

# اثرات واداشت‌های جوی بر ساختار لایه ترموکلاين در دریای خزر

مریم شیعه<sup>۱\*</sup> و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی<sup>۲</sup>

\* نویسنده مسئول، دکترای فیزیک دریا، شرکت اقلیمی کاسپین، مشهد m.shiea@caspien-clm.com

<sup>۲</sup> استاد موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران bidokhti@ut.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۵/۸/۲۵

تاریخ دریافت: ۹۵/۱/۲۸

## چکیده

در این مطالعه، ساختار لایه ترموکلاين، با استفاده از مدل سه‌بعدی کوهرنس در بخش‌های میانی و جنوبی دریای خزر برای سال ۲۰۰۴ مورد مطالعه قرار گرفته است. همچنین نتایج شبیه‌سازی برای سه برش قائم (یک برش در راستای شمال- جنوب دریای خزر، دو برش در راستای شرق- غرب، یکی در خزر جنوبی با عرض جغرافیایی  $17^{\circ} 28' N$  و دیگری در خزر میانی با عرض جغرافیایی  $27^{\circ} 42' N$ ) نشان داده شده است. بر اساس این نتایج مشخص شده که در طول زمستان، لایه ترموکلاين فصلی تقریباً از بین رفته و دمای آب تا عمق ۱۰۰ متری، نسبتاً یکسان و بدون تغییر بوده است. پس از نبود لایه ترموکلاين در زمستان، این لایه در فصل بهار شروع به شکل‌گیری نموده و در طول تابستان و ابتدای پائیز، شکل و ساختار لایه ترموکلاين فصلی به‌طور قوی ایجاد شده و ضخامت آن به شکل قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد. به‌طور کلی، تغییرات فصلی دمای آب، در لایه‌های سطحی ستون آب و تا عمق ۱۲۰ متری مشاهده می‌شود. همچنین با برش‌های قائم در خزر جنوبی و میانی، مناطقی که لایه ترموکلاين قوی‌تر بوده آشکار شده است. به‌طوری‌که لایه ترموکلاين در طول تابستان در سواحل شرقی خزر جنوبی، در عمقی کمتر از ۲۵ متر از سطح آب و در سواحل غربی خزر میانی، در عمقی کمتر از ۲۰ متر ایجاد شده اند.

## واژه‌های کلیدی: دریای خزر، ترموکلاين فصلی، مدل کوهرنس، دما، تغییرات فصلی

### ۱. مقدمه

می‌گیرد. در طول زمستان، دمای سطح آب دریا به‌طور قابل ملاحظه‌ای از شمال به جنوب افزایش می‌یابد؛ به‌خصوص در مناطق مرزی بین بخش‌های شمالی، میانی و جنوبی دریای خزر، این امر به‌خوبی مشهود و آشکار می‌شود. ویژگی‌ها و خصوصیات بزرگ‌مقیاس ساختار ترموهالاین و تغییرات موقتی آن‌ها به‌وسیله ورودی رودخانه‌ها، شارهای گرمایی و آب خالص در طول دریای خزر تحت کنترل قرار می‌گیرد [۵].

هدف از مطالعه حاضر، بررسی شکل‌گیری لایه ترموکلاين فصلی با تلفیق دما و شوری در معادله‌های اصلی است. در لایه ترموکلاين، دما به سرعت از لایه اختلاط به سمت لایه‌های عمیق‌تر آب کاهش یافته، به‌طوری‌که در لایه‌های عمیق، آب‌ها به‌طور قابل

دریای خزر بزرگ‌ترین بدنه آبی یا حوضه بسته روی کره زمین بوده که به سه بخش شمالی، میانی و جنوبی تقسیم‌بندی شده است [۲ و ۱]. کمینه عمق این دریا به بخش شمالی و بیشینه عمق آن مربوط به بخش جنوبی خزر است. تقریباً ۶۰٪ از کل جرم آب دریای خزر در بخش‌های عمیق (زیر ۲۰۰ متر) وجود داشته که به دلیل ویژگی‌های منحصربه‌فرد در ساختار ترموکلاين<sup>۱</sup> فصلی و گردش آب این دریاچه، می‌توان آن را به‌عنوان یک دریای بسته عمیق در نظر گرفت [۳ و ۴]. به دلیل عدم اتصال دریای خزر به آب‌های آزاد اقیانوسی، نظام شکل‌گیری ترموهالاین و گردش آب تنها تحت تأثیر فرایندهای جوی روی حوضه دریا و نواحی وسیع زهکشی صورت

شار گرمای غیر تابشی دارای سه مؤلفه زیر است.

$$Q_{nsol} = Q_{la} + Q_{se} + Q_{lw} \quad (۴)$$

به طوری که  $Q_{la}$  شار گرمای نهان آزاد شده با تبخیر،  $Q_{se}$  شار گرمای محسوس ناشی از تلاطم در اثر اختلاف دما در طول سطح تماس هوا/دریا و  $Q_{lw}$  شار امواج بلند در سطح دریا است.

شار شوری با استفاده از فرمول استین‌هورن [۷] به صورت زیر محاسبه و تعیین شده است.

$$\rho_0 \frac{\lambda_T}{J} \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{S_s (E_{vap} - R_{pr})}{1 - 0.001 S_s} \quad (۵)$$

که  $E_{vap} = \frac{Q_{la}}{L_v}$  و  $R_{pr}$  به ترتیب آهنگ مقدار تبخیر و بارش هستند و یکا آن‌ها در این مدل  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$  است.  $S_s$  شوری سطح در واحد PSU بوده و  $L_v$  گرمای نهان تبخیر است.

