

همرفت پخش دوگانه و وارونگی دما در آب‌های خلیج فارس و دریای عمان

عباسعلی علی‌اکبری بیدختی* و زهرا صباغ‌کاشانی**

*موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۴۴-۱۴۱۵۵.

**واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی.

دریافت مقاله: ۸۱/۳/۱۸ پذیرش مقاله: ۸۲/۶/۲۵

چکیده

مناطق اقیانوسی ذاتاً دارای همرفت پخش دوگانه هستند به دلیل اینکه در اعماق مختلف آب‌ها اختلاف شوری و دما وجود دارد. همچنین قسمت وسیعی از اقیانوس‌های دنیا دارای وارونگی دما (افزایش دما با عمق) هستند. وارونگی دما با ویژگی‌های متنوع (ضخامت - شدت - پایداری) در اقیانوس مشخص می‌شود و پایداری هیدروستاتیکی آن از اهمیت خاصی برخوردار است.

با بررسی نیمرخ‌های متعدد در نقاط مختلف آب‌های خلیج فارس و دریای عمان به مناطقی برخورد می‌کنیم که دارای ساختار وارونگی دماست. این بررسی نشان می‌دهد که وارونگی دما در خلیج فارس در زمستان و در نواحی جبهه‌ای و به‌طور متوسط در عمق ۴۰ متری خلیج فارس اتفاق می‌افتد. ولی در دریای عمان در دو فصل وارونگی دما و در عمق ۲۵۰ متری مشاهده می‌شود. تفاوت پایداری در لایه وارونگی در هر دو خلیج فارس و دریای عمان به سبب تفاوت فرایندهای متفاوت در این دو است. در دریای عمان هر دو فرایند همرفت پخش دوگانه شامل رژیم انگشتی و رژیم پخشی در ایجاد وارونگی دما و شوری نقش متعارف را دارد. در حالی که در خلیج فارس گرادین‌های قائم ترموهالاین تنها در مرز مشترک پخشی پدیده لایه‌ای را تأیید می‌کند و شدت وارونگی در خلیج فارس بیشتر از عمان است.

معمولاً از رابطه $\Delta S = \alpha \Delta T + b$ برای مطالعه وارونگی دما در نواحی مختلف اقیانوسی استفاده می‌شود (فدورف، ۱۹۷۸). با توجه به ایستگاه‌های مختلف در خلیج فارس و دریای عمان ضرایب α و b به ترتیب برای این دو ۰/۳۴، ۰/۲۷ و ۰/۰۴، ۰/۳۷ به دست می‌آید. ضریب همبستگی ΔT و ΔS برای خلیج فارس کمتر از ضریب همبستگی دریای عمان است و نشان می‌دهد که ΔS و ΔT در وارونگی دمای خلیج فارس به سبب سازوکار تشکیل اختلاط قائم آنها است. این مطالعه نشان می‌دهد که در دریای عمان دمای بیشینه با عمق شوری بیشینه منطبق است ولی در خلیج فارس این تطابق کمتر است. نمونه مقدار بیشینه نسبت چگالی در نواحی ساحلی حدود ۰/۷ و در نواحی دورتر از ساحل ۰/۲ است. در نواحی جبهه‌ای خلیج فارس با وارونگی دما شار گرما (F_T) :

$$F_T = 5.5 \cdot 10^{-6} \text{ m Cs}^{-1} (22 \text{ W/m}^2) \quad R_p > 0.5 \quad \text{در}$$

$$F_T = 5.5 \cdot 10^{-7} \text{ m Cs}^{-1} (2 \text{ W/m}^2) \quad 0.1 < R_p < 0.5 \quad \text{در}$$

محاسبه شده است، مقدار شار گرمایی خلیج فارس در حدود ۱۷ برابر بزرگ‌تر از شار شوری آن است. در نواحی جبهه‌ای دریای عمان با وارونگی دما شار گرما از نوع رژیم پخشی $F_T = 40 \cdot 10^{-6} \text{ m Cs}^{-1}$ است.

تشکیل و تغییر شکل این خردساختارها همراه با پخش مولکولی و انتقال مواد و گرما است که معمول نقش کلیدی در گردش‌های ترموهالاین ایفا می‌کند.

کلیدواژه‌ها: وارونگی دما در خلیج فارس و دریای عمان، پخش همرفت دوگانه، رژیم لایه‌ای

۱ مقدمه

مقادیر بیشینه و کمینه دما وابسته به طبیعت جغرافیایی است (فدورف، ۱۹۷۸). گریگ و کوکس (۱۹۷۳) بیشتر وارونگی‌های دما را در لایه‌هایی با ضخامت حدود چندین متر برآورد کردند آنها ضخامتی حدود (۱-۲m) را در محدوده دریای مدیترانه و

مطالعات متعددی روی ساختارهای وارونگی دما در لایه‌های مختلف اقیانوس انجام شده به عنوان مثال وست (۱۹۶۴) و وارونگی دما را در اقیانوس اطلس جنوبی در ارتباط با جریان‌های بزرگ مقیاس آب‌های موجود در این ناحیه داشت. توزیع افزایش دما و

عده‌ای دیگر آن را ناشی از نوسان‌های جزر و مدی آب نفوذی در میان تنگه‌ها می‌دانند (رودیک و همکاران، ۱۹۹۹). اخیراً نقش امواج داخلی در ایجاد آنها نیز مورد نظر است.

گرچه وارونگی‌های دما با منشأ جریان‌های نفوذی با افزایش شوری و هیدروستاتیکی پایا شناخته شده ولی این موازنه به طور کیفی بررسی نشده است.

مثال دیگر از وارونگی دما در دریای تیمور به همراه پایداری هیدروستاتیکی در زیر لایه آمیخته در فصل زمستان قابل مشاهده است که منشأ آن را در ارتباط با همرفت جانبی می‌دانند (فدورف، ۱۹۷۸).

وارونگی‌های دما با منشأ جریان نفوذی در جنوب شرقی سوکارتا (یمن) ($\Delta T = 0.74 \text{ C}$) یافت شده‌اند حتی با $\Delta T \approx 1 \text{ }^\circ\text{C}$ در سواحل سوماتالی ثبت شده است (فدورف، ۱۹۷۸).

تبادل آب از دریا‌های نیمه بسته با آب‌های دریای آزاد نقش مهمی در ایجاد فرایندهای انتقال قائم و افقی آب‌های دنیا دارند به عنوان مثال جریان آب مدیترانه به اقیانوس اطلس و دریای سرخ به خلیج عدن مثال خوبی برای فرایند وارونگی دماست. همچنین حوزه‌ای کوچک همچون خلیج فارس و دریای عمان و همچنین مناطق ساحلی کم عمق در عرض‌های پایین می‌توانند وارونگی دما داشته باشند (سلطان و الغریبی، ۱۹۹۶).

در این مطالعه از داده‌های گشت دریایی کشتی مونت‌میشل که در سال ۱۳۷۰ انجام شد و تمام خلیج فارس و قسمتی از دریای عمان را در دو فصل زمستان و اوایل تابستان می‌پوشاند و حدود ۵۰۰ نیم‌رخ در قسمت‌های مختلف خلیج فارس و دریای عمان را دربر می‌گرفت، استفاده شده است. خلیج فارس به دلیل تبخیر زیاد 200 cm/year از شورترین نواحی آب‌های دنیاست و به صورت یک خور معکوس همواره از طریق تنگه هرمز در حال تبادل با دریای آزاد است (رینولدز، ۱۹۹۳). یعنی یک جریان ورودی به صورت سطحی از دریای آزاد و از طرفی از زیر آب‌های تنگه هرمز، آب شور را به دریای عمان می‌ریزد. تبادل آب بین

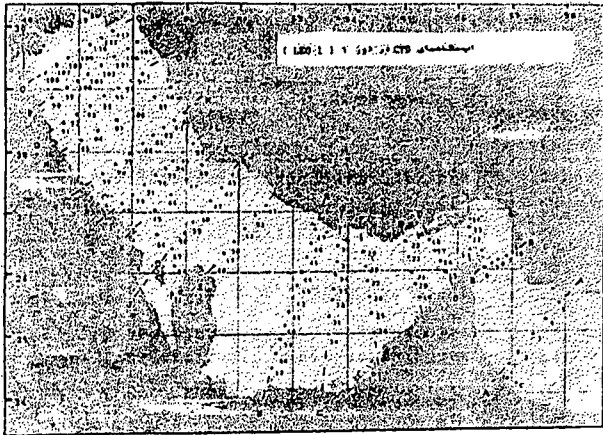
دریای سرخ ثبت کرده‌اند. همچنین هولیر (۱۹۸۳) وارونگی دمای ناپایداری در اقیانوس را مشاهده کرد. ودز و همکاران (۱۹۸۶) وارونگی‌های خیزاب مانند در ناحیه ترموکلاین با دامنه دسی‌متر را مشاهده کردند. بسیاری از محققین فراوانی‌های وارونگی دما با زمان (در فصول مختلف) و مکان در نواحی از جریان کوروشیو جنوب و جنوب شرقی ژاپن را مطالعه کردند و نتیجه گرفتند که تعداد فراوانی وارونگی‌های شدید در نواحی جبهه‌های اقیانوسی نسبت به سایر مناطق زیادتر است (فدورف، ۱۹۷۸).

