

مطالعه لایه اکمن به دام افتاده در بستر سواحل غرب تنگه هرمز

فرهنگ احمدی گیوی^{1*}، مرجانه حقیقی² و عباسعلی علی اکبری بیدختی³

¹دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

²دانش آموخته کارشناسی ارشد فیزیک دریا، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

³استاد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: 94/06/12، تاریخ پذیرش: 95/03/10)

چکیده

مطالعه اثرات دینامیکی اصطکاک بستر بر حرکت توده آب مستلزم آن است که ویژگی‌های لایه مرزی موسوم به لایه اکمن شناسایی شود. لایه اکمن در بستر شیب‌دار شامل جریان‌هایی به نام شارش اکمن به صورت فراشیب یا فروشیب است که این جریان‌ها می‌توانند سبب افزایش آمیختگی و تغییر در ضخامت لایه مرزی اکمن شوند. هم‌چنین نیروی اصطکاک در بستر سبب کاهش سرعت جریان و به دنبال آن کاهش نیروی کوریولیس شده و در نتیجه جریان زمینگرد از بین می‌رود و فرایند چرخ‌کاهی رخ می‌دهد. در این پژوهش به منظور شناخت ویژگی‌های لایه اکمن در بستر شیب‌دار غرب تنگه هرمز به بررسی تاثیر شیب بستر بر توزیع پارامترهای فیزیکی آب و پدیده‌های حاصل از آن پرداخته شده است. برای انجام این پژوهش، با استفاده از داده‌های میدانی CTD مربوط به غرب تنگه هرمز در سال‌های 1384 و 1385، موجود در موسسه ملی اقیانوس‌شناسی، و به کمک نرم‌افزارهای مرتبط، نیم‌رخ‌های تغییرات دما، شوری، چگالی و سرعت‌های کشندی با عمق و هم‌چنین مقاطع عرضی چگالی ترسیم شدند. بررسی این نیم‌رخ‌ها نشان می‌دهد که در بستر تنگه هرمز، جریان فراشیب است و پربندهای هم‌چگالی با افزایش شیب بستر تقریباً به صورت عمود بر شیب قرار می‌گیرند. کم‌ترین زمان چرخ‌کاهی شارش اکمن دو ساعت محاسبه شده و مربوط به ایستگاهی است که بیشترین شیب را دارد. به علاوه، هرچه شیب بستر بیشتر و چینه‌بندی چگالی قوی‌تر باشد، چرخ‌کاهی شارش اکمن سریع‌تر اتفاق می‌افتد. بیشینه ضریب پخش پیچکی در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه حدود $0/005 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ به دست آمده است و در ایستگاهی که ضریب پخش پیچکی آن از همه بزرگ‌تر است، عدد اکمن نیز به‌طور قابل ملاحظه‌ای از سایر ایستگاه‌ها بزرگ‌تر است که نشان‌دهنده جریان ناپایا و آمیختگی ناشی از چینش لایه اکمن می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: لایه اکمن، تنگه هرمز، عدد اکمن، ضریب پخش پیچکی، بستر شیب‌دار، پارامترهای فیزیکی

1 مقدمه

تنگه هرمز یکی از مهم‌ترین آبراه‌های جهان است که به سبب دارا بودن موقعیت راهبردی، از جنبه‌های مختلف مانند منابع نفتی، شیلات، صنایع سازه‌های دریایی و کشتیرانی مورد توجه کشورهای منطقه است. شناخت ویژگی‌های محیطی این منطقه نقش مهمی در رشد صنایع دریایی این منطقه دارد. از این‌رو بررسی رفتار و روند تغییرات کمیت‌های فیزیکی در این تنگه از نظر شناخت پدیده‌ها و تغییرات محیطی دارای ارزش علمی فراوان است.

برای آگاهی از اثرات دینامیکی اصطکاک بستر بر جریان توده آب و محیط اطراف، باید ویژگی‌های لایه مرزی به نام لایه اکمن را شناخت. لایه اکمن بستر به لایه‌ای گفته می‌شود که بین جریان زمینگرد و مرز جامد قرار دارد و اثر اصطکاک در آنجا مهم است. این لایه در قسمت تحتانی جو و کف دریا قابل تشکیل است (اپل، 1999). لایه اکمن سطح دریا نیز وجود دارد که ناشی از تنش باد سطحی بوده و در قسمت فوقانی آب دریا تشکیل می‌شود. لایه اکمن در بستر شیب‌دار شامل جریان‌هایی موسوم به شار اکمن به صورت فراشیب یا فروشیب است و این جریان‌ها تغییرات عمده‌ای را در ویژگی‌های ستون آب ایجاد می‌کنند. در ادامه به ذکر چند نمونه از مطالعات انجام شده در این زمینه در خارج از کشور و ایران می‌پردازیم.

مک‌کردی و رینز (1991) به مطالعه دینامیک لایه اکمن در بستر شیبدار با استفاده از معادلات ناویر-استوکس و در نظر گرفتن نیروی شناوری پرداخته و نتیجه گرفتند که در اثر چرخ‌کاهی (spin down) شارش اکمن، آمیختگی و ضخامت لایه مرزی افزایش می‌یابد. سیلور و میلر (1988) با روش میدانی در دریاچه میشیگان، سرعت جریان در فاصله 1 تا 9 متری از کف بستر به فواصل هر یک متر را اندازه‌گیری کرده و تغییرات سرعت با عمق و

