

\*

-۳

در این مطالعه جریانهای ناشی از کشند (Tidal currents) با به کار بردن یک مدل عددی سه بعدی مبتنی بر معادلات مقدم، در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما شبیه سازی گردید. برای حل معادلات مدل از روش تفاضل متناهی استفاده گردید. یک حوضه فرضی دو لایه اقیانوسی برای این شبیه سازی در نظر گرفته شد. این حوضه که در بین عرضهای جغرافیایی ۲۶ تا ۳۰/۵ درجه شمالی و طولهای جغرافیایی ۴۷/۵ تا ۵۶/۵ درجه شرقی محدود شده است، دارای کف تراز بوده و میانگین عمق آن ۱۲۰m می باشد. تابع نیروی کشندی به شکل نوسانات سطح تراز آب دریا در مرز شرقی به محیط اعمال گردید.

مدل برای تعیین عکس العمل حوضه نسبت به نیروی کشندی اعمال شده، در قالب شبیه سازی عددی، مورد استفاده قرار گرفت. نتایج این شبیه سازیها به شکل پیش بینی میدانهای چگالی، دما، شوری، جریان افقی، سرعت قائم، تمایل فشار کف، تغییرات سطح تراز آب و ژئوپتانسیل برای هر دو لایه، نمایش داده شدند.

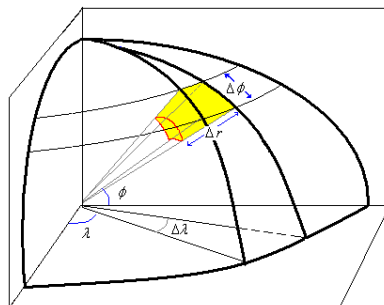
: شبیه سازی عددی، جریانهای کشندی، مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما.

آماري، روشهای نجومی و مدلهای عددی می باشند. روشهای نجومی به دلیل عدم در نظر گرفتن عوامل غیرکشندی در پیش بینی تراز آب دریا و جریانهای کشندی و همچنین روشهای آماری به دلیل نبود دیده بانهای کافی که بتوان به صحت و دقت آنها نیز یقین داشت، دارای محدودیتهای بیشتری نسبت به مدلهای عددی می باشند [۲]. امروزه در سراسر دنیا به طور عمده از مدلهای عددی با دقتهای قابل قبول و بالایی برای پیش بینی کشند و جریانهای کشندی استفاده می گردد.

کشندها یکی از حرکات تناوبی آبهای اقیانوسی اند که به دلیل چرخش ماه و زمین و به وسیله تغییرات نیروی جاذبه ماه و خورشید به وجود می آیند. بالا آمدن و پایین رفتن قائم سطح آب دریا بر اثر نیروی گرانش ماه و خورشید را کشند گفته و حرکت افقی ناشی از این بالا و پایین رفتن را جریان کشندی می گویند [۱]. تاکنون روشهای مختلفی برای پیش بینی جریانهای ناشی از کشند معرفی شده اند. از جمله متداولترین این روشها، مدلهای

دلیل بر این ادعا، این می‌تواند باشد که کشند در محیطهای با چینه‌بندی چگالی- محیطهای چندلایه- جریان چگال‌گرای ایجاد می‌کند. حال آنکه در محیطهای با چگالی یکنواخت این جریانها، فشارگرای می‌باشند [۴]. از آنجایی که در اغلب مدل‌های دوبعدی، به دلیل استفاده از معادلات آبهای کم عمق، عمدتاً چگالی محیط یکنواخت در نظر گرفته می‌شود، این مدلها به نسبت مدل‌های سه بعدی با در نظر گرفتن چندین لایه قابل تفکیک از نظر چگالی، دارای دقت‌های پایتتری‌اند. در این مطالعه نشان داده می‌شود که کشند علاوه بر ایجاد نوسانات سطح آب در محیط و ایجاد جریان، تأثیر بسزایی در میزان انتشار دما، شوری و چگالی محیط خواهد داشت و در واقع کشند سبب می‌شود این انتشارها با سرعت بیشتری صورت بگیرند.

در این مطالعه از دستگاه مختصات کروی زمین استفاده گردید. نمایی از یک جزء حجمی در این دستگاه را در شکل ۱ مشاهده می‌کنید.