ساختارهای نفوذی همچون وارونگی دما در زمان و مکان‌های مختلف (قائم/افقی) در نواحی جبهه اقیانوسی ظاهر می‌شود. عناصر خرد ساختاری اقیانوسی بر اهمیت فرایند نفوذی در مرز بین توده‌های آب متفاوت دلالت دارد (هولیر، ۱۹۸۳).

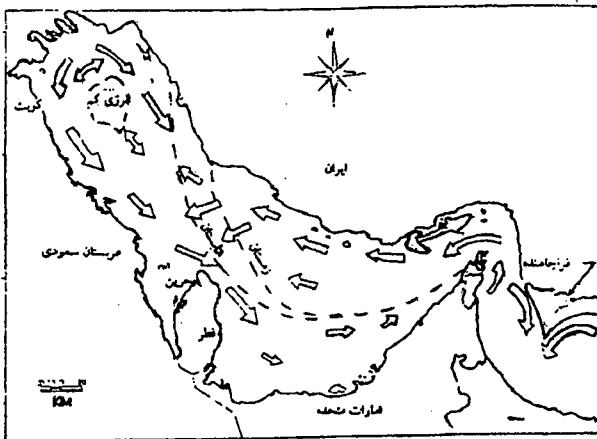
فرایند نفوذی در انتقال‌های عرضی و جانبی گرما و شوری در جبهه‌های اقیانوسی مهم است. نیروهای مؤثر در چنین نفوذهایی به سبب ناپایداری باروکلینک از جبهه ترموها لاین یا همگرایی حرکت ادی رخ می‌دهد (کلی و می، ۱۹۹۷). این نیرو باعث ایجاد جبهه می‌شود که پخش همرفت دوگانه در مرز آن به صورت رژیم انگشتی از نفوذها را به وجود می‌آورد (رودیک، ۱۹۹۷).

فدورف (۱۹۷۸) تشکیل وارونگی دما در دریای سرخ و مدیترانه را به سه فرایند اختصاص داده است:

- ۱- فرایندهای تابشی و تبادل گرما در لایه محدود شده در سطح اقیانوس
 - ۲- فرایند فرارفت که خیلی کم رخ می‌دهد و فرایندهای همرفت درون اقیانوس
 - ۳- فرایندهای ژئوترمال در لایه‌های نزدیک کف اقیانوس
- فرضیه‌های دیگر برای بیان تشکیل لایه لایه آب نفوذی مطرح شده است. بسیاری معتقدند که این ساختارها در نتیجه فرایند تبادل آب خروجی از کف تنگه‌های دریای نیم‌بسته پدید می‌آید که از برهم کنش توپوگرافی کف فلات و شیب قاره‌ای ایجاد می‌شود.



شکل ۱. نقشه جغرافیایی خلیج فارس و ایستگاه‌های CTD (ریتلدورز، ۱۹۹۳).



شکل ۲. جریان‌های خلیج فارس با نمایش مناطق جبهه‌ای (ریتلدورز، ۱۹۹۳).

۱-۳ همرفت پخش دوگانه

این همرفت به دلیل اختلاف در پخش مولکولی شوری و دما رخ می‌دهد (ضریب پخش مولکولی دما یک‌صد برابر بزرگ‌تر از ضریب پخش مولکولی شوری است) و در صورتی که گرادیان‌های دما و شوری در جهت افقی و قائم مناسب باشند، پدید می‌آید. 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 و دو نوع رژیم در این گونه همرفت وجود خواهد داشت:

خلیج فارس و دریای آزاد باعث می‌شود آب حالت دو لایه‌ای داشته باشد و لایه‌های دیگر به صورت جریان‌های نفوذی ظاهر شوند.

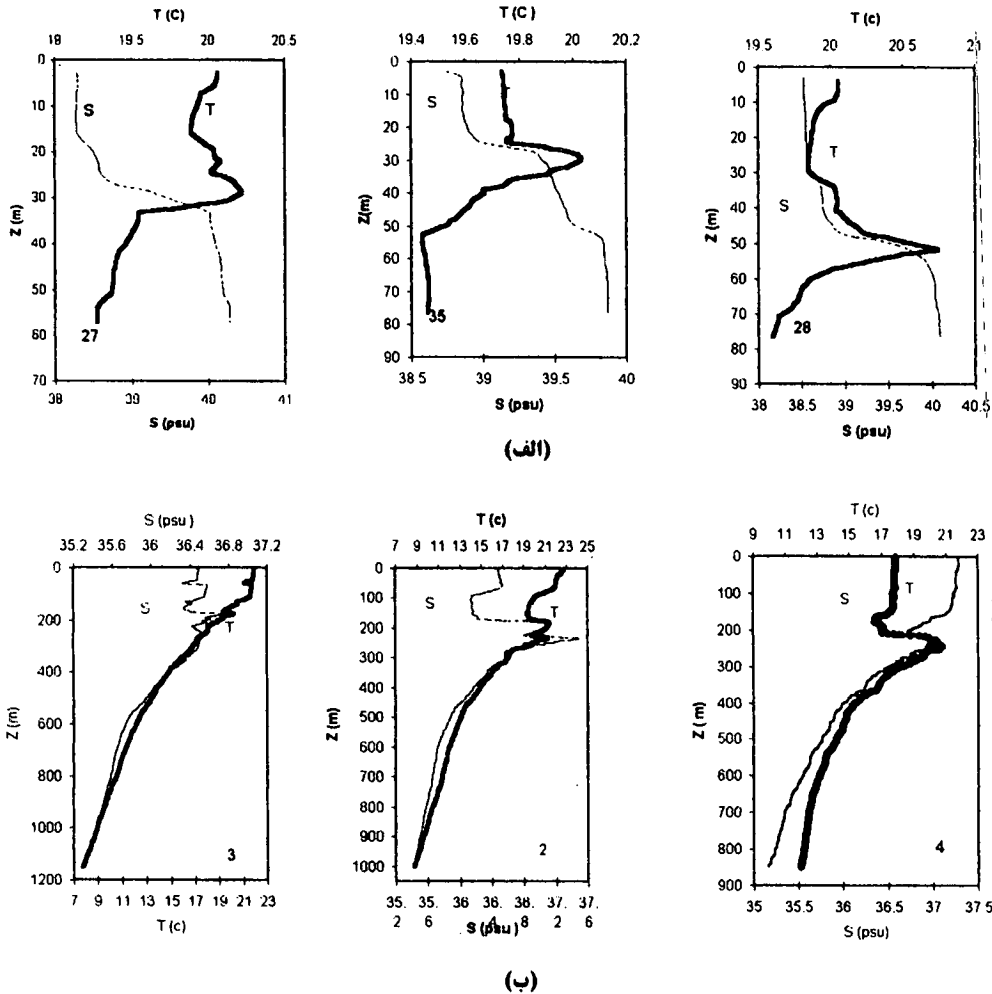
نیمه‌بسته بودن خلیج فارس سبب افزایش تبخیر آب است و به همین دلیل شوری زیادی در این آب‌ها ایجاد شده است و در نتیجه آب‌های شور سنگین در عمق به دریای عمان وارد می‌شود و یک جریان شناور خروجی از خلیج فارس را ایجاد می‌کند.

