مطالعه و بررسی پدیدهٔ فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی با استفاده از شبیهسازی عددی

مريم شيعه"* وعباسعلي علىاكبري بيدختي

۱. دکتری فیزیک دریا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ایران ۲. استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۰/۷/۱۴،پذیرش نهایی: ۹۴/۷/۱۴)

چکیدہ

در این مطالعه پدیدهٔ فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی دریای خزر با استفاده از مدل سهبعدی COHERENS برای سال ۲۰۰۴ بررسی شده است. در این شبیهسازی، شبکهبندی حوزه در راستای افق ۲۰۰۶×۲۰۶۶ درجه و در راستای قائم دارای ۳۰ لایه سیگما در نظر گرفتهشده است. همچنین تمامی واداشتهای جوی(سرعت باد، فشار هوا، دمای هوا، آهنگ بارش، پوشش ابری و رطوبت نسبی) و واداشت رودخانهای بهعنوان شرایط مرزی و میانگین دما و شوری آب در ماه ژانویه بهعنوان شرایط اولیه به مدل اعمال شده است. از آنجا که الگوی باد غالب، در تابستان برای دریای خزر بهخصوص در سواحل شرقی خزر میانی، شمالی و شمال شرقی است، این مسئله باعث ایجاد پدیدهٔ فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی در طول تابستان میشود است. در این زمان یک گردش واچرخندی نیز در حوضهٔ میانی خزر میانی مشهود است که در آگوست به همراه دو ناحیهٔفراجوشی کوچکتر دیده می شودکه آنکه نزدیک سواحل غربی بوده قوی تر است. بر اساس نتایج شبیهسازی شده در این مطالعه، جهت جریانات سطحی در سوی سواحل شرقی خزر میانی از سمت ساحل به سوی مناطق مرکزی است که این جریانها موجب حرکت آب از سواحل شرقی به سوی سواحل غربی و در نهایت انتقال آبهای سرد زیرسطحی به طرف لایههای سطحی شده و میدان دمایی در نزدیک سواحل سرعت قائم، در حدود عمق های بین ۲ تا ۵ متری از سطح آب مشاهده شده و سرعت جریانها موجب حرکت آب از سواحل شرقی به مرقی را تا چند درجه سردتر از سواحل غربی می کند. همچنین با بررسی سرعت قائم در سواحل شرقی خزر میانی، بیشترین مقادیر سرعت قائم، در حدود عمق های بین ۲ تا ۵ متری از سطح آب مشاهده شده و سرعت جریانها در لایههای بالاتر و نزدیک به سطح آب دارای مقادیر کمتری است. این سرعتهای قائم هم از نظر مقدار و هم وسعت در ماه آگوست ضعیفتر از ماه جولای هستند؛ بهطوری که اندازهٔ سرعت جریانهای قائم در ماههای جولای و موست در ماه آگوست ضیفتر از ماه در ماه است که شرفی داند؛ مردان زنی می کرده هری می کند. همچنین با برسی مو می تائم مقیوبا ۲۲ و ۲ مینی، سترین مقادیر مستمهٔ به در رای مقادیر کمتری است. این سرعتهای و گوست به ترتیب تقریباً ۲۲ و ۲ متر در ماه است که نشاندهندهٔ میفریی که اندازهٔ سرعت در ماه آگوست می باشد.

واژههای کلیدی: دریای خزر، فراجوشی، سرعت قائم، میدان دما، مدل COHERENS

۱. مقدمه

این فراجوشی در نیمکرهٔ جنوبی، ساحل باید در سمت راست جهت وزش باد قرار داشته باشد. ایجاد پدیدهٔ فراجوشی در دریای خزر به دلیل رژیم باد غالب در طول تابستان دارای اهمیت زیادی بوده است. این پدیده از مهم ترین پدیده های دینامیکی و گرمایی است که در فصل تابستان در سواحل شرقی خزر میانی رخ می دهد. فصل تابستان در سواحل شرقی خزر میانی رخ می دهد. دریای خزر حدود ۴۴ درصد حجم آب های دریاچه ای روی زمین را تشکیل می دهد. این دریا دارای گسترهٔ هندسی، ۱۰۰۰ کیلومتر طول و ۳۰۰–۲۰۰ کیلومتر عرض است. در ناحیهٔ خزر شمالی بیشترین ژرفا ۲۰ متر در نیمکرهٔ شمالی هرگاه وزش باد به گونهای باشد که هنگام وزش، ساحل در سمت چپ جهت باد قرار گیرد، تنش سطحی ایجادشده همراه با نیروی کوریولیس، سبب انتقال جرم اکمن (Ekman Transport) در امتداد عمود بر ساحل و به سمت دریا خواهد شد. به دلیل وجود ساحل در سمت چپ باد، آب جابه جاشده نمی تواند توسط آبهای سطحی جایگزین شود و در این حالت، آبهای زیرین لایهٔ اکمن طی فرایند انتقال عمودی آب، جایگزین آب سطحی دورشده از ساحل خواهد شد. به این صورت، فراجوشی ساحلی رخ می دهد. برای وقوع

