن با تابع پایداری سرعت بیشتر است؛

ب) نتیجه جدول 5 که نشان می‌دهد تابع درجه سوم می‌تواند برازش خوبی بین ارتفاع موج و تابع پایداری سرعت ایجاد کند؛

ارتفاع موج با دو متغیر مستقل تابع پایداری سرعت و سرعت اصطکاکی برازش داده شد. در این برازش‌ها، به دلیل همبستگی بهتر با ارتفاع موج نسبت به تابع پایداری سرعت، سرعت اصطکاکی با توان یک و برای پررنگ‌تر کردن اثر تابع پایداری سرعت بر ارتفاع موج با وارد کردن تاثیر غیرخطی به دلیل همبستگی پایین‌تر نسبت به سرعت اصطکاکی، تابع پایداری سرعت از نوع توانی با درجه سوم انتخاب شد. با برازش در ماه‌های مختلف سال مشخص شد که تابع

$$Hw_i = a u_{*i} + b_1 p_i^3 + b_2 p_i^2 + b_3 p_i, \quad (27)$$

است. ولی همبستگی ارتفاع موج با تابع پایداری سرعت تقریباً نصف همبستگی سرعت اصطکاکی با علامت منفی است که نشان می‌دهد با افزایش ناپایداری در لایه مرزی ارتفاع موج کاهش می‌یابد.

جدول 4. ضریب همبستگی پیرسون بین ارتفاع موج و سرعت اصطکاکی، توابع پایداری هر یک به تنهایی.

توابع پایداری	سرعت اصطکاکی (m/s)
-0/222	0/565
-0/137	0/708
-0/219	0/621
-0/278	0/749
-0/289	0/592
-0/363	0/663

با مشخص شدن همبستگی قوی بین ارتفاع موج و سرعت اصطکاکی (از مقایسه ضرایب همبستگی به دست آمده با ضرایب همبستگی بحرانی، کوهن و همکاران، 2002)، این پارامتر کنار گذاشته می‌شود و در ادامه مقاله تنها بر روی همبستگی نسبتاً ضعیف بین ارتفاع موج و تابع پایداری سرعت تمرکز می‌شود. در ضمن، همبستگی ارتفاع موج با توابع پایداری دما و رطوبت از مقدار بحرانی کمتر بوده و لذا از مطالعه بیشتر بر روی این توابع خودداری گردیده است.

به منظور شناخت چگونگی ارتباط بین ارتفاع موج با تابع پایداری سرعت، وایزش تک‌متغیری خطی بین این دو پارامتر با توابع مختلف (مطابق با جدول 5) محاسبه شده است. در جدول 5 مربع ضریب همبستگی پیرسون در برازش با هر تابع محاسبه شده است. مطابق جدول، سه تابع توانی، لگاریتمی و درجه سوم در تمامی ماه‌های مورد مطالعه به ترتیب بیشترین میانگین مربع همبستگی را دارند. از بین این توابع نیز تابع درجه سوم بیشترین ضریب همبستگی را به خود اختصاص داده است.

ارتفاع موج با اثر تابع پایداری سرعت به دست می آید. مقدار کاهش خطای نسبی بر حسب درصد (اختلاف دو ستون اول و دوم جدول 7 تقسیم بر ستون دوم همان جدول) در ستون سوم جدول 5 آمده است.

بر اساس جدول 7 بیشترین خطای برازش خطی با سرعت اصطکاکی در ماه دسامبر و کمترین خطا در ماه آوریل اتفاق افتاده است. بر اساس جدول در ماه های گرم سال (حالت پایدارتر) میزان خطای برازش به وضوح کمتر از ماه های سرد سال است و همچنین با در نظر گرفتن تابع پایداری، تصحیح بهتری در ماه های گرم سال به دست می آید به طوری که در سه ماه آوریل، ژوئیه و اوت که تقریباً شروع تا پایان فصل گرم را شامل می شود، میانگین تصحیح خطا در این سه ماه حدود 5/69 درصد است که از دیگر ماه های سال بیشتر است. در ماه های سرد سال خطای حاصل از برازش خطی ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی از سایر ماه های سال بیشتر است. با توجه به اینکه در ماه های سرد سال کمترین تعداد حالت پایدار وجود دارد و شرایط ناپایدار از بقیه ماه های سال بیشتر است، رخداد این حالت نشان می دهد افزایش شرایط ناپایدار در ماه سرد سال باید با دقتی تر کردن برازش جبران شده و بدین ترتیب با افزودن دقت منحنی برازش داده شده، می توان به خطای کمتری دست پیدا کرد.