۲ وارونگی‌های دما در دریای عمان و خلیج فارس

در مناطق خاصی از آب‌های خلیج فارس و دریای عمان که دارای شرایط ویژه پدید آوردن وارونگی دما هستند و عمدتاً همرفت پخش دوگانه در ایجاد آن مؤثر است، این ویژگی‌ها در فصل زمستان ایجاد می‌شود. ولی افزایش محلی شوری در لایه‌های میانی بین عمق ۵۰-۱۰۰۰ متر که در همه جای دریای عمان مشاهده می‌شود نتیجه جریان خروجی از خلیج فارس است.

۳ تحلیل نظری

نقشه خلیج فارس و ایستگاه‌های اندازه‌گیری CTD در زمستان در شکل ۱ و جریان‌های خلیج فارس در شکل ۲ مشاهده می‌شوند. تحلیل داده‌های موجود مربوط به CTD های کشتی مونت‌میشل نشان می‌دهد که در بعضی از قسمت‌های آب‌های خلیج فارس و آب‌های دریای عمان، گرادیان‌های افقی و قائم شدیدی وجود دارد که باعث ایجاد خردساختارهایی است که در زمستان در خلیج فارس به صورت وارونگی دما ظاهر می‌شود. نمونه‌ای از نیمرخ‌های دما و شوری که دارای وارونگی دما در آب‌های خلیج فارس و دریای عمان هستند در اشکال ۳ مشاهده می‌شوند. این ساختارها به احتمال با عامل پخش همرفت دوگانه ایجاد می‌شود.



شکل ۳. الف) نیمرخ‌های شوری و دما در زمستان در خلیج فارس با وارونگی دما در سه ایستگاه ۲۷، ۲۸ و ۳۵. ب) نیمرخ‌های شوری و دما در زمستان در دریای عمان با وارونگی دما در سه ایستگاه ۲، ۳ و ۴.

شور جنوبی با آب‌های سرد و شیرین شمالی به وجود می‌آید.

۲-۳ توزیع دما

برای بررسی وارونگی دما با توجه به شکل ۴ از صورت شماتیکی نیمرخ‌های دما و شوری می‌توان استفاده کرد. در اینجا توزیع قائم S و T ترتیب شوری و دمای زمینه به‌طور خیلی ساده به صورت خطی با گرادیان‌های قائم زمینه $\frac{\partial T}{\partial Z}$ و $\frac{\partial S}{\partial Z}$ ثابت در نظر گرفته شده است. اثر جریان نفوذی که در آن نیمرخ زمینه باعث افزایش دما و شوری می‌شود در شکل مشخص است. این افزایش‌ها در

۱- رژیم انگشتی هنگامی رخ می‌دهد که آب شور و گرم روی آب سرد و نسبتاً شیرین قرار می‌گیرد.

۲- رژیم لایه‌ای (نوسانی) هنگامی که آب‌های گرم و شور زیر آب‌های سرد و شیرین قرار گیرد یا ستون آب با گرادیان شوری پایدار از پایین گرما ببیند. در این حالت یک لایه در کف به دلیل ناپایداری در اثر گرادیان دما ایجاد می‌شود و همرفت صورت می‌گیرد. در نتیجه لایه نازکی تشکیل می‌شود. این دو رژیم با کمک نظریهٔ آنالیز خطی توسط ترنر (۱۹۷۶) بررسی شده است. این رژیم در خلیج فارس، ضمن برخورد آب‌های گرم و

که h ضخامت لایه وارونگی است.

اگر اغتشاش ترموهالاین ایزوپیکنال قرار گیرد یعنی $R_A = 1$ می توان نتیجه گرفت

$$\Delta S = \left[\frac{\alpha}{\beta} \right] \Delta T + \left[\frac{h}{\beta} \right] \bar{E}_b \quad (۳)$$

$$\Delta S = a \Delta T + b \quad (۴)$$

که $a = \frac{\alpha}{\beta} R_A$ و $b = \left[\frac{h}{\beta} \right] \bar{E}_b$ و E_b پایداری استاتیکی

ترموهالاین زمینه است که طبق رابطه زیر به دست می آید:

$$E_{inv} = \frac{1}{h} (-\alpha \Delta T + \beta \Delta S) = \bar{E}_b \quad (۵)$$

در رژیم ایزوپیکنال پایداری استاتیکی اغتشاش ندارد و متوسط پایداری استاتیکی از لایه وارونگی معادل پایداری زمینه E_b است.

معادله (۴) رابطه خطی بین ΔS و ΔT است که ΔS و ΔT تغییر دما و تغییر شوری لایه کمینه تا بیشینه مقدار آن در لایه است. از این رابطه برای بررسی وارونگی دما در نواحی مختلف استفاده می شود (فدروف، ۱۹۷۸).

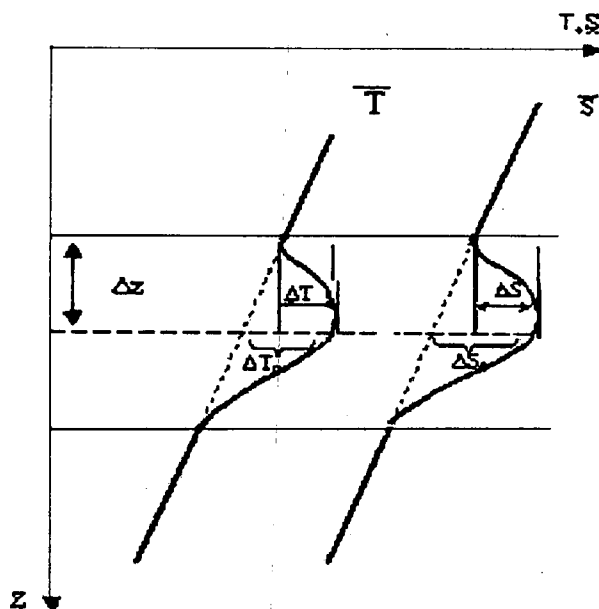
۴ شرایط شروع همرفت پخش دوگانه

ساده ترین حالت، بررسی سامانه ای است بین دو مرز افقی که دو طرف دارای تمرکز شوری، دمای ثابت و گرادیانهای مخالف خطی دما و شوری باشد (ترنر، ۱۹۷۶).

اگر ضخامت لایه را d در نظر بگیرید با فرض اینکه مرزهای آزاد دما و شوری در این مرزها ثابت نگه داشته شود و توزیع چگالی با رابطه $\rho = \rho_m (1 - \alpha T + \beta S)$ تعیین شود ρ_m و چگالی متوسط ستون آب، ρ چگالی در عمق Z ، دما، T ، S شوری، α و β ضرایب انبساط مولکولی دما و تراکم شوری در فشار ثابت باشد، پارامترهای مسئله عبارتند از: Ra عدد رایلی،

Pr عدد پراتل، R_p نسبت چگالی و τ نسبت ضرایب پختی

$$R_S = \frac{R_a}{R_\rho} \quad \text{و} \quad R_a = \frac{g \alpha \Delta T d^3}{\nu \kappa_T} \quad (۶)$$



شکل ۴. شماتیکی از لایه های نفوذی وارونگی دما.

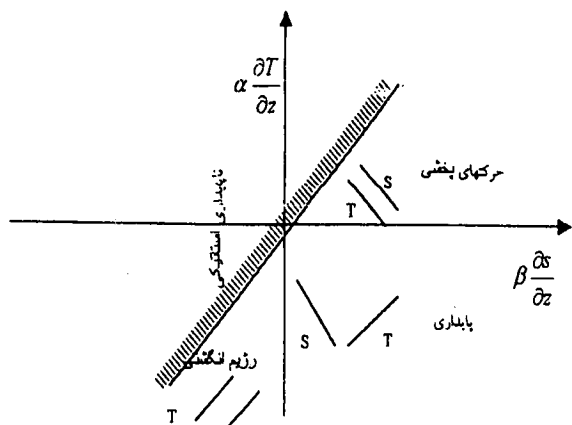
تراز زمینه در محور لایه ΔT_0 و ΔS_0 است. وارونگی دما با اختلاف دما و شوری از کمینه مرز فوقانی اغتشاش تا ماکزیموم مقدار آن یعنی (ΔS و ΔT) محاسبه می شود. این مقادیر با در دست داشتن نیمرخ های شوری و دما به سهولت در اقیانوس اندازه گیری می شود (فدروف، ۱۹۷۸).

