

## شبیه‌سازی با روش پیچک بزرگ لایه آمیخته شمال دریای عربی متأثر از شکست موج و گردش لانگمویر ناشی از مونسون تابستانی

ایمان مهرابی دستنایی<sup>۱</sup>، حسین ملکوتی<sup>۲\*</sup>، اسماعیل حسن زاده<sup>۳</sup>، مریم راهبانی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه علوم غیرزیستی جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس  
mehraby.phd@hormozgan.ac.ir

<sup>۲\*</sup> نویسنده مسئول، دانشیار، گروه علوم غیرزیستی جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس  
malakooti@hormozgan.ac.ir

<sup>۳</sup> استاد، گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اصفهان، اصفهان  
shz@sci.ui.ac.ir

<sup>۴</sup> دانشیار، گروه علوم غیرزیستی جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس  
m\_rahbani@hormozgan.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۲/۴

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۱/۱۳

### چکیده

در این پژوهش، شبیه‌سازی با روش پیچک بزرگ لایه آمیخته شمال دریای عربی با استفاده از مدل عددی پالم در شرایط سهیم بودن یا نبودن پدیده‌های شکست موج و گردش لانگمویر ناشی از باد مونسون تابستانی انجام شده است. ابعاد افقی این مقاله در افق ۳۰۰ متر در ۳۰۰ متر، عمق شبیه‌سازی شده ۸۰ متر و فاصله شبکه در هر سه جهت برابر با ۱/۲۵ متر است. به منظور اعمال اثر باد جنوب غربی، شار اندازه حرکت ناشی از باد در هر دو راستای  $x$  و  $y$  تعریف شده است. با توجه به هدف اصلی مقاله، به جای تلاش برای شبیه‌سازی شکست موج، با اعمال نوسانات تصادفی در سطح دریا، تأثیرات شکست موج بر لایه سطحی دریا در نظر گرفته شد. نتایج تحقیق نشان می‌دهد که شکست موج فقط بر اعماق نزدیک به سطح دریا (کم‌تر از ۵ متر) تأثیر گذار است؛ حال آن‌که باریکه‌های به وجود آمده از گردش لانگمویر تا اعماق زیادی که مرتبه‌ای از طول موج در نظر گرفته شده است، نقش ایفا می‌کنند. همچنین این نتیجه حاصل شد که تلفیق هر دو پدیده شکست موج و گردش لانگمویر موجب کاهش اندک انرژی جنبشی تلاطمی می‌شود که این امر می‌تواند از تأثیر اختلالی شکست موج بر میدان سرعت به وجود آمده از نیروی تاو در سطح ناشی شده باشد. با این وجود، برخلاف مطالعات پیشین، در هیچ عمقی اثر برش سرعت به عنوان عاملی تعیین کننده در بزرگی TKE به حساب نیامد.

**واژه‌های کلیدی:** تلاطم، شبیه‌سازی پیچک بزرگ، مدل عددی پالم، لایه آمیخته اقیانوسی، دریای عربی، مونسون هند

## ۱. مقدمه

دریای عربی، منطقه ویژه‌ای از اقیانوس هند است که گردش در آن تحت تأثیر بادهای مونسون قوی تغییر جهت می‌دهد [۱-۲]. مونسون تابستانه (جنوب غربی)، بین ماه‌های ژوئن تا سپتامبر، باد شدید جنوب غربی هوای مرطوب را از دریا به این ناحیه می‌آورد [۳]. از آنجا که آب و هوا و اقلیم دریای عربی، تأثیر عمده‌ای بر آب و هوا و اقلیم کشورمان (به ویژه جنوب شرق ایران) دارد و این دریا به عنوان دروازه دسترسی ما به سایر آب‌های آزاد شناخته می‌شود، شناخت ویژگی‌ها و پدیده‌های آن بسیار مهم است.

شاید بتوان مهم‌ترین اثر واداشت موج بر لایه آمیخته اقیانوسی را در دو پدیده شکست موج و گردش لانگمویر<sup>۱</sup> در نظر گرفت. زمانی که نسبت ارتفاع به طول موج یک موج از یک مقدار بحرانی فراتر می‌رود، شکست موج رخ می‌دهد و تلاطمی ایجاد می‌کند که قادر است بر اعماق محدودی از آب دریا در نزدیکی سطح دریا تأثیر بگذارد.

مطابق تئوری کریک و لایبویچ، گردش لانگمویر نتیجه‌ای از اندرکنش جریان برشی ناشی از باد و جریان استوکس ناشی از موج سطحی است [۴]. گردش لانگمویر به شکل سلول‌های جفتی ردیف شده‌ای که تقریباً در راستای جهت باد هستند، ظاهر می‌شود.

شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ در مقایسه با سایر شیوه‌های مدل‌سازی مطالعه نیروی تاو، تطابق بیشتری با اندازه‌گیری‌های میدانی چرخه روزانه ساختار دمای بخش بالایی اقیانوس دارد [۵]. از طرفی، مدل‌های KPP<sup>۲</sup> و PWP<sup>۳</sup> که هر دو از مدل‌های معروف لایه‌مرزی سطح اقیانوس هستند (جزئیات بیشتر در مورد این مدل‌ها به ترتیب در مقاله‌های لارج و پرایس در دسترس است [۶-۷])، چینه‌بندی را مشابه شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ بدون تلاطم لانگمویر تولید می‌کنند [۵]. با این وجود برخی از مطالعات لایه آمیخته مبتنی بر شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ، اثر هیچ‌یک از دو پدیده شکست موج و گردش لانگمویر را در نظر نگرفته‌اند [۸-۱۱] و برخی دیگر گردش لانگمویر و دامشیب روزانه را فقط با اندازه‌گیری میدانی گزارش داده‌اند [۱۲-۱۳]. اخیراً، در

مطالعاتی مبتنی بر اندازه‌گیری میدانی [۱۴-۱۷] و شبیه‌سازی [۱۸-۲۱] تلاطم لانگمویر در کل عمق ستون آب غیر چینه‌بندی شده مطالعه شده است. با این حال، مثال‌های معدودی از در نظر گرفتن تأثیر شکست موج در دسترس است [۲۰، ۲۲، ۲۳]؛ به طوری که در دو مورد اول، تأثیر وزش باد فقط در یک جهت (در راستای x) در نظر گرفته شده است و ضمن نیاز به افزودن راستای y به این گونه مدل‌سازی‌ها، تشریح بیشتر نتایج احساس می‌شود.

