نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیست و سوم، شماره ۶۸، بهار ۱۴۰۲

مدل‌سازی اثر جریان‌های جزر و مدی بر تغییرات چگالی خلیج فارس با استفاده از مدل مایک

دریافت مقاله: ۹۸/۲/۱ **پذیرش نهایی**: ۹۸/۱۲/۳

صفحات: ۲۹۲-۲۷۹

امید ماه‌پیکر: دانشجوی دکتری تخصصی فیزیک دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر، ایران[1]
Email: omidd8@gmail.com
محمدرضا خلیل‌آبادی: استادیار فیزیک دریا، مجتمع علوم و فناوری هوا دریا، دانشگاه صنعتی مالک اشتر، شیراز، ایران
Email: rezakhalilabadi@gmail.com

چکیده

الگوی جریان کلی خلیج فارس یک گردش پادساعتگرد است که نیروهای جزر و مد، تنش باد و گرما-شوری آن را تحت تأثیر قرار می‌دهند. با وجود این‌که نیروی جزر و مدی بیشترین سهم را در مقادیر سرعت جریان ایفا می‌کند ولی در بلندمدت دو نیروی دیگر بیشتر اثرگذار هستند. جزر و مد و چگالی پارامترهایی هستند که در بحث دریانوردی و کشتی‌رانی خصوصاً هنگام ورود کشتی‌ها به سواحل و مناطق کم‌عمق در جهت تعیین آبخور کشتی‌ها اهمیت فراوانی دارند. در این مطالعه با استفاده از مدل مایک که بر اساس حل سه‌بعدی معادلات ناویر استوکس، با فرض تراکم‌ناپذیری، تقریب بوزینسکی و فشار هیدرواستاتیک استوار است، جریانات خلیج فارس با در نظر گرفتن نیروهای جزر و مد، باد و گرما-شوری مدل‌سازی گردید. پس از پایداری مدل، اثرات نیروی جزر و مدی بر توزیع افقی و قائم چگالی طی مدت یک سال بررسی شد. نتایج نشان داد که وجود جزر و مد باعث می‌شود جهت‌گیری حرکت جریان منظم‌تر باشد و در غیاب آن اثر باد بر روی چگالی خصوصاً در فصل سرد منجر به تلاطم در سطح آب می‌شود. همچنین با حذف اثر جزر و مد سرعت جریان آب تا ۷۵٪ کاهش می‌یابد و چگالی آب یک تا دو کیلوگرم بر مترمکعب افزایش دارد. نیمرخ قائم چگالی نشان داد که خلیج فارس محیطی چگال‌گرا است و در فصل سرد نسبت به فصل گرم چگال‌گرابودن آن قوی‌تر است. میزان تأثیر نیروها نیز در نواحی مختلف خلیج فارس یکسان نیست؛ به‌طوری‌که اثرات جزر و مد بر تغییر چگالی در تنگه هرمز محسوس‌تر و با حرکت به سمت داخل خلیج فارس از شدت اثر آن کاسته می‌شود.

کلید واژگان: خلیج‌فارس، مدل‌سازی، مایک ۳، چگالی، جزر و مد

---

۱. **نویسنده مسئول**: خرمشهر، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، گروه فیزیک دریا

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]

مقدمه

در نواحی فلات قاره، دمای آب و لایه‌بندی، فاکتورهای مهمی در توزیع قائم خواص فیزیکی آب، گردش آب در مقاطع عرضی و بازدهی شارهای تبادلی هوا-دریا به شمار می‌روند. سطوح تلاطمی ناحیه فلات قاره و ضخامت لایه‌ی مرزی همچنین تحت تأثیر فرآیندهای دیگر مثل جزر و مد فشارگرا (سطحی) و چگال‌گرا (داخلی) هستند. جزر و مد فشارگرا مستقیماً توسط نیروی گرانش ماه و خورشید ایجاد می‌شود و تحت فعل‌وانفعالاتی با بستر از طریق ایجاد جزر و مد داخلی و اتلاف لایه‌ی مرزی بستر تضعیف می‌شود (اگبرت و ری[1]، ۲۰۰۱؛ گرت و کانز[2]، ۲۰۰۷). جزر و مد فشارگرا، عمدتاً جریانی در راستای عمق آب به‌صورت یکنواخت و با نوسانات دمایی کوچک ایجاد می‌کند. با استفاده از اثرات اتلافی و غیرخطی، می‌توان جریانات پسماند[3] و اختلاط قائم القایی[4] تحت مقیاس زمانی جزر و مد را به‌دست آورد.

خلیج فارس یک حوضه کم‌عمق و نیمه‌بسته است که طول آن در حدود ۱۰۰۰ کیلومتر، بیشینه عرض آن ۳۵۰ کیلومتر و متوسط عمق آن ۴۰ متر است و از طریق تنگه هرمز که دارای بیشینه عمق ۱۲۰ متر است، به خلیج عمان ارتباط پیدا می‌کند (پاوس[5] و همکاران، ۲۰۱۲). این خلیج از سمت شمال‌غربی توسط فلات ایران، شمال-شرقی توسط کوه‌های زاگرس و جنوب‌غربی توسط بیابان عربستان محصور شده است. تبخیر بالا در خلیج فارس منجر به شکل‌گیری آب شور شده و این سبب خروج آب شور از خلیج فارس به سمت دریای عمان و جایگزینی آن با آب‌های سطحی اقیانوس هند و دریای عمان می‌شود.

باد غالب در خلیج فارس عمدتاً باد شمال‌غربی با متوسط سرعت سالانه ۵ متر بر ثانیه است. این باد که شَمال نامیده می‌شود در فصل تابستان منظم و ناپیوسته می‌وزد درحالی‌که در فصل زمستان به‌طور پیوسته اتفاق می‌افتد. این باد اصلی با دو باد دیگر به نام‌های قوس و سهیل نیز همراه است. باد ناشی، از سمت شمال‌شرقی می‌تواند به مدت ۳ تا ۵ روز در فصل زمستان بر روی سواحل خوزستان بوزد. در نزدیکی تنگه هرمز و به طرف دریای عمان بادها بیشتر تحت تأثیر چرخه مونسون هستند به‌طوری‌که تنگه هرمز به‌عنوان مرز بین دو سیستم جوّی عمل می‌کند(رینولدز[6]، ۱۹۹۳).

آهنگ بارش در خلیج فارس بسیار ضعیف است و مقداری در حدود ۷ سانتیمتر بر سال دارد که این مقدار یک‌چهارم مقدار ورودی رودخانه‌ها به این خلیج است. مقدار تبخیر بسیار متغیر است و مقادیری از ۱۴۴ تا ۵۰۰ سانتی‌متر در سال برای آن گزارش شده است (رینولدز، ۱۹۹۳). کسری آب ناشی از اختلاف بین تبخیر و بارش نشان می‌دهد که خلیج فارس یک حوضچه منفی است و این کسری آب از طریق ورود آب‌های سطحی اقیانوس هند جبران می‌شود. این توده‌های آب دمایی در حدود ۲۳ تا ۲۶ درجه سانتی‌گراد در زمستان و ۳۰ تا ۳۲ درجه سانتی‌گراد در تابستان دارند و محدوده شوری آن‌ها ۳۶/۵ تا ۳۷/۲ PSU است.