هم‌چنین شتاب‌نگار (هودوگراف) مربوط به چرخش اکمن در بستر را ترسیم کردند. کاندیه (1999) نیز به روش آزمایشگاهی به بررسی حرکت فراشیب و فروشیب روی بستر پرداخت که در آن از یک ظرف مخروطی که قسمت‌های بالا و پایین آن دارای شیب‌های متفاوت هستند، استفاده می‌شود. درون ظرف از آب پر شده و با استفاده از بلورهای پرمنگنات، حرکت آب یک بار در هنگام شروع چرخش و افزایش آن (فراشیب) و بار دیگر هنگام کاهش چرخش تا توقف (فروشیب) بررسی شده است. نتایج حاصل نشان می‌دهد که میزان آمیختگی در حرکت فراشیب بسیار کمتر از میزان آمیختگی در حرکت فروشیب است. پالمرسون و شلادو (2006) با استفاده از یک مدل مفهومی، دو مقیاس زمانی مربوط به چرخ‌کاهی اکمن بر روی یک بستر فلات قاره و یک بستر شیب‌دار را تعیین و مقایسه کردند. آنها با به کار بردن داده‌های میدانی CTD (Conductivity, Temperature and Depth) در دو ایستگاه با شیب‌های مختلف، نیم‌رخ‌های سرعت، دما، چگالی و شوری را ترسیم کردند. تحلیل نمودارها نشانگر آن است که هر چه شیب بستر بیشتر و چینه‌بندی چگالی آب قوی‌تر باشد، زمان توقف شارش اکمن کوتاه‌تر است. برینک و لتز (2010a) نیز به برآورد مقیاس زمانی برای توقف شارش (در نتیجه شیب بستر و چینه‌بندی چگالی) پرداخته و با استفاده از محاسبات نظری و عددی، فرمولی برای تعیین ضخامت لایه مرزی اکمن در حالت انتقال فروشیب به دست آوردند. نتایج حاکی از آن است که جریان در طول پرندهای هم‌عمق روی بستر شیب‌دار، انتقال اکمن در راستای عمود بر این پرندها را افزایش می‌دهد. بنابراین در اقیانوس چینه‌بندی شده، مجموعه‌ای از گرادیان‌های افقی چگالی و در نتیجه باد گرمایی ایجاد می‌شود. برینک و لتز (2010b) در بخش دوم از پژوهش خویش، اثرات بستر شیب‌دار و چینه‌بندی بر روی تلاطم لایه مرزی کف را بررسی کردند. با توجه به تعریف عدد

سمت سواحل ایران بوده و با نزدیک شدن به تنگه هرمز، جهت شیب تغییر می‌کند؛ بنابراین توازن زمینگرد در راستای شمال-جنوب برقرار است. قادر یگانه (1390) نیز به محاسبه انتقال اکمن در خزر جنوبی با استفاده از داده‌های میدانی و ماهواره‌ای کوئیک اسکت در یک دوره شش ساله (2005-2000) پرداخته است. نتایج نشان‌دهنده آن است که انتقال اکمن در حوزه مرکزی خزر جنوبی، متناسب با بادهای منطقه دارای الگوی فصلی است. در فصل تابستان، مقادیر انتقال اکمن به طور قابل ملاحظه‌ای نسبت به سایر فصول بزرگ‌تر است که دلیل آن وزش بادهای شدید در اثر اختلاف دما بین خشکی و دریا است.

از آنجا که تنگه هرمز دارای بستری شیب‌دار با شیب شمال به جنوب است، لایه مرزی اکمن در این منطقه روی شیب بستر به دام می‌افتد و تغییرات مهمی را در ویژگی‌های فیزیکی ستون آب در این منطقه ایجاد می‌کند. با توجه به اهمیت موضوع، هدف این پژوهش آن است که ویژگی‌های لایه مرزی اکمن در بستر ساحل شیب‌دار غرب تنگه هرمز تعیین شود.

2 مبانی نظری

اصطکاک بستر دریا، پدیده‌هایی را در لایه مرزی کف ایجاد می‌کند که برای مطالعه ساختار لایه مرزی، شناخت این پدیده‌ها ضروری است. از جمله این پدیده‌ها به دام افتادن لایه اکمن، فرایند چرخ‌کاهی، جریان ثانویه و آمیختگی مرزی می‌باشد. البته این پدیده‌ها در ارتباط تنگاتنگ با یکدیگر بوده و تقریباً هیچ کدام مستقل نیستند. نیروی اصطکاک در بستر، موجب کاهش سرعت جریان شده و نیروی کوریولیس نیز که متناسب با جریان است، کاهش می‌یابد و در نتیجه جریان زمینگرد از بین می‌رود. به این پدیده، فرایند چرخ‌کاهی می‌گویند. در صورتی که بستر شیب‌دار باشد، علاوه بر سه نیروی شیو (گرادیان)

برگر شیب $S = \alpha N / f$ که α شیب کف، N بسامد شناوری و f پارامتر کوریولیس است، هنگامی که جریانات نوسانی دارای بسامد ثابت در طول پربندهای هم‌عمق در اقیانوس چینه‌بندی شده با بستر شیب‌دار وجود دارد، لایه مرزی کف یکی از دو ساختار زیر را خواهد داشت. وقتی عدد برگر شیب (S) کم است، لایه مرزی کف کاملاً آمیخته بوده و تنش کف شبیه لایه مرزی روی بستر صاف می‌شود. از سوی دیگر، وقتی عدد برگر شیب بزرگ است، ساختار لایه مرزی شامل یک لایه بیرونی ضخیم‌تر با چینه‌بندی ضعیف و یک لایه نازک داخلی با چینه‌بندی بسیار قوی خواهد بود. توقف شناوری نیز باعث کاهش شدید دامنه تنش در بستر می‌شود.

در ایران نیز مطالعاتی اندک در زمینه‌های فوق صورت گرفته است که به چند مورد اشاره می‌شود. فلاحی (1385) مدلی غیرخطی برای پیش‌بینی جریان ناشی از کشند (جزر و مد) در تنگه هرمز ارائه داد. بر اساس این مدل، سرعت متوسط جریان کشندی در سطح تنگه هرمز و در 12 ساعت اول 0/35 متر بر ثانیه بوده و به طور متوسط مقدار آن بین 0/02 تا 1/7 متر بر ثانیه تغییر می‌کند. پیشینه این جریان‌ها به نواحی کم عمق ساحلی مربوط است و شیب بستر و شکل دهانه ورودی کشند بر سرعت آن اثر می‌گذارد. آنها نتیجه‌گیری کردند که گستره جریان‌های کشندی در هنگام ورود و خروج آب به تنگه، نمایانگر چرخش پادساعتگرد جریان در خلیج فارس است. ترابی-آزاد و همکاران (1389) روند تغییرات کمی و کیفی جریان زمینگرد در خلیج فارس را مورد بررسی قرار دادند. در این کار با استفاده از اندازه‌گیری‌های میدانی در سال 2001، سرعت جریان زمینگرد در خلیج فارس مطالعه شده است. نتایج حاصل از تحلیل داده‌ها نشان می‌دهد که مدل دولایه‌ای مناسب‌ترین مدل برای بررسی جریان زمینگرد در خلیج فارس است. از دیگر نتایج آن که شیب مرز دو لایه در درون خلیج فارس، در امتداد شمال-جنوب و به