E-mail: mshiea@gmail.com

است، درحالیکه بخش خزر میانی و جنوبی دارای عمق های بیشتری است که بیشترین عمق در آن ها به ترتیب ۷۸۸ متر و ۱۰۲۵ متر است (ایبرایو و همکاران، ۲۰۱۰). دمای سطح آب در بخش شمالی از زیر صفر در شرایط یخزدن در زمستان تا ۲۶– ۲۵ درجهٔ سانتی گراد در تابستان تغییر میکند، درحالیکه در قسمت جنوبی تغییرات متعادل تر و بین ۱۰ – ۷ درجهٔ سانتی گراد در زمستان تا ۲۹ – ۲۵ درجهٔسانتی گراد در تابستان است. ترموکلاین فصلی در عمق ۲۰ تا ۳۰ متر در طول فصول گرم رخ میدهد. تغييرات فصلى و چينهبندى گرمايي بهطور معمول به عمق ۱۰۰ متر در نواحی خزر جنوبی و ۲۰۰ متر در خزر میانی مىرسد؛ درحالي كه در طول زمستان هاى شديد، همرفت به قسمتهای عمیق ناحیهٔ خزر میانی نیز میرسد (کاسارو، ۱۹۷۵). شوری دریای خزر بسیار کم است. محدودهٔ تغییرات شوری آبهای خزر جنوبی بین (PSU) ۱۲ و ۱۳ است (کاپلین، ۱۹۹۵؛ کوسارو و یابلونسکایا، ۱۹۹۴). در مناطق آب عمیق، شوری با عمق، کمی تغییر می کند (۱۲/۸PSU–۱۲/۸PSU) و چینهبندی چگالی بهاندازهٔ زیادی به تغییرات دمایی وابسته است (ترزیو و همکاران، ۱۹۹۲). ساختارهای ترموهالاین آبهای درياي خزر در نواحي نزديک به دهانهٔ ورودي رودخانهها و در ناحیهٔ سواحل شرقی خزر میانی که در تابستان فراجوشي در آن رخ ميدهد، ناهمگني قابل توجهي را در سه بعد دارند و تغییرات فصلی دما و شوری آب به ترتیب در ۱۰۰ متری و ۲۰ متری سطح آب است (توژیکین و کوسارو،۲۰۰۵). در دریای خزر، آبهای سطحی در طول تابستان در نواحي كمعمق ساحلي، اغلب گرم تراست؛ به طوری که در بعضی مناطق دما به ۳۰ در جهٔ سانتی گراد میرسد و شوری به دلیل آهنگ بالای تبخیر افزایش می یابد. آب های سرد با دمای ۱۴–۱۶ درجهٔ سانتی گراد در طول سواحل شرقی خزر میانی به دلیل انتقال آبهای سطحی از نزدیک سواحل به مناطق دور از ساحل کاهش پیدا کرده و بادها در خزر میانی و جنوبی، آبهای سطحی را از سواحل شرقی به سوی

سواحل غربی میراند، بهطوریکه افزایش آب در سواحل غربى ايجاد مىشود كه باعث ايجاد پديده فراجوشي در سواحل شرقي مي شود (ايبرايو و همكاران، ۲۰۱۰). پدیدهٔ فراجوشی در فصلهای گرم از خصوصیات گردش تقریباً دائمی است که در مشاهدات جوی (کوسارو و یابلونسکایا، ۱۹۹۴) و ماهوارهای (سر و همکاران، ۱۹۹۸) تأیید شده است. در جولای باد غالب در خزر میانی، از طرف شمال به سوی جنوب است که باعث شکل گیری فراجوشی در طول سواحل شرقی شده است. بدیهی است این ناهمگنی ارتفاع سطح دریا در قسمت شمال شرقى خزر ميانى بهسبب بالاآمدن آبهاى زیرسطحی نسبتاً سرد است(کنیش و همکاران، ۲۰۰۸). وسعت پدیدهٔ فراجوشی به گونهای بوده که تا چند کیلومتر (۲۰–۵ کیلومتر) فاصله از خط ساحلی و دهها کیلومتر به موازات ساحل ادامه داشته است (کوسارو، .(199.

