

تعیین اثر واداشت‌های مهم بر گردش دریای خزر با استفاده از شبیه‌سازی عددی

مریم شیعه^۱، عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^{۲*} و وحید چگینی^۳

^۱دانشکده علوم فنون دریایی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۲مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۳/۰۸/۱۰، تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۲/۲۹)

چکیده

در این تحقیق نقش واداشت‌های گوناگون در گردش و سرعت جریان‌های سطحی دریای خزر با استفاده از مدل سه‌بعدی COHERENS برای سال ۲۰۰۴ مورد بررسی قرار گرفته است. در شبیه‌سازی گردش آب دریای خزر، شبکه‌بندی حوزه در راستای افق 0.46×0.46 درجه و در راستای قائم دارای ۳۰ لایه سیگما در نظر گرفته شده و سه اجرای متفاوت برای مدل به انجام رسیده است. ابتدا اثر واداشت باد به مدل اعمال و جریان‌های بادرانده با این اجرا بررسی شده است. سپس در اجرای دوم فقط واداشت رودخانه‌ای به مدل اعمال و سرعت‌های جریان ناشی از این واداشت به دست آمد. در آخرین اجرا همه واداشت‌های جوی (سرعت باد، فشار هوا، دمای هوا، آهنگ بارش، پوشش ابری و رطوبت نسبی) و شرایط اولیه (دما و شوری آب منطقه) در مدل اعمال شد تا سرعت جریان‌ها در کل خزر محاسبه شود. خروجی‌ها و نتایج اجراهای متفاوت نشان می‌دهد که سرعت جریان‌های ایجاد شده با رودخانه‌ها به تقریب یک دهم سرعت جریان‌های بادرانده است که در ماه‌های مه و ژوئن این نسبت به یک سوم می‌رسد. از طرفی مقایسه بین سرعت جریان‌های کلی در سطح دریا و سرعت جریان‌های بادرانده سطحی نشان داده است که واداشت باد اثر زیادی در سرعت جریان‌های کلی دارد و یکی از مهم‌ترین عوامل شکل‌گیری جریان‌های سطحی دریای خزر است. با بررسی اختلاف مقادیر بین سرعت جریان‌های بادرانده و رودخانه‌ای با سرعت جریان‌های کلی و همچنین بررسی ساختار دمایی و اثرات گرادیان دما در ناحیه خزر جنوبی و میانی حاصل از نتایج شبیه‌سازی مشخص شده است که جریان‌های ترموهالاینی نیز نقش موثری در الگوی گردش دریای خزر داشته‌اند. به‌طور کلی در اغلب ماه‌های سال الگوی گردش در لایه‌های زیرسطحی تا نزدیک بستر در خزر میانی و جنوبی به‌طور پادساعت‌گرد است. در لایه‌های میانی به طرف بستر، تفاوت مقادیر سرعت جریان بسیار کم است و تا اندازه زیادی شرایط همگن در این لایه‌ها به‌وجود آمده است و در نتیجه تغییرات سرعت جریان در این لایه‌ها مقدار قابل توجهی نیست. جریان‌های عمیق در امتداد هم‌عمق‌ها در خزر جنوبی نیز از ویژگی‌های گردش آب‌های عمیق این حوزه است.

واژه‌های کلیدی: دریای خزر، سرعت جریان، واداشت‌های باد، واداشت جریان‌های ترموهالاینی، مدل COHERENS

A study of the roles of important forcing mechanisms on the circulation of the Caspian Sea using numerical simulation

¹Maryam Shiea, Abbas-Ali Ali-Akbari Bidokhti ^{2*}, Vahid Chegini ³

¹ Faculty of Marine Science and Technology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

²*Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*

³*Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran*

(Received: November 1, 2014, accepted: May 19, 2015)

Summary

In this study, the roles of different driving forces of circulation (or flow) pattern of the Caspian Sea surface have been evaluated using COHERENS (a three-dimensional hydrodynamic model) for the year 2004. The model is based on the hydrostatic version of the Navier-Stokes equations. The hydrodynamic part of the model uses the equations of temperature and salinity, and the momentum equations use the Boussinesq approximation, an assumption of vertical hydrostatic equilibrium, and the continuity equation. The equations of the model are discretised on an Arakawa C-grid. The equations of momentum and continuity that are solved numerically use the mode-splitting technique. In order to simulate the circulation of the Caspian Sea, the gridded fields were chosen as 0.046×0.046 degrees along the horizontal directions, which gave a grid size of about 5 km, and 30 sigma layers along the vertical axis. The model was set up for three different forcing configurations. First, the effects of only wind forcing were evaluated using some field observations of wind-driven currents. In the second configuration, only the river driving-force was evaluated by the model and the flow fields were obtained. Finally, in the last configuration, all driving-forces such as wind forcing, air pressure, air temperature, precipitation rate, cloud cover and humidity along the initial conditions including temperature and salinity of the basin were examined in order to calculate the overall circulation of the Caspian Sea. The outputs and results showed that the approximate mean current created only by rivers was 1/10 of the circulation velocity created by the wind driving force and this was about 1/3 in May and June due to an increase in the discharge of the Volga River. However, the peak velocity of the wind-driven current was much less than that of the currents caused by the river Volga near its entrance. Because the wind forcing also plays an effective role in evaporation over the water surface, and changes the density of water masses, it could be considered a factor that indirectly contributed to the formation of currents as a result of the density gradient. Also the rivers, due to their low salinity and a different temperature, can change the water density creating currents resulted from the density gradient.

Our results showed that the mean surface current speed for most of the year, regardless of the wind effect on the formation of currents, caused by density gradients, is caused mainly by the wind stress. Therefore, it could be concluded that the wind-driven forcing near the surface was the main cause of surface current formations of the Caspian Sea. Our results also showed that with all forcing thermohaline circulation in the northern part of the Caspian Sea in cold seasons and deep basin water, circulations during the year were the main components of abyssal flows in the Caspian Sea. The interesting feature of the deep flow was the abyssal flow over the Abshooran sill (between the middle and southern basins of the Caspian Sea) that as it entered the southern basin it generated an isobathic flow in the deeper part of this basin.