در شبیه‌سازی حاضر، از سیستم مختصات کروی استفاده شده، بدین صورت که محورهای  $x$  و  $y$  به ترتیب در سمت شرق و شمال در نظر گرفته شده‌اند. محدوده مدل‌سازی مدل از  $E 46^\circ 53'$  تا  $E 54^\circ$  و از  $N 33^\circ 33'$  تا  $N 47^\circ$  بوده است. داده‌های عمق بستر منطقه بر اساس داده‌های GEBCO (۳۰ ثانیه) بوده که این داده‌ها ابتدا در سلول‌های شبکه مدل درون‌یابی و هموارسازی شده‌اند. اندازه سلول‌های این شبیه‌سازی در راستاهای افق  $0.46 \times 0.46$  درجه بوده که شامل  $229 \times 180$  سلول بوده‌اند؛ به طوری که ابعاد این سلول‌ها در حدود ۵ کیلومتر است. از طرفی در راستای قائم ۳۰ لایه سیگما از سطح تا بستر در نظر گرفته شده است. برای شرایط اولیه، از داده‌های میانگین ماهیانه دما و شوری به دست آمده از مطالعه کارا و همکاران [۸] در ماه ژانویه استفاده شده و برای شرایط مرزی نیز واداشت‌های جوی<sup>۵</sup> شش ساعته دما و فشار هوا ( $0.5 \times 0.5$  درجه) از سری داده‌های ECMWF Reanalysis (ERA-Interim) و آهنگ بارش و پوشش ابری و رطوبت نسبی ( $2/5 \times 2/5$  درجه) در سال ۲۰۰۴ از سری داده‌های NCEP/NCAR re-analysis

ملاحظه‌ای سردتر از لایه‌های سطحی بوده‌اند. از طرفی در طول لایه‌های عمیق و در لایه اختلاط دما تقریباً ثابت و یکنواخت بوده و اختلاف دما تقریباً ناچیز است.

در این مطالعه، ابتدا مدل سه‌بعدی کوهرنس<sup>۲</sup> توضیح داده شده و پس از آن، داده‌های استفاده‌شده در مدل از جمله داده‌های شرایط مرزی و اولیه شرح داده شده؛ در پایان نتایج شبیه‌سازی مدل و داده‌های اندازه‌گیری شده مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

## ۲. مواد و روش‌ها

این مطالعه با یک مدل سه‌بعدی هیدرودینامیکی اکولوژیکی کوهرنس صورت گرفته، به طوری که در بخش هیدرودینامیکی مدل از معادله‌های تکانه (با تقریب بوسینیک<sup>۳</sup>)، دما و شوری با فرض تعادل هیدروستاتیکی و معادله پیوستگی استفاده شده است [۶]. در این مدل، برای توپوگرافی بستر در راستای قائم از مختصات سیگما<sup>۴</sup> استفاده و گسسته‌سازی شده است که رابطه آن به شکل زیر است:

$$\sigma = \frac{z+h}{\eta+h} = \frac{z+h}{H} \quad (۱)$$

مختصات سیگما بین صفر در کف و یک در سطح تغییر می‌کند، به طوری که  $H$  کل عمق آب و  $h$  میانگین عمق آب و  $\eta$  تغییر سطح تراز آب و  $z$  محور راستای قائم بوده و جهت آن نیز به سوی بالا در نظر گرفته شده است. شار گرمای سطح نیز، طبق رابطه زیر محاسبه شده است:

$$\frac{\rho_0 c_p}{J} \lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} = Q_s \quad (۲)$$

به طوری که  $Q_s$  شار گرمای وارد شده به سطح آب،  $c_p$  گرمای ویژه آب دریا در فشار ثابت،  $T$  دما،  $\lambda_T$  ضریب پخش و  $\rho_0$  چگالی مینا است.

کل شار گرما شامل مجموع شار تابشی  $Q_{rad}$  و بخش غیر تابشی  $-Q_{nsol}$  است.

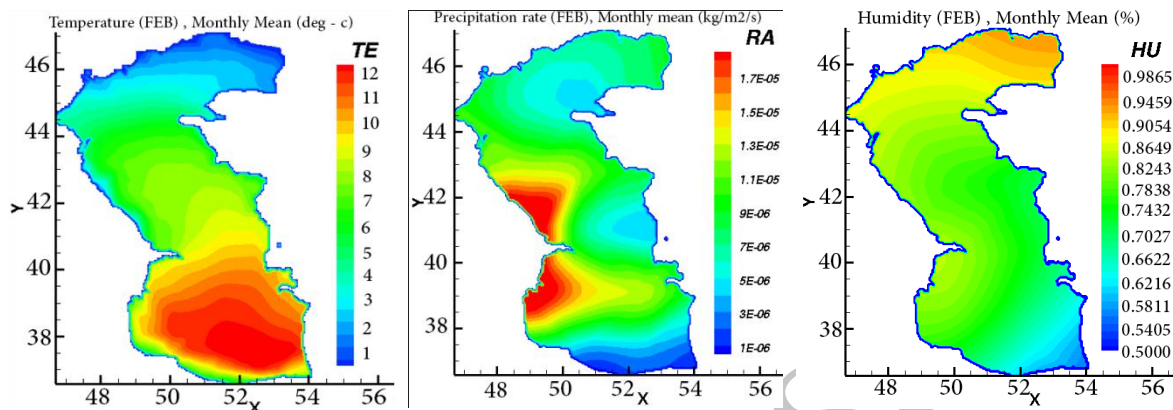
$$Q_s = -Q_{nsol} + Q_{rad} \quad (۳)$$

در این شبیه‌سازی تابش خورشیدی در لایه‌های سطحی ستون آب جذب شده و  $Q_s = -Q_{nsol}$