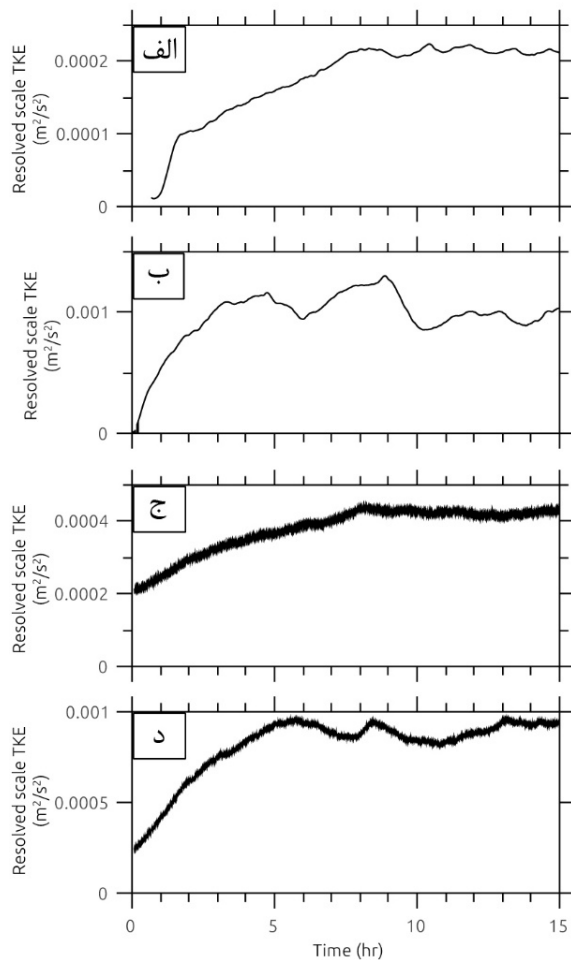
در ضمن، با وجود این که در سال‌های اخیر مطالعات متعددی در دریای عربی به واسطه اندازه‌گیری‌های میدانی [۲۴-۳۰] یا مدل‌سازی‌های عددی [۳۱-۳۳] انجام شده است، اما تاکنون پاسخ لایه آمیخته اقیانوسی در دریای عربی به شکست موج و گردش لانگمویر مورد مطالعه قرار نگرفته است.

## ۲. مواد و روش‌ها

در این پژوهش، از نسخه ۴ مدل عددی پالم<sup>۴</sup> استفاده شده است. این مدل برای مطالعه جریان‌های جوی و اقیانوسی بر پایه شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ نوشته شده است. تشریح همراه با جزئیات نسخه به کار رفته از این مدل عددی، ویژگی‌ها، پیشرفت‌های اخیر و دورنمای قابل‌تصور برای کاربردهای شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ، پیش‌از این توسط مورانگا و همکارانش ارائه شده است [۳۴]. مطابق آنچه در پژوهش بیان شده، آمده است: مدل پالم بر معادله‌های نویر-استوکس غیرتراکم‌پذیر فیلترشده غیرهیدرواستاتیکی در حالت تقریب بوزینسک پایه‌گذاری شده است. در این مدل، جمله‌های مقیاس زیر شبکه (SGS<sup>۵</sup>) با استفاده از طرح‌واره مرتبه ۱/۵ معرفی شده با [۳۵] پارامتربندی شده است. این مدل از ویرایش به‌روز شده [۳۶-۳۷] استفاده می‌کند.

تنظیمات اولیه در این پژوهش تا آنجا که امکان داشته مشابه تنظیمات [۲۲] در نظر گرفته شده است تا امکان مقایسه نتایج و تحلیل تأثیر پارامترهای تغییر یافته فراهم شود. بدین منظور، ابعاد افقی این مقاله در افق ۳۰۰ متر در ۳۰۰ متر، عمق شبیه‌سازی شده ۸۰ متر و فاصله شبکه در هر سه جهت برابر با ۱/۲۵ متر است؛ در حالی که محورهای x و y به ترتیب در

و با حضور میدان باد ناشی از مونسون جنوب غربی، بدون گردش لانگمویر و شکست موج (E0)، با حضور گردش لانگمویر (E1)، با حضور شکست موج (E2) و در نهایت، با حضور هر دو پدیده گردش لانگمویر و شکست موج (E12) انجام شده و نتایج هر یک از این حالت‌ها مورد بحث و بررسی قرار گرفته‌اند.

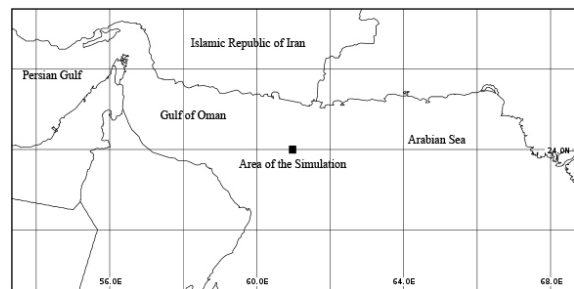


شکل ۲. نمودار سری زمانی انرژی جنبشی تلاطمی مقیاس حل شده (Resolved scale TKE) در حالت‌های (الف) E0، (ب) E1، (ج) E2 و (د) E12، حضور گردش لانگمویر موجب افزایش سطح انرژی جنبشی تلاطمی و حضور شکست موج موجب نوسان متناوب سطح انرژی جنبشی تلاطمی شده است. سطح انرژی در حضور هر دو پارامتر، در مقایسه با حضور صرف گردش لانگمویر به میزان ناچیزی کمتر است.