3 داده‌ها و روش کار

در این پژوهش، از داده‌های CTD گشت دریایی سال 1384 در ناحیه غرب تنگه هرمز واقع در جنوب جزیره قشم مربوط به 9 ایستگاه استفاده شده است. شکل 2 موقعیت سه مقطع (ترانسکت) و 9 ایستگاه واقع در این سه مقطع همراه با مختصات جغرافیایی و عمق هر یک از ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. عمق هر ایستگاه با استفاده از وبگاه etopo1 به دست آمده و سپس شیب بستر توسط آن تعیین شده است. در ادامه، با به کار بردن داده‌های میدانی موجود در موسسه ملی اقیانوس‌شناسی برای ایستگاه‌های مورد نظر، به وسیله نرم‌افزارهای متلب و اکسل، نمودارهای مربوط به دما، چگالی و شوری ترسیم گردید. هم‌چنین با استفاده از رابطه سرعت جریان‌های کشندی برحسب عمق، مقدار سرعت کشندی تعیین و نمودار تغییرات سرعت با عمق رسم شده است. برای بررسی دقیق‌تر، نیم‌رخ‌های مربوط به مقطع عرضی تغییرات چگالی با عمق نیز تهیه شده‌اند. سپس ویژگی‌های لایه مرزی در بستر شامل ضخامت لایه اکمن، زمان توقف لایه اکمن در مدهای کژ فشار و فشارورد، ضریب پخش پیچکی، عدد اکمن، شعاع دگرشکلی راسبی و بسامد شناوری محاسبه گردید.

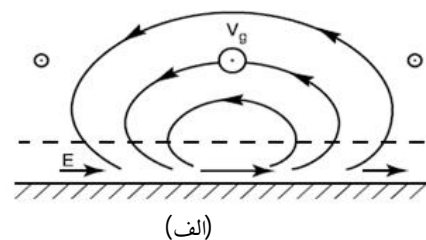
4 تحلیل نتایج

با محاسبه شیب بستر برای ایستگاه‌های مورد مطالعه، مشاهده می‌شود که مقطع 2 شامل ایستگاه‌های 4، 5 و 6 دارای شیب بیشتری نسبت به مقطع‌های 1 و 3 است و در این مقطع، ایستگاه شماره 4 دارای بیشترین شیب است (جدول 1).

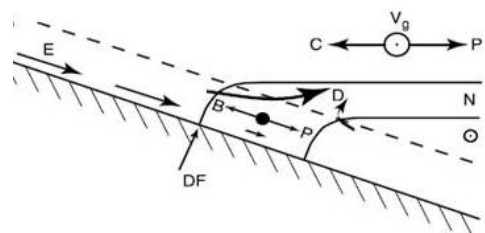
جدول 1. سه مقطع انتخابی واقع در جنوب قشم همراه با شیب بستر آنها.

شماره مقطع	1	2	3
ایستگاه‌های مربوطه	1، 2 و 3	4، 5 و 6	7، 8 و 9
شیب ($\tan \theta$)	0/003	0/005	0/002
θ (°)	0/2	0/3	0/1

فشار، کوریولیس و اصطکاک، نیروی شناوری نیز در اثر فرارفت چگالی ایجاد می‌شود تا توازن بین نیروها را حفظ کند. هنگامی که روی بستر شیب‌دار، توازن بین سه نیروی شیو فشار، کوریولیس و شناوری برقرار شود، شار (انتقال) اکمن متوقف خواهد شد که در این حالت، لایه اکمن را به دام افتاده می‌گویند. مدت زمانی که طول می‌کشد تا شار اکمن متوقف شود به عمق لایه اکمن و شیب بستر بستگی دارد. در شکل 1 دینامیک لایه اکمن در دو بستر صاف و شیب‌دار با یکدیگر مقایسه شده است. با توجه به شکل، وقتی فرارفت چگالی به سمت پایین شیب است، نیروی شناوری به سمت بالای شیب خواهد بود. در این حالت، یک همگرایی در دامشیب (ترموکلاین) در جایی که دامشیب بستر را قطع می‌کند، ایجاد می‌شود. این همگرایی، ضخامت لایه دامشیب را افزایش داده و موجب انتشار آب از این لایه به درون دریاچه می‌شود. این فرایند به انتقال جرم و گرما نیز کمک می‌کند و این انتقال فرایندی مستقل از تلاطم ناشی از برهم کنش امواج درونی در لایه مرزی است (گرت و همکاران، 1993).



(الف)



(ب)

شکل 1. نمایش طرحواره‌ای دینامیک لایه اکمن در بسترهای (الف) صاف و (ب) شیب‌دار. در شکل ب، B معرف نیروی شناوری، P نیروی گرادیان فشار، DF یک جبهه چگالی، N دامشیب و E شارش اکمن است. وضعیت D نشانگر حالت فراچاهش است (گرت و همکاران، 1993).

1-4 نیم‌رُخ‌های چگالی، دما، شوری و سرعت‌های کشندی

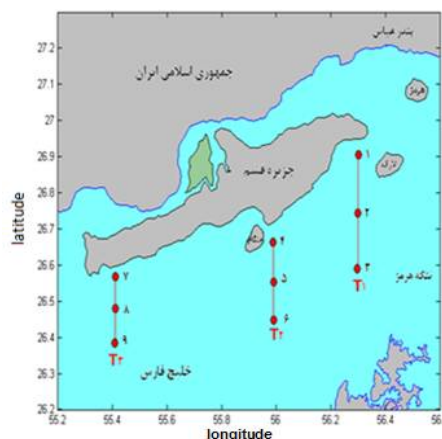
نیم‌رُخ‌های مربوط به کمیت‌های مختلف برای هر یک از 9 ایستگاه تهیه شده است ولی در این بخش، برای رعایت اختصار، فقط به توضیح نیم‌رُخ‌های دو ایستگاه که نکات قابل توجه بیشتری دارند، می‌پردازیم. نیم‌رُخ‌های سرعت و چگالی در ایستگاه شماره 4 با بیشترین شیب نشان می‌دهد که در این ایستگاه به دام افتادن لایه اکمن از عمق تقریباً 14 متر شروع شده است، زیرا در این عمق کاهش سرعت آغاز شده و تغییرات دما، شوری و چگالی کاهش یافته است (شکل 3). ایستگاه شماره 4 دارای عمق 21 متر و شیب بستر 0/01 است (جدول 2). در این ایستگاه، یک شاره سه‌لایه‌ای متشکل از یک لایه آمیخته در سطح، یک لایه چینه‌بندی شده در وسط و یک لایه آمیخته در بستر مشاهده می‌شود. بیشینه سرعت جریان کشندی درست در بالای لایه آمیخته بستر، اندکی کمتر از 0/04 متر بر ثانیه بوده و ضخامت لایه آمیخته بستر تقریباً 8 متر است (شکل 3-الف).