Keywords: Caspian Sea, current velocity, wind forcing, thermohaline circulation, COHERENS model

۱ مقدمه

دریای خزر بزرگ‌ترین دریاچه جهان و به سه بخش قابل تقسیم است، بخش‌های جنوبی، میانی و شمالی که به ترتیب مساحت‌های ۱۶۴۸۴۰۰۰، ۱۳۸۰۰۰ و ۸۰۰۰۰ کیلومتر مربع را در بر می‌گیرند (اوبری، ۱۹۹۴؛ اوبری و همکاران، ۱۹۹۴). بیشینه ژرفای دریای خزر در بخش‌های شمالی، میانی و جنوبی به ترتیب ۲۰، ۷۸۸، ۱۰۲۵ متر است و حجم آب‌های نواحی خزر جنوبی دوسوم و خزر شمالی ۱٪ حجم کل آب‌های خزر است (کاسارو و یابلونسکایا، ۱۹۹۴). بیش از ۱۳۰ رودخانه کوچک و بزرگ به دریای خزر می‌ریزد که رودخانه‌های بزرگ عمدتاً در سواحل شمالی و رودخانه‌های کوچک در سواحل غربی و جنوبی پراکنده‌اند. رودخانه ولگا بزرگ‌ترین رودخانه حوضه آبریز دریای خزر است و به تنهایی حدود ۸۰ درصد آب ورودی به دریا را تامین می‌کند. در ایران سفیدرود با میانگین آبدهی حدود ۴ کیلومتر مکعب در سال بزرگ‌ترین رودخانه محسوب می‌شود (علیزاده، ۱۳۸۴). متغیرهای سطوح بالایی دریای خزر همچون شوری سطح، تحت‌تأثیر تغییرات فصلی ورودی رودخانه‌ها، تبخیر، بارش و شارهای گرما و تکانه قرار می‌گیرند. همچنین اثرات اقلیمی طولانی‌مدت اهمیت خاصی در دریای خزر دارند. ساختارهای ترموهالاین آب‌های دریای خزر در نواحی نزدیک به دهانه ورودی رودخانه‌ها و در ناحیه سواحل شرقی خزر میانی که در تابستان شاهد فراجوشی هستند، ناهمگنی قابل‌توجهی در سه بُعد دارند و تغییرات فصلی دما و شوری آب به ترتیب در ۱۰۰ متری و ۲۰ متری سطح آب است. ساختار ترموهالاین در کل ستون آب دریای خزر است که در طول سال در حال تغییر است و قسمت‌های میانی و لایه‌های عمیق در معرض تغییرات مهم چندساله قرار می‌گیرند. وجود ورودی‌های زیاد رودخانه‌ها در دهه‌های ۱۹۸۰ و ۱۹۹۰ باعث ایجاد پایداری آب‌ایستایی

(هیدروستاتیکی) قائم چینه‌بندی چگالی در نواحی عمیق دریا می‌شود که با شوری یکنواختی که قبلاً در کل ستون آب وجود داشته، تغییرات ساختار دمایی قائم را در طول تابستان ایجاد می‌کند (توژیکین و کاسارو؛ ۲۰۰۵). دمای سطح آب در بخش شمالی از زیر صفر در شرایط یخ زدن در زمستان تا ۲۵- تا ۲۶ درجه سلسیوس در تابستان است، در حالی که در قسمت جنوبی تغییرات متعادل‌تر و بین ۷- تا ۱۰ درجه سلسیوس در زمستان تا ۲۵- تا ۲۹ درجه سلسیوس در تابستان است. دماشیب فصلی در عمق ۲۰ متر تا ۳۰ متر در طول فصل‌های گرم رخ می‌دهد. تغییرات فصلی و چینه‌بندی گرمایی معمولاً به عمق ۱۰۰ متر در نواحی خزر جنوبی و ۲۰۰ متر در خزر میانی می‌رسد؛ در حالی که در طول زمستان‌هایی که دما به شدت کاهش می‌یابد، همرفت به قسمت‌های عمیق ناحیه خزر میانی نیز می‌رسد (کاسارو، ۱۹۷۵). شوری دریای خزر بسیار کم است به طوری که محدوده تغییرات شوری آب‌های خزر جنوبی بین ۱۲ و ۱۳ است (کاپلین، ۱۹۹۵؛ کاسارو و یابلونسکایا، ۱۹۹۴). در مناطق عمیق، شوری با عمق کمی تغییر می‌کند (PSU ۱۲٫۸ - ۱۳٫۰۸) و چینه‌بندی چگالی به اندازه زیادی وابسته به تغییرات دمایی است (ترزویو و همکاران، ۱۹۹۲). گرادیان‌های شدید شوری فقط در نزدیکی دهانه‌های رودخانه‌هایی همچون ولگا چشمگیر است. در این مکان‌ها شوری از ۲ تا ۱۰ (PSU) تغییر می‌کند و معمولاً تا فاصله‌ای بین ۲۰ km تا ۱۰۰ km از سواحل رخ می‌دهد (ایبرایو و همکاران، ۲۰۱۰). گردش سطح دریای خزر نه تنها به علت شار آب خالص سطح است، بلکه می‌تواند ناشی از تنش باد و شار گرما بر اثر تغییر فصل باشد. در طول زمستان به‌خصوص در ماه ژانویه، گردش آب‌های دریای خزر در خزر میانی عموماً پادساعت‌گرد است. همچنین جریان‌های ساحلی قوی در طول سواحل جنوب شرقی این ناحیه وجود دارد. در طول زمستان، جریان‌ها در طول سواحل غربی به سوی جنوب و در طول سواحل

سواحل شرقی معمولاً به سوی شمال به دست آمده و این در حالی بوده است که جریان‌های سطحی در طول سواحل شرقی در همان نقطه رو به سوی جنوب بوده است (کاسارو و یابلونسکایا، ۱۹۹۴؛ تریزو و همکاران، ۱۹۹۲؛ بوندانکو، ۱۹۹۳).