1 Egbert and Ray
2 Garrett and Kunze
3 residual currents
4 induce vertical mixing
5 Pous
6 Reynolds

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]

آب چگال (σ_t = ۲۹/۵)، در فصل زمستان صرفاً در بخش شمالی و اوایل تابستان در بخش جنوب‌غربی شکل می‌گیرد؛ و این در حالی است که در تابستان آب به‌شدت شور، گرم و شناور در بخش‌های جنوب‌غربی وجود دارد الهگارت[1] و همکاران، ۲۰۱۶). عامل اول گردش در خلیج فارس، باد غالب از سمت شمال‌غربی و شارهای شناوری و تکانه باد هستند. سپس نیروهای گرما-شوری و در درجه سوم جزر و مد نقش مهمی در این گردش دارد (پاوس و همکاران، ۲۰۱۵). گردش کلی جریان در خلیج فارس چرخندی[2] است و متشکل از جریان شمال‌غربی سواحل ایرانی، از تنگه هرمز در سمت شمالی حوضه (با سرعت بزرگ‌تر از ۰/۱ متر بر ثانیه) (تاپیل و هوگان[3]، ۲۰۱۰) و همچنین یک جریان به سمت جنوب‌شرقی خلیج فارس در قسمت جنوبی آن است (سویفت و باور[4]، ۲۰۰۳).

خلیج فارس بخشی بسیار مهم از آب های اقیانوسی جهان به‌دلیل وجود منابع غنی نفت و گاز است (عزیزپور و همکاران، ۲۰۱۴) به‌عنوان یکی از شورترین آب‌های آزاد شناخته می‌شود (یائو و جانز[5]، ۲۰۱۰). این ویژگی باعث اهمیت جزر و مد و چگالی در بحث کشتی‌رانی و دریانوردی؛ به خصوص هنگام ورود کشتی‌های غول‌پیکر به مناطق کم‌عمق و پهلوگیری آن‌ها در اسکله‌ها برای تعیین آبخور کشتی می‌شود. در این مطالعه اثر نیروی جزر و مد بر تغییر چگالی خلیج فارس مورد بررسی قرار می‌گیرد. ابتدا چگالی خلیج فارس در حضور تمامی نیروها مدل شده است و سپس با حذف اثر جزر و مد و ثابت‌بودن سایر شرایط، چگالی در خلیج فارس در فصل گرم و سرد با حالت قبل مقایسه می‌شود و نقش سایر نیروها در تغییرات آن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

کمپف[6] و صدری‌نسب (۲۰۰۶) گردش در خلیج‌فارس را با استفاده از مدل عددی کوهیرنس مطالعه نمودند. نتایج آن‌ها نشان داد که یک گردش چرخندی در فصول بهار و تابستان وجود دارد که به گردابه‌هایی میان‌مقیاس در فصول پاییز و زمستان تبدیل می‌شود. بورچارد[7] (۲۰۰۹) به بررسی اثرات ترکیبی باد، جزر و مد و گرادیان‌های چگالی افقی روی لایه‌بندی در خورها و دریاهای ساحلی پرداخت. نتایج وی نشان داد که تداوم وزش باد به‌عنوان یک فرآیند ساحلی مهم تلقی می‌شود و گردش آب‌خورها با وزش‌های بادهای دور از ساحل افزایش می‌یابد. همچنین مقایسه با داده‌های میدانی تائید کرد که بیشینه نرخ اتلاف حین مد آب در نیمه‌ی بالایی ستون آب رخ می‌دهد. تاپیل و هوگان (۲۰۱۰) به مدل‌سازی گردش و گردابه‌ها در خلیج فارس پرداختند. در این مطالعه که با مدل HYCOM صورت گرفته است، تشکیل سه گردابه چرخندی نشان داده شده که به‌عنوان گردابه‌های سواحل ایرانی معرفی شده‌اند. یائو و جونز در (۲۰۱۰)، به مطالعه تشکیل توده آب و گردش در خلیج فارس و نیز تبادل آب با اقیانوس هند پرداختند. نتایج این تحقیق حاکی از آن است که گردابه‌هایی در خلیج فارس شکل می‌گیرد که اندازه معمولی آن‌ها در حالت کاملاً نمو یافته حدود ۱۰۰ کیلومتر است که این مقدار سه برابر شعاع تشکیل راسبی محلی[8] است. پاوس و همکاران(۲۰۱۵) مدلی برای گردش عمومی خلیج فارس و تنگه هرمز ارائه دادند و در این مدل تغییرات فصلی و سالانه پارامترهای فیزیکی مورد بررسی قرار گرفته است.

1 L'Hegaret
2 cyclonic
3 Thoppil and Hogan
4 Swift and Bower
5 Yao and Johns
6 Kampf
7 Burchard
8 local Rossby deformation radius

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]

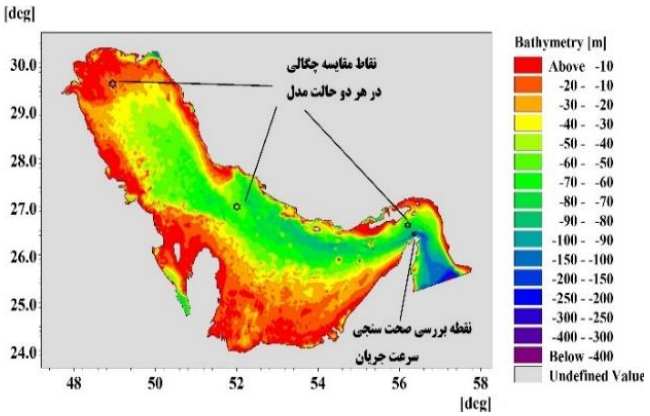
در ایران جوکار و لاری(۱۳۹۵) به بررسی جریان‌های جزر و مدی با استفاده از مدل MIKE 21 در خلیج فارس پرداختند. براساس نتایج آن‌ها، در محدوده مورد مطالعه، مولفه‌های جزر و مدی به‌دست‌آمده از مدل جهانی جزر و مد اقیانوسی در نواحی ساحلی و کم‌عمق تطابق و دقت کمی با مولفه‌های جزر و مدی ایستگاه‌های ایستگاه‌های جزر و مدسنجی را نشان داد ولی در مناطق عمیق اختلاف کمتری مشاهده گردید.