ایستگاه شماره 2 دارای عمق 60 متر و شیب حدود 0/003 بوده و عمق لایه اکمن در بستر آن 10 متر است (جدول 2). در این ایستگاه نیز شاره سه لایه متمایز دارد: یک لایه آمیخته در سطح، یک لایه آمیخته در بستر و بین این دو لایه، یک لایه از شاره کاملاً چینه‌بندی شده واقع است (شکل 4). بیشینه سرعت جریان کشندی درست در بالای لایه آمیخته بستر، اندکی بیش از 0/12 متر بر ثانیه است و در عمق 50 متر دیده می‌شود (شکل 4-الف). در این ایستگاه نیز با نزدیک شدن به بستر، سرعت به شدت کاهش می‌یابد که معرف تلاطمی بودن لایه است.

سرعت موج گرانی کشند (u) در تمام ایستگاه‌ها با استفاده از رابطه (1) محاسبه و نمودار تغییرات آنها با عمق رسم شده است:

$$u = \sqrt{g'h}, \quad g' = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \quad (1)$$

که h عمق شاره، ρ_1 و ρ_2 به ترتیب چگالی‌های دو لایه زیرین و زیرین، g' شتاب گرانی کاهیده (ms^{-2}) و مقدار آن در محاسبات معادل مقدار متوسط شتاب گرانی کاهیده مربوط به 9 ایستگاه در نظر گرفته شده است.



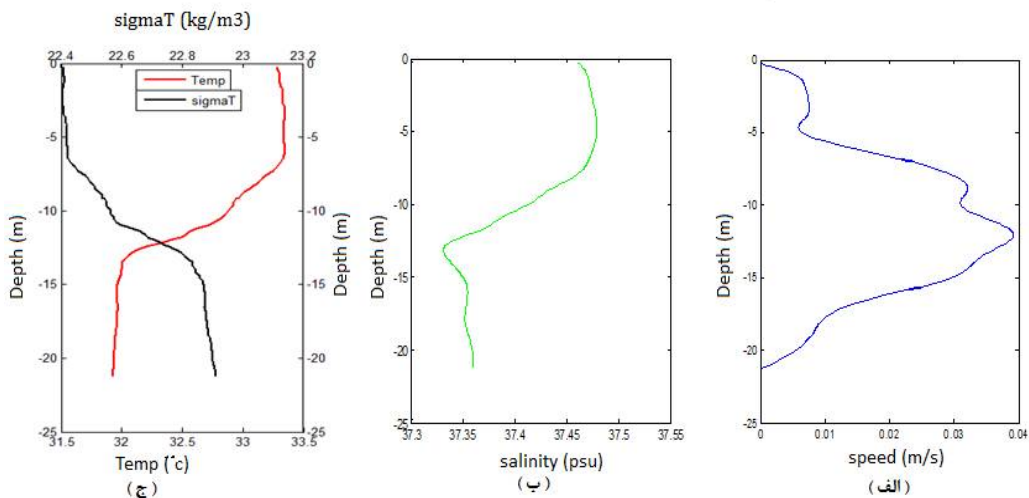
trans ect	station	Long.	Lat.	depth
T1	S1	056.3° E	26.9° N	21
	S2	056.3° E	26.75° N	60
	S3	056.3° E	26.6° N	68
T2	S4	056° E	26.7° N	21
	S5	056° E	26.57° N	51
	S6	056° E	26.44° N	83
T3	S7	055.39° E	26.575° N	20
	S8	055.39° E	26.48° N	74
	S9	055.39° E	26.39° N	70

شکل 2. موقعیت و مشخصات ایستگاه‌های نمونه‌برداری.

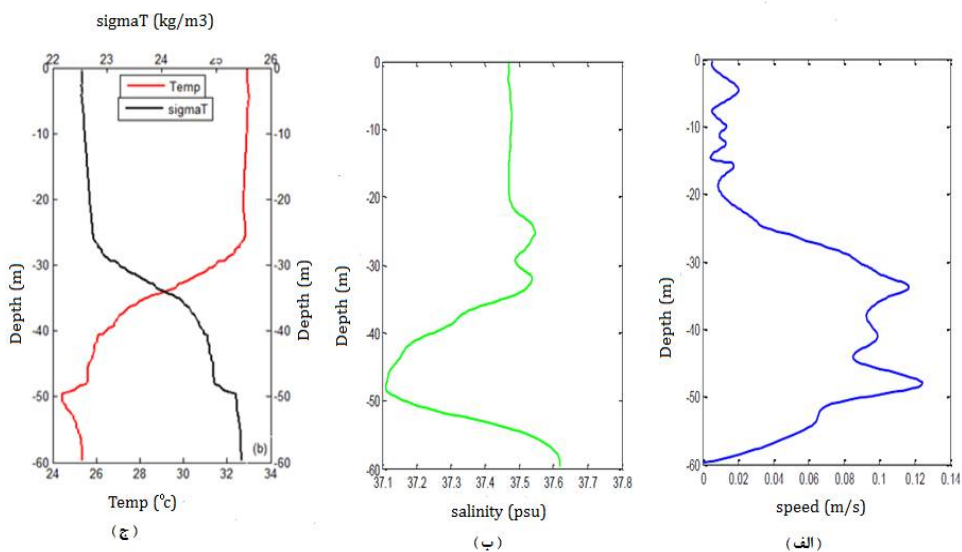
2-4 نیم‌رخ‌های قائم چگالی

در صورتی که بستر شیب‌دار باشد، در محل برخورد دامشیب با بستر، به دلیل وجود نیروی شناوری خطوط هم‌چگالی جابه‌جا می‌شوند؛ زیرا نیروی شناوری در خلاف جهت فرارفت چگالی قرار می‌گیرد تا تعادل را حفظ کند (گرت، 1990). این امر در هنگام فراچاهش و فروچاهش سبب تغییر شکل خطوط هم‌چگالی روی بستر

می‌شود. نیم‌رخ‌های قائم چگالی سه مقطع که در شکل 5 ارائه شده است، به‌وضوح موضوع فوق و فرارفت چگالی در هر سه مقطع را نشان می‌دهد. با توجه به بیشتر بودن شیب مقطع 2 نسبت به مقاطع‌های 1 و 3 مشاهده می‌شود که خطوط هم‌چگالی در مقطع 2 (شکل 5-ب)، به‌ویژه در قسمت‌های بالای شیب، تقریباً به‌صورت قائم قرار گرفته‌اند.