نمایش یک جزء حجمی در دستگاه مختصات کروی زمین

مدلهای عددی نیز متناسب با اهداف مطالعه می‌توانند به شکل دو بعدی یا سه بعدی طراحی گردند. همچنین با ظهور رایانه‌های جدید با ظرفیتهای محاسباتی بالا امروزه مدل‌های عددی از روشهای متنوعی برای حل عددی معادلات حاکم بر کشند بهره می‌جویند [۳]. از جمله مدل‌های عددی ارائه شده در زمینه کشند می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

خالقی زواره (۱۹۹۲) یک مدل غیرخطی باروتروپیک دوبعدی را برای بررسی جریانها از جمله جریانهای ناشی از کشند در خلیج فارس، طراحی کرد. در سال ۱۹۹۴ زمانیان، یک مدل سه بعدی مبتنی بر معادلات مقدم را برای بررسی جریانها از جمله جریانهای کشندی در خلیج فارس ارائه کرد. همچنین تیونبر و همکاران (۲۰۰۰) یک مدل دوبعدی را به منظور پیش‌بینی جریانهای ناشی از کشند در خلیج فارس طراحی کردند. در خارج از کشور نیز افراد مختلفی با استفاده از مدل‌های دوبعدی و سه بعدی به بررسی پویاشناسی کشند و پیش‌بینی جریانات کشندی پرداخته‌اند. از جمله این مدلها می‌توان به مدل سه بعدی گوآ و یاناگی (۱۹۹۸) برای دریای چین شرقی، مدل سه بعدی برلینگ (۲۰۰۱) برای بندر شارک و مدل دوبعدی حراری (۲۰۰۳) برای بندر سانتوز برزیل اشاره کرد. مطالعات انجام شده بیانگر آن است که استفاده از مدل‌های سه بعدی برای بررسی جریانات کشندی دارای دقت‌های بیشتری نسبت به مدل‌های دو بعدی می‌باشند [۲]. مهمترین

بایستی شامل جمله‌های پوشی لازم در هر منطقه و دقت مناسب برای هر لایه و در مرزها باشد. ترکیب معادلات پویایی و گرما پوشی [7]، همچنین معادلات کمکی [4] مورد نیاز برای مدل به ترتیب زیر برای این مطالعه در نظر گرفته شدند که تمام این معادلات در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما بازنویسی شدند.

۱- معادله مؤلفه شرق سوی معادله حرکت ۲- معادله مؤلفه شمال سوی معادله حرکت ۳- معادله مربوط به دما ۴- معادله مربوط به رسانایی گرمایی ۵- معادله مربوط به شوری ۶- معادله ایستایی ۷- معادله محاسبه ژئوپتانسیل ۸- معادله پیوستگی ۹- معادله تمایل فشار کف ۱۰- معادله محاسبه معرف سرعت قائم ۱۱- معادله محاسبه  $r$  و ۱۲- معادله حالت برای آب دریا [۸].

محیطی که برای شبیه‌سازی عددی جریانات ناشی از کشند در نظر گرفته شد، یک محیط مستطیلی شکل با کف تراز به عمق ۱۲۰m بود و شرایط جغرافیایی آن مشابه با شرایط جغرافیایی خلیج فارس انتخاب گردید. این محیط دارای دو لایه با چگالیهای متفاوت می‌باشد.

در این مطالعه، به منظور حل عددی معادلات حاکم ذکر شده در بخش قبل، محیط مورد مطالعه با استفاده از شبکه آراکاوای C تعدیل یافته شبکه بندی گردید. برای حل عددی معادلات حاکم از روش تفاضل منتهای استفاده گردید [۹]. به این ترتیب که برای گسسته‌سازی جملات فرارفتی از طرح‌واره دوگامی لکس- وندروف و برای جملات انتشاری از طرح‌واره دوفورت-فرانکل استفاده شد [۱۰]. نمایه قائم محیط مورد مطالعه و شبکه آراکاوای C تعدیل یافته را در ذیل مشاهده می‌کنید (شکل‌های ۲ و ۳).