روش تحقیق

در این تحقیق برای ایجاد شبکه محاسباتی، از داده‌های عمق‌سنجی JEBCO با دقت حدود یک کیلومتر استفاده شده است. سپس در قسمت Mesh Generator نرم‌افزار MIKE، شبکه محاسباتی نامنظم و مثلثی مدل شامل ۴۳۳۸۳ المان و ۲۲۳۵۴ گره ساخته شد شکل(۱). در جهت کاهش زمان اجرای برنامه، المان‌ها در قسمت‌های عمیق دریای عمان بزرگ‌تر و در تنگه هرمز و خلیج فارس با دقت ۲-۳ کیلومتر در نظر گرفته شده‌اند. مرزهای محدوده‌ی مطالعاتی شامل دو مرز است که یکی در قسمت شرق واقع شده است و مرز اقیانوسی محسوب می‌شود به‌طوری‌که محدوده مدل‌سازی را به دریای آزاد متصل می‌کند و دیگری مرز رودخانه‌ای در قسمت شمال‌غربی خلیج فارس است که به‌عنوان تنها تأمین‌کننده آب شیرین خلیج فارس محسوب می‌شود. برای مقیاس قائم مدل نیز از دستگاه مختصات سیگما به تعداد ۵ لایه استفاده شده است. در مدل‌هایی که با یکی از روش‌های عددی المان محدود و یا تفاضل محدود اجرا می‌شوند، پایداری و همگرایی مدل به مشخصاتی همچون گام زمانی، فاصله گره‌های شبکه و غیره بستگی دارد. در ماژول هیدرودینامیک برنامه MIKE نیز شرط CFL برای پایداری به کار می‌رود که به‌صورت رابطه(۱) است.

$$CFL = \left(\sqrt{gh} + |u|\right)\frac{\Delta t}{\Delta x} + \left(\sqrt{gh} + |v|\right)\frac{\Delta t}{\Delta y}$$ رابطه(۱)

بدین منظور و با توجه به ابعاد مش و همچنین گام زمانی معادلات که بین ۰/۰۱ تا ۳۰ ثانیه است، مقدار CFL بحرانی ۰/۸ محاسبه شد که برای پایداری مدل مقادیر آن باید کمتر از این مقدار باشند.



شکل(۱). عمق‌سنجی استفاده‌شده در مدل‌سازی و موقعیت نقاط بررسی صحت سنجی جریان و مقایسه نقطه‌ای و نیم‌رخ قائم چگالی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]

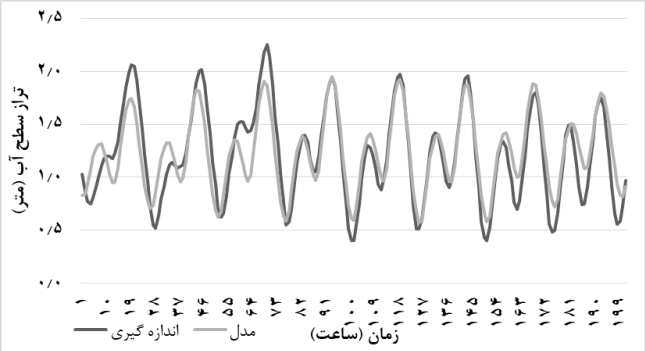
مرز شرقی مدل به‌عنوان ارتباط‌دهنده خلیج فارس با آب‌های اقیانوسی در نظر گرفته شده است. در این مرز، برای تغییرات تراز سطح آب از داده‌های پیش‌بینی تغییرات تراز سطح آب بندر جاسک در سایت مدیریت آب‌نگاری و امور جزر و مدی[1] استفاده شده است. بازه زمانی داده‌های موجود از ابتدای سال ۲۰۱۴ تا پایان سال ۲۰۱۸ و با دقت ۳۰ دقیقه بود. دما و شوری نیز به‌صورت روزانه که از میانگین ۵۰ ساله داده‌های NOAA[2] حاصل شده بود، با تکرار سالانه لحاظ شد. مرز رودخانه‌ای مدل نیز به‌صورت یک شار ورودی با دما و شوری متفاوت به حوضه خلیج فارس لحاظ شده است. دمای این مرز به‌صورت میانگین روزانه و شوری آن نیز به‌صورت ثابت برابر با ۵ PSU در نظر گرفته شده است. در مورد دبی رودخانه اروندرود که بزرگترین منبع آب شیرین خلیج فارس است، با توجه به عدم اندازه‌گیری دقیق آن تا به امروز، مطابق با مطالعات قبلی به‌صورت ثابت، ۱۴۰۰ m^3/s، در نظر گرفته شد (پاوس و همکاران، ۲۰۱۵). از مهم‌ترین پارامترهای هواشناسی مؤثر در گردش جریان خلیج فارس باد و نرخ تبخیر هستند. تبخیر خود به عوامل دیگری ازجمله دما، باد و رطوبت نسبی ارتباط دارد. داده‌های دما و باد به‌صورت روزانه و طی دوره ده‌ساله از سایت ECMWF (ERA Interim, Daily)[3]با دقت مکانی یک درجه استخراج گردید و در Grid series نرم‌افزار MIKE ساخته و در ماژول هیدرودینامیک به کار گرفته شد.

نتایج

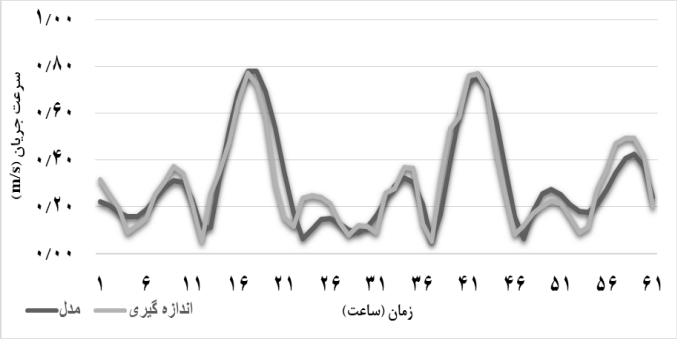
برای واسنجی مدل، ضریب ارتفاع زبری[4] بستر نقش مهمی را تنظیم سرعت جریان ایفا می‌کند. این ضریب در تنظیم و کنترل سرعت جریان و دامنه و فاز جزر و مدی نمایان می‌شود. مدل به ازای ضرایب ۰/۰۱۳، ۰/۰۱۵، ۰/۰۱۷ و ۰/۳۷۷ متر اجرا گردید و به ازای ضریب ۰/۰۱۵ متر بهترین تطابق حاصل شد. پس از انتخاب مناسب-ترین ضریب و اجرای مدل به مدت ده سال، داده‌های جزر و مدی با اندازه‌گیری‌های میدانی در بندر بوشهر (داده‌های ثبت‌شده توسط سازمان بنادر و دریانوردی) نیز مقایسه شد که نتیجه این مقایسه در شکل(۲) نشان داده شده است. همچنین برای صحت‌سنجی مدل، سرعت و جهت جریان مدل با داده‌های اندازه‌گیری در عمق ده متری حوالی تنگه هرمز (نقطه مشخص‌شده در شکل (۱)) به مدت ۶۰ ساعت مقایسه گردید که نتایج آن در اشکال(۳ و ۴) قابل‌مشاهده است. مقدار RMSE برای تغییرات تراز آب مقدار ۰/۲ متر و برای سرعت جریان مقدار ۰/۰۸ متر بر ثانیه به دست آمد.