در این مطالعه، برای بررسی پدیدهٔ فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی، از مدل سهبعدیCOHERENS استفاده شده که از طریق نتایج شبیهسازی در منطقهٔ شرقی سواحل خزر میانی، ساختار دمایی افقی و قائم، سرعت قائم و افقی جریانها را مطالعه کرده است تا ابعاد این پدیده شناسایی شود.

۲. روش پژوهش ۲. ویژگیهای مدل و نحوۀشبیهسازی

معادلات مدل COHERENS بر اساس معادلات ناویراستوکس (Navier-Stokes) است که شامل معادلات پایستاری تکانه، حجم، دما و شوری است. در Boussinesq از تقریب بوسینسک (Boussinesq معادلات تکانه از تقریب بوسینسک (approximation) و از فرض معادلهٔ پیوستگی به شکل تراکمناپذیر و اینکه تعادل هیدرواستاتیکی در راستای قائم وجود دارد (لوییتین و همکاران، ۱۹۹۹)، استفاده شده است. گسسته سازی مکانی معادلات، در راستای افق به وسیلهٔ شبکهٔ آرکاوا- سی (Arakawa C) و در راستای قائم با شبکهٔ سیگما انجام می شود (آراکاوا و سوارز،

۱۹۸۳). استفاده از تکنیک گسسته سازی زمانی به این صورت است که گام زمانی را برای مد فشارورد به طور دوبعدی و برای مدهای کژفشار به صورت سه بعدی جداسازی می کند. گام زمانی سه بعدی مضربی از گام زمانی دوبعدی است. حل عددی معادلهٔ پیوستگی و تکانه به روش تفکیک مد (mode-splitting technique) به روش تفکیک مد (mode-splitting technique) مورت می گیرد. در این شبیه سازی ها گام زمانی فشارورد ۱۵ ثانیه و گام زمانی کژفشار ۱۵۰ ثانیه در نظر گرفته شده است. مدل به مدت پنج سال اجرا شده است؛ به طوری که پس از چهار سال مدل به شرایط پایا رسیده و خروجی های سال پنجم نتایج شبیه سازی است که ارائه می شود.

محدودهٔ مورد بررسی کل دریای خزر است و شبکهبندی افقی در این محدوده در اندازههای ۰/۰۴۶ × ۱۹۹۰/۰ درجه در نظر گرفتهشده است و در راستای قائم دارای ۳۰ لایهٔ مختصات سیگما است (اولین لایهٔ سیگما در بستر است و به طرف سطح شمارهٔلایهها افزایش پیدا کرده است). دادههای عمق سنجی بر اساس دادههای GEBCO (دارای تفکیک نیمدقیقه) است که پس از واردشدن به مدل حداقل عمق ۷ متر برای آن به کار رفته است و این دادهها با کدنویسی در مدل هموارسازی شدهاند (شکل ۱).

دادههای دمای هوا و فشار هوا که در مدل به عنوان شرایط مرزی استفاده شده، داده های شش ساعته Reanalyses (ERA-Interim) ECMWF در فواصل ۸/۰× ۵/۰ درجه ایت مدل مدل، داده های شش ساعتهٔ پیش بینی عملیاتی مدل ECMWF در فواصل ۸/۰× ۵/۰ درجه است که در پژوه شگاه ملی اقیانو س شناسی و علوم جوی تهیه شده اند (مظاهری و همکاران، ۲۰۱۳). داده ها شامل مؤلفه های سرعت افقی ۱ و ۷ در تراز ۱۰ متری اند که پس از درون یابی در شبکه های افقی ۹۶۰/۰ × ۹۶۰/۰ درجه، به مدل وارد شده اند؛ همچنین با کدنویسی در مدل، این داده های شش ساعته در فواصل زمانی ۱۵ ثانیه نیز

درون یابی شده اند. در شکل ۲ میانگین ماهیانهٔ الگوی باد در ماه های جون، جولای و آگوست نشان داده شده است. داده های جوی از جمله رطوبت نسبی، آهنگ بارش و پوشش ابری از داده های NCEP/NCAR Re-analysis در فواصل ۲/۵ × ۲/۵ درجه استخراج و در مدل استفاده شده است. برای ورودی رودخانه ها از داده های GRDC GRDC است. برای ورودی رودخانه ها از داده های میانگین رودخانهٔ اورال، ولگا (سه ورودی)، کورا و داده های میانگین ماهیانهٔ دبی رودخانهٔ سفیدرود از داده های تحقیقات آب استفاده شده که بر اساس ورودی این رودخانه ها، مدل دارای آب، برای لایه های مدل از داده های شوری و دمای کارا و همکاران (۲۰۱۰) استفاده شده است و این داده ها در منطقه درون یابی شده اند.