با توزیع افقی ایزوپیکنال (هم چگالی) از اغتشاشات ترموهالاین شرایط زیر حاکم است $-\alpha \Delta T_0 + \beta \Delta S_0 = 0$ و حالت کلی فرارفت غیر ایزوپیکنال $-\alpha \Delta T_0 + \beta \Delta S_0 = \Delta \rho_0$ که تغییر چگالی در محور اغتشاش است.

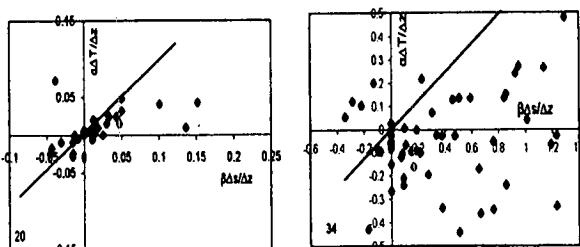
نسبت فرارفت با تغییر چگالی با $R_A = \frac{\beta \Delta S_0}{\alpha \Delta T_0}$ بیان می شود که R_A ضریب ایزوپیکنال ساختار ترموهالاین است. مقدار R_A از مشاهدات تغییر دما و شوری نهایی از لایه نفوذی با زمان نیز به دست می آید. ΔS_0 و ΔT_0 افزایش دما و شوری با زمان در محور لایه متوسط است. در شکل ۴ مشاهده می شود.

$$\Delta S = \Delta S_0 + h \left[\frac{\partial \bar{S}}{\partial Z} \right] \quad (۱)$$

$$\Delta T = \Delta T_0 + h \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial Z} \right] \quad (۲)$$



شکل ۵. مرزهای پایداری همرفت پخش دوگانه، در قسمت شمال غربی نوع رژیم پختی و جنوب شرقی آن رژیم انگشتی (کانتا و کلیسون، ۲۰۰۰).



شکل ۶. نمودار عدد رایلی شوری و دما در زمستان در خلیج فارس در ایستگاههای ۲۰ و ۳۴.

$$F_T = F_T^0 A \exp\{4.6 \exp[-0.54(1/R_p - 1)]\} \quad (11)$$

$$A = 0.0044 (K_S / K_T)^{-3/4} \quad (12)$$

$$F_T^0 = 0.0085 [k_T / \nu]^{1/3} (g \alpha k_T)^{1/3} \Delta T^{4/3} \quad (13)$$

$$F_S = R_F \alpha / \beta F_T \quad (14)$$

کلی و می (۱۹۹۷) R_F^* را با فرمول زیر نشان دادند.

$$R_F^* = \frac{\frac{1}{R_p} + 1.4 \left(\frac{1}{R_p} - 1 \right)^{3/2}}{1 + 14 \left(\frac{1}{R_p} - 1 \right)^{3/2}} \quad (15)$$

در روابط فوق F_T شار گرما، F_S شار شوری، K_T ضریب پخش مولکولی گرما، K_S ضریب پخش مولکولی شوری، R_F^* نسبت شار شوری به شار گرما و R_p^* نسبت چگالی شوری به دما است. در این بررسی نیز از روابط فوق برای تخمین شارها در

$$R_p = \frac{\alpha \Delta T}{\beta \Delta S} = \frac{\alpha \partial T / \partial Z}{\beta \partial S / \partial Z} \quad \text{و} \quad \tau = \frac{k_T}{k_S}, \quad Pr = \frac{\nu}{\kappa} \quad (7)$$

بر اساس آنالیز پایداری خطی دوبعدی و با استفاده از تقریب بوسینیک بدون اثر اصطکاک می توان به معادلات اندازه حرکت و پخش گرما و شوری را برای دو ترکیب با مقیاس های مشابه اشاره کرد.

$$\left(\frac{1}{Pr} \frac{\partial}{\partial t} - \nabla^2 \right) \nabla^2 \psi = -R_a \frac{\partial T}{\partial X} + R_s \frac{\partial S}{\partial X} \quad (8)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} - \nabla^2 \right) T = -\frac{\partial \psi}{\partial X} \quad (9)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} - \tau \nabla^2 \right) S = -\frac{\partial \psi}{\partial X} \quad (10)$$

که ψ تابع جریان و ∇^2 لاپلاسین با تعریف $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ است.

با حل معادلات بالا و شرایط مرزی ($Z=1,0$ در $S=T=0$)

و $\psi = \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = 0$) محدوده های پایداری و ناپایداری مطابق شکل

۵ (کانتا و کلیسون، ۲۰۰۰) به دست می آید که در این مقاله از آن استفاده می شود.

در دو نمودار ۶ برای مناطقی از خلیج فارس مرزهای پایداری همرفت پخش دوگانه رژیم انگشتی و پختی رسم شده است که مشابه آن نیز توسط دیگران گزارش شده است (ترنر، ۱۹۷۶؛ کانتا و کلیسون، ۲۰۰۰).

وقتی که $R_s > 0$ و $R_a < 0$ هر دو گرادیان های پایدار هستند و رشدی ندارند. زمانی که $R_s > 0$ و $R_a > 0$ سیال بطور دینامیکی ناپایدار است.

شرایط رژیم انگشتی بر حسب نسبت چگالی $1 \leq R_p \leq 10$ و رژیم پختی $0 < R_p \leq 1$ است.

با استفاده از اختلاف دما در امتداد لایه همرفت پخش دوگانه و نسبت چگالی توسط محققان، شار گرما پارامتریزه شده است. موررینو و کالدول (۱۹۷۶) فرمولی برای شار گرما ارائه دادند که به صورت زیر بیان می شود:

خلیج فارس و دریای عمان استفاده می‌شود.

۵ تشکیل وارونگی دما

وارونگی دما، معمولاً نشانگر معیاری از تبادل آب‌ها است. علت تشکیل نشدن وارونگی دما در خلیج فارس در تابستان، افزایش سریع دما در قسمت‌های فوقانی ستون آب است. مشاهده افزایش دمای سطحی ۹ درجه بین دو فصل مشاهده شده، مبین آن است که گرمای ورودی بسیار زیاد است. به علاوه اندازه‌گیری‌هایی که در طی مدت گشت دریایی در مدت ۱۰۰ روز انجام شده است در عمق ۳۰-۱۰ متر، نشان می‌دهد که در نواحی با وارونگی دما (در زمستان) وقتی به فصل تابستان نزدیک می‌شویم دما در عمق ۱۰ متری حدود ۶ درجه و در عمق ۳۰ متری تنها ۲ درجه افزایش دارد (رینولدوز، ۱۹۹۳). این اختلاف در افزایش دما در دو عمق، به نسبت زیاد است و باعث ایجاد نشدن لایه وارونگی دما در تابستان می‌شود. در عین حال فرارفت سطحی آب دریای عمان به خلیج فارس وجود دارد که نتیجه آن ایجاد ساختار قائم دمایی است که با عمق کاهش می‌یابد. بنابراین وارونگی دما در تابستان در خلیج فارس مشاهده نمی‌شود و در زمستان اثراتی مانند فرایند تابش کمتر است و همرفت آزاد، و نوسان‌های جزر و مدی، اثر باد در رانش آب، اختلاط در هر ناحیه دور از تنگه هرمز را ایجاد می‌کند.

۶ بحث و نتیجه‌گیری

بررسی حاضر درباره ویژگی‌های وارونگی دما در ارتباط با تبادل آب بین خلیج فارس و دریای عمان است. وارونگی دما در ایستگاه‌هایی مشاهده می‌شود که همرفت پخش دوگانه نقش مهمی در این وارونگی‌های دما دارد.