به منظور اینکه مدل حاضر بتواند در مراحل عملیاتی کردن هرگونه کف ناتراز را به عنوان پستی و بلندی واقعی بستر محیط‌های اقیانوسی بپذیرد و با توجه به این نکته که مدل مورد استفاده ما دو لایه است، استفاده از  $r$  به عنوان آرایه قائم در دستگاه مختصات کروی زمین مشکل‌ساز است. برای رفع این مشکل، از آرایه قائم دیگری استفاده شد تا اینکه بتوانیم در تمام محیط اقیانوسی، تعداد لایه‌های یکسانی داشته باشیم. این آرایه، آرایه قائم سیگما می‌باشد. استفاده از آرایه قائمی مانند سیگما که آن را با  $\sigma$  نشان می‌دهیم، هنگامی امکان‌پذیر است که یک تناظر یک به یک بین آرایه قائم  $r$  و آرایه قائم  $\sigma$  برقرار باشد. این تناظر یک به یک تضمین می‌کند که بتوان این تغییر را انجام داد [۴، ۵، ۶].

تعریف آرایه قائم استفاده شده، همچنین تبدیلات لازم برای تبدیل مشتقات افقی و قائم از آرایه  $r$  به  $\sigma$  به شکل زیر می‌باشد [۴]:

$$\sigma = \frac{p - p_A}{p_b - p_A} \quad (1)$$

(۲)

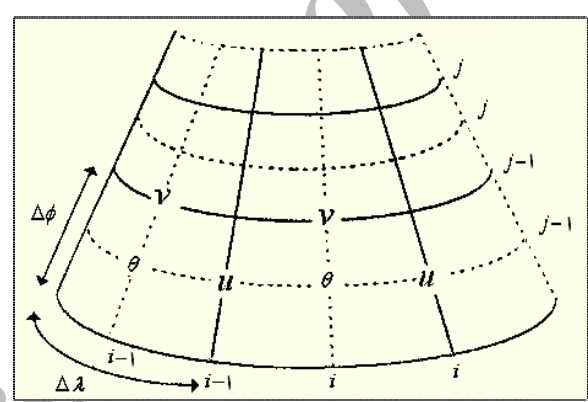
$$\begin{cases} \left( \frac{\partial \dots}{\partial \lambda} \right)_r = \left( \frac{\partial \dots}{\partial \lambda} \right)_\sigma + \frac{\rho}{p_b - p_A} \frac{\partial \dots}{\partial \sigma} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_\sigma \\ \left( \frac{\partial \dots}{\partial \phi} \right)_r = \left( \frac{\partial \dots}{\partial \phi} \right)_\sigma + \frac{\rho}{p_b - p_A} \frac{\partial \dots}{\partial \sigma} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right)_\sigma \\ \left( \frac{\partial \dots}{\partial r} \right)_r = - \frac{\rho g}{p_b - p_A} \left( \frac{\partial \dots}{\partial \sigma} \right)_\sigma \end{cases}$$

که در آن  $\sigma$  آرایه قائم؛  $p$  فشار؛  $p_b$  فشار کف و  $\Phi$  ژئوپتانسیل در هر نقطه از محیط اقیانوسی می‌باشد.

برای اینکه یک مدل اقیانوسی چگال‌گرای بتواند نسبت به آثار نیروی کشندی و تغییرات چگالی حساسیت خوبی نشان بدهد

$\sigma$			
۰/۰	-----		۱
۰/۲۵	-----	$p_l \rho_l T_l s_l u_l v_l \mathbf{V}_l \Phi_l$	۲
۰/۵	-----	$\dot{\sigma}$	۳
۰/۷۵	-----	$p_r \rho_r T_r s_r u_r v_r \mathbf{V}_r \Phi_r$	۴
۱/۰	-----	$P_b$	۵