1http://217.218.133.169/hydrography/Login.aspx?ReturnUrl=%2fhydrography%2fUser%2fExportPage.aspx
2 https://www.nodc.noaa.gov/cgi-bin/OC5/SELECT/builder.pl
3 https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/
4 Roughness height

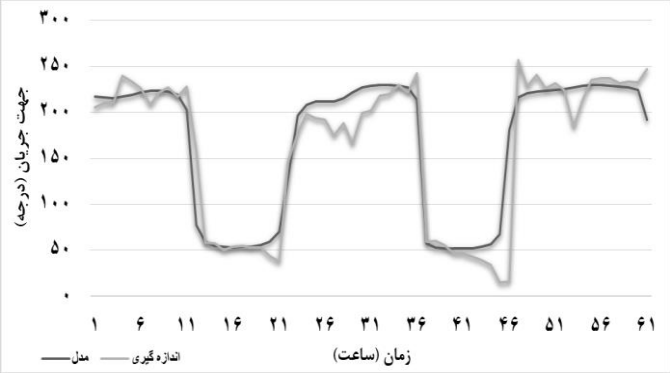
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]



شکل(۲). مقایسه تغییرات تراز آب در بندر بوشهر (نتایج مدل و داده‌های اندازه‌گیری)



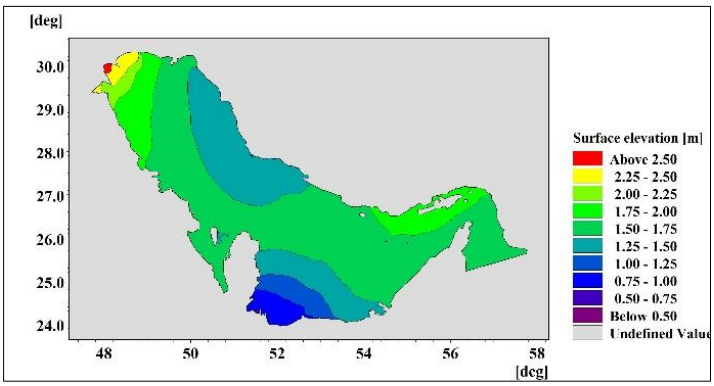
شکل(۳). مقایسه سرعت جریان با داده‌های اندازه‌گیری میدانی



شکل(۴). مقایسه جهت جریان با داده‌های اندازه‌گیری میدانی

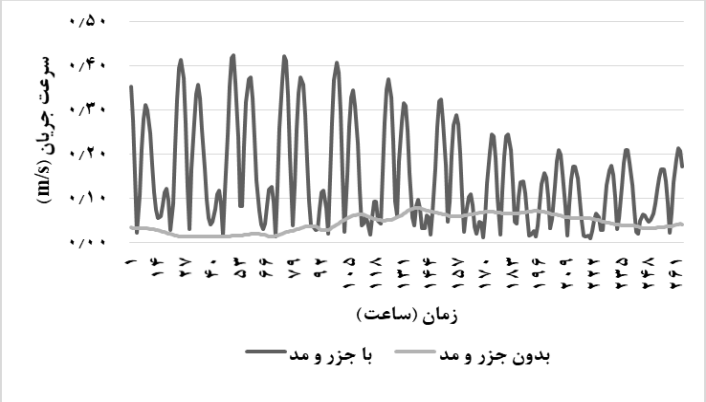
برای بررسی اثرات جریان جزر و مدی بر تغییرات چگالی مدل به مدت ۱۰ سال با اعمال نیروهای جزر و مد، گرما-شوری و باد اجرا گردید. سپس در سال یازدهم یک بار در حضور نیروی جزر و مد و یک بار بدون اعمال این نیرو، مدل اجرا شد و نتایج در فصول سرد و گرم استخراج و توزیع سطحی و نیمرخ چگالی مورد مقایسه قرار گرفت. در شکل(۵) تغییرات تراز سطح آب در خلیج‌فارس با اعمال جزر و مد نمایش داده شده است. تراز آب در غیاب جزر و مد به‌صورت ثابت ۱/۶۱ متر در نظر گرفته شد ولی تحت اثر وزش باد دچار نوسانات کوچکی می‌شود.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]



شکل (۵). تغییرات تراز سطح آب ناشی از جزر و مد

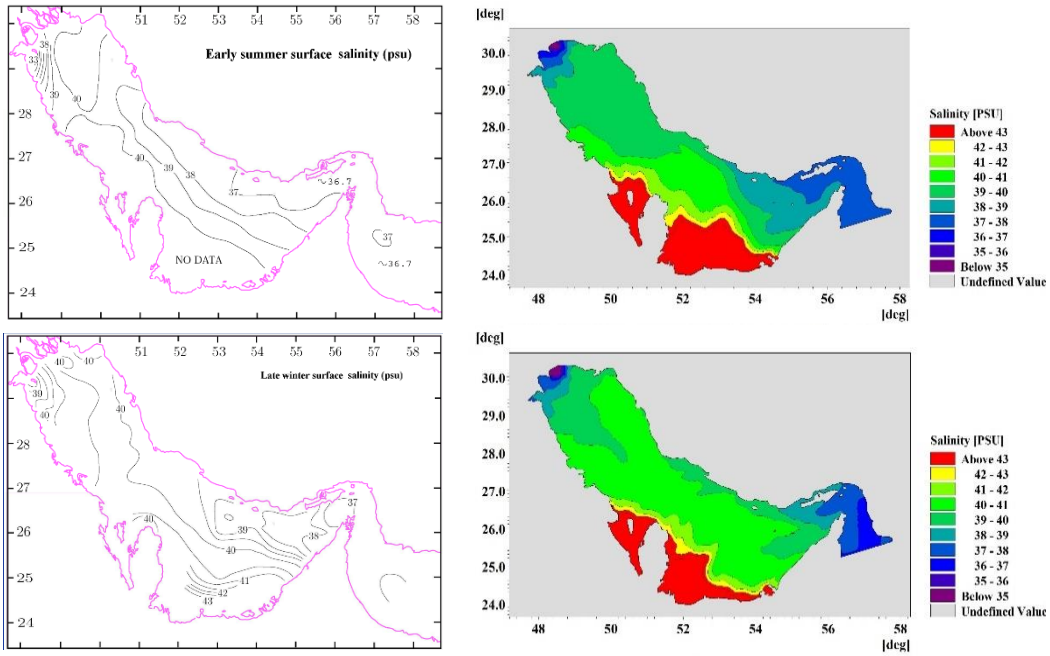
بررسی سرعت جریان در نقطه‌ای واقع در مرکز خلیج‌فارس نشان می‌دهد که در حضور جزر و مد تغییرات سرعت جریان حالتی نوسانی دارند و با تغییرات تراز سطح آب متناسب هستند. در حالی‌که بدون در نظر گرفتن جزر و مد مقادیر سرعت جریان به کمتر از ۰/۱ متر بر ثانیه رسیده و هیچ‌گونه روند تناوبی و منظمی را نشان نمی‌دهند شکل (۶). از آنجا که این تغییرات در اثر نیروهای باد و گرما-شوری صورت گرفته اند، پیش‌بینی آن‌ها به سادگی امکان‌پذیر نیست.