نیمرخ‌های قائم دما و شوری در نواحی جبهه‌ای از آب‌های خلیج فارس، که آب به نسبت شور از خلیج فارس وارد آب به نسبت شیرین می‌شود به خلیج فارس برخورد می‌کند و در زمستان وارونگی دما به وجود می‌آورد (شکل‌های ۳ الف). همین‌طور

پخش همرفت دوگانه از نوع رژیم نوسانی (پخشی) که در این نواحی به وجود می‌آید، هنگامی رخ می‌دهد که یک ستون آب با گرادیان شوری پایدار از پایین گرما ببیند. در این حالت یک لایه در کف به دلیل ناپایداری در اثر گرادیان دمای ایجاد شده شروع به همرفت می‌کند ولی در یک لایه نازک رخ می‌دهد. در مرز بالای این لایه که دارای یک پله گرادیان شوری است به دلیل پایداری شدید، همرفت متوقف می‌شود ولی گرما می‌تواند در لایه بالایی پخش شود که این منجر به یک لایه با وارونگی دما می‌شود.

جدول ۱. تغییرات دما و شوری با وارونگی دما در مناطق جبهه‌ای دریای عمان در زمستان ۱۹۹۲.

Station	Long	Lat.	$\Delta T (^{\circ}C)$	$\Delta S (0.00)$	H(m)
2	57.08	24.46	1.926	0.895	20
2	57.08	24.46	1.555	0.342	20
3	57.24	24.58	0.619	0.248	6
3	57.24	24.58	0.832	0.419	6
4	57.4	25.11	1.442	0.64	25
5	57.57	25.25	0.027	0.063	3
8	56.47	26.13	0.136	0.081	3
8	56.47	26.13	0.055	0.055	7
Average			0.8241	0.3400	11.2

حدود طول جغرافیایی ۵۳-۶۵/۵ و عرض جغرافیایی ۲۶/۵-۲۵/۵ ساختار وارونگی دما ایجاد شده است. مقادیر اندازه‌گیری پارامترهای لایه‌ها با وارونگی دما در نیمرخ‌های مطالعه شده در نواحی جبهه‌ای دریای عمان در جدول ۱، خلیج فارس در جدول ۲ اشاره شده است در جدول اولین ستون شماره ایستگاه با توجه به شکل ۱ توپوگرافی ایستگاه‌های CTD خلیج فارس و دریای عمان است. به طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها در جدول اشاره شده است و H مقیاس قائم یا عمق وارونگی دماست. ΔT و ΔS به ترتیب اختلاف دما و شوری در لایه وارونگی دما هستند که تغییر دما و شوری بیشینه تا کمینه در لایه وارونگی دما مطابق شکل ۴ اندازه‌گیری شده است. در جدول ۲،

جدول ۲. تغییرات خواص فیزیکی لایه با وارونگی دما در نواحی جبهه‌ای خلیج فارس در زمستان ۱۹۹۲.

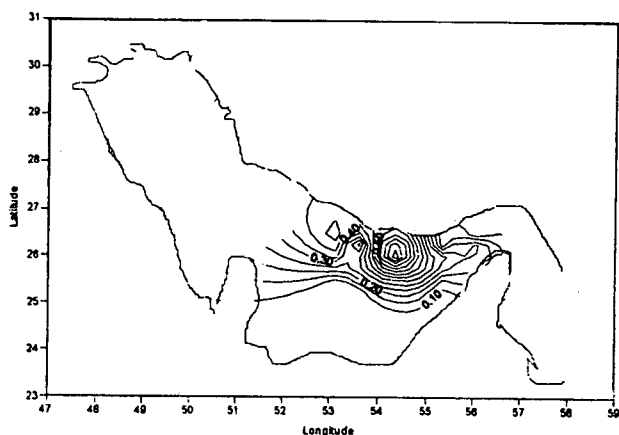
Station	Lon.	Lat.	H (m)	$\Delta T (^{\circ}C)$	$\Delta S (\%)$	$T_{max} (^{\circ}C)$	R_{ρ}	$F_{T0} * 10^{-8}$ ($m^{\circ}Cs^{-1}$)	$F_S * 10^{-7}$ ($m0/00s^{-1}$)	R_F
12	56.1	26.32	5	0.27	0.72	21.0	0.22	0.215	1.13	0.15
13	56.1	26.41	4	0.14	0.48	21.1	0.39	0.327	1.72	0.19
14	56.1	26.5	6	0.041	0.01	20.3	0.35	0.0477	0.025	0.18
15	55.6	26.01	17	0.28	0.57	21.1	0.23	0.243	1.28	0.15
16	55.5	26.09	13	0.41	0.7	21.0	0.28	0.599	3.14	0.16
17	55.4	29.19	20	0.22	0.75	20.9	0.21	0.152	0.079	0.15
18	55.4	26.3	4	0.054	0.03	20.7	0.7	0.48	6.4	0.37
20	55.2	25.46	4	0.098	1.68	20.2	0.35	0.152	0.08	0.18
21	55.1	25.57	8	0.33	1.29	20.6	0.36	0.828	4.35	0.18
22	55	26.1	12	0.37	1.33	20.6	0.4	0.128	6.73	0.19
23	64.6	26.21	16	0.65	0.62	20.7	0.54	6.73	36.3	0.25
27	54.4	25.47	13	0.32	0.7	20.2	0.15	0.169	0.089	0.13
28	54.4	26.02	18	0.8	1.03	20.7	0.47	5.66	29.7	0.21
29	54.3	26.09	10	0.83	1.5	20.6	0.58	10.9	5.74	0.27
33	53.5	25.39	4	0.027	0.37	19.3	0.28	0.015	0.008	0.16
34	53.5	25.52	13	0.21	0.2	19.9	0.21	0.142	0.748	0.15
35	53.5	26.06	8	0.27	0.53	20.0	0.35	0.589	3.09	0.18
36	53.6	26.2	12	0.09	0.28	19.7	0.3	0.093	0.47	0.16
43	53.1	25.47	2	0.07	0.07	19.0	0.4	0.139	0.731	0.19
44	53.2	26.03	12	0.38	0.5	19.9	0.5	2.51	13.2	0.23
45	53.2	26.14	8	0.18	0.53	19.6	0.2	0.108	0.566	0.14
46	53.2	26.25	33	0.47	0.75	19.0	0.21	0.417	2.19	0.15
47	53.2	26.36	7	0.48	0.5	20.3	0.62	6.38	33.5	0.30
avergh			10.5	0.31	0.61	20.3	0.36	1.64	8.89	0.19

مشاهده می‌شود که در مقاطع D، E و F هر چه به طرف سواحل ایران نزدیک می‌شویم مقدار عمق لایه افزایش می‌یابد به جز ایستگاه‌های ۱۸ و ۲۹ (ایستگاه ۱۸ در نزدیکی جزیره قشم و ایستگاه ۲۹ در نزدیکی جزیره کیش قرار گرفته‌اند) که به دلیل تأثیر جزیره و توپوگرافی کف از آن تبعیت نمی‌کنند. نفوذ آب به کف به اندازه کافی شدید است و شدت وارونگی دما محدود به مناطقی می‌شود که نفوذ کف خیلی شدید نباشد (فدورف، ۱۹۷۸). اما در امتداد G و H کنتورهای عمق لایه حالت جمع‌شدگی دارد، یعنی در آب‌های میانی این دو مقطع، عمق لایه بیشتری وجود دارد. همچنین طبق جدول ۱ عمق لایه وارونگی دما در دریای عمان حدود ۱۱ متر است. فدورف (۱۹۸۷) ضخامت

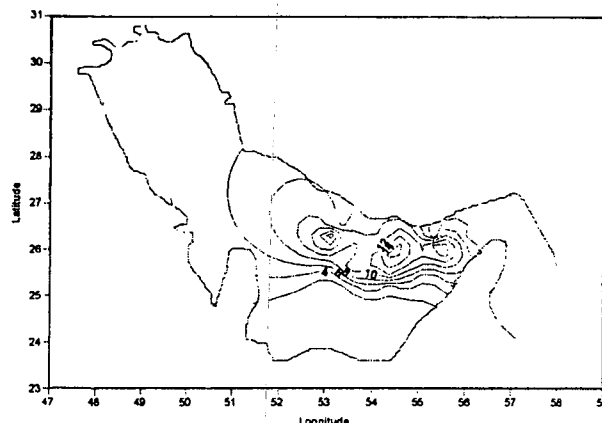
T_{max} بیشینه دما و R_{ρ} متوسط نسبت چگالی در لایه وارونگی دما، R_{ρ}^* معکوس R_{ρ} است که در رژیم پخش معمولاً از R_{ρ}^* استفاده می‌شود F_T شار قائم گرما که از رابطه ۱۱ به دست می‌آید، F_S شار قائم شوری از فرمول ۱۴ و R_F نسبت این دو شار در زمستان در خلیج فارس از رابطه ۱۵ محاسبه شده است. با توجه به جدول‌ها نتایج زیر را می‌توان بیان کرد:

۱-۶ عمق لایه وارونگی دما (H)

با استفاده از جدول ۲ و با توجه به کنتورهای عمق لایه (شکل ۷) عمق لایه از ۲۱ تا ۳۳ متر تغییر می‌کند و ضخامت متوسط لایه با وارونگی دما در نواحی جبهه‌ای ۱۰/۵ متر برآورد شده است.