شکل 3. نیم‌رخ‌های: (الف) سرعت، (ب) شوری و (ج) دما و چگالی در ایستگاه 4. واحد کمیت‌ها در شکل‌ها بیان شده است.



شکل 4. نیم‌رخ‌های: (الف) سرعت، (ب) شوری و (ج) دما و چگالی در ایستگاه 2. واحد کمیت‌ها در شکل‌ها بیان شده است.

جریان زمینگرد در حضور اصطکاک است که با عدد اکمن نسبت عکس دارد (اپل، 1999). سه کمیت فوق با استفاده از روابط زیر محاسبه شده است:

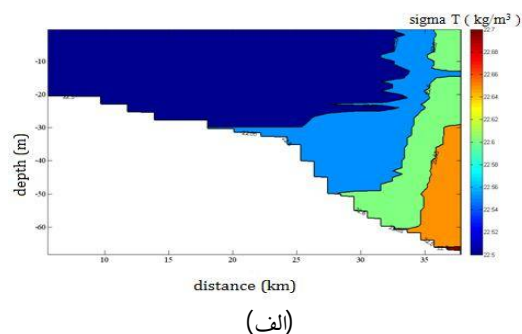
$$H_g = d - \delta_E - \delta_B, \quad (2)$$

$$\frac{1}{t_s} = \frac{f \delta_B}{H_g}, \quad (3)$$

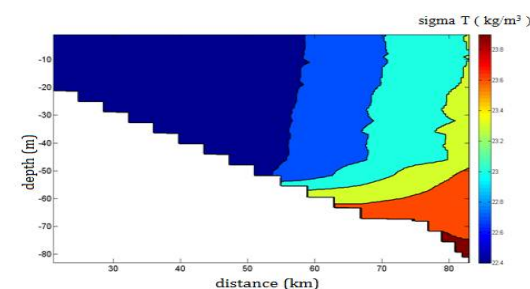
$$Ek = \frac{2k_v}{f H_g^2} = \left(\frac{1}{ft_s} \right)^2, \quad (4)$$

که d عمق شاره، δ_E عمق لایه اکمن در سطح، δ_B عمق لایه اکمن در بستر، H_g عمق جریان زمینگرد، f پارامتر کوریولیس، t_s زمان چرخ گاهی، k_v ضریب پخش پیچکی و Ek عدد اکمن را نشان می‌دهند. عمق لایه اکمن در سطح و بستر به ترتیب از روابط $\delta_B = (2k_v / f)^{1/2}$ و $\delta_E = 1 / f (\tau / \rho)^{1/2}$ می‌آید که τ تنش باد سطحی و ρ چگالی آب است. نتایج حاصل از محاسبه کمیت‌های فوق برای هر یک از 9 ایستگاه در جدول 2 آورده شده است.

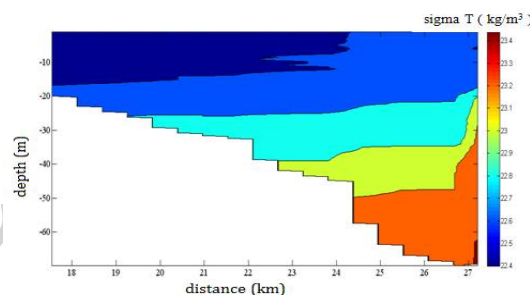
با توجه به جدول 2 مشاهده می‌شود که ایستگاه شماره 4 دارای بیشترین شیب (0.01)، کمترین زمان چرخ گاهی شارش اکمن (2 ساعت)، بزرگ‌ترین عدد اکمن (1.78) و تا حدودی ضریب پخش پیچکی بالا (0.003) است. از سوی دیگر، ایستگاه شماره 7 دارای کمترین شیب (0.001)، بیشترین زمان چرخ گاهی شارش اکمن پس از ایستگاه 5 (50 ساعت)، کمترین ضخامت لایه اکمن در بستر (1 متر)، کوچک‌ترین عدد اکمن پس از ایستگاه 5 (0.003) و کوچک‌ترین ضریب پخش پیچکی (0.00005) است. از مقایسه مقادیر کمیت‌های مختلف در ایستگاه‌ها (جدول 2) می‌توان گفت که هرچه شیب بستر افزایش می‌یابد، مقادیر اصطکاک (طبق عدد اکمن) و ضریب پخش پیچکی افزایش یافته و در نتیجه زمان



(الف)



(ب)



(ج)

شکل 5. نیم‌رخ‌های قائم چگالی برای: (الف) مقطع 1، (ب) مقطع 2 و (ج) مقطع 3. واحد چگالی و محورهای افقی و قائم در شکل‌ها بیان شده است.

3-4 محاسبه عدد اکمن، ضریب پخش پیچکی و زمان چرخ گاهی

عدد اکمن مقیاس مناسبی برای بررسی اصطکاک بستر بوده که بزرگ (کوچک) بودن آن معرف اصطکاک بیشتر (کمتر) و جریان ناپایا (پایا) است. هم‌چنین ضریب پخش پیچکی شاخصی برای تعیین میزان تلاطم در لایه مرزی است که مقدار این ضریب به‌طور مستقیم متناسب با شدت تلاطم است. زمان چرخ گاهی نیز شاخصی برای زمان توقف شارش اکمن و یا به‌معنای دیگر زمان میرایی

جدول 2. مقادیر کمیت‌های مختلف برای هر یک از 9 ایستگاه واقع در تنگه هرمز (جنوب قشم).