برای افزایش دقت در برازش ارتفاع موج با استفاده از جدول 5 توابع لگاریتمی و توانی نیز به معادله (27) اضافه می شود. پس از محاسبه ضرایب مشخص گردید، می توان تابع پایداری سرعت در تابع توانی برابر یک است که نشان دهنده عدم تاثیر این تابع در نمودار است. لذا مطابق جدول 5 به جای تابع توانی از تابع معکوس پایداری سرعت در برازش منحنی ارتفاع موج استفاده شد. متغیر مستقل سرعت اصطکاکی نیز به دو صورت الف) خطی و ب) تابع درجه سوم در نظر گرفته شد تا اثر افزایش دقت در سرعت اصطکاکی بر برازش ارتفاع موج مشخص شود.

برازش بهتری در هر ماه بر روی ارتفاع موج دارد. در رابطه فوق HW_i ارتفاع موج در شرایط ناپایدار، u_{*i} و p_i به ترتیب سرعت اصطکاکی و تابع پایداری سرعت در شرایط ناپایدار است. در جدول 6 ضرایب رابطه (27) آورده شده است. این ضرایب در سطح اعتماد 95 درصد معنی دارند. آزمون معنی داری هر جمله توسط نرم افزار تحلیل آماری SPSS انجام شده است. چنانچه جمله ای در سطح اعتماد 95 درصد معنادار نباشد، حذف می شود و معادله نهایی بدون این ضریب به دست خواهد آمد. مطابق این جدول می توان رابطه ای کلی برای رابطه (27) نوشت چون ضرایب در همه ماه ها بسیار به هم نزدیک اند.

جدول 6. ضرایب وایازش غیرخطی رابطه (27).

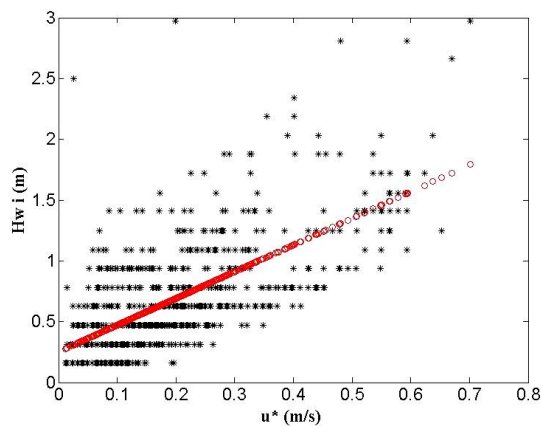
	a	b_1	b_2	b_3
مارس	3/361	0/009	-0/097	0/351
آوریل	2/604	0/034	-0/189	0/389
ژوئیه	2/777	0/043	-0/287	0/597
اوت	2/794	-0/04	0/152	0/066
اکتبر	2/456	0/006	-0/076	0/288
دسامبر	2/710	0/002	-0/066	0/0305

هدف از تشکیل رابطه ای به شکل (27)، بررسی میزان خطا در ماه های مختلف سال و میزان تاثیر تابع پایداری در کاهش خطای برازش است. در جدول 7 میانگین خطای ناشی از برازش ارتفاع موج اندازه گیری شده در دو حالت زیر مورد مقایسه قرار گرفته است.

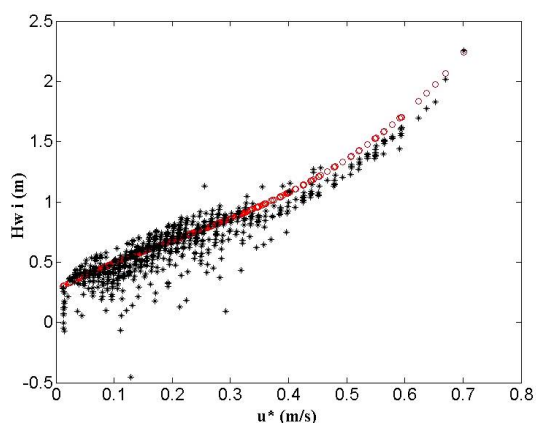
الف) میانگین خطای وایازش خطی ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی $(HW_i = \alpha u_{*i} + c)$. در این حالت تنها برازش ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی در نظر گرفته شده است (ستون اول جدول 7) و برای اینکه مقایسه خطاها نسبت به میزان دقت برازش دارای اهمیت بیشتری است، از وایازش خطی استفاده شده است.