### ۳. تئوری و محاسبات

در شبهه‌سازی به کاررفته در این مقاله، از معادله فیلتر شده و به‌روز شده‌ای که توسط [۲۲، ۲۳، ۲۰] ارائه شد، استفاده شده است:

راستای شرق و شمال گسترش پیدا کرده‌اند. به‌منظور حذف اثرات مستقیم فرایندهای مرزی مانند فراچاهی ساحلی، جریان‌های مرزی و غیره منطقه شبهه‌سازی شده در بخش میانی ورودی دریای عمان با طول جغرافیایی برابر با ۲۴ درجه شمالی و عرض جغرافیایی برابر با ۶۱ درجه شرقی در نظر گرفته شده است که نیروی کوریولیس را برابر با  $f = 5.5 \times 10^{-5} s^{-1}$  ارائه می‌دهد (شکل ۱). سرعت اصطکاکی در این مقاله برابر با ۰/۱۲ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است که با سرعت باد مونسون جنوب غربی حدود ۱۰ متر بر ثانیه در بخش شمالی دریای عربی همخوانی دارد [۳۸].



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه

بر پایه گزارش‌های پیشین (مانند [۳۱])، در طول مونسون تابستانه، بادهای شدید ناشی از جت Findlater [۳۹] در دریای عربی باعث تلاطم شدید و آشفتگی عمودی و افزایش عمق لایه آمیخته به ۸۰ متر می‌شود. از طرفی، با در نظر گرفتن بعضی از مطالعات قبلی از جمله [۱، ۳۰، ۳۶]، فرض دمای سطح دریا برابر با ۲۷ درجه سانتی‌گراد قابل توجیه است؛ بنابراین، دمای اولیه در کلیه اعماق ۳۰۰ درجه کلون در نظر گرفته شد.

شبهه‌سازی در این مقاله از حالت سکون آغاز شد، به‌منظور حصول اطمینان از رسیدن مدل به حالت تعادل و کاهش نوسانات تراز انرژی تلاطمی، تا ۱۵ ساعت ادامه پیدا کرد (شکل ۲). دلیل زمان زیادتر مورد نیاز در این پژوهش برای رسیدن به تعادل در مقایسه با زمان مورد نیاز در [۲۲] با کوچک‌تر بودن نیروی کوریولیس در این مقاله قابل توجیه است. به‌منظور آغاز سریع‌تر حرکات تلاطمی، یک سرمایش از سطح خفیف در ۶۰۰ ثانیه ابتدای شبهه‌سازی اعمال شد. شبهه‌سازی‌های صورت گرفته در این مقاله در شرایط مختلف

## ۴. یافته‌ها

در شکل ۳، مؤلفه قائم سرعت لحظه‌ای در مقطع  $xy$  در پایان شبیه‌سازی ( $t = 15 \text{ hr}$ )، نشان داده شده است. در این شکل اثر گردش لانگمویر با مقایسه نمودارهای مربوط به حالت‌های  $E_0$  و  $E_1$  قابل مشاهده است. در غیاب شکست موج و گردش لانگمویر (حالت  $E_0$ )، ساختار سازمان یافته‌ای از مؤلفه عمودی سرعت ایجاد نشده است؛ قدرت میدان سرعت عمودی در این حالت قوی نیست و مقیاس طولی پیچک‌های تولید شده در این حالت، همانند آنچه در بیشتر مدل‌های عددی اقیانوسی فرض می‌شود، با افزایش عمق، بیشتر می‌شود.

از طرف دیگر، در حضور گردش لانگمویر، سرعت در راستای قائم در همه اعماق افزایش قابل توجهی داشته است. در نزدیکی سطح، باریکه‌ها، متمایل به جهت اعمال تنش باد هستند. در ضمن از سطح آب تا عمق ۲۵ متری، فاصله بین باریکه‌ها با عمق رابطه مستقیمی دارد؛ به طوری که با افزایش عمق، این فاصله‌ها نیز افزایش می‌یابند. همچنین، از آنجا که در عمق ۵۰ متری، الگوی باریکه‌ها پراکنده می‌شود، می‌تواند تداعی کننده این موضوع باشد که عمق مؤثر گردش لانگمویر با طول موج در نظر گرفته شده (برابر با ۴۰ متر) مرتبط است. همچنین این نتیجه به دست آمد که میدان سرعت عمودی رو به پایین (فروچاهش) در مقایسه با سرعت عمودی رو به بالا (فراچاهش) باریک‌تر و قوی‌تر است و در بعضی نواحی به بالای ۰/۱ متر بر ثانیه نیز می‌رسد. همچنین می‌توان افزود که راستای باریکه‌ها و فاصله بین آن‌ها در عمق‌های ۲۵ و ۵۰ متری، تغییر قابل ملاحظه‌ای با یکدیگر ندارند که موارد مورد اشاره اخیر با نتایج شبیه‌سازی پیچک‌های بزرگ پیشین [۲۲] تطابق خوبی دارند.

در دو حالت دیگر تعریف شده در این مقاله ( $E_2$  و  $E_{12}$ ) که شکست موج وجود دارد، میدان سرعت عمودی بسیار شدیدی در نزدیکی سطح آب و در اعماق کمتر از ۵ متر به وجود می‌آید، اما در زیر این عمق، محیط کاملاً مستقل از شکست موج ظاهر شده است؛ به گونه‌ای که در  $E_{12}$ ، ساختار گردش لانگمویر بدون تغییر مانده است؛ بنابراین، ضمن تأیید

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{\partial \pi}{\partial x_i} - \varepsilon_{ijk} f_j (u_k + u_{sk}) + b \delta_{i3} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \varepsilon_{ijk} u_{sj} \omega_k + F_i \quad (1)$$