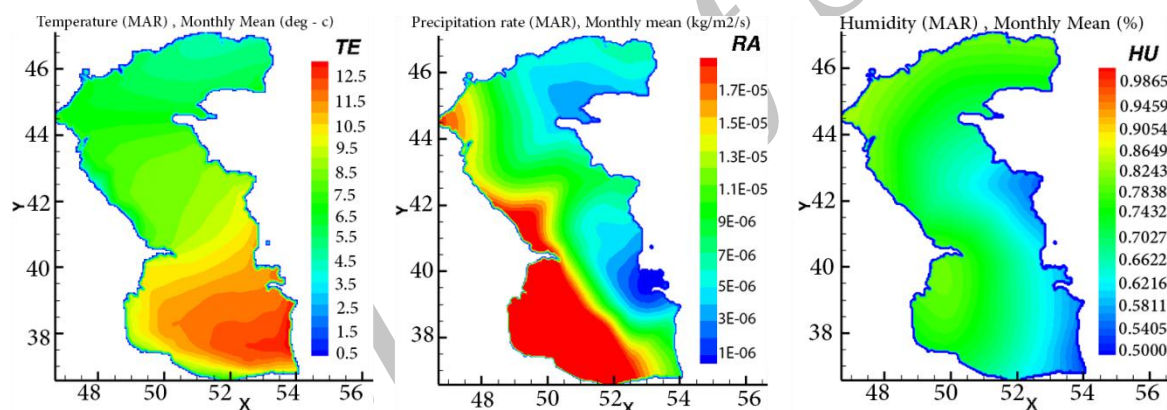
شامل سه مدخل ورودی در دریای خزر در این شبیه‌سازی است)، اورال و کورا با استفاده از داده‌های میانگین ماهیانه GRDC<sup>۶</sup> به مدل اعمال شده‌اند.

استفاده و پس از درون‌یابی به سلول‌های شبکه مدل، به مدل اعمال شده‌اند.

همچنین از دیگر داده‌های شرایط مرزی، آهنگ ورودی رودخانه‌هاست که اندازه میانگین ماهیانه ورودی ولگا (که



شکل ۱. میانگین ماهیانه میدان‌ها واداشت‌های جوی دمای هوا، نرخ بارش و رطوبت نسبی (فوریه ۲۰۰۴)



شکل ۲. میانگین ماهیانه میدان‌ها واداشت‌های جوی دمای هوا، نرخ بارش و رطوبت نسبی (مارس ۲۰۰۴)

شبیه‌سازی حاضر، در زمستان لایه ترموکلاین فصلی تقریباً در خزر میانی و جنوبی ایجاد نشده و دمای آب از سطح دریا تا عمق ۱۰۰ متری نسبتاً ثابت باقی مانده است؛ اما در این فصل، نیم‌رخ دما از سطح تا بستر دریای خزر، دمای یکسان و ثابتی را نشان نمی‌دهد. با پایان فصل زمستان و آغاز فصل بهار، لایه ترموکلاین شروع به شکل‌گیری نموده (شکل ۳) و در طول تابستان، یک لایه ترموکلاین قوی که در حدود بین عمق ۲۰ متر تا ۶۰ متری از سطح آب بوده با مدل ایجاد شده است. بر اساس میدان دما در شکل ۴، در طول پاییز به دلیل کاهش دمای هوا، ضخامت لایه اختلاط به بیشینه مقدار خود رسیده است. همچنین

لازم به ذکر است، شوری آب ورودی رودخانه‌ها در این شبیه‌سازی صفر در نظر گرفته شده است.

میانگین ماهیانه بعضی از واداشت‌های جوی با استفاده از داده‌های شش‌ساعته در بعضی ماه‌های سال در شکل ۱ و ۲ نمایش داده شده‌اند. بر اساس شکل‌های ۱ و ۲ دمای هوا و واداشت‌های جوی در جنوب دریای خزر سبب ایجاد آب‌های گرم‌تر نسبت به خزر میانی شده‌اند.