۳. نتایج و بحث

۱.۳. مقایسهٔ نتایج شبیهسازی با دادههای مشاهدهشده در این مطالعه، نتایج شبیهسازی مدل با دادههای دمای اندازهگیریشده توسط پژوهشگاه ملی اقیانوسشناسی و علوم جوی در اکتبر ۲۰۰۴ و ژانویهٔ ۲۰۰۵ مقایسه شده است. موقعیت ایستگاههای اندازه گیری دادههای دما، در جنوب غربی خزر (حدفاصل سفیدرود و بندر انزلی) بوده است؛ شامل ۱۷ ایستگاه که عمود بر خط ساحلی و به فاصلهٔ تقریبی ۱۰۰۰ متر از هم قرار داشتهاند. با توجه به شکل های ۳ و ۴، دماهای اندازه گیری شده در این ایستگاهها با نقاط هم مختصات شان در نتایج مدل همخوانی نسبتاً خوبی دارد. شکل ۳، نتایج شبیهسازی و اندازه گیری های میدانی در ماه اکتبر را نشان داده است. در این شکل مشخص شده که موقعیت لایهٔ ترموکلاین در عمق کمتر از ۵۰ متر است و دمای نزدیک به سطح آب در نتایج مدل و مشاهدات به یکدیگر نزدیک هستند. همچنين با توجه به شكل ۴، در ماه ژانويه لايهٔ ترمو كلاين تقریباً از بین رفته است و میدان دما هم در نتایج مدل و هم در دادههای مشاهدهشده دارای مقادیر یکسانی است.



شکل۱. توپوگرافی بستر واردشده به مدل COHERENS (دریای . . .)



شکل ۲. میانگین سرعت باد در ماه جون، جولای و آگوست روی دریای خزر (۲۰۰۴).



شکل ۳. برش مقطعی دمای آب (سانتیگراد) در ماه اکتبر در طول جغرافیایی ۵۰E درجهٔ دریای خزر، (الف) دادههای مشاهدهشده و (ب) نتایج شبیهسازی مدل.



شکل ۴. برش مقطعی دمای آب (سانتیگراد) در ماه ژانویه در طول جغرافیایی ۵۰E درجهٔ دریای خزر، (الف) دادههای مشاهدهشده و (ب) نتایج شبیهسازی مدل.



شکل ۵. میانگین دمای آب (سانتیگراد) و سرعت جریانات حاصل از نتایج شبیهسازی مدل در ماه جولای (۲۰۰۴)، (الف) سطح آب و (ب) لایه سوم از سطح آب.



شکل ۶. میانگین دمای آب (سانتیگراد) و سرعت جریانات حاصل از نتایج شبیهسازی مدل در ماه آگوست (۲۰۰۴)، (الف) سطح آب و (ب) لایه سوم از سطح آب.

۳. ۲. بررسی پدیدهٔ فراجوشی با استفاده از نتایج شبیه سازی با توجه به شکل ۲، میانگین الگوی باد در ماههای جون، جولای و آگوست نشان داده شده و مطابق شکل ۲، الگوی