شکل ۸. کنتورهای اختلاف دما در ایستگاه‌های با وارونگی دما در خلیج فارس، زمستان ۱۹۹۲.



شکل ۷. کنتورهای توزیع عمق لایه با وارونگی دما در خلیج فارس، زمستان ۱۹۹۲.

لایه وارونگی به طرف سواحل ایران افزایش می‌یابد. در نواحی جبهه‌ای، سلول‌های گرم ایجاد شده نظم خاصی در مسیر ایستگاه‌های D، E، F، G و H دارند. در امتداد C سلول‌های گرم با حالت کشیدگی به طرف دهانه تنگه هرمز که آب‌های خروجی را به همراه دارد، مشاهده می‌شوند. همچنین در قسمت G و H دو حلقه گرم مشاهده می‌شود. این مراکز گرم می‌توانند نشانگر وجود پیچک‌های میان‌مقیاس اقیانوسی باشند. میانگین اختلاف دما در نواحی جبهه‌ای ۰/۳ درجه سلسیوس است. این نکته می‌تواند نشانه دیگری از ورودی آب‌های به نسبت گرم دریای آزاد به قسمت‌های شمالی خلیج فارس باشد.

۳-۶ بیشینه دما T_{max}

از جدول ۲ بیشترین مقدار دما در ایستگاه‌های واقع در نواحی جبهه‌ای خلیج فارس را می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات افقی آن در امتداد سواحل ایران کاهش می‌یابد. بیشینه دما به طرف شمال (دور از منبع) کاهش پیدا می‌کند که این را می‌توان ملاکی برای نقش وارونگی دما در تبادل آب در نظر گرفت. ایستگاه‌های شماره ۱۲، ۱۷، ۲۲، ۳۶ و ۴۶ که در امتداد یکدیگر هستند، کاهش بیشینه دما دارند.

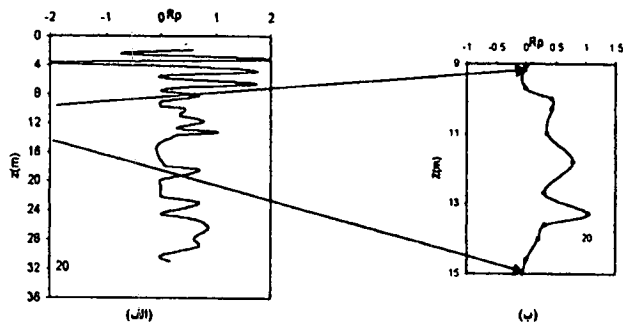
لایه وارونگی دما حدود ده متر را به دست آورده است. کلی (۱۹۹۷) مقیاس عمودی وارونگی دما بین ۱۰۰-۱۰ متر در نزدیک سطوح اقیانوسی را گزارش کرده است.

با توجه به نیمرخ‌های شوری و دما در ایستگاه‌هایی با وارونگی دما در خلیج فارس، میانگین عمق با لایه وارونگی ۴۰ متر و در دریای عمان ۲۵۰ متر است. شکل ۳ الف) نیمرخ‌های شوری و دما در چند ایستگاه خلیج فارس ب) در دریای عمان آمده است و مرز جبهه در جریان گردش زمستان در شکل ۱ و ۲ به صورت نقطه چین مشخص شده است. کنتور عمق ۴۰ متری در خلیج فارس و عمق ۲۰۰ متری در عمان در این ناحیه جبهه‌ای عبور می‌کند. همچنین در دریای عمان عمق دما با بیشینه با عمق شوری بیشینه منطبق است. در عین حال بیشینه شوری از یک حد معین نمی‌تواند بیشتر شود. از طرف دیگر ناحیه‌ای از ناپایداری احتمالاً زیر لایه بیشینه شوری شکل می‌گیرد ولی در خلیج فارس وضعیت متفاوت است (اشکال ۳ الف و ب).

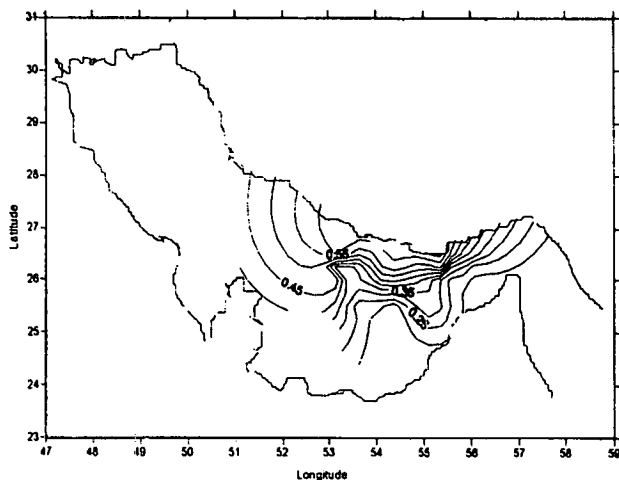
۲-۶ اختلاف دما (ΔT)

بیشترین ΔT در نواحی ساحلی ایران است. شکل ۸ کنتورهای اختلاف دما در لایه وارونگی دما را نشان می‌دهد، تغییر دما در

۴-۶ نسبت چگالی (R_p)



شکل ۹. الف) نیمرخ نسبت چگالی با عمق. ب) قسمتی از نیمرخ نسبت چگالی با عمق در نواحی جبهه‌های زمستان خلیج فارس.



شکل ۱۰. کنتورهای نسبت چگالی در ایستگاه‌هایی با وارونگی دما در خلیج فارس در زمستان ۱۹۹۲.

رژیم پخش شدیدی مشاهده نمی‌شود و بیشترین رژیم پخش متوسط در امتداد مسیر ایستگاه‌های F, F, D و G تا محور خلیج فارس است که نواحی ساحلی را دربر می‌گیرد. همرفت پخش ضعیف در ناحیه مرز جبهه، از جمله در ایستگاه‌های ۱۲، ۱۵، ۲۹، ۳۳، ۴۵ و ۴۶ رخ می‌دهد.

۵-۶ شار گرما و شوری F_S و F_T

مقدار شار گرما خلیج فارس برای $R_p > 0.5$ برابر $F_T = 5.5 \times 10^{-6} \text{ mCs}^{-1} (22 \text{ W/m}^2)$ در $0.1 < R_p < 0.5$ برابر با $F_T = 5.5 \times 10^{-7} \text{ mCs}^{-1} (2 \text{ W/m}^2)$ است. میانگین شار شوری خلیج فارس

نسبت چگالی (R_p) پارامتر کلیدی در مطالعه همرفت پخش دوگانه است و در حقیقت همرفت پخش دوگانه با نسبت چگالی برای نیمرخ‌های دما و شوری از رابطه $R_p = \frac{\alpha \Delta T}{\beta \Delta S}$ محاسبه می‌شود که در خلیج فارس بین صفر و یک است و نوع رژیم پخش است. وقتی R_p به سمت یک میل می‌کند هر دو شکل همرفت یعنی رژیم انگشتی و رژیم پخش ممکن است، ایجاد شوند. برای بررسی همرفت پخش دوگانه از مقدار متوسط R_p در وارونگی دما در نواحی خلیج فارس با استفاده از نیمرخ‌های نسبت چگالی بر حسب عمق شکل ۹ استفاده شده است. تغییرات نسبت چگالی در فاصله $0.7 < R_p < 0.72$ حاصل شده است که مقادیر مربوط به نواحی ساحلی ایران در فاصله $0.7 < R_p < 0.75$ قرار دارد و مقدار متوسط آن ۰/۳۸ است. این محاسبات با مقادیر فدروف (۱۹۸۷) از R_p ارتباط دارد که در نواحی ساحلی مقدار $0.1 < R_p < 0.5$ است بقیه نواحی مقدار $0.5 < R_p < 0.7$ گزارش کرده، مطابقت خوبی دارد. بنابراین نسبت چگالی در نواحی ساحلی افزایش می‌یابد و این می‌تواند به دو دلیل باشد. مرز ساحلی محدودیت افقی برای تبادل ایجاد می‌کند، بنابراین حرکت افقی ضعیف‌تر می‌شود، همچنین به دلیل شکست امواج داخلی در نواحی ساحلی و مخلوط شدن ستون آب، جریان‌های نفوذی مشخص به داخل ادرا می‌تواند تشکیل شوند.

