

مطالعه ویژگی‌های تلاطمی لایه اکمن کف در خلیج فارس با روش شبیه‌سازی پیچک بزرگ

محمد فرمان آرا^۱، حسین ملکوتی^{۲*} و اسماعیل حسن زاده^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه علوم جوی و اقیانوسی (غیر زیستی)، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۲. دانشیار، گروه علوم جوی و اقیانوسی (غیر زیستی)، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۳. استاد، گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(دریافت: ۹۶/۱۰/۲۳، پذیرش نهایی: ۹۷/۷/۳)

چکیده

در این تحقیق با استفاده از مدل شبیه‌سازی پیچک بزرگ موازی‌سازی شده (PALM)، ویژگی‌های لایه اکمن کف خلیج فارس در تابستان و پاییز مطالعه شده است. برای این منظور سه آزمایش عددی با تأکید بر تأثیر چینه‌بندی بر لایه اکمن طراحی شد. یک آزمایش مرجع بدون گرادیان دما و شوری و دو آزمایش با گرادیان دما و شوری متناسب با شرایط تجربی تابستان و پاییز خلیج فارس پیاده‌سازی و اجرا شد. نتایج نشان داد هنگامی که چینه‌بندی در خلیج فارس قوی باشد، لایه اکمن تنها به لایه آمیخته کف محدود می‌شود و مؤلفه‌های سرعت اکمن نمی‌توانند به لایه‌های بالایی نفوذ کنند. در پاییز پهنای لایه پیکنوکلاین کمتر است و به ۲۰ متر می‌رسد؛ در نتیجه ماریپیچ اکمن پهن‌تر و بزرگی مؤلفه سرعت عمود بر جریان زمینگرد حدود ۲۵٪ بیشتر می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که اگر شار گرمایی در کف یا سطح وجود نداشته باشد، با گذر زمان در مرز بین لایه چینه‌بندی و لایه آمیخته، یک لایه پیکنوکلاین شدید به پهنای حدود ۴ متر به وجود می‌آید که باعث افزایش پایداری شاره و در نتیجه مانع نفوذ جریان‌های تلاطمی می‌شود. چینه‌بندی تأثیری روی انرژی جنبشی تلاطمی و تنش کف ندارد؛ اما باعث می‌شود که تلاطم سریع‌تر شکل بگیرد. مشاهده شد که در مرز بین لایه چینه‌بندی و لایه آمیخته تنش برشی افزایش می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: لایه اکمن، لایه آمیخته کف، شبیه‌سازی پیچک بزرگ، مدل پالم، خلیج فارس.

۱. مقدمه

جریان سطحی دریا با زاویه ۴۵ درجه به سمت راست (چپ) باد حرکت می‌کند. هنگامی که جریان آبی از فراز بستر دریا می‌گذرد لایه اکمن کف مشابه با لایه اکمن سطح به وجود به وجود می‌آید؛ با این تفاوت که تنش بستر دریا در خلاف جهت جریان است و در نتیجه در نیمکره شمالی ماریپیچ اکمن با فاصله گرفتن از بستر دریا و کم شدن عمق به صورت پادساعتگرد تغییر می‌کند.

لایه اکمن به صورت گسترده توسط محقق‌های زیادی مورد شبیه‌سازی مستقیم (Direct Numerical Simulation) و پیچک بزرگ (Large Eddy Simulation) قرار گرفته است. نتایج به دست آمده از این تحقیق‌ها نشان می‌دهد که جهت جریان و چینه‌بندی آب دریا روی ویژگی‌های لایه اکمن تأثیرات زیادی دارد (دسیو و همکاران، ۲۰۱۴؛ پرلین و همکاران، ۲۰۰۷؛ اسکایلینگستاد، ۲۰۱۶؛ تیلور و سرکار، ۲۰۰۸).

اصطکاک میان بستر دریا و جریان‌های بر فراز آن یکی از دلایل اصلی ایجاد تلاطم در لایه آمیخته کف به شمار می‌آید. با وجود آنکه لایه آمیخته کف دریا نقش مهمی در اتلاف انرژی، ایجاد و انتشار امواج داخلی یا انتقال رسوب بازی می‌کند؛ اما به دلیل دشوار بودن مشاهده و اندازه‌گیری مستقیم ویژگی‌های لایه‌های عمیق، هنوز لایه آمیخته کف به خوبی مطالعه و شناخته نشده است.

اکمن (۱۹۰۵) توانست راه‌حلی برای بررسی جریان تلاطمی به وجود آمده توسط وزش باد در نزدیکی سطح دریا با در نظر گرفتن چرخش زمین پیدا کند. وی به جوابی دست یافت که در آن جهت بردار جریان با افزایش عمق تغییر می‌کند و اندازه آن کاهش می‌یابد. بر اساس این جواب یک نمایه قائم چرخان از سرعت متوسط به دست می‌آید که به عنوان «ماریپیچ اکمن» شناخته می‌شود. طبق نظریه اکمن در نیمکره شمالی (جنوبی)

انرژی با دوره‌های ربع روز در نزدیکی بستر دریا شکل می‌گیرد، درحالی‌که نرخ اتلاف با دوره‌های نیم‌روزانه در بالای لایه آمیخته به‌وجود می‌آید. همچنین نتایج نشان دادند که تداخل مؤلفه‌های $M2$ و $K1$ ، تغییرات روزانه نرخ اتلاف تلاطم در بخش بالایی لایه آمیخته از طریق تولید انرژی تلاطمی ناشی از برش قائم را ایجاد می‌کند.

پرلین و همکاران (۲۰۰۷) به مشاهده مارپیچ اکمن در لایه‌مرزی چینه‌بندی کف در دوره سه‌ماهه فصل فراچاهی فلات قاره اورگون پرداختند. یافته‌های آنها نشان می‌دهد که چرخش پادساعتگرد در لایه‌مرزی کف به لایه‌ای با چینه‌بندی ضعیف (تقریباً خنثی) زیر پیکنوکلاین محدود است و ارتفاع آن تقریباً با ارتفاع لایه آمیخته تلاطمی برابر است. همچنین میزان چرخش به 4 ± 13 درجه در نزدیکی کف می‌رسد و وابستگی خیلی کمی به سرعت و جهت جریان درونی و ضخامت لایه چرخشی دارد.

فام و سرکار (۲۰۱۷)، شبیه‌سازی‌هایی با گستره وسیعی از چینه‌بندی برای لایه آمیخته اقیانوسی انجام دادند تا اثرات تلاطم و چینه‌بندی را روی نرخ جذب تحلیل کنند. آنها دو مرحله متمایز در شکل‌گیری لایه آمیخته را شناسایی کردند: یک مرحله افزایش عمق اولیه ناگهانی و یک رشد دیرنگام با نرخ خیلی آهسته‌تر. در مواردی که چینه‌بندی قوی‌تری دارند، لایه آمیخته کم‌عمق‌تر است درحالی‌که نرخ چینه‌بندی و تنش برشی در لایه گذار به‌طور قابل توجهی بیشتر است. نتایج نشان دادند که در موردی با چینه‌بندی وسیع‌تر، سرعت عمود بر باد بزرگ‌تری وجود دارد درحالی‌که انتقال جرم اکمن مستقل از چینه‌بندی است.