شکل(۶). تغییرات سرعت جریان در حضور و غیاب نیروی جزر و مد

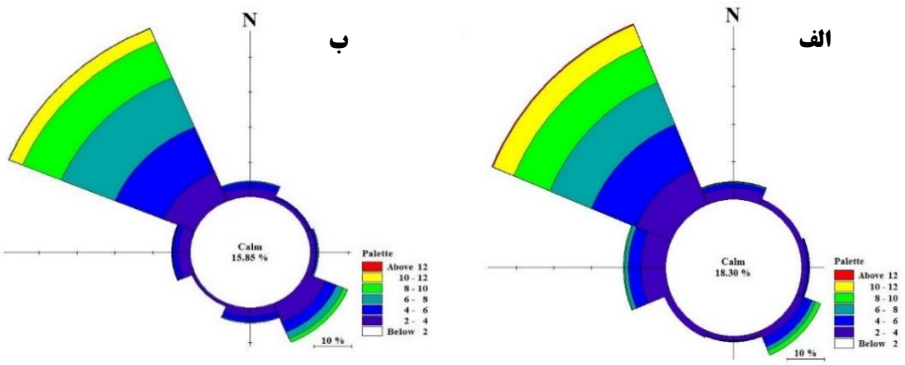
به منظور صحت سنجی مدل، خروجی شوری مدل با نتایج اندازه‌گیری رینولدز مقایسه شده است که این نتایج مربوط به اواخر فصل زمستان و اوایل تابستان است. همان‌طور که نتایج نشان می‌دهد در فصل تابستان شوری خلیج‌فارس رو به کاهش می رود و در فصل زمستان مقادیر شوری بیشتر است. علت آن وجود تبخیر بالا در فصل زمستان نسبت به تابستان است که نتایج مطالعات قبلی (کمپف و صدری‌نسب، ۲۰۰۶؛ پاوس و همکاران، ۲۰۱۵) نیز آن را تأیید می‌کنند شکل(۷).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]



شکل(۷). مقایسه نتایج شوری سطحی مدل(سمت راست) با مقادیر اندازه‌گیری شده توسط رینولدز (سمت چپ) در اوایل تابستان (بالا) و اواخر زمستان (پایین)

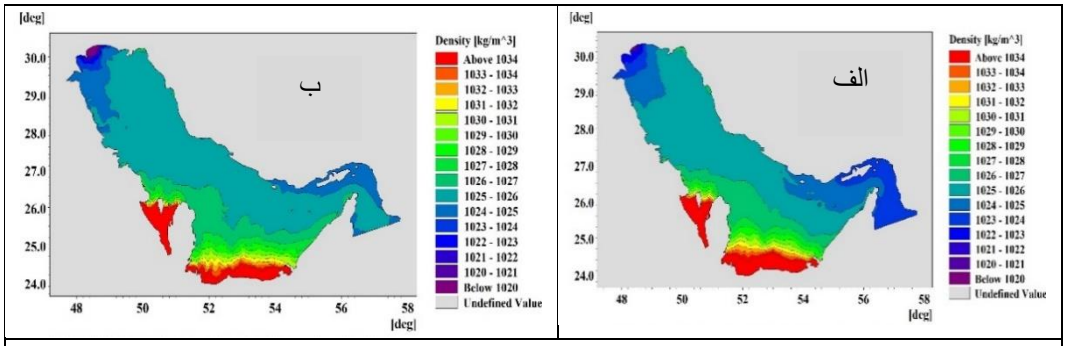
در شکل(۸) گلباد نقطه‌ای واقع در مرکز خلیج‌فارس در دو فصل گرم و سرد رسم شده است. مقایسه سرعت و سمت باد در فصل‌های گرم و سرد نشان می‌دهد که در هر دو فصل باد غالب، بادی است که از سمت شمال‌غربی می‌وزد و در فصل گرم درصد بادهای آرام (سرعت <2m/s) ۱۸/۳ ٪ و در فصل سرد ۱۵/۸۵ ٪ است یا به عبارتی در فصل سرد وزش باد در خلیج‌فارس شدیدتر است و این با مشاهدات میدانی توافق بسیار خوبی دارد. در ادامه اثرات وزش باد بر گردش جریان بررسی می‌شود.



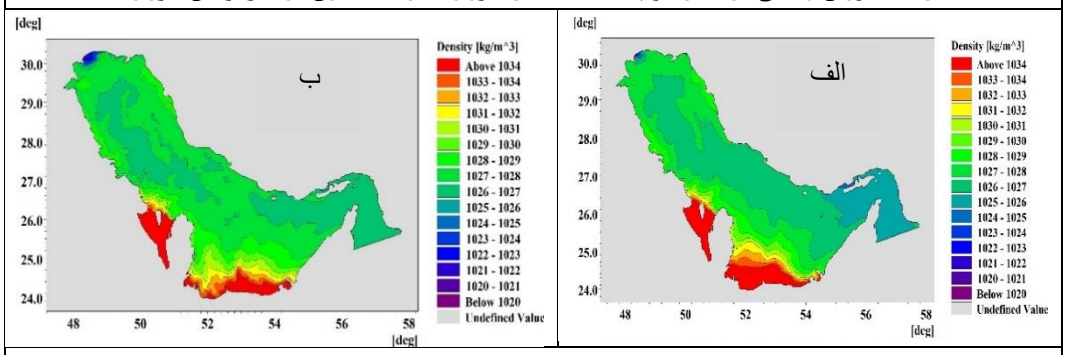
شکل(۸). گلباد نقطه‌ای واقع در مرکز خلیج‌فارس در (الف) فصل گرم و (ب) فصل سرد

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]

