

تأثیر تغییرات مکانی ناهمواری بستر دریا بر دینامیک کشند در خلیج فارس

رضوان سلامی ابیانه^۱، اکبر رشیدی ابراهیم حساری^{*۲}

^۱ - دانشجوی دکتری فیزیک دریا، پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی

^{*۲} - استادیار گروه فیزیک دریا، دانشگاه تربیت مدرس

*ایمیل نویسنده مسئول : akbar.rashidi@modares.ac.ir

تاریخ پذیرش : ۹۸/۱۱/۱۲

تاریخ دریافت : ۹۸/۱۱/۰۳

چکیده

برای بررسی اثرات توزیع ناهمواری بستر دریا بر دینامیک کشند در خلیج فارس از نسخه‌ی اصلاح شده‌ی مدل عددی سه بعدی اجزاء متناهی QUODDY-4 استفاده گردید. به منظور محاسبه توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری از یک راهکار هیدرودینامیکی موسوم به روش Kagan برای انواع بستر هموار، نیمه هموار و ناهموار استفاده شد. این قوانین کمبودهای روش‌های مرسوم هیدرولیکی و نیمه تجربی را مرتفع نموده و یک راهکار هیدرودینامیکی برای محاسبه‌ی ضریب اصطکاک بستری، با استفاده از عوامل تعیین کننده در ساختار لایه‌ی مرزی بستری و خارج از آن لایه را تمهید می‌نماید. با انجام شبیه سازی‌های متعدد و با استفاده از توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری محاسبه شده، تأثیر تغییرات مکانی ناهمواری بستر دریا بر دینامیک کشند در خلیج فارس تعیین گردید. نتایج این تحقیق نشان داد که چنانچه از توزیع مکانی ضریب اصطکاک به جای ضریب ثابت در بازتولید دینامیک کشند استفاده گردد، تغییرات قابل توجهی در محاسبه‌ی دامنه و بیشینه‌ی سرعت کشندی مولفه‌های M_2 ، S_2 ، K_1 و O_1 حاصل خواهد گردید. در حالی که این تغییر برای محاسبه‌ی فاز کشندی این مولفه‌ها قابل چشم‌پوشی می‌باشد.

کلمات کلیدی

ضریب اصطکاک بستری، دینامیک کشندی، خلیج فارس

Influence of spatial variation of bottom friction coefficient on tidal dynamics in the Persian Gulf

Rezvan Salami Abyaneh¹, Akbar Rashidi Ebrahim Hesari^{*2}

1.Ph.D. Candidate of Marine Physics, Iranian Institute for Oceanography and Atmospheric Sciences

*2 . Assistant professor, Department of Physical Oceanography, Tarbiat Modares University

*Email address : akbar.rashidi@modares.ac.ir

Abstract

A modified version of the QUODDY-4 three-dimensional finite element model was used for investigation of spatial distribution of bottom roughness effects on tidal dynamics in the Persian Gulf. A Hydrodynamic approach called Kagan's method was used to calculate the spatial distribution of bottom friction coefficient for rough, not completely rough and smooth bottoms. This method has reduced disadvantages of hydraulic and semi-empirical approaches and provides a hydrodynamic approach for calculation of bottom friction coefficient using controlling factors of Bottom Boundary Layer and upper than it. Carrying out several numerical simulations and implementation of spatial variation of bottom friction coefficient, it was determined the effect of spatial inhomogeneity of bottom roughness on tidal dynamics in the Persian Gulf. Results show that using spatial variation of computed fiction coefficient instead of constant value to reproduce the tidal dynamics produces considerable changes in determination of tidal amplitudes and the maximum barotropic velocity of M_2 , S_2 , K_1 and O_1 components, while these changes for the tidal phases of mentioned components can be neglected.

Keywords

Bottom Friction Coefficient, Tidal Dynamics, Persian Gulf

۱- مقدمه

شده به چهار گروه عمده تقسیم بندی نمود. گروه اول را پشته‌های ماسه‌ای با ارتفاع حدوداً ۳۰ سانتی‌متر و به فاصله تقریبی ۳ متر از یکدیگر تشکیل می‌دهند. گروه دوم را عوارض کوچک بستری تحت عنوان *Ripple waves* تشکیل می‌دهند. ارتفاع این شکنج‌ها در حدود ۲ سانتی‌متر و طول آن‌ها تا ۱۶ سانتی‌متر می‌باشد. شن‌های درشت و عناصر آلی بستر دریا که اندازه‌شان از ۱/۴ میلی‌متر تا ۵ سانتی‌متر هستند، گروه سوم را تشکیل می‌دهند که عمدتاً فاصله بین شکنج‌ها را پر می‌کنند. و در نهایت شن‌ها و ماسه‌هایی با قطر تقریبی ۰/۴ میلی‌متر در گروه چهارم طبقه‌بندی می‌شوند. از آنجایی که دوربین‌های نصب شده توسط استنبرگ تنها بخشی را که در میدان دید دوربین‌ها قرار داشتند را مورد توجه قرار دادند محدودیت‌ای برای این طبقه‌بندی که سراسر طیف ناهمواری‌های بستری را پوشش نمی‌دهد، بود. طبیعی به نظر می‌رسد که افزایش سطح مورد بررسی موجب شناسایی ناهمواری‌هایی با مقیاس بزرگ‌تر گردد. با نگاهی به روش‌های معرفی شده برای محاسبه‌ی ضریب اصطکاک بستری، شواهد دیگری برای تفاوت ضریب اصطکاک بستری در ناهمواری‌های گوناگون بستری به دست می‌آید. از جمله‌ی این روش‌ها می‌توان الف- راهکار هیدرولیکی ب- روش مبتنی بر حل معادلات برای لایه‌ی مرزی بستری با در نظر گرفتن نمایه‌ی ثابت و از قبل تعیین شده ناروانی پیچه‌ای قائم و ج- روش نیمه تجربی یانسن را نام برد. هر کدام از این روش‌ها دارای ناروانی‌هایی هستند. می‌توان ناروانی راهکار نخست را که نخستین بار توسط *Hasselmann and Collins (1968)* معرفی گردید در این مطلب خلاصه کرد که در این روش فرض می‌گردد، بدون توجه به منشأ تلاطم، رابطه‌ی بین اندرکنش حرکت با فرکانس‌های مختلف از یک طرف و مقیاس‌های فضایی را با ترکیبی از سرعت‌ها بیان نمود. در راهکار دوم، ضریب ناروانی پیچه‌ای در راستای طول چرخه‌ی کشندی تغییر نیافته و با افزایش ارتفاع از بستر به نحوی تغییر می‌نماید که معادلات حاکم بر لایه‌ی مرزی بستری به روش تحلیلی قابل حل باشند (*Kajiura, 1968; Kagan, 1972; Grant and Madsen, 1982*). در روش سوم، توزیع سرعت در کل عمق دریا به شکل نمایی در نظر گرفته می‌شود به طوری که زاویه بین تنش بستری و سرعت در خارج لایه‌ی مرزی صفر می‌باشد (*Jonsson, 1980; Signell et al., 1990*). نقص مشترک هر سه روش تعیین ضریب اصطکاک بستری ذکر شده چشم پوشی از اثرات چرخش زمین می‌باشد. فرضی که برای لایه‌ی مرزی بستری در حضور نیروی کشند جای تردید دارد. بر اساس اندازه‌گیری‌های انجام شده در تنگه‌ی موری، همچنین مشاهدات میدانی استنبرگ در تنگه‌ی *Puget*، *Heathershaw (1976)* نشان داد که با در نظر گرفتن شرایط بستری کاملاً یکسان از نظر جنس و اندازه‌ی اجزاء ناهمواری بستری، ضریب درگ در مناطق ساحلی بزرگ‌تر است. او هیچ نوع همبستگی بین نوع ناهمواری بستری و میانگین ارتفاع اجزاء تشکیل دهنده ناهمواری در ایستگاه‌های اندازه‌گیری مشاهده نکرد. به نظر می‌رسد دلیل عدم همبستگی و تفاوت در ضریب درگ ارائه شده توسط هیدرلشاو این باشد که به دور از مناطق ساحلی، ممکن است بستر دریا از نظر