### ۳. یافته‌ها و بحث

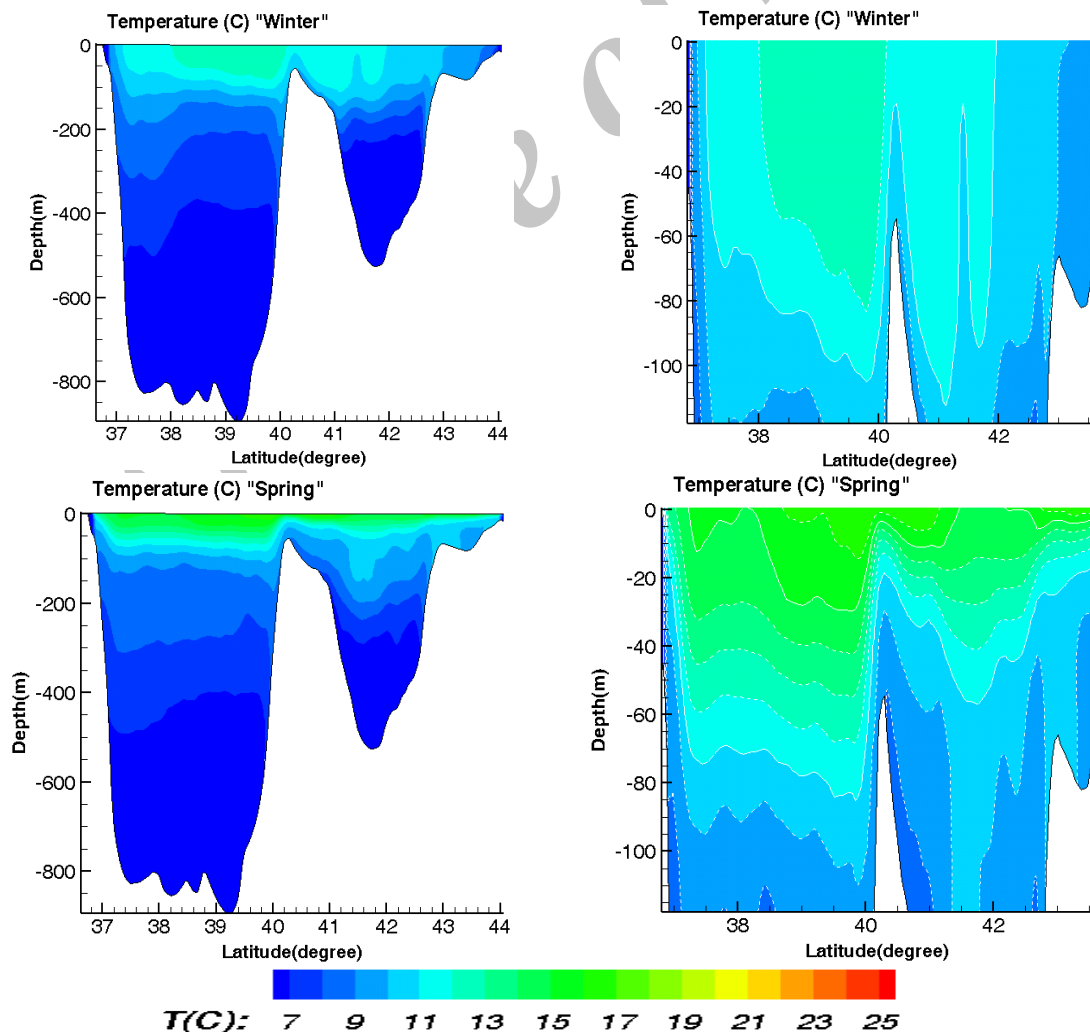
بر اساس نتایج شبیه‌سازی شده مدل، برش‌های قائم میانگین فصلی دما در راستای جنوب - شمال در شکل‌های ۳ و ۴ نمایش داده شده‌اند. بر اساس نتایج

صورت گرفته، نشان داده شده که طبق نتایج شبیه‌سازی مدل، در طول تابستان ترموکلاین بسیار قوی در محدوده ۲۰ تا ۵۰ متری از سطح آب ایجاد شده است.

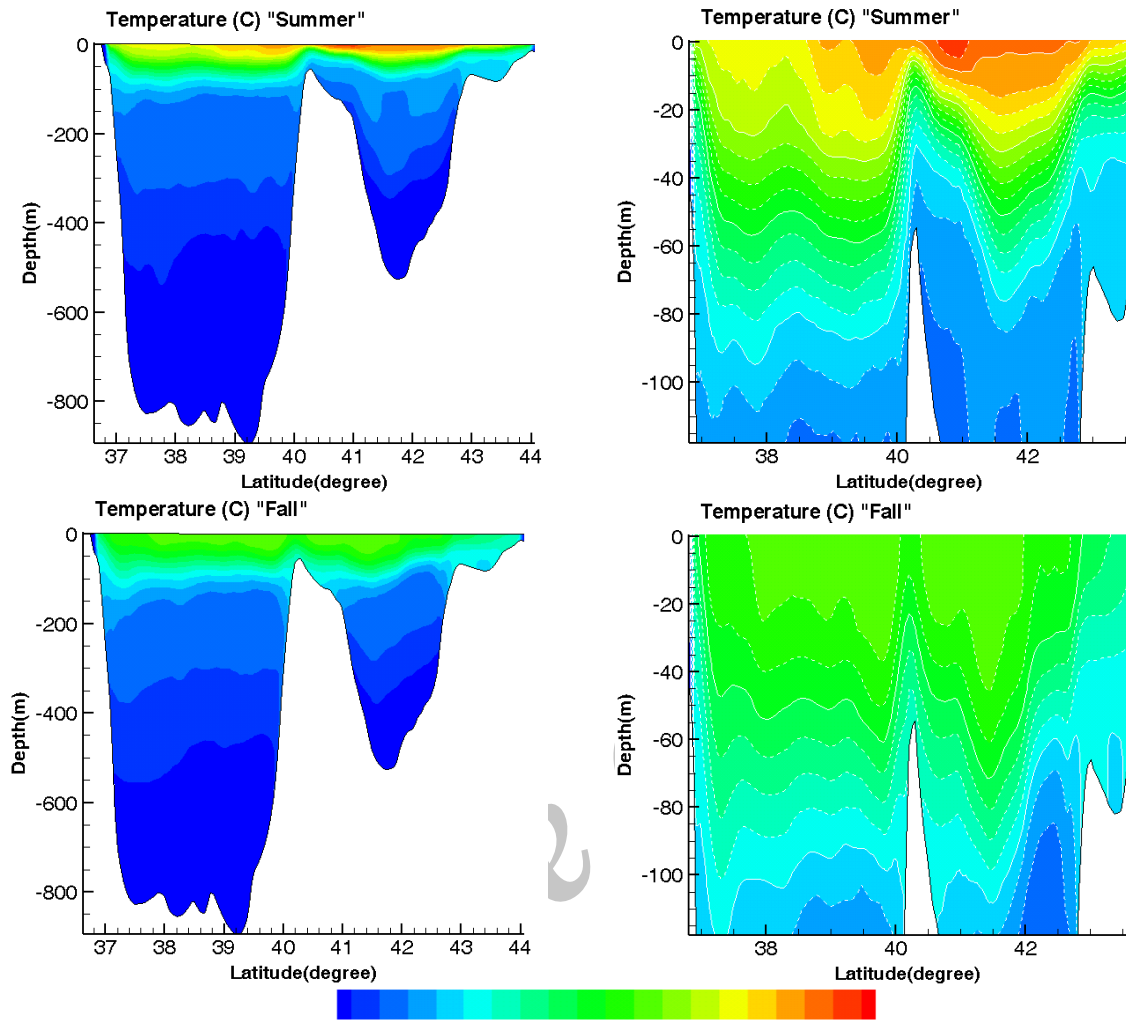
شکل‌های ۶ و ۷ لایه ترموکلاین را در خزر میانی و جنوبی نشان می‌دهند. با توجه به این شکل‌ها که همانند شکل‌های ۳ و ۴ لایه ترموکلاین را در راستای شمال-جنوب نشان داده‌اند، ساختار لایه ترموکلاین در زمستان بسیار ضعیف و تقریباً از بین رفته؛ اما در فصل بهار این لایه شروع به شکل‌گیری نموده، سپس در تابستان این لایه دارای ساختار بسیار قوی شده است. میدان دما حاصل از شبیه‌سازی سال ۲۰۰۴، در خزر جنوبی در عرض جغرافیایی  $38^{\circ}17'N$  برای فصل‌های مختلف سال نشان داده شده (شکل ۶) که با توجه به این شکل،