نمایی از برش قائم محیط برای نمایش ترازها



نمای افقی شبکه آراکاو C تعدیل یافته

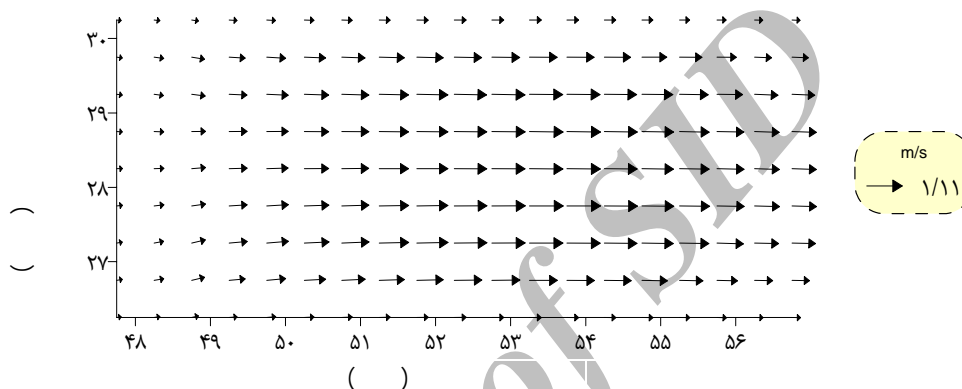
فرض بسته بودن مرزها به جز مرز شرقی، تعیین گردید. در حالت آغازین فرض می‌شود که لایه فوقانی دارای شوری ۳۸psu و دمای ۲۷°C، همچنین لایه دوم دارای شوری ۳۸psu و دمای ۱۷°C می‌باشد. به عنوان نمونه به پیش‌بینی برخی از میدانهای یاد شده که در شکل‌های شماره ۴ تا ۹ نمایش داده شده‌اند، توجه کنید:

در این مطالعه تابع نیروی کشندی به شکل نوسانات ده روزه سطح تراز آب دریا در تنگه هرمز که به وسیله سازمان نقشه‌برداری کشور ثبت گردیده است، از طریق مرز شرقی به محیط اعمال شد. سپس عکس‌العمل محیط به نیروی اعمال شده در قالب پیش‌بینی میدانهای جریان، سرعت قائم، تمایل فشار کف، تغییرات سطح تراز آب، ژئوپتانسیل، چگالی، دما و شوری، با

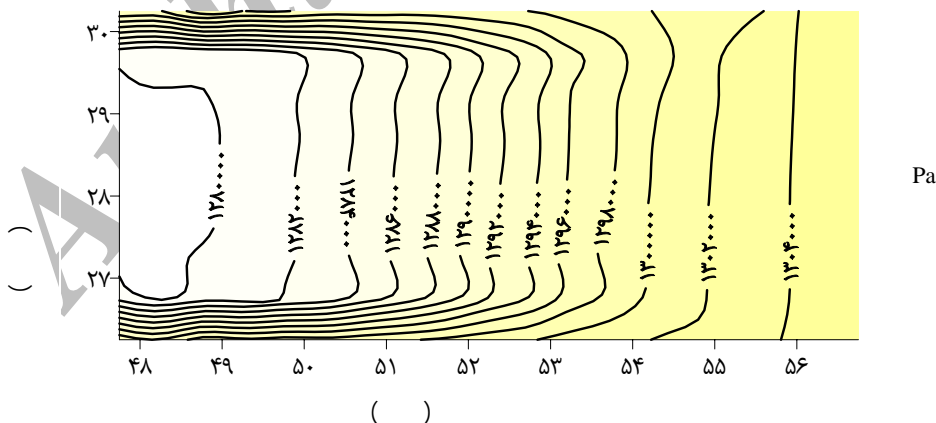
در لایه اول  $1/11 \text{ m/s}$  می باشد درحالی که این مقدار در لایه دوم به  $0/6 \text{ m/s}$  می رسد.

در شکل ۵، پیش بینی میدان فشار کف را ملاحظه می کنید. به دلیل وقوع فراکشند در مرز شرقی و بالارفتن تراز آب در این مرز، فشار کف در این منطقه به نسبت بقیه نقاط محیط بالاتر است.

در شکل ۴ میدان جریان ناشی از کشند را به هنگامی که در مرکز محیط، فروکشند درحال وقوع است و از مرز شرقی فراکشند درحال شروع است، مشاهده می گردد. به همین دلیل واگرایی سرعت جریان در مرز غربی و همگرایی خفیف آن در مرز شرقی مشهود است. حداکثر تندی جریان



میدان جریان ناشی از اعمال نیروی کشند در مرز شرقی، در لایه اول پس از ۶۴ ساعت بیشینه تندی جریان  $1/11 \text{ m/s}$  می باشد. مرز شرقی باز و بقیه مرزها بسته می باشند.