کشند یکی از حرکات تناوبی آب‌های اقیانوسی می‌باشد که به دلیل چرخش ماه و زمین، و بر اثر نیروی جاذبه وارده از طرف ماه (نزدیک ترین جرم آسمانی به زمین) و خورشید (سنگین ترین جرم منظومه شمسی) بر بدنه اقیانوس‌ها به وجود می‌آید و باعث افت و خیز متناوب سطح آب دریاها و اقیانوس‌ها می‌گردد. دامنه و دوره‌ی کشند به سبب محل جغرافیایی، عمق و شکل سواحل و ... در هر محل متفاوت است. کشند در اقیانوس هند از طریق دریای عمان و تنگه هرمز وارد خلیج فارس می‌شود. بین کشند در خلیج فارس و تنگه‌ی هرمز تشدید روی می‌دهد. در نتیجه مولفه‌های نیمروزانه دونقطه *Amphidromic* یکی در شمال غرب و دیگری در جنوب شرق و مولفه‌های روزانه یک نقطه بی‌کشند در مرکز، نزدیک بحرین دارند. مولفه‌های کشندی مهم در خلیج فارس شامل مولفه‌های M_2 ، S_2 ، O_1 و K_1 هستند (*Reynolds et al., 1993*). در این مطالعه دینامیک کشندی این مولفه‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرند. تاکنون داده‌های ترازسنجی ماهواره‌ای در بیش از ۲۰ مدل جهانی کشندی مورد استفاده قرار گرفته است. نتایج نشان داده‌اند که خطای این مدل‌ها در بخش‌های ساحلی از ۲/۴ تا ۲۹۳/۲ سانتی‌متر، متغیر بوده است. به عنوان مثال خطای این مدل‌ها در فلات قاره *Patagonian* بین ۱۹/۲ تا ۹۹/۷ سانتی‌متر گزارش شده است. چنین خطایی در مدل‌های گلوبال کشندی با عوامل متعددی از جمله رزولوشن مدل‌ها در مناطق کم عمق، مورفولوژی سواحل و مهمتر از همه، خطا در محاسبه تنش بستری مرتبط دانسته شده است. تنش بستری و متناظر با آن اصطکاک بستری، از عوامل اصلی شکل‌گیری کشند در آب‌های کم عمق محسوب می‌گردد. تنش بستری نه تنها عامل اتلاف انرژی کشندی و انعکاس امواج کشندی است، بلکه نقش بسزایی را در تشکیل شکل‌های گوناگون بستر و مورفودینامیک سواحل، به ویژه تغییرات دراز مدت مورفودینامیکی ایفا می‌کند. از آنجایی که در محیط‌های کم عمق اقیانوسی نیروی کشند در ارتباط تنگاتنگ با تنش بستری قرار می‌گیرد، بنابراین هرگونه تلاش برای فهم، بازتولید و پیش‌بینی میدان کشندی مستلزم دقت مضاعف‌تری در محاسبه‌ی تنش بستری خواهد بود (*Kagan et al., 2012*). سال‌ها در مطالعات مربوط به دینامیک کشند، از قانون مربعی (متناسب با مجذور سرعت) و یا قانون خطی اصطکاک با در نظر گرفتن یک ضریب ثابت استفاده می‌گردید. اولین مقدار عددی برآورد شده برای ضریب اصطکاک بستری به *Taylor (1919)* منتسب است. مقدار عددی ۰/۰۰۲۶ که توسط تیلور برای دریای ایرلند محاسبه گردیده بود، سال‌ها در مدل‌های دوبعدی و حتی برخی از مدل‌های سه‌بعدی با این فرض که ضریب اصطکاک یک مقدار عددی ثابت هست، مورد استفاده قرار می‌گرفت. با اندازه‌گیری‌های میدانی انجام شده در بخش‌های مختلف اقیانوس‌ها *Marchuk and Kagan (1991)* چنین فرضی مورد تردید قرار گرفت. اینکه ناهمواری بستر دریا و به تبع آن ضریب اصطکاک بستری در بخش‌های مختلف اقیانوس‌ها متفاوت از یکدیگر هستند، برای اولین بار از مشاهدات میدانی *Sternberg (1968)* استنباط گردید. به این ترتیب که وی اجزاء ناهمواری بستری را بر اساس اندازه‌گیری‌های انجام

هیدرودینامیکی نیمه هموار باشد تا ناهموار. به نظر می‌رسد این مسأله مستلزم در نظر گرفتن نگرش‌های هیدرودینامیکی متفاوتی متناسب با نوع بستر اقیانوسی باشد. (Adridge and Davies (1993) و Davies and Lawrence (1995) به بررسی کمی نقش تغییرات مکانی ناهمواری بستر دریا در بررسی دینامیک کشند در دریای ایرلند شرقی پرداختند. نتایج تحقیقات آن‌ها نشان داد که تغییرات ضریب اصطکاک نقش قابل توجهی را در شکل‌گیری گردش‌های کشندی و بادرانده ایفا نمی‌کند. کاگان و همکاران با استفاده از قوانین اصطکاک متفاوت‌تری موضوع طرح شده را در حوضه‌ی اروپای شمالی مورد قرار دادند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که به جز در مناطق کم عمق دریای بارتنس و نواحی محدودی در مناطق کم عمق ساحلی جنوبی دریای بارتنس تأثیر ناهمواری فضایی بستر دریا در دینامیک کشند، از خطای میانگین مطلق برداری مدل فراتر نمی‌رود. و این مسأله، استفاده از یک ضریب ثابت برای اصطکاک بستری را مطابق آنچه تیلور پیش‌نهاد داده بود در حوضه‌های کم عمق اقیانوسی مورد تأیید قرار می‌دهد. با این وجود آنان برای بررسی‌های مربوط به انرژی کشند، ضرورت در نظر گرفتن تغییرات مکانی ضریب اصطکاک بستری را مورد تأکید قرار دادند. با توجه به مطالب یاد شده سوال اصلی در این پژوهش بدین شکل قابل طرح می‌باشد: آیا اعمال تغییرات ضریب اصطکاک بستری متناسب با تغییرات مکانی ناهمواری بستر دریا تأثیر قابل توجهی در محاسبات مربوط به دینامیک کشند در خلیج فارس دارد یا نه؟ و اگر پاسخ مثبت است، این تغییرات از چه مرتبه‌ای هستند؟ بنابراین هدف اصلی این پژوهش به دنبال کمی‌سازی تأثیر تغییرات مکانی ناهمواری بستری دریا بر دینامیک کشند در خلیج فارس خواهد بود. مواد و روش‌ها برای نیل به هدف پژوهش در این مطالعه یک روش هیدرودینامیکی موسوم به روش Kagan برای محاسبه‌ی ضریب اصطکاک بستری مورد استفاده قرار گرفت. این روش در مطالعات Kagan (2003 and 2005)

ترتیب برای حوضه‌های آزمایشگاهی، دریای سفید و حوضه‌ی اروپای شمالی مورد استفاده قرار گرفته است. روش کاگان محدودیت‌های ذکر شده برای راهکارهای نیمه‌تجربی، روش هیدرولیکی و روش مبتنی بر حل معادلات لایه‌ی مرزی را مرتفع نموده است. اساس روش Kagan را قوانین سه گانه متفاوت برای جریان مرزی تلاطمی بر روی سه نوع بستر هموار، نیمه هموار و ناهموار تشکیل می‌دهد که ارتباط بین سرعت در لایه‌ی مرزی بستری لگاریتمی و بخش بالای آن لایه در نظر گرفته می‌شود. با استفاده از این روش نیازی به اعمال نمایه‌ی از پیش تعیین شده برای توزیع قائم ضریب ناروانی پیچیده‌ای نخواهد بود. علاوه بر این امکان محاسبه تغییر فاز بین تنش بستری و سرعت جریان در خارج از لایه مرزی بستری که معمولاً از آن چشم‌پوشی می‌شود نیز فراهم می‌گردد. چنانچه ارتفاع اجزاء ناهمواری بستری از ضخامت لایه‌ی ناروان کوچک‌تر باشند، بستر از نظر هیدرودینامیکی هموار فرض می‌گردد. اگر ارتفاع اجزاء ناهمواری هم اندازه با ضخامت لایه‌ی مذکور باشد، بستر نیمه هموار و چنانچه ارتفاع اجزاء ناهمواری به طور قابل ملاحظه‌ای از ضخامت لایه‌ی ناروان بستری بزرگ‌تر باشد، بستر دریا از نظر هیدرودینامیکی ناهموار در نظر گرفته می‌شود. همچنین به جای سرعت در لایه‌ی مرزی بستری، از دامنه نوسانات سرعت در لایه‌ی مرزی تلاطمی بستری استفاده می‌گردد. بدین ترتیب و بر اساس نکات ذکر شده در رابطه با راهکار هیدرودینامیکی یاد شده، روابط شماره (۱) تا (۳) برای محاسبه ضریب اصطکاک برای بستر دریا از نوع هموار، نیمه هموار و ناهموار استفاده می‌گردد. روابط شماره (۴) و (۵) نیز به ترتیب ارتباط بین اختلاف فاز بین تنش بستری و سرعت در خارج لایه‌ی مرزی بستری (ϕ_0)، همچنین زاویه چرخش سرعت در داخل لایه‌ی مرزی بستری (α_0)، را با ضریب اصطکاک بستری نشان می‌دهند.

$$\frac{1}{2} \left[A^2 + \left(B + \lg 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{f_w}} \right)^2 - C^2} \right)^2 \right]^{1/2} = \frac{1}{2} (\lg 2^{-5/2} \kappa + 0.20) - \lg \frac{1}{4\sqrt{f_w}} - \lg \left(1 + \frac{f}{\sigma} \right)^{1/2} + \lg \sqrt{\text{Re}^r} \quad (1)$$

$$\left[A^2 + \left(B + \log 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{2c_D}} \right)^2 - C^2} \right)^2 \right]^{1/2} = \log 2^{-5/2} \kappa - \log \frac{1}{4\sqrt{2c_D}} - \log(1 + f/\sigma) - \log \left(\frac{1}{\text{Ro}^r} + \frac{0.63}{4\sqrt{2c_D}} \text{Re}^{-1} \right) \quad (2)$$

