## اثرات واداشتهای جوی بر ساختارلایه ترموکلاین در دریای خزر

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

\*\* نویسنده مسئول، دکترای فیزیک دریا، شرکت اقلیمی کاسپین، مشهد m.shiea@caspian-clm.com ۲ استاد موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران تهران الماد.

تاريخ پذيرش: ۹۵/۸/۲۵

تاریخ در یافت:۹۵/۱/۲۸

تار يخ

چکىدە

در این مطالعه، ساختار لایه ترموکلاین، با استفاده از ملل سهبعدی کوهرنس در بخش های میانی و جنوبی دریای خزر برای سال ۲۰۰۴ مور دمطالعه قرار گرفته است. همچنین نتایج شبیه سازی 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 N ۲ ۷۱ ۴ و دیگری در خزر میانی با عرض جغرافیایی (N ۲ ۲ ۴ ۴۲) نشان داده شله است. بر اساس این نتایج مشخص شله که در طول زمستان، لایه ترموکلاین فصلی تقریباً از بین رفته و دمای آب تا عمق ۱۰۰ متری، نسبتاً یکسان و بدون تغییر بوده است. پس از نبود لایه ترموکلاین در زمستان، این لایه در فصل بهار شروع به شکل گیری نموده و در طول تابستان و ابتدای پائیز، شکل و ساختار لایه ترموکلاین فصلی به طور قوی ایجاد شله و ضخامت آن به شکل گابل ملاحظه ی کاهش می یابد. به طور کلی، تغییرات فصلی دمای آب، در لایه همی به طور قوی ایجاد شده و ضخامت آن به شکل قابل ملاحظه ای کاهش می یابد. به طور کلی، تغییرات فصلی دمای آب، در لایه همی سنون آب و تا عمق ۱۰۰ مری مشاهده می شود. همچنین با برش های قائم می یابد. به طور کلی، تغییرات فصلی دمای آب، در لایه های سطحی ستون آب و تا عمق ۱۰۰ مری مشاهده می شود. همچنین با برش های قائم در خزر جنوبی و میانی، مناطقی که لایه ترموکلاین قوی تر بوده آسکار شده است. بسلوری که لایه ترموکلاین در سواحل می یابد. به طور کلی، تغییرات فصلی دمای آب، در لایه های سطحی ستون آب و تا عمق ۱۰ متری مشاهده می شود. همچنین با برش های قائم می یابد. می و میانی، مناطقی که لایه ترموکلاین قوی تر بوده آشکار شده است. به طوری که لایه ترموکلاین 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، ترموکلاین فصلی، مدل کوهرنس، دما، تغییرات فصلی

۱. مقدمه

دریای خزر بزرگترین بدنه آبی یا حوضه بسته روی کره زمین بوده که به سه بخش شمالی، میانی و جنوبی تقسیمبندی شده است[۱و۲].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 ویژگیهای منحصربهفرد در ساختار ترموکلاین <sup>۱</sup> فصلی و ویژگیهای منحصربهفرد در ساختار ترموکلاین <sup>۱</sup> فصلی و گردش آب این دریاچه، می توان آن را بهعنوان یک دریای خزر به آبهای آزاد اقیانوسی، نظام شکل گیری ترموهالاین و گردش آب تنها تحت تأثیر فرایندهای

می گیرد. در طول زمستان، دمای سطح آب دریا به طور قابل ملاحظه ای از شمال به جنوب افزایش می یابد؛ به خصوص در مناطق مرزی بین بخش های شمالی، میانی و جنوبی دریای خزر، این امر به خوبی مشهود و آشکار می شود. ویژگی ها و خصوصیات بزرگ مقیاس ساختار ترموهالاین و تغییرات موقتی آن ها به وسیله ورودی رودخانه ها، شارهای گرمایی و آب خالص در طول دریای خزر تحت کنترل قرار می گیرد[۵].

