

مطالعه وارونگی‌های دما و شوری در آب‌های دریای عمان

ارم قاضی^{۱*}، عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^۲، مجتبی عظام^۳، مجتبی ذوالجودی^۴

۱- دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران. پست الکترونیکی: eram.ghazi@srbiau.ir

۲- استاد موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران. پست الکترونیکی: bidokhti@ut.ac.ir

۳- دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران. پست الکترونیکی: ezam@srbiau.ir

۴- پژوهشگاه هواشناسی و علوم جوی. پست الکترونیکی: M.zoljoodi@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۹/۱۰/۱۱

* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۹۹/۸/۱۸

چکیده

در تحقیق حاضر مطالعات میدانی به بررسی ساختارهای قائم و گرادیان‌های افقی دما، شوری و چگالی و همچنین مطالعه کنتورهای هم‌کمیت در سه بخش بالایی، میانی و پایینی دریای عمان در زمستان و تابستان پرداخته است. نتایج این بررسی حضور جریان نفوذی ترموهالاینی را در اعماق بین ۱۰۰ تا ۴۵۰ متر تایید می‌کند. ماکزیمم دما و شوری در لایه‌های نفوذی در عمق حدود ۲۵۰-۳۰۰ متر نشان داده شده است. این بررسی نشان می‌دهد که در دریای عمان وارونگی‌های دما و شوری در دو فصل زمستان و تابستان در عمق ۲۵۰ متری مشاهده می‌شود و هر دو فرآیند همرفت پخش (رژیم انگشتی و رژیم پخشی) در ایجاد وارونگی‌های دما و شوری نقش متعارف دارند. ضخامت لایه‌های نفوذی در مرز بین توده‌های آب حدود ۱۰ تا ۲۰ متر است و دمای بیشینه با عمق شوری بیشینه منطبق است. لنتزهای گرم و شور نشان دهنده دو مرز در بالا و پائین هستند که همرفت پخش دوگانه و رژیم انگشتی برتریب در مرزهای بالا و پایین مشاهده می‌شوند. پخش همرفتی و نه رژیم انگشتی، عامل غالب در پخش دوگانه مربوط به حالت پایدار است.

کلمات کلیدی: وارونگی دما و شوری، رژیم انگشتی، همرفت پخش دوگانه، جریان خروجی خلیج فارس.

۱. مقدمه

مشخص جبهه ترموهالاینی ایجاد می‌شود که با گرادیان‌های افقی دما و شوری همراه هستند در مجموع به گونه‌ای تنظیم^۱ می‌شوند که در راستای قائم ستون آب پایدار باشد. پخش دما و شوری فرآیندهایی مثل همرفت پخش دوگانه را در حاشیه توده‌های آب ایجاد می‌کنند که جریان نفوذی ترموهالاینی نامیده می‌شوند وقتی این جریان در لایه‌ها تنظیم می‌شود می‌توانند تا هزاران کیلومتر پیش رفته و بر روی ترموکلاین اصلی، لایه بندی اقیانوس و گردش‌های اقیانوسی اثر بگذارند. این جریانات نقش مهمی در

خلیج فارس یک دریای کم عمق و نیمه بسته با تبخیر زیاد از شورترین نواحی آب‌های دنیاست و به صورت یک خور معکوس همواره از طریق تنگه هرمز در حال تبادل با دریای آزاد است (Reynolds, 1993). تبادل آب بین خلیج فارس و دریای آزاد باعث می‌شود آب حالت دو لایه داشته باشد. اختلاط افقی باعث شکل‌گیری زبانه‌های شور ترموهالاینی می‌گردد. در حاشیه توده‌های آب جریان ترموهالاینی با نفوذ جانبی یک توده آب در توده آبی دیگر با ویژگی‌های متفاوت ترموهالاینی در عمقی

¹ Adjustment

مقاومت باشد ناپایداری رخ می‌دهد که علت آن پخش سریعتر یک مولفه، نسبت به مولفه دیگر است و موجب حرکات شدید و اختلاط در جهت قائم می‌شود که به آن همرفته پخش دوگانه گفته می‌شود (Ruddick and Kerr, 2003).

دو نوع پخش دوگانه امکان پذیر است، رژیم انگشتی و پخش همرفتی. هر دو نوع پخش دوگانه می‌توانند حرکت های زبانه‌ای ایجاد کنند. در محیط‌های اقیانوسی به علت اختلاف دما و شوری در اعماق مختلف، همرفت پخش دوگانه مشاهده می‌شود (Turner, 1973).

وقوع پدیده همرفت پخش به طور دائمی و طبیعی در بسیاری از اقیانوس‌ها و دریاها ناشی از سه عامل اختلاف آب‌های سطحی و عمق، اختلاف غلظت شوری موجود در این آب‌ها و اختلاف پخش گرما و شوری است. باتوجه به نقش مهم این جریان‌ها در دینامیک اقیانوس‌ها و حجم آب انتقالی توسط آن‌ها، که در مقایسه با حجم آب انتقالی در سطح، قابل توجه است و باتوجه به شارهای گرما، شوری و دیگر پارامترها که توسط این جریان‌ها ایجاد می‌شوند و بودجه گرمایی زمین و اقلیم را تحت تأثیر قرار می‌دهند، بررسی لایه‌های وارونگی دما و شوری و جریان نفوذی جنبه ترموهالاینی جریان خروجی خلیج فارس و نقش فرآیند همرفت پخش (رژیم انگشتی و رژیم پخشی) در ایجاد وارونگی‌های دما و شوری در آب‌های خروجی خلیج فارس در دریای عمان ضروری به نظر می‌رسد.

در بخش اول وارونگی‌های دما و شوری با استفاده از پروفایل‌های قائم و برش‌های مقطعی دما، شوری و سیگماتی در زمستان و تابستان ارائه شده است. در بخش دوم، بررسی همرفت پخش دوگانه (رژیم انگشتی و رژیم نوسانی) توسط زاویه ترنر، نسبت چگالی و رسم گرادیان‌های دما و شوری مورد بحث قرار گرفته است.

۲. مواد و روش‌ها

۲-۱ داده‌های میدانی

در این تحقیق به بررسی مشاهدات میدانی با استفاده از داده‌های^۲ CTD بدست آمده از گشت دریایی^۳ ROPME 1992 از

دینامیک اقیانوس‌ها دارند. با وجود اینکه در مقایسه با جریان‌های سطحی آهسته‌تر هستند، اما حجم آب انتقالی توسط این جریان‌ها در مقایسه با حجم آب انتقالی در سطح قابل توجه است (Swift and Bower, 2003; Bidokhti and Ezam, 2009).

فرآیندهای نفوذی در انتقال جانبی گرما و شوری در جنبه‌های اقیانوسی اهمیت دارند. نیروهای موثر در چنین فرآیندهایی به علت ناپایداری باروکلینیکی جنبه ترموهالاینی یا همگرایی حرکت پیچک بوجود می‌آیند (Ruddick, 2010). بسیاری معتقدند که این ساختارها در نتیجه فرآیند تبادل آب خروجی از کف تنگه‌های دریای نیمه بسته پدید می‌آید که از برهم کنش توپوگرافی کف فلات و شیب قاره‌ای ایجاد می‌شود. برخی دیگر آنرا ناشی از نوسان‌های جزرومدی آب نفوذی در میان تنگه‌ها می‌دانند. تعاریف مربوط به زبانه‌های ترموهالاینی بین محققان متفاوت و معمولاً با وارونگی شوری و دمایی مرتبط است (Rudnick and Ferrari, 1992; Bidokhti, 2005).