در این تحقیق با استفاده از مدل شبیه‌سازی پیچک بزرگ موازی‌سازی شده (PALM) به تحقیق در مورد ویژگی‌های تلاطمی لایه آمیخته کف خلیج فارس در تابستان و پاییز پرداخته‌ایم. مهم‌ترین اهداف این تحقیق، برآورد مشخصه‌های تلاطمی لایه اکمن کف و تغییرات فصلی آن‌ها در خلیج فارس می‌باشد. از آنجا که مطالعات و داده‌های تجربی بسیار محدودی از لایه اکمن کف در

کولمن و همکاران (۱۹۹۲)، یک شبیه‌سازی مستقیم طراحی کردند و یک شار گرمایی ثابت در دیواره پایینی در نظر گرفتند تا از این طریق شار را به‌صورت پایدار چینه‌بندی کنند. آنها نتایج به‌دست‌آمده را با نتایج تحقیق قبلی (کولمن و همکاران، ۱۹۹۰) لایه اکمن بدون چینه‌بندی مقایسه کردند و نتیجه گرفتند که شار گرمایی، انتقال انرژی جنبشی تلاطمی (TKE) به لایه‌های بیرونی را محدود می‌کند و همچنین مارپیچ اکمن را پهن‌تر می‌کند. تیلور و سرکار (۲۰۰۸)، با استفاده از روش شبیه‌سازی پیچک بزرگ اثرهای چینه‌بندی لایه بیرونی روی ساختار لایه اکمن کف را بررسی کردند. آنها دریافتند که چینه‌بندی لایه بیرونی، ارتفاع لایه آمیخته کف را محدود می‌کند و همچنین انتقال جرم اکمن به‌طور کلی به لایه آمیخته محدود می‌شود که افزایش مؤلفه سرعت عمود بر جریان و زاویه چرخشی بیشتری را در پی دارد.

واکاتا (۲۰۱۱) از روش شبیه‌سازی پیچک بزرگ استفاده کرد تا وابستگی پهنای لایه آمیخته کف به جهت جریان فراز آن را مطالعه کند. نتایج تأیید کردند که ضخیم‌ترین لایه آمیخته برای جریان زمینگرد به سمت غرب ظاهر می‌شود. همچنین نرخ رشد برای جریان زمینگرد غربی بیشینه است و مدهای چرخواره ناپایدار که کمی به سمت چپ نسبت به جریان زمینگرد متمایل است، در این حالت ظاهر می‌شوند. در تحقیق بعدی وی توانست با در نظر گرفتن جریان‌های کشندی که در تحقیق پیشین نادیده گرفته شده بودند، مطالعاتش را گسترده‌تر کند (واکاتا، ۲۰۱۳). در این تحقیق واکاتا دریافت هنگامی که جریان‌های کشند روزانه به سمت غرب‌اند، ویسکوزیته قائم مؤثر ادی به بیشینه مقدار خود می‌رسد. این در حالی است که جریان کشنده‌های نیم‌روزه با جهت‌گیری به سمت شمال بهترین حالت برای ایجاد تلاطم را دارند. واکاتا و همکاران (۲۰۱۷) به‌تازگی در تحقیقی جریان کشندی تجربی و نمایه‌های قائم شوری و دما را وارد مدل‌سازی کرده‌اند تا از این طریق تلاطم ناشی از کشند در نزدیکی بستر دریا را مطالعه کنند. آنها دریافتند که نرخ اتلاف

وجود ندارند. پس از اطمینان از درستی نتایج، دو آزمایش دیگر منطبق با شرایط خلیج فارس طراحی گردید. یک آزمایش برای ماه اوت (EXP A) و آزمایشی دیگر برای ماه نوامبر در خلیج فارس (EXP N). منطقه مورد مطالعه، مدل عددی و تنظیمات مدل در بخش دوم مورد بحث قرار می‌گیرند. نتایج در بخش سوم ارائه می‌شوند و در بخش چهارم روی نتایج بحث می‌شود.

۲. روش کار

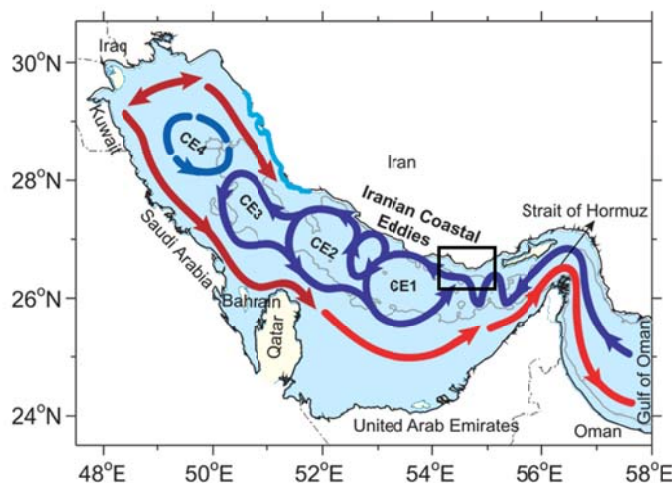
۲-۱. منطقه مورد مطالعه

خلیج فارس به دلیل منابع نفت، گاز و مسیر تجاری آن یکی از مهم‌ترین آبراه‌های دنیا به حساب می‌آید. با این حال داده‌های اندازه‌گیری جامع در مقیاس کل حوضه خیلی محدود می‌باشد (رینولدز، ۱۹۹۳؛ سویفت و باور، ۲۰۰۳). خلیج فارس یک حوضه آبی کم‌عمق با متوسط عمق ۳۶ متر است (رینولدز، ۱۹۹۳). جریان‌های کشندی قوی یک لایه تلاطمی، مکانیکی در کف می‌سازند. آمیختگی تلاطمی باعث می‌شود که ستون آب از پایین همگن و یک لایه آمیخته کف به وجود آید. جریانی که در نزدیکی سواحل ایران از طریق تنگه هرمز وارد خلیج فارس می‌شود به سمت غرب است و بزرگی آن 10 cm s^{-1} - ۲۰ در تابستان و 5 cm s^{-1} - ۱۰ در زمستان می‌باشد (تاپیل و هوگان، ۲۰۱۰).

در جدیدترین مطالعه جامع خلیج فارس، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی (INIOAS)، پروژه «مطالعه اقیانوس‌شناسی خلیج فارس و خلیج عمان» (PG-GOOS) را اجرا کردند که در چهار فصل کل منطقه را پوشش دادند (عزیزپور و همکاران، ۲۰۱۴). ما منطقه شرقی خلیج فارس نزدیک سواحل ایران را برای مطالعه انتخاب کردیم (شکل ۱)، که در این منطقه یک جریان غربی قوی در طول سال وجود دارد و به اندازه کافی عمیق می‌باشد که یک لایه آمیخته کف زیر لایه ترموکلاین، جدای از لایه آمیخته سطحی ایجاد شود.

خلیج فارس در دسترس است و تاکنون شبیه‌سازی تلاطمی انگشت‌شماری با وضوح بالا در خلیج فارس انجام شده است؛ متأسفانه منابع معتبر و منتشر شده‌ای جهت مقایسه نتایج وجود ندارد. به همین خاطر شرایط اولیه مدل به گونه‌ای تنظیم شده است که علاوه بر منطبق بودن با شرایط خلیج فارس، قابلیت مقایسه و اعتبارسنجی نتایج با کار واکاتا (۲۰۱۱) وجود داشته باشد. محمدی و همکاران (۱۳۹۴)، با استفاده از مدل PALM برهم‌کنش جو و اقیانوس در خلیج فارس را مورد مطالعه قرار دادند. آنها در تحقیقاتشان با در نظر گرفتن اختلاف دما میان جو و اقیانوس، یک شار گرمایی از سطح اقیانوس اعمال کردند تا بدین ترتیب نحوه شکل‌گیری تلاطم در پی همرفت آزاد را مطالعه کنند. محمدی و همکاران (۱۳۹۴)، یک لایه آمیخته اولیه به عمق ۱۸/۵ متر و زیر آن یک لایه پیکنوکلاین تا عمق تقریبی ۶۰ متری در نظر گرفتند که در آن دمای پتانسیل با گرادیان قائم ضعیفی کاهش می‌یابد. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که در حالت همرفت آزاد عمق لایه آمیخته به ۱۳/۵ متر می‌رسد. باید در نظر داشت که آنها که در تحقیقاتشان از جریان‌های ژئوستروفیکی و جریان باد صرف‌نظر کرده‌اند و تنها ناپایداری استاتیکی را مورد بررسی قرار داده‌اند. برخلاف آنها، در این تحقیق تلاش شده است که نقش ناپایداری دینامیکی و تنش برشی در ایجاد لایه آمیخته کف مطالعه و تحقیق شود. لازم به ذکر است که در این تحقیق از لایه اکمن سطحی که بر اثر تنش باد ایجاد می‌شود و به طور معمول در فصول مختلف سال در خلیج فارس قابل مشاهده می‌باشد، صرف‌نظر شده است.