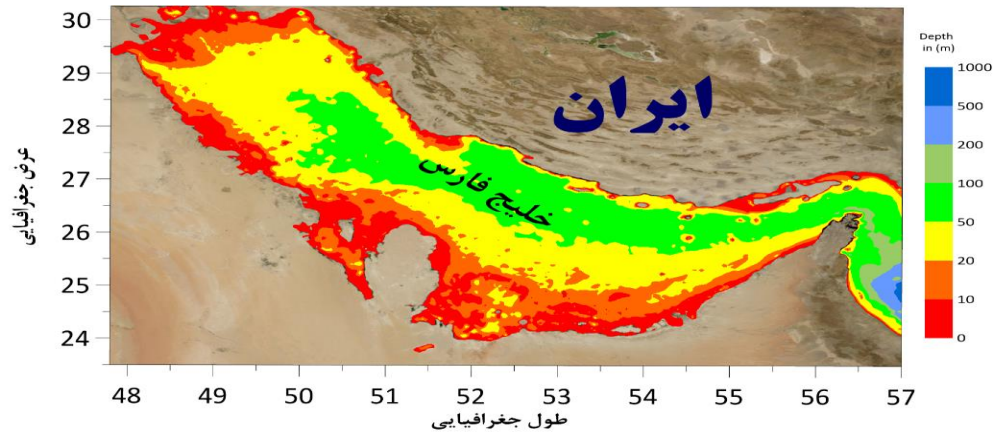
$$\left[A^2 + \left(B + \lg 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{f_w}} \right)^2 - C^2} \right)^2 \right]^{1/2} = \lg 2^{-5/2} \kappa - \lg \frac{1}{4\sqrt{f_w}} - \lg \left(1 + \frac{f}{\sigma} \right) + \lg \text{Ro}^r \quad (3)$$

$$\phi_0 = \arctg \left(A / \left(B + \lg 2^{-5/2} \kappa + \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{c_D}} \right)^2 - C^2} \right) \right) \quad (4)$$

$$\alpha_0 = \arctg \left(C / \sqrt{\left(\frac{2^{5/2} \kappa / 2.3}{4\sqrt{c_D}} \right)^2 - C^2} \right) \quad (5)$$

از بانک اطلاعاتی GEBCO با تفکیک ۱۵ ثانیه دریافت و مورد استفاده قرار گرفت. جهت بالا بردن دقت مدل در مناطق ساحلی، نقشه‌های هیدروگرافی با مقیاس 1/25000 و 1/100000 از سازمان نقشه‌برداری کشور تهیه و سپس توسط نرم‌افزار Arc-GIS رقومی گردید. سپس، شبکه محاسباتی نامنظم با المان‌های مثلثی نیز با استفاده از نرم‌افزار منبع باز EMC تولید گردید (شکل ۱).

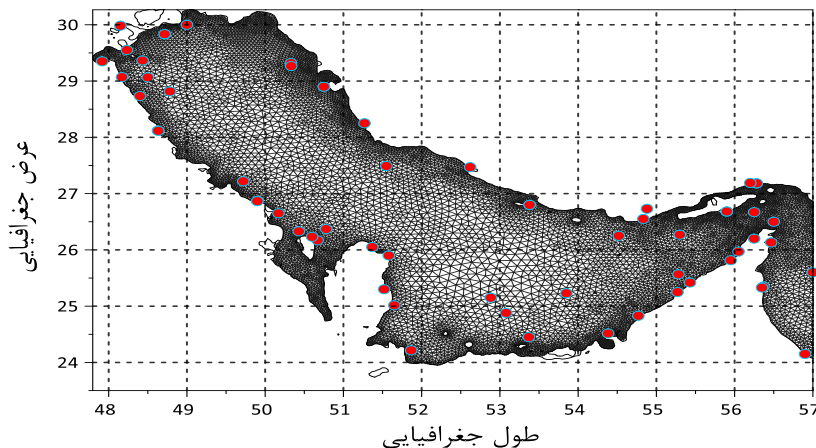
که در این روابط C_D ، ضریب اصطکاک بستری؛ K ، ثابت فون کارمن؛ ϕ_0 ، شیف‌فاز بین تنش بستری و سرعت جریان در خارج از لایه مرزی بستری؛ α_0 زاویه چرخش سرعت جریان در لایه مرزی بستری؛ و ضرایب A، B، و C ضرایب تناسب به ترتیب برابر ۰/۹۲، ۱/۳۳ و ۲/۱۹ می‌باشند که از طریق اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی به دست آمده‌اند (Kagan, 2005). برای آماده‌سازی فایل‌های ورودی برای اجرای مدل، اطلاعات ژرفاسنجی مربوط به خلیج فارس



شکل ۱- خطوط هم عمق در خلیج فارس

راستای قائم به منظور بررسی دقیق‌تر سرعت جریان در لایه‌ی مرزی بستری محیط مورد مطالعه به ۴۱ لایه تقسیم شده است. به این ترتیب، نوسانات سرعت در لایه مرزی بستری در اثر اصطکاک به راحتی قابل محاسبه است. با استفاده از شرط پایداری روش‌های عددی مورد استفاده در مدل، همچنین ساختار شبکه محاسباتی، گام زمانی مورد استفاده در این مطالعه، ۴ ثانیه محاسبه و مورد استفاده قرار گرفت.

به منظور تهیه شبکه محاسباتی مدل از مجموعه نرم‌افزاری EMC استفاده شد (شکل ۲). شبکه مورد نیاز بسته به دقت مورد نیاز و اهمیت پدیده‌های مختلف در بخش‌های مختلف مدل، از المان‌های ریز یا درشت و به شکل منظم و یا نامنظم شبکه بندی می‌شود. شبکه محاسباتی تولید شده در این مطالعه شامل ۱۴۸۶۴ گره با فواصل متفاوت و ۲۹۳۶۸ جزء مثلثی می‌باشد. فاصله بین نقاط از ۱۴۰ متر در نزدیک سواحل تا ۲/۵ کیلومتر در مناطق دور از ساحل متغیر است. در



شکل ۲- شبکه محاسباتی منطقه مورد مطالعه تهیه شده با نرم‌افزار EMC

استفاده گردید. مدل QUODDY-4 یک مدل غیر خطی سه بعدی اجزاء متناهی است که برای مطالعات مربوط به گردش آب‌های اقیانوسی در دانشگاه Dartmouth آمریکا توسط Lynch and Werner (1991) طراحی و بعدها توسط Lynch et al (1996)

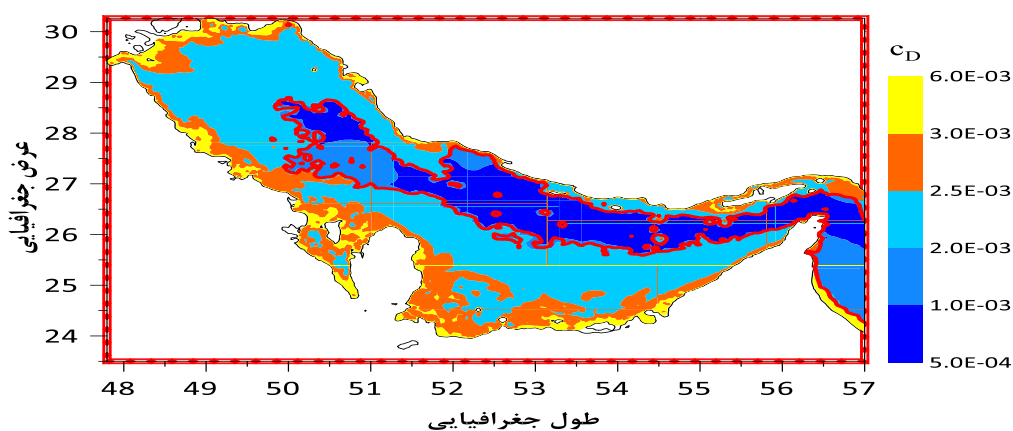
در این تحقیق برای بررسی تاثیر توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری بر دینامیک مولفه های O_1 ، K_1 ، S_2 ، M_2 و O_1 کسندی در خلیج فارس از نسخه‌ی تصحیح شده‌ی مدل سه‌بعدی هیدروستاتیکی اجزاء متناهی QUODDY-5، با قابلیت دسترسی آزاد به ساختار کد مدل می‌باشد،

لازم است تا زمان Warm up مدل مشخص شده و نتایج مدل پس از این زمان مورد استفاده قرار گیرند. بررسی نتایج مدل حاکی از آن بود که با گذشت حدود ۶ چرخه ی کشندی، روند افزایشی انرژی در کل محیط به میزان کمتر از ۵ درصد تقلیل پیدا کرده و متناسب با فرکانس کشندی موجود، شکل نوسانی به خود می گیرد. چنانچه در بخش مقدمه و کلیات نیز اشاره گردید؛ هدف از این پژوهش بررسی تاثیر تغییرات مکانی ناهمواری بستر دریا و به طبع آن تغییرات مکانی ضریب اصطکاک بستری بر دینامیک کشند در خلیج فارس می باشد. در این راستا لازم است تا توزیع مکانی ضریب اصطکاک بستری با استفاده از راهکار دینامیکی ذکر شده در بخش پیشین محاسبه گردد. نتایج این محاسبه در شکل ۳ نشان داده شده است. همان گونه که از شکل (۳) مشهود است تمامی نقاطی که داخل خط هم عمق ۵۰ متر، حائل بین دو نوع بستر نیمه هموار و ناهموار قرار دارند (مناطق قرمز و زرد رنگ)، دارای ضریب اصطکاک کمتر از مقدار ۰/۰۰۲ و حتی کمتر از آن ۰/۰۰۲ هستند. علاوه بر آن بیشتر مناطق دارای عمق کمتر از ۵۰ متر نیز که در محاسبه ضریب اصطکاک بستری، بستر ناهموار تلقی می گردند، دارای مقدار ضریب اصطکاک کمتر از ۰/۰۰۳ می باشند. بر اساس محاسبات انجام گرفته برای ضریب اصطکاک، چنانچه از شکل (۳) نیز پیداست، تنها منطقه ی باریکی در مجاورت خطوط ساحلی دارای ضریب اصطکاک برابر با ۰/۰۰۳ و بالاتر می باشند. مقادیر محاسبه شده برای ضریب اصطکاک، مطابق با شکل ۳ برای بازتولید دینامیک کشند در این مطالعه و در شبیه سازی دوم مورد استفاده قرار گرفت.