وارونگی‌ها نشان دهنده لایه‌های متناوب آب گرم و شور و سرد و شیرین هستند. طول موج قائم لایه‌ها از ۱۰ تا ۱۰۰ متر و مسافت افقی آنها از ۱ تا ۱۰۰ کیلومتر یا بیشتر است. علت ایجاد آنها حرکت جانبی آب در حضور گرادیان‌های افقی دما و شوری در جنبه‌های اقیانوسی است. این لایه‌ها ترموهالاین نفوذی نامیده می‌شوند به این معنی که شکل‌گیری آنها با نفوذ یک توده آب ترموهالاینی به لایه دیگر صورت می‌گیرد (May and Kelly, 2001). اخیراً نقش امواج داخلی در ایجاد آنها نیز مورد نظر است. در محیط‌های اقیانوسی دو مولفه گرما و شوری موجب چینه‌بندی چگالی می‌شوند.

جریان‌های ترموهالاین نفوذی با وارونگی‌های دما و شوری بر حسب عمق شناخته می‌شوند و پدیده‌هایی هستند که بطور طبیعی با پخش دوگانه رخ می‌دهند. این جریان‌ها خودراندۀ^۱ بوده و انرژی پتانسیل ذخیره شده در مؤلفه شوری را آزاد می‌کنند و با چندین فرآیند متفاوت مثل رژیم انگشتی، فرارفت پخش، فرارفت مولکولی و غیره شکل می‌گیرند. اگر در یک شاره که دارای چینه‌بندی چگالی است اختلاف سرعت بین لایه‌ها وجود نداشته باشد، سیستم شاره پایدار است و لزومی ندارد که عاملی سبب شود تا بر نیروی شناوری غلبه کند. در صورتیکه چینه‌بندی چگالی، تحت تأثیر دو یا چند مولفه با ضرایب پخش مولکولی

² Conductivity Temperature Depth

³ Mt. Mitchell Expedition to the ROPME Sea Area

¹ self-driven

۲-۲ همرفت پخش دوگانه

همرفت پخش دوگانه به دلیل اختلاف در پخش مولکولی شوری و دما رخ می‌دهد. هنگامی که توزیع شوری و دما در ستون آب از نظر توزیع چگالی اثرات معکوسی داشته باشند ساختارهای بسیار جالبی در ستون آب ایجاد می‌شود. دو نوع رژیم (رژیم انگشتی و رژیم پخشی نوسانی) در این گونه همرفت وجود خواهد داشت (Bidokhti and Sabagh, 2003). رژیم انگشتی هنگامی رخ می‌دهد که آب گرم و شور روی آب سرد و نسبتاً شیرین قرار می‌گیرد و رژیم لایه‌ای (نوسانی) هنگامی که آب‌های سرد و شیرین روی آب‌های گرم و شور قرار گیرند یا ستون آب با گرادیان شوری پایدار از پایین گرما ببیند. در این حالت به دلیل ناپایداری در اثر گرادیان دما یک لایه در کف ایجاد می‌شود و همرفت صورت می‌گیرد در نتیجه لایه نازکی تشکیل می‌شود (Bidokhti, 2004).

۳-۲ نسبت چگالی $R\rho$

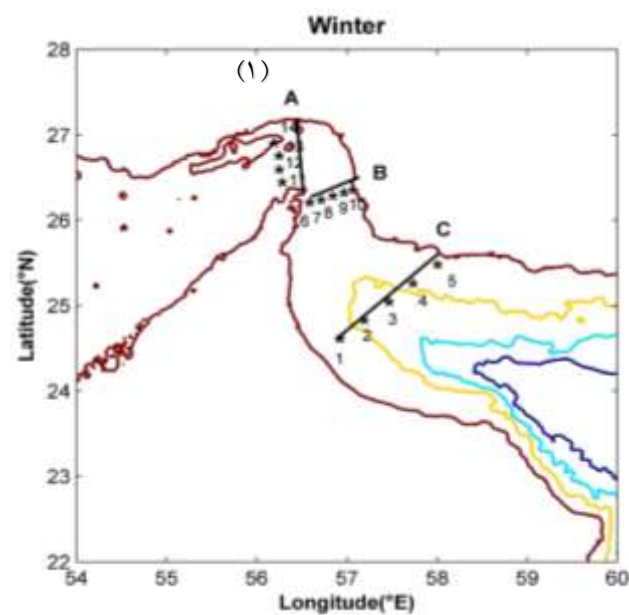
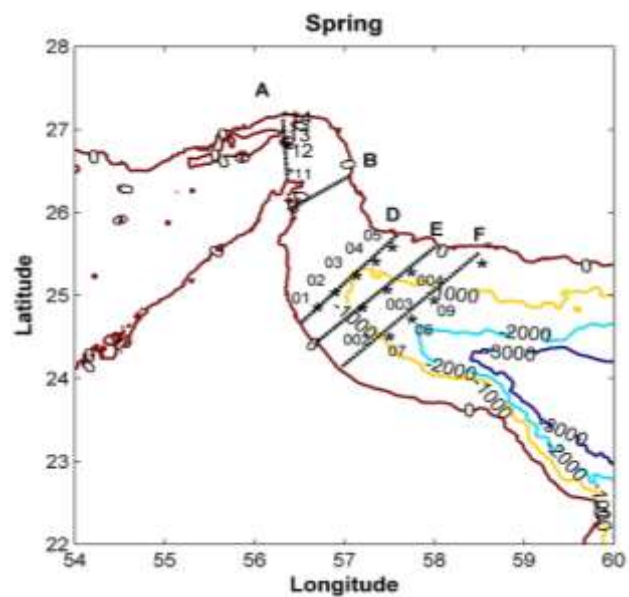
نسبت پایداری یا نسبت چگالی رابطه پخش دوگانه با نسبت گرادیان دما و شوری است (Turner, 1973). نسبت چگالی $R\rho$ پارامتری کلیدی برای مطالعه همرفت پخش دوگانه است درحقیقت همرفت پخش دوگانه با نسبت چگالی برای نیمرخ‌های دما و شوری از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$R\rho = \alpha \Delta T / \beta \Delta S \quad (1)$$

α ضریب انبساط دمایی و β ضریب تراکم شوری است. نسبت چگالی یا نسبت پایداری برای $R\rho > 1$ مساعد برای رژیم انگشتی است. $0 < R\rho < 1$ مساعد برای رژیم پخشی است و $R\rho = 0$ بر دمای یکنواخت دلالت دارد. (احتمالاً نتیجه همرفت درون یک لایه) $R\rho < 0$ بر گرادیان پایدار هر دو دما و شوری دلالت دارد و همرفت پخش وجود ندارد. وقتی $R\rho$ به ۱ نزدیک می‌شود وقوع هر دو رژیم پخشی و انگشتی محتمل است.

