

ویژگی‌های فیزیکی لایه آمیخته اقیانوسی در خلیج فارس با استفاده از مدل PALM و شبیه‌سازی ادی‌های بزرگ، LES

فرزانه محمدی^{۱*}، اسماعیل حسن‌زاده^۲ و محمد فرمان‌آرا^۳

^۱ نویسنده مسئول، دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک دریا، دانشگاه اصفهان f.m1364116@gmail.com

^۲ استاد فیزیک، دانشگاه اصفهان smaeyl@gmail.com

^۳ دانشجوی دکتری فیزیک دریا، دانشگاه بندرعباس mohamadfarmanara65@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۹۵/۴/۸

تاریخ دریافت: ۹۵/۱/۲۴

چکیده

لایه آمیخته اقیانوسی ناحیه‌ای کاملاً متلاطم از لایه فوقانی اقیانوس می‌باشد که از بالا توسط مرز مشترک هوا-دریا محدود شده و از زیر توسط توده آب گرم که از نظر دینامیکی پایدار است، محصور می‌شود. باد و شناوری سطحی منابع ایجاد تلاطم در لایه آمیخته هستند. از آنجایی که لایه آمیخته اقیانوسی تأثیرات مهمی در صنایع نظامی، صنعت نفت، تغییرات آب و هوایی درازمدت دارد، مطالعه مشخصه‌های این لایه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این پژوهش با استفاده از معادلات فیزیکی نویر-استوکس و تطبیق دادن این معادلات با مدل PALM هم‌چنین با استفاده از روش شبیه‌سازی گردابه‌های بزرگ LES و موازی‌سازی به محاسبه تغییرات لایه آمیخته پرداخته شده است. مدل PALM که مدلی جوی-اقیانوسی است برای مطالعه شماره‌های متلاطم با اعداد رینولدز بالا مانند جو و اقیانوس با در نظر گرفتن شرایط مرزی مناسب و دقیق به کار گرفته می‌شود. با استفاده از این مدل برای عرض جغرافیایی خلیج فارس با در نظر گرفتن اختلاف دمای بین جو و اقیانوس به عنوان منبع ایجاد تلاطم و شرایط مرزی مشترک در سطح دریا و جو شبیه‌سازی انجام شده است. تحلیل خروجی‌های مدل حاکی از تغییرات آمیختگی در ساختار قائم اقیانوس با تأثیرپذیری از جو و شرایط مرزی دیگر می‌باشد، که با نوساناتی در عمق و دیگر ویژگی‌های این لایه همراه است که این تغییرات می‌تواند نقش مهمی در پخش آلودگی‌های نفتی و نوسانات آب و هوایی و دیگر تغییرات در اقیانوس‌های جهان داشته باشد.

کلمات کلیدی: لایه آمیخته اقیانوسی، مدل PALM، شبیه‌سازی گردابه‌های بزرگ LES

زیرلایه‌ها می‌توان اطلاعاتی در مورد دمای سطح آب، انرژی جنبشی، تلاطم و شکست موج و غیره بدست آورد و بالعکس [1]. خلیج فارس به دلیل اهمیت سیاسی، اقتصادی و نظامی منطقه‌ای مهم محسوب می‌شود و از این نظر که تحت تأثیر بادهای منطقه‌ای است و همان‌طور که پیش‌تر نیز گفته شد، باد و تغییرات شار از عوامل ایجاد تلاطم هستند، شماره‌ای متلاطم محسوب می‌شود. اما تا به امروز مدلی که بتواند با در نظر گرفتن شرایط مرزی دقیق و جزئی به بررسی لایه آمیخته به‌عنوان شماره‌ای متلاطم پردازد کم‌تر مورد استفاده قرار گرفته است. حسن‌زاده و همکاران با استفاده از مدل‌سازی

۱. مقدمه

لایه آمیخته به لایه نزدیک سطح اقیانوس گفته می‌شود که کمیت‌های فیزیکی آب مانند دما و شوری در چرخه‌های روزانه و فصلی در این لایه با هم مخلوط می‌شوند. از این‌رو به این لایه، لایه مخلوط نیز گفته می‌شود. می‌توان لایه آمیخته را منطقه‌ای شبه همگرا تعریف کرد با تغییرات ناچیز در دما و چگالی که در این مناطق آمیختگی ناشی از تلاطم در راستای قائم به شکل یکنواختی وجود دارد و انرژی وارد شده توسط تنش باد و شار گرما در سطح می‌باشد. با شناخت این

می‌کند. در این مدل ادی‌هایی با بیشترین انرژی در لایه مرزی جوی و لایه آمیخته، سلول‌های همرفتی هستند که شبیه‌سازی می‌شوند. شرایط مرزی در این مدل جفت شده به این صورت در نظر گرفته می‌شوند که شرایط مرزی برای کف لایه مرزی جوی به‌طور مشترک با سطح اقیانوس است. تجزیه و تحلیل عددی خروجی‌های مدل نشان دهنده تأیید فعل و انفعالات بین لایه مرزی جوی و اقیانوسی است که این مکانیسم قبلاً کم‌تر مورد مطالعه قرار گرفته است. در سال ۲۰۰۳ راش و همکاران تأثیر شکست امواج بر عمق لایه آمیخته را با استفاده از این مدل مورد مطالعه قرار دادند [4]. در سال ۲۰۰۴ نوح و همکاران تأثیر گردش‌های لانگ‌میور بر عمق لایه آمیخته را با استفاده از مدل PALM مطالعه کردند. بررسی لایه آمیخته اقیانوسی و جوی موضوع پژوهشی بود که در سال ۲۰۱۴، توسط ای سائو و همکاران با استفاده از مدل جفت شده PALM انجام شد [5].

۲. معرفی مدل

جریان‌های آشفته شامل گردابه‌های درهم پیچیده و در اندازه‌های مختلف می‌باشد. برای حل دقیق یک میدان جریان آشفته با استفاده مستقیم از معادلات بقا به طوری که جزئی‌ترین پدیده‌ها نیز مدنظر قرار گرفته باشند، لازم است از شبکه محاسباتی‌ای استفاده کنیم که اندازه المان‌های آن کوچکتر از کوچکترین گردابه‌های موجود در جریان باشد. اما با توجه به امکانات محاسباتی موجود مدل نمودن دقیق جریان‌های آشفته نیازمند توان محاسباتی بسیار بالا می‌باشد. اما راه دیگر استفاده از مدل‌هایی است که بر مبنای کمیت‌های متوسط بدست آورده‌اند. این مدل‌ها جریان‌های آشفته را با استفاده از شبکه‌هایی با چگالی قابل قبول مدل می‌کنند. سه روش کلی برای حل این معادلات حاکم بر جریان وجود دارد. این روش‌ها عبارتند از: روش شبیه‌سازی عددی مستقیم DNS^۱، روش متوسط‌گیری از معادلات نویر-استوکس RANS^۲ و روش شبیه‌سازی ادی‌های بزرگ LES^۳ روش شبیه‌سازی ادی‌های بزرگ تکنیکی است که بین حل‌های DNS و RANS تعامل برقرار می‌کند.