ب) میانگین خطای وایازش خطی ارتفاع موج از رابطه (27). در این حالت میزان تاثیر تابع پایداری در نظر گرفته شده است (ستون دوم جدول 7)، لذا مقدار تصحیح تابع

بیشتر است. این پراکندگی به علت اضافه شدن جملات غیرخطی تابع پایداری سرعت است و تاثیر تابع پایداری سرعت در محاسبه ارتفاع موج را نشان می دهد. خطای رابطه (31) به مقدار 0/2287 است و با تصحیح اثر تابع پایداری سرعت بر ارتفاع موج، 10/03 درصد کاهش خطای نسبی به دست می آید که این مقدار کاهش خطا قابل ملاحظه است (خطای حاصل، از مقایسه ارتفاع موج محاسبه شده توسط تابع برازش داده شده با مقدار اندازه گیری شده توسط بویه به دست می آید).



شکل 3. ارتفاع امواج اندازه گیری شده توسط بویه موج نگار در دسامبر 2008 (ستاره های سیاه)، ارتفاع امواج برازش داده شده توسط رابطه خطی با سرعت اصطکاکی (دایره قرمز).



شکل 4. ارتفاع امواج محاسبه شده از رابطه (31) (ستاره ای سیاه) و رابطه (29) (دایره های قرمز).

لذا روابط زیر برای مقایسه نتایج حاصل و برازش مطلوب داده های اندازه گیری شده مورد استفاده قرار گرفتند:

$$Hw_i = a u_{*i} + c, \quad (28)$$

$$Hw_i = a_1 u_{*i}^3 + a_2 u_{*i}^2 + a_3 u_{*i}, \quad (29)$$

$$Hw_i = a_1 u_{*i}^3 + a_2 u_{*i}^2 + a_3 u_{*i} + b_1 p_i^3 + b_2 p_i^2 + b_3 p_i + \frac{c}{p_i} + d \ln(p_i). \quad (30)$$

برازش ارتفاع موج با استفاده از رابطه (28) در شکل 3

آورده شده است در این شکل منحنی برازش ارتفاع موج با دایره های قرمز و ارتفاع موج اندازه گیری شده توسط بویه موج نگار با ستاره های سیاه نشان داده شده است. میزان میانگین خطای حاصل از برازش با داده های اندازه گیری شده در این حالت برابر 0/2561 می باشد. به منظور کاهش خطای برازش، رابطه (29) مبنای محاسبه قرار گرفت. بر اساس این برازش میزان خطای حاصل به 0/2542 کاهش یافت که معادل 0/7 درصد کاهش خطا است. بنابراین، افزایش دقت برازش با سرعت اصطکاکی تاثیر چندانی بر افزایش دقت برازش حاصله ندارد. برای نشان دادن میزان اثر تابع پایداری سرعت در برازش ارتفاع موج، ضرایب رابطه (30) محاسبه شدند. شکل نهایی معادله حاصل به شرح زیر است:

$$Hw_i = 8.546 u_{*i}^3 - 8.671 u_{*i}^2 + 6.902 u_{*i} - 0.285 p_i^3 + 0.132 p_i^2 - 0.245 p_i + \frac{0.008}{p_i} + 0.47 \ln(p_i), \quad (31)$$

که ضریب $c = 0.008$ بیانگر کم اهمیت بودن تابع معکوس در معادله (31) است. معادله های (29) و (31) در شکل 4 رسم شده اند. مقادیر پیش بینی ارتفاع موج حاصل از رابطه (31) در اطراف منحنی (29) قرار گرفته اند. در سرعت های اصطکاکی کوچک تر از 0/4 میزان پراکندگی ارتفاع موج رابطه (31) حول منحنی حاصل از رابطه (29)

جدول 7. جدول خطای حاصله از برازش موج با سرعت اصطکاکی و توابع پایداری.