در جبهه‌های افقی اقیانوسی که یک سمت آن، آب گرم و شور و سمت دیگر آن آب سرد و شیرین قرار دارد $R\rho$ نزدیک به ۱ است. زیرا دما و شوری اثر معکوس بر روی چگالی گذاشته و جبران کننده یکدیگر هستند (You, 2002). در بیشتر مناطق اقیانوسی مقادیر $R\rho$ مقادیر مثبت یا منفی خیلی بزرگ و گاهی

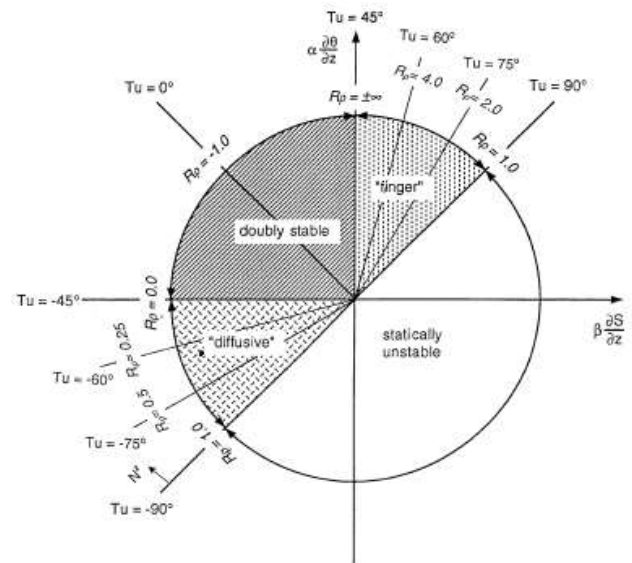
در مدت (ژانویه - فوریه) (leg1) و (می - جون) (leg6) در خلیج فارس و دریای عمان پرداخته شده است. منطقه مورد مطالعه در محدوده خلیج فارس و بخشی از دریای عمان با طول جغرافیایی $60^{\circ}E - 54^{\circ}E$ و عرض جغرافیایی $28^{\circ}N - 22^{\circ}N$ قرار دارد. مکان ایستگاه‌های اندازه‌گیری بر روی نقشه هیدروگرافی دریای عمان شکل ۱ و ایستگاه‌های مورد مطالعه به ترتیب در زمستان بر روی سه مسیر A, B, C در زمستان و در تابستان بر روی مسیرهای A, B, D, E, F مشخص شده است.



شکل ۱: نقشه دریای عمان و ایستگاه‌های اندازه‌گیری گشت دریایی راپمی در فصل زمستان و تابستان ۱۹۹۲

تعریف کرد که با استفاده از این رابطه می‌توان نوع فرآیند همرفت پخش دوگانه را مشخص کرد. بدین صورت که اگر $45^\circ < Tu < 90^\circ$ رخ پخش دوگانه را مشخص کرد. بدین صورت که اگر $45^\circ < Tu < 90^\circ$ رخ پخش دوگانه را مشخص کرد. بدین صورت که اگر $45^\circ < Tu < 90^\circ$ رخ پخش دوگانه را مشخص کرد. بدین صورت که اگر $45^\circ < Tu < 90^\circ$ رخ پخش دوگانه را مشخص کرد.

بینهایت هستند، به جز برای گردش جنب حاره‌ای که تقریباً یک مقدار ثابت است.



شکل ۲: زاویه ترنر بر طبق مقادیر Rp به منظور مشخص کردن پخش دوگانه شدید، متوسط و ضعیف نشان داده شده است (You, 2002).

۳. نتایج و بحث

۳-۱ وارونگی‌های دما و شوری در دریای عمان

در دنیای اقیانوسی تقریباً در همه پروفایل‌های دما و شوری وارونگی‌هایی وجود دارد که ساختار نفوذی ترموهالاینی جانبی را نشان می‌دهد. پروفایل‌های قائم و برش‌های مقطعی دما، شوری و سیگماتی در مسیر A در تنگه هرمز و در مسیرهای F و C در دریای عمان در زمستان و تابستان رسم شده‌اند. مسیرهای مورد بررسی بر اساس موقعیت جغرافیایی آنها در منطقه شیب قاره در دریای عمان انتخاب شده‌اند.

شکل‌های ۳ و ۴ پروفایل‌های قائم و برش‌های مقطعی دما، شوری و سیگماتی را در مسیر A در زمستان و تابستان در تنگه هرمز نشان می‌دهد. جریان خروجی خلیج فارس در زمستان و تابستان در این منطقه کمی با هم تفاوت دارند. در زمستان چینه‌بندی ابتدا یکنواخت و سپس ضعیف می‌شود. بادهای شمالی که سرد هستند در مجاورت آب‌های گرم خلیج فارس تبادل سرمایی انجام می‌دهند و باعث انتقال حرارت به سطح می‌شوند. بادهای سرد در لایه‌های بالا شروع به همرفت کرده و باعث ایجاد اختلاط می‌شوند که در مسیر A بخوبی قابل مشاهده است. در این منطقه وارونگی‌های دما قابل مشاهده است.

مشکلات وقتی بوجود می‌آیند که $(\frac{\partial S}{\partial z})$ خیلی کوچک است و علامت Rp وابسته به علامت SZ است زیرا در ترموکلاین $(\frac{\partial \theta}{\partial z})$ تقریباً در هر جایی مثبت است (Griffiths and Bidokhti, 2008). به منظور ایجاد تفسیر راحت‌تر و اجتناب از ابهام علامت‌ها (Ruddick, 1983) زاویه ترنر^۱ را معرفی کرد.

$$Tu(\text{deg}) = \tan^{-1} \left(\alpha \frac{\partial \theta}{\partial z} - \beta \frac{\partial S}{\partial z}, \alpha \frac{\partial \theta}{\partial z} + \beta \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (2)$$

$$Rp = -\tan(Tu + 45) \quad (3)$$

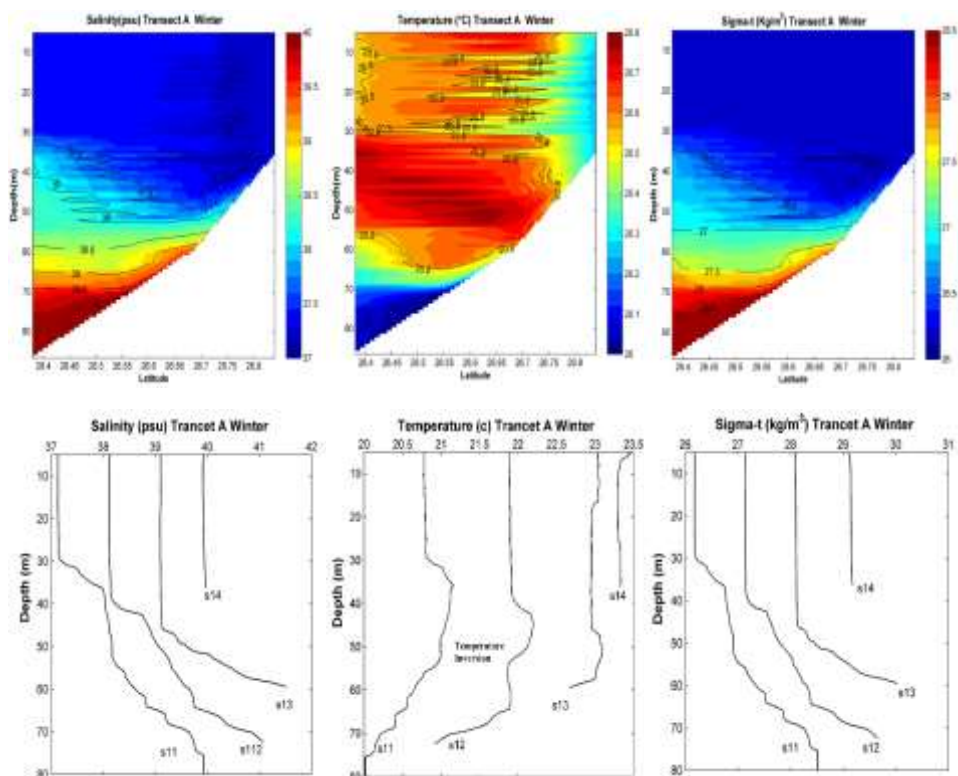
$$\alpha = -\rho^{-1} \frac{\partial \rho}{\partial \theta} \quad (4)$$