Station شماره ایستگاه	$\tan\theta$ شیب	d (m) عمق	δ_E (m) ضخامت لایه اکمن در سطح	δ_B (m) ضخامت لایه اکمن در بستر	t_s (h) زمان چرخ‌کاهی شارش اکمن	Ek عدد اکمن	k_v (m^2s^{-1}) ضریب پخش پیچکی
S1	0.004	20	7	1	33	0.007	0.00005
S2	0.003	60	26	10	7	0.17	0.005
S3	0.002	70	30	7	13	0.04	0.002
S4	0.01	21	7	8	2	1.78	0.003
S5	0.003	52	25	1	72	0.001	0.00005
S6	0.003	82	22	22	5	0.34	0.002
S7	0.001	20	1	1	50	0.003	0.00005
S8	0.003	74	10	10	15	0.03	0.005
S9	0.003	70	10	5	31	0.008	0.001

مختلف درونی است که هر یک شعاع راسبی جداگانه دارند. در این قسمت نتایج محاسبه شعاع راسبی اولین مُد کُرفشار، زمان‌های چرخ‌کاهی مُد فشارورد و اولین مُد کُرفشار، بسامد شناوری و عدد موج (با طول موج) مربوط به جریان مرزی برای هر یک از 9 ایستگاه مورد مطالعه در جدول 3 ارائه شده است. زمان چرخ‌کاهی (t_s) برای اولین مد کُرفشار از رابطه زیر به دست می‌آید (گیل، 1982):

$$t_s = \frac{1}{2} H \left(\frac{1}{2} f v \right)^{-1/2} (1 + (k_H a)^2), \quad (5)$$

که H عمق شاره، f پارامتر کوریولیس که برای عرض‌های میانی مقدار ثابت 10^{-4} s^{-1} در نظر گرفته می‌شود (در پژوهش حاضر نیز از این مقدار استفاده شده است)، v بسامد کشندی که از رابطه $v=1/T$ به ازای $T=12\text{h}$ (با فرض یک کشند نیم‌روزانه معادل 12 ساعت) به دست می‌آید، k_H عدد موج افقی و a شعاع دگرشکلی راسبی است. شعاع دگرشکلی راسبی با استفاده از رابطه $a=c/f$ محاسبه می‌شود که c سرعت موج گرانی است. همان‌طور که پیش‌تر ذکر شد، مقدار g' معادل مقدار متوسط شتاب گرانی کاهشده مربوط به 9 ایستگاه واقع در جنوب قشم فرض می‌شود. عدد موج افقی

چرخ‌کاهی شارش اکمن کاهش نشان می‌دهد. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، بزرگ بودن عدد اکمن معرف ناپایایی جریان است. عکس این نتایج نیز برای تغییرات مخالف صدق می‌کند.

4-4 بسامد شناوری و شعاع دگرشکلی راسبی در اولین مُد کُرفشار

امواج درونی در حوزه‌های آبی دارای طیفی از بسامدها بوده که بیشینه مقدار آن معادل بسامد برانت-وایسالا یا بسامد شناوری (N) و کمینه مقدار آن برابر با بسامد لختی (پارامتر کوریولیس) است، یعنی: $f \leq \omega \leq N$. بسامد شناوری معرف چینه‌بندی قائم چگالی است که هرچه این کمیت بزرگ‌تر باشد، شدت چینه‌بندی شاره بیشتر، و صفر بودن آن بیانگر شاره هم‌چگالی است. مقیاس افقی جریان در مرزهای یک حوزه آبی، شعاع دگرشکلی راسبی یا به اختصار شعاع راسبی نامیده می‌شود که به شدت متأثر از چرخش شاره است (اپل، 1999). به طور کلی، دو نوع شعاع راسبی وجود دارد که یکی مربوط به شارش فشارورد (مُد فشارورد با ساختار قائم یکسان) و دیگری مربوط به شارش کُرفشار (با ساختار قائم متفاوت و چینه‌بندی شده) است. خود شارش کُرفشار دارای مُدهای

موج)، شعاع دگرشکلی راسبی، ضخامت لایه اکمن در بستر و زمان چرخ کاهی اولین مُد کُزفشار و هم‌چنین بیش‌ترین زمان چرخ کاهی مد فشارورد است. از سوی دیگر، بزرگ‌ترین طول موج (کوچک‌ترین عدد موج)، شعاع دگرشکلی راسبی، ضخامت لایه اکمن در بستر و زمان چرخ کاهی اولین مُد کُزفشار و کمترین زمان چرخ-کاهی مُد فشارورد در ایستگاه شماره 6 به چشم می‌خورد. اختلاف زیادی در بسامد شناوری مربوط به ایستگاه‌ها وجود ندارد. از مقایسه مقادیر ضخامت لایه اکمن در بستر و زمان‌های چرخ کاهی مُد فشارورد و اولین مُد کُزفشار در 9 ایستگاه می‌توان گفت که هرچه ضخامت لایه اکمن بیشتر باشد، زمان چرخ کاهی اولین مُد کُزفشار یا زمان توقف شار اکمن افزایش می‌یابد و زمان چرخ کاهی مُد فشارورد دارای کمترین مقدار است. به بیان دیگر، زمانی که در مُد فشارورد توقف شار اکمن وجود دارد، در اولین مُد کُزفشار زمان توقف شار اکمن طولانی بوده و عملاً اتفاق نمی‌افتد. مقدار میانگین کمیت‌های عدد موج، شعاع دگرشکلی راسبی، ضخامت لایه اکمن در بستر و بسامد شناوری 9 ایستگاه نیز در جدول 3 ارائه شده است.

k_H نیز با داشتن بسامد کشندی، سرعت موج گرانی، بسامد موج و استفاده از روابط زیر به دست می‌آید:

$$c = \frac{\omega}{k_H} \rightarrow k_H = \frac{\omega}{c}, \quad \omega = 2\pi v \quad (6)$$