درصد کاهش خطا	میانگین خطای رابطه (27)	میانگین خطای وایازش خطی ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی	
2/81	0/2487	0/2559	مارس
6/07	0/1515	0/1613	آوریل
4/45	0/1845	0/1931	ژوئیه
6/57	0/1751	0/1866	اوت
4/53	0/1875	0/1964	اکتبر
3/59	0/2469	0/2561	دسامبر

4 بحث و نتیجه گیری

مدلسازی ارتفاع موج با مدل‌های عددی و نیمه تجربی انجام می‌گیرد. مدل‌های عددی نیازمند رایانه‌های قدرتمند و داده‌های اولیه متنوع هستند ولی نتایج آنها می‌تواند دقیق و قابل اعتماد باشد. مدل‌های نیمه تجربی به راحتی ارتفاع موج را محاسبه می‌کنند و در عمل از دقت کمتری برخوردارند. در مدل‌های نیمه تجربی سرعت اصطکاکی و تابع پایداری از عوامل مهم تاثیرگذار می‌باشند ولی در این روابط معمولاً از یک ضریب برای نشان دادن اثر تابع پایداری استفاده می‌شود و این عامل به صورت مستقیم در معادله وارد نمی‌شود. در این مقاله همبستگی بین ارتفاع موج با سرعت اصطکاکی و تابع پایداری لایه سطحی با استفاده از یک مدل کپه‌ای، محاسبه و همچنین این همبستگی برای توابع مختلف توانی، لگاریتمی، چند جمله‌ای و معکوس مورد مقایسه قرار گرفته است. برای محاسبه سرعت اصطکاکی و توابع پایداری از مدل کپه‌ای به همراه پارامترسازی طول زبری توسط رابطه چارنوک استفاده شده است. مدل کپه‌ای استفاده شده در این مقاله مشابه مدل کپه‌ای در فارل و همکاران (2003) است و از یک الگوریتم تکرار با حدس اولیه برای سرعت اصطکاکی و طول مونین-اباخف تشکیل شده است که در تکرارهای بعدی دقت سرعت اصطکاکی و طول

مونین-اباخف افزایش می‌یابد و مشخصه‌های لایه سطحی جوی با دقت قابل قبول محاسبه می‌شوند.

برای تحلیل ارتفاع امواج با استفاده از داده‌های خروجی مدل کپه‌ای (سرعت اصطکاکی و تابع پایداری سرعت) مورد تحلیل وایازش چندمتغیری غیرخطی قرار گرفتند. این تحلیل نشان می‌دهد، استفاده از توابعی که مربع ضریب همبستگی قابل قبول دارند (توانی، لگاریتمی، چندجمله‌ای و معکوس) برای تابع پایداری سرعت می‌تواند درصد خطای محاسبه ارتفاع امواج را کاهش دهد.

لذا می‌توان نتیجه گرفت الف) در مدل‌های نیمه تجربی اثر ناپایداری به طور مستقیم وارد روابط محاسباتی شده و از وارد کردن یک ضریب نامشخص پرهیز شده است، ب) تابع پایداری سرعت نقش مهمی در دقیق‌تر کردن روابط محاسبه ارتفاع موج دارد.

تحلیل آماری داده‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد به دلایل زیر تابع پایداری در ماه‌های سرد سال تاثیر بیشتری بر ارتفاع موج نسبت به ماه‌های گرم سال دارد.

الف) ماه‌های سرد (اکتبر و دسامبر) در سال 2008 در بندر امیرآباد به نسبت ماه‌های گرم سال (ژوئیه و اوت) دارای شرایط ناپایدار بیشتری هستند. ب) ضریب همبستگی سرعت اصطکاکی با ارتفاع موج در ماه‌های

محاسبه ارتفاع موج با باد همان نقطه و تحلیل آماری آن با مشخصه‌های لایه مرزی بندر امیرآباد است و اثر باد در مناطق اطراف مورد توجه قرار نگرفته است. از سوی دیگر اختلاف بین دمای سطح آب و هوای مجاور سطح آب در منطقه وسیعی یکسان و حتی ممکن است در چند صد کیلومتر مربع دارای تغییرات اندک و چشم‌پوشیدنی باشد. بنابراین امواج در ناحیه‌ای وسیع تحت تاثیر ناپایداری یکسانی در لایه مرزی قرار می‌گیرند. لذا امکان تعمیم تاثیر توابع پایداری به زمان‌ها و مکان‌های دیگر وجود دارد و می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً نتیجه حاصل در این مقاله را می‌توان به سواحل شرقی دریای خزر تعمیم داد.

منابع

چگینی، و.، گلشنی، ع.، تائبی، س.، و چگینی، ف.، 1391، امواج ناشی از باد و پیش‌بینی آنها در خلیج فارس، دریای عمان و دریای خزر: موسسه ملی اقیانوس‌شناسی، 479 ص.