تغییرات دما در طول این لایه حدود ۶ درجه بوده؛ به‌طوری‌که دمای لایه بالایی حدود ۱۷ درجه و لایه پایینی دمایی در حدود ۱۱ درجه داشته است (شکل ۴).

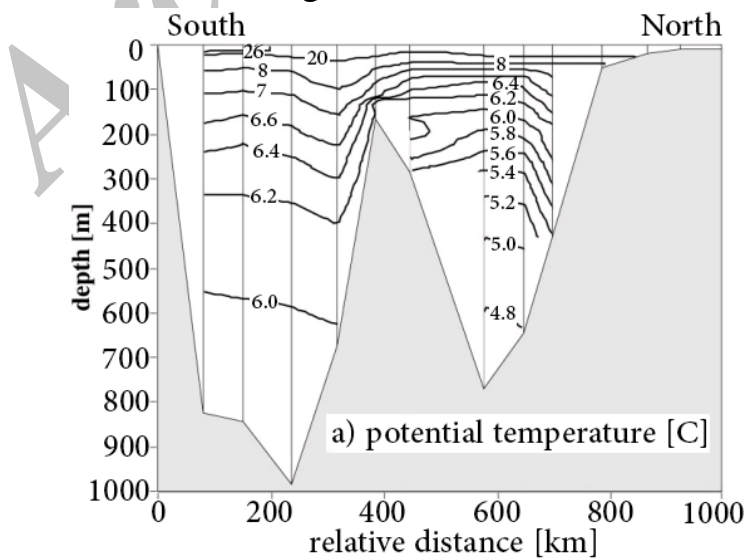
نتایج شبیه‌سازی این مطالعه هماهنگی خوبی با دیگر مطالعات از جمله توژیکین و کوسارو [۵] داشته، آن‌ها در مطالعه‌ای نشان دادند که تغییرات فصلی دمای آب در لایه‌های بالای ۱۰۰ متر رخ داده و دمای آب با گذشت زمان در لایه‌های زیر ۱۰۰ متر تا بستر تقریباً ثابت و بدون تغییر باقی می‌ماند. هم‌چنین پیترز و همکاران در مطالعه‌ای دیگر، وجود لایه ترموکلاین قوی بین ۲۰ تا ۳۰ متری را در طول تابستان نشان داده، به‌طوری‌که دما در طول لایه ترموکلاین و با تغییر عمق ۱۰ متر، حدود ۱۲ درجه کاهش می‌یابد (شکل ۵). در پژوهش دیگری که توسط تیورین کیوگلیو و همکاران [۹] به‌وسیله مدل ROMS



شکل ۳. برش قائم میانگین دما در راستای شمال جنوب دریای خزر حاصل از نتایج شبیه‌سازی مدل در طول زمستان (بالا) و بهار (پایین)