تکمیل گردید. برنامه ی مدل به صورت رایگان در اینترنت^۱ قابل دسترس است. این مدل با بهره گیری از مش نامنظم مثلثی در راستای افقی و مش منظم در راستای قائم، همچنین با دارا بودن مدول های هارمونیک غیر خطی قابلیت بالایی در بررسی جریان های آشفته اقیانوسی دارد. در ادامه به معرفی مدل، معادلات مدل و روش های حل عددی آن ها پرداخته می شود. در این مدل برای حل معادلات از روش باقیمانده وزنی گالرکین استفاده می گردد. همچنین برای حل معادلات مدل از تقریب های بوسنیسک و هیدروستاتیک استفاده می شود. در این مدل از طرحواره بستر تالاسمی برای نشان دادن اختلاط قائم تکانه، گرما و جرم استفاده می شود. به منظور اجرای مدل ابتدا لازم است که شرایط مرزی شامل دامنه و فاز کشندی در مرزهای باز و مدل اعمال گردد. مرز باز در این مطالعه مرز بین منطقه مورد مطالعه با اقیانوس هند می باشد. از آنجا که در این مرزها با کمبود و یا فقدان ایستگاه های اندازه گیری تراز سطح آب و جزر و مد سنج وجود دارد، بنابراین نوسانات تراز کشندی در مرزهای باز از مدل کشندی^۲ TMD استخراج گردید. این بانک اطلاعاتی قابلیت استخراج ثوابت هارمونیک کشند یا پیش بینی های کشندی به طور جهانی یا منطقه ای خاص را دارد و مبتنی بر داده های ترازسنجی ماهواره تاپیکس/پوزیدون تهیه شده است. برای منطقه خلیج فارس این مدل با استفاده از داده های اندازه گیری شده جزرومدسنج در سه منطقه صحت سنجی شده است.

۲- نتایج

با توجه به اینکه اجرای مدل از حالت سکون آغازی شروع می گردد،



شکل ۳ - توزیع مکانی ضریب اصطکاک محاسبه شده در خلیج فارس. خط ضخیم قرمز نمایان گر خط هم عمق ۵۰ متر می باشد.

مورد مطالعه، هنگامی که ضریب اصطکاک بستری مورد محاسبه قرار می گیرد، به نسبت حالتی که ضریب اصطکاک به عنوان یک مقدار ثابت به مدل اعمال می گردد، توافق بهتری بین نتایج مدل و داده های مشاهداتی برقرار است.

به منظور نیل به اهداف تحقیق در ادامه دو شبیه سازی مختلف بازتولید دینامیک کشند در خلیج فارس انجام گردید. در شبیه سازی نخست مقدار ضریب اصطکاک بستری ثابت (برابر با ۰/۰۰۳) و مطابق با مقدار پیش فرض مدل های عددی به مدل اعمال گردید. در شبیه سازی دوم، برای بازتولید کشند در خلیج فارس شامل مولفه های چهارگانه M2، S2، K1 و O1 از مقادیر متغیر ضریب اصطکاک محاسبه شده (مطابق با شکل ۳) استفاده گردید. در هر دو حالت، نتایج به دست آمده با داده های ترازسنجی ایستگاه های اندازه گیری مقایسه گردید. همان گونه که از جدول (۱) پیداست، بازسازی دینامیک کشند در منطقه ی

² Tidal Model Driver

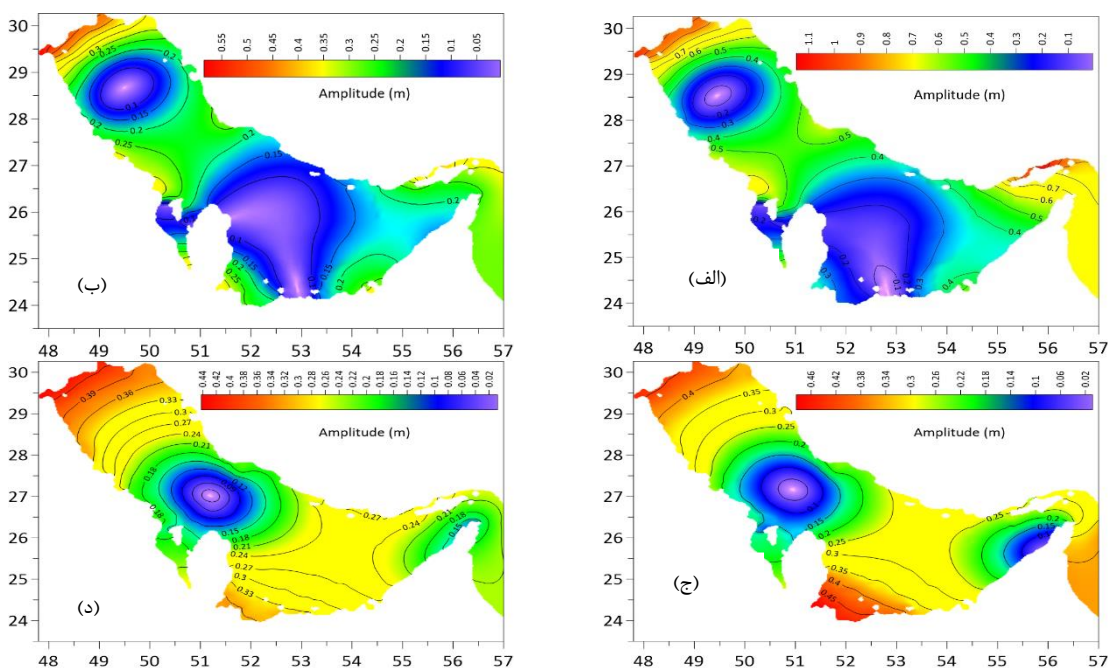
¹ <http://www-nml.dartmouth.edu/Software/quoddy>

جدول ۱- مقایسه نتایج مدل با مشاهدات میدانی به ازای مقادیر ثابت و متغیر اصطکاک بستری

شاخص پراکندگی	ضریب همبستگی	میانگین خطای نسبی دامنه (درصد)	میانگین خطای مطلق دامنه (cm)	میانگین خطای نسبی برداری (درصد)	میانگین خطای مطلق برداری (cm)	ضریب اصطکاک
۰/۳۴	۰/۷۸	۹/۶۴	۷/۴	۱۶/۲	۶/۹	ثابت
۰/۱۸	۰/۸۸	۴/۱۷	۳/۶	۱۲/۸	۵/۶	متغیر

و جنوب خلیج فارس بازتولید شده است. دو نقطه در مجاورت جزیره حواری و مقابل بندر Al Khobar در حوالی جزیره بحرین نیز مشاهده می‌گردد. بیشترین مقدار مربوط به دامنه‌ی این مولفه کشندی در کانال خوران و غربی‌ترین بخش شمالی خلیج فارس محاسبه شده است. برای مولفه‌ی نیمروزانه‌ی S_2 وضعیت توزیع دامنه‌ی کشندی تا حدودی مشابه با مولفه‌ی M_2 می‌باشد. دامنه‌ی کشندی مولفه‌ی S_2 در بیشترین حالت به ۵۸ سانتی متر در بخش شمال غربی و مجاورت سواحل بندر کویت مشاهده می‌گردد. این در حالی است که مقدار دامنه‌ی این مولفه در کانال خوران در حدود ۳۵ سانتی متر می‌باشد. در بخش جنوبی جزیره‌ی قشم این مقدار به ۲۴ سانتی متر رسیده و در مجاورت جزیره‌ی کیش از ۱۳ سانتی متر تجاوز نمی‌کند.

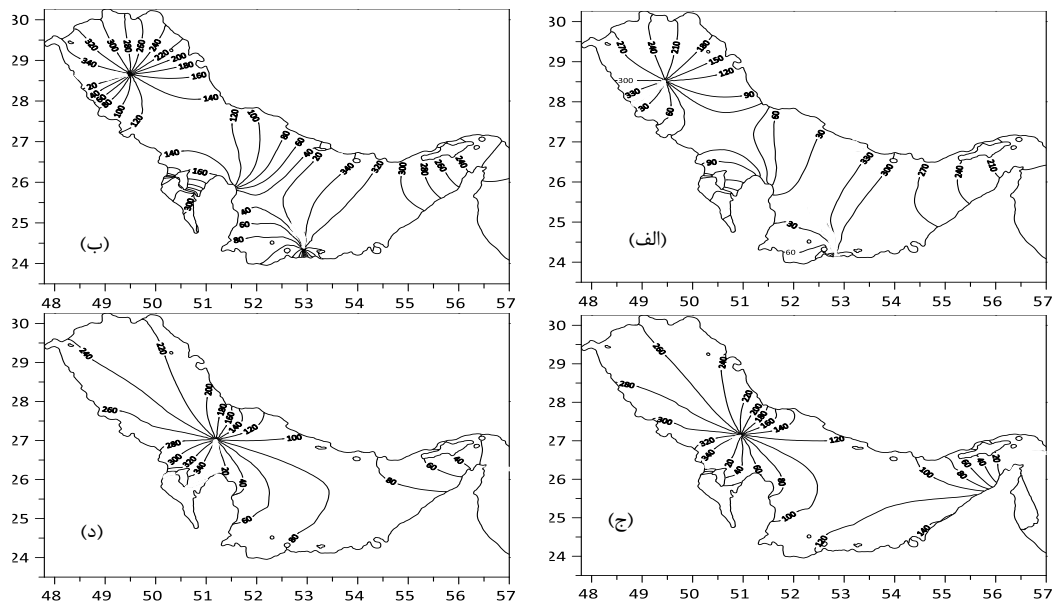
حال به پاسخ به سوال اصلی پژوهش پرداخته خواهد شد. چنانچه پیش‌تر نیز مورد اشاره قرار گرفت هدف اصلی تحقیق تعیین تأثیر کمی اعمال تغییرات ضریب اصطکاک بستری متناسب با تغییرات مکانی ناهمواری بستر دریا بر دینامیک کشند در خلیج فارس می‌باشد. در ادامه و با بررسی نتایج به دست آمده پاسخ به سوال اصلی پژوهش مورد بررسی دقیق‌تر قرار خواهد گرفت. نتایج مربوط به محاسبه‌ی دامنه، فاز و بیشینه‌ی سرعت کشندی برای مولفه‌های چهارگانه‌ی کشندی، همچنین تغییرات مطلق حاصل از اعمال ضریب متغیر نسبت به اعمال ضریب ثابت در شکل‌های ۳ تا ۸ نشان داده شده‌اند. چنانچه از شکل (۳) پیداست، دامنه کشند نیمروزانه M_2 ، در منطقه مورد مطالعه از صفر (در مناطق آمفی درومیک) تا یک متر و ۱۵ سانتی متر تغییر می‌کند. برای این نوع کشند، دو نقطه‌ی آمفی درومیک در بخش شمال غربی