چگینی، ف.، چگینی، و.، و تائبی، س.، 1387، ارزیابی و مقایسه روش‌های نیمه‌تجربی و عددی در پیش‌بینی مشخصات امواج بندر امیرآباد و بوشهر: نشریه مهندسی دریا، 7، 41-57.

Arya, P.S., 2001, Introduction to Micrometeorology (Vol. 79). Academic Press.

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, Amer. Meteor. Soc., 1-66.

CEM., 2002, Coastal Engineering Manual: US Army Corps of Engineers.

Charnock, H., 1955, Wind stress on a water surface: Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 81, 639-640.

Cohen, J., Cohen P., West, S. G., and Aiken, L. S., 2002, Applied Multiple Regression/Correlation Analysis for the

سرد سال از ماه‌های گرم سال کمتر است. ج) ضریب همبستگی بین تابع پایداری با ارتفاع موج در ماه‌های سرد سال از ماه‌های گرم سال بیشتر است. د) متوسط خطای برازش با سرعت اصطکاکی (ستون اول جدول 7) در ماه‌های سرد سال بیشتر از ماه‌های گرم سال است.

با وجود عوامل فوق درصد میانگین کاهش خطا به علت تاثیر تابع پایداری در ماه‌های گرم سال (5/6 درصد) بیشتر از درصد میانگین کاهش خطا در ماه‌های سرد سال (4/06 درصد) است. وجود این تناقض بیانگر آن است که چگونگی تاثیر تابع پایداری سرعت بر ارتفاع موج با یک تابع ساده (تابع درجه سوم) قابل ارزیابی نیست بلکه با ترکیبی از توابع می‌توان به کاهش خطای بزرگ-تری دست یافت. لذا با محاسبه وایزش غیرخطی با ترکیبی از توابع درجه سوم، معکوس و لگاریتمی تابع پایداری سرعت، خطای محاسبه ارتفاع موج در ماه دسامبر (دارای بیشترین خطا در تحلیل وایزش خطی با سرعت اصطکاکی) به میزان ده درصد کاهش یافت. این کاهش خطای محاسبه ارتفاع موج فقط به علت اثر تابع پایداری سرعت است و به نحوه برازش سرعت اصطکاکی ارتباطی ندارد.

هرچند این نتیجه تنها برای یک سال (2008) در بندر امیرآباد بدست آمده است، اما جمع‌بندی نتایج به گونه‌ای مستقل از زمان و مکان انجام شده است و این نتایج می‌توانند به صورت بنیادی و نه موردی نحوه تاثیر ناپایداری در لایه مرزی بر روی ارتفاع امواج را نشان دهند.

مهم‌ترین دستاورد این مقاله کاهش ده درصدی خطای محاسبه امواج با در نظر گرفتن تابع پایداری سرعت است. البته نمی‌توان انتظار داشت که خطای محاسبه ارتفاع امواج صد درصد کاهش یابد زیرا بخش زیادی از امواج اندازه‌گیری شده، ناشی از تاثیر باد در زمان و مکان دیگری است. اما حوضه مورد مطالعه در این مقاله،