در حالی که  $u$  سرعت،  $\pi = \frac{p}{\rho_0} + (|\mathbf{u} + \mathbf{u}_s|^2 - |\mathbf{u}|^2)/2$ ، فشار تولید شده،  $b = -g(\rho - \rho_0)/\rho_0$ ، شناوری،  $\delta_{i3}$  در حالت قائم مساوی یک و در بقیه حالت‌ها برابر صفر،  $\varepsilon_{ijk} u_{sj} \omega_k$  نیروی تاو،  $u_{si}$  سرعت جریان استوکس و  $F_i$  واداشت تصادفی است. برخلاف [۲۲] که تنش باد و میدان موج را فقط در جهت  $x$  فرض نمود، در این مقاله فرض شده است که این دو پارامتر در هر دو جهت  $x$  و  $y$  حضور دارند. بنابراین  $F_1$  و  $F_2$  که نشان‌دهنده تولید تلاطم‌های کوچک مقیاس ایجاد شده با شکست موج در راستای افق ( $x$  و  $y$ ) هستند، مشابه آنچه در [۲۰] آمده است، به صورت زیر بیان می‌شوند:

$$F_1 = \frac{A u_*}{t_0} \cos \gamma G(0; 1) (1 - \delta_{i3}) \delta(z) \quad (2)$$

$$F_2 = \frac{A u_*}{t_0} \sin \gamma G(0; 1) (1 - \delta_{i3}) \delta(z) \quad (3)$$

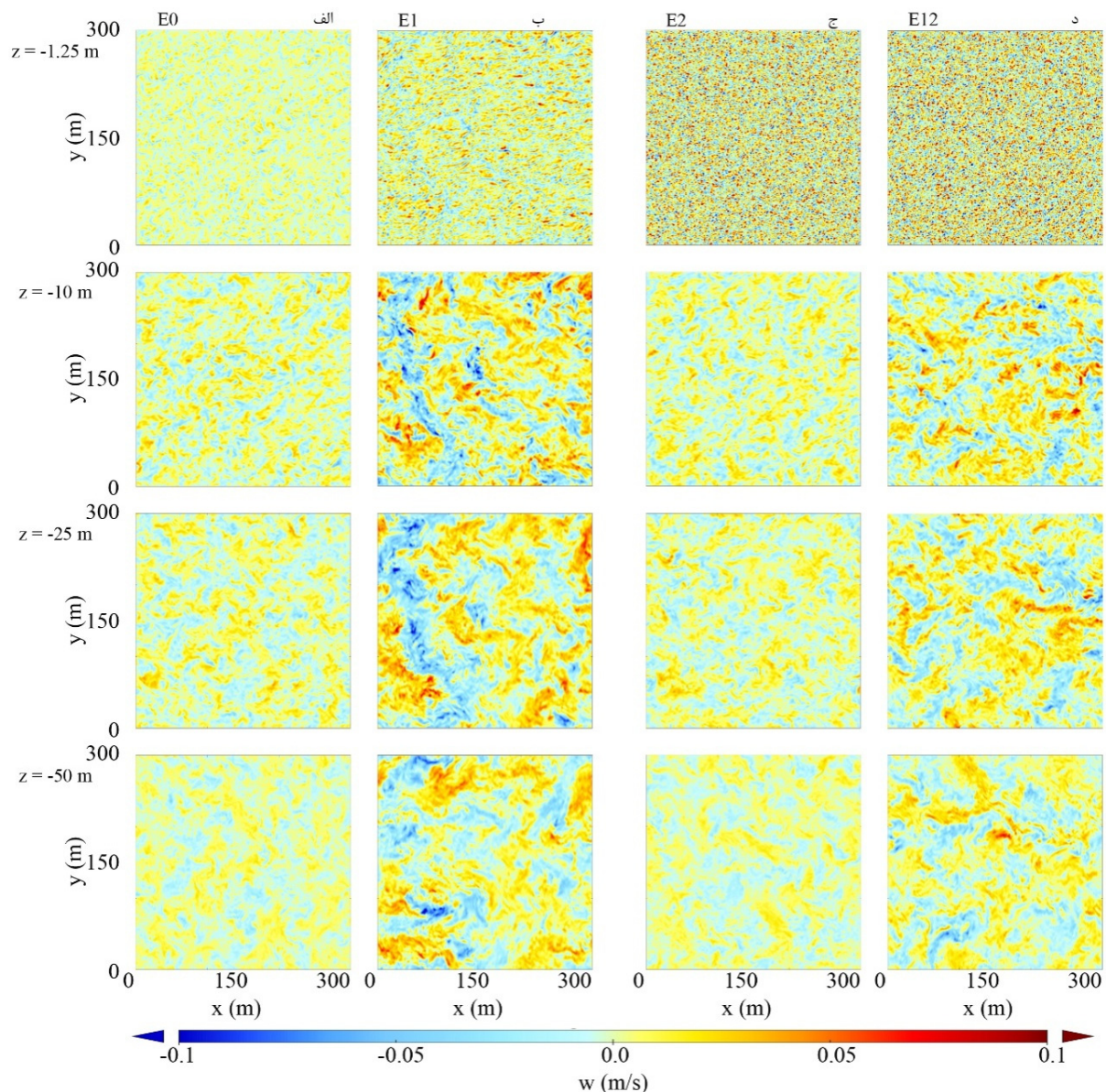
که  $A$  یک ثابت،  $u_*$  سرعت اصطکاکی،  $\gamma$  زاویه باد نسبت به محور  $x$  و  $G(0; 1)$  تابع تصادفی گوسی با مقدار متوسط صفر و واریانس ۱ است. با توجه به زاویه غالب باد در مونسون تابستانه در منطقه مورد مطالعه که بر اساس مشاهده‌های میدانی و مطالعات گذشته، از جمله [۱، ۳۰، ۴۰] به دست آمده است، مقدار  $\gamma$  به صورت یکنواخت و برابر با ۴۵ درجه فرض شده است. مقیاس طولی و زمانی واداشت تصادفی در سطح دریا از طریق  $t_0 = l_0 / (A u_*)$  و  $l_0 = 1.25$  ارائه شده است.

برای در نظر گرفتن گردش لانگمویر، سرعت استوکس به صورت  $u_s = U_s \exp(-4\pi z / \lambda)$  و مقدار آن در سطح دریا با  $U_s = \left(\frac{2\pi a}{\lambda}\right)^2 \left(\frac{g\lambda}{2\pi}\right)^{1/2}$  در نظر گرفته شده است. این در حالی است که مشابه مقادیر استفاده شده توسط [۲۲]،  $a$  ارتفاع موج و برابر با ۱ متر،  $\lambda$  طول موج و برابر با ۴۰ متر و  $g$  شتاب گرانش زمین فرض شده است. بنابراین، عدد لانگمویر متلاطم در این تحقیق به صورت  $La_t = \left(\frac{u_*}{U_s}\right)^{1/2} = 0.247$  به دست آمد.