عددی، گردش و مشخصه‌های فیزیکی آب در خلیج فارس را با استفاده از مدل سه بعدی هیدرودینامیکی کوهرنس مورد مطالعه قرار دادند، که در آن از مشخصات سیگمای عمودی بهره‌گیری شده بود [2]. علاوه بر این که مدل‌های عددی جریانات اقیانوسی مزایای زیادی دارند و توانایی شبیه‌سازی جریانات را مطابق با شرایط واقعی اقیانوسی دارند، اثرات ویسکوزیته و دینامیک غیر خطی را نیز در نظر می‌گیرند. این مدل‌ها قادر به پیش‌بینی جریانات نیز هستند. اما شاید مهم‌ترین نکته درباره آن‌ها این باشد که می‌توانند بین مشاهدات گسسته و پراکنده‌ای که توسط کشتی‌ها، بویه‌ها و ماهواره‌ها بدست می‌آیند هماهنگی و پیوستگی ایجاد کنند. اما در کنار تمام این مزایا، مدل‌های عددی اقیانوسی ذکر شده معایبی نیز دارند از جمله این که این مدل‌ها هیچ‌وقت نمی‌توانند توصیف کاملی همراه با جزئیات بیشتر از جریانات اقیانوسی ارائه کنند، چون در این مدل‌ها از تقریب برای حل معادلات استفاده می‌شود و حوضه‌های اقیانوسی را به صورت یک شبکه نقاط با گام‌های زمانی کوچک در نظر می‌گیرد و مقادیر دما، شوری، جریان و فشار تنها در نقاط نزدیک به نقاط شبکه و در زمان‌های گذشته محاسبه می‌شود. اما در مدل استفاده شده در این پژوهش، مدل^۱ PALM که مدلی اقیانوسی-جوی است همراه با شبیه‌سازی بوسیله ادی‌های بزرگ معادلات نویر-استوکس را با تقریب بوسینسکی و با خطای کمی حل می‌کند و از خطای محاسباتی کمتری برخوردار است. با در نظر گرفتن شرایط مرزی دقیق‌تر و جزئی‌تر خروجی بهتری همراه با جزئیات بیشتر ارائه می‌دهد که می‌تواند در شناخت بهتری از لایه آمیخته که در این پژوهش مورد مطالعه قرار گرفته است کمک شایانی کند. این مدل که اولین بار در سال ۲۰۰۱ از طرف موسسه آب و هواشناسی وابسته به دانشگاه هانوفر آلمان توسط راش و اتلینگ ارائه شد از کدهای فرترن ۹۵ استفاده می‌کند و به منظور خطای کم‌تر و سرعت بالاتر با استفاده از کلاسترینگ شبیه‌سازی را انجام می‌دهد [3]. این مدل به‌صورت جفت شده بین جو و اقیانوس قادر به شبیه‌سازی است و بین لایه مرزی جوی و لایه آمیخته تعامل برقرار

تابع (هسته) فیلتر با طول Δ است. پارامتر Δ می تواند به صورت رابطه زیر تعریف شود:

$$\Delta = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{1/3} \quad (2)$$

به منظور مرتب سازی و قابل استفاده شدن معادلات نویر-استوکس فیلتر شده، فیلتر به کار رفته باید دارای ویژگی های زیر باشد:

a- خنثی بودن بر روی اعداد ثابت (a عددی ثابت است).

$$\bar{a} = a \rightarrow \int a C(x) dx = a \rightarrow \int C(x) dx = 1 \quad (3)$$

b- خطی بودن

$$\overline{\varphi + \psi} = \bar{\varphi} + \bar{\psi} \quad (4)$$

c- جابه جایی پذیری با عملگر مشتق

$$\overline{\frac{\partial \varphi}{\partial s}} = \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial s} \quad (5)$$

معادلات نویر-استوکس نقطه شروع برای هر شبیه سازی جریانات آشفته می باشد. از آن جا که در جریان های آشفته با اعداد رینولدز بالا روبه رو می شویم از تقریب بوسینسکی استفاده می شود.

رابطه بوسینسکی بر پایه این اصل بنا نهاده شده است که مؤلفه تنش های رینولدز متناسب با گرادیان های سرعت متوسط می باشند. یعنی:

$$-\rho \overline{u_i u_j} = 2\mu_t S_{ij} - \frac{2}{3} \rho k S_{ij} \quad (6)$$

که S_{ij} تانسور نرخ تنش متوسط بوده که توسط رابطه زیر به دست می آید:

$$S_{ij} = \frac{u_{i,j} + u_{j,i}}{2} \quad (7)$$

معادلات نویر-استوکس، یک مدل ریاضی کامل برای شاره ارائه می دهد. به دلیل پیچیده بودن این معادلات در فرم کامل نویر-استوکس، حل تحلیلی غیر ممکن است، بنابراین روش های عددی به کمک رایانه بهترین گزینه برای حل بخشی از این معادلات می باشند. بعد از اعمال فیلتر مناسب و استفاده از تقریب بوسینسکی در معادلات نویر-استوکس به معادلات مورد استفاده برای مدل PALM می رسیم که عبارتند از:

در LES ادی های حامل انرژی بزرگ محاسبه می شوند و تنها مقیاس های زیر شبکه حرکت مدل می شوند. LES دقیق تر از RANS است زیرا مقیاس های کوچک تمایل بیشتری برای ایزوتروپیک بودن و هموژن بودن نسبت به مقیاس های بزرگ دارند و از این رو بسیار راحت تر تحت یک مدل جامع قرار می گیرند. از این گذشته تنش های مقیاس زیر شبکه، مدل شده سهم کمی در تنش های آشفته کلی دارند. تاریخ LES در سال ۱۹۶۰ با مدل معروف اسمانگورینسکی شروع شد [6].

۲-۱. بهترین مدل برای LES

اگر برای حل مسئله ای از روش شبیه سازی عددی مستقیم استفاده شود و شبکه مورد نیاز برای محاسبه از ظرفیت محاسباتی رایانه های حال حاضر تجاوز کند به ناچار باید از شبکه بازتر استفاده شود، که این شبکه جدید قادر به حل ادی های بزرگ در جریان می باشد، اما ادی های کوچکتر از سلول ها را نمی تواند حل کند. از دیدگاه فیزیکی، بین تمامی مقیاس ها تعامل و اثر متقابل وجود دارد لذا بدون در نظر گرفتن تأثیر مقیاس های کوچک بر روی مقیاس های بزرگ، نتایج بدست آمده برای مقیاس های بزرگ در حالت کلی اشتباه خواهد بود.

برای در نظر گرفتن تعاملات میان مقیاس های کوچک و بزرگ بر روی یکدیگر به تعریف مدل های زیر شبکه ای که در مورد آن بیشتر توضیح داده خواهد شد، پرداخته می شود. تحلیل مقیاس های بزرگ جریان و مدل کردن تنها مقیاس های کوچک به وسیله مدل های زیر شبکه ای مزیت روش در مقایسه با روش متوسط گیری یا RANS می باشد. در LES نیاز به فیلتر کردن وجود دارد چون اساس روش شبیه سازی ادی های بزرگ بر حل ادی های بزرگ و مدل سازی ادی های کوچک است که این کار با اعمال فیلتر بر معادلات حاکم صورت می گیرد. فیلتر کردن از لحاظ ریاضی در فضای فیزیکی به عنوان محصول هم گشت^۵ نمایش داده می شود، انتگرالی به صورت زیر محصول هم گشت نامیده می شوند:

$$\bar{u}(x) = \int_{-\infty}^{\infty} G(x - \hat{x}) u(\hat{x}) d\hat{x} \quad (1)$$

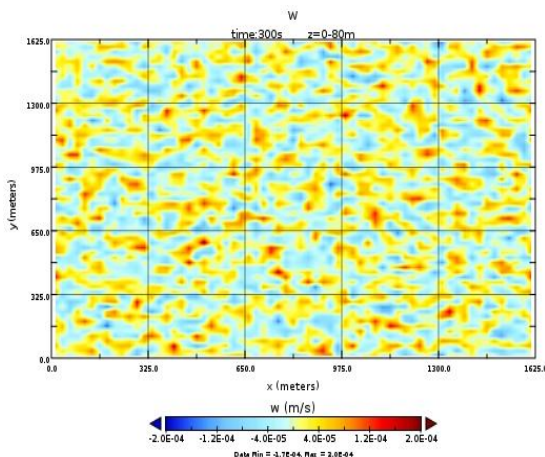
انتگرال هایی به صورت فوق کانولوشن نامیده می شوند. G

دمای پتانسیل در لایه مرزی جوی 0.15 K m^{-1} و جو به صورت جو خشک در نظر گرفته می‌شود، یعنی رطوبت نسبی صفر وارد می‌شود [9-11].