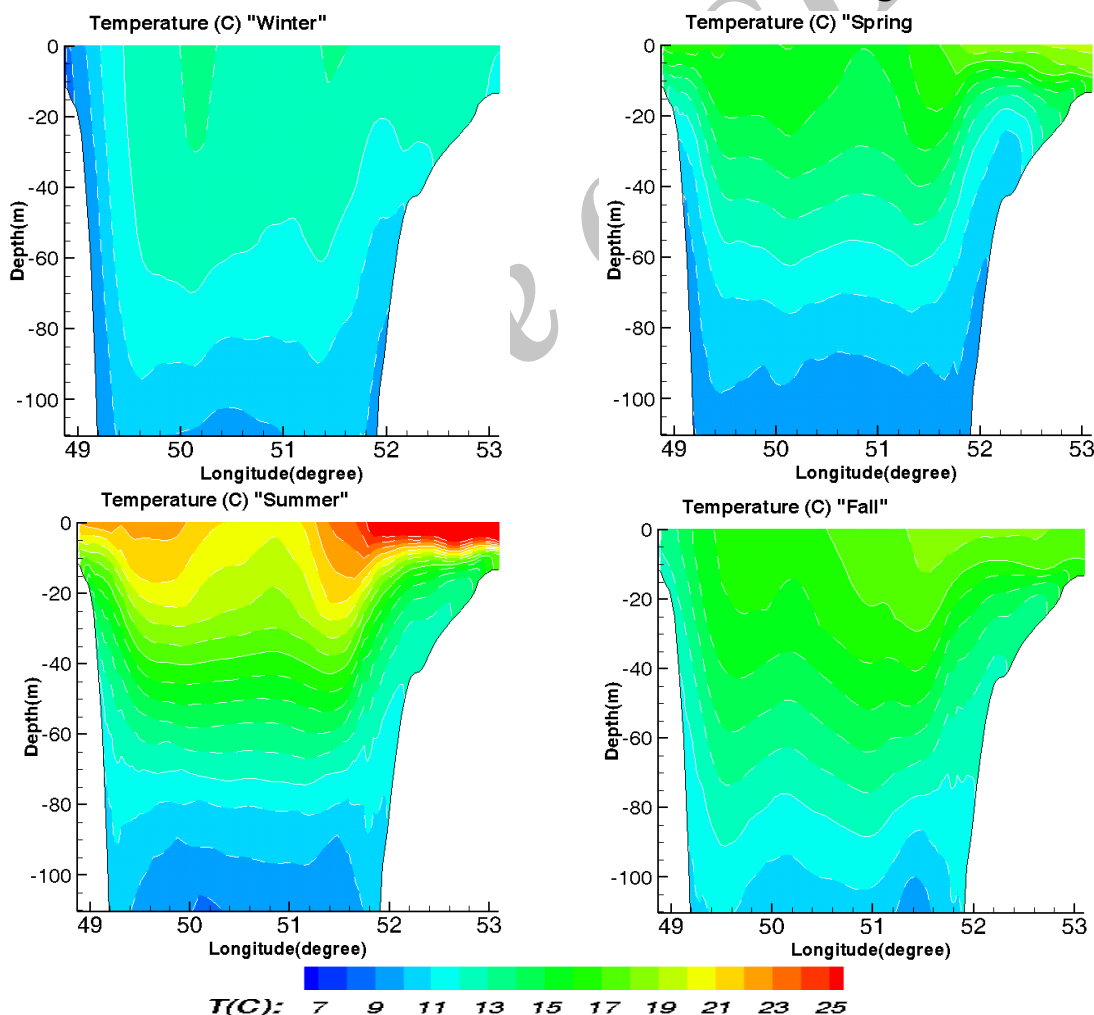
شکل ۴. برش قائم میانگین دما در راستای شمال جنوب دریای خزر حاصل از نتایج شبیه‌سازی مدل در طول تابستان (بالا) و پاییز (پایین)



شکل ۵. مقادیر و خطوط دمای پتانسیل (دوبعدی) اندازه‌گیری شده در دریای خزر از جنوب (سمت چپ) به شمال (سمت راست) در ماه سپتامبر [۴]

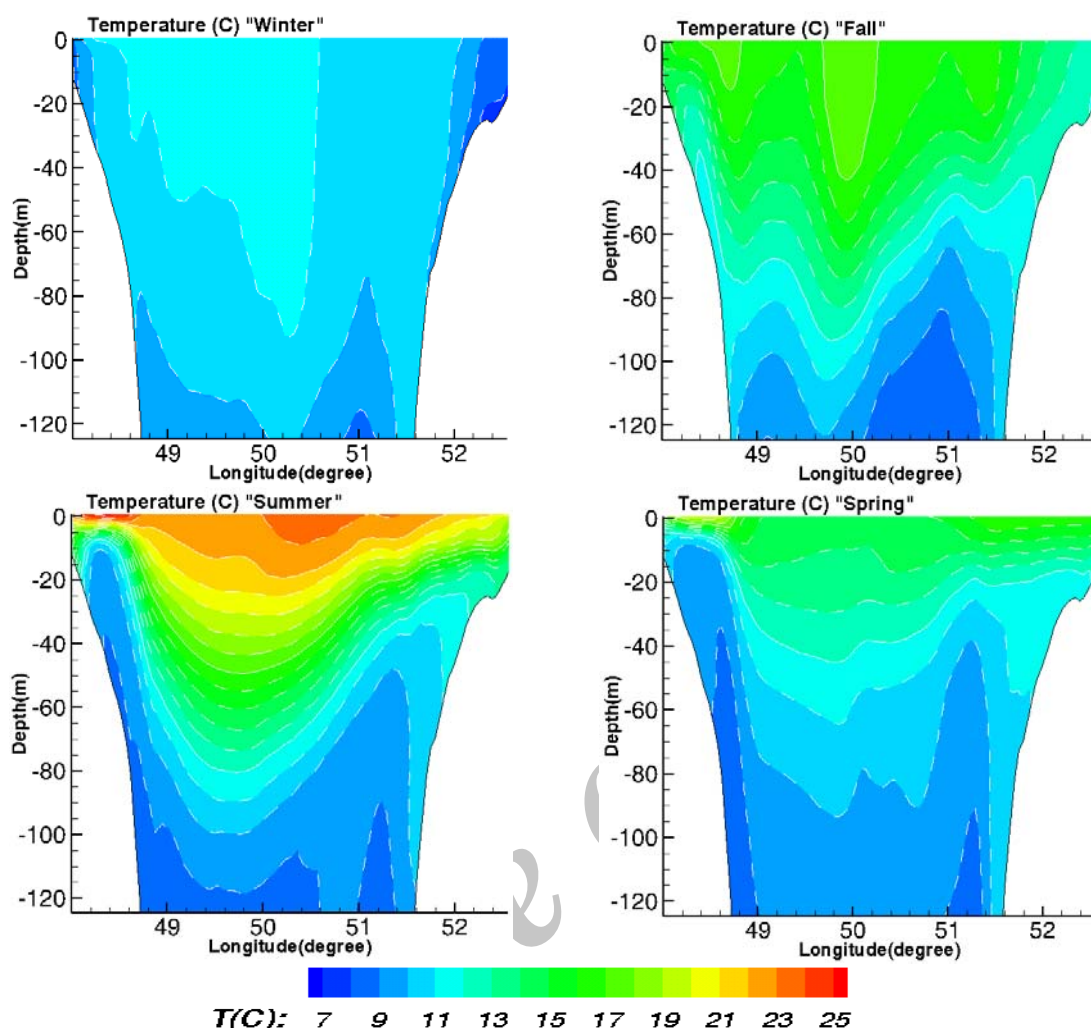
ترموکلاين در طول تابستان در سواحل شرقی خزر جنوبی در عمقی کمتر از ۲۵ متر از سطح آب و در سواحل غربی خزر جنوبی در عمقی کمتر از ۳۵ متر از سطح آب ایجاد شده است. در شکل ۷ میدان دما حاصل از شبیه‌سازی در خزر میانی در عرض جغرافیایی  $42^{\circ}27' N$  نشان داده شده و با توجه به این شکل، لایه ترموکلاين نسبت به خزر جنوبی به سمت بالاتر متمایل شده، به طوری که در سواحل غربی خزر میانی این لایه در عمق کمتر از ۲۰ متر از سطح آب و در سواحل شرقی خزر میانی لایه ترموکلاين در عمق کمتر از ۳۰ متر از سطح آب به وجود آمده است.