شکل ۱۰، کنتور نسبت چگالی مناطق جبهه‌ای خلیج فارس در زمستان را نشان می‌دهد. با توجه به شکل در امتداد مسیر D و H خطوط به یکدیگر نزدیک می‌شوند.

زننگ (۱۹۹۸) شدت رژیم پخش را بر حسب تغییرات نسبت چگالی به صورت زیر دسته‌بندی کرده است:

مقدار $R_p < 0.3$ رژیم پخش ضعیف و مقدار $0.77 < R_p < 0.73$ رژیم پخش متوسط و مقدار $0.97 < R_p < 0.77$ رژیم پخش شدید صورت می‌گیرد.

با توجه به تقسیمات فوق در نواحی جبهه‌ای خلیج فارس،

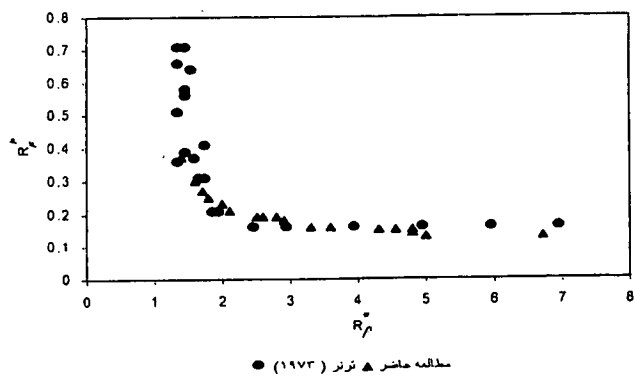
می‌کند برای مقادیر $R^* > 2$ مقدار $R^* F$ به مقدار ثابت 0.13 می‌رسد که با نتایج آزمایشگاهی (مثلاً ترنر ۱۹۷۶ در $R^* > 2$ به مقدار ثابت 0.15 می‌رسد) مطابقت خوبی دارد.

شکل ۱۲ نمودار $R^* F$ را بر حسب R^* در نواحی جبهه‌ای خلیج فارس و مدل آزمایشگاهی ترنر (۱۹۷۶) را نشان می‌دهد که این دو مطابقت خوبی را نشان می‌دهند.

در محاسبه شار گرمایی و شوری، مقادیر ثابت با شرایط خلیج فارس طبق جدول زیر استفاده شده است.

جدول ۳. مقادیر ضرایب مختلف خواص فیزیکی آب در خلیج فارس.

مقادیر	علامت اختصاری	ضرایب
2.7×10^{-4}	$\alpha(C)$	ضریب انبساط حرارتی
7.6×10^{-4}	$\beta(psu)$	ضریب تراکم شوری
7.5×10^{-7}	$\nu(m^2/s)$	ضریب چسبندگی
1.7×10^{-7}	$k_T(m^2/s)$	ضریب پخش مولکولی گرما
1.9×10^{-6}	$k_S(m^2/s)$	ضریب پخش مولکولی شوری



شکل ۱۲. نمودار $R^* F$ را بر حسب R^* در نواحی جبهه‌ای خلیج فارس، روش تجربی ترنر (۱۹۷۶).

۶-۷ وارونگی دما

با توجه به ایستگاه‌های مختلف در خلیج فارس و دریای عمان و جدول‌های ۱ و ۲، معادله رگرسیون دز این دو به شکل زیر به‌دست آمده است:

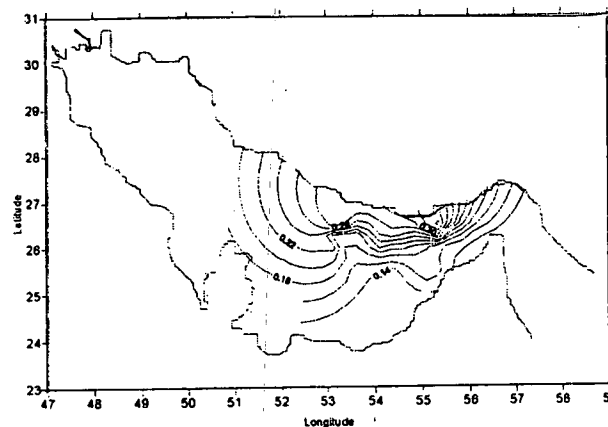
$$\Delta S = 0.37 \Delta T + 0.04 \quad (16)$$

$$F_S = 8.89 \times 10^{-7} m/s^{-1} (0.36 W/m^2)$$

به‌دست آمده که شار گرمایی در حدود ۱۷ برابر بزرگ‌تر از شار شوری است که این دور از انتظار نیست زیرا گرما نسبت به شوری در مرز بیشتر پخش می‌شود.

در نواحی جبهه‌ای دریای عمان با وارونگی دما شار گرما و شوری از نوع رژیم پخشی برابر با $F_T = 40 \times 10^{-6} mCs^{-1}$ و میانگین شار شوری $F_S = 6.2 \times 10^{-6} m/s^{-1}$ است که شار گرمایی آن در حدود ۶/۵ برابر بزرگ‌تر از شار شوری است.

بنابراین اختلاف شار قائم از گرما و شوری در این آب‌ها اهمیت دارد.

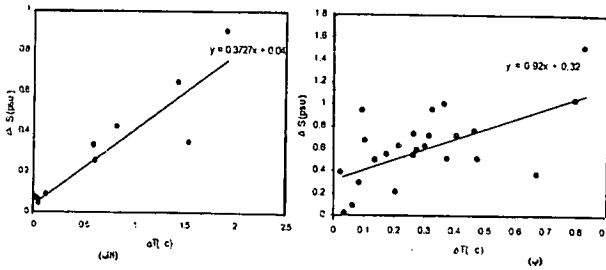


شکل ۱۱. کنتورهای نسبت شارها در ایستگاه‌هایی با وارونگی دما در خلیج فارس، زمستان ۱۹۹۲.

۶-۶ نسبت شارها (R_F)

نسبت شارها در نواحی ساحلی در مقایسه با آب‌های میانی خلیج فارس بیشتر است که این در جدول ۲ ایستگاه‌های نواحی ساحلی ایران به رنگ خاکستری مشخص است. همچنین در کنتورهای نسبت شارها در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

اگر نمودار $R^* F$ را بر حسب R^* رسم کنیم مشاهده می‌شود که $R^* F$ ابتدا به‌طور نمایی با افزایش R^* کاهش می‌یابد (R^* عکس R^* است) و این کاهش یافتن تا مقدار $R^* = 2$ است. پس فرایندهای مولکولی اهمیت زیادی پیدا



شکل ۱۳. الف) نمودار پراکندگی تغییرات شوری بر حسب تغییرات دما با معادله پراکندگی در زمستان دریای عمان ۱۹۹۲. ب) نمودار پراکندگی تغییرات شوری بر حسب تغییرات دما با معادله پراکندگی در زمستان خلیج فارس ۱۹۹۲.