شکل ۱. الگوی جریان‌های سطحی دریای خزر (لدنو، ۱۹۴۳).

در تحقیق نسیمی و همکاران (۲۰۰۶) با استفاده از مدل عددی سه‌بعدی، پیش‌بینی گردش آب‌ها ناشی از وزش باد متغیر داده شده است. در این تحقیق، وضعیت جریان در لایه‌های گوناگون، سرعت آن در برش‌های طولی و عرضی در بخش‌های شمالی، جنوبی و میانی بحث شده است. نتایج نشان می‌دهد که سرعت جریان در کل حوزه متفاوت و محدوده سرعت جریان محاسبه شده بین cm/s تا $1/6$ تا $15 cm/s$ است. بیشترین سرعت محاسبه شده در قسمت میانی با در نظر گرفتن سرعت باد $7 cm/s$ و تنش باد $\tau_x = \tau_y = 0,06$ اندازه گرفته شده است. نتایج حاصل از آن، وجود یاخته‌های گردشی را به صورت

شرقی به سوی شمال است. در طول تابستان، یک جریان بسیار قوی از قسمت شرق دریا به طرف مرکز آن ایجاد می‌شود که با وجود فراجوشی در طول بخش شرقی همراه است (کارا و همکاران، ۲۰۱۰).

شکل هندسی بلند و توپوگرافی قوی حوزه، روی واداشت باد متغیر و نتایج اثرات کژفشار در جریان‌های متغیر در زمان و مکان دریای خزر اثر می‌گذارد. براساس نتایج صورت گرفته از پژوهش‌ها در اواخر قرن ۱۹ تا سال ۱۹۵۰ و همچنین برآوردهای غیرمستقیم جریان‌های خزر، با وجود تغییرات زیاد جریان‌های دریایی، شکل کلی گردش به صورت پادساعت‌گرد توصیف شده است (تریزو و همکاران، ۱۹۹۲؛ بوندانکو، ۱۹۹۳). در طول سواحل غربی خزر میانی در بین سال‌های ۱۹۳۵-۱۹۳۷ بررسی‌ها و برآوردهایی صورت گرفته است که نتایج آن نشان داده جریان‌های دریایی خزر در طول سواحل غربی خزر میانی اغلب به سوی جنوب است و با جریان‌های بادرانده در نزدیکی سطح کمی تغییر کرده است (استوکن، ۱۹۳۸؛ بایدین و همکاران، ۱۹۸۶). ترکیبی از این نتایج طرح لدنو (۱۹۴۳) را برای جریان‌ها به وجود آورده است (شکل ۱).

از ۱۹۵۰ به بعد، مشاهدات منظم اقیانوس‌شناسی و اندازه‌گیری‌های جریان در نواحی ساحلی کم‌عمق‌تر از ۱۰۰ متر، بعضی از مشخصه‌های الگوی گردش توصیف شده در شکل ۱ را تایید می‌کنند. براساس این مشاهدات، جریان‌های به سوی جنوب در طول سواحل غربی خزر میانی به خوبی ساختار یافته‌اند؛ اما جریان‌ها به سوی شمال نشان داده شده در طول سواحل شرقی در این شکل، در تضاد با جریان‌های مشاهده شده در دوره تابستان هستند؛ به این علت که در این ناحیه، جریان‌های سطحی به سوی جنوب مشاهده شده است. گردش کلی پادساعت‌گرد در شکل ۱، تا اندازه‌ای با جریان‌های زیرسطحی (در عمق ۷-۸ متر) به دست آمده از داده‌های مشاهده شده تایید شده است؛ به این معنی که جهت جریان‌های زیرسطحی در

گرفته و نتایج شبیه‌سازی شده جریان با داده‌های اندازه‌گیری شده بررسی و مقایسه شده است.

سه اجرای متفاوت از مدل گرفته شده است. ابتدا مدل فقط تحت اثر واداشت باد برای دوره یک‌ساله (۲۰۰۴) اجرا و از دیگر عوامل واداشت جوئی و رودخانه‌ای، همچنین شرایط اولیه (دما و شوری آب) صرف‌نظر شده به‌طوری‌که مدل در این شرایط معادله‌های دما و شوری را حل نمی‌کند. در اجرای دوم، فقط اثرات ورودی رودخانه‌ها در مدل اعمال و از سایر عوامل صرف‌نظر شده است به‌طوری‌که در این اجرا نیز معادله‌های دما و شوری با مدل حل نشده است. در آخرین اجرا، برای شرایط مرزی، همه واداشت‌های جوئی (سرعت باد، دمای هوا، فشار هوا، رطوبت نسبی، میزان ابرناکی و آهنگ بارش) و واداشت رودخانه‌ای (ولگا، اورال، کورا و سفیدرود) به آن اعمال، و برای شرایط اولیه مدل، دما و شوری آب منطقه به مدل وارد و نتایج اجراها با یکدیگر مقایسه شده است.

۱-۲ ویژگی‌های اصلی مدل

معادله‌های مدل COHERENS براساس معادله‌های ناویر-استوکس (Navier-Stokes) و شامل معادله‌های پایستگی تکانه، حجم، دما و شوری است. در معادله‌های تکانه از تقریب بوسینسک و از فرض معادله پیوستگی به شکل تراکم‌ناپذیر و اینکه تعادل آب‌ایستایی (هیدرواستاتیکی) در راستای قائم وجود دارد (لوییتین و همکاران، ۱۹۹۹)، استفاده شده است. گسسته‌سازی مکانی معادله‌ها در راستای افق با شبکه C آراکاوا و در راستای قائم با شبکه سیگما صورت می‌گیرد (آراکاوا و سوارز، ۱۹۸۳). استفاده از فن گسسته‌سازی زمانی به این صورت است که گام زمانی برای مُد فشارورده خارجی به‌صورت دو‌بعدی و مُد کژفشار داخلی به‌صورت سه‌بعدی جداسازی می‌شود. گام زمانی سه‌بعدی مضربی از گام زمانی دو‌بعدی است. حل عددی معادله پیوستگی و تکانه به روش تفکیک مُد

پادساعت‌گرد در سه ناحیه (خزر شمالی، میانی و جنوبی) نشان می‌دهد.