مقایسه دقیق‌تر حالت‌های E1 و E12 این نتیجه را ارائه می‌دهد که سرعت در راستای قائم در حالت حضور هر دو پدیده شکست موج و گردش لانگمویر در زیر ناحیه نزدیک به سطح آب کمتر از حالت حضور انحصاری گردش لانگمویر است. دلیل این موضوع می‌تواند این باشد که شکست موج موجب اختلال در میدان سرعت به وجود آمده از نیروی تاو در سطح دریا می‌شود.

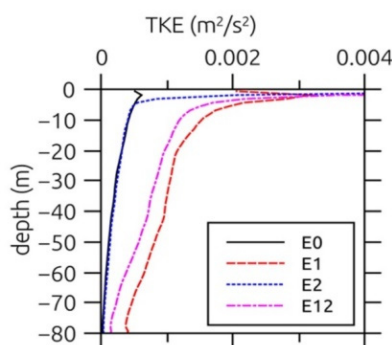
نتایج حاصل از شبهه‌سازی‌های پیشین [۲۲]، این نتیجه حاصل می‌شود که بیشتر انرژی جنبشی تلاطمی به وجود آمده از شکست موج، در عمقی قابل مقایسه با ارتفاع موج، از دست می‌رود و تأثیر شکست موج، فقط در لایه‌ای با ضخامت ناچیز و در نزدیکی سطح دریا قابل تعریف است. لازم به یادآوری است که نتایج این بخش با [۲۲] (علی‌رغم تغییر ماهیت الگوی تنش باد در سطح، افزودن مؤلفه نصف‌النهاری به آن) مطابقت دارد که این موضوع می‌تواند به دلیل تشابه زیاد پارامترهای اساسی تعریف‌شده برای شکست موج باشد.



شکل ۳. مقطع افقی مؤلفه عمودی سرعت لحظه‌ای در پایان شبهه‌سازی ( $t=15$  hr) در اعماق، ۱۰، ۲۵، ۵۰ و ۱۰۰ متری در حالت‌های (الف) حضور صرف تنش باد ناشی از باد یکنواخت جنوب غربی مونسون تابستانی، (ب) اضافه شدن گردش لانگمویر، (ج) اضافه شدن شکست موج (د) اضافه شدن هر دو پدیده گردش لانگمویر و شکست موج، این نمودارها با استفاده از نرم‌افزار Panoply رسم شده‌اند.

در شکل ۵ نیم‌رخ (پروفایل) میانگین افقی انرژی جنبشی تلاطمی ( $TKE^6$ ) نشان داده شده است. مقادیر میانگین در این مقاله، در بازه‌های زمانی برابر با ۶۰۰ ثانیه به دست آمده‌اند. مقدار انرژی جنبشی تلاطمی در سطح و نزدیک آن (اعماق کمتر از ۵ متر)، در حضور شکست موج (حالت‌های E2 و E12) بیشینه است که با یافته‌های حاصل از شکل‌های ۲ و ۳ همخوانی دارد. از طرفی، در نواحی دور از سطح دریا، مقدار TKE حالت‌های E0 و E2 بر یکدیگر منطبق شده است که دوباره بر این نکته تأکید دارد که شکست موج فقط در نزدیکی سطح آب اثر می‌گذارد.

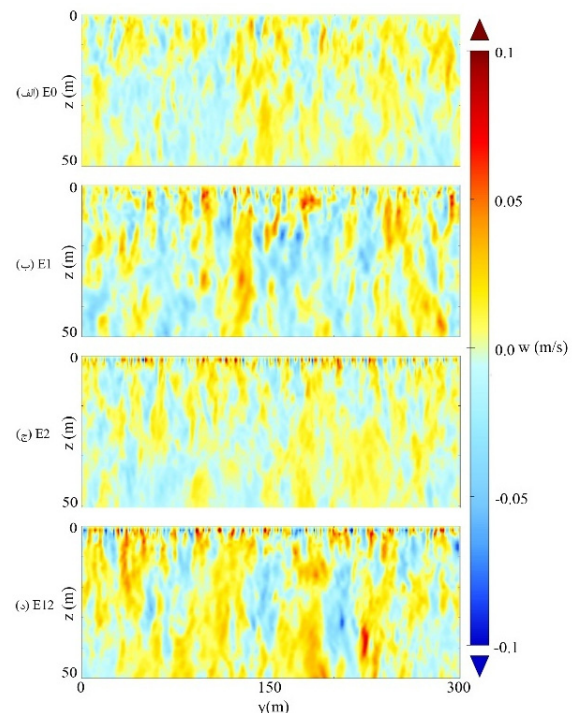
در حضور گردش لانگمویر، مقدار TKE در همه اعماق شبیه‌سازی شده افزایش چشمگیری داشته است و این مورد در هر دو حالت E1 و E12 دیده می‌شود که با وجود باریکه‌های نازکشان دهنده فراچاهش شدید مرتبط است اما در اعماق بیشتر از ۵ متر، اضافه شدن شکست موج به این پدیده (گردش لانگمویر) موجب کاهش اندک TKE شده است.