باد در این ماهها در جهتی است که می تواند در سواحل شرقي خزر مياني آبها را از سمت ساحل به سوى ميانة دريا سوق دهد. همچنین در سواحل غربی، جریانهای قوی بادرانده از سوی جنوب خزر میانی به سوی شمال ایجادشده است؛ بهطوري كه اين حركات، جريانات ساعت گرد قوى را در این حوزه تقویت کر ده است. شکل های ۵ و ۶ میانگین میدان ماهیانهٔ دمای لایهٔ سطحی آب و لایهٔ بیستوهفتم (k شمارهٔ لایه است) و سرعت میانگین جریانات در این لایه ها را در ماههای جولای و آگوست نشان دادهاند، به گونهای که در سواحل کمعمق شرقی خزر میانی به دلیل تنش باد، جریاناتی از سمت شرق به سوی غرب ایجادشدهاند. از آنجا که این حرکات بادرانده است، اثر آنها در لایههای زيرسطحي ضعيفتر شده وازسرعت وقدرت آنها كاسته شده است؛ بهطوری که در زیر لایهٔ بیست وهفتم جریانات افقى كه از شرق به سوى غرب سوق پيدا كردهاند، كاملاً از بين رفتهاند. بر اساس شكل ۵، الگوى دماى سطحى آب در ماه جولای در سواحل شرقی بهطورقابل ملاحظهای کمتر از دماي سواحل غربي مقابلش بوده و از طرفي دماي سطح آب در این مناطق (سواحل شرقی) در مقایسه با دمای لایههای زیرسطحی دارای مقادیر کمتری بوده است که این یکی از آثار ایجاد پدیدهٔ فراجوشی در این منطقه است. در شکل ۷، نتایج مدل برای دمای سطح آب در روزهای اول ماه جولای و اول ماه آگوست با تصاویر ماهوارهای ناسا (GHRSST level 4 AVHRR) در این دو روز (اول جولای و اول آگوست) مقایسه شده است. با توجه به این شکل، بین نتایج مدل و تصاویر ماهوارهای هماهنگی نسبتاً خوبی بهخصوص در سواحل شرقی خزر میانی مشاهده شده است. در تصاویر ماهوارهای، اثر پدیدهٔ فراجوشی از نظر کاهش دمای آبهای سواحل شرقی نیز مشخص شده است. همچنین در این تصاویر کاهش دما در ماه آگوست در مقایسه با ماه جولاي درخور ملاحظه است كه نشاندهندهٔ ضعيف تر شدن این پدیده در ماه آگوست است. در پدیدهٔ فراجوشی، از آن رو که جریانات و انتقال آب از سمت سواحل شرقی خزر میانی به سوی مناطق دور از ساحل، باعث ناهماهنگی سطح است؛ از طرفي در لايه هاي نزديك به سطح، سرعت قائم در حال کاهش است؛ بنابراین فرصت کافی برای تبادل گرما توسط همرفت در لایههابه وجود آمده است و در نتیجه آبهايي با دماي كمتر در طول سواحل شرقي، در لايههاي نزديک به سطح در مقايسه با لايههاي زيرسطحي، در وسعت و پراکندگی بیشتری ایجاد شده است. سرعتهای قائم هم از نظر مقدار و هم وسعت، در آگوست (شکل۹)، بهمراتب ضعیفتر از جولای (شکل ۸) شدهاند که نشاندهندهٔ ضعیف ترشدن این پدیده در آگوست است. اندازهٔ سرعت جریانات قائم در این منطقه بر اساس شکلهای ۸ و ۹ در این منطقه، از ماه های جولای تا آگوست کاهش یافته و به ترتیب تقریباً ۱۲ و ۷متر در ماه است. با توجه به شکل های ۸ و ۹ در محدودهٔ کوچکتری در نزدیکی سواحل غربی نیز سرعتهاي قائم قوى رو به بالايي وجود داشته است. در اين نواحی با توجه به شکل ۸ آبهای سرد و چگال تری، هم در تصاویر ماهوارهای و هم در نتایج شبیهسازی، مشاهده شده که نشاندهندهٔ حرکات قائم رو به بالا در این منطقه است؛ بهطوری که آبهای سرد از لایههای زیرین به طرف لايهٔ سطحي حركت كرده است. مطابق شكل ۱ در اين ناحيه (سواحل غربي خزر مياني)، تغيير شديد شيب بستر مشاهده شده است. درخور توجه است که نوعی از پدیدهٔ فراجوشی، فراجوشی وابسته به توپوگرافی (-topographically associated upwelling) است که در مناطقی ایجاد میشود که توپوگرافی آبهای ساحلی شکل نامنظمی داشته باشد و دارای دماغه یا تپههای دریایی باشد. در این نوع فراجوشی ناشي از شکل توپو گرافي، گاهي ممکن است در اثر برخورد جریانهای زیرین با شیب تند ساحل یا تپهٔ دریایی، جریانهای دریایی تغییر مسیر دهند و به سمت بالا منحرف شوند. با اینکه در سواحل غربی خزر میانی، تنش باد در ایجاد جريانات قائم نقشى نداشته، بلكه باعث شدت گرفتن جریانات پادساعت گرد قوی در این محدوده شدهاست، اما به دليل وجود شيب شديد بستر مىتوان فرضيهٔ فراجوشى ناشي از توپو گرافي را براي سرعت هاي قائم رو به بالا در اين منطقه عنوان کرد.