در فصل گرم دمای سطحی آب به علت افزایش دمای هوا افزایش می‌یابد و از سویی شوری نیز در فصل تابستان کمتر است؛ بنابراین چگالی آب در فصل تابستان کمتر است. همچنین در حضور نیروی جزر و مد خطوط هم‌چگال هموارتر هستند و این ناشی از غالب بودن جریان جزر و مدی بر سایر نیروها است؛ در حالی‌که بدون اعمال جزر و مد این خطوط ناهموار هستند و به‌خصوص در فصل زمستان که وزش باد در مقایسه با تابستان شدیدتر است، به دلیل شکل‌گیری تلاطم ناشی از تنش باد ناهمواری این خطوط بیشتر است اشکال(۹ و ۱۰). وزش بادهای غربی در زمستان از یک طرف منجر به افزایش تبخیر سطحی، کمک به جابجایی توده هوای مرطوب و متعاقب آن افزایش شوری آب و از طرف دیگر به‌عنوان یک نیروی تنشی مقاوم در برابر نفوذ آب از دریای عمان ظاهر می‌شود؛ از این‌رو انتظار می‌رود با کاهش دما و همچنین افزایش شوری، چگالی سطحی در فصل زمستان افزایش یابد.



شکل (۹). توزیع چگالی در فصل گرم (الف) با اعمال جزر و مد و (ب) بدون در نظرگرفتن جزر و مد

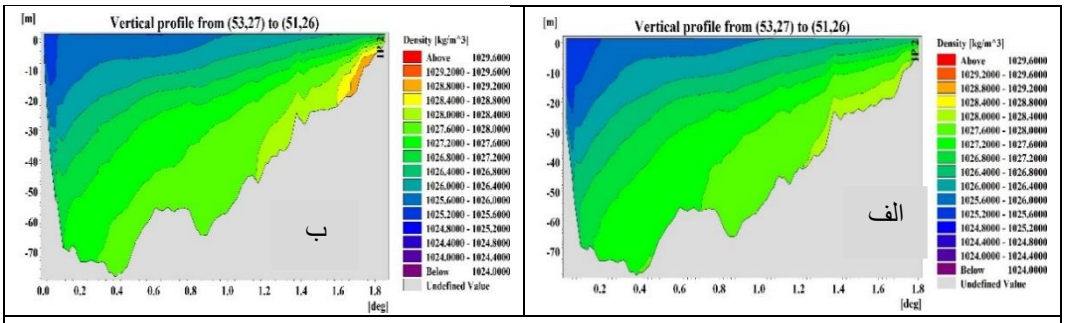


شکل (۱۰). توزیع چگالی در فصل سرد (الف) با اعمال جزر و مد و (ب) بدون در نظرگرفتن جزر و مد

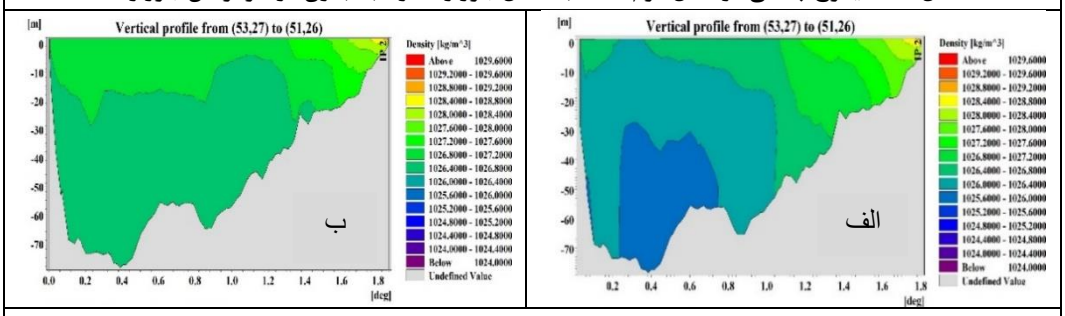
به‌منظور بررسی اثرات جزر و مد بر نیمرخ چگالی، مقطعی عرضی در میانه خلیج‌فارس انتخاب گردید و نتایج در دو فصل گرم و سرد مقایسه گردید (مقطع عرضی در شکل (۱)). با توجه به خروجی‌های مدل مشاهده می‌شود که اثر جزر و مد بر نیمرخ چگالی، همانند توزیع سطحی چگالی محسوس و قابل‌توجه نیست. در فصل گرم با توجه به شکل‌گیری ترموکلاین فصلی، چینه‌بندی تا حدودی وجود دارد و محیط به‌نوعی چگال‌گرای ضعیف محسوب می‌شود شکل (۱۱). در فصل سرد با توجه به سردشدن لایه سطحی آب و سنگین شدن آن، ناپایداری چگالی مشاهده می‌شود و لایه سطحی به سمت پایین سقوط می‌کند و سبب اختلاط می‌شود؛ بنابراین سطوح هم‌چگال تقریباً به حالت قائم تبدیل شده و محیط شدیداً چگال‌گرا می‌شود. حذف اثر جزر و مد در این فصل

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]

باعث شده، اختلاط قائم آب تقویت شده و ستون آب سریع‌تر همگن شود شکل (۱۲)، زیرا در این فصل با کاهش دمای هوا، لایه سطحی آب سرد و چگال‌تر می‌شود. ازآنجاکه جریانات جزر و مدی، جریاناتی فشارگرا هستند و در راستای افقی حرکت دارند؛ با حذف آن‌ها، نیروهای شناوری غالب شده، جریانات در راستای قائم تقویت می‌شوند و باعث می‌شوند اختلاط ستون قائم آب سریع‌تر رخ دهد.



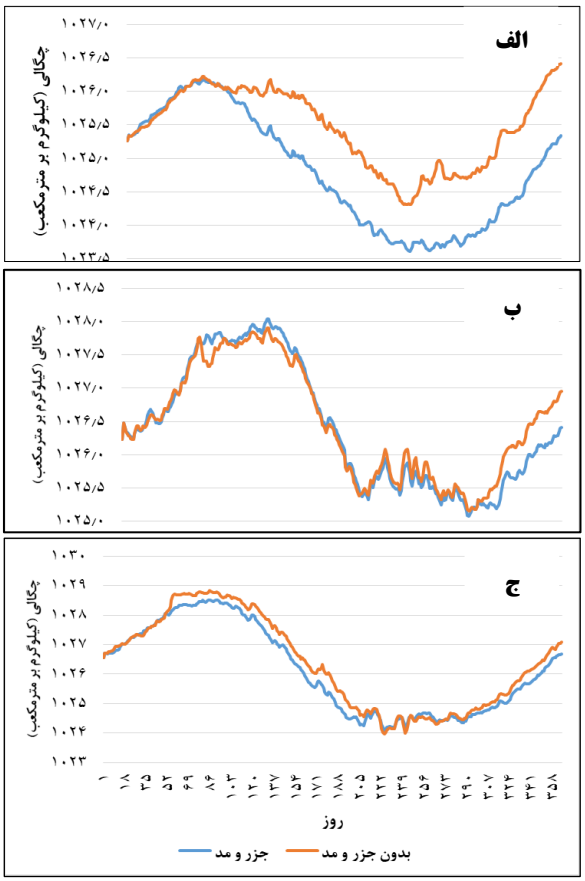
شکل (۱۱). نیمرخ چگالی در فصل گرم (الف) با اعمال جزر و مد و (ب) بدون درنظرگرفتن جزر و مد