۳. نتایج:

۳-۱. مقادیر سرعت قائم در راستای افقی و عمودی در حالت همرفت آزاد

تلاطم با استفاده از روند پیشروی و تغییرات سرعت در راستای قائم در دریا توصیف می‌شود. شکل‌های ۱، ۲ و ۳ ساختار تلاطمی ادی‌ها را در سطح دریا نشان می‌دهند، فرآیندهای تقسیم و حتی ادغام ادی‌ها مشخص هستند. از زمان شروع شبیه‌سازی و با پیشروی از سطح دریا به عمق، تغییر اندازه پیچک‌ها که وابسته به مقدار عدد رینولدز هستند، مشاهده می‌شود. به طوری که بزرگ‌ترین ادی‌ها بیشترین مقدار انرژی را دارند و این انرژی را مدام از سطح به عمق انتقال می‌دهند البته تا جایی که ادی‌ها توسط اصطکاک از بین نروند.



شکل ۱: سطح مقطع سرعت قائم w ، راستای افق در شروع شبیه‌سازی در حالت همرفت آزاد

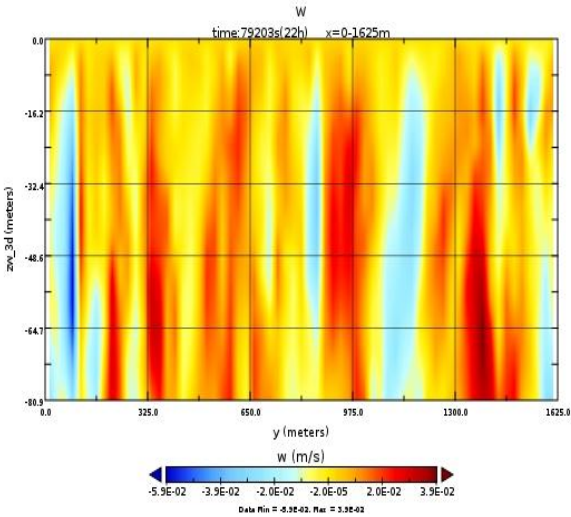
شکل ۱ شروع شبیه‌سازی، یعنی در ۳۰۰ ثانیه ابتدایی، شکل‌گیری ادی‌ها به نحو چشم‌گیری در حال افزایش است، که این نشان‌دهنده اعمال شرایط مناسب برای ایجاد تلاطم است. همان‌طور که از شکل ۱ مشاهده می‌شود اجزای ساختار تلاطمی، ادی‌ها حالت چرخشی در داخل شاره دارند.

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} = \frac{\partial \bar{u}_i u_i}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} - \varepsilon_{ijk} f_j (\bar{u}_j - \bar{u}_{je}) - \delta_{33} g \frac{\bar{\rho} - \bar{\rho}_0}{\rho_0} - \frac{\partial \bar{u}_i u_i}{\partial x_j} \quad (8)$$

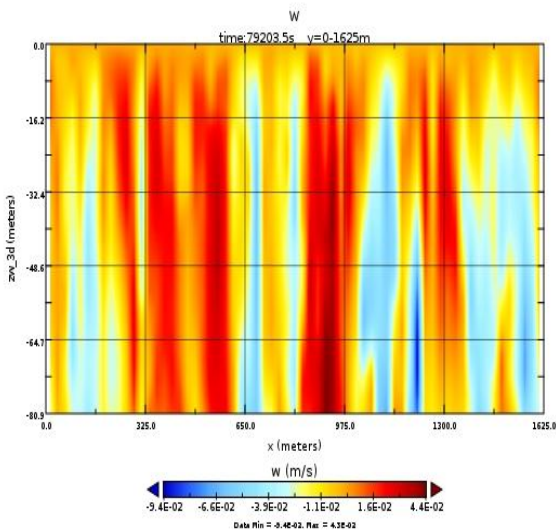
با اعمال این معادلات در مدل PALM و استفاده از شرایط اولیه مناسب که خود به چهارده نقطه شبکه (شامل در نظرگرفتن فواصل افقی قائم)، پارامترهای عددی (شامل گام‌های زمانی، تبدیل کمیت‌ها به اسکالر و...)، شرایط مرزی (شامل شارهای گرما و شوری، شرایط تلاطم و...)، پارامترهای اولیه (فشار در سطح، شوری در سطح و گرادیان‌های آن‌ها و...) به مطالعه و بررسی لایه آمیخته پرداخته می‌شود [7].

۲-۲. شرایط اولیه مدل:

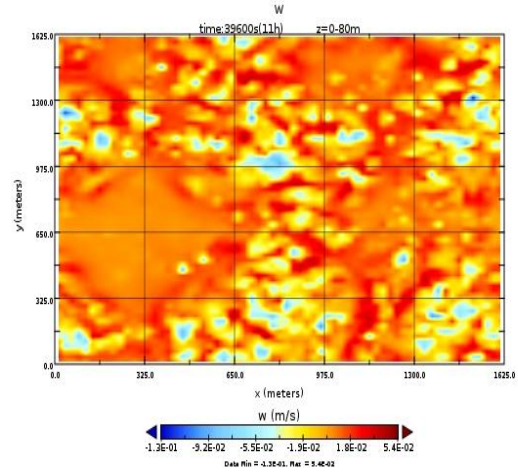
داده‌های ورودی به این مدل برای ۳۰-۲۴ درجه شمالی عرض جغرافیایی در مدت ۲۲ ساعت شبیه‌سازی برای ماه آگوست می‌باشد. این داده‌های اولیه با استناد به مقاله چگینی و همکاران (۲۰۱۴) و سوئیفت و باور (۲۰۰۳) صورت گرفته است [7-8]. به دلیل اینکه شارهای ممنتوم و گرما نقش اساسی‌ای را در آمیختگی قائم در لایه آمیخته برعهده دارند و هم‌چنین به منظور محاسبه شار سطحی اندازه حرکت، گرما و شوری، پارامترهای اقلیمی همراه با دمای سطح دریا نیز لازم است. این پارامترها عبارتند از: دمای هوا، رطوبت نسبی هوا و مؤلفه‌های سرعت باد. در این مدل که به صورت جفت‌شده بین جو و اقیانوس شبیه‌سازی را انجام می‌دهد، تمام شرایط پایا در نظر گرفته می‌شوند و فقط اختلاف دما که از جو به اقیانوس و بالعکس مبادله می‌شود عامل ایجاد تلاطم و هرفت آزاد می‌باشد در این طرح‌واره جفت‌شده از مدل شار گرمایی با شرط مرزی نوین در مرز بالایی لایه آمیخته اقیانوسی و شرط مرزی دیریکله در مرز پایینی این لایه در نظر گرفته می‌شود. این طرح‌واره جفت‌شده معادلات ترمو و هیدرودینامیکی را با تقریب بوسینسکی برای دامنه مورد نظر حل می‌کند. از آنجا که PALM یک کد شبیه‌سازی ادی‌های بزرگ محسوب می‌شود، انرژی سینماتیکی ادی‌های کوچک که عامل تلاطم هستند را در مقیاس کولموگروف پارامتربندی می‌کند. تعداد نقاط شبکه $64 \times 64 \times 50$ در نظر گرفته شده است، لازم به ذکر است که در راستای Z از عمق ۵۰ متر به بعد کشیدگی ۵ درصد وجود دارد. گرادیان عمودی



شکل ۴: سطح مقطع سرعت قائم w ، راستای عمود در حالت همرفت آزاد وجود شناوری ناشی از همرفت آزاد، وزش باد و تغییر در چگالی سبب انتقال جرم آب می‌شوند، که این انتقال تولید گرادیان فشار و حرکت در راستای قائم می‌کند. حرکت قائم توده آب از سطح به کف را فرآیند فروچاهی و از کف به سطح را فراچاهی می‌نامند. در خلیج فارس بالا بودن آهنگ تبخیر موجب افزایش شوری در سطح و در نتیجه افزایش چگالی می‌شود. که این افزایش چگالی سطحی موجب ناپایداری و فرو رفتن آب سطحی به کف می‌شود. شکل ۴ مناطق فراچاهی (قرمز) و فروچاهی (آبی) را در راستای عمودی نشان می‌دهد، مقادیر سرعت نیز مشخص هستند.