در این مطالعه سه آزمایش عددی طراحی گردید: نخست، آزمایش مقایسه‌ای طراحی شد که در آن شرایط اولیه مشابه کار واکاتا (۲۰۱۱) در نظر گرفته شده تا بتوان نتایج به‌دست آمده را مقایسه کرد و از صحت نتایج مدل مطمئن شد (EXP C). چراکه همان‌طور که پیش‌ازین گفته شد، تا جایی که می‌دانیم آثار معتبر و منتشر شده‌ای که از لحاظ مقیاس مکانی و زمانی با این تحقیق قابل مقایسه باشند،



شکل ۱. طرح‌واره‌ای از گردش جریان در خلیج فارس (تاپیل و هوگان، ۲۰۱۰). مربع سیاه منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

۲-۲. مدل عددی

در این تحقیق ما از نسخه اقیانوس مدل شبیه‌سازی پیچک برگ موازی‌سازی شده، پالم (PALM)، که توسط راش و شروت (۲۰۰۱) طراحی شده است، استفاده کرده‌ایم تا لایه آمیخته دریا را شبیه‌سازی کنیم. مدل پالم در ابتدا برای کاربردهای جوی طراحی شده بود و به تدریج توسعه یافت تا نسخه اقیانوس (نوه و همکاران، ۲۰۰۳، ۲۰۰۴، ۲۰۰۶، ۲۰۰۹، ۲۰۱۰، ۲۰۱۱، راش و اتلینگ، ۱۹۹۸؛ واکاتا ۲۰۱۱، ۲۰۱۳، ۲۰۱۷) و نسخه جفت شده جو-اقیانوس (ایسائو، ۲۰۱۴) را نیز شامل شود.

مارونگا و همکاران (۲۰۱۵) جزئیات پالم را توضیح داده‌اند. مدل بر پایه معادلات ناویر-استوکس غیرهیدروستاتیکی، فیلترشده و تراکم ناپذیر در تقریب بوسینسک طراحی شده است. در پالم، عبارت‌های مقیاس زیرشبکه‌ای (SGS) با استفاده از بستر مرتبه-۱/۵ دیردورف (۱۹۷۳)، پارامترسازی می‌شوند. پالم از نسخه اصلاح شده موئنگ و وینگارد (۱۹۹۸) و سایکی و همکاران (۲۰۰۰)، استفاده می‌کند. این بستر بر پایه این فرض است که انتقال انرژی توسط پیچک‌های زیرمقیاس شبکه با گرادیان‌های محلی مقادیر میانگین متناسب است. در پالم، از طرح‌واره مرتبه پنجم ویکر و اسکاماروک (۲۰۰۲) به‌عنوان طرح‌واره فرا رفت به همراه معیارهای

کوران-فردریش-لیووی و پخش استفاده شده است.

در نسخه اقیانوس، سطح اقیانوس در بالای مدل تعریف می‌شود، به گونه‌ای که مقادیر منفی z نمایانگر عمق است. همچنین، شناوری آب دریا و پایداری استاتیک نه تنها به دمای پتانسیل θ بستگی دارد بلکه به شوری SA نیز وابسته است.

۲-۳. تنظیم مدل و آزمایش‌ها

تفکیک شبکه معادل یک متر در هر دو راستای قائم و افقی در نظر گرفته شده است چراکه با این تفکیک شبکه می‌توان بخش عمده‌ای از طیف انرژی جنبشی تلاطمی برای اعداد رینولدز میانه را حل کرد. اندازه دامنه مدل برابر با $200m \times 200m \times 100m$ به ترتیب در جهت‌های x ، y و z در نظر گرفته شده است. جهت مختصات قائم مدل رو به بالا در نظر گرفته شده است. به این ترتیب که مقدار z در سطح دریا برابر صفر است و با افزایش عمق مقادیر z به صورت اعداد منفی تغییر می‌کند (از صفر تا ۱۰۰- متر). خلاصه‌ای از تنظیمات مدل و شرایط اولیه برای هر سه آزمایش در جدول ۱ نمایش داده شده است.

این تفکیک شبکه به گونه‌ای انتخاب شده است که بتوان بوسیله آن حرکات تلاطمی کوچک مقیاس را شبیه‌سازی

دقیقاً بر اساس همین داده‌های تجربی و اندازه‌گیری شده در خلیج فارس در دو ماه اوت و نوامبر انتخاب شده‌اند تا با شرایط منطقه کاملاً منطبق باشد.

مؤلفه دیگری که علاوه بر دما و شوری و به‌ویژه مقادیر گرادیان‌های عمودی آنها، بسیار در ایجاد تلاطم و شرایط تلاطمی شاره اهمیت دارد، سرعت جریان است. با توجه به اینکه هدف این تحقیق بررسی تأثیر چینه‌بندی و لایه پیکنوکلاين فصلی روی ویژگی‌های لایه اکمن کف است، در هر سه آزمایش تنها یک سرعت زمینگرد در نظر گرفته شده که مقدار و جهت آن در طول شبیه‌سازی یکسان و ثابت است. سرعت و جهت سرعت زمینگرد با توجه به کار واکاتا (۲۰۱۱) معادل 0.15 m s^{-1} تعیین شد؛ اما باید گفت که این مقدار جریان زمینگرد برای پاییز و تابستان منطقه مورد مطالعه ما با توجه به نتایج تاپیل و هوگان (۲۰۱۰) نیز قابل قبول است.

ارتفاع ناهمواری سطح برابر 0.1 m در نظر گرفته شده است. مدل برای عرض جغرافیایی 27° N تنظیم شده است. مدت زمان شبیه‌سازی ۴۸ ساعت بود تا از اثرهای نوسانات لختی ($2\pi/f \approx 17.5 \text{ h}$) در این عرض جغرافیایی پرهیز شود. داده‌های خروجی هر یک ساعت با بازه‌های زمانی میانگین‌گیری ۶۰ ثانیه‌ای جمع‌آوری شده‌اند. تمام نتایجی که در ادامه می‌آید برای یک ساعت پایانی شبیه‌سازی ترسیم شده‌اند مگر آنکه در متن ذکر شده باشد.

شرط مرزی نیومن برای تمام متغیرها جز مؤلفه‌های سرعت افقی در کف، در بالا و پایین مدل در نظر گرفته شده است. شرط مرزی مؤلفه‌های سرعت افقی در کف به‌صورت دریکله تعریف شده که شرایط بدون لغزش را ایجاد می‌کند. همچنین شرایط مرزی افقی نیز به‌صورت دوره‌ای تنظیم شده است.