شکل (۱۲). نیمرخ چگالی در فصل سرد (الف) با اعمال جزر و مد و (ب) بدون در نظرگرفتن جزر و مد

به منظور مقایسه کمّی تغییرات چگالی، میانگین روزانه چگالی سه نقطه واقع در عمق یک متری و در نزدیکی تنگه هرمز، مرکز خلیج‌فارس و رأس خلیج‌فارس در حضور و غیاب جزر و مد با هم قیاس شد (نقاط شکل (۱)). مطابق انتظار چگالی در فصل تابستان دارای مقدار کمینه و در فصل زمستان دارای مقدار بیشینه است. در نقطه نزدیک به تنگه هرمز ، تغییرات چگالی با شروع فصل بهار بین دو مدل محسوس بوده و اختلاف چگالی به حدود ۱ کیلوگرم بر مترمکعب می‌رسد. در این نقطه حذف جزر و مد، پس از سه ماه باعث افزایش چگالی شده است و احتمالاً جریان ورودی از دریای عمان که توسط موج جزر و مدی وارد خلیج‌فارس شده، عامل تعیین‌کننده چگالی در اطراف تنگه هرمز است. در نقطه میانی خلیج‌فارس، اثرات جزر و مد تا حدود ۹ ماه قابل مشاهده نیست و پس از گذشت ۹ ماه، حذف جزر و مد باعث افزایش چگالی در حدود ۰/۵ کیلوگرم بر مترمکعب شده است. در نقطه شمالی خلیج فارس نیز، اثرات حذف جزر و مد طی یک سال که مدل اجرا شده است، قابل ملاحظه نیست؛ هرچند اختلافات اندکی در برخی فصول وجود دارد. شکل (۱۳).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]



شکل(۱۳). مقایسه میانگین روزانه تغییرات چگالی طی یک سال در (الف) حوالی تنگه هرمز، (ب) وسط خلیج‌فارس و (ج) رأس خلیج‌فارس

در غیاب نیروی جزر و مد چگالی سواحل شمال غربی(در محدوده دهانه رودخانه اروند) و سواحل حاشیه جنوبی خلیج‌فارس که مناطقی کم‌عمق به شمار می‌روند، کمتر است و این اختلاف در فصل زمستان در قیاس با تابستان محسوس‌تر است که علت آن، وجود پلوم رودخانه اروند و همچنین وزش باد است. در غیاب نیروی جزر و مد، پلوم رودخانه در سواحل شمال غربی گسترش یافته و در فصل زمستان نیز وزش بادهای غربی باعث گسترش بیشتر این پلوم می‌شود. در مقابل، وجود نیروی جزر و مد به‌نوعی در برابر ورود آب رودخانه مخالفت کرده و موجب افزایش چگالی در سواحل شمال غربی و تا حدودی سواحل عربی می‌شود. همچنین سرعت باد تأثیر زیادی در گسترش پلوم دارد تا جایی که این اختلاف در فصل تابستان و زمستان از طریق مساحت تحت پوشش پلوم رودخانه مشهود است. نتایج مدل‌سازی پاوس و همکاران در سال ۲۰۱۳ نیز نشان داد با وزش باد شمال‌غربی پلوم رودخانه ابتدا به سمت سواحل ایرانی متمایل گشته و سپس به سمت سواحل عربی می‌چرخد. با وزش باد شمالی و شمال‌شرقی، پلوم رودخانه مستقیم به سواحل عربی منحرف می‌شود و باد جنوب شرقی، پلوم رودخانه را در انتهای بخش شمالی خلیج‌فارس محبوس می‌کند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]

علت عدم تشکیل محیط فشارگرا، ورود آب سبک از دریای عمان به خلیج‌فارس است که در شکل(۹) مشاهده می‌شود. آب سبک و با چگالی کمتر از سمت سواحل ایرانی و از لایه‌های نزدیک به سطح وارد خلیج‌فارس می‌شود که با نتایج مطالعات قبلی در توافق است. اعمال جزر و مد بر مدل باعث می‌شود گرادیان قائم چگالی به‌طور نسبی افزایش پیدا کند. علت این افزایش نسبی می‌تواند به تسریع در روند گردش آب با اعمال نیروی جزر و مد ارتباط داشته باشد. علاوه بر این در غیاب جزر و مد، نقش تلاطم ناشی از تنش باد پررنگ‌تر شده و می‌تواند تا حدودی باعث ایجاد اختلاط در سراسر ستون آب شود.

مدل‌های جهانی (اربیک[1] و همکاران، ۲۰۱۰) و محلی (هرمن[2] و همکاران، ۲۰۰۲؛ کارتادیکاریا[3] و همکاران، ۲۰۱۱) جزر و مد نشان می‌دهند که با در نظرگرفتن جزر و مد متوسط زمانی اختلاط قائم نسبت به شرایط بدون جزر و مد افزایش می‌یابد. به‌عنوان‌مثال نتایج مدل دوبعدی جزر و مدی چگال گرا در Oregon، اختلاط بیشتر و لایه‌بندی ضعیف‌تر را در لایه‌مرزی بستر را نشان می‌دهد(کوراپوف[4] و همکاران، ۲۰۱۱). در این مطالعه که اثرات جزر و مدی فشارگرا و چگال‌گرا به‌طور هم‌زمان لحاظ شده بود، مشخص نبود که افزایش اختلاط در نتیجه‌ی فرآیندهای جزر و مدی فشارگرا و یا چگال گرا است. علاوه بر این چگونگی تعیین مشخصه‌های فلات قاره و اهمیت نسبی فرآیندهای جزر و مدی فشارگرا و چگال‌گرا بر روی اختلاط قائم ناشناخته مانده است.

خروجی مدل‌های عددی محلی، مانند پیش‌بینی دمای آب، لایه‌بندی و جریانات، به بهبود تصمیم‌گیری در مبحث مدیریت سواحل کمک می‌کند(دریک[5] و همکاران، ۲۰۱۱). مدل‌های محلی همچنین تفکیک‌پذیری افقی بالایی نسبت به عرض برخی نواحی فلات قاره دارند. مشاهدات نشان می‌دهد که تا فاصله ۵ کیلومتری از خط ساحل، مشخصه‌های جزر و مدی چگال‌گرا به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای نسبت به ناحیه دور از ساحل تغییر می‌کنند (سواندا[6] و همکاران، ۲۰۱۶)؛ بنابراین اگر نیروی جزر و مدی در مدل‌های عددی لحاظ شود، دینامیک جزر و مدی چگال‌گرا و اثر بالقوه آن روی اکوسیستم سواحل در ناحیه فلات قاره داخلی می‌تواند به‌اندازه نیاز شناخته شود.