مشخص شده این لایه در خزر جنوبی در طول تابستان و در مناطق عمیق‌تر آن، تقریباً در عمقی کمتر از ۷۰ متر از سطح آب ایجاد شده است. از آنجا که شیب ساحل به خصوص سواحل شرقی خزر جنوبی کمتر از دیگر مناطق بوده، در نتیجه در فصول گرم‌تر، عمق کم آب‌های ساحلی در شرق خزر جنوبی، سبب وجود آب‌های سطحی با دمایی بیشتر از دیگر نقاط شده است. همچنین اختلاف دما بین آب‌های سطحی این منطقه با آب‌های عمیق قابل ملاحظه بوده است. این موارد سبب شده تا لایه ترموکلاين در این منطقه (سواحل شرقی خزر جنوبی) در فاصله نزدیک‌تر به سطح آب ایجاد شود. به طوری که لایه



شکل ۶. برش قائم میدان دما (تا عمق ۱۲۰ متری) حاصل از نتایج شبیه‌سازی در فصل‌های مختلف سال در خزر جنوبی (عرض جغرافیایی  $38^{\circ}17' N$ )





شکل ۷. برش قائم میدان دما (تا عمق ۱۲۰ متری) حاصل از نتایج شبیه‌سازی در فصل‌های مختلف سال در خزر میانی (عرض جغرافیایی  $42^{\circ}27' N$ )

بین رفته و میدان دما در نتایج مدل و داده‌های مشاهده شده، دارای مقادیر بسیار نزدیکی هستند.

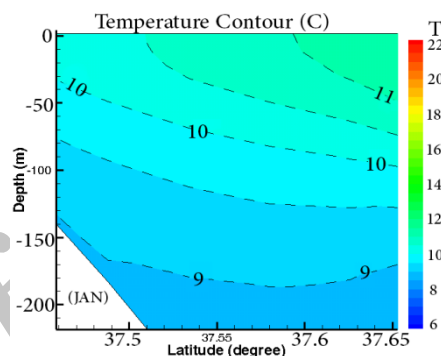
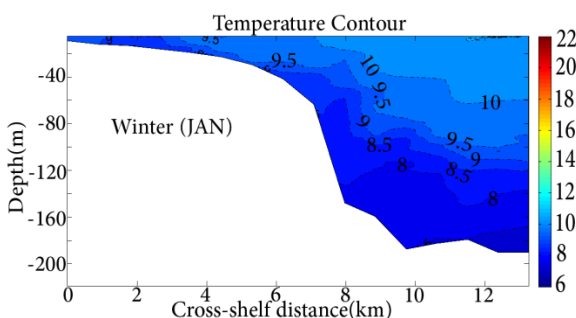
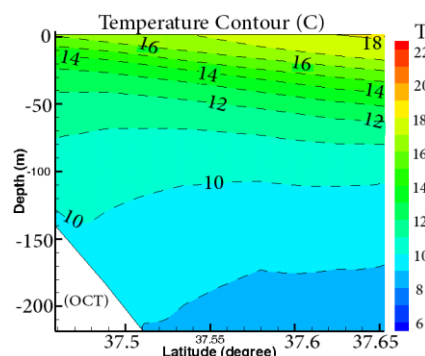
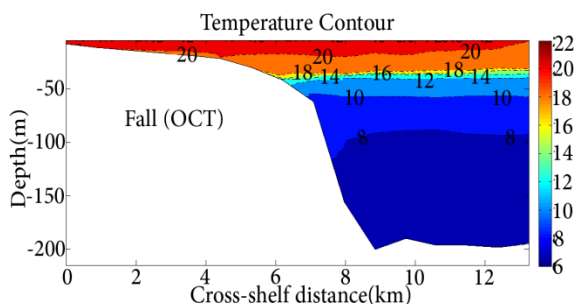
#### ۴. نتیجه‌گیری

در این مطالعه از یک مدل هیدرودینامیکی که راستای قائم آن برحسب مختصات سیگما بوده، استفاده شده تا تغییرات ترموکلاین فصلی در دریای خزر مورد بررسی قرار گیرد. به این مدل واداشت‌های جوی و ورودی رودخانه‌ها به‌عنوان شرایط مرزی اعمال شده و خصوصیات و ویژگی‌های دمای آب در دریای خزر با این مدل به‌خوبی مشخص شده‌اند.