اختلال تصادفی کوچکی با دامنه 10^{-4} m s^{-1} روی میدان سرعت افقی در ۳۶۰۰ ثانیه نخست شبیه‌سازی اعمال شد تا تلاطم شروع شود.

کرد. در اینجا تعداد کل نقاط شبکه برابر 4×10^6 است. گستره وسیعتر دامنه به منابع محاسباتی زیادی نیاز دارد؛ اما این دامنه برای مشاهده بخش عمده‌ای از پدیده‌ها و رفتارهای تلاطمی شاره در زمان شبیه‌سازی قابل قبول است. محققان زیادی تا کنون نظریه اکمن تلاطمی را با استفاده از گستره دامنه‌های مشابه مطالعه کرده‌اند. لایه اکمن تلاطمی که به صورت زیر تعریف می‌شود،

$$L = \frac{u_*}{f} \quad (1)$$

یک مقیاس طول مرسوم برای انتخاب اندازه دامنه مناسب است. تیلور و سرکار (۲۰۰۸) از دامنه‌ای به وسعت $2L \times 2L \times 3L$ استفاده کردند که $L = 25 \text{ m}$ است. زیکانوف و همکاران (۲۰۰۳) دامنه‌ای به اندازه $1L \times 1L \times 1.5L$ به کار بردند. در این تحقیق سرعت اصطکاکی حدود $6.2 \times 10^{-3} \text{ (m/s)}$ است که بر این اساس $L = 62 \text{ m}$ می‌شود. بنابراین دامنه ما بر حسب مقیاس طول برابر است با $3.2L \times 3.2L \times 1.6L$ که در مقایسه با کارهای قبلی قابل قبول است. در دامنه‌ای به این وسعت به منظور ساده‌سازی، می‌توان از تغییرات توپوگرافی صرف‌نظر کرد و بستر آن را به صورت صاف با زبری سطح متناسب با بسترهای کم عمق ساحلی در خلیج فارس در نظر گرفت.

گرادیان‌ها و مقادیر اولیه دمای پتانسیل و شوری در EXP و A با توجه به نتایج عزیزپور و همکاران (۲۰۱۴) انتخاب شده‌اند. بر اساس این نتایج، در تابستان پهنای لایه چینه‌بندی بیشتر است و به 40 m می‌رسد (از -20 متر تا -60 متر). در اوت دما از 33.3° C تا 21° C و شوری از حدود 36.9 psu تا 39 psu در این لایه تغییر می‌کند. در پاییز پهنای لایه چینه‌بندی کمتر و حدود 20 متر است (از -50 m تا -70 m) و دما و شوری با آهنگ بیشتری نسبت به عمق تغییر می‌کنند. در نوامبر دما از 27.8° C به 23° C و شوری از 39.3 psu به 40.8 psu می‌رسد. بر این اساس دما و شوری اولیه و همچنین مقادیر اولیه گرادیان‌های قائم آنها در مدل‌سازی (جدول ۱)،

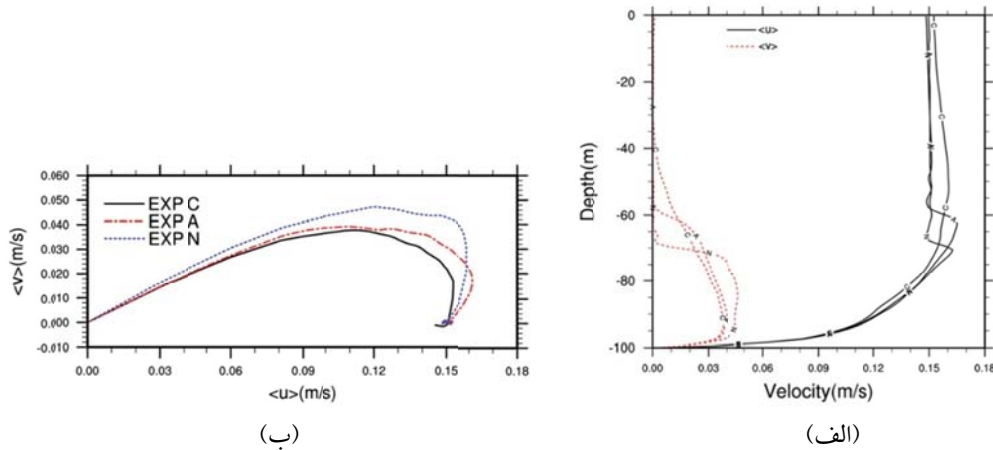
جدول ۱. تنظیمات مدل و شرایط اولیه.

نام آزمایش	$L_x \times L_y \times L_z$	$\Delta x \times \Delta y \times \Delta z$	دمای پتانسیل سطح (K)	شوری سطح (psu)	گرادیان دمای پتانسیل ($K m^{-1}$)	عمق گرادیان (m)	گرادیان شوری ($psu m^{-1}$)	سرعت زمینگرد $u_g (m s^{-1})$
EXP C	$200m \times 200m \times 100m$	$1m \times 1m \times 1m$	300	35	0	-	0	0.15
EXP A	$200m \times 200m \times 100m$	$1m \times 1m \times 1m$	306.3	36.9	0.30	-20 تا -60	0.6	0.15
EXP N	$200m \times 200m \times 100m$	$1m \times 1m \times 1m$	301.7	39.3	0.30	-50 تا -70	0.6	0.15

۳. نتایج

شکل ۲- الف نمایه قائم میانگین سرعت‌های افقی را برای هر سه آزمایش C، A و N را برای ساعت پایانی شبیه‌سازی (۴۸ ساعت) نمایش می‌دهد. در آزمایش C که در آن گرادیان قائم دما و شوری وجود ندارد سرعت افقی عمود بر جریان (v) به تدریج کاهش می‌یابد تا در عمق ۳۰ متری به صفر برسد. به‌طور قراردادی عمقی که در آن مؤلفه سرعت اکمن عمود بر جریان زمینگرد (در اینجا v) به صفر می‌رسد به‌عنوان عمق لایه اکمن تعریف می‌شود که در ادامه از این روش به‌عنوان روش قراردادی یاد می‌کنیم. با توجه به روش قراردادی عمق لایه اکمن در آزمایش C معادل ۷۰ متر است. درحالی‌که در آزمایش A و N که در آن گرادیان عمودی دما و شوری وجود دارد، (v) در مرز مشترک لایه آمیخته کف با لایه چینه‌بندی میانی به ترتیب در عمق $55m$ و $70m$ به صفر می‌رسد. بنابراین می‌توان گفت که چینه‌بندی پایدار مانع از نفوذ سرعت اکمن تلاطمی به لایه‌های بالاتر می‌شود و لایه اکمن تنها به لایه آمیخته خنثی کف محدود است. این نتایج با نتایجی که پیش‌ازاین پرلین و همکاران (۲۰۰۷) به‌دست آورده بودند، همخوانی دارد. توجه کنید که در هر سه آزمایش شیب کاهش سرعت زمینگرد (u) تقریباً یکسان است و می‌توان نتیجه گرفت که چینه‌بندی لایه بیرونی تأثیری بر تنش کف ندارد. برای (v) در ۵ متر پایینی که در آن سرعت‌های افقی از قانون لگاریتمی دیواره پیروی می‌کنند شرایط هر سه آزمایش یکسان است