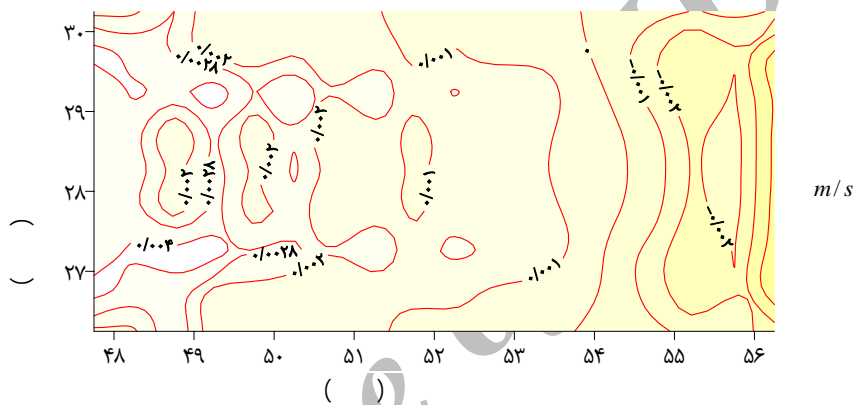


میدان فشار کف ناشی از اعمال نیروی کشند در مرز شرقی، پس از ۶۴ ساعت بیشینه فشار کف در محیط  $1,304,000 \text{ Pa}$  می باشد. مرز شرقی باز و بقیه مرزها بسته اند.

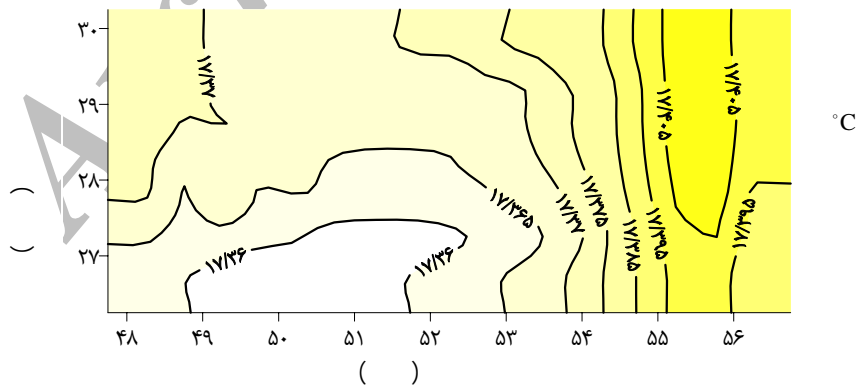
داشته باشیم، واگرایی سرعت در راستای قائم را خواهیم داشت.

شکل ۷، الگوی افقی میدان دما را نشان می‌دهد. عدم یکنواختی در این الگو، به دلیل برابر نبودن شیب برداری سرعت جریان افقی می‌باشد. انتشار افقی دما، با شیب برداری افقی سرعت متناسب است و هر کجا این شیب برداری قویتر باشد میزان انتشار افقی دما نیز سریعتر خواهد بود [۴، ۱۱، ۱۲].

شکل ۶ نمایانگر میدان سرعت قائم در محیط می‌باشد. چنانچه از میدان جریان افقی (شکل ۴) معلوم است در مرز غربی، واگرایی افقی جریان را داریم. این امر مستلزم آن است که با توجه به معادله پیوستگی، واگرایی فوق با یک همگرایی در راستای قائم همراه باشد. همین مسأله در شکل زیر کاملاً مشهود است. همچنین هر جا که همگرایی افقی سرعت را



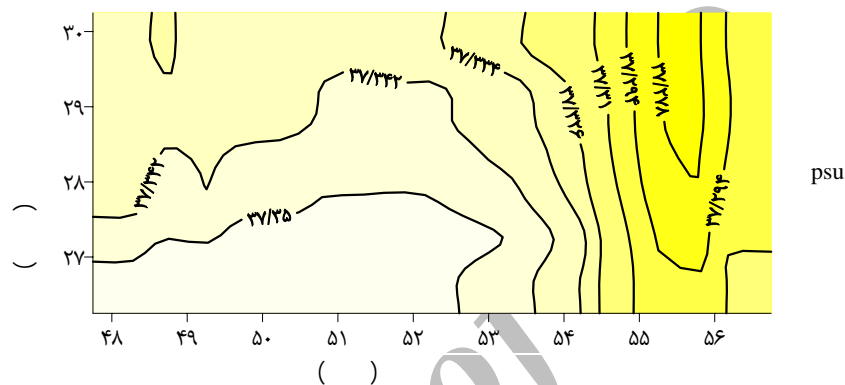
میدان سرعت قائم ناشی از اعمال نیروی کشند در مرز شرقی، پس از ۶۴ ساعت مرز شرقی باز و بقیه مرزها بسته‌اند. بیشینه سرعت  $0.004$  و کمینه آن  $-0.008 \text{ m/s}$  می‌باشد.