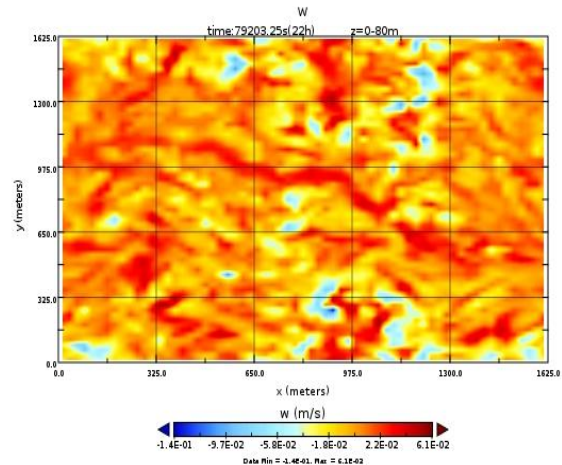


شکل ۵: سطح مقطع سرعت قائم w ، راستای افق در حالت همرفت آزاد مؤلفه‌های سرعت قائم در یک مرز مثبت و در مرز دیگر منفی است که این موضوع تاییدی بر وجود فراچاهی و فروچاهی



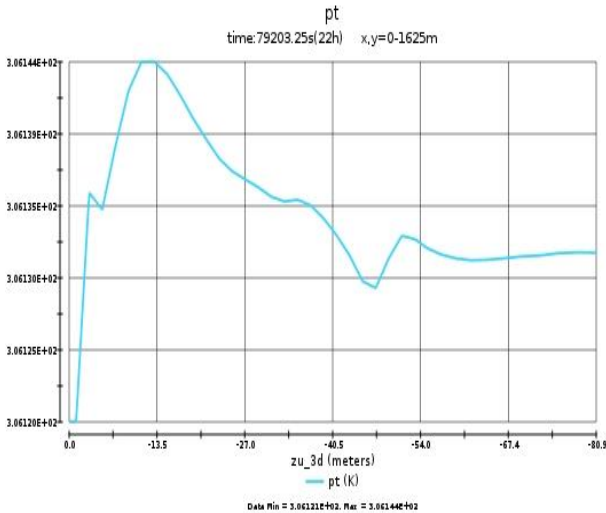
شکل ۲: سطح مقطع سرعت قائم w ، راستای افق در نیمه شبیه سازی در حالت همرفت آزاد

با زیاد شدن زمان شبیه‌سازی شرایط پایا حاکم می‌شود که باعث شکل‌گیری ادی‌های بزرگ‌تر می‌شود، همانطور که از شکل ۲ پیداست مقادیر سرعت در راستای قائم افزایش یافته است.



شکل ۳: سطح مقطع سرعت قائم w ، راستای افق در پایان شبیه‌سازی در حالت همرفت آزاد

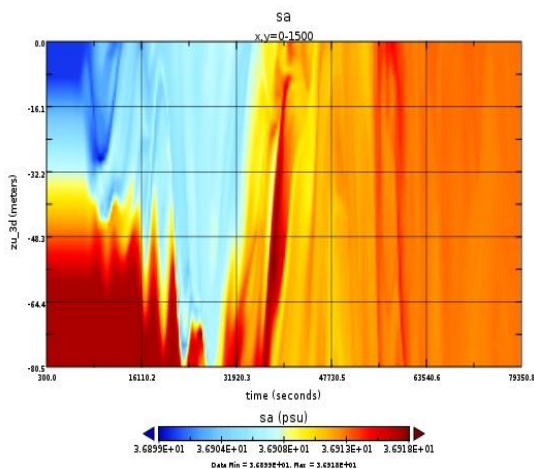
هرچه پایان شبیه‌سازی نزدیک‌تر می‌شود، ادی‌های بزرگ‌تری مشاهده می‌شوند، از شکل ۳ می‌توان گفت که انتقال انرژی از ادی‌های کوچک به بزرگ از شروع شبیه‌سازی تا پایان آن ادامه داشته است و بعد از این مدت به دلیل وجود اتلاف اصطکاکی انرژی جنبشی ادی‌ها از بین می‌رود.



شکل ۷: نمایه دمای پتانسیل در پایان شبیه‌سازی در حالت همرفت آزاد pt با نزدیک‌تر شدن به پایان شبیه‌سازی و برقراری شرایط پایا، عمق لایه آمیخته از ثبات بیشتری برخوردار خواهد بود. از شکل ۷ پیداست که بعد از ۲۲ ساعت شبیه‌سازی این عمق بین ۵/۱۳- ۱۱/۲۵ متر در نوسان خواهد بود. چون سرعت صوت به دما وابسته است با بررسی این نمایه می‌توان اطلاعاتی در مورد سرعت صوت در دریا به دست آورد.

۳-۳. مقادیر شوری در لایه آمیخته در حالت همرفت آزاد

شکل ۸ بیان‌گر این واقعیت است که مقدار شوری از نظر زمانی به‌طور قابل ملاحظه‌ای تغییر می‌کند که این تغییرپذیری بیشتر تحت تاثیر شارهای گرمایی اتفاق می‌افتد. تغییرات شوری در لایه سطحی به مراتب قوی‌تر از لایه نزدیک به کف دریاست. شوری بالا از عمق حدود ۴۰ متری تا کف خلیج است.

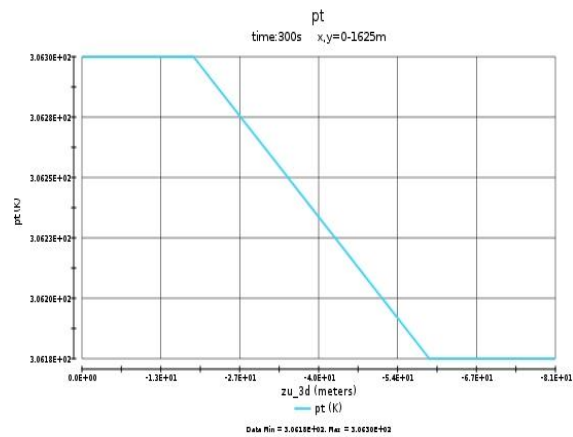


شکل ۸: تغییرات شوری با گذشت زمان در حالت همرفت آزاد

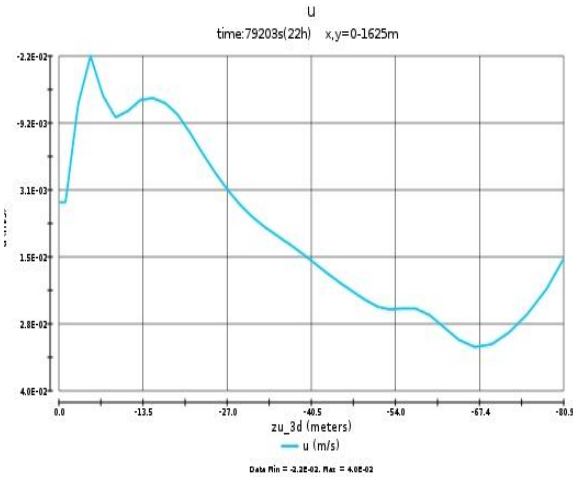
است. مناطق همگرا و واگرا در راستای افق، نشان دهنده مناطق فراچاهی و فروچاهی در شکل ۵ است، مقادیر سرعت در راستای X نسبت به Y بیش‌تر است و فراچاهی و فروچاهی در راستای X با شدت بیشتری رخ می‌دهد. چون از مدل در حالت جفت شده جو و اقیانوس استفاده شده است.