و (v) با شیب یکسانی افزایش می‌یابد. اما هنگامی که بیشتر از ۵ متر از کف فاصله می‌گیریم روند کاهشی (v) آغاز می‌شود. در آزمایش‌های C و A مؤلفه (v) تقریباً به‌صورت خطی کاهش می‌یابد با این تفاوت که این کاهش خطی در آزمایش A در نزدیکی مرز بین لایه چینه‌بندی و لایه آمیخته تغییر می‌کند و (v) به‌صورت ناگهانی کاهش می‌یابد تا به صفر برسد ولی در آزمایش C روند کاهشی تقریباً تا عمق $40m$ ادامه دارد. در پاییز (آزمایش N) که ضخامت لایه آمیخته کف کمتر و چینه‌بندی پایدار قوی‌تر وجود دارد، شاهدیم که (v) بعد از لایه لگاریتمی از کف، تا عمق $70m$ متری تقریباً ثابت و بزرگی آن بیشتر از مقدار مشابه آن در آزمایش‌های C و A است؛ اما در نهایت با شیب بیشتری کاهش می‌یابد تا در مرز مشترک لایه چینه‌بندی و لایه آمیخته به صفر برسد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که چینه‌بندی قوی‌تر در آب‌های عمیق‌تر باعث پهن شدن ماریچ اکمن می‌شود. این موضوع را می‌توان در شکل ۲- ب که هودوگراف میانگین سرعت افقی برای سه آزمایش C، A و N در ساعت پایانی شبیه‌سازی را نشان می‌دهد، مشاهده کرد. همان‌طور که می‌بینیم هودوگراف آزمایش N نسبت به دو آزمایش دیگر پهن‌تر است. این موضوع پیش‌ازاین توسط کولمن و همکاران (۱۹۹۲)، پیش‌بینی شده بود. در غیاب چینه‌بندی (آزمایش C) هودوگراف سرعت به جواب نظری اکمن (اکمن، ۱۹۰۵) که در آن نیز دریا به‌صورت خنثی فرض شده بود، شبیه‌تر است.



شکل ۲. الف) نمایه قائم میانگین سرعت افقی برای سه آزمایش A, C, N که با برچسب روی خطوط مشخص شده‌اند. ب) هودوگراف میانگین سرعت افقی برای سه آزمایش A, C, N.

کوریولیس است. بزرگی سرعت اکمن در معادله (۱) به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$V = \sqrt{(u - u_g)^2 + v^2} = u_g \exp(-\pi z/H) \quad (۴)$$

اگر از معادله بالا لگاریتم بگیریم داریم:

$$\ln\left(\frac{V}{u_g}\right) = -\frac{\pi}{H} z \quad (۵)$$

بنابر این، H که نشان‌دهنده ضخامت لایه اکمن کف است را می‌توان از آهنگ کاهش عمودی سرعت اکمن به دست آورد.

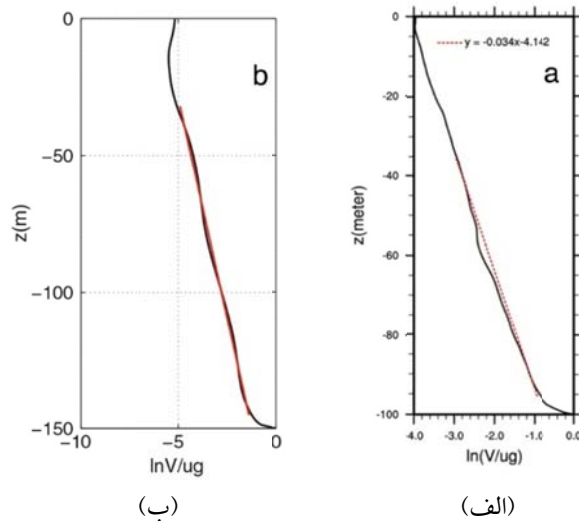
بر پایه جواب تحلیلی اکمن، مؤلفه‌های افقی جریان را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\begin{aligned} u &= u_g (1 - \exp(-\pi z/H) \cos(\pi z/H)) \\ v &= u_g \exp(-\pi z/H) \sin(\pi z/H) \end{aligned} \quad (۲)$$

که در آن u_g سرعت زمینگرد، z مختصات قائم و H عمق لایه اکمن است. H را می‌توان از رابطه زیر به دست آورد:

$$H = \pi \left(\frac{2A_z}{f}\right)^{1/2} \quad (۳)$$

که در آن A_z ویسکوزیته عمودی ادی و f پارامتر



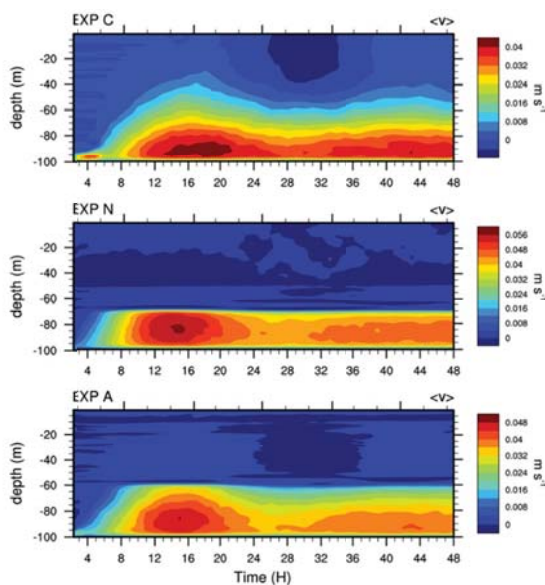
شکل ۳. نمایه قائم سرعت اکمن (الف) EXP C و (ب) برگرفته از واکاتا (۲۰۱۱).

این رفتار با دو مرحله تعمیق اولیه ناگهانی و رشد آرامی که فام و سرکار (۲۰۱۷) کشف کرده بودند، همخوانی دارد. هرچند از آنجا که مقدار بیشینه حدود ۱۷ ساعت پس از شروع شبیه‌سازی اتفاق می‌افتد و این زمان با یک دوره نوسان‌های اینرسی در منطقه خلیج فارس برابر است، می‌توان حدس زد که نوسان‌های لختی نیز می‌توانند در این موضوع نقش داشته باشند.

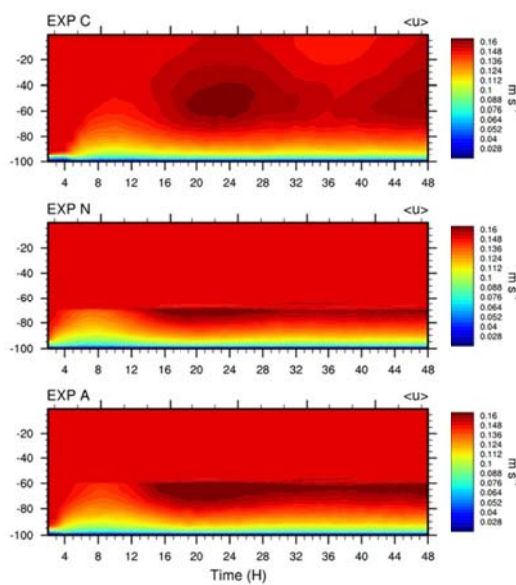
نکته قابل توجه در آزمایش‌های N و A محدود شدن سرعت اکمن، تنها به لایه آمیخته پایینی است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در کل زمان شبیه‌سازی جریان اکمن نمی‌تواند به لایه چینه‌بندی نفوذ کند. از آنجا که هیچ شار انرژی در پایین دامنه وجود ندارد و انرژی جنبشی تلاطمی تنها در ناحیه محدودی از دامنه عمودی مدل محصور شده است، مشاهده می‌کنیم که بیشینه بزرگی مؤلفه $\langle v \rangle$ در آزمایش N نسبت به A و در آزمایش A نسبت به C بیشتر است. بنابراین می‌توان پهن‌تر شدن ماریچ اکمن در حضور چینه‌بندی پایدار قوی‌تر را توجیه کرد. این موضوع قابل توجه است که هرچقدر چینه‌بندی قوی‌تر و ضخامت لایه آمیخته پایینی کمتر باشد، زمان کمتری برای ایجاد تلاطم نیاز می‌باشد.