شکل (۳) خطوط هم دامنه کشندی مولفه‌ی نیمروزانه‌ی M_2 (الف)، مولفه‌ی نیمروزانه‌ی S_2 (ب)، مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 (ج)، مولفه‌ی روزانه‌ی O_1 (د)، در خلیج فارس؛ بازتولید شده توسط مدل QUODDY-4 در حالتی که توزیع مکانی ضریب اصطکاک محاسبه شده است.

الشارجه، دامنه‌ی این مولفه بالغ بر ۲۰ سانتی متر برآورد شده است. در اغلب مناطق ساحلی استان هرمزگان دامنه‌ی مولفه‌ی O_1 بین ۲۵ تا ۲۸ سانتی متر محاسبه شده است. خطوط هم‌مقدار مربوط به فاز مولفه‌های کشندی ذکر شده نیز در شکل شماره ۴ نمایش داده شده است. الگوی کلی خطوط مربوط به دامنه‌ی مولفه‌های چهارگانه نمایش داده شده با مطالعات Reynolds (1993) تطابق دارد. تفاوت جزئی در الگوها مربوط به بخش جنوبی خلیج فارس می‌باشد که در این مناطق، نتایج Reynolds دارای روزولوشن مناسبی برای مقایسه‌ی دقیق‌تر نمی‌باشد.

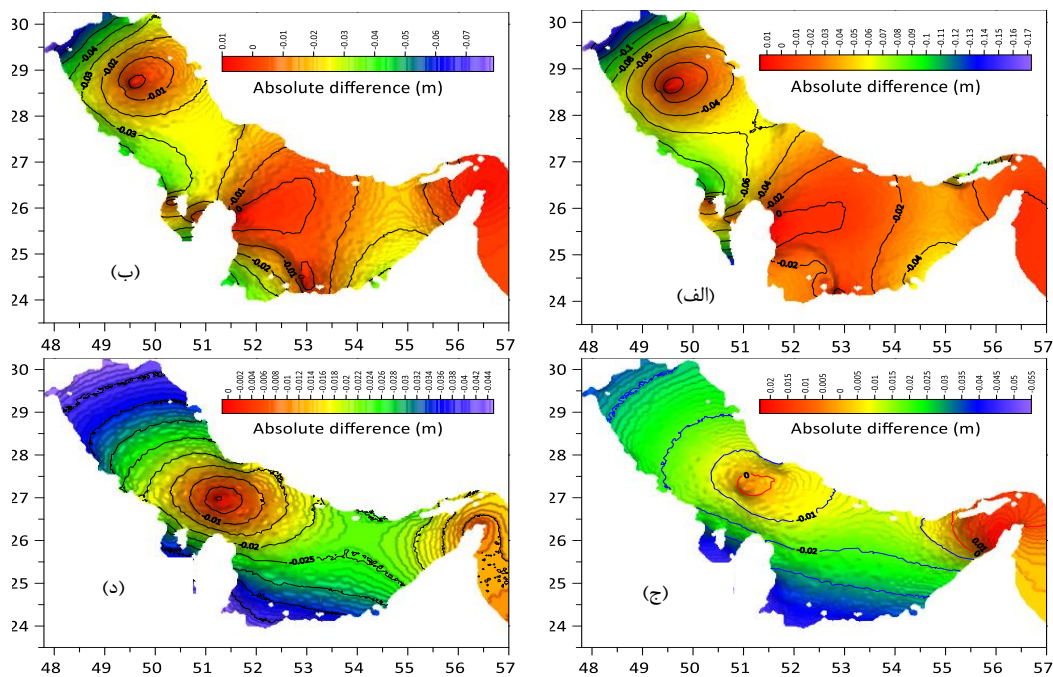
دامنه‌ی مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 در بیشترین حالت به ۴۸ سانتی متر در حوالی بندر کویت و خور Duweihin در بخش جنوب شرقی کشور قطر می‌رسد. برای این مولفه نیز یک نقطه‌ی آمفی درومیک در مرکز خلیج فارس و یک نقطه‌ی آمفی درومیک دیگر در مجاورت بندر الشارجه مشاهده می‌گردد. مقدار دامنه‌ی این مولفه در کانال خوران به ۲۸ سانتی متر و در حوالی بندر ماهشهر به ۳۶ سانتی متر می‌رسد. در مورد مولفه‌ی روزانه‌ی O_1 ، وضعیت کلی نسبت به مولفه‌ی K_1 متفاوت‌تر است. بطوری که مقدار بیشینه‌ی دامنه‌ی مولفه‌ی O_1 تنها در بخش شمال غربی خلیج فارس به ۴۴ سانتی متر می‌رسد. در مجاورت بندر



شکل (۴) خطوط هم فاز کشندی مولفه‌ی نیمروزانه‌ی M_2 (الف)، مولفه‌ی نیمروزانه‌ی S_2 (ب)، مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 (ج)، مولفه‌ی روزانه‌ی O_1 (د)، در خلیج فارس؛ باز تولید شده توسط مدل QUODDY-4 در حالتی که توزیع مکانی ضریب اصطکاک محاسبه شده است.

گرفتن یک مقدار ثابت برای این ضریب، می‌تواند مورد توجه ویژه‌تری قرار بگیرد. با نگاهی دیگر بر شکل (۵) چنین نتیجه می‌گردد که میزان تغییر برآورد دامنه‌ی مولفه‌ی S_2 به دلیل اعمال توزیع مکانی ضریب اصطکاک نیز بین $+1$ سانتی متر تا -7 سانتی متر می‌باشد. بیشترین تغییر در این خصوص مربوط به بخش شمال غربی خلیج فارس و در مجاورت بحرین و در بخش مقابل *Abu Samra* و *Salwa* می‌باشد. در بخش شرقی کانال خوران این تغییر ناچیز بوده ولی در بخش غربی کانال به 3 سانتی متر می‌رسد. اغلب آب‌های ساحلی کشورهای عربستان و قطر دارای تغییری بین 4 تا 5 سانتی متر برای برآورد دامنه‌ی مولفه S_2 هستند. وضعیت در مورد مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 اندکی متفاوت تر از دو مولفه‌ی نیمروزانه می‌باشد. بازه‌ی تغییرات برآورد دامنه‌ی این مولفه بین -5 تا $+2$ سانتی متر بوده و کمترین تغییر آن مربوط به بخش مرکزی خلیج فارس و در مجاورت نقطه‌ی آمفی درومیک می‌باشد. در مقابل، بیشترین تغییرات متناظر در بخش جنوبی خلیج فارس و در امتداد خطوط ساحلی از امارات تا قطر، همچنین باریکه‌ی محصور در بخش پایینی کشور بحرین مشاهده می‌گردد. عمده‌ی تغییرات محاسبه‌ی دامنه‌ی این مولفه در بخش آبهای ایران بین -2 تا 0 سانتی متر، و به ویژه در محدوده‌ی کانال خوران از شرق به غرب بین $+2$ تا $-1/5$ سانتی متر می‌باشد. شکل $5-d$ تغییرات محاسبه‌ی دامنه‌ی مولفه‌ی O_1 بر اثر اعمال توزیع مکانی ضریب اصطکاک نسبت به اعمال ضریب اصطکاک ثابت را نشان می‌دهد. این تغییرات در بازه‌ی $4/5-$ تا 0 سانتی متر بوده و بیشترین تغییر مربوطه به میزان -3 تا -4 سانتی متر در بخش وسیعی از شمال غربی، قسمت عمده‌ی بخش جنوبی خلیج فارس و نواره‌ی محصور در پایین بحرین می‌باشد. مشابه با مولفه‌های دیگر، کمترین تغییر برای این مولف نیز در مجاورت نقطه آمفی درومیک مشاهده می‌گردد. مهمترین تغییر مربوط به آب های ایران نیز از بندر گناوه تا بندر امام خمینی و به مقدار -3 تا -4 سانتی متر می‌باشد.