۲-۳. مقادیر دمای پتانسیل در لایه آمیخته در حالت همرفت آزاد

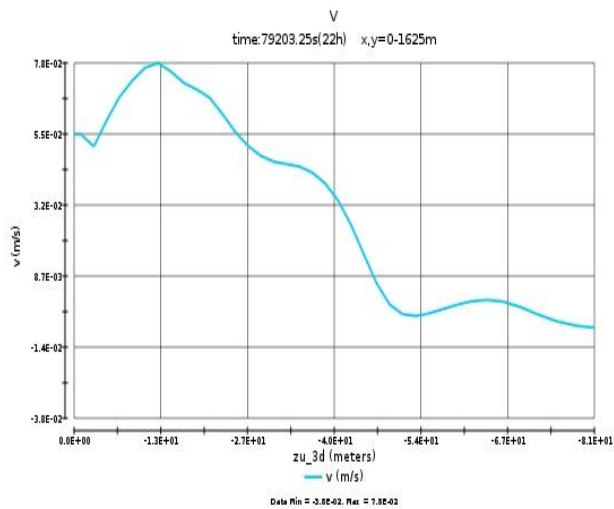
با استفاده از دمای پتانسیل می‌توان به عمق و دیگر ویژگی‌های لایه آمیخته پی برد، طبق معیارهای اخیر در مورد اختلاف دما و عمق لایه آمیخته، می‌توان این‌طور نتیجه گرفت، که به عمقی که برای اولین بار کاهش دمایی کمتر از ۰/۲ درجه اتفاق می‌افتد، عمق لایه آمیخته گویند. این عمق از روی نمودارهای دمای پتانسیل بر حسب عمق قابل تخمین است.



شکل ۶: نمایه دمای پتانسیل pt در شروع شبیه‌سازی در حالت همرفت آزاد همان‌طور که پیش‌تر نیز اشاره شد به عمقی که آمیختگی ناشی از تلاطم تا آن عمق نفوذ می‌کند، عمق لایه آمیخته گویند که این عمق به طبقه‌بندی بر طبق دما و شوری حساس است که خود معیاری برای تعریف عمق لایه آمیخته است که با تعیین این عمق می‌توان به ویژگی‌های اقیانوس، تغییرات شار گرما، دمای سطح دریا و گردش‌های اقیانوسی پی برد که دانستن این موارد می‌تواند در صنایع نظامی، نفت، تغییرات آب و هوایی و غیره مهم باشد. در شکل ۶ با اعمال شرایط مرزی مناسب در شروع شبیه‌سازی عمقی در حدود ۱۸/۵ متر برای لایه آمیخته قابل مشاهده است.



شکل ۱۰: نمایه سرعت افقی u در حالت همرفت آزاد



شکل ۱۱: نمایه سرعت افقی v در حالت همرفت آزاد

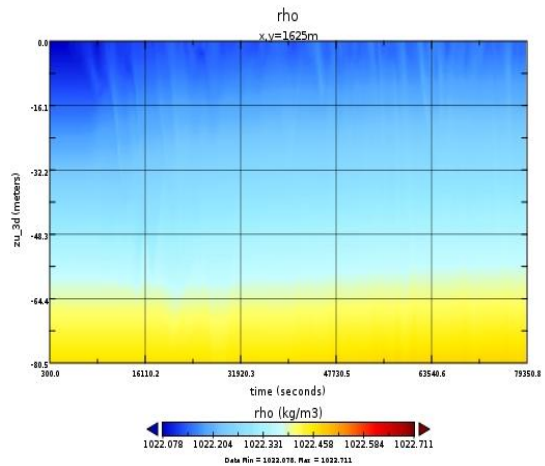
اشکال ۱۰ و ۱۱ بیانگر سرعت جریان‌های شکل گرفته و روند نوسان‌های آن‌ها است، سرعت در راستای X از نوسان‌های بیشتری برخوردار است، این موضوع بیانگر این مطلب است که جریان‌ها در لایه آمیخته در جهت X با سرعت بیشتری پیش می‌روند و آمیختگی در این جهت بیشتر است و جریان‌ها با سرعت بیشتری نسبت به راستای Y پیش می‌روند.

۳-۶. شار سینماتیکی گرما و شار شوری در حالت همرفت آزاد

به علت در نظر گرفتن اختلاف دمای بین جو و دریا، گرمایی میان سطح دریا و جو به صورت شار گرمای سینماتیکی محسوس منتقل می‌شود. پارامتر L در لایه سطحی عبارت است از ارتفاعی که عامل شناوری از بین برنده انرژی تلاطمی، با عامل تولید تلاطم یعنی برش سرعت، هم‌اندازه است. برای $|L| > z$ ، عمدتاً

۳-۴. مقادیر چگالی در لایه آمیخته در حالت همرفت آزاد

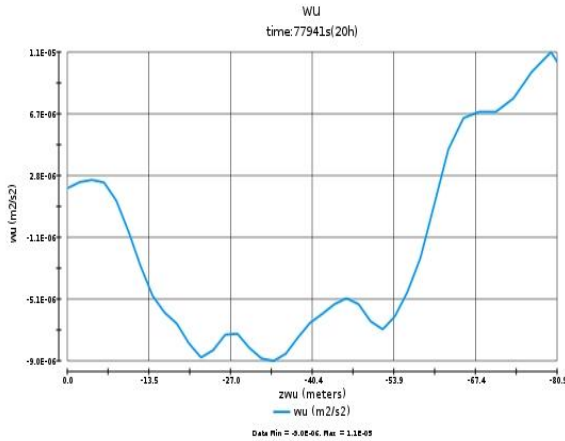
در شکل ۹ که تغییرات چگالی در جهت قائم اتفاق می‌افتد یا به بیان بهتر ($\frac{\partial \rho}{\partial z} > 0$) در این حالت نیروهای شناوری یک چشمه اضافی ایجاد تلاطم در لایه آمیخته خواهند بود مانند آنچه در همرفت آزاد رخ می‌دهد. اگر اندازه گرادیان چگالی به اندازه کافی بزرگ باشد، تلاطم دوامی نخواهد داشت، که این اثر توسط عدد بی بعد ریچاردسون بیان می‌شود. در نتیجه R_i وابسته به علامت گرادیان چگالی است و نه علامت گرادیان سرعت. مقادیر منفی R_i با حالت ناپایدار کننده گرادیان چگالی همراه است، یعنی ایجاد تلاطم بیشتر که در این حالت برش و شناوری هردو سبب ایجاد تلاطم می‌شوند. در این مورد که $R_i = -0.2$ از مقدار بحرانی آن یعنی 0.25 کوچک‌تر است، عامل شناوری برتر و تلاطم مشابه تلاطم همرفت آزاد است.