آب در این دو ناحیه شده است؛ کاهش آب مناطق ساحلی، توسط آبهای زیرسطحی جایگزین شده است. برای بررسی دقیقتر پدیدهٔ فراجوشی، میانگین سرعت قائم در لايههای سطحی و همچنين برش قائم مقطع دما در اين محدوده مطالعه شده است؛ بدین صورت که در شکل های ۸و ۹ سرعت های قائم جریان از سطح تا لایه های زیرین نشان داده شده است که اولین لایه از سطح دارای شمارهٔ ۳۰ است و از شمارهٔ لایهها به سوی پایین کاسته می شود. شایان ذکر است که شبیهسازی در این تحقیق بهوسیلهٔ مدل COHERENS که یک مدل مختصات سیگماست صورت گرفته است که در این نوع مختصات، لایههای مختلف دارای عمق،های یکسانی نیستند، بهخصوص در این شبیهسازی که مربوط به دریای خزر است و تغییرات شدید توپو گرافی در نقاط مختلف دریای خزر وجود داشته است. اگرچه میتوان نتایج را از روی ترازهای سیگما به تراز Z درونیابی کرد، اما در این مطالعه تصاویر با برشهای افقی بهصورت سیگما و تصاویر با برش های قائم برحسب عمق نمایش دادهشدهاند. با توجه به شکل ۱، در نواحی ساحلی بهخصوص سواحل شرقي درياي خزر، عمق هاتقريباً ثابت و یکسان است؛ در نتیجه سرعتهای قائم در نواحی خاص که در شکلهای ۸ و ۹ مشخص شده، تقریباً در عمقهای یکسانی رخ داده است. در این شکلها سرعت قائم در سواحل شرقي خزر مياني داراي مقادير مثبت است. اين امر نشاندهندهٔ جریانات به سوی بالا (سطح آب) است که به طريقي مي تواند وجود پديدهٔ فراجوشي را در اين منطقه نشان دهد. بیشترین مقادیر سرعت قائم در لایههای بیستوهفتم و بيستوهشتم وجود دارد، بهطوري كه از سرعت جريانها در لايههاي بالايي كاسته شده است. با توجه به شكلهاي ۸ و ۹، در هر دو ماه آگوست و جولای از لایههای پایین تر به طرف لایههای بالاتر، وسعت پدیدهٔ فراجوشی در راستای افقى در طول سواحل شرقى خزر در حال افزايش است. به این دلیل که با حرکت قائم آب از لایههای پایین به طرف لايههاي بالا، آبهاي سرد به لايههاي سطحي نفوذ و طبق پدیدهٔ همرفت آبهای مجاور در هر لایه را نیز سردتر کرده

در لايه هاي مختلف شکل هاي ٨ و ٩، در نواحي مرکزي خزر که عمق آنها در مقایسه با سواحل بسیار بیشتر است، منشأ وجود حركات قائم (به سوى بالا) با فراجوشي نواحي سواحل شرقی متفاوت بوده است. از جمله عواملی که می توان حرکات قائم در نواحی مرکزی را به آن ها نسبت داد، وجود گرادیان چگالی است که رودخانههایی همچون ولگا و اورال از جمله عوامل به وجو د آورندهٔ آن هستند که در نواحی شمال دریای خزر قرار گرفتهاند. همچنین اختلاف دمايي كه بين عرض هاي جغرافيايي بالا (ناحية شمالي درياي خزر) و مناطق میانی و جنوبی دریای خزر وجود دارد، باعث ایجاد تغییرات چگالی شده است. آبهای سرد و چگال در نواحی شمال خزر به طرف لایههای زیرین و عمیقترفرورفتهاند و در نواحی میانی و جنوبی خزر، در مکانهایی که آب گرمتر است، به سوی بالا سوق پیدا کردهاند. به دلیل گستردگی و تفاوت منشأ این حرکات قائم با منشأ فراجوشي سواحل شرقي در اين نواحي، در اين مطالعه به آن بیش از این پرداخته نشده است.

شکل ۸ برش مقطعی میانگین ماهیانهٔ میدان دما برای ماههای آگوست و جولای در عرض جغرافیایی ۴۲/۵ N است. در این دو ماه دمای آب در نزدیکی ساحل بهمراتب

كمتر از نقاط دورتر از ساحل است؛ همچنين ميدان ماهيانهٔ دما در ماه جولای از آگوست دمای کمتری داشته است. با توجه به شکل ۱۰ پدیدهٔ فراجوشی در عمقی کمتر از ۴۰ متر از سطح آب دریا رخ داده است؛ بهطوری که در این شرایط، آبهای سردی که در لایههای زیرین قرار گرفتهاند، به طرف بالاسوق ييدا كردهاند و شيب شديد دمايي را در اين منطقه به وجود آوردهاند. همچنین در این شکل عمق لایهٔ ترموکلاین در نزدیک ساحل به کمتر از ۲۰ متر رسیده است. بر اساس شکا های ۲ تا ۱۰ وجود پدیدهٔ فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی در این ماههای سال مشخص شده است. از طرفی توژیکین و کوسارو (۲۰۰۵) نیز با استفاده از دادههای میدانی دما و شوری دریای خزر به بررسی و تجزیه و تحلیل های آماري و فيزيكي پرداختند كه نتايج مطالعهٔ آنها نشان داد در ماه آگوست، زمانی که پدیدهٔ فراجوشی ایجادشده است، سواحل شرقی خزر میانی در ناحیه، حدود ۴ درجه سردتر از سواحل غربي مقابلش بوده است و همچنين پديدهٔ فراجوشي در عمقی کمتر از ۴۰ متر رخ داده و سرعت قائم در ماه آگوست تقریباً ۶ متر در ماه بوده است. مقایسهٔ نتایج توژیکین و کوسارو (۲۰۰۵)، با نتایج شبیهسازی حاصل از مدل در این مطالعه هماهنگی نسبتاً خوبی داشته است.