$$\beta = -\rho^{-1} \frac{\partial \rho}{\partial S} \quad (5)$$

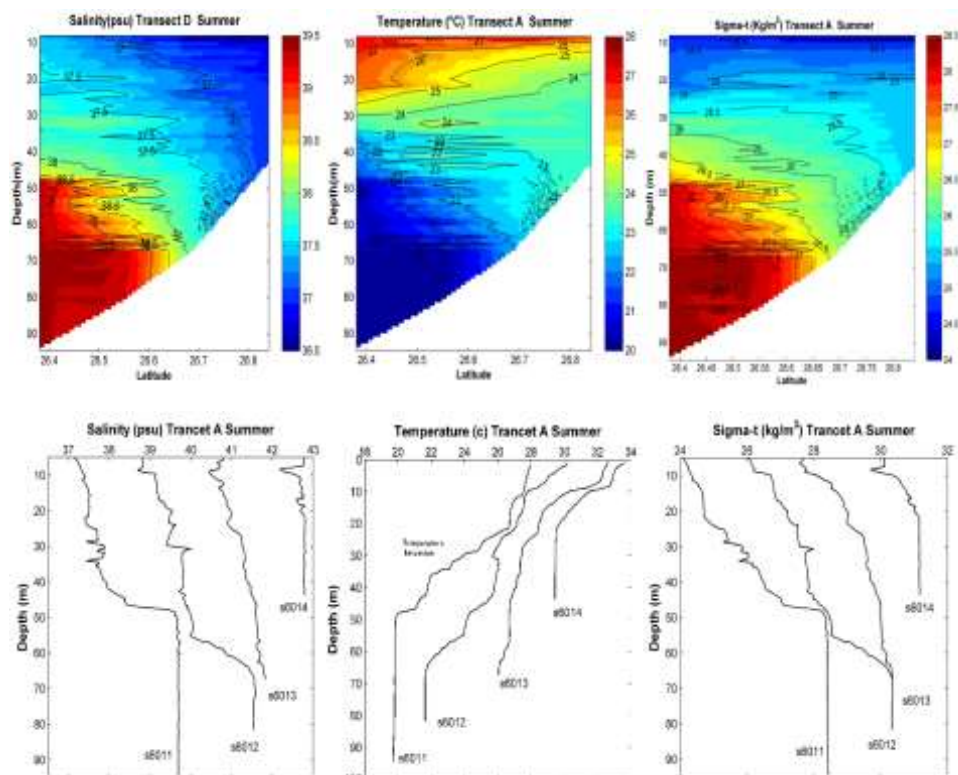
رادیک (Ruddick, 1983) پارامتری بنام زاویه ترنر به صورت

$$Tu = \tan^{-1} \left(\frac{Rp + 1}{Rp - 1} \right)$$

¹ Turner Angle



شکل ۳: برش‌های مقطعی و نیمرخ‌های قائم دما، شوری و سیگماتی در ترانسکت A در زمستان. برای بررسی واضح‌تر به ترتیب به اندازه‌های ایستگاه ۱۲ یک واحد و به ایستگاه ۱۳ دو واحد و... اضافه شده است.



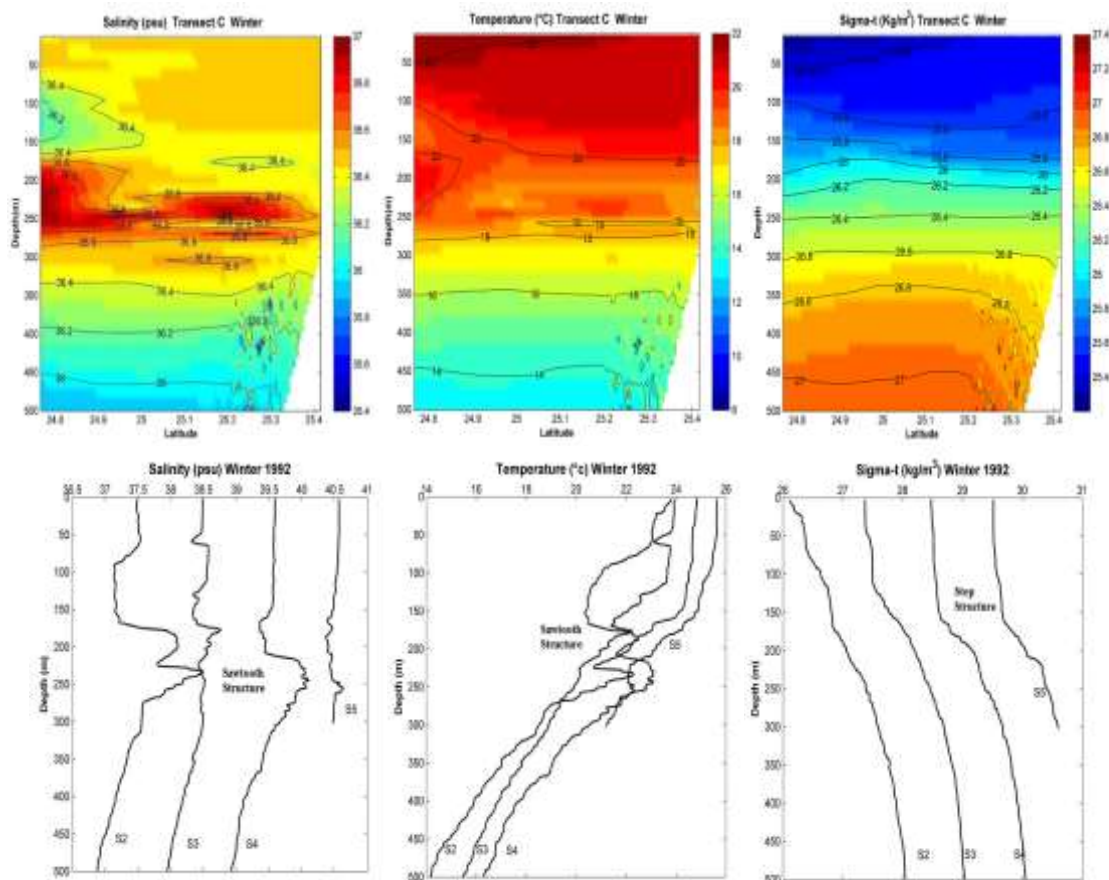
شکل ۴: برش‌های مقطعی و نیمرخ‌های قائم دما، شوری و سیگماتی در ترانسکت A در تابستان. برای بررسی واضح‌تر به ترتیب به اندازه‌های ایستگاه ۱۲ یک واحد و به ایستگاه ۱۳ دو واحد و... اضافه شده است.

ترموهالاینی در پروفایل شوری از عمق ۱۰۰-۱۵۰ متر شروع شده و تا عمق بین ۲۵۰ - ۳۰۰ متر افزایش می‌یابد و به مقدار ماکزیمم خود می‌رسند.