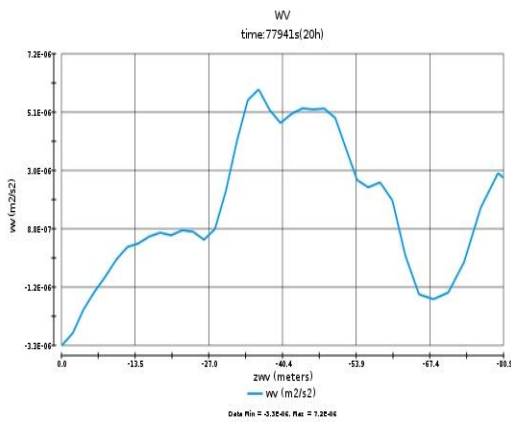
شکل ۹: تغییرات چگالی در لایه آمیخته در حالت همرفت آزاد

۳-۵. تغییرات مؤلفه‌های سرعت افقی در لایه آمیخته در حالت همرفت آزاد

تغییرات سرعت u و v در لایه آمیخته می‌تواند بیانگر سرعت جریان‌های در این لایه باشد. که با استفاده از این سرعت‌ها در شکل ۱۰ پیش‌بینی اندازه و جهت جریان‌ها و امواج شکل گرفته در لایه سطحی خلیج مانند امواج گرانی سطحی امکان‌پذیر خواهد بود.



شکل ۱۳: مؤلفه WU شار اندازه حرکت در حالت همرفت آزاد



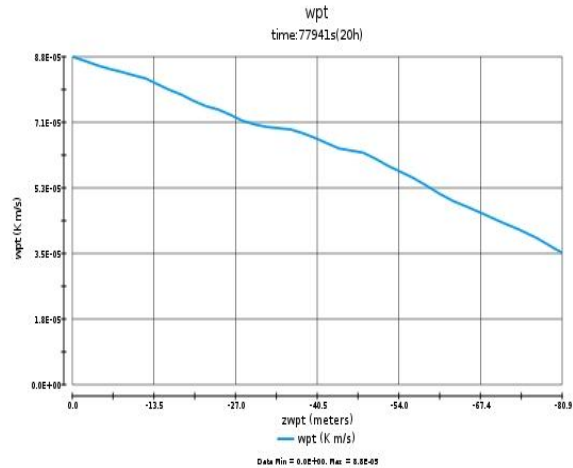
شکل ۱۵: مؤلفه WV شار اندازه حرکت در حالت همرفت آزاد

۳-۸. سرعت‌های پیشینه و سرعت اصطکاکی در حالت همرفت آزاد

در نمودارهای ۱۵ و ۱۶ سرعت‌های پیشینه در ابتدای شبیه‌سازی یعنی ۱۳ دقیقه از شروع آن مقادیر ثابت اما متفاوتی را دارا هستند و بعد از این مدت تا پایان شبیه‌سازی که از نوسان‌های کم‌تری برخوردارند، افت‌وخیزهای فراوانی را شاهد هستیم. سرعت پیشینه U در ۲۰ ساعت پس از شبیه‌سازی به دست می‌آید در حالی که این مقدار برای سرعت V در ۱۴ ساعت پس از شبیه‌سازی اتفاق می‌افتد. که این موضوع نشان‌دهنده زمان‌هایی است که تنش برشی مقدار صفر را داراست.

در مورد سرعت اصطکاکی باید گفت که، با توجه به خاصیت چسبندگی در شارها سرعت اصطکاکی مطرح می‌شود، همان‌طور که از شکل ۱۷ پیداست پیشینه مقدار این سرعت در نیمه پایانی شبیه‌سازی اتفاق می‌افتد و از آن به بعد تا پایان شبیه‌سازی تقریباً ثابت می‌ماند. سرعت اصطکاکی

حالت همرفت آزاد حاکم است، یعنی شناوری مهم‌تر است. با استفاده از این تعریف و معادله می‌توان طول شارهای تلاطمی که برای توصیف پایداری و ناپایداری استفاده می‌شوند را برای کاربردهای نظامی و صنعتی به دست آورد. که این مقدار برای لایه آمیخته در حالت همرفت آزاد ۱۷/۸۵ به دست آمد.



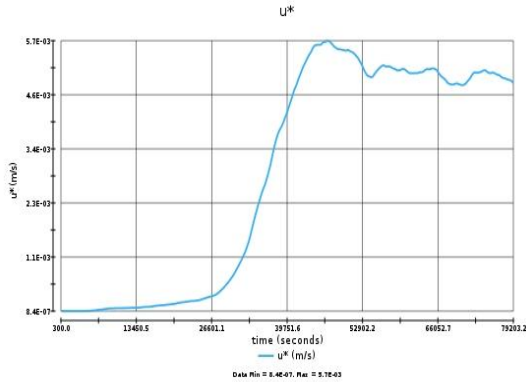
شکل ۱۲: شار سینماتیکی گرمای محسوس در حالت همرفت آزاد

مقدار این شار به دلیل اختلاف دمای بیشتر در سطح از مقدار بیشتری برخوردار است. اما از سطح تا عمق روند کاهشی دارد.

۳-۷. شارهای تکانه در حالت همرفت آزاد

شارهای تکانه در راستاهای X و Y بیان‌گر انتقال تکانه از سطح دریا به اعماق هستند. همان‌طور که از شکل ۱۳ مشاهده می‌شود بسته شاره که ابتدا در Z_0 بوده، توسط افت‌وخیز مثبت به‌طور آنی به سطح $Z_0 + \delta Z$ ، که در آن سرعت میانگین شاره بیشتر است، برده شده است و با توجه به این که از مکان اولیه خود و با سرعت کمتر آمده سبب افزایش احتمال وقوع افت‌وخیز منفی شده است. این حرکت مشابه حرکت براونی مولکولی است که باعث اصطکاک مولکولی می‌شود. این فرآیند سبب انتقال تکانه می‌شود.

اشکال ۱۳ و ۱۴ که مؤلفه‌های شار اندازه حرکت را نشان می‌دهند، بیانگر جریانی هستند که با سرعت‌های متغیر در دو جهت X و Y جریان را در لایه آمیخته و لایه‌های زیرین تا عمق انتقال می‌دهند. سرعت و جهت این جریانات در یک عمق مشخص متفاوت است و حتی ممکن است جریانات جهت متفاوتی نیز داشته باشند.