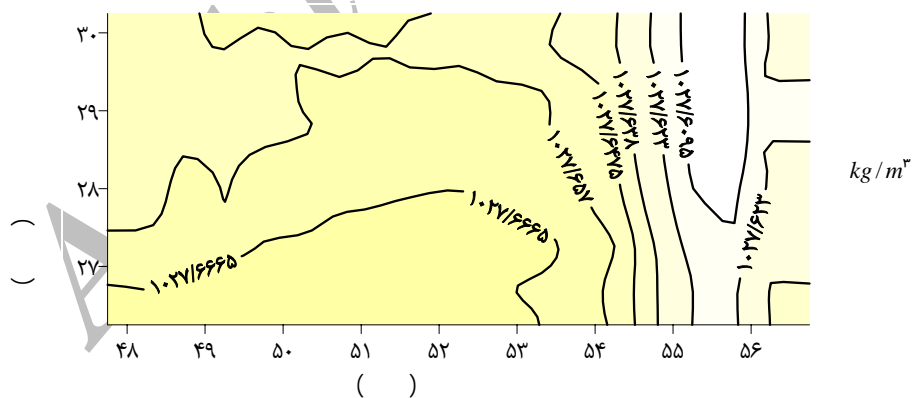
میدان دمای ناشی از اعمال نیروی کشند در مرز شرقی، در لایه دوّم پس از ۶۴ ساعت بیشینه دما  $17.41^\circ\text{C}$  می‌باشد. مرز شرقی باز و بقیه مرزها بسته‌اند.

در نهایت شکل شماره ۹، میدان افقی چگالی را در لایه دوم نشان می‌دهد. این الگو چنانکه از شکل‌های ۵، ۷ و ۸ پیداست، متناسب با میدانهای دما، شوری و فشار می‌باشد. یعنی هر نقطه از محیط که دارای شوری بالاتر، دمای پایتتر و فشار بالاتری باشد، چگالی در آن نقطه از محیط نیز بالاتر است.

شکل ۸، الگوی افقی میدان شوری را نشان می‌دهد. عدم یکنواختی در این الگو نیز مرتبط با شیب‌برداری سرعت جریان افقی می‌باشد. انتشار افقی شوری، با شیب‌برداری افقی سرعت متناسب است و هر کجا این شیب‌برداری قویتر باشد انتشار افقی شوری نیز با آهنگ سریعتری رخ خواهد داد [۴، ۱۱، ۱۲].



میدان شوری ناشی از اعمال نیروی کشند در مرز شرقی، در لایه دوم پس از ۶۴ ساعت بیشینه شوری ۳۷/۳۴۲ psu می‌باشد. مرز شرقی باز و بقیه مرزها بسته‌اند.



میدان چگالی ناشی از اعمال نیروی کشند در مرز شرقی، در لایه دوم پس از ۶۴ ساعت بیشینه چگالی  $1.027/6666 \text{ kgm}^{-3}$  می‌باشد. مرز شرقی باز و بقیه مرزها بسته می‌باشند.

تحت تأثیر قرار می‌گیرد [۱۳] و انحراف از ترازمندی ایستای این لایه کمتر از لایه بالایی است و به همین نسبت سرعت جریان ایجاد شده در این لایه کمتر است. از طرفی دیگر اصطکاک بستری نیز این امر را تشدید می‌کند و از آنجاکه بستر محیط به عنوان یک مرز سخت عمل می‌کند و در بالای بستر سرعت جریان در هر دو راستای شرق سوی و شمال سوی برابر با صفر است، در نزدیکی بستر، جریان در لایه دوم با یک عامل کند کننده روبه‌رو می‌گردد و به همین دلیل نیز سرعت جریان در این لایه، بیشتر کاهش می‌یابد. این نتیجه را می‌توان به این شکل عنوان کرد که کشند در محیط چینه‌بندی شده براساس چگالی، جریان چگال‌گرای ایجاد می‌کند درحالی‌که این نیرو در محیطهای با چگالی همگن جریان فشارگرای ایجاد می‌کند. نتایج مطالعات زمانیان (۱۹۹۴)، گوآ و یاناگی (۱۹۹۸) و مارینونه (۲۰۰۵) این نتیجه را تأیید می‌کنند.