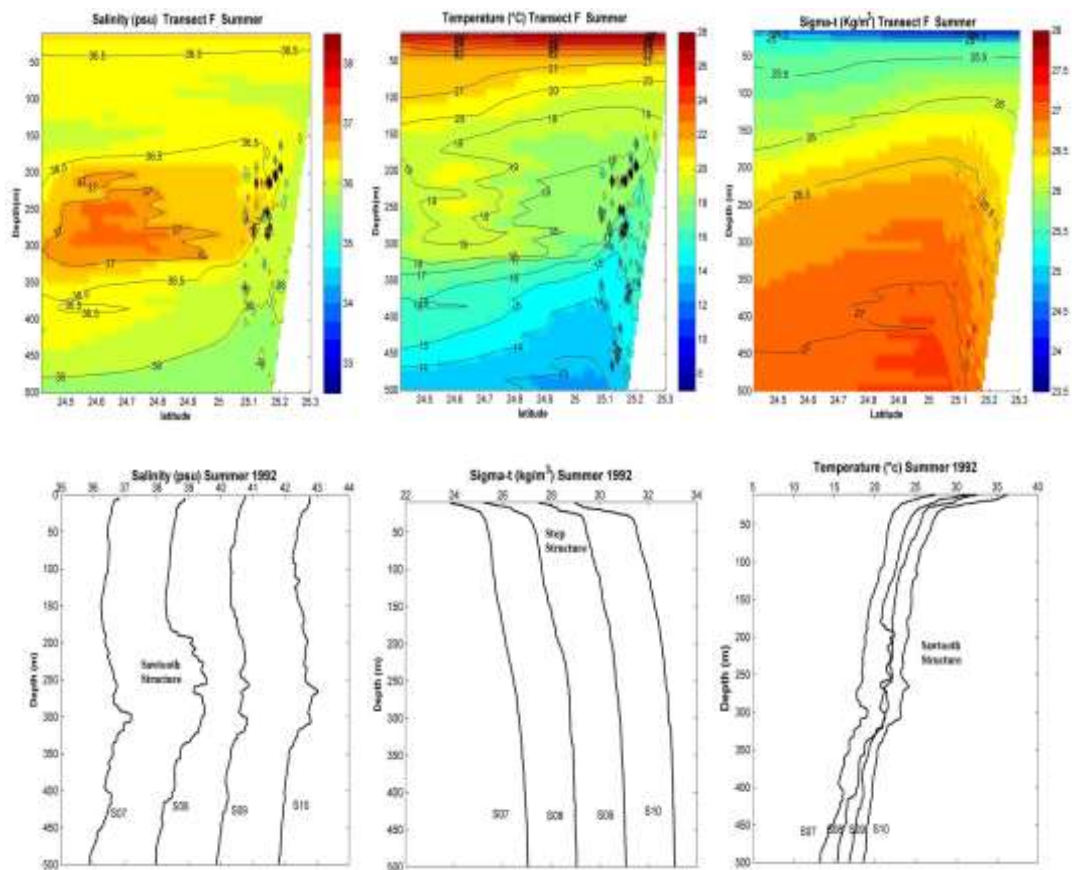
از عمق میانگین ۲۵۰ متر تا حدود ۳۵۰-۴۵۰ متر دما و شوری هر دو کاهش یافته و چینه‌بندی ترموهالاینی با همرفت رژیم انگشتی سازگار است. از عمق حدود ۴۵۰ متر به بعد ستون آب بطور کامل چینه‌بندی پایدار دارد. در این منطقه آب گرم و شور بین دو لایه آب سرد و شیرین قرار دارد. در این حالت یک مرز در بالا که آب سرد و شیرین بر روی آب گرم و شور و مرز دیگر آب گرم و شور بر روی آب سرد و شیرین قرار می‌گیرد. فرارفت پخش دوگانه در مرز بالا و رژیم انگشتی در مرز پائین مشاهده می‌شود. لایه‌های نفوذی ترموهالاینی در تمام ایستگاه‌ها در نیمرخ‌های دما و شوری ساختار دندان‌های داشته در حالیکه در میدان چگالی ساختار پله‌ای دارند به عبارتی یک توالی پایدار هیدروستاتیکی و گرادیان کم لایه‌ها را نشان می‌دهند.

در تابستان ترموکلاین فصلی بسیار قوی وجود دارد که وقتی شروع به شکسته شدن می‌کند باعث سرد شدن آب‌های سطحی می‌شود. ترموکلاین در نیمرخ دما کاملاً گسترش یافته و اثرات آن در شکل به صورت لکه‌های آبی کم رنگ مشاهده می‌شود که نشان دهنده وارونگی است. در تابستان چینه بندی بسیار قوی‌تری نسبت به زمستان وجود دارد. یک جریان خروجی شور با کمی تفاوت در هر دو فصل مشاهده می‌شود.

شکل‌های ۵ و ۶ پروفایل‌های قائم و برش‌های مقطعی دما، شوری و سیگماتی را در دو مسیر C و F به ترتیب در زمستان و تابستان در منطقه جبهه‌ای بین تنگه هرمز و راس‌الحد نشان می‌دهند. وارونگی‌های دما و شوری در تابستان از عمق حدود ۱۰۰ تا ۳۵۰ متر و در زمستان از عمق حدود ۱۵۰ تا ۴۵۰ متر مشاهده می‌شوند. در ۱۰۰-۱۵۰ متر بالایی آب‌های سرد جریان خروجی خلیج فارس با شوری کمتر بر روی آب گرم با شوری بیشتر قرار دارد که چینه‌بندی را برای شکل‌گیری فصل مشترک پخش و همرفت پخش دوگانه ایجاد می‌کند. لایه‌های نفوذی



شکل ۵: برش‌های مقطعی و نیمرخ‌های قائم دما، شوری و سیگماتی در ترانسکت C در زمستان. برای بررسی واضح‌تر به ترتیب به اندازه واحدهای ایستگاه ۲ یک واحد و به ایستگاه ۳ دو واحد و... اضافه شده است.



شکل ۶: برش‌های مقطعی و نیمرخ‌های قائم دما، شوری و سیگماتی در ترانسکت F در تابستان. برای بررسی واضح‌تر به ترتیب به اندازه واحدهای ایستگاه ۲ یک واحد و به ایستگاه ۳ دو واحد و اضافه شده است.

ضخامت لایه‌های نفوذی در مرز بین توده‌های آب در پروفایل‌های دما، شوری و سیگماتی حدود ۱۰ تا ۲۰ متر است. در تابستان بر خلاف زمستان جریان خروجی خلیج فارس که وارد دریای عمان می‌شود یکپارچه و متحد است. زیرا ترموکلاین در این فصل از فصل‌های ضخامت لایه‌های نفوذی در مرز بین توده‌های آب در پروفایل‌های دما، شوری و سیگماتی حدود ۱۰ تا ۲۰ متر است. در تابستان بر خلاف زمستان جریان خروجی خلیج فارس که وارد دریای عمان می‌شود یکپارچه و متحد است. زیرا ترموکلاین در این فصل از فصل‌های دیگر قوی‌تر است و مثل یک در پوش عمل می‌کند و اجازه نمی‌دهد واداشت‌های سطحی مثل باد یا شناوری سطحی و پیچک‌ها به لایه‌های زیرین نفوذ کنند بنابراین جریان خروجی یکپارچه باقی می‌ماند و اختلاط کمتری دارد. ضخامت لایه‌ها حدود (۵۰) در جریان خروجی خلیج فارس ممکن است به علت امواج درونی باشد که سریع‌تر از همرفت پخش در جریان خروجی ایجاد شده‌اند.