شکل ۳-الف نمایه قائم اندازه سرعت اکمن برای آزمایش EXP C را نشان می‌دهد. خطوط نقطه‌چین بهترین خط تطبیقی بین عمق‌های ۳۵-متر و ۹۵-متر را نشان می‌دهد. همچنین معادله بهترین خط به صورت الصاقی در تصویر مشخص است. با توجه به معادله (۴) عمق لایه اکمن معادل $93/73$ متر به دست می‌آید. شکل مشابهی از نتایج واکاتا (۲۰۱۱) در شکل ۳-ب ارائه شده است. واکاتا دریایی به عمق ۱۵۰ متر با تفکیک شبکه عمودی $0/25$ متر با سرعت زمینگرد در جهت غرب در نظر گرفت. به‌رغم اختلاف حدود ۸ متر، نتایج این تحقیق با نتایج واکاتا (۲۰۱۱) مطابقت خوبی دارد و صحت نتایج تحقیق حاضر را تأیید می‌کند.

شکل ۴ نمایه قائم مؤلفه‌های میانگین سرعت افقی را برحسب زمان نشان می‌دهد. در آزمایش C پس از ۶ ساعت تلاطم آغاز می‌شود و عمق لایه آمیخته با آهنگ قابل توجهی افزایش می‌یابد. ۱۷ ساعت پس از شروع شبیه‌سازی ضخامت لایه اکمن کف به بیشینه مقدار خود می‌رسد و پس‌از آن کاهش این ضخامت را شاهدیم. مشاهده می‌شود در انتهای زمان شبیه‌سازی، لایه اکمن کف با آهنگ بسیار کمتری شروع به گسترش می‌کند.



(ب)



(الف)

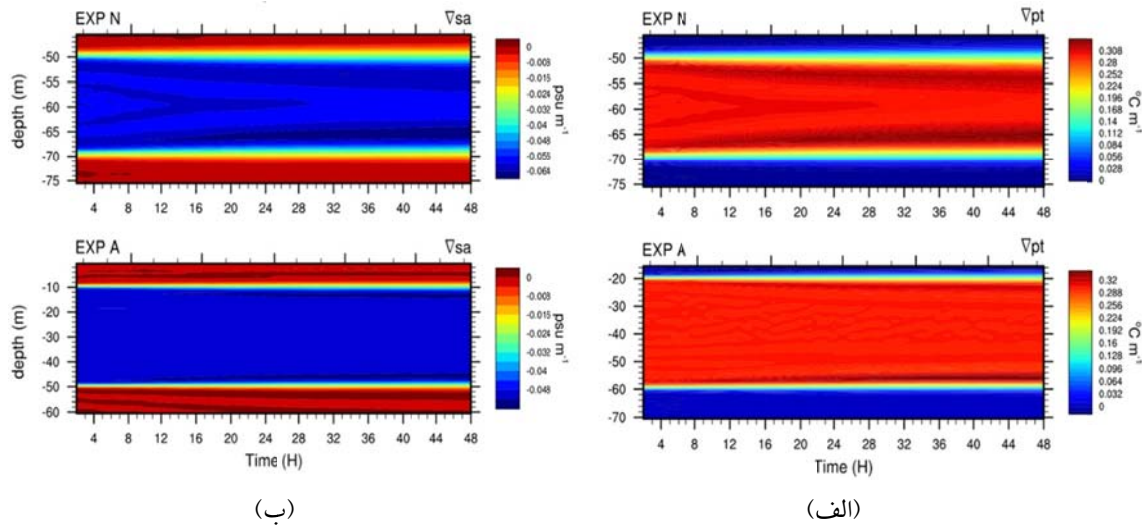
شکل ۴. نمایه قائم مؤلفه (الف) $\langle u \rangle$ و (ب) $\langle v \rangle$ میانگین سرعت افقی برحسب زمان برای سه آزمایش A، C و N.

گرادیان شوری اعداد منفی را نشان می‌دهد.

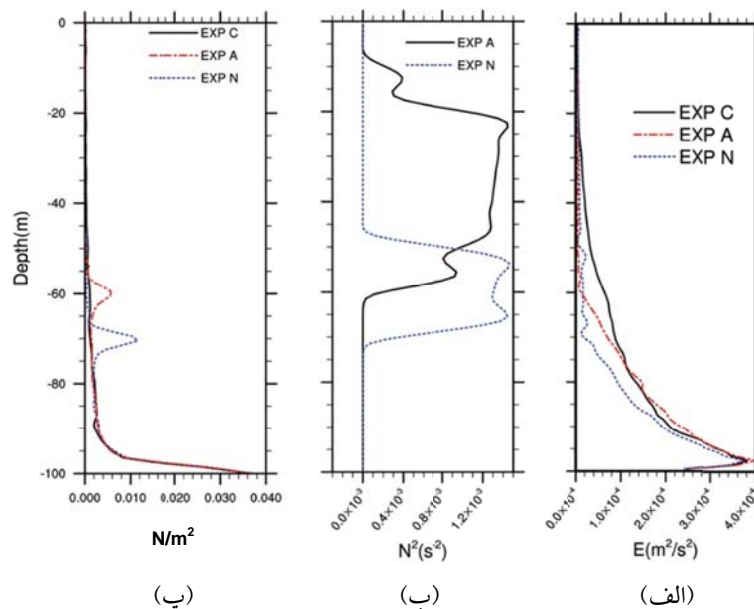
تیلور و سرکار (۲۰۰۸) این پیکنوکلاین‌ها را مشاهده کرده بودند. از آنجا که مرز پایینی و بالایی به صورت بی‌دررو در نظر گرفته شده است و شار گرمایی از کف و سطح وجود ندارد، بودجه گرمایی در لایه‌های آمیخته کف و سطح تقریباً پایسته است (پخش مولکولی قابل صرف نظر است). به همین خاطر وجود یک لایه پیکنوکلاین برای پایداری گرما لازم است.

شکل ۶-الف رفتار زمانی نمایه قائم انرژی جنبشی تلاطمی را برای هر سه آزمایش نشان می‌دهد. بیشینه انرژی جنبشی تلاطمی برای هر سه آزمایش یکسان است و می‌توان گفت که چینه‌بندی تأثیری روی انرژی جنبشی تلاطمی ندارد. مشابه آنچه در نمودار نمایه قائم مؤلفه‌های سرعت افقی دیدیم (شکل ۲-الف) در اینجا نیز انرژی جنبشی خارج از لایه لگاریتمی به بیشینه مقدار خود می‌رسد و پس از آن به تدریج کاهش می‌یابد؛ اما برخلاف سرعت افقی، آهنگ کاهش تقریباً ثابت است و در مرز مشترک لایه چینه‌بندی و لایه آمیخته، تغییر ناگهانی آهنگ کاهش دیده نمی‌شود. در این ناحیه ادی‌های بزرگ بیشترین میزان انرژی جنبشی را دارند.