- Monin, A. S., Obukhov, A. M., 1954, Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremesivaniya v prizemnom sloe atmosfery (Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground): Trudy Geofiz Inst AN USSR, 24(151), 163–187.
- Oost, W. A., Komen, G. J., Jacobs, C. M. J., and van Oort, C., 2002, New evidence for a relation between wind stress and wave age from measurements during ASGAMAGE: Boundary-Layer Meteorol., **103**, 409–438.
- Panofsky, H., 1973, Tower micrometeorology: In: Haugen D. A., (ed) Workshop on Micrometeorology, American Meteorological Society, pp 151–176.
- Paulson, C. A., 1970, The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer: J. Climate and Appl. Meteorol., **9**, 857–861
- Powell, M. D., Vickery, P. J. and Reinhold, T. A., 2003, 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: Ann. Meteorol., **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: J. Geophys. Res., **93**, 15467–15472.
- Stull R. B., 1988, An Introduction to Boundary Layer Meteorology: Kluwer, Dordrecht.
- Taylor, P. K., and Yelland, M. A., 2001, The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves: J. Phys. Oceanogr., **31**, 572–590.
- Vickers, D., and Mahrt, L., 2006, Evaluation of the air-sea bulk formula and sea-surface temperature variability from observations: J. Geophys. Res., **111**, 1–14.
- Webster, P. J., Lukas, R., 1992, TOGA COARE: The Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment: Bull. Amer. Meteor. Soc., **73**, 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.
- Young, I. R., 1998, An experimental investigation of the role of atmospheric stability in wind wave growth: Coastal Eng., **34**, 23–33.
- Zeng, X., Zhao, M., and Dickinson, R. E., 1998, Intercomparison of bulk aerodynamic Behavioral Sciences, 3rd ed., Psychology Press.
- Dyer, A. J., 1974, A review of flux-profile-relationships: Boundary-Layer Meteorol, **7**, 363–372.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., and Young, G. S., 1996, Bulk parameterization of air–sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment: J. Geophys. Res., **101** (C2), 3747–3764.
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare J. E., Grachev, A. A., and Edson, J. B., 2003, Bulk parameterization of air–sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm: J. Climate, **16**, 571–591.
- Floors, R., Batchvarova, E., Gryning, S.-E., Hahmann, A. N., Peña, A., and Mikkelsen, T., 2011, Atmospheric boundary layer wind profile at a flat coastal site – wind speed lidar measurements and mesoscale modeling results: Adv. Sci. Res., **6**, 155–159.
- Foken, T., 1990, Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage – Methoden, Ebtechnische Realisierung sowie ihre Grenzen und Anwendungsmöglichkeiten: Ber Dt Wetterdienstes, **180**, 287 pp.
- Foken, T., 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: 4th ed., Academic Press.
- Huang, C. H., 2012, Modification of the Charnock wind stress formula to include the effects of free convection and swell. In Advanced Methods for Practical Applications in Fluid Mechanics, Ed. Jones, S. A., INTECH Open Access Publisher.
- Large, W. G., and Pond, S., 1982, Sensible and latent heat flux measurements over the ocean: J. Physical Oceanography, **12**, 464–482.
- Liu, T. W., Katsaros, K. B., and Businger, J. A., 1979, Bulk parameterization of air–sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface: J. Atmos. Sci., **36**, 1722–1735.
- Markowski, P., and Richardson, Y., 2010, Mesoscale Meteorology in Midlatitudes, John Wiley & Sons.
- Miller, M. J., Beljaars, A. C. M., and Palmer, T. N., 1992, The sensitivity of the ECMWF model to the parameterization of evaporation from the tropical oceans: J. Climate, **5**, 418–434.

برای دو کمیت سرعت اصطکاکی و طول مونین-اباخف حدس اولیه زده شود تا فرایند تکرار آغاز شود. برای نشان دادن همگرایی مدل کپهای، خروجی‌های محاسبه شده در تکرارهای گوناگون در جدول پ-1 به ازای مقادیر $u - u_s = 20m/s$ ، $T - T_s = -20^\circ C$ و $RH - RH_s = 30\%$ (رطوبت نسبی) نشان داده شده است. مطابق جدول در ابتدا $u_* = 1m/s$ و $Z/L = 0$ حدس زده شدند و پس از 19 بار تکرار در حل معادلات همگرایی حاصل شده است. در قسمت دوم جدول پ-1 (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 21 بار تکرار همگرایی به دست آمده است و می‌توان تکرار پنجم این دو حالت را با یکدیگر مقایسه کرد.

- algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data: *J. Climate*, **11**, 2628–2644.
- Zeng, X., Dickinson, R. E., 1998, Effect of surface sublayer on surface skin temperature and fluxes: *J. Climate*, **11**, 537–550.
- 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., and King, J. C., 2002, Near-surface turbulent fluxes in stable stratification: Calculation techniques for use in general circulation models: *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **128**, 1571–1587.

پیوست

برای حل مشخصه‌های لایه سطحی شامل سرعت اصطکاکی (رابطه (12))، طول Z_0 (رابطه (20))، توابع پایداری (16 الی 19) و طول مونین-اباخف (6 الی 11) از مدل کپهای استفاده شده است. در این روش نیاز است

جدول پ-1. روند همگرایی در مدل کپهای.

	شرط اولیه	یک بار تکرار	سه بار تکرار	پنج بار تکرار	نوزده بار تکرار	شرط اولیه	پنج بار تکرار
u_*	1	0/9291	0/9439	0/9445	0/9445	100	0/9441
Z_0	-	0/0018	0/0016	0/0016	0/0016	-	0/0016
ψ_u	-	0	0/2543	0/2547	0/2546	-	0/2579
Z/L	0	-0/0878	-0/087	-0/0868	-0/0868	100	-0/0869