با توجه به اینکه ضریب پخش مولکولی گرما (k_T) صد برابر بیشتر از ضریب پخش مولکولی شوری (k_S) است بنابراین لایه‌های نازک در حین حرکت گرمای خود را از دست داده ولی شوری خود را حفظ می‌کنند در نتیجه ساختار لایه‌ای ایجاد شده در نیمرخ‌های قائم شوری نسبت به نیمرخ‌های قائم دما برای مدت زمان طولانی‌تری باقی می‌ماند (Bidokhti, 2004). بنابراین انتظار می‌رود که در نیمرخ‌های قائم شوری، ساختار لایه‌ای بارزتر ظاهر شوند. مقدار ماکزیمم دما و شوری در زمستان به $37/9$ psu و $30/1$ °C و در تابستان به 37 psu و $31/4$ °C می‌رسد. ماکزیمم شوری در عمق پائین‌تری نسبت به ماکزیمم دما قرار دارد. در زمستان تغییرات لایه‌های نفوذی در برش‌های مقطعی شوری بیشتر از دما است. برش‌های مقطع عرضی در نیمرخ‌های سیگماتی شکل‌گیری محیط دو لایه با مقادیر سیگماتی حدود $25/5$ kg/m³ در لایه بالایی و 29 kg/m³ در لایه پایینی و به صورت ضخیم را نشان می‌دهند.

تابستان قرار دارد. نمودارهای دما و شوری موقعیت جریان خروجی نفوذی را با ضخامت متفاوت در اعماق مختلف در دریای عمان نشان می‌دهند. تغییر در موقعیت زبانه‌های شور در نمودارها به علت تغییرات توده‌های آب در عمق‌ها و مسیرهای متفاوت جریان خروجی نفوذی است. جداول ۱ و ۲ مقادیر نسبت چگالی را بین $1 < R_p < 2$ در ایستگاه‌های شکل ۲ نشان می‌دهند که وقوع هردو رژیم پخشی و انگشتی محتمل است. شکل ۸ مثال‌هایی از نیمرخ‌های قائم زاویه ترنر و نسبت چگالی را در زمستان و تابستان نشان می‌دهد. ایستگاه‌ها بر اساس موقعیت جغرافیایی آنها در منطقه شیب قاره در دریای عمان انتخاب شده‌اند. نسبت چگالی بین $1 < R_p < 2$ در عمق بین ۲۰۰-۳۰۰ متر جریان خروجی خلیج فارس، هر دو فرآیند همرفت پخش و رژیم انگشتی را در لایه‌های نفوذی نشان می‌دهد.

جدول ۱: نسبت چگالی در ایستگاه‌های شکل ۲ در زمستان ۱۹۹۲

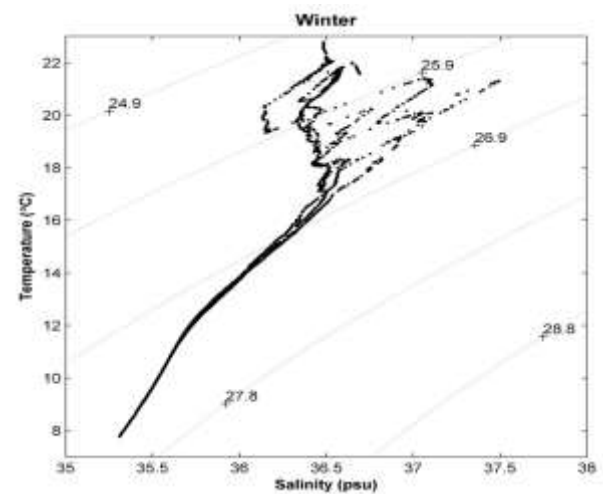
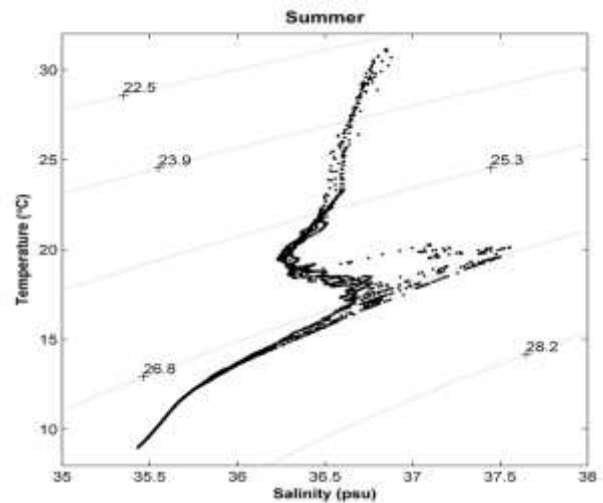
ایستگاه‌های زمستان	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	نسبت چگالی
۱	۲۴/۵۵	۵۶/۸۶	۱/۲۸
۲	۲۴/۷۶	۵۷/۱۳	۱/۴۹
۳	۲۴/۹۸	۵۷/۴۰	۱/۷۱
۴	۲۵/۱۹	۵۷/۶۷	۱/۶۱
۵	۲۵/۴۱	۵۷/۹۵	۱/۰۶
۶	۲۴/۷۶	۵۷/۱۱	۱/۳۹
۷	۲۴/۹۶	۵۷/۴	۱/۴۵
۸	۲۵/۱۹	۵۷/۶۷	۱/۲۵

جدول ۲: نسبت چگالی در ایستگاه‌های شکل ۲ در تابستان ۱۹۹۲

ایستگاه‌های تابستان	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	نسبت چگالی
۶	۲۴/۷۶	۵۷/۱۱	۱/۵۹
۷	۲۴/۹۶	۵۷/۴	۱/۴۲
۸	۲۵/۲۹	۵۷/۶۷	۱/۱۵
۹	۲۴/۴۲	۵۷/۴۳	۱/۵۷
۱۰	۲۴/۴۲	۵۷/۴۲	۱/۵۴
۱۱	۲۴/۶۲	۵۷/۶۹	۱/۴۱
۱۲	۲۴/۸۵	۵۷/۹۱	۱/۸۵
۱۳	۲۵/۳۰	۵۸/۴۵	۱/۸۱