در تحقیق دیگری، بهلولی و همکاران (۲۰۱۴) از نرم‌افزار PMODynamics که یک نرم‌افزار بومی است و در تحقیقات مهندسی سواحل با حمایت سازمان بنادر و دریانوردی توسعه یافته است، استفاده کردند. آنها جریان‌های ناشی از باد در شبکه بدون ساختار و در مختصات کروی در دریای خزر را با هدف اعتبارسنجی مدل در مدل‌سازی بدنه‌های آبی بزرگ مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان می‌دهد به علت پیچیدگی‌های هندسی نواحی ساحلی استفاده از شبکه محاسباتی نامنظم مقداری خطای پخش (بیش از شبکه‌های منظم) ایجاد کرده است که باعث اُفت غیرواقعی در نتایج سرعت جریان می‌شود. در شرایطی که جریان‌های دریایی ضعیف باشند این امر منجر به کاهش جریان‌های دریایی در مدل می‌شود. در نتیجه ممکن است ضرایب زبری کمتر و ضرایب تنش باد کمی بیشتر از مقادیر واقعی در نظر گرفته شود تا اثرات ناشی از خطای بخش عددی جبران شود.

هدف از تحقیق حاضر، استفاده از مدل سه‌بعدی COHERENS برای بررسی مهم‌ترین واداشت‌ها در ایجاد الگو و سرعت جریان‌های دریای خزر در سطح و عمق است که برای این منظور، این مدل در سه حالت متفاوت اجرا، و با مقایسه نتایج این سه اجرا و بررسی ساختار دمایی از سطح تا بستر در بخش‌های میانی و جنوبی دریای خزر، تاثیر هر یک از این عوامل بررسی شده است.

۲ روش تحقیق

برای بررسی جریان‌های دریای خزر از مدل هیدروینامیکی سه‌بعدی COHERENS استفاده شده است. به علت وجود داده‌های میدانی جریان که در ۲۰۰۴ در منطقه انزلی، از سوی پژوهشگاه اقیانوس‌شناسی و علوم جوئی اندازه‌گیری شده است، شبیه‌سازی جریان‌ها در این سال صورت

ضرایب پخش افقی تکانه V_H ، دما و شوری λ_H به صورت زیر محاسبه می شود (اسماگورینسکی، ۱۹۶۳):

$$(5)$$

$$\lambda_H = C_{s_0} \Delta x_1 \Delta x_2 D_T,$$

$$V_H = C_{m_0} \Delta x_1 \Delta x_2 D_T,$$

به طوری که

(۶)

$$D_T^2 = \left(\frac{\partial u}{\partial x_1}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x_2}\right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x_2} + \frac{\partial v}{\partial x_1}\right)^2,$$

Δx_1 و Δx_2 فاصله شبکه‌ای در دو راستای افقی هستند، C_{m_0} و C_{s_0} ضرایب عددی و مساوی فرض شده‌اند؛ به طوری که در این مدل‌سازی این ضرایب ۰٫۱ در نظر گرفته شده‌اند.

۲-۲ محدودده شبکه‌بندی، شرایط اولیه و مرزی مدل در این شبیه‌سازی، کل دریای خزر در حکم محدودده مورد بررسی در نظر گرفته شده و سعی بر این بوده است که تا حد امکان شبکه‌ها تفکیک زیادی داشته باشند. اما از آنجاکه بالا بردن تفکیک شبکه‌ها، سرعت محاسباتی مدل را به صورت قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌دهد؛ شبکه‌بندی افقی در این محدودده در اندازه‌های ۰٫۴۶×۰٫۴۶ درجه در نظر گرفته شده است تا بدین وسیله بتوان جریان‌های نزدیک به ساحل را نیز تا حد امکان بهتر مشاهده کرد. در شکل ۲ قسمتی از شبکه‌بندی افقی مدل نشان داده شده است که در این شبکه‌بندی، در راستای x (طول جغرافیایی) ۱۸۰ یاخته و در راستای y (عرض جغرافیایی)، ۲۲۹ یاخته وجود دارد. دریای خزر دارای هندسه خاصی است، به طوری که شیب شدیدی در نواحی جنوبی دارد و تفاوت عمق قابل ملاحظه‌ای نیز بین مناطق جنوبی و شمالی آن موجود است. بررسی ساختار دمایی و تغییر جریان‌ها به خصوص جریان‌های ترموهالاینی، با توجه

(mode splitting) صورت می‌گیرد. شرایط مرزی سطح برای تنش‌های افقی به صورت زیر است:

$$(1)$$

$$(\tau_{s_1}, \tau_{s_2}) = \rho_a C_D^s (U_{10}^2 + V_{10}^2)^{\frac{1}{2}} (U_{10}, V_{10}),$$

که τ_{s_1} و τ_{s_2} تنش باد در سطح‌اند، چگالی هوا $\rho_a = 1.2 \text{ kg/m}^3$ و مولفه‌های بردار باد U_{10} ، V_{10} در ارتفاع مرجع یعنی ۱۰ متر است و ضریب پسا (drag) سطح C_D^s (گرینارت، ۱۹۸۶) به صورت زیر داده می‌شود:

(۲)

$$C_D^s = 10^{-3} (0.43 + 0.097 |U_{10}|),$$

شرایط مرزی برای تنش‌های افقی در کف براساس قانون اصطکاک درجه دوم است:

(۳)

$$(\tau_{b_1}, \tau_{b_2}) = \rho_0 C_D^b (U_b^2 + V_b^2)^{\frac{1}{2}} (U_b, V_b),$$

به صورتی که τ_{b_1} ، τ_{b_2} مولفه‌های تنش کف و (U_b, V_b) مولفه‌های سرعت در کف است که در یاخته‌های نزدیک به کف مورد بررسی قرار دارند. ضریب پسا کف تابعی درجه دوم از طول زبری براساس رابطه زیر است:

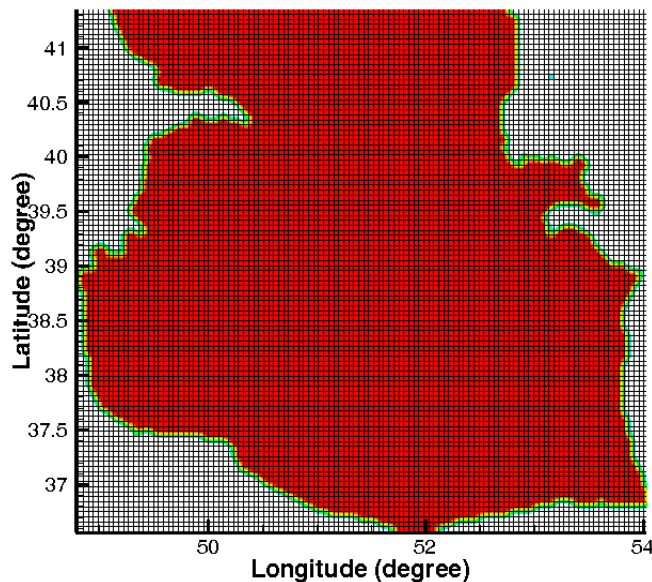
(۴)

$$C_D^b = \left\{ \frac{k}{\ln\left(\frac{z_r}{z_0}\right)} \right\}^2,$$

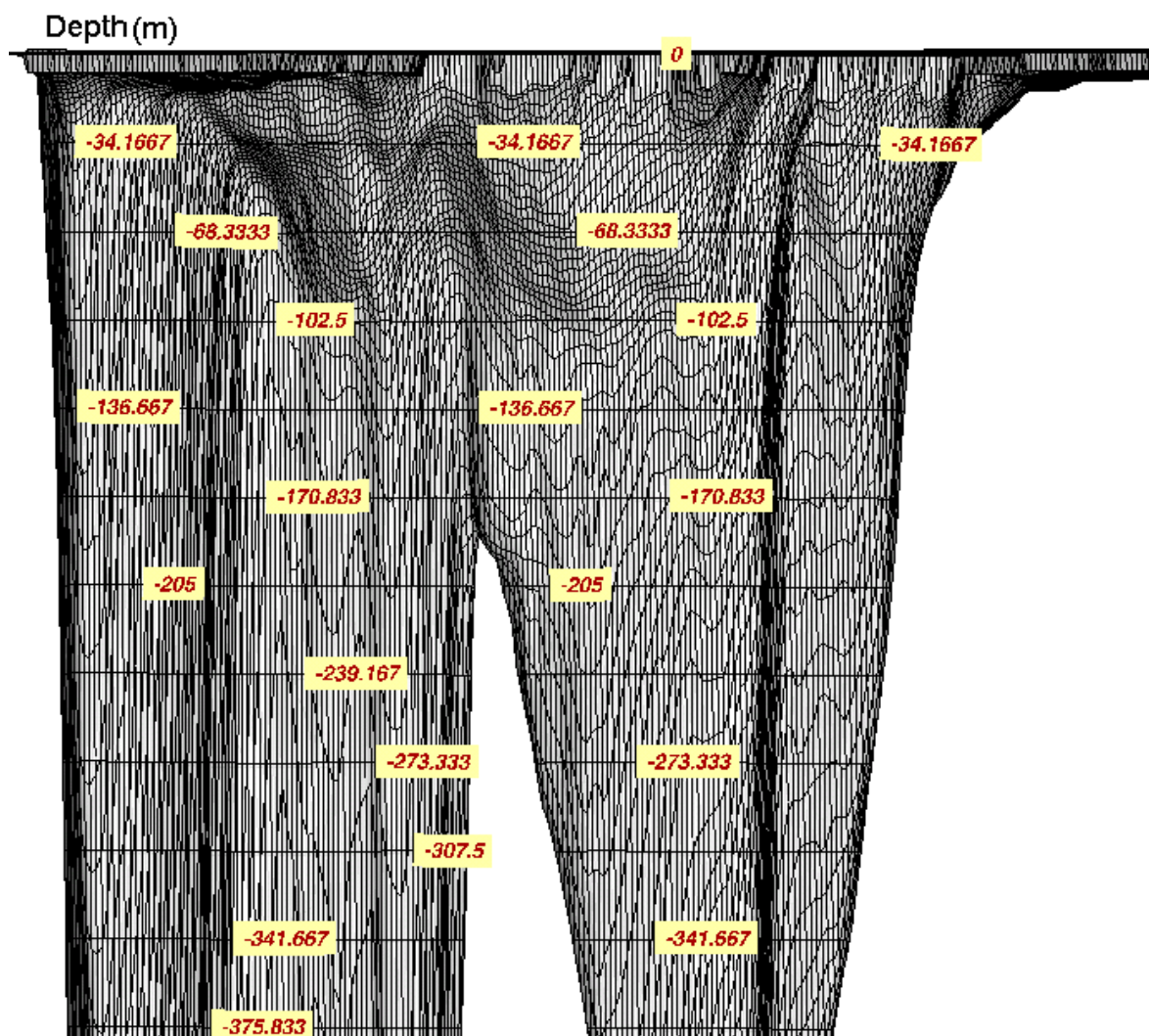
که z_r ارتفاع مبنا در یاخته کف مرکز شبکه و z_0 نشان‌دهنده طول زبری کف و ثابت فون کارمن است.