برای بررسی صحت نتایج این شبیه‌سازی، نتایج خروجی‌های مدل با داده‌های اندازه‌گیری شده جریان [۱۰] و دما [۱۱] که از سوی پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی صورت گرفته، مقایسه شده است. با توجه به مقایسه نتایج مدل و داده‌های اندازه‌گیری، هماهنگی نسبتاً خوبی بین این دو سری داده وجود داشته است. شکل ۸ مقایسه‌ای بین نتایج خروجی مدل و داده‌های میدانی دما در منطقه انزلی در ماه‌های ژانویه و اکتبر است. در این شکل، در ماه اکتبر لایه ترموکلاین در عمقی کمتر از ۵۰ متر تشکیل شده و دمای نزدیک به سطح آب در نتایج مدل و مشاهده‌ها به یکدیگر نزدیک هستند. همچنین با توجه به شکل ۸، در ماه ژانویه لایه ترموکلاین تقریباً از

الف

ب



شکل ۸ میدان دما در منطقه انزلی در ماه‌های ژانویه و اکتبر (الف) نتایج خروجی مدل (بالا: اکتبر، پایین: ژانویه)

(ب) داده‌های اندازه‌گیری شده (بالا: اکتبر، پایین: ژانویه)

همچنین در دریای خزر این تغییرات دمای فصلی، قابل ملاحظه و تقریباً در محدوده سطح آب تا عمق ۱۲۰ متر مشاهده می‌شوند.

### ۵. مراجع

- [1] Aubrey DG, Glushko TA, Ivanov VA, et al, editors. North Caspian Basin: Environmental status and oil and gas operational issues. Mobil Oil; 1994.
- [2] Aubrey DG. Conservation of biological diversity of the Caspian Sea and its coastal zone. A proposal to the Global Environment Facility. Report to GEF. 1994.
- [3] Lebedev SA, Kostianoy AG. Satellite altimetry of the Caspian Sea. Sea, Moscow. 2005;366.
- [4] Peeters F, Kipfer R, Achermann D, Hofer M, Aeschbach-Hertig W, Beyerle U, Imboden DM, Rozanski K, Fröhlich K. Analysis of deep-water exchange in the Caspian Sea based on environmental tracers. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2000 Apr 30;47(4):621-54.
- [5] Tuzhilkin VS, Kosarev AN, Thermohaline Structure and General Circulation of the Caspian Sea Waters. In: Kostianov AG, Kosarev AN, editor. The Caspian Sea Environment (Handbook of Environmental Chemistry); 2005. P.33-58.
- [6] Luyten PJ, Jones JE, Proctor R, Tabor A, Tett P, Wild-Allen K. COHERENS—A coupled hydrodynamical-

بر اساس نیم‌رخ‌ها و برش‌های قائم دمای آب که دریای خزر را در راستای جنوب - شمال، از سطح تا بستر نمایش می‌دهند، مشخص شده که ترموکلاین فصلی در طول تابستان (برخلاف فصل زمستان) در خزر میانی و جنوبی ایجاد شده، اما در خزر میانی لایه ترموکلاین فصلی کمی به سوی بالا متمایل شده است. به‌طور کلی لایه ترموکلاین فصلی در طول تابستان در محدوده ۲۰ متر تا ۶۰ متری از سطح آب ایجاد شده و در طول فصل زمستان، ترموکلاین ساختار بسیار ضعیفی را پیدا نموده است. همچنین دما در این فصل از سطح تا عمق ۱۰۰ متر تقریباً ثابت و دارای تغییرات جزئی است. همچنین برش‌های قائم در خزر جنوبی و میانی نشان داده که در طول تابستان، سواحل شرقی خزر جنوبی و سواحل غربی خزر میانی لایه ترموکلاین را در فاصله بسیار نزدیک از سطح آب تجربه کرده‌اند.

از طرفی بررسی تغییرات دما از زمستان تا تابستان به‌وسیله این مدل نشان می‌دهد که فرایندهای جوی اثرات شدید و مؤثری بر نحوه ساختار و شکل‌گیری لایه ترموکلاین داشته و در شکل‌گیری ترموکلاین فصلی اثر بسیار مهمی را ایفا می‌کند.



[۱۱] شیعه مریم، علی اکبری بیدختی عباسعلی. مطالعه و بررسی پدیده فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی با استفاده از شیبه سازی عددی. مجله فیزیک زمین و فضا. ۱۳۹۴؛ ۴۱(۳):۵۳۵-۵۴۵.

## ۶. پی نوشت

- <sup>1</sup> thermocline
- <sup>2</sup> COHERENS
- <sup>3</sup> Boussinesq approximation
- <sup>4</sup> sigma
- <sup>5</sup> atmospheric forcing
- <sup>6</sup> The Global Runoff Data Centre

- ecological model for regional and shelf seas: user documentation. MUMM Report, Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea. 1999;914.
- [7] Steinhorn I. Salt flux and evaporation. Journal of physical oceanography. 1991;21(11):1681-3.
- [8] Kara AB, Wallcraft AJ, Metzger EJ, Gunduz M. Impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea. Continental Shelf Research. 2010 Jun 15;30(10):1211-25.
- [9] Turuncoglu UU, Giuliani G, Elguindi N, Giorgi F. Modelling the Caspian Sea and its catchment area using a coupled regional atmosphere-ocean model (RegCM4-ROMS): model design and preliminary results. Geoscientific Model Development. 2013; 6(2): 283-99.

[۱۰] شیعه مریم، علی اکبری بیدختی عباسعلی، چگینی وحید. تعیین اثر واداشت‌های مهم بر گردش دریای خزر با استفاده از شیبه - سازی عددی. مجله ژئوفیزیک ایران. ۱۳۹۴؛ ۹(۳):۱۱۸-۱۴۲.

Archive of SID