با توجه به جدولهای شماره ۱ و ۲ معلوم می‌گردد که پس از گذشت ۸۳۰ ساعت از اعمال کشند، دما در حدود  $4^{\circ}\text{C}$  از لایه اول به لایه دوم انتشار پیدا کرده است. این در حالی است که در غیاب کشند میزان این انتشار در حدود  $0.2$  درجه به دلیل انتشار مولکولی می‌باشد. مقدار انتشار برای شوری نیز در حدود  $6$  واحد می‌باشد که مقدار این انتشار در غیاب کشند تقریباً  $0.4$  واحد است.

نتایج این مطالعه نشان داد که به هنگام وقوع فراکشند در محیط، در کنار دیواره‌ها، هم تراز آب نسبت به مرکز محیط پایینتر است و هم سرعت جریان کشندی نسبت به مرکز محیط کندتر است. دلیل این امر می‌تواند اصطکاک ناشی از دیواره‌ها باشد. به این ترتیب که در این زمان اصطکاک ناشی از دیواره‌ها به مانند یک عامل بازدارنده در مقابل جریان افق‌ای نقش کرده و از پیشروی جریان در مقابل دیواره‌ها ممانعت می‌کند. پایین بودن سطح آب در کنار دیواره‌ها نیز از همین مسأله ناشی می‌شود. گوآ (۱۹۹۸) و زمانیان (۱۹۹۴) نیز نتایج مشابهی را در این باره ذکر کرده‌اند. به همین دلیل به هنگام وقوع فروکشند در محیط در کنار دیواره‌ها سطح آب بالاتر از مرکز محیط است. در این هنگام دیواره‌ها با کند کردن جریان از خروج آب از محیط ممانعت می‌کنند (شکل ۴).

چنانچه در بخش قبل نیز ذکر گردید، سرعت جریانهای کشندی در دو لایه متفاوت می‌باشند به طوری که تندی این جریانها در لایه دوم تقریباً نصف لایه اول است. این اثر را می‌توان با تغییرات چگالی در دو لایه مرتبط دانست. به طوری که با اعمال کشند، به شکل نوسانات سطح آب دریا در مرز شرقی، لایه دوم به دلیل داشتن چگالی بالاتر، به نسبت لایه اول کمتر

مقادیر انتشار شوری بر اثر اعمال کشند از لایه ۲ به لایه ۱

$S_{\max}(\text{psu})$	$S_{\min}(\text{psu})$	$S_{\max}(\text{psu})$	$S_{\min}(\text{psu})$	
۳۸/۰۰	۳۸/۰۰	۲۳/۰۰	۲۳/۰۰	۰
۳۲/۶۹	۳۱/۹۶	۲۸/۳۰	۲۷/۵۹	۸۳۰



مقادیر انتشار دما بر اثر اعمال کشند از لایه ۱ به لایه ۲

$T_{max}(^{\circ}C)$	$T_{min}(^{\circ}C)$	$T_{max}(^{\circ}C)$	$T_{min}(^{\circ}C)$	
۱۷/۰۰	۱۷/۰۰	۲۷/۰۰	۲۷/۰۰	۰
۲۰/۷۸	۲۰/۲۱	۲۴/۳۵	۲۳/۸۰	۸۳۰

بیان کرد که چنانچه در محیطهای اقیانوسی شیب برداری فراسنجهای فوق در راستای افقی وجود داشته باشد، کشند سبب تسریع بیش از حد انتشار هرکدام از این فراسنجهای در راستای برگرداندن محیط به تعادل گرمایی می‌گردد [۱۶، ۱۷].

این مدل در مراحل عملیاتی کردن، قابلیت پذیرفتن وضعیت واقعی هر محیط اقیانوسی را دارد و با توجه به حساسیت این مدل به ضرایب انتشار تکانه، دما، شوری و... در مراحل عملیاتی کردن می‌تواند به عنوان یک مدل سه بعدی عددی کارآمد با اعمال نوسانات سطح آب دریا در طول مرز دریایی آزاد، نوسانات کشندی سطح دریا، همچنین جریانات کشندی و میدانهای دما، شوری و چگالی را با دقت بالایی پیش‌بینی کند.