به موقعیت جغرافیایی و هندسه بستر دریای خزر، با افزایش تعداد لایه‌ها بسیار بهتر و دقیق‌تر مشخص خواهد شد. بنابراین در راستای قائم ۳۰ لایه مختصات سیگما در نظر گرفته شده است (اولین لایه سیگما در بستر است و به طرف سطح شماره لایه‌ها افزایش پیدا می‌کند). داده‌های عمق‌سنجی براساس داده‌های GEBCO بوده است (تفکیک نیم دقیقه) که پس از درون‌یابی براساس شبکه‌بندی افقی مدل، به مدل وارد و حداقل عمق ۷ متر برای آن به کار رفته است. سپس این داده‌ها از راه گد نویسی در مدل هموارسازی شده‌اند. شکل ۳، قسمتی از شبکه‌بندی مدل را در راستای قائم نشان می‌دهد. برای شرایط مرزی، همه داده‌های واداشت‌های جوئی (سرعت باد، دمای هوا، فشار هوا، رطوبت نسبی، آهنگ بارش و میزان ابرناکی) به صورت ۶ ساعته به مدل وارد شده‌اند؛ بدین صورت که، داده‌های دمای هوا و فشار هوا استفاده شده در مدل درحکم شرایط مرزی، داده‌های شش ساعته بازتحلیل ECMWF به نام ERA-Interim در فاصله‌های

در ۰,۵ × ۰,۵ درجه بوده است. داده‌های باد اعمال شده در مدل، داده‌های ۶ ساعته پیش‌بینی عملیاتی مدل ECMWF در فاصله‌های ۰,۵ × ۰,۵ درجه است که در پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوئی تهیه شده‌اند (مطابقت و همکاری، ۲۰۱۳). داده‌ها شامل مولفه‌های سرعت افقی u و v در تراز ۱۰ متری است که پس از درون‌یابی در شبکه‌های افقی $0,046 \times 0,046$ درجه به مدل وارد شده‌اند. همچنین با گد نویسی در مدل، این داده‌های ۶ ساعته در فاصله‌های زمانی ۱۵ ثانیه نیز درون‌یابی شده‌اند. برخی از داده‌های جوئی از جمله رطوبت نسبی، آهنگ بارش، و میزان ابرناکی در داده‌های مرکز ECMWF وجود نداشته‌اند یا به شکل و ساختار مورد نیاز در مدل موجود نیستند. در نتیجه این داده‌های ذکر شده، از داده‌های شش ساعته بازتحلیل NCEP/NCAR در فاصله‌های $2,5 \times 2,5$ درجه استخراج و پس از درون‌یابی در شبکه‌بندی‌های افقی $0,046 \times 0,046$ درجه از آنها در مدل استفاده شده است.



شکل ۲. بخشی از شبکه‌بندی افقی مدل.



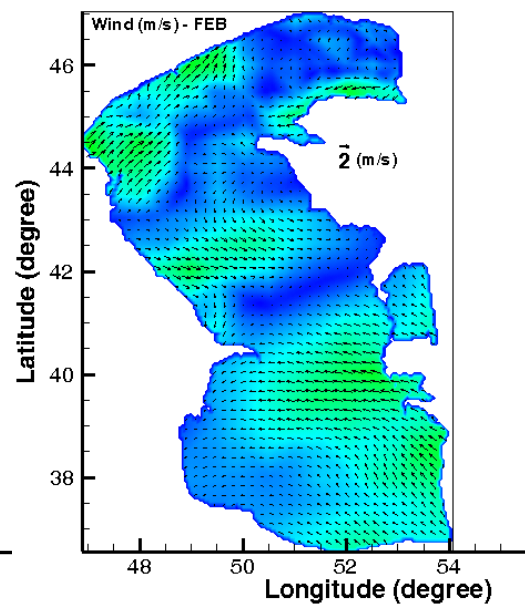
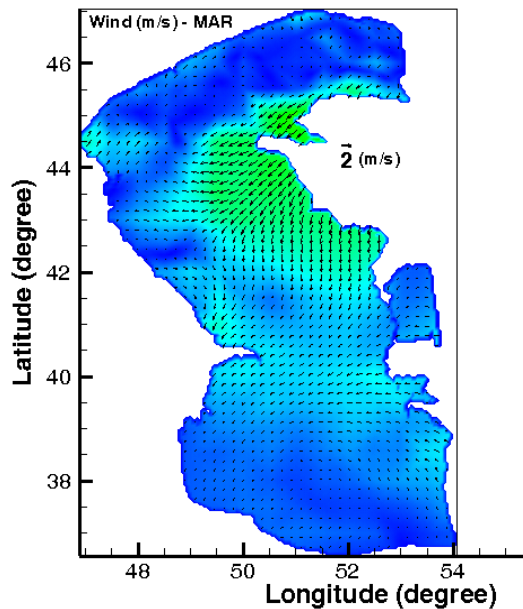
شکل ۳. بخشی از شبکه‌بندی مدل در راستای قائم (با تعیین مقادیر عمق).

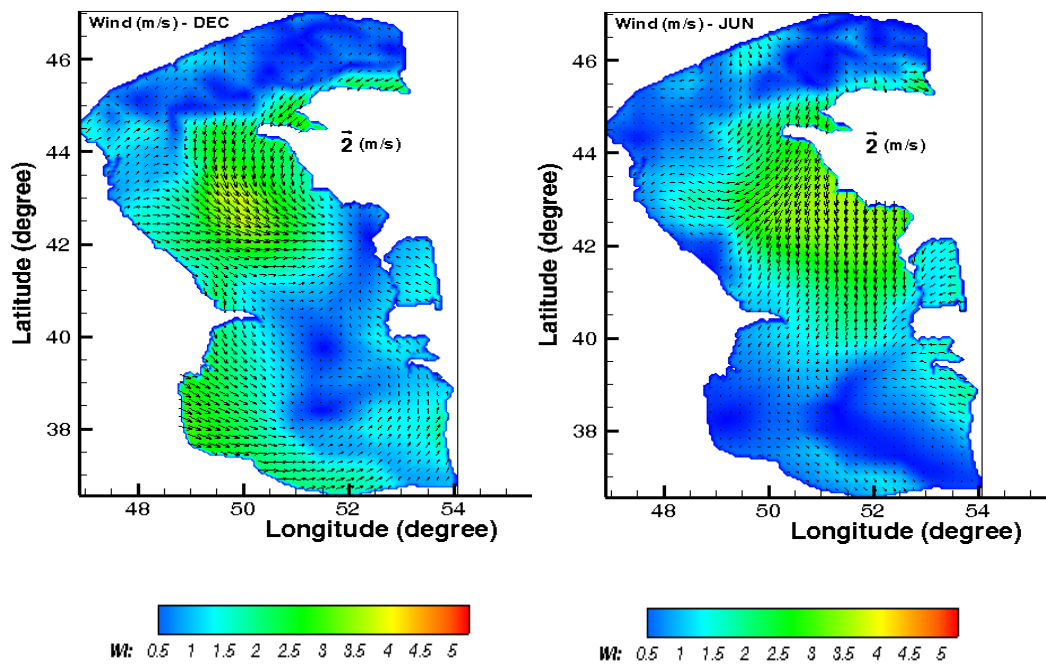
رودخانه اورال، ولگا (سه ورودی)، کورا و داده‌های میانگین ماهیانه دبی رودخانه سفیدرود از داده‌های تحقیقات آب استفاده شده است که براساس ورودی این رودخانه‌ها، مدل دارای ۶ مرز باز رودخانه‌ای است. برای داده‌های شوری و دمای آب، برای لایه‌های مدل داده‌های شوری و دمای ماهیانه کارا و همکاران (۲۰۱۰) با درون‌یابی به منطقه استفاده شده است.