نتیجه‌گیری

در این مطالعه گردش و ساختار چگالی با استفاده از مدل مایک ۳ بررسی گردید و توزیع قائم چگالی در حضور و غیاب نیروی جزر و مد مقایسه شد. گردش کلی خلیج‌فارس پادساعتگرد است و آب سبک از سمت سواحل ایرانی وارد خلیج‌فارس شده و پس از گردش کامل سنگین شده و از سمت سواحل عربی از خلیج‌فارس خارج می‌شود. نتایج نشان داد که خلیج‌فارس یک محیط چگال‌گرای است و در فصل گرم، دارای چینه‌بندی ضعیف و در فصل سرد کاملاً مختلط است؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت تغییرات سطوح هم‌چگال بیشتر تابع دما است.

همچنین جزر و مد به‌عنوان یکی از نیروهای حاکم بر گردش در خلیج‌فارس دارای اثرات محسوسی بر توزیع سطحی چگالی به‌خصوص در مناطق شمال‌غربی خلیج‌فارس (سواحل خوزستان) به علت ورودی رودخانه است.

1 Arbic
2 Hermann
3 Kartadikaria
4 Kurapov
5 Drake
6 Suanda

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]
[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]

این نیرو به‌عنوان یک نیروی مخالف در برابر شار ورودی رودخانه عمل کرده و مانعی در برابر گسترش پلوم رودخانه محسوب می‌شود. تنش باد نیز نیروی مهمی در گردش خلیج‌فارس به شمار می‌رود. وزش بادهای شمال‌غربی که در فصل زمستان با شدت بیشتری رخ می‌دهند، از یک‌سو با افزایش تبخیر، شوری و چگالی و از سوی دیگر به‌عنوان یک نیروی مخالف با ورود آب از دریای عمان، سبب می‌شود چگالی سطحی خلیج‌فارس در این فصل نسبت به تابستان اندکی بیشتر شود.

منابع

جوکار، محمد؛ لاری، کامران. (۱۳۹۵). **بررسی جریان‌های کشندی با استفاده از مدل MIKE 21 و اندازه‌گیری‌های میدانی و مدل جهانی FES در خلیج‌فارس**، فصل‌نامه علمی – پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (سپهر)، دوره ۲۵، شماره ۱۰۰: ۹۷-۱۱۰.

Arbic, B. K., Wallcraft, A. J., Metzger, E. J. (2010). **Concurrent simulation of the eddying general circulation and tides in a global ocean model**. Ocean Modelling. 32(3), 175–187.

Azizpour, J., Chegini, V., Khosravi, M., Einali, A. (2014). **Study of the Physical Oceanographic Properties of the Persian Gulf, Strait of Hormuz and Gulf of Oman Based on PG-GOOS CTD Measurements**, Journal of the Persian Gulf. Vol. 5, 12, 37-48.

Burchard, H. (2009). **Combined effects of winds, Tide, and horizontal density gradients on stratification in estuaries and coastal seas**. American Meteorological Society, Volume 39, 2117-2136.

Drake, P. T., Edwards, C. A., Barth, J. A. (2011). **Dispersion and connectivity estimates along the U.S. west coast from a realistic numerical model**. Journal of Marine Research. 69(1), 1-37.

Egbert, G. D., Ray, R. D. (2001). **Estimates of M2 tidal energy dissipation from TOPEX/Poseidon altimeter data**. Journal of Geophysical Research. 106(C10), 22475–22502.

Garrett, C., Kunze, E. (2007). **Internal tide generation in the deep ocean**. Annual Review of Fluid Mechanics. 39(1), 57–87.

Hermann, A. J., Stabeno, P. J., Haidvogel, D. B., Musgrave, D. L. (2002). **A regional tidal/subtidal circulation model of the southeastern Bering Sea: Development, sensitivity analyses and hindcasting**. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 49(26), 5945–5967.

Kampf, J., and M. Sadrinasab. (2006). **The circulation of the Persian Gulf: A numerical study**. Ocean Sci. 2, 1–15.

Kartadikaria, A. R., Miyazawa, Y., Varlamov, S. M., Nadaoka, K. (2011). **Ocean circulation for the Indonesian seas driven by tides and atmospheric forcings: Comparison to observational data**. Journal of Geophysical Research.116, C09009.

Kurapov, A. L., D. Foley, P. T. Strub, G. D. Egbert, Allen, J.S. (2011). **Variational assimilation of satellite observations in a coastal ocean model off Oregon**. Journal of Geophysical Research. Vol. 116, C0500, 1-19.

L'Hegaret, P., Carton, X., Louazel, S., Boutin, G. (2016). **Mesoscale eddies and submesoscale structures of Persian Gulf Water off the Omani coast in spring 2011**, Ocean Sci., 12, 687-701.

Pous, S., Carton, X., Lazure, P. (2012). **A process study of the tidal circulation in the Persian Gulf**. Open J. Mar. Sci. 2 (4), 131–140.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]

[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]

Pous, S., Carton, X., Lazure, P. (2013). **A Process study of the wind-induced circulation in the Persian Gulf**. Open J. Mar. Sci. 3 (1), 1–11.

Pous, S., Lazre, P., Carton, X. (2015). **A model of the general circulation in the Persian Gulf and in the Strait of Hormuz: Intraseasonal to interannual variability**. Continental Shelf Research. 94, 55–70.

Reynolds, R. M. (1993). **Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz and the Gulf of Oman—Results from the Mt. Mitchell expedition**. Mar. Pollut. Bull. 27, 35–59.

Suanda, S. H., Kumar, N., Miller, A. J., Di Lorenzo, E., Haas, K., Cai, D., Edwards, C. A.,...Feddersen, F. (2016). **Wind relaxation and a coastal buoyant plume north of Pt. Conception**, **CA: Observations, simulations, and scalings**. Journal of Geophysical Research: Oceans. 121, 7455–7475.

Swift, S. A., Bower, A. S. (2003). **Formation and circulation of dense water in the Persian Gulf**, Journal of geophysical research. 108(1), 3004, 1-22.

Thoppil, P.G., Hogan, P.J. (2010). **A modeling study of circulation and eddies in the Persian Gulf**. J. Phys. Oceanogr. 40, 2122–2134.

Yao, F., Johns, W.E. (2010). **A HYCOM modeling study of the Persian Gulf, Formation and export of Persian Gulf Water**. J. Geophys. Res. 115, C110.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1300.0.0.52.5]

[DOI: 10.52547/jgs.23.68.279]