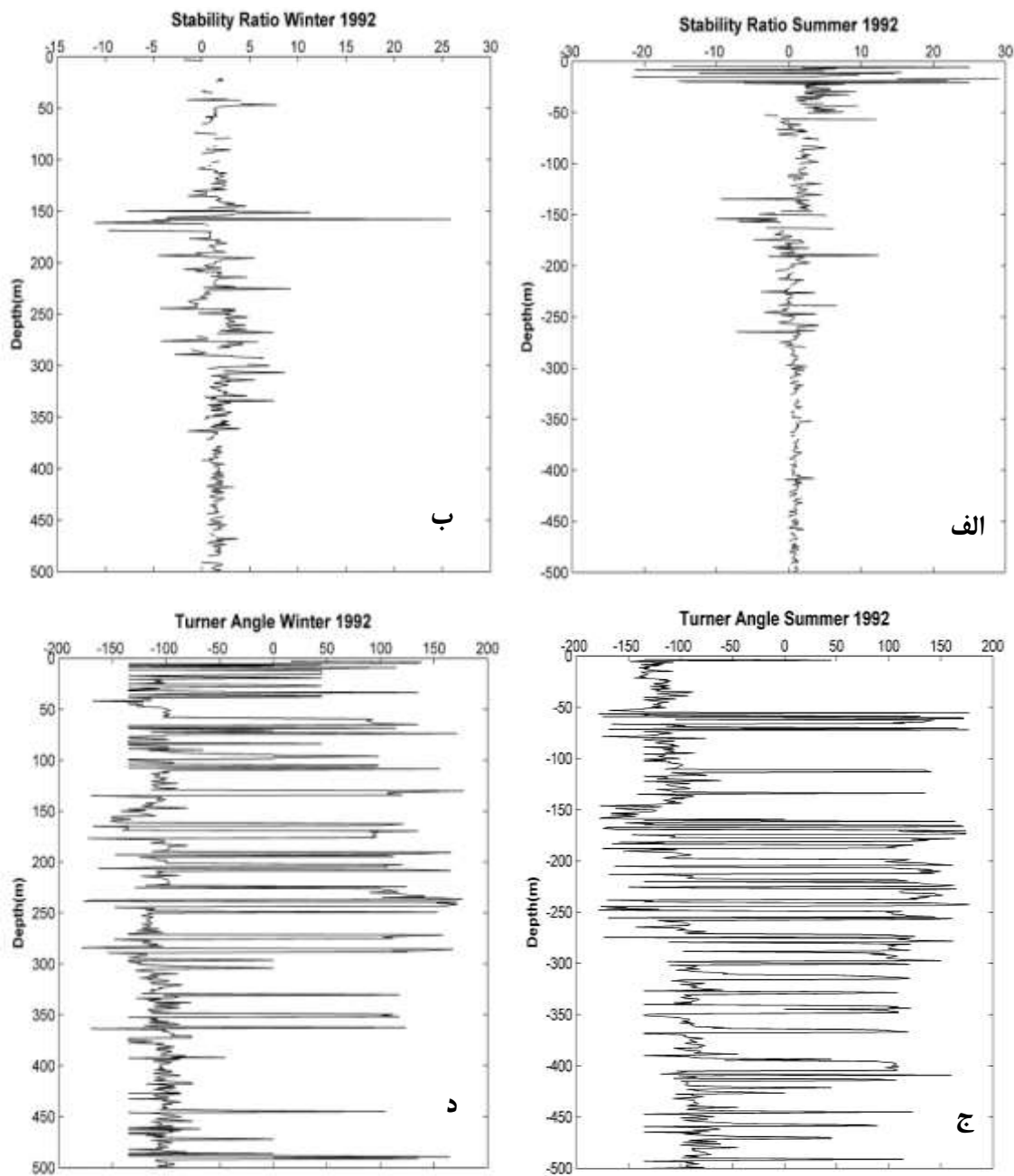
بر اساس نیمرخ‌های قائم زاویه ترنر بنظر می‌رسد که هر دو فرآیند همرفت‌های پخش و رژیم انگشتی در منطقه جبهه‌ای دریای عمان رخ می‌دهند که نقش مهمی در انتقال گرما و شوری دارند. در این آب‌ها لیزهای گرم و شور با همرفت پخش در مرز بالا و رژیم انگشتی در مرز پایین مورد انتظار هستند. نوسانات همرفت پخش بین $+۹۰$ و -۹۰ در لایه‌های بالا جریان خروجی و افزایش از -۹۰ تا -۶۰ در قسمت پایین جریان خروجی خلیج فارس با رژیم انگشتی مطابقت دارند.

مقایسه بین نیمرخ‌های قائم و مقطع عرضی نشان می‌دهد که وارونگی‌های دما و شوری در منطقه جبهه‌ای در عمق بین ۲۰۰-۲۵۰ متر مشاهده می‌شوند. شکل ۷ نمودارهای دما بر حسب شوری (T-S) اختلاط توده‌های آب جریان خروجی خلیج فارس را در زمستان و تابستان نشان می‌دهند. در زمستان تغییرات در دما و شوری و سیگماتی به ترتیب $۱۹\text{ }^{\circ}\text{C}$ ، $۳۷/۵\text{ psu}$ و $۲۶/۹\text{ kg/m}^3$ در تابستان به ترتیب $۲۱\text{ }^{\circ}\text{C}$ ، $۳۷/۵\text{ psu}$ و $۲۶/۶\text{ kg/m}^3$ می‌باشد.



شکل ۷: نمودارهای دما بر حسب شوری (T-S) در زمستان (الف) و تابستان (ب) در دریای عمان.

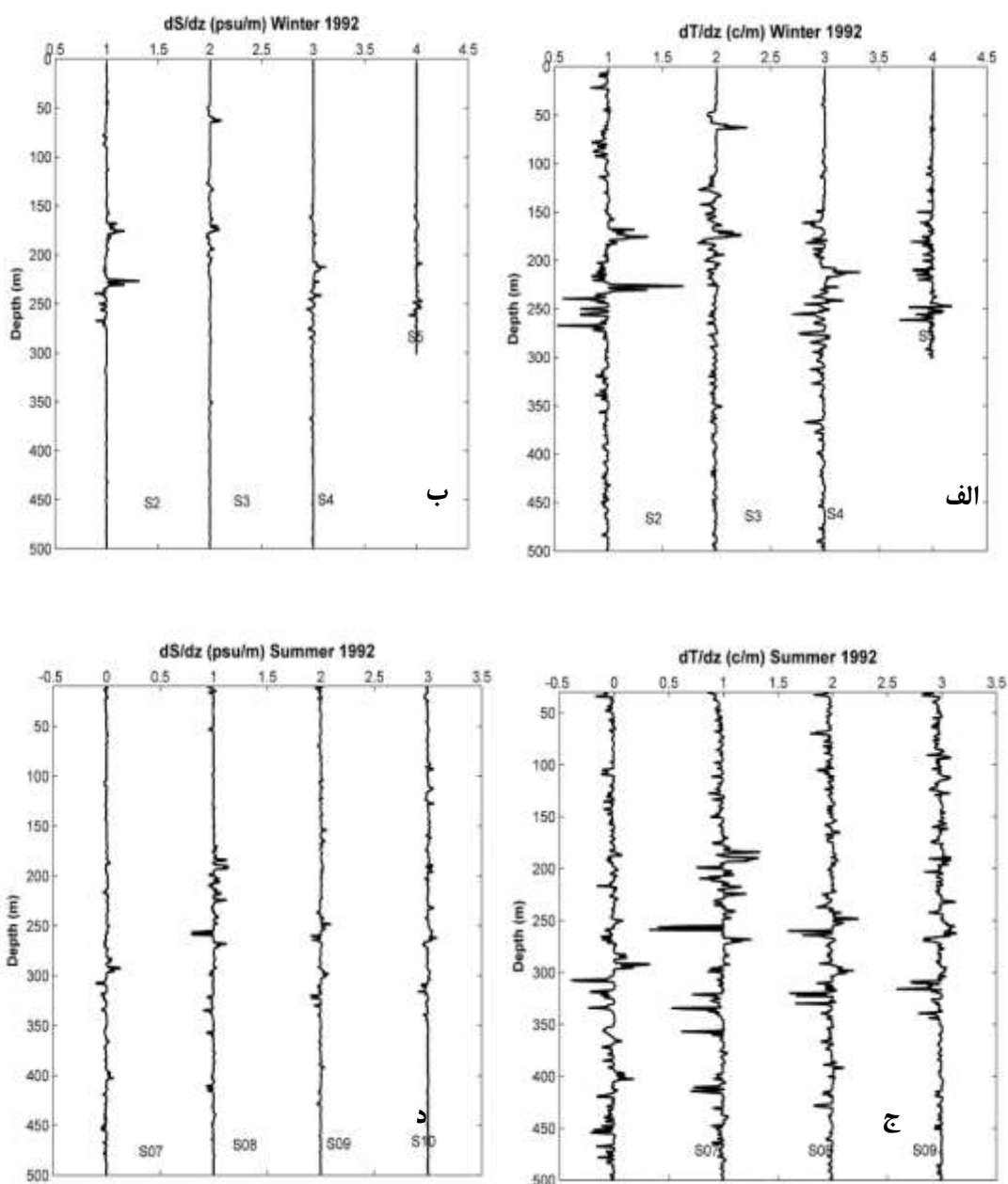
در هر دو نمودار توده آب گرم و شور بین دو توده آب سرد و شیرین قرار دارد که در لایه‌های بالایی جریان خروجی خلیج فارس سازگار با همرفت پخش و در لایه‌های پایین با رژیم انگشتی مطابقت دارد. در قسمت‌های عمیق چین‌بندی کاملاً پایدار است. در زمستان جریان خروجی خلیج فارس به علت چگالی بیشتر آب در این فصل در عمق پایین‌تری نسبت به