شکل۷.(الف) میدان دمای آب (سانتیگراد) در روز اول ماه جولای ۲۰۰۴ (سمت راست: مدل، سمت چپ: تصویر ماهوارهای) و (ب) میدان دمای آب (سانتیگراد) در روز اول ماه آگوست ۲۰۰۴ (سمت راست: مدل، سمت چپ: تصویر ماهوارهای).



شکل۸ میانگین سرعت قائم آب حاصل از نتایج شبیهسازی مدل در ۶ لایهٔ سطحی آب در ماه جولای (۲۰۰۴)،(الف) شمارهٔلایهها به ترتیب از بالا به پایین ۳۰، ۲۸، ۲۶ و(ب) شمارهٔلایهها به ترتیب از بالا به پایین: ۲۹، ۲۷، ۲۵).



شکل ۹.میانگین سرعت قائم آب حاصل از نتایج شبیهسازی مدل،در ۶ لایهٔ سطحی آب در ماه آگوست (۲۰۰۴)، (الف) شمارهٔ لایهها به ترتیب از بالا به پایین ۳۰ ،۲۸ ،۲۰ و(ب)شمارهٔ لایهها به ترتیب از بالا به پایین: ۲۹، ۲۷، ۲۵).



شکل ۱۰.برش مقطعی دمای آب (سانتیگراد) در عرض جغرافیایی ۴۲٫۵N دریای خزر حاصل از نتایج شبیهسازی مدل (۲۰۰۴)، (الف) ماه جولای و(ب) ماه اگوست.

۴. نتيجه گيري

الگوي باد غالب، در تابستان براي درياي خزر به خصوص در سواحل شرقی خزر میانی، از طرف شمال به جنوب است و این مسئله باعث ایجاد پدیدهٔ فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی در طول تابستان شده است. بر اساس نتايج شبيهسازي در اين مطالعه، در سواحل غربي، جریان های قوی بادرانده ایجادشده که جهت آن از سوی جنوب خزر میانی به طرف شمال است؛ به طوری که این حرکات، جریانات ساعتگرد قوی را در این حوزه تقویت کردهاند. همچنین جهت جریانات سطحی در سواحل شرقي خزر مياني از سمت ساحل به سوى مناطق میانی بوده است، بهطوریکه آبهای سطحی مناطق ساحلی به نواحی دور از ساحل سوق داده شدهاند. این جریانات و انتقال آب از سمت سواحل شرقی به سوی غرب باعث ناهماهنگی سطح آب در این دو ناحیه شده است، بهطوری که در قسمت شرقی خزر میانی کاهش آب و در قسمت غربی افزایش مقدار آب به وجود آمده است. در نتیجهٔ کاهش آب در منطقهٔ شرق، آبهای زیرسطحی جایگزین آبهای سطحی شده است و از آنجایی که دمای آب در لایههای زیرسطحی کمتر از دمای سطح آب است، دمای آبهای سطحی سواحل شرقی، بهطور چشمگیری کمتر از مناطق دور از ساحل است؛ هرچند در طول تابستان به دلیل کمتر بودن گرمای ویژهٔ آب در مناطق ساحلی، انتظار میرود دمای سواحل

كمعمق از مناطق عميق تر بيشتر باشد.