جدول ۱، میانگین ماهیانه واداشت‌های جوی را برای کل حوزه نشان می‌دهد. این میانگین‌گیری‌ها ابتدا به صورت زمانی (یک‌ماهه) صورت پذیرفته است و سپس میانگین مکانی برای کل حوزه (کل یاخته‌های شبکه) صورت گرفته که در جدول ذکر شده مشاهده می‌شود. برای ورودی رودخانه‌ها از داده‌های GRDC (The Global Runoff Data Centre) به صورت ماهیانه برای سه

جدول ۱. میانگین واداشت‌های جوی کل حوزه در ماه‌های متفاوت سال ۲۰۰۴.

میانگین سرعت باد در کل حوزه (m/s)	میانگین رطوبت در کل حوزه (%)	میانگین فشار هوا در کل حوزه (Pa)	میانگین دمای هوا در کل حوزه (C)	میانگین میزان ابرنمایی در کل حوزه (%)	میانگین آهنگ بارش در کل حوزه (kg/m ² /s)	ماه‌های سال
2.35	0.82	98921	5.71	0.43	7.136×10^{-6}	ژانویه
1.15	0.77	99026	6.33	0.48	9.158×10^{-6}	فوریه
0.93	0.48	99395	8.5	0.69	1.11×10^{-5}	مارس
1.07	0.68	98901	11.61	0.44	2.040×10^{-5}	آوریل
1.09	0.46	98502	17.72	0.53	4.76×10^{-6}	مه
1.28	0.40	98423	22.79	0.26	2.015×10^{-6}	ژوئن
2.25	0.52	98371	24.06	0.29	4.5×10^{-6}	ژوئیه
2.17	0.46	98303	26.40	0.22	1.932×10^{-7}	اوت
1.88	0.56	98949	22.71	0.27	5.418×10^{-6}	سپتامبر
1.22	0.69	98373	17.17	0.34	1.306×10^{-5}	اکتبر
1.17	0.80	99150	12.91	0.49	2.134×10^{-5}	نوامبر
1.37	0.83	99389	6.06	0.50	2.108×10^{-5}	دسامبر





شکل ۴. میانگین ماهیانه میدان سرعت باد در ماه‌های متفاوت (سال ۲۰۰۴).

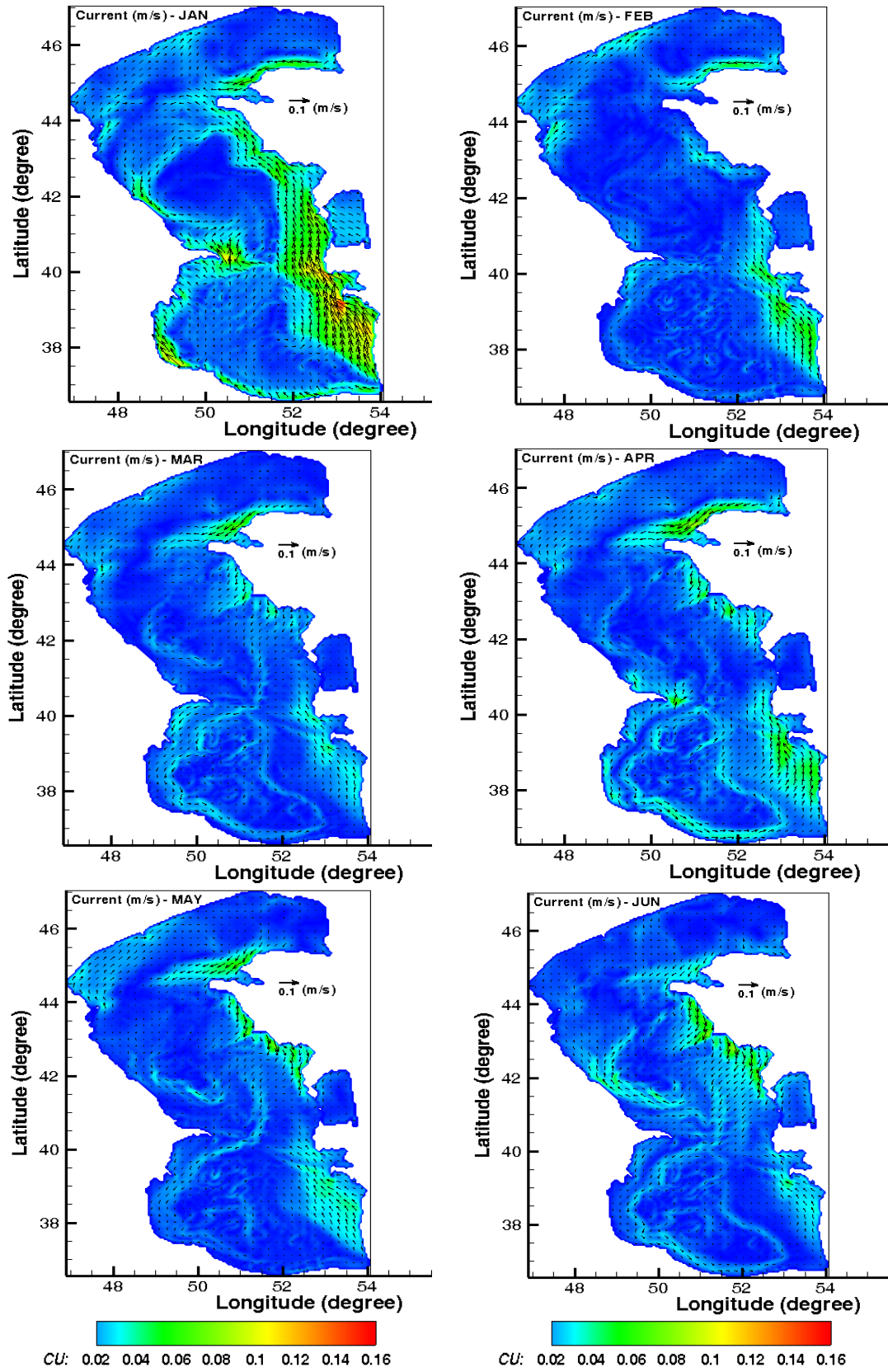
$$\Delta t_{2D} \leq \frac{\Delta h_{\min}}{2\sqrt{gh_{\max}}}, \quad (v)$$