نسبت $\frac{\alpha}{\beta} = 0.35$ برابر است. پس برای دریای عمان مقدرا پایداری را می توان از رابطه $E = \frac{\beta b}{h}$ به دست آورد که برای دریای عمان با توجه به عمق و ارونگی دما برابر ۱۱ متر مقدار پایداری آن $10^{-6} \times 2/7 \times m$ محاسبه می شود. تفاوت پایداری در لایه با ارونگی دما در خلیج فارس و دریای عمان به سبب فرایندهای متفاوت در آن دو است. در دریای عمان هر دو فرایند همرفت پخش دوگانه شامل رژیم انگشتی و رژیم پختی در انتقال گرما و شوری نقش مؤثری دارند. در حالی که در خلیج فارس گرادیان های قائم ترموهالاین تنها در مرز مشترک آب های سطحی با آب های میانی پدیده لایه ای پختی را تأیید می کند. شرح و تفسیر این اختلاف ها در معادله رگرسیون به دلیل فرایندهای غیر مشابه در دو ارونگی است و نشان دهنده این است که در دریای عمان حالت ایزوپیکنال حاکم است ولی در خلیج فارس فرارفت های افقی حالت غیر ایزوپیکنال است. در حالت غیر ایزوپیکنال $b = f(\bar{E}_b, R_A)$ است. در خلیج فارس پایداری، تابعی از نسبت چگالی است و نمی توان از رابطه $E = \frac{\beta b}{h}$ برای پایداری خلیج فارس استفاده کرد.

۷ نتیجه گیری

مطالعه ساختارهای قائم و افقی در قسمت های مختلف خلیج فارس نشان می دهد که این آب ها تقریباً در امتداد محور خلیج فارس

(۱۷) $\Delta S = 0.92\Delta T + 0.34$ خلیج فارس

و ضرایب a و b در معادله پراکندگی در خلیج فارس برابر با ۰/۹۲ و ۰/۳۴ و در دریای عمان ۰/۳۷ و ۰/۰۴ محاسبه شده است. با استفاده از a یا $R_A = a(\frac{\beta}{\alpha})$ می توان شدت وارونگی دما را نتیجه گرفت. با مقایسه از معادله پراکندگی عمان و خلیج فارس، شدت وارونگی در خلیج فارس بیشتر است.

بعد از اینکه مقادیر ΔT و ΔS از اندازه گیری لایه ها برای هر ناحیه و ایستگاه تعیین شد می توان مقدار R_A را برآورد کرد. a معیاری است که این رژیم انحرافی فرارفتی از حالت ایزوپیکنال دارد و از مقدار b برای تعیین پایداری زمینه که معمولاً با اثرات نفوذی همراه است، استفاده می شود. مقدار b در معادله پراکندگی پایداری قائم زمینه E_b یاد می شود برای حالتی که $R_A = 1$ باشد مقدار E_b با استفاده از مقادیر b به دست می آید $(E = \frac{\beta b}{h})$ (فدورف، ۱۹۷۸).

نمودارهای شکل ۱۳ تغییرات ΔS بر حسب ΔT را برای خلیج فارس و دریای عمان نمایش می دهد. در این شکل پراکندگی کمتری برای دریای عمان در مقایسه با خلیج فارس مشاهده می شود. بنابراین ضریب همبستگی خلیج فارس کمتر از ضریب همبستگی دریای عمان است و این نشان دهنده آن است که بین ΔS و ΔT در وارونگی دما خلیج فارس سازوکار تشکیل اختلاط قائم می تواند متفاوت باشد. پدیده همرفت پخش دوگانه از نوع رژیم پختی به احتمال در خلیج فارس مؤثر است. در حالی که هر دو رژیم به احتمال در دریای عمان مؤثرند، همینطور وارونگی دمایی نزدیک سطح در برخی ایستگاه های خلیج فارس بیشتر تحت تاثیر شرایط سطحی است.

اگر معادله رگرسیون خلیج فارس و دریای عمان را با معادله $\Delta S = (\frac{\alpha}{\beta})\Delta T + (\frac{h}{\beta})\bar{E}_b$ مقایسه کنیم، ضریب ۰/۹۲ در معادله ۱۷ برای خلیج فارس با نسبت $\frac{\alpha}{\beta}$ (۰/۳۵) متفاوت است در حالی که برای دریای عمان این ضریب ۰/۳۷ است که تقریباً با

Holyer, J. Y., 1983, Double - Diffusive interleaving due to horizontal gradients, *J. Fluid Mech.* **137**, 347-362.

Huppert, H. E., 1971, On the stability of a series of double- diffusive layers, *Deep-Sea Res.*, **18**, 1005-1021.

Kantha, L. H. and Clayson, C. A., 2000, Small scale processes in geophysical fluid flows, **67**, Academic Press.

Kelley, D. E., 1990, Fluxes through diffusive staircases: A new formulation, *J. Geophysical Research*, **95** (C3), 3365-3371.

Kelley, D. E. and May, B. D., 1997, Effect of baroclinicity on double - diffusive interleaving, *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 1997-2008.

Marmorino, G. L. and Caldwell, D. R., 1976, Heat and Salt transport through a diffusive thermocline interface. *Deep Sea Res.* **23**, 59-67.

Reynolds, R. M., 1993, Overview of physical oceanographic measurements during ROPME project 1992 *Marine Pollution Bulletin*, **27**.

Ruddick, B., 1997, Differential fluxes of heat and salt: Implications for circulation and ecosystem modeling, *J. of Physical - Oceanography*, **10**, 3, 122-127.

Ruddick, B. R., Phillips, O. M. and Turner, J. S., 1999, A laboratory and quantitative model of finite-amplitude intrusions. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **30**, 71-99.

Schmitt, R. W., 1994, Double - Diffusion in oceanography, *Annu. Rev. Fluid Mech.* **26**, 255-285.

Sultan, A. R. and Elghribi, N. M., 1996, Temperature inversion in the Arabian Gulf and the Gulf of Oman, *Continental Shelf Research*, **16**, 12, 1521-1544.

Turner, J. S., 1976, Buoyancy effects in fluids, CUP.

Woods, J. D., Onken, R. and Fischer, J., 1986, Thermohaline intrusions created isopycnally at oceanic fronts are inclined to isopycnals. *Nature*, **322**, 446-449.

Wust, G., 1964, Stratification and circulation in Antillen - Caribbean basins, part I: Spreading and mixing of water types, Columbia Univ. Press, pp. 201.

Zhang, J., 1998, Sensitivity of the GFDL Modular ocean Model to Parameterization of Double - Diffusive Processes, *J. of Physical - Oceanography*, **28**, 589-604.

به‌ویژه در قسمت‌های منتهی به تنگه هرمز دارای ساختار جبهه‌ای‌اند. در عین حال وجود افزایش دما با عمق (وارونگی دما) در حاشیه نوار جبهه در زمستان نشان دهنده رفتار پخش همرفت دوگانه از نوع رژیم پخشی است. نمونه مقدار نسبت چگالی در نواحی ساحلی در حدود ۰/۷ و در نواحی دور از ساحل ۰/۲ است. عمق متوسط لایه وارونگی دما در خلیج فارس، در مکان‌هایی که شکل می‌گیرد ۴۰ متر و در دریای عمان تقریباً ۲۵۰ متر است.

اثرات توپوگرافی کف یا تغییرات شدید خط ساحلی نیز می‌تواند در ایجاد پخش همرفت دوگانه از نوع رژیم پخشی مؤثر باشد. پدیده‌های مختلف دیگر مثل ینک پدیده پراورزی، هواشناسی، وجود جزایر، اختلاط نزدیک سواحل، ورود آب‌هایی با خواص فیزیکی مختلف به دریا نیز همگی می‌توانند جریان‌های نفوذی ایجاد کنند که در ساختار قائم آب‌ها در بعضی از مکان‌های خلیج فارس ظاهر می‌شود. بنابراین تبادل آب بین عمان و خلیج فارس منجر به ایجاد لایه‌هایی با وارونگی دما در زمستان می‌شود که پایداری استاتیکی دارد. نتایج نشان می‌دهد که در لایه وارونه حرکت لایه‌های نفوذی باید حالت غیر ایزوپیکنال داشته باشد در حالی که در ساختار جریان خروجی خلیج فارس از لایه زیرین به عمان ایزوپیکنال است و وارونگی دمای آن به سبب فرارفت آب خلیج فارس با شوری زیاد است. در دریای عمان هر دو رژیم همرفت پخش دوگانه وجود دارد. فرایندهای پخش دوگانه که همراه با وارونگی دماست از نظر تعیین ضرایب انتقال در جهت قائم اهمیت دارد و در بعضی مدل‌های اقیانوسی باید در نظر گرفته شود.

منابع

Fedorov, K. N., 1978, The thermohaline finestructure of the ocean, Pergamon Press.

Gregg, M. C. and Cox, C. S., 1973, Vertical microstructure measurements in the central North Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **3**, 458-469.