سرعت قائم در سواحل شرقی خزر میانی، مقادیر مثبت دارد که به معنای سرعت به سوی بالا (سطح آب) است. بیشترین مقادیر سرعت قائم در لایهٔبیستوهفتم و بیستوهشتم وجود داشته (حدوداً بین عمقهای ۲ تا ۵ متری از سطح آب) و از سرعت جریانات در لایههای بالاتر و نزدیک به سطح آب کاسته شده است. از طرفی سرعتهای قائم هم از نظر مقدار و هم وسعت در ماه آگوست ضعیفتر از ماه جولای بودهاند، بهطوریکه اندازهٔ سرعت جریانات قائم در ماههای جولای و آگوست به ترتیب تقریباً ۱۲ و ۷ متر در ماه است که نشاندهندهٔضعیف تر شدن این پدیده در آگوست است. با اینکه در ماههای گرم سال دمای سواحل و نقاط کمعمق بیشتر از دیگر مناطق است، اما میانگین ماهیانهٔ میدان دما در سواحل شرقی خزر میانی، برای ماههای آگوست و جولای به گونهای است که دمای آب در نزدیکی ساحل به طور چشمگیری کمتر از نقاط دورتر از ساحل است. همچنین در ماه جولای میدان ماهیانهٔ دما در مقایسه با ماه آگوست دمای کمتری داردکه انتقال آبهای سرد از لايه هاي زيرسطحي به سوى سطح را نشان مي دهد. پديدهٔ فراجوشي در اين منطقه در عمقي كمتر از ۴۰ متر از سطح آب دریا رخ داده و انتقال آبهای سرد از لایههای زیرین به طرف لایه های سطحی، شیب شدید دمایی در این منطقه ايجاد كرده است. همچنين عمق لايهٔ ترمو كلاين در

تشکر و قدردانی لازم میدانیم از پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی به سبب ارائهٔ دادههای اندازه گیری دما و دادههای باد اصلاحشده ECMWF قدردانی کنیم.

مراجع

- Arakawa, A. and Suarez, M.J., 1983, Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates, Monthly Weather Review, 111, 34-45.
- Ibrayev, R., Ozsoy, E., Schrum, C. and Sur, H.I., 2010, Seasonal variability of the CaspianSea three- dimensional circulation sea level and air-sea interaction. Ocean Science, 6, 311-329.
- Kaplin, P.,1995, The Caspian, its past, present and future, 71-117. In A. F. Mandych [ed.], Enclosed seas and large lakes of eastern Europe and middle Asia. SPB, The Hague.
- Kara, A., Wallcraft,B.,Alan, J. and Metzer, E.J., 2010, Cunduz Murat, Impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea Continental Shelf Research, 30, 1211-1225.
- Kosarev, A. N. and Yablonskaya, E. A.,1994, The Caspian Sea, SPB Academic Publishing.
- Kosarev, A. N.,1990, The Caspian Sea,water structure and dynamics. Nauka, Moscow (in Russian).
- Kosarev, A. N.,1975, GidrologiyaKaspiiskogo i Aralskogomorey, Moscow University Press, Moscow, USSR.
- Knysh, V.V., Ibrayev, R.A., Korotaev, G.K. and Inyushina, N.V., 2008, Seasonal variability of climate currents in the Caspian Sea reconstructed by assimilation of climatic temperature and salinity into the model of

در منطقهٔ کوچکی از سواحل غربی نیز، سرعتهای قائم قوی رو به بالا و همچنین آبهای سرد و چگالتری وجود داشته است. از آنجاکه این پدیده در ناحیهای رخ داده که تغییرات شدید توپوگرافی داشته است و الگوی باد در آن به گونهای نیست که سبب فراجوشی ساحلی در منطقه شود، می توان فراجوشی ایجادشده در سواحل

water circulation, Atmospheric and Oceanic Physics, 44(2), 236-249.

- Luyten, P.J., Jones, J.E., Proctor, R. Tabor, A., Tett, P. and Wild-Allen, K.,1999, COHERENS- A coupled hydrodynamicalecological model for regional and shelf seas: user documentation, MUMM Rep. Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea.
- Mazaheri, S., Kamranzad, B.and Hajivalie, F.,2013, Modification of 32 years ECMWF wind field using QuikSCAT data for wave hindcasting in Iranian Seas, J. Coastal Research, Special Issue65, 344-349.
- Sur, H. I., Ozsoy, E. and Ibrayev, R.,1998, Satellite – derived flow characteristics of the Caspian Sea, in: satellites, Oceanography and Society, edited by: Halpern, D. Elsevier Science B. V., 289-297.
- Tuzhilkin, V. S. and Kosarev, A.N.,2005, Thermohaline structure and general circulation of the Caspian Sea Waters, p 33-58. In A. G. Kostianov and A. N. Kosarev [editors], The Caspian Sea Environment (Handbook of Environmental Chemistry).
- Terziev, F.S., Kosarev, A.N.and Kerimov, A.A., (Eds.), 1992, Hydrometeorology and hydrochemistry of Seas. Caspian Sea, vol. Vl, Hydrometeorological Conditions, issue 1.S.Petersburg, Hydrometeoizdat, 359PP. (in Russian).