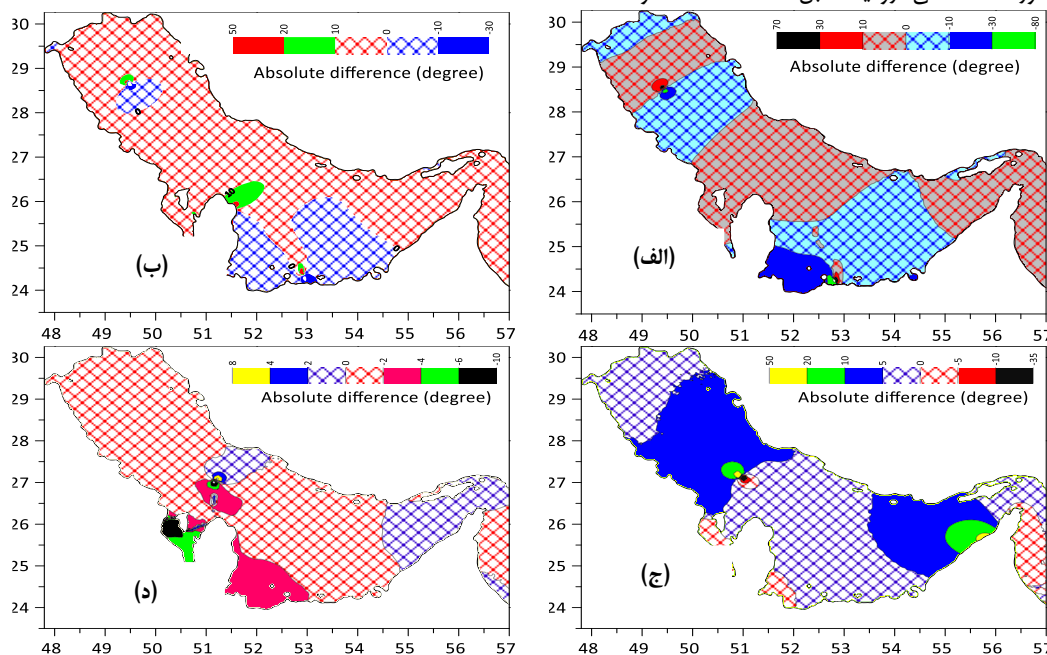
چنانچه در بخش پیشین ذکر گردید و در توضیحات شکل های (۳) و (۴) نیز بیان شده است، این نتایج مربوط به حالتی است که توزیع مکانی ضریب اصطکاک با استفاده از راهکار هیدرودینامیکی مورد محاسبه قرار گرفته و در شبیه سازی مربوط به بازتولید دینامیک کشند مورد استفاده قرار گرفته است. حال این سوال پیش می‌آید که چنانچه به جای توزیع مکانی ضریب اصطکاک از یک مقدار ثابت در کل حوضه‌ی خلیج فارس استفاده می‌گردید، نتایج چه تفاوتی با الگوی ارائه شده در شکل (۳) و (۴) داشتند. پاسخ به این سوال در شکل شماره (۵) نمایش داده شده است. چنانچه از شکل (۵) پیداست تغییرات ایجاد شده در حالتی که توزیع مکانی ضریب اصطکاک به مدل اعمال شده است، نسبت به حالتی که این ضریب در سراسر محیط ثابت در نظر گرفته شده است دارای تغییراتی از 1 تا 17 سانتی متر در محیط می‌باشد. بدین معنی که وقتی ضریب اصطکاک متغیر مورد استفاده قرار گرفته است، در بخش شمال غربی خلیج فارس، دامنه‌ی مولفه‌ی M_2 بین 13 تا 17 سانتی متر کمتر برآورد شده است. بر اساس مقایسه محدود بین نتایج مدل در حالت ضریب متغیر با داده های ایستگاه های ترازسنجی واقع در بخش شمال غربی خلیج فارس نیز، تطابق بهتری حاصل می‌گردد. کمترین تغییر در اختلاف برآورد دامنه‌ی کشندی مولفه‌ی M_2 در حوالی نقاط آمفی درومیک مشاهده می‌گردد. در حد فاصل بین نقاط آمفی درومیک این اختلاف به 5 تا 6 سانتی متر نیز می‌رسد. در محدوده‌ی کانال خوران، اختلاف مقدار محاسبه شده برای دامنه‌ی کشندی مولفه‌ی M_2 در بخش های ورودی و خروجی این کانال در محدوده‌ی 10 تا 12 و در مرکز کانال 7 تا 9 سانتی متر قرار می‌گیرد. از آنجایی که کانال خوران (کانال قشم) یکی از مناطق دارای پتانسیل بالا برای استحصال انرژی کشندی قلمداد می‌گردد و در مطالعات متعددی نظیر *Yari and Shahrabaf, Ghasemizade et al. (2009)* و *Hamrang (2019)* نیز مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته است، تغییرات برآورد دامنه‌ی مولفه‌ی M_2 در کنار سه مولفه‌ی دیگر، به دلیل اعمال تغییر مکانی ضریب اصطکاک یا در نظر



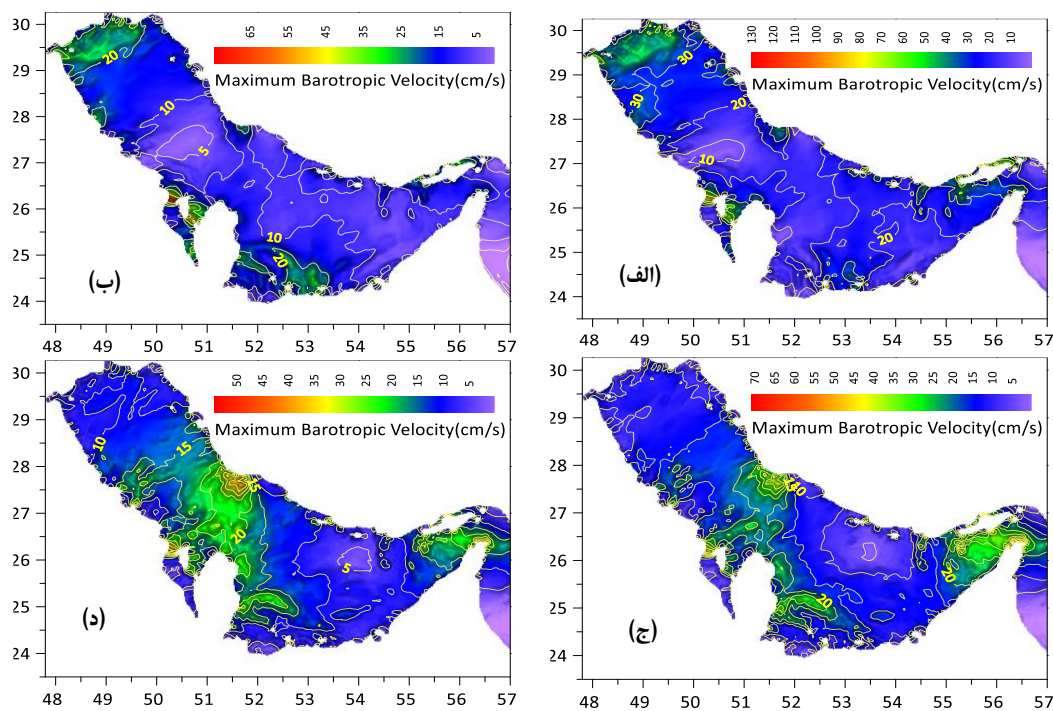
شکل (۵) خطوط هم مقدار تغییرات دامنه‌ی کشندی مولفه‌ی نیمروزانه‌ی M_2 (الف)، مولفه‌ی نیمروزانه‌ی S_2 (ب)، مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 (ج)، مولفه‌ی روزانه‌ی O_1 (د)، در حالتی که توزیع مکانی ضریب اصطکاک محاسبه شده نسبت به حالتی که ضریب اصطکاک ثابت در نظر گرفته شده است.

بر آن تغییر ۳۰ درجه‌ای برای مولفه‌ی M_2 در بخش جنوبی خلیج فارس و در مجاورت کشور امارات متحده‌ی عربی قابل توجه می‌باشد. عمده‌ی تغییرات را می‌توان با کاهش ضریب اصطکاک در محیط مرتبط دانست. در این حالت موج کشندی با سرعت نسبی بیشتری در محیط پیشروی می‌کند و متناسب با آن فاز مربوط به موج نیز کاهش پیدا می‌کند.

تغییرات مربوط به محاسبه فاز کشندی مولفه‌های چهارگانه M_2 ، S_2 ، K_1 و O_1 در حالتی که ضریب اصطکاک به طور متغیر به مدل اعمال می‌گردد در شکل شماره ۶ نمایش داده شده است. چنانچه از شکل پیداست، برخلاف دامنه‌ی مولفه‌های کشندی، تغییرات مربوط به فاز کشندی برای هر کدام از این مولفه‌ها به ندرت از -10 تا $+10$ درجه تغییر می‌کند. برخلاف دامنه‌ی کشندی، بیشترین تغییرات مربوط به فاز کشندی در مجاورت نقاط آمفی درومیک قابل مشاهده است. علاوه



شکل (۶) خطوط هم مقدار تغییرات فاز کشندی مولفه‌ی نیمروزانه‌ی M_2 (الف)، مولفه‌ی نیمروزانه‌ی S_2 (ب)، مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 (ج)، مولفه‌ی روزانه‌ی O_1 (د)، در حالتی که توزیع مکانی ضریب اصطکاک محاسبه شده نسبت به حالتی که ضریب اصطکاک ثابت در نظر گرفته شده است.