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

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 پسازآن، دادههای استفادهشده در مدل ازجمله دادههای شرایط مرزی و اولیه شرح دادهشده؛ در پایان نتایج شبیهسازی مدل و دادههای اندازه گیری شده موردبررسی 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 معادله های 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 گسسته سازی شده است که رابطه آن به شکل زیر است:

$$\sigma = \frac{z+h}{\eta+h} = \frac{z+h}{H} \tag{(1)}$$

مختصات سیگما بین صفر در کف و یک در سطح تغییر میکند، بهطوریکه 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 بهسوی بالا در نظر گرفته شده است. شار گرمای سطح نیز، طبق رابطه زیر محاسبه شده است:

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

 ${}^{c}{}_{p}$  شار گرمای واردشده به سطح آب،  ${}^{c}{}_{p}$  شار گرمای ویژه آب دریا در فشار ثابت، T دما،  ${}^{\lambda}{}_{T}$  ضریب پخش و  ${}^{0}{}_{q}$  چگالی مبنا است. کل شار گرما شامل مجموع شار تابشی  ${}^{Q}{}_{rad}$  و بخش غیر

یں سار کرتا شاہل شاہلی میں میں کابستی rad کر و باعش سے تابشی -Q<sub>nsol</sub> است.

$$Q_s=-Q_{nsol}+Q_{rad}$$
 (۳)  
در این شبیهسازی تابش خورشیدی در لایههای سطحی $Q_s=-Q_{nsol}$ ستون آب جذب شده و  $Q_s=-Q_{nsol}$ 

 $Q_{nsol} = Q_{la} + Q_{se} + Q_{lw}$ (F)  $P_{la} = Q_{la} + Q_{se} + Q_{lw}$ (F)  $P_{la} = Q_{la} + Q_{la}$ (F)  $P_{la} = Q_{la} + Q_{la} + Q_{la}$ (F)  $P_{la} = Q_{la} + Q_{$ 

شار گرمای غیر تابشی دارای سه مؤلفه زیر است.

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

$$\sum_{r, p_r} E_{vap} = \frac{Q_{la}}{L_v}$$

بارش هستند و یکا آنها در این مدل kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> است.  $S_s$  شوری سطح در واحد PSU بوده و  $J_{\nu}$  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 ۴۶°۵۳ تا ۵۴°E و از N ۳۳ ۳۶ تا ۴۷°N مدل از بوده است. داده های عمق بستر منطقه بر اساس داده های GEBCO (۳۰ ثانیه) بوده که این دادهها ابتدا در سلولهای شبکه مدل درونیابی و هموارسازی شدهاند. اندازه سلولهای این شبیهسازی در راستاهای افق ۰/۰۴۶×۰/۰۶ درجه بوده که شامل ۱۸۰×۲۲۹ سلول بودهاند؛ به طوري که ابعاد اين سلول ها در حدود ۵ کيلومتر 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 بهدست 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 (۵/۰×۵/۰ درجه) از سری دادههای Reanalysis(ERA-Interim) ECMWF و آهنگ بارش و پوشش ابری و رطوبت نسبی (۲/۵×۲/۵ درجه) در سال NCEP/NCAR re-analysis از سری دادههای ۲۰۰۴

www.SID.ir

دو فصلنامه هیدروفیزیک – دوره دوم شماره یک صفحه ۳۳–۲۵، (بهار و تابستان ۱۳۹۵)

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

> همچنین از دیگر دادههای شرایط مرزی، آهنگ ورودی

است)، اورال و کورا با استفاده از دادههای میانگین ماهیانه GRDC<sup>۶</sup> به مدل اعمال شدهاند.

شامل سه مدخل ورودی در دریای خزر در این شبیهسازی



شکل ۱. میانگین ماهیانه میدان ها واداشت های 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)

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 شبیهسازیشده مدل، برش های قائم میانگین فصلی دما در راستای جنوب – شمال در شکلهای ۳ و ۴ نمایش داده شدهاند. بر اساس نتایج

شبیه سازی 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، نیم رخ دما از سطح تا بستر دریای خزر، دمای یکسان و ثابتی را نشان نمی دهد. با پایان فصل زمستان و آغاز فصل بهار، لایه ترموکلاین شروع به شکل گیری 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