شکل ۵. نیم‌رخ میانگین افقی انرژی جنبشی تلاطمی (TKE) در پایان شبیه‌سازی ( $t=15hr$ ) برای حالت‌های (E0) حضور صرف تنش باد ناشی از باد جنوب غربی مونسون تابستانی، (E1) اضافه شدن گردش لانگمویر، (E2) اضافه شدن شکست موج و (E12) اضافه شدن هر دو پدیده گردش لانگمویر و شکست موج

پیش‌ازاین، در مطالعاتی مانند مطالعات نوح گزارش شده است که در برخی از اعماق، انرژی جنبشی متلاطم در حضور هر دو عامل گردش لانگمویر و شکست موج بیشتر از حالت حضور صرف گردش لانگمویر می‌شود و این نتیجه را با بیشتر بودن برش سرعت در آن اعماق توجیه می‌کردند؛ درحالی‌که در اینجا این نتیجه حاصل نشده و در کل ستون آب لایه آمیخته، TKE حالت E1 بیشتر از E12 شده است و

شکل ۴، مقطع قائم مؤلفه عمودی سرعت لحظه‌ای را در چهار حالت در نظر گرفته شده برای این پژوهش نشان می‌دهد. در حالت E0، در غیاب گردش لانگمویر و شکست موج، توزیع متوازن میدان سرعت در کلیه اعماق دیده می‌شود. حالت E2 نیز، الگوی مشابهی ارائه می‌دهد با این تفاوت که اثر شکست موج، باعث افزایش سرعت در سطح و نزدیکی سطح دریا (عمق کمتر از ۵ متر) شده است. به صورت کاملاً متفاوتی، حالت E1 نشان‌دهنده پیدایش سلول‌های گردش لانگمویر با مشخصه افزایش چشم‌گیر سرعت عمودی در کل لایه آب است. افزایش فاصله بین باریکه‌ها که با افزایش عمق رخ می‌دهد و در بخش قبلی به آن اشاره شد، در این قسمت قابل توجیه است و می‌تواند به دلیل عمق متفاوت سلول‌های مختلف باشد. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، بخش E12 تلفیقی از دو بخش E1 و E2 است، با این تفاوت که بزرگی مؤلفه قائم سرعت در حالت حضور هر دو پدیده گردش لانگمویر و شکست موج در اعماق زیاد، کمتر می‌شود که به دلیل آن در بخش قبلی اشاره شد.

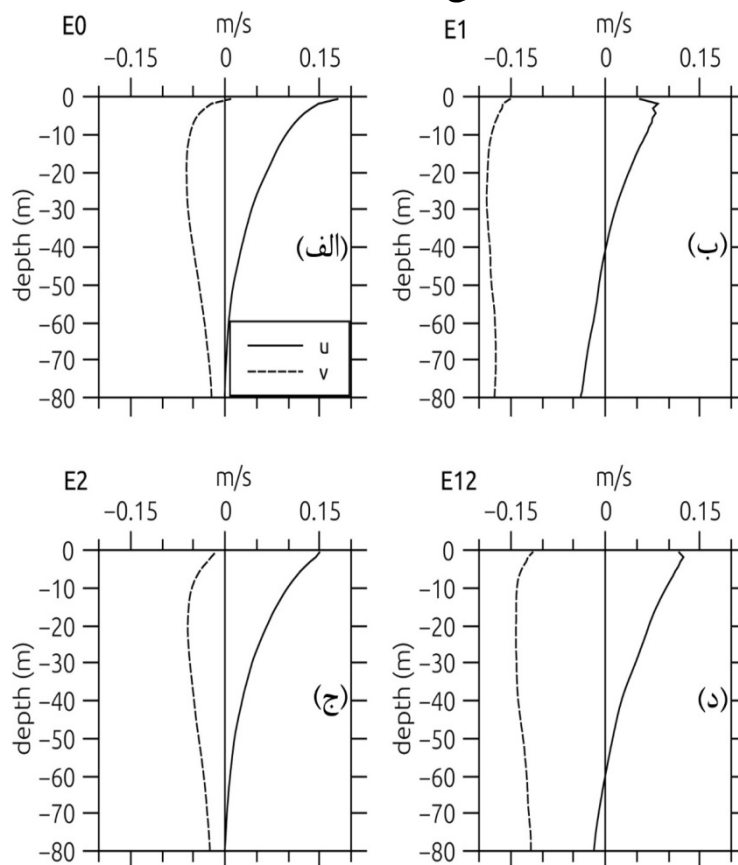


شکل ۴. مقطع قائم مؤلفه عمودی سرعت لحظه‌ای در زمان پایان شبیه‌سازی ( $t=15hr$ ) برای حالت‌های (الف) حضور صرف تنش باد ناشی از باد جنوب غربی مونسون تابستانی، (ب) اضافه شدن گردش لانگمویر، (ج) اضافه شدن شکست موج و (د) اضافه شدن هر دو پدیده گردش لانگمویر و شکست موج

گردش لانگمویر (E0)، برش مؤلفه سرعت در راستای محور x ها بسیار کوچک‌تر شده است که این امر ناشی از کوچک‌تر بودن نیروی کوریولیس و پایین‌تر بودن عرض جغرافیایی است. سرعت در راستای محور y ها در سطح آب در اینجا صفر و برآیند سرعت‌های افقی به سمت شرق است که دلیل این موضوع چرخش جریان سطحی به سمت راست راستای وزش باد است.

این موضوع با عدم تفاوت معنادار چینه‌بندی نمودارهای مرتبط در شکل ۵ نیز منطبق است [۲۲].

در شکل ۶ نیم‌رخ میانگین افقی سرعت‌های افقی (u و v) در انتهای شبهه‌سازی نشان داده شده است. الگوی کلی نیم‌رخ مربوط به حالت E0 با نیم‌رخ مربوط به حالت E2 مشابه است و این مشابهت بین E1 و E2 نیز وجود دارد. این امر با نتایج نوح مطابقت دارد [۲۲]، اما برخی تفاوت‌ها بین نتایج پژوهش حاضر و مقاله مورد اشاره وجود دارد: در نبود شکست موج و



شکل ۶. نیم‌رخ‌های میانگین افقی مؤلفه‌های افقی سرعت لحظه‌ای در حالت‌های (الف) حضور صرف تنش باد ناشی از باد جنوب غربی مونسون تابستانی، (ب) اضافه شدن گردش لانگمویر، (ج) اضافه شدن شکست موج و (د) اضافه شدن دو پدیده گردش لانگمویر و شکست موج

افزودن امکان تعریف شار اندازه حرکت در راستای محور y ها بوده است.