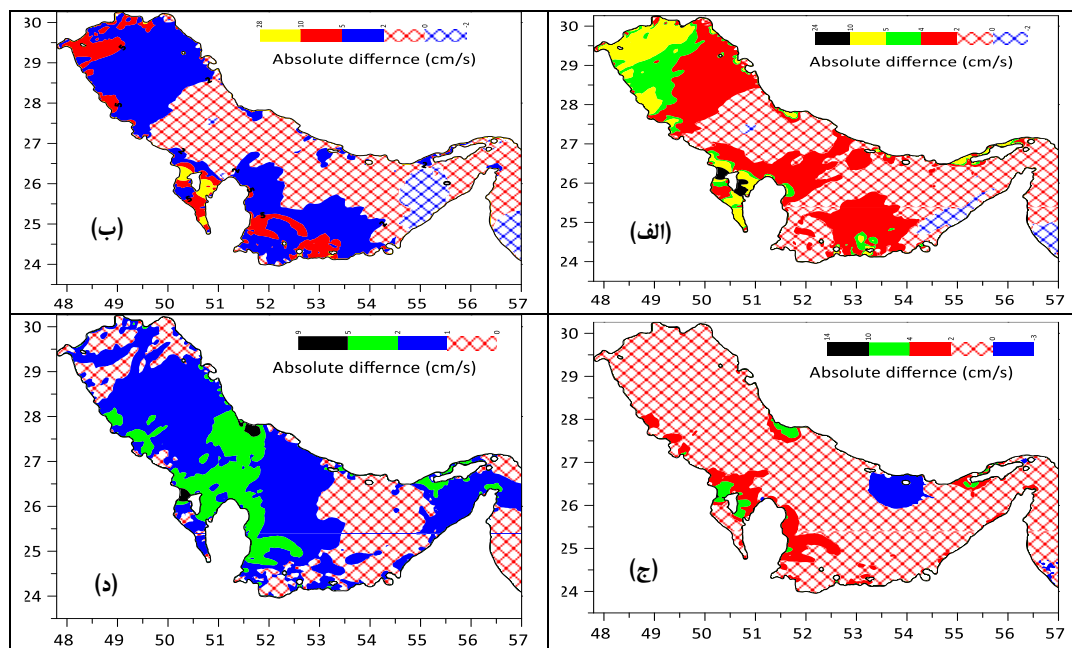
شکل (۷) خطوط هم مقدار بیشینه‌ی سرعت باروتروپیک کشندی مولفه‌ی نیمروزانه‌ی M_2 (الف)، مولفه‌ی نیمروزانه‌ی S_2 (ب)، مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 (ج)، مولفه‌ی روزانه‌ی O_1 (د)، در خلیج فارس؛ باز تولید شده توسط مدل QUODDY-4 در حالتی که توزیع مکانی ضریب اصطکاک محاسبه شده است.

بیشینه‌ی سرعت کشندی در مجاورت نقاط آمفی درومیک نیز کمتر می‌باشد. این مساله با مطالعات Kagan and Romanenkov (2006) و Kagan and Timofeev (2005) در دریای سفید همخوانی دارد. در شکل ۷-ب، مقادیر بیشینه‌ی سرعت کشندی مربوط به مولفه‌ی S_2 نشان داده شده است. این فراسنج از ۰/۱۵ تا ۷۰ سانتی متر بر ثانیه تغییر می‌کند. مناطقی که بیشترین مقدار بیشینه‌ی سرعت کشندی در آن‌ها مشاهده می‌گردد تقریباً مشابه با مولفه‌ی نیمروزانه‌ی M_2 می‌باشد. با این تفاوت که مقادیر تقریباً بالایی برابر با ۲۵ تا ۳۰ سانتی متر بر ثانیه در بخش جنوبی خلیج فارس برای این فراسنج مشاهده می‌گردد. در مورد بیشینه‌ی سرعت کشندی برای مولفه‌ی K_1 وضعیت چنانچه در شکل ۷-ج ملاحظه می‌گردد، کاملاً متفاوت است. مقادیر نسبتاً بالای این فراسنج در قسمت غربی هرمز به وضوح مشهود است. وضعیت در حوالی نقطه‌ی آمفی درومیک مولفه‌ی K_1 نیز به همین ترتیب است. در مقابل بندر کنگان نیز منطقه‌ی وسیعی با بیشینه‌ی سرعت کشندی ۳۰ سانتی متر مربع ملاحظه می‌گردد. در کانال بین بحرین و عربستان، مقادیر بالای ۵۰ سانتی متر بر ثانیه برای این سرعت دیده می‌شود. همچنین در بخش میانی کانال خوران نیز بیشینه‌ی سرعت کشندی این مولفه به ۴۵ سانتی متر بر ثانیه می‌رسد. بیشترین مقدار مربوط به بیشینه‌ی سرعت کشندی برای این مولفه در بخش جنوبی تنگه‌ی هرمز و برابر با ۷۰ سانتی متر بر ثانیه محاسبه شده است. همان گونه که در شکل ۷-د نیز مشاهده می‌شود، مقدار بیشینه‌ی سرعت کشندی در خلیج فارس از حدود ۰/۵ تا ۵۸ سانتی متر بر ثانیه برای مولفه‌ی O_1 تغییر می‌کند. توزیع مکانی مقادیر این فراسنج تقریباً مشابه با مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 می‌باشد. مشابه با مولفه‌ی K_1 .

از مهمترین ابزارهای بررسی جریانهای کشندی در هر منطقه، بیضی‌های کشندی هستند. این بیضی‌ها متناسب با تغییرات سرعت و جهت جریان کشندی در هر منطقه‌ی خاص ترسیم می‌گردند. محور بزرگ هر بیضی کشندی، بیشینه‌ی سرعت کشندی در هر چرخه‌ی کشندی می‌باشد. به همین ترتیب محور کوچک آن، کمینه‌ی سرعت کشندی در همان چرخه خواهد بود. چنانچه اختلاف بین مقدار محور بزرگ و کوچک، کمتر باشد، به اصطلاح بیضی دایره‌وار تر خواهد شد. بدین مفهوم که جریان کشندی در هر چرخه کشندی در ساعات مختلف دارای جهت متفاوتی می‌باشد (چرخشی). چنانچه اختلاف بین مقادیر دو محور زیاد تر باشد، بدین معنی که کمینه‌ی سرعت کشندی در چرخه، کوچک‌تر باشد (مانند کانال‌ها و خورها و ...) جریان‌های کشندی عمدتاً به صورت رفت و برگشتی می‌باشند و بیضی‌های کشندی کشیده‌تری برای آن مناطق ترسیم می‌گردد. در شکل‌های شماره ۷ و ۸، بیشینه‌ی سرعت کشندی برای مناطق مختلف خلیج فارس (برای ۴ مولفه اصلی) در حالتی که ضریب اصطکاک متغیر در نظر گرفته شده است و تغییرات آن نسبت به حالتی که ضریب اصطکاک ثابت در نظر گرفته شده است، نمایش داده شده‌اند. چنانچه در شکل ۷-الف مشاهده می‌گردد، بیشینه‌ی سرعت کشندی مولفه‌ی M_2 از مقدار ۰/۲ تا ۱۳۰ سانتی متر بر ثانیه در مناطق مختلف، متغیر است. چنانچه انتظار می‌رود، مقادیر بالای بیشینه‌ی سرعت کشندی برای این مولفه در کانال‌ها و باریکه‌های آبی مانند کانال خوران، کانال مقابل Um Al Nassan در کشور بحرین، کانال حائل بین بحرین و امارات، کانال بین بندر آفتاب و جزیره‌ی کیش، همچنین در منتهی الیه بخش شمال غربی خلیج فارس و روبروی آبریز اروندرود محاسبه شده است. به طور نسبی،

این اختلاف محدودتر می‌گردد. با این وجود اختلاف ۲ تا ۵ و ۵ تا ۱۰ سانتی متر بر ثانیه‌ای این فراسنج در کانال خوران و اختلاف ۱۰ تا ۲۸ سانتی متر بر ثانیه‌ای آن در بخش‌های قابل توجهی از جنوب خلیج فارس جالب توجه می‌باشد. در حالی که شمال غربی خلیج فارس نیز دارای اختلاف مقدار معنی داری در محاسبه‌ی سرعت بیشینه‌ی کشندی برای مولفه‌ی S_2 نسبت به حالتی که اصطکاک ثابت در نظر گرفته می‌شود هستند. برای مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 اختلاف مقادیر محاسبه شده برای بیشینه‌ی سرعت کشندی، به استثناء منطقه‌ی ای در مجاورت بندرکنگان و اطراف جزیره‌ی بحرین نسبتاً زیاد نیست و بین ۳- تا ۳+ سانتی متر بر ثانیه در تغییر است. وضعیت مشابهی در رابطه با مولفه‌ی O_1 نیز در شکل ۸-د ملاحظه می‌گردد.

بالاترین مقادیر این فراسنج در بخش جنوبی تنگه‌ی هرمز، کانال بینم بحرین و عربستان، همچنین در منطقه‌ی مجاور بندر کنگان و برابر با ۶۵ سانتی متر بر ثانیه محاسبه شده است. تغییرات مربوط به محاسبه‌ی بیشینه‌ی سرعت کشندی در حالت‌های اعمال ضریب متغیر و ثابت، در شکل ۸ نشان داده شده‌اند. تنها در بخش‌هایی از قسمت جنوب شرقی خلیج فارس و بخش‌های میانی تغییرات مربوط به برآورد بیشینه‌ی سرعت کشندی مولفه‌ی M_2 بین ۲- تا ۲+ سانتی متر بر ثانیه قرار می‌گیرد. در بخش شمال غربی خلیج فارس اختلاف بین دو شبیه‌سازی از ۲ سانتی متر بر ثانیه فراتر رفته و به بیش از ۱۰ سانتی متر بر ثانیه می‌رسد. این اختلاف با مقدار بالای ۱۰ سانتی متر بر ثانیه در کانال خوران، منطقه‌ی مجاور بحرین و بخش قابل توجهی از بخش جنوبی خلیج فارس قابل تأمل است (شکل ۸-الف). در خصوص مولفه‌ی S_2



شکل (۸) خطوط هم مقدار تغییرات بیشینه‌ی سرعت باروتروپیک کشندی مولفه‌ی نیمروزانه‌ی M_2 (الف)، مولفه‌ی نیمروزانه‌ی S_2 (ب)، مولفه‌ی روزانه‌ی K_1 (ج)، مولفه‌ی روزانه‌ی O_1 (د)، در حالتی که توزیع مکانی ضریب اصطکاک محاسبه شده نسبت به حالتی که ضریب اصطکاک ثابت در نظر گرفته شده است.