هم‌چنین بسامد شناوری N با به کار بردن رابطه $N^2 = -(g/\rho_0)(d\rho/dz)$ قابل محاسبه است که در آن ρ_0 چگالی مرجع بوده و در اینجا به صورت میانگین چگالی اندازه‌گیری شده در عمق‌های مختلف در هر ایستگاه در نظر گرفته شده است. در جدول 3 دو زمان چرخ کاهی مربوط به اولین مُد کُزفشار و مُد فشارورد برای مقایسه مشاهده می‌شود. اگر مقیاس عدد موج افقی (یا طول موج) در مقایسه با شعاع دگرشکلی راسبی کُزفشار کوچک باشد، زمان چرخ کاهی نصف مقدار مُد فشارورد خواهد بود و در صورتی که مقیاس عدد موج افقی در مقابل شعاع دگرشکلی راسبی بزرگ باشد، زمان چرخ کاهی دارای مقدار خیلی بزرگ خواهد بود (گیل، 1982). با توجه به جدول 3 دیده می‌شود که ایستگاه شماره 5 دارای کوچک‌ترین طول موج (بزرگ‌ترین عدد

جدول 3. عدد موج، شعاع دگرشکلی راسبی، ضخامت لایه اکمن در بستر، زمان‌های چرخ کاهی مُد فشارورد و اولین مُد کُزفشار و بسامد شناوری برای هر یک از ایستگاه‌های واقع در جنوب قشم.

Station شماره ایستگاه	$k(m^{-1})$ عدد موج	$a(km)$ شعاع دگرشکلی راسبی	$\delta_B(m)$ ضخامت لایه اکمن در بستر	$t_s(h)$ زمان چرخ کاهی		$N(s^{-1})$ بسامد شناوری
				اولین مُد کُزفشار	مُد فشارورد	
S1	0.000753	1.0	1	8	33	0.02
S2	0.000161	9.0	10	60	7	0.02
S3	0.000181	8.0	7	42	13	0.02
S4	0.000271	5.4	8	48	2	0.02
S5	0.007341	0.2	1	6	72	0.02
S6	0.000108	13.5	22	132	5	0.02
S7	0.000712	2.0	1	6	50	0.02
S8	0.000141	10.3	10	60	15	0.03
s9	0.003181	0.5	5	20	31	0.03
میانگین	0.001427	5.54	7.1	-	-	0.02

5 نتیجه‌گیری

در این پژوهش، ویژگی‌های لایه اکمن در بستر تنگه هرمز با استفاده از نمودارهای مربوط به پارامترهای فیزیکی آب بررسی شده است. لایه اکمن به‌دام‌افتاده در آمیختگی لایه مرزی بستر دریا موثر است و با واداشت جریان‌های فراهنج محدود شده بر روی سطح شیبدار، سبب تغییرات در نیم‌رخ‌های دما و شوری این مناطق، مانند بستر شیبدار جنوب جزیره قشم، می‌شود که از نظر اقیانوس‌شناسی فیزیکی منطقه حائز اهمیت است. به‌علاوه لایه اکمن به‌دام‌افتاده تمایل به حذف تنش بستر دارد (گرت و همکاران، 1993) که این موضوع می‌تواند در تعیین میدان جریان این مناطق، به‌ویژه در عمق، و سرعت جریان خروجی خلیج فارس موثر باشد. بر اساس نتایج حاصل، محدوده ضخامت لایه اکمن در بستر تنگه هرمز بین 1 تا 22 متر به‌دست آمده است (جدول 2) که با محدوده ضخامت لایه اکمن ذکر شده در اپل (1999) یعنی 1 تا 20 متر هم‌خوانی دارد. در بین 9 ایستگاه واقع در جنوب قشم، کوچک‌ترین زمان چرخ‌کاهی معادل $t_s = 2h$ مربوط به ایستگاه شماره 4 است که بیشترین شیب را دارد (جدول 2). هم‌چنین در این ایستگاه ضریب پخش پیچکی و به‌ویژه عدد اکمن به‌طور قابل ملاحظه‌ای از سایر ایستگاه‌ها بزرگ‌تر است و بزرگی عدد اکمن نشان‌دهنده اصطکاک بیشتر در بستر و ناپایایی جریان است. عکس مطالب فوق در ایستگاه شماره 7 دیده می‌شود، یعنی این ایستگاه دارای کمترین شیب، بیشترین زمان چرخ‌کاهی شارش اکمن پس از ایستگاه 5، کمترین ضخامت لایه اکمن در بستر، کوچک‌ترین عدد اکمن پس از ایستگاه 5 و کوچک‌ترین ضریب پخش پیچکی است (جدول 2). در واقع از مقایسه مقادیر کمیت‌های ذکر شده در بالا برای هر یک از ایستگاه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که با افزایش شیب بستر، مقادیر عدد اکمن و ضریب پخش پیچکی افزایش یافته و منجر به کاهش زمان چرخ‌کاهی شاراکمن می‌شود.

نتایج محاسبه شعاع راسبی اولین مد کژفشار، زمان‌های چرخ‌کاهی مُد فشارورد و اولین مُد کژفشار، بسامد شناوری و عدد موج (یا طول موج) مربوط به جریان مرزی برای هر یک از 9 ایستگاه مورد مطالعه نیز بیانگر آن است که ایستگاه شماره 5 دارای کوچک‌ترین طول موج (بزرگ‌ترین عدد موج)، شعاع دگرشکلی راسبی، ضخامت لایه اکمن در بستر و زمان چرخ‌کاهی اولین مُد کژفشار و هم‌چنین بیش‌ترین زمان چرخ‌کاهی مُد فشارورد است (جدول 3). به‌علاوه، بزرگ‌ترین طول موج (کوچک‌ترین عدد موج)، شعاع دگرشکلی راسبی، ضخامت لایه اکمن در بستر و زمان چرخ‌کاهی اولین مُد کژفشار و کمترین زمان چرخ‌کاهی مُد فشارورد مربوط به ایستگاه شماره 6 است. میانگین (9 ایستگاه) شعاع دگرشکلی راسبی مربوط به اولین مُد کژفشار در منطقه جنوب قشم، حدود 5/5 کیلومتر برای عمق بستر و بسامد شناوری حدود $0/02 \text{ s}^{-1}$ محاسبه شده است. نتیجه‌ای که می‌توان از مقایسه مقادیر ارائه شده در جدول 3 گرفت آن است که با افزایش ضخامت لایه اکمن در بستر، زمان چرخ‌کاهی اولین مُد کژفشار افزایش و زمان چرخ‌کاهی مُد فشارورد کاهش می‌یابد. این امر بدان معناست، زمانی که توقف شار اکمن در مُد فشارورد وجود دارد، در اولین مُد کژفشار زمان توقف شار اکمن طولانی بوده و عملاً اتفاق نمی‌افتد. همان‌طور که پیش‌تر ذکر شد، نتایج فوق در تخمین جریان‌های منطقه مورد مطالعه حائز اهمیت بوده و در هرگونه مطالعات و محاسبات عددی باید مد نظر قرار گیرد.