با توجه به ماهیت این پژوهش، در بررسی تلاطم ناشی از پدیده‌های مورد نظر، تلاش شد تا به جای شبهه‌سازی مستقیم شکست موج (که بسیار سخت و پیچیده است)، تلاطم ناشی از شکست موج با اعمال نوسانات تصادفی با دامنه کوتاه شبهه‌سازی شود. از آنجا که هنوز دانش فعلی در مورد ماهیت

## ۵. بحث و نتیجه‌گیری

در این مقاله تلاش شده تا برای اولین بار در دریای عربی، یک شبهه‌سازی پیچک‌های بزرگ لایه آمیخته اقیانوسی تعریف کنیم که قادر باشد اثر گردش لانگمویر و شکست موج را ارائه نماید.

یکی از ابتکارات این مقاله، علاوه بر اعمال شرایط محیطی منطقه مورد مطالعه (همانند آنچه در [۲۰] ارائه شده است)



گردش لانگمویر و شکست موج بر این فرایند را مطالعه نمود.

## ۶. سیاست‌گذاری

نگارندگان بر خود لازم می‌دانند از اعضای مؤسسه اقلیم‌شناسی و هواشناسی دانشگاه ایبیتس هانوفر آلمان به‌ویژه از جناب آقای پروفیسور زیگفرد راش برای در اختیار قرار دادن امکانات انجام شبیه‌سازی‌ها، بحث و تبادل نظر در مورد اعتبار و تشریح خروجی‌ها؛ همچنین جناب آقای پروفیسور ییگن نوح که جزئیاتی از مقاله مرتبط خود [۲۲] را در اختیار قرار دادند، سپاسگزاری نمایند. در ضمن از سردبیر و داوران محترم این نشریه که توصیه‌های آنان موجب بهبود کیفیت مقاله شد؛ سپاسگزاریم.

## منابع

- [1] Beal LM, Hormann V, Lumpkin R, Foltz G R, The Response of the Surface Circulation of the Arabian Sea to Monsoonal Forcing. *Journal of Physical Oceanography*. 2013; 43: 2008-22.
- [2] Riser SC, Nystuen J, Rogers A. Monsoon effects in the Bay of Bengal inferred from profiling float-based measurements of wind speed and rainfall. *Limnol. Oceanogr*. 2008; 53: 2080-93.
- [3] Kumar SP, Narvekar J. Seasonal variability of the mixed layer in the central Arabian Sea and its implication on nutrients and primary productivity. *Deep-Sea Research II*. 2005; 52: 1848-61.
- [4] Craik AD, Leibovich S. A rational model for Langmuir circulations. *Journal of Fluid Mechanics*. 1976 Feb; 73(3):401-26.
- [5] Pearson BC, Grant AL, Polton JA, Belcher SE. Langmuir turbulence and surface heating in the ocean surface boundary layer. *Journal of Physical Oceanography*. 2015 Dec; 45(12):2897-911.
- [6] Large WG, McWilliams JC, Doney SC. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*. 1994 Nov; 32(4):363-403.
- [7] Price JF, Weller RA, Pinkel R. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1986 Jul 15; 91(C7):8411-27.
- [8] Siegel DA, Domaradzki JA. Large-eddy simulation of decaying stably stratified

و ساختار تلاطم در نزدیکی سطح دریا بسیار محدود است، نیاز به صحت‌سنجی شیوه معرفی شده در این مقاله که برای اولین بار توسط نوح ارائه شده است، احساس می‌شود [۲۲].

استفاده از این شبیه‌سازی و در نظر گرفتن حضور یا عدم حضور سهم هر یک از پدیده‌ها (گردش لانگمویر و شکست موج) این امکان را فراهم می‌سازد که به‌صورت واضحی نقش منحصر به فرد هر یک از این پدیده‌ها را در لایه آمیخته اقیانوسی مورد مطالعه قرار دهیم؛ امری که انجام آن در محیط واقعی دریاها و اقیانوس‌ها امکان‌پذیر نیست.

نتایج این مقاله نشان می‌دهد که گردش لانگمویر موجب افزایش شدید مؤلفه قائم سرعت در باریکه‌های مربوط به سلول‌های لانگمویر می‌شود که این موضوع افزایش TKE در کل ستون آب لایه آمیخته اقیانوسی را به دنبال خواهد داشت؛ هرچند، همراه بودن گردش لانگمویر با شکست موج (E12)، موجب کاهش اندک TKE خواهد شد. دلیل این موضوع می‌تواند این باشد که شکست موج موجب اختلال در میدان سرعت به وجود آمده از نیروی تاو در سطح دریا می‌شود. با این وجود، به دلیل عدم نقش آفرینی برش سرعت در شبیه‌سازی مربوط به پژوهش حاضر، در همه اعماق، انرژی جنبشی تلاطمی در حضور هر دو پدیده شکست موج و گردش لانگمویر در مقایسه با حالت حضور صرف گردش لانگمویر کم‌تر بوده است.

به‌منظور سنجش وابستگی مدل به فاصله شبکه در راستای قائم، شبیه‌سازی‌های مستقلی با تعداد نقاط یکسان (۶۴ × ۲۴۰ × ۲۴۰) و قدرت تفکیک برابر با ۰/۶۵ متر انجام پذیرفت اما خروجی‌های مدل اختلاف معناداری با نتایج منتشر شده در این مقاله نداشتند.

اضافه نمودن شار شناوری به واداشت موج فرض شده در این مقاله می‌تواند گام بعدی این پژوهش برای تحلیل بیشتر رفتار لایه آمیخته اقیانوسی شمال دریای عربی باشد. در ضمن می‌توان با اعمال اثر گرمایش از سطح ناشی از تابش موج کوتاه خورشیدی، چگونگی ایجاد چینه‌بندی و تشکیل لایه دماشیب روزانه را در سطح آب و چگونگی اثرگذاری