۳- جمع بندی

در این مطالعه به منظور بررسی تأثیر تغییرات ناهمواری بستر دریا و متناسب با آن تغییرات مکانی ضریب اصطکاک بستری بر دینامیک کشند در خلیج فارس مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور از نسخه‌ی تغییر یافته‌ی مدل هیدروستاتیک اجزاء محدود QUODDY-4 استفاده گردید. تفاوت نسخه‌ی مورد استفاده با نسخه‌ی اصلی آن در مدولی است که برای محاسبه‌ی ضریب اصطکاک بستری مبتنی بر یک راهکار هیدرودینامیکی نوشته شده و به ساختار معادلات حاکم اضافه گردید. در دو شبیه‌سازی مجزا، یک بار ضریب اصطکاک بستری ثابت و برابر با ۰/۰۳ مطابق با پیش فرض مدل عددی QUODDY-4 و برخی مدل‌های عددی دیگر برای بازتولید دینامیک کشند، شامل چهار مولفه‌ی اصلی M_2 ، S_2 ، K_1 و O_1 استفاده شد. در شبیه‌سازی دوم، ضمن محاسبه تغییرات مکانی ضریب

اصطکاک بستری، برای بازتولید دینامیک کشند در خلیج فارس از ضریب متغیر استفاده گردید. اختلاف مطلق مربوط به محاسبه‌ی دامنه، فاز و بیشینه‌ی سرعت کشندی در شبیه‌سازی دوم نسبت به شبیه‌سازی اول ترسیم و برای مناطق مختلف در خلیج فارس مورد بررسی قرار گرفت. نتایج این تحقیق نشان داد که در اغلب مناطق در خلیج فارس، اعمال ضریب متغیر اصطکاک بستری منجر به تغییرات قابل ملاحظه‌ای در محاسبه‌ی دامنه و بیشینه‌ی سرعت کشندی می‌انجامد. این درحالی است که اختلاف حاصل بین دو شبیه‌سازی برای محاسبه‌ی فاز کشندی مولفه‌های چهارگانه‌ی مورد مطالعه به اندازه‌ی دامنه و بیشینه‌ی سرعت کشندی قابل توجه نیست. از آنجایی که در مطالعات دریایی، محاسبه‌ی دقیق ارتفاع کشند در مناطق مختلف، همچنین سرعت کشندی و متناظر با آن انرژی کشندی (که متناسب با توان سوم سرعت

ضریب اصطکاک بستری در محاسبات مربوطه توسط مدل‌های عددی با دقت و استراتژی مناسب‌تری مورد توجه قرار گیرد.

کشندی محاسبه می‌گردد) بسیار حائز اهمیت می‌باشد؛ بنابراین لازم است تا اعمال تاثیر تغییرات مکانی ناهمواری بستر دریا و به طبع آن

منابع :

- Aldridge J.N., Davies A.M. 1993. A high-resolution three-dimensional hydrodynamic tidal model of the eastern Irish Sea. *Journal of Physical Oceanography*. 23: 207-224.
- Dolbow J., Belytscho T. 1999. Numerical integration of the Galerkin weak form in meshfree methods. *Computational Mechanics*. 23(3) 219-230.
- Ethan J.K., Clint D., and Joannes J.W. 2008. Time step restrictions for Runge-Kutta discontinuous Galerkin methods on triangular grids. *Journal of Computational Physics*. 227(23): 9697-9710.
- Ghasemizade H., Chegini V. Tajziehchi M., and Sadeghi A. 2009. Modeling of Hydrodynamics of Khoran Channel affected by Tidal Currents. *Proceedings of 11th MICIRAN, Iran, Kish*.
- Hamrang M. 2019. Calculation of Tidal Energy and Assessment of its Sensitivity to Bottom Friction Coefficient in Khoran Channel. M.Sc.Thesis of Physical Oceanography. Tarbiat Modares University.
- He Y., Lu X., Qiu Z., and Zhao J. 2004. Shallow water tidal constituents in the Bohai Sea and the Yellow Sea from a numerical adjoint model with TOPEX/Poseidon altimeter data. *Continental Shelf Research*. 24: 1521-1529.
- Heathershaw A.D. 1976. Measurements of turbulence in the Irish Sea benthic boundary layer. In: Mc Cave I.N. (Ed.). *The Benthic Boundary Layer*. Plenum Press, New York and London, 11-31.
- Heemink A.W., Mouthaan E.E.A., Roest M.R.T., Vollebregt E.A.H., Robaczewska K.B., and Verlaan M. 2002. Inverse 3D shallow water flow modelling of the continental shelf. *Continental Shelf Research*. 22: 465-484.
- Ip J.T.C., Lynch D.R. 2005. QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements: Nonlinear prognostic time-stepping model. Thayer School of Engineering, Dartmouth College. Hanover. New Hampshire, Report Number NML 95-1.
- Iranian Ports and Maritime Organization. 2011. Project of Simulation of Tidal Currents in the Persian Gulf and Oman Gulf, Hormozgan state coastal Waters.
- Jonsson I.G. 1980. A new approach to oscillatory rough turbulent boundary layers. *Ocean Engineering*. 7: 109-152.
- Kagan B.A. 2003. On the resistance law for an oscillatory, rotating, rough turbulent flow. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 39: 754-757.
- Kagan B.A. 2005. On the resistance law for an oscillatory rotating turbulent bottom boundary layer over incompletely rough and smooth surfaces. *Izvesiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 41: 768-774.
- Kagan B.A., Romanenkov D.A. 2006. Effect of hydrodynamic properties of the sea bottom on the tidal dynamics in a rectangular basin. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 42: 777-784.
- Kagan B.A., Timofeev A.A. 2005. Dynamics and energetics of surface and internal semidiurnal tides in the White Sea. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 41: 498-512.
- Kagan B.A., Sofina E.V., and Rashidi E.H.A. 2012. The impact of the spatial variability in bottom roughness on tidal dynamics and energetics, a case study: the M2 surface tide in the North European Basin. *Ocean Dynamics*. 62: 1425-1442.
- Kagan B. A., Timofeev A. A., and Rashidi E.H.A. 2012. Effect of Spatial Inhomogeneity of the Resistance Coefficient on the Dynamics of the M2 Tidal Wave in the White Sea. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 48: 487-500.
- Kagan B.A., Sofina E.V., and Rashidi E.H.A. 2013. Influence of the White Sea on Tides in Adjacent Marginal Seas of the North European Basin. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 49: 107-123.
- Lu X., Zhang J. 2006. Numerical study on spatially varying bottom friction coefficient of a 2D tidal model with adjoint method. *Continental Shelf Research*. 26: 1905-1923.

- Lynch D.R. 1990. Three-dimensional diagnostic model for baroclinic, wind-driven and tidal circulation in shallow seas. FUNDY 4 User's Manual, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire. Report Number NML-90-2.
- Lynch D.R., Werner F.E., Greenberg D.A., and Loder J.W. 1992. Diagnostic model for Baroclinic and wind-driven circulation in shallow seas. *Continental Shelf Research*. 12: 37-64.
- Lynch, D. R., Holboke M.J. 1997. Normal flow boundary conditions in 3D circulation models. *International International Journal for Numerical Methods in Fluids*. 25(10):1185-1205.
- Marchuk G.I., Kagan B.A. 1991. Dynamics of Ocean Tides. Gidrometeoizdat, Leningrad. 472p.
- Ranji Z. Soltanpour M. 2014. Accurate of Persian Gulf Hydrodynamic Current model using automated calibration. Proceedings of 11th International Conference on Coasts, Ports and Marine Structures, 24 November 2014, Tehran, Iran.
- Reynolds R. M. 1993. Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman - Results from the Mt Mitchell expedition. *Marine Pollution Bulletin*. 27: 35-59.
- Sadri Nasab M. 2010. Three Dimensional Numerical Modeling of Circulation in the Strait of Hormuz. *Journal of Oceanography*, Vol. 1, Issue 1, pp. 19-24.
- Sternberg R.W. 1993. Friction factors in tidal channels with differing bed roughness. *Marin Geology*. 6: 243-260.
- Sternberg, R. W. 1972. Predicting initial motion and bed load transport of sediment particles in the shallow marine environment. In: D. J. P. Swift, D. B. Duane, and O. H. Pilkey (eds.), *Shelf Sediment Transport*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pa., pp. 61-82.
- Taylor G.I. 1919. Tidal friction in the Irish Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society*. London, A220: 1-33.
- Wang Q. 2008. Finite element modeling of tides and currents of the Pascagoula River. Doctoral dissertation, University of Central Florida Orlando, Florida.
- Yari S. and Shahrabaf A. 2016. Assessment of extractable Tidal Energy in Khooran Channel. Proceedings of 3rd International Conference of Persian Gulf Oceanography. Iran, Tehran. 2016.