شکل ۸: نیمرخ‌های قائم زاویه ترنر و نسبت چگالی در مسیرهای F, C در ایستگاه‌های ۳ و ۰۵ در شکل ۱ در تابستان (الف و ج) و زمستان (ب و د) ۱۹۹۲

ساختارها می‌باشند و لایه‌های با ضخامت بیشتر دلایل دیگری همچون امواج درونی دارند همانطوری که (Bidokhti, 2004) نشان داده است. هنگامیکه گرادیان دما ناپایدار است همرفت پخش در لایه‌ها رخ می‌دهد و شار گرمایی بزرگتر از شار شوری است. زمانی که گرادیان شوری ناپایدار است در این حالت رژیم انگشتی رخ می‌دهد و شارهای شوری بزرگتر از شارهای دمائی هستند.

گرادیان‌های محلی دما و شوری در زمستان و تابستان در شکل ۹ نشان می‌دهند که در مرز بالائی گرادیان دما بزرگتر از گرادیان شوری بوده و دما ناپایدارتر از شوری می‌باشد. بنابراین همرفت پخش غالب است و در مرز پائین گرادیان دما و شوری هردو ناپایدارند و هر دو رژیم پخشی و رژیم انگشتی رخ می‌دهند. گرادیان دما بطور مشخص از گرادیان شوری بزرگتر است. لایه‌های با ضخامت کمتر از ۲۰ متر مربوط به خرد



شکل ۹: گرادیان محلی دما و شوری در زمستان (الف و ب) در مسیر C و تابستان (ج و د) در مسیر F. برای بررسی واضح تر به اندازه واحدهای ایستگاه‌های ۳ و ۸ به ترتیب یک واحد و به ایستگاه‌های ۴ و ۹ دو واحد و... اضافه شده است.

۴. نتیجه‌گیری

دریای عمان تایید می‌کند. هنگامیکه جریان خروجی خلیج فارس وارد دریای عمان می‌شود، از بستر جدا شده و روی شیب قاره به مناطق عمیق‌تر نفوذ می‌کند تا به عمق شناوری خنثی برسد در این مرحله فرارفت افقی جریان به صورت جریان شورتر و گرمتر نسبت به آب‌های پیرامون مشاهده می‌گردد. جریان نفوذی ترموهالاینی را در اعماق بین ۱۰۰ تا ۴۵۰ متر در طول سال در دریای عمان تایید می‌کنند. در زمستان در عمق بین ۱۵۰-۴۵۰ متر

در تحقیق حاضر به منظور شناخت بهتر وارونگی‌های دما و شوری و نقش همرفت پخش دوگانه در دریای عمان ساختار نفوذی در دریای عمان تحلیل داده‌های اندازه‌گیری ROPME در زمستان و تابستان ۱۹۹۲ انجام شده است. اندازه‌گیری‌های میدانی حضور ساختار لایه‌ای نفوذی و وارونگی‌های دما و شوری را در

- Ocean Sci 5(1): 1-2.
- Griffiths, R.W.; Bidokhti, A.A., 2008. Interleaving intrusions produced by internal waves: a laboratory experiment. *Journal of Fluid Mechanics*. 602: 219-39.
- May, B.; Kelly, D., 2001. Growth and steady state stages of thermohaline intrusions in the Arctic Ocean. *Journal of physical oceanography*. 106(C8): 16783-16794.
- Reynolds, R.M., 1993. *Physical Oceanography of the Persian Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman. Results from the Mt Mitchell Expedition*. Ma. Marine Pollution Bulletin. 27:35-59.
- Ruddick, B.; Kerr O., 2003a. Oceanic thermohaline intrusions: theory. *Progress in Oceanography*. 56(3-4): 483-497.
- Ruddick, B.R., 1983. A practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity. *Deep-Sea Research*. 30: 1105-1107.
- Ruddick, B.R.; Oakey, N.S.; Hebert, D., 2010. Measuring lateral heat flux across a thermohaline front: A model and observational test. *Journal of Marine Research*. 68(3-4): 523-39.
- Rudnick, B.; Ferrari, R., 1999. Compensation of horizontal temperature and salinity gradients in the ocean mixed layer. *Science*. 283(5401): 526-529.
- Swift, S.A.; Bower, A.S., 2003. Formation and circulation of dense water in the Persian/Arabian Gulf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 108(C1): 1-4.
- Turner, J.S., 1973. *Buoyancy Effects in Fluids*. Cambridge University Press, Cambridge 367P.
- You, Y., 2002. A global ocean climatological atlas of the Turner angle: Implications for double-diffusion and water mass structure. *Deep-Sea Res.* 49(11): 2075-2093.
- و در تابستان ۱۰۰-۴۰۰ نشان می‌دهد. در زمستان جریان خروجی خلیج فارس به علت چگالی بیشتر آب در عمق پایین‌تری نسبت به بقیه فصول قرار دارد. در تابستان جریان سطحی‌تر است و در عمق شناوری بالاتری نسبت به زمستان قرار دارد. ماکزیمم شوری در لایه‌های نفوذی در چهار فصل سال بین ۲۵۰-۳۰۰ متر مشاهده شده است بطوریکه با نتایج (Bidokhti and Sabagh) (Kashani., 2003) مطابقت دارد. از عمق میانگین ۲۵۰ متر تا حدود ۴۵۰ متر دما و شوری هر دو کاهش یافته و از این عمق به بعد ستون آب بطور کامل چینه‌بندی پایدار دارد. لایه‌های نفوذی ترموهالاینی در تمام ایستگاه‌ها در نیمرخ‌های دما و شوری ساختار دندان‌های داشته در حالیکه در میدان چگالی ساختار پله‌ای دارند و ضخامت لایه‌های نفوذی در مرز بین توده‌های آب حدود ۱۰ تا ۲۰ متر است. توده‌های آب گرم و شور بین دو توده آب سرد و شیرین قرار دارند و لنزهای گرم و شور نشان‌دهنده دو مرز در بالا و پائین هستند که در مرز بالا همرفت پخش و در مرز پائین رژیم انگشتی وجود دارد همانطوری که در تحقیق (Bidokhti and Sabagh Kashani., 2003) نشان داده است. پخش همرفتی عامل غالب در پخش دوگانه مربوط به حالت پایدار است. زمانی که زبانه‌ها به دلیل رژیم انگشتی و شرایط باروکلینیکی گسترش می‌یابند این پخش همرفتی است که عامل اصلی در محدود کردن رشد زبانه‌ها می‌باشد.

منابع

علی اکبری بیدختی، عباسعلی، ۱۳۸۳. مبانی دینامیک شاره‌ها. انتشارات دانشگاه تهران. صفحه ۲۸۶.

Bidokhti, A.A.; Sabagh kashani Z., 2003. Double Diffusive Convection and Temperature Inversion in the Persian Gulf and Oman Sea. 29(1): 33-46.

Bidokhti, A.A.; 2005. Shear induced splitting of a plume outflow in a stratified enclosed basin *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*. 34(2): 192-211.

Bidokhti, A.A.; Ezam M., 2009. The structure of the Persian Gulf outflow subjected to density variations.