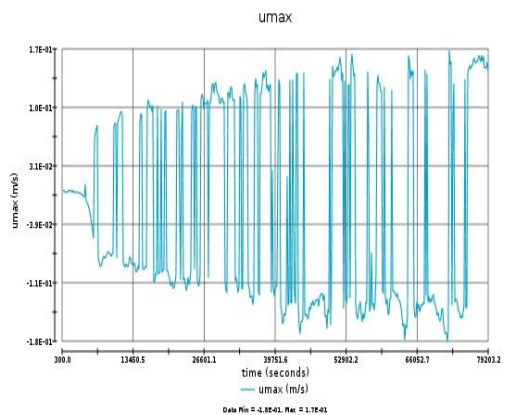
شکل ۱۷: سرعت اصطکاکی در حالت همرفت آزاد

۳-۹. انرژی جنبشی تلاطمی در حالت همرفت آزاد

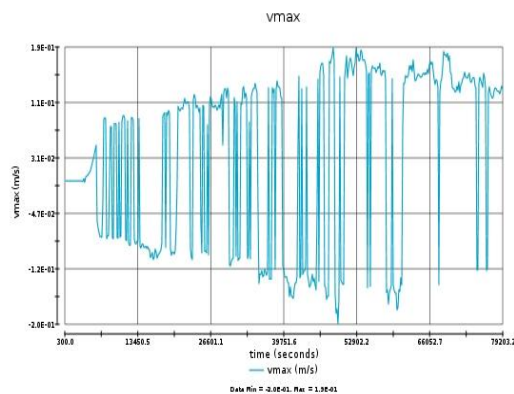
پیچک‌های بزرگ دارای عمده انرژی جنبشی تلاطم هستند و نقش اصلی را در انتقال انرژی از جریان متوسط به تلاطم دارند. پیچک‌های کوچک‌تر، توسط پیچک‌های بزرگ‌تر تغییر شکل داده شده و از آن‌ها انرژی می‌گیرند. اما پیچک‌های بسیار کوچک معمولاً فقط توسط میدان بسیار بزرگ فرارفت پیدا می‌کنند. بنابراین پیچک‌های کوچک به‌طور مستقیم با پیچک‌های بزرگ و یا جریان متوسط برهم‌کنش ندارند. فرآیند انتقال انرژی از پیچک‌های بزرگ به کوچک و کوچک‌تر هم‌چنان که در نمودار شکل انرژی جنبشی سینماتیکی، ۱۸ مشاهده می‌شود، پیوسته است. انرژی اتلافی از پیچک‌های بزرگ منشا می‌گیرد، بنابراین به خواص این پیچک‌ها که غیراصطکاکی هستند وابسته است. پیچک‌های بزرگ عمده انرژی خود را در حدود یک چرخش بزرگ به دور خود از دست می‌دهند. بنابراین آهنگ انتقال انرژی از پیچک‌های بزرگ باید متناسب با u^2 و بسامد آن‌ها u/l باشد. که l مقیاس طول تلاطم است. همان‌طور که شکل ۱۸ نشان می‌دهد، نوسان‌های تلاطمی در طول شبیه‌سازی مشاهده می‌شوند، که این نوسان‌ها از زمان شروع تا ۱۱ ساعت بعد از شبیه‌سازی دارای بیشترین مقدار افت‌وخیز هستند. انتقال انرژی از پیچک‌های کوچک به بزرگ به منبع ایجاد تلاطم برای این پیچک‌ها بستگی ندارد و بیشتر وابسته به مقدار انرژی ای است که توسط پیچک‌ها انتقال داده می‌شود.

شاره‌ها در تخمین عمق لایه آمیخته در دریا و هم‌چنین در جو و همین‌طور در تخمین عدد لانگ‌مویر استفاده می‌شود. همان‌طور که اشاره شد، شدت تلاطم با u^* مقیاس می‌شود، که دانستن این سرعت در لایه آمیخته در بحث سازه‌های آبی که مقدار تنش مطرح است، اهمیت دارد. هرچه از سطح دریا به عمق نزدیک‌تر شویم، نقش اصطکاک مولکولی کاهش می‌یابد و می‌توان گفت که گرادیان سرعت فقط به سرعت اصطکاکی و عمق وابسته است که با استفاده از معادله $(\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{u^*}{kz})$ گرادیان سرعت تلاطمی برای لایه آمیخته در این حالت $0.00085 m/s$ محاسبه شد.

که اگر مقدارهای سرعت استوکس $0.049 m/s$ و سرعت اصطکاکی $0.1 m/s$ باشند، مقدار کمیت بی بعد $La_T = 0.45$ به دست خواهد آمد که بیان‌گر این واقعیت است که گردش‌های لانگ‌مویر تقریباً از اواسط شبیه‌سازی اتفاق می‌افتند. زیرا هرجا که این مقدار بین $0.2-0.5$ باشد این گردش‌ها پدیدار خواهند شد.



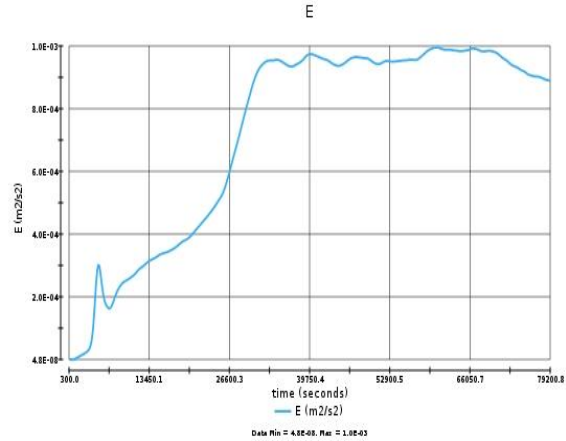
شکل ۱۵: سرعت بیشینه u در حالت همرفت آزاد



شکل ۱۶: سرعت بیشینه v در حالت همرفت آزاد

۴. نتیجه گیری

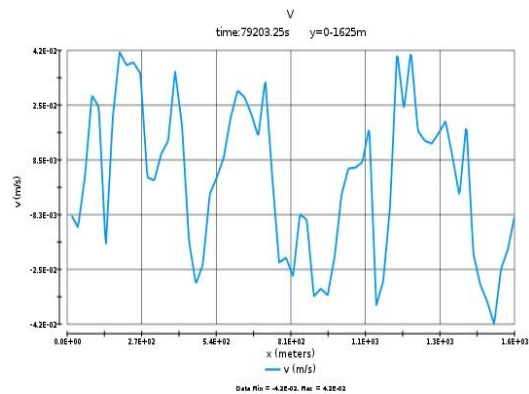
در این پژوهش معادلات نویر-استوکس که شامل معادلات پایستگی اندازه حرکت، حجم، گرما و شوری است توسط مدل PALM برای ناحیه خلیج فارس حل شدند. نتایج محاسبات نشان می دهد که مدل PALM می تواند بسیاری از جنبه های مهم را با در نظر گرفتن شرایط مرزی دقیق لحاظ کند که منجر به شبیه سازی بهتر مشخصه های فیزیکی آب در خلیج فارس می شود. لایه بندی های دمایی، چگالی و شوری و شرایط برقراری پایداری استاتیکی و ایجاد جریان های تلاطمی در ماه آگوست در این پژوهش مورد مطالعه قرار گرفت. به علت این که مطالعات پیشین به طور فصلی انجام شده اند، این مدل از این نظر که قابلیت شبیه سازی در صورت فراهم بودن شرایط سخت افزاری به صورت ماهیانه را داراست نسبت به سایر مدل ها از خروجی های دقیق تری برخوردار است. این مدل که به صورت جفت شده شبیه سازی را انجام داده است، از بین عوامل ایجاد تلاطم فقط عامل اختلاف دما بین جو و اقیانوس را که منجر به همرفت آزاد می شود را در نظر گرفته است و شرایط دیگر به صورت پایا در نظر گرفته شدند، این مدل شبیه سازی را طی دو مرحله انجام می دهد، در طی فاز اول اتمسفر و اقیانوس به صورت مجزا عمل می کنند ولی در فاز دوم با در نظر گرفتن شرایط مرزی دقیق شبیه سازی را انجام می دهد که منجر به خروجی های دقیق در مقدار چگالی، دمای پتانسیل، شارهای گرما و شوری و اندازه حرکت و ... می شود، مهم ترین نتیجه ای که از این پژوهش گرفته شده است را می توان تاثیر همرفت در شکل گیری تلاطم ذکر کرد، وجود اختلاف دما که باعث ایجاد شناوری می شود لایه آمیخته عمیقی ایجاد می کند، پس هر زمان که این اختلاف دما محسوس باشد لایه آمیخته عمیق تر است. تلاطم در لایه آمیخته با استفاده از روند پیش روی و تغییرات سرعت قائم در راستای افق در حالت همرفت توصیف می شود، شکل گیری و بزرگ شدن ادی ها که وظیفه انتقال انرژی را برعهده دارند در حالت همرفت آزاد به وفور مشاهده می شوند. شکل گیری، عمق و سرعت



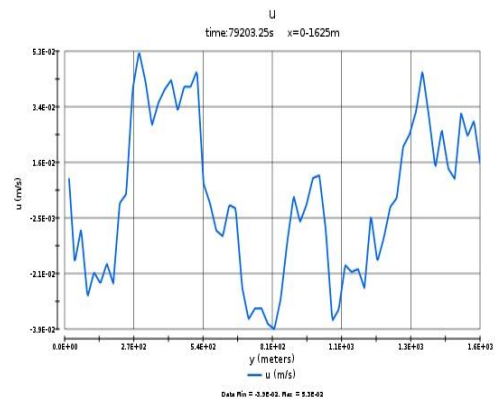
شکل ۱۸: انرژی جنبشی در حالت همرفت آزاد

۳-۱۰. تلاطمی در لایه آمیخته در حالت همرفت آزاد

نمودارهای ۱۹ و ۲۰ بیان گر این واقعیت هستند که تلاطمی از مکانی که ایجاد می شود به قسمت های دیگر شاره فرارفت پیدا کرده و به علت چسبندگی در کل شاره پخش می شود. در حرکت شاره ها تغییر شکل و چرخش ذرات شاره، همراه با هم رخ می دهند، که می توان مؤلفه Z تلاطمی را برای نقاط دلخواه در لایه آمیخته با استفاده از معادله $(\omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y})$ محاسبه کرد.