مقادیر انتشار ذکر شده برای دما و شوری سبب انتشار چگالی به مقدار  $7 \text{ Kg/m}^3$  از لایه دوم به لایه اول می‌گردد که این مقدار انتشار چگالی بر اثر اعمال نیروی کشند قابل توجه است. این نتیجه نشان می‌دهد که کشند و جریانهای کشندی سبب تسریع در انتشار دما، شوری و چگالی محیط می‌شوند و یکنواخت در نظر گرفتن چگالی در بررسیهای کشندی نمی‌تواند فرض صحیحی قلمداد شود [۱۴، ۱۵]. در این ارتباط نیز زمانیان (۱۹۹۴) گوا و یاناگی (۱۹۹۸)، حراری (۲۰۰۳) و ماریونو (۲۰۰۵) به نتایج مشابهی دست یافتند.

در این مطالعه شیب برداری دما، شوری و چگالی در راستای افقی برخلاف راستای قائم، ناچیز در نظر گرفته شده است. این امر سبب می‌شود که انتشار افقی دما، شوری و چگالی در راستای افقی بخوبی مشاهده نشود. ولی به قطع می‌توان چنین

- [1] Pugh D.T.; *Tides, surges and mean sea level*. John Wiley & sons. 1987. pp. 11-94.
- [2] Guo X., Yanagi T.; Three-Dimensional Structure of Tidal Current in the East China Sea and the Yellow Sea. *Journal of Oceanography*; 1998; 54, pp. 651-668.
- [3] Teubner M. D., Najafi H. S., Noye B. J., Rasser P. E.; Modeling Tide in the Persian Gulf using dynamic nesting. *Modeling Coastal Sea Processes*; 1999; 95, pp. 21-56.

[۴] زمانیان م. ت.؛ پروژه مدل دو لایه اقیانوسی پایه؛ پژوهشکده هواشناسی و علوم جو؛ ۱۳۸۴ (در حال اجرا). صص. ۳۴-۴۷.

- [5] Haltiner G. J., Williams R.T.; *Numerical prediction and dynamic meteorology*. John Wiley & sons; 1980. pp. 64-105.
- [6] Holton J. R.; *An Introduction to dynamic meteorology*. Academic press, California. 1992. pp. 1-80.
- [7] Aple J. R.; *Principles of ocean physics*. London Academic press; 1990; pp.13-245.
- [8] Gill A. E.; *Atmosphere-Ocean dynamics*. Academic press, Florida; Appel. B.; 1982.
- [9] Zamanian M. T.; Three-dimensional model for Persian Gulf. Ph.D dissertation, university of the Philippines; 1994. 164 p.

- [10] Kantha L., Clayson C.; *Numerical Models of Oceans and Oceanic Processes*. San Diego, Academic Press; 2000; pp.1-490.
- [11] Arbic K., *et al.*; The accuracy of surface elevations in forward global barotropic and baroclinic tide models. *Deep-Sea Research.*; 2004; 51, pp. 3069-3101.
- [12] Burling C., Pattiaratchi B., Ivey G.; The tidal regime of Shark Bay, Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*; 2001; 57, pp. 725-735.
- [13] Whitehead J.; Stratified convection with multiple states. *Ocean Modeling*; 2002; 2, pp. 109-121.
- [14] Harari J., Camargo R.; Numerical simulation of the tidal propagation in the coastal region of Santos (Brazil, 24\_S 46\_W). *Continental Shelf Research*; 2003; 23, pp. 597-1613.
- [15] Marinone S., Lavín M.; Tidal Current Ellipses in a 3D Baroclinic Numerical Model of the Gulf of California. *J. Geophysics*. 2005; 87, pp. 231-256.
- [16] Harper L., *et al.*; Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation. *Ocean Modeling*; 2004; 6, pp. 245-263.
- [17] Ralph T., Cheng S., Richard E.; A Nowcast Model for Tides and Tidal Currents in yellow sea. *Modelling Coastal Sea Processes*; 2003; 95, pp.301-327.

Archive of SID