منابع

ترابی‌آزاد، م. ثابت‌عهد جهرمی، ع. و رئیسی کمیز، ا.، 1389، بررسی روند تغییرات کمی و کیفی جریان ژئوستروفیک در خلیج فارس: چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، اردیبهشت 1389، تهران.

- Condie, S. A., 1999, Ocean boundary mixing during Ekman layer arrest: *J. Phys. Oceanography*, **29**, 2993–3001.
- Garrett, C., 1990, The role of secondary circulation in boundary mixing: *J. Geophys. Res.*, **95**, 3181–3188.
- Garrett, C., Mac Cready, P., and Rhines, P., 1993, Boundary mixing and arrested Ekman layers: Rotating stratified flow near a sloping boundary: *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **25**, 291–323.
- Gill, A. E., 1982, *Atmosphere–Ocean Dynamics*: Academic Press, 662 pp.
- MacCready, P., and Rhines, P. B., 1991, Buoyant inhibition of Ekman transport on a slope and its effect on stratified spin-up: *J. Fluid Mech.*, **223**, 631–661.
- Pálmarrsson, S., and Schladow, S. G., 2006, Boundary flow on a lake slope during Ekman layer arrest: *J. Geophys. Res.*, **111**, C04006, DOI: 10.1029/2004JC002827.
- Saylor, J. H., and Miller, G. S., 1988, Observation of Ekman veering at the bottom of Lake Michigan: *J. Great Lakes Res.*, **14**, 94–100.
- فلاحی، م.، 1385، پیش‌بینی سرعت جریان‌های جزر و مدی در تنگه هرمز: پایان‌نامه کارشناسی ارشد فیزیک دریا، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس.
- قادریگانه، ن.، 1390، محاسبه انتقال اکمن با استفاده از داده‌های میدانی در خزر جنوبی: پایان‌نامه کارشناسی ارشد فیزیک دریا، واحد علوم و تحقیقات تهران، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی.
- Apel, J. R., 1999, *Principles of Ocean Physics*: Academic Press, 631 pp.
- Brink, K. H., and Lentz, S. J., 2010a, Buoyancy arrest and bottom Ekman transport. Part I: Steady flow: *J. Phys. Oceanography*, **40**, 621–635.
- Brink, K. H., and Lentz, S. J., 2010b, Buoyancy arrest and bottom Ekman transport. Part II: Oscillating flow: *J. Phys. Oceanography*, **40**, 636–655.

Archive 03

Study of arrested Ekman layer on the bottom of the western coastal areas of the Strait of the Hormuz

Farhang Ahmadi-Givi^{*1}, Marjaneh Haghighi² and Abbasali Aliakbari Bidokhti³

¹ Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² M. Sc. Graduate of Physical Oceanography, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

³ Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 02 September 2015, Accepted: 30 May 2016)

Summary

A thorough appreciation of the dynamic effects of bottom friction on water mass flow requires an understanding of the boundary layer characteristics, known as Ekman layer. Ekman layer on a sloping bed includes upslope or downslope flows that may intensify mixing or change the thickness of the Ekman boundary layer. The bottom friction can also reduce the fluid current, thereby reducing the Coriolis force and destroying the geostrophic current, named as the process of spin down.

This study is conducted to investigate the impact of bottom slope on the distribution of physical parameters of water and the resulting phenomena, in order to identify the characteristics of the Ekman layer on the bottom slopes of the western Strait of Hormuz. The research utilizes the CTD (conductivity, temperature, and depth) field data of the western Strait of Hormuz in 2005 gathered by the National Institute of Oceanography of Iran. The vertical profiles of temperature, salinity, density, tidal currents and the horizontal cross sections of density were made by using Excel and MATLAB software.

The results indicate that the current on the bottom of Strait of Hormuz is of an upslope type, and the pycnoclines become almost perpendicular to the slope with the increase of slope of the bottom. The minimum Ekman flux spin down is estimated of two hr and is related to a station with the maximum slope. Greater bottom slope and stronger stratification are found to remarkably shorten the shutdown timescale of the Ekman layer. We estimated the eddy diffusivity, k_v , between zero and $0/005 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. A positive correlation was also found between eddy diffusion coefficient k_e and Ekman layer parameters, which is indicative of the non-stationary flow and mixing due to Ekman layer stoppage.

The horizontal scale that characterizes the dimension of a boundary current is the Rossby radius of deformation. Since baroclinic flow involves a number of internal modes, there will be a Rossby radius of deformation for each mode. The average Rossby radius of deformation in the south of the island for the first baroclinic mode is estimated at about 5.6 km, and buoyancy frequency in the Strait of Hormuz is $0.02 \text{ (s}^{-1}\text{)}$. Spin down time (t_s) of the stations located in the south of Qeshm for the first baroclinic and barotropic modes were also calculated. Results show that the greater the depth of the boundary layer on the bottom, the larger the spin down time for the first baroclinic mode. When Ekman layer is arrested in the barotropic mode, it seems that the spin down time for the first baroclinic mode becomes very large; thus we can conclude that the spin down does not happen in the arrested Ekman layer. Typical thickness of the Ekman layer in the Strait of Hormuz varies between 0.5 and 22 meters.

Since the most important driving force of water up the slope is the tide, the tidal level changes about the long mean for the periods of ten years, one year, one month and one day are examined in the area. The results show that in the northern Strait of Hormuz, the maximum tidal range is about 4.73 meters and the average neap and spring tides are 2.15 and 3.53 meters, respectively. The calculated tidal currents and the related profiles for all the stations indicate that the maximum tidal speed is seen at the top of the bottom mixed layer. As the bottom is approached the speed of tidal current decreases remarkably and turbulence dominates which represent the state of the surface layer.

Keywords: Ekman layer, Strait of Hormuz, Ekman number, eddy diffusion coefficient, sloping bottom

*Corresponding author:

ahmadig@ut.ac.ir