تغییرات دما در طول این لایه حدود ۶ درجه بوده؛ بهطوری که دمای لایه بالایی حدود ۱۷ درجه و لایه پایینی دمایی در حدود ۱۱ درجه داشته است (شکل ۴). نتایج شبیه سازی این مطالعه هماهنگی خوبی با دیگر مطالعات ازجمله توژیکین و کوسارو [۵] داشته، آنها در مطالعه ای نشان دادند که تغییرات فصلی دمای آب در لایه های بالای ۱۰۰ متر رخ داده و دمای آب با گذشت زمان در لایه های زیر ۱۰۰ متر تا بستر تقریباً ثابت و بدون تغییر باقی می ماند. هم چنین پیترز و همکاران در مطالعه ای دیگر، وجود لایه ترموکلاین قوی بین ۲۰ تا ۳۰ متری را در طول تابستان نشان داده، به طوری که دما در طول لایه ترموکلاین و با تغییر عمق ۱۰ متر، حدود ۱۲ درجه کاهش می یابد (شکل ۵). در پژوهش دیگری که توسط ROMS می یابد (شکل ۵). در پژوهش دیگری که توسط

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 شکل گیری 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 ۲ ۵ (۲۰ برای فصلهای مختلف سال نشان داده شده (شکل ۶) که با توجه به این شکل،



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

## دو فصلنامه هيدروفيزيک- دوره دوم شماره يک

صفحه ۳۳–۲۵، (بهار و تابستان ۱۳۹۵)



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

ترموکلاین 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 شبیه سازی در خزر میانی در عرض جغرافیایی ۸ ۲۰°۴۲ نشان داده شده و با توجه به این شکل، لایه ترموکلاین 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 ترموکلاین 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 عمیق تر آن، تقریباً در عمقی کمتر از ۷۰ متر از سطح آب ایجاد شده است. از آنجاکه شیب ساحل به خصوص سواحل شرقی خزر جنوبی کمتر از دیگر مناطق بوده، درنتیجه در فصول گرم تر، 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 ترموکلاین در این منطقه (سواحل شرقی خزر جنوبی) در فاصله نزدیک تر به سطح آب ایجاد شود. به طوری که لایه Temperature (C) "Spring



شکل۶ برش قائم میدان دما (تا عمق ۱۲۰ متری) حاصل از نتایج شبیه سازی در فصل های مختلف سال در خزر جنوبی (عرض جغرافیایی N ۷ ۳۸)

دو فصلنامه هیدروفیزیک– دوره دوم شماره یک





شکل ۷. برش قائم میدان دما (تا عمق ۱۲۰ متری) حاصل از نتایج شبیهسازی در فصل های مختلف سال در خزر میانی (عرض جغرافیایی N ۲۰ °۲۲)

برای بررسی صحت نتایج این شبیهسازی، نتایج خروجیهای مدل با دادههای اندازه گیری شده جریان [۱۰] ودما [۱۱] که از سوی پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی صورت گرفته، مقایسه شده است. با توجه به مقایسه نتایج مدل و دادههای اندازه گیری، هماهنگی نسبتاً خوبی بین این دو سری داده وجود داشته است. شکل م 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 مشاهدها به یکدیگر نزدیک هستند. همچنین با مدل و مشاهدها به یکدیگر نزدیک هستند. همچنین با

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

٤. نتيجه گيري

در این مطالعه از یک مدل هیدرودینامیکی که راستای قائم آن برحسب مختصات سیگما بوده، استفاده شده تا تغییرات ترموکلاین فصلی در دریای خزر موردبررسی 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 به خوبی مشخص شدهاند.



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، قابلملاحظه و تقریباً در محدوده سطح آب تا عمق ۱۲۰ متر مشاهده میشوند. ۵. م**راجع**
- 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 برش های قائم دمای آب که دریای خزر را در راستای جنوب – شمال، از سطح تا بستر نمایش می دهند، 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. به طور 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 برش های 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 شکل گیری لایه ترموکلاین داشته و در شکل گیری ترموکلاین فصلی اثر بسیار مهمی را ایفا میکند. دو فصلنامه هیدروفیزیک – دوره دوم شماره یک صفحه ۲۳-۲۵، (بهار و تابستان ۱۳۹۵)

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

۲. پی نوشت

<sup>1</sup> thermocline

<sup>2</sup><sub>2</sub>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، علیاکبریبیدختی عباسعلی، چگینی وحید. تعیین اثر واداشت.های مهم بر گردش دریای خزر با استفاده از شبیه -سازى عددى. مجله ژئوفيزيك ايران. ١٣٩٤، ٩(٣): ١٨١ - ١٤٢.