شکل ۱۹: سرعت افقی v در حالت همرفت آزاد



شکل ۲۰: سرعت افقی u در حالت همرفت آزاد

انرژی نامیده می‌شود. با تحلیل و مقایسه نمودارها و شکل‌ها می‌توان این‌طور نتیجه گرفت که عامل اختلاف دما که باعث ناپایداری و ایجاد همرفت است، ایجاد تلاطم بیشتری می‌کند که همین موضوع باعث ایجاد لایه آمیخته قوی‌تر، جریان‌های بزرگ‌تر با سرعت‌های بیشتر، انرژی جنبشی بیش‌تر و ایجاد تلاطم بیش‌تر می‌شود. از نمودارهای سرعت این‌طور استنباط می‌شود که اثر چینه‌بندی در حرکات تلاطمی مهم است در این مورد که تغییرات در راستای قائم است، نیروهای شناوری یک منبع اضافی ایجاد تلاطم محسوب می‌شوند، مانند آنچه در همرفت آزاد رخ می‌دهد. گرمای میان سطح دریا و جو به صورت شار گرمای سینماتیکی محسوس در نظر گرفته شد که با استفاده از این شار، اطلاعاتی در مورد ارتفاعی که عامل شناوری از بین‌برنده انرژی تلاطمی با عامل تولید تلاطم هم‌اندازه باشد یعنی مقدار عدد ریچاردسون شاری به دست آمد، که با استفاده از نمایه شار گرما مقدار عدد ریچاردسون شاری $17/85$ (بیشتر از عمق لایه آمیخته) در حالت همرفت محاسبه شد لازم به ذکر است که اعداد ریچاردسون شاری و پرنتل کمیت‌های بی‌بعد با کاربردهای صنعتی و نظامی هستند که با استفاده از شار گرما تعریف می‌شوند.

پیشنهاد می‌شود در پژوهش‌های آتی به منظور نتایج بهتر و دقیق‌تر عوامل دیگر ایجاد تلاطم مثل باد و شارهای شوری و شناوری نیز به عنوان شرایط اولیه و ایجاد تلاطم در منطقه خلیج فارس نظر گرفته شوند.

۵. مراجع

[1] Kara AB, Rochford PA, Hurlburt HE. An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012). 2000;105(C7):16803-21.

[۲] انصاری نیاز، حسن زاده اسماعیل، رضایی لطیفی علی و نوحه گر احمد. بررسی همرفت پخش دوگانه در تنگه‌ی هرمز با استفاده از مدل سه بعدی کوهرنس. سیزدهمین همایش ملی صنایع دریایی ایران؛ ۱۳۹۰ آبان ۱۷-۲۰؛ جزیره کیش، ایران.

[3] Raasch S, Schröter M. PALM—a large-eddy simulation model performing on massively parallel computers. *Meteorologische Zeitschrift*. 2001;10(5): 363-72.

[4] Noh Y, Min HS, Raasch S, editors. Large eddy simulation of the ocean mixed layer: The effects of

مناطق فراچاهی و فروچاهی در لایه آمیخته با استفاده از سطح مقطع سرعت قائم در راستای عمودی توصیف می‌شود. نواحی فراچاهی و فروچاهی که در اثر شناوری ناشی از همرفت آزاد و تنش باد شکل می‌گیرند که تغییرات در چگالی در این نواحی و انتقال جرم را موجب می‌شوند، در خلیج فارس به علت آهنگ تبخیر بالا و افزایش چگالی، ناپایداری و فرورفتن آب‌های سطحی وجود دارد.

از آن‌جا که بهترین تعریف برای تعیین عمق لایه آمیخته استفاده از تغییرات دمایی‌ای به اندازه کم‌تر از $0/2$ است. با استفاده از نمایه‌های دمای پتانسیل در سه مرحله از شبیه‌سازی، یعنی ابتدا، میانی و پایان شبیه‌سازی (۲۲ ساعت) عمق این لایه $13/5$ متر در حالت همرفت آزاد تخمین زده شد. از نمایه‌های چگالی در همرفت آزاد می‌توان دریافت که این کمیت به علت وابستگی زیاد به دما و شوری که در تمام طول سال از سطح دریا تا بستر متغیر است که سبب تخمین متفاوت نتایج عمق لایه آمیخته بر اساس تغییرات دما می‌شود، به‌طوری‌که عمق لایه آمیخته با استفاده از نمایه چگالی حدود $2/5$ متر با تخمینی که با استفاده از نمایه دما زده شده است، تفاوت دارد. سرعت جریان‌ها در لایه آمیخته با استفاده از نمایه‌های تغییرات سرعت‌های u, v قابل پیش‌بینی است، به دلیل اختلاف دمای در نظر گرفته شده که منجر به گردش می‌شود، این جریان‌ها، جریان‌های همرفتی نامیده می‌شوند، همین اختلاف دما موجب تغییر چگالی نیز می‌شود که باعث حرکت شار سرد به سمت پایین در همرفت آزاد می‌شود. توزیع شدت تلاطم در لایه آمیخته با u^* مقیاس می‌شود، هم‌چنین با استفاده از این کمیت می‌توان عدد لانگ‌میور را محاسبه کرد. که با محاسبه این کمیت در خلیج فارس می‌توان این‌طور استنباط کرد که این سلول‌ها در خلیج فارس شکل می‌گیرند نمودار انرژی جنبشی بیان‌گر این مطلب است که ادی‌های بزرگ دارای عمده انرژی تلاطم هستند و نقش اصلی را در انتقال انرژی از جریان متوسط به جریان متلاطم دارند. پیچک‌های کوچک‌تر از این، توسط پیچک‌های بزرگ تغییر شکل داده و از آن‌ها انرژی می‌گیرند، که این فرآیند آبشار

wave breaking and Langmuir circulation. TSFP DIGITAL LIBRARY ONLINE; 2003: Begel House Inc.

[5] 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.

[6] Fröhlich J, Kuerten H, Geurts BJ, Armenio V. *Direct and Large-Eddy Simulation IX*: Springer; 2015.

[7] Swift SA, Bower AS. Formation and circulation of dense water in the Persian/Arabian Gulf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003;108(C1).

[8] Azizpour J, Chegini V, Khosravi M, Einali A. Study of the Physical Oceanographic Properties of the Persian Gulf, Strait of Hormuz and Gulf of Oman Based on PG-GOOS CTD Measurements. *Journal of the Persian Gulf*. 2014;5(18):37-48.

[9] Sullivan PP, McWilliams JC, Melville WK. Surface gravity wave effects in the oceanic boundary layer: Large-eddy simulation with vortex force and stochastic breakers. *Journal of Fluid Mechanics*. 2007;593:405-52.

[10] Edson J, Crawford T, Crescenti J, Farrar T, Frew N, Gerbi G, et al. The coupled boundary layers and air-sea transfer experiment in low winds. 2007.

[11] Glazunov A, Lykossov V. Large-eddy simulation of interaction of ocean and atmospheric boundary layers. *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling* rnam. 2003;18(4):279-95.

۶. پی نوشت:

¹ parallelized large eddy simulation

² direct numerical simulation

³ Reynolds- Averaged Navier – Stokes

⁴ large eddy simulation

⁵ convolution