شکل ۵-الف برش قائم دمای پتانسیل را در طول زمان شبیه‌سازی نمایش می‌دهد. در اینجا چون مقادیر مختصات عمودی Z به صورت اعداد منفی در نظر گرفته شده، گرادیان مثبت دمای پتانسیل نشان‌دهنده کاهش دما با افزایش عمق است. عمق لایه چینه‌بندی تا پایان زمان شبیه‌سازی ثابت می‌ماند و در نتیجه عمق لایه آمیخته نیز بدون تغییر است. در اینجا پایداری هیدروستاتیکی نسبتاً قوی که وجود دارد مانع از ایجاد حرکت‌های قائم تلاطمی می‌شود. از آنجا که حرکت‌های قائم با توجه به قانون بقای جرم با حرکت‌های افقی نیز همراه است، پایداری هیدروستاتیکی موجود باعث می‌شود به صورت جریان‌های تلاطمی در سه بعد کاهش یابد. به عبارتی دیگر در اینجا با عدد ریچاردسون بسیار بزرگی مواجه می‌باشیم. این موضوع که با گذشت زمان دو لایه با گرادیان دمای پتانسیل مثبت که با رنگ‌های قرمز تیره مشخص است در بالا و پایین لایه چینه‌بندی شکل می‌گیرد، قابل مشاهده می‌باشد. با افزایش زمان ضخامت این لایه‌های افزایش می‌یابد. مشابه این لایه‌ها در نمودار مربوط به شوری (شکل ۵-ب) با رنگ آبی تیره نیز مشاهده می‌شود. با این تفاوت که در اینجا چون شوری با عمق افزایش می‌یابد،



شکل ۵. نمایه قائم گرادیان قائم (الف) دمای پتانسیل و (ب) شوری برحسب زمان برای دو آزمایش N و A. تصاویر به گونه‌ای رسم شده‌اند که تنها لایه چینه‌بندی را نمایش دهند (به عمق‌ها دقت کنید).



شکل ۶. نمایه قائم (الف) انرژی جنبشی تلاطمی، (ب) بسامد شناوری و (پ) تنش برشی در زمان ۴۸ ساعت.

۴. نتیجه گیری

در این تحقیق با استفاده از مدل شبیه‌سازی پیچک بزرگ موازی‌سازی شده (PALM) به مطالعه ویژگی‌های تلاطمی لایه آمیخته کف خلیج فارس در تابستان و پاییز پرداخته‌ایم. برای آنکه تأثیر چینه‌بندی و گرادیان دما و شوری روی ویژگی‌های تلاطمی لایه آمیخته کف را مطالعه کنیم، یک آزمایش مرجع بدون چینه‌بندی و دو آزمایش دیگر متناسب با شرایط تابستان و پاییز خلیج فارس با توجه به داده‌های میدانی طراحی کردیم. زمان شبیه‌سازی ۴۸ ساعت در نظر گرفته شد تا نوسان‌های لختی که با دوره تقریباً ۱۷ ساعته در منطقه خلیج فارس رخ می‌دهند روی نتایج تأثیرگذار نباشند. نتایج نشان داد هنگامی که چینه‌بندی در خلیج فارس قوی باشد، لایه اکمن تنها به لایه آمیخته کف محدود می‌شود و سرعت‌های اکمن نمی‌توانند به لایه‌های بالایی نفوذ کنند. همچنین در پاییز که چینه‌بندی قوی‌تر است مارپیچ اکمن پهن‌تر و بزرگی مؤلفه سرعت عمود بر جریان زمینگرد بیشتر می‌شود.

نشان داده شد که اگر شار گرمایی در کف یا سطح وجود نداشته باشد، با گذر زمان در مرز بین لایه چینه‌بندی و لایه

شکل ۶-ب نمایه قائم بسامد شناوری را نشان می‌دهد. در این نمودار، شکل‌گیری لایه‌های پیکنوکلاین شدید در مرزهای بالایی و پایینی لایه چینه‌بندی شده به صورت قله‌های متمایز مشهود است. همان‌طور که پیش‌ازین نیز گفته شد، وجود این پیکنوکلاین‌ها باعث می‌شود که چینه‌بندی و در نتیجه پایداری شار قوی‌تر شود و اجازه نفوذ تلاطم به لایه‌های بالایی را ندهد. در آزمایش N که گرادیان دما و شوری در عمق‌های یکسانی رخ می‌دهد و ضخامت لایه چینه‌بندی کمتر (چینه‌بندی قوی‌تر) است، ارتفاع این قله‌ها بیشتر می‌باشد. در آزمایش A در هر کدام از مرزهای بالایی و پایینی لایه چینه‌بندی دو قله بزرگ و کوچک نمایان است. قله بزرگ مربوط به گرادیان دما و قله کوچک‌تر مربوط به گرادیان شوری است. تنش برشی در شکل ۶-پ نشان داده شده است. همان‌طور که انتظار می‌رود هر چقدر به کف نزدیک‌تر می‌شویم، تنش برشی بیشتر می‌شود؛ اما در مرزهای پایینی لایه‌های چینه‌بندی آزمایش‌های N و A نیز دو قله مشاهده می‌شود. این قله‌ها مربوط به نقاطی است که در مجاورت پیکنوکلاین‌های شدید، اختلاف سرعت و در نتیجه تنش برشی میان لایه‌های شار به وجود می‌آید.

که می‌توان با در نظر گرفتن تغییرات روزانه آنها نتایج را به واقعیت نزدیک‌تر کرد. می‌توان در تحقیقات آتی با تغییر دادن اندازه و جهت سرعت جریان و در نظر گرفتن جریان‌های ناشی از باد و کشندی نتایج دقیق‌تری به دست آورد.

مراجع

محمدی، ف.، حسن‌زاده، ا. و فرمان‌آرا، م. ۱۳۹۴، ویژگی‌های فیزیکی لایه آمیخته اقیانوسی در خلیج فارس با استفاده از مدل PALM و شبیه‌سازی ادی‌های بزرگ، paper presented at the LES سومین کنفرانس بین‌المللی اقیانوس‌شناسی خلیج فارس.

Azizpour, J., Chegini, V., Khosravi, M. and Einali, A., 2014, 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*, 5(18), 37-48. Coleman, G. N., Ferziger, J., Spalart, P., 1990, A numerical study of the turbulent Ekman layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 213, 313-348. Coleman, G., Ferziger, J. and Spalart, P., 1992, Direct simulation of the stably stratified turbulent Ekman layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 244, 677-712. Deusebio, E., Brethouwer, G., Schlatter, P. and Lindborg, E., 2014, A numerical study of the unstratified and stratified Ekman layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 755, 672-704. Ekman, V. W., 1905, On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat. Astron. Fys.*, 2, 1-53. Esau, I., 2014, Indirect air-sea interactions simulated with a coupled turbulence-resolving model. *Ocean Dynamics*, 64(5), 689-705. Maronga, B., Gryscha, M., Heinze, R., Hoffmann, F., Kanani-Sühring, F., Keck, M. and Raasch, S., 2015, 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(2), 1539-1637. Noh, Y., Cheon, W. G. and Raasch, S., 2003, The role of preconditioning in the evolution of open-ocean deep convection. *Journal of Physical Oceanography*, 33(6), 1145-1166. Noh, Y., Min, H. S. and Raasch, S., 2004, Large eddy simulation of the ocean mixed layer: The