- simulation. *Journal of Fluid Mechanics*. 2007 Apr;576:63-108.
- [22] Noh Y, Min HS, Raasch S. Large eddy simulation of the ocean mixed layer: The effects of wave breaking and Langmuir circulation. *Journal of physical oceanography*. 2004 Apr;34(4):720-35.
- [23] Noh Y, Goh G, Raasch S, Gryschka M. Formation of a diurnal thermocline in the ocean mixed layer simulated by LES. *Journal of Physical Oceanography*. 2009 May;39(5):1244-57.
- [24] Rao RR, Molinari RL, Festa JF. Evolution of the climatological near-surface thermal structure of the tropical Indian Ocean: 1. Description of mean monthly mixed layer depth, and sea surface temperature, surface current, and surface meteorological fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989 Aug 15; 94(C8):10801-15.
- [25] Rao RR, Sivakumar R. Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003 Jan; 108(C1):9-1.
- [26] Carton JA, Grodsky SA, Liu H. Variability of the oceanic mixed layer, 1960–2004. *Journal of Climate*. 2008 Mar;21(5):1029-47.
- [27] Sreenivas P, Patnaik KV, Prasad KV. Monthly variability of mixed layer over Arabian Sea using ARGO data. *Marine Geodesy*. 2008 Feb 29;31(1):17-38.
- [28] Lee CM, Jones BH, Brink KH, Fischer AS. The upper-ocean response to monsoonal forcing in the Arabian Sea: seasonal and spatial variability. *Deep-Sea Research II*. 2000; 47: 1177–226
- [29] Weller RA, Baumgartner MF, Josey SA, Fischer AS, Kindle JC. Atmospheric forcing in the Arabian Sea during 1994-1995: observations and comparisons with climatology and models. *Deep-Sea Research II*. 1998; 45: 1961–99
- [30] Weller RA, Fischer AS, Rudnick DL, Eriksen CC, Dickey TD, Marra J, et al. Moored observations of upper-ocean response to the monsoons in the Arabian Sea during 1994–1995. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2002 Jan 1;49(12):2195-230.
- [31] Prasad TG. A comparison of mixed-layer dynamics between the Arabian Sea and Bay of Bengal: One-dimensional model results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004 Mar;109(C3).
- [32] de Boyer Montégut C, Mignot J, Lazar A, Cravatte S. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. General description. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007 Jun;112(C6).
- turbulence. *Journal of physical oceanography*. 1994 Nov;24(11):2353-86.
- [9] Wang D, Large WG, McWilliams JC. Large-eddy simulation of the equatorial ocean boundary layer: Diurnal cycling, eddy viscosity, and horizontal rotation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996 Feb 15; 101(C2):3649-62.
- [10] Wang D, McWilliams JC, Large WG. Large-eddy simulation of the diurnal cycle of deep equatorial turbulence. *Journal of Physical Oceanography*. 1998 Jan; 28(1):129-48.
- [11] Wang D, Müller P. Effects of equatorial undercurrent shear on upper-ocean mixing and internal waves. *Journal of physical oceanography*. 2002 Mar; 32(3):1041-57.
- [12] Skyllingstad ED, Denbo DW. An ocean large-eddy simulation of Langmuir circulations and convection in the surface mixed layer. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1995 May 15;100(C5):8501-22.
- [13] McWilliams JC, Sullivan PP, Moeng CH. Langmuir turbulence in the ocean. *Journal of Fluid Mechanics*. 1997 Mar; 334:1-30.
- [14] Scully ME, Fisher AW, Suttles SE, Sanford LP, Boicourt WC. Characterization and modulation of Langmuir circulation in Chesapeake Bay. *Journal of Physical Oceanography*. 2015 Oct;45(10):2621-39.
- [15] Gargett AE, Grosch CE. Turbulence process domination under the combined forcings of wind stress, the Langmuir vortex force, and surface cooling. *Journal of Physical Oceanography*. 2014 Jan;44(1):44-67.
- [16] Gargett A, Wells J, Tejada-Martínez A, Grosch C. Langmuir supercells: A dominant mechanism for sediment resuspension and transport in shallow shelf seas. *Science*. 2004; 306: 1925-28
- [17] Gargett AE, Wells JR. Langmuir turbulence in shallow water. Part 1. Observations. *Journal of Fluid Mechanics*. 2007 Apr; 576:27-61.
- [18] Kukulka T, Plueddemann AJ, Trowbridge JH, Sullivan PP. The influence of crosswind tidal currents on Langmuir circulation in a shallow ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011 Aug;116(C8).
- [19] Kukulka T, Plueddemann AJ, Sullivan PP. Nonlocal transport due to Langmuir circulation in a coastal ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012 Dec;117(C12).
- [20] Li S, Li M, Gerbi GP, Song JB. Roles of breaking waves and Langmuir circulation in the surface boundary layer of a coastal ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013 Oct;118(10):5173-87.
- [21] Tejada-Martínez AE, Grosch CE. Langmuir turbulence in shallow water. Part 2. Large-eddy

- [38] Fairall CW, Bradley EF, Hare JE, Grachev AA, Edson JB. Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *Journal of climate*. 2003 Feb;16(4):571-91.
- [39] Findlater J. A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1969 Apr 1; 95(404):362-80.
- [40] Yi X, Hünicke B, Tim N, Zorita E. The relationship between Arabian Sea upwelling and Indian Monsoon revisited in a high resolution ocean simulation. *Climate dynamics*. 2018 Jan 1;50(1-2):201-13.
- [33] McCreary JP, Kundu PK. A numerical investigation of sea surface temperature variability in the Arabian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989 Nov 15;94(C11):16097-114.
- [34] Maronga B, Gryschka M, Heinze R, Hoffmann F, Kanani-Sühring F, Keck M, et al. The Parallelized Large-Eddy Simulation Model (PALM) version 4.0 for atmospheric and oceanic flows: model formulation, recent developments, and future perspectives. *Geoscientific Model Development Discussions* 8 (2015), Nr. 2, S. 1539-1637. 2015 Feb 19.
- [35] Deardorff JW. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Boundary-Layer Meteorology*. 1980 Jun 1; 18(4):495-527.
- [36] Moeng CH, Wyngaard JC. Spectral analysis of large-eddy simulations of the convective boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1988 Dec; 45(23):3573-87.
- [37] Saiki EM, Moeng CH, Sullivan PP. Large-eddy simulation of the stably stratified planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*. 2000 Apr 1; 95(1):1-30.

## پی نوشت

1. Langmuir circulation
2. K-profile parameterization
3. Price-Weller-Pinkel
4. Paralyzed Large eddy simulation Model
5. Sub-Grid Scale
6. Turbulent Kinetic Energy