آمیخته، یک لایه پیکنوکلاین شدید به وجود می‌آید که باعث افزایش پایداری شاره و در نتیجه مانع نفوذ جریان‌های تلاطمی می‌شود. نتیجه گرفته شد که چینه‌بندی تأثیری روی انرژی جنبشی تلاطمی و تنش کف ندارد؛ اما باعث می‌شود که تلاطم سریع‌تر شکل بگیرد. همچنین مشاهده شد که در مرز بین لایه چینه‌بندی و لایه آمیخته تنش برشی افزایش می‌یابد. در این تحقیق دامنه به صورت بی‌دررو فرض شد و هیچ شار گرمایی از مرزها وارد دامنه نشد و با توجه به اینکه شار گرمایی و میزان تبخیر در منطقه خلیج فارس قابل توجه است، یک محدودیت برای تحقیق کنونی به حساب می‌آید. دما و شوری اولیه و گرادیان آنها در زمان شبیه‌سازی ثابت در نظر گرفته شد

effects of wave breaking and Langmuir circulation. *Journal of Physical Oceanography*, 34(4), 720-735. Noh, Y., Kang, I., Herold, M. and Raasch, S., 2006, Large eddy simulation of particle settling in the ocean mixed layer. *Physics of Fluids (1994-present)*, 18(8), 085109. Noh, Y., Goh, G., Raasch, S. and Gryscha, M., 2009, Formation of a diurnal thermocline in the ocean mixed layer simulated by LES. *Journal of Physical Oceanography*, 39(5), 1244-1257. Noh, Y., Goh, G. and Raasch, S., 2010, Examination of the mixed layer deepening process during convection using LES. *Journal of Physical Oceanography*, 40(9), 2189-2195. Noh, Y., Lee, E., Kim, D. H., Hong, S. Y., Kim, M. J. and Ou, M. L., 2011, Prediction of the diurnal warming of sea surface temperature using an atmosphere-ocean mixed layer coupled model. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)*, 116(C11). Perlin, A., Moum, J., Klymak, J., Levine, M., Boyd, T. and Kosro, P., 2007, Organization of stratification, turbulence, and veering in bottom Ekman layers. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C5). Pham, H. and Sarkar, S., 2017, Turbulent entrainment in a strongly stratified barrier layer. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. Raasch, S. and Etling, D., 1998, Modeling Deep Ocean Convection: Large Eddy Simulation in Comparison with Laboratory Experiments. *Journal of Physical Oceanography*, 28(9), 1786-1802. doi:10.1175/1520-0485(1998)028<1786:MDOCLE>2.0.CO;2

- Raasch, S. and Schröter, M., 2001, PALM—a large-eddy simulation model performing on massively parallel computers. *Meteorologische Zeitschrift*, 10(5), 363-372 .
- Reynolds, R. M., 1993, Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman—Results from the Mt Mitchell expedition. *Marine Pollution Bulletin*, 27, 35-59 .
- Saiki, E. M., Moeng, C.-H. and Sullivan, P. P., 2000, Large-eddy simulation of the stably stratified planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 95(1), 1-30 .
- Skyllingstad, E., Duncombe, J. and Samelson, R., 2016, Large-eddy Simulation of Ekman Layer Instabilities in the Ocean Mixed Layer: Comparison with Theory. Paper presented at the AGU Fall Meeting Abstracts.
- Swift, S. A. and Bower, A. S., 2003, Formation and circulation of dense water in the Persian/Arabian Gulf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C1) .
- Taylor, J. R. and Sarkar, S., 2008, Stratification effects in a bottom Ekman layer. *Journal of Physical oceanography*, 38(11), 2535-2555 .
- Thoppil, P. G. and Hogan, P. J., 2010, A modeling study of circulation and eddies in the Persian Gulf. *Journal of Physical oceanography*, 40(9), 2122-2134 .
- Wakata, Y., 2011, Dependence of seafloor boundary layer thickness on the overlying flow direction: a large eddy simulation study. *Journal of oceanography*, 67(5), 667-673 .
- Wakata, Y., 2013, Some properties of tidal currents estimated from analytical and LES simulation studies. *Journal of oceanography*, 69(6), 737-751 .
- Wakata, Y., Endoh, T. and Yoshikawa, Y., 2017, LES study of near-seabed tide-induced turbulence in the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 145, 21-31 .
- Wicker, L. J. and Skamarock, W. C., 2002, Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes. *Monthly Weather Review*, 130(8), 2088-2097 .
- Zikanov, O., Slinn, D. N. and Dhanak, M. R., 2003, Large-eddy simulations of the wind-induced turbulent Ekman layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 495, 343-368.

Study of the Turbulence Characteristics of the Bottom Ekman Layer in the Persian Gulf using Large Eddy Simulation Approach

Farmanara, M.¹, Malakooti, H.^{2*} and Hassanzadeh, S.³

1. Ph.D. Student, Department of Marine and Atmospheric Science (non-Biologic), Faculty of Marine Science and Technology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran
2. Associate Professor, Department of Marine and Atmospheric Science (non-Biologic), Faculty of marine science and technology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran
3. Professor, Department of Physics, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

(Received: 13 Jan 2018, Accepted: 25 Sep 2018)

Summary

In this study, the turbulent properties of the bottom Ekman layer of the Persian Gulf is studied, using a Parallelized Large-Eddy Simulation Model (PALM). Three numerical experiments were carried out with emphasis on stratification effects. A reference experiments (EXP C) without vertical gradients of the potential temperature and salinity and two experiments with vertical gradient of the potential temperature and salinity. The initial values of the surface potential temperature and salinity and their vertical gradients, provided from in situ data, were chosen according to August (EXP A) and November (EXP N) condition of the Persian Gulf. The eastern part of the Iranian coastal area of the Persian Gulf near the Hormuz Strait was chosen because there is a considerable western current during the year in this area. Also, the sea is deep enough to observe a distinctive pycnocline layer which separates surface and bottom mixed layer. The domain size is $200\text{m} \times 200\text{m} \times 100\text{m}$ in x, y and z directions respectively. A pycnocline layer with 40m and 20m deep was considered for August and November, respectively. A Geostrophic current with 0.15m s^{-1} speed is supposed to flow in x direction over the rough sea bed. The bottom boundary condition of the momentum flux was set to Dirichlet in order to create a no-slip condition at the sea bed. The simulations were carried out for 48h to include at least two inertial periods and avoid inertial oscillations. The results showed that the stratification limits the bottom Ekman layer depth and it does not grow with time. While in EXP C, where the fluid is neutral, a rapid growth of the bottom Ekman layer is obvious during the first 20h and its maximum depth reaches 60m. The Ekman cross-stream current component cannot entrain into pycnocline layer and it vanished at the bottom of the pycnocline layer. In autumn in which the pycnocline layer is thinner, the Ekman spiral is broadened and the magnitude of the Ekman cross-stream current component is 25% larger in compare to summer. The maximum value of the Ekman cross-stream current component is about 0.04m s^{-1} in EXP C and EXP A while it is about 0.05m s^{-1} in EXP N. The hodograph of the horizontal velocity in EXP C is more similar to Ekman theoretical solution. The stream-wise component of the horizontal velocity decrease with the same rate near the sea bed in all experiments which implies that the stratification does not have much effect on bottom stress. It is concluded that when an intense pycnocline exists and the bottom mixed layer is thin, less time is needed to trigger the turbulence. The bulk turbulent kinetic energy in all experiments is the same. Since the bottom boundary is assumed adiabatic and there is no heat flux from the bottom, the heat budget in the neutral BBL is approximately conserved (molecular diffusion is not considerable compared). Then a pycnocline is necessary to maintain heat conservation after the formation of a mixed layer. These intensified pycnocline can be observed as distinctive peaks in vertical profiles of the buoyancy frequencies near the top and bottom of the stratified layer. The thickness of the intensified pycnocline grows with time and at the end of simulation reaches about few meters. These intensified pycnocline layers in November is thicker than that of August. Also at the bottom interface of the stratified, the shear stress increases.

Keywords: Ekman layer, Bottom Mixed layer, Large Eddy Simulation, PALM model, Persian Gulf.

* Corresponding author:

malakooti@hormozgan.ac.ir