که Δt_{2D} گام زمانی دو بُعدی، Δh_{\min} کمینه اندازه یاخته‌های افقی و h_{\max} بیشینه عمق آب منطقه مورد بررسی است. با توجه به موارد ذکر شده، گام زمانی فشارورد در این شبیه‌سازی ۱۵ ثانیه در نظر گرفته شده است. گام زمانی سه بُعدی، مربوط به مُد کُرفشار داخلی است و شامل معادله‌های تکانه سه بُعدی و معادله‌های انتقال کمیت‌های نرده‌ای است. این گام زمانی مربوط به پدیده‌هایی است که نسبت به مُد فشارورد دارای زمان وقوع طولانی‌تر است (مثل امواج درونی). در نتیجه گام زمانی کُرفشار چندبرابر گام زمانی دو بُعدی و در این شبیه‌سازی ۱۵۰ ثانیه در نظر گرفته شده است.

شکل ۴ نمونه‌هایی از میانگین ماهیانه میدان سرعت باد در ماه‌های متفاوت در منطقه را نشان می‌دهد که به مدل اعمال شده است. در این شبیه‌سازی به علت وجود نداشتن پودمان (module) خاصی برای شرایط یخ‌زدگی، این متغیر به مدل اعمال نشده است.

۳-۲ شبیه‌سازی COHERENS

در این شبیه‌سازی، گام زمانی فشارورد (گام زمانی دو بُعدی) که شامل حل معادله‌های پیوستگی و تکانه در کل ستون آب (از سطح تا بستر) و به علت مرتبط بودن با پدیده‌هایی با دوره تناوب کوتاه، دارای اندازه کوچک‌تری است؛ همچنین شرط برقراری پایداری حل عددی، این است که گام زمانی دو بُعدی به اندازه کافی کوچک باشد تا شرط کورانت را برآورده کند. به عبارت دیگر:



شکل ۵. میانگین ماهیانه جریان‌های دریای خزر در ماه‌های متفاوت (فقط تحت اثر واداشتهای باد).

کاسته شده، جریان‌های بادرانده ضعیف‌تر شده به طوری که حداقل میانگین سرعت جریان در ماه فوریه و مارس و به ترتیب $1,19 \text{ m/s}$ و $1,21 \text{ m/s}$ بوده است. همچنین در این ماه‌ها فقط در نواحی ساحلی شمال و جنوب شرقی دریای خزر، در مکان‌هایی که الگوی باد نسبت به دیگر نقاط قوی‌تر است، جریان‌هایی با شدت بیشتری را مشاهده می‌کنیم که طبق پدیده اکمن با توجه به الگوی باد، جهت جریان‌ها در سواحل جنوب شرق تا پایان ماه ژوئن به سوی شمال است. در ماه مه شدت باد در نواحی شرقی سواحل خزر میانی شروع به افزایش می‌کند و در ماه ژوئیه شدت آن بسیار قوی‌تر شده است. در این ماه‌ها می‌توان جریان‌هایی را از سواحل شرقی خزر به طرف مرکز خزر میانی مشاهده کرد و طبق پدیده اکمن می‌توان قوی‌تر بودن میدان باد در این مناطق شرقی را عاملی برای ایجاد پدیده فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی دانست. در ماه‌های اوت و سپتامبر جریان‌های بادرانده در خزر جنوبی ضعیف‌تر می‌شود و دوباره از ماه اکتبر شروع به شکل‌گیری مجدد می‌کند، به طوری که در ماه سپتامبر به صورت ساختاریافته‌تر و قوی‌تر دیده می‌شود. در خزر جنوبی نیز در اکثر ماه‌های سال الگوی جریان‌های بادرانده به صورت پادساعت‌گرد است.

در اجرایی که فقط واداشت رودخانه‌ای به مدل اعمال شده است (دبی چهار رودخانه اورال، کورا، ولگا و سفیدرود از راه ۶ مرز باز رودخانه‌ای به مدل اعمال شده‌اند، به گونه‌ای که ۳ مرز باز برای رودخانه ولگا در نظر گرفته شده و برای هر یک از رودخانه‌های دیگر یک مرز باز رودخانه‌ای وجود داشته است)، نتایج مدل به صورت ماهیانه در شکل ۶ برای برخی از ماه‌ها نشان داده شده است. مطابق شکل ۶ مشاهده می‌شود سرعت‌های جریان ناشی از رودخانه‌ها در کل حوزه در بیشتر ماه‌های سال مقدار قابل ملاحظه‌ای نیست، اما هم در شکل‌گیری الگوی جریان‌های سواحل غربی از خزر شمالی تا خزر

از طرفی اولین و دومین اجرای مدل به ترتیب تحت اثر واداشت باد و تحت اثر واداشت رودخانه‌ای بوده‌اند که به مدت یک سال اجرا شده‌اند. در سومین حالت همه واداشت‌ها به مدل اعمال شده‌اند و به مدت ۵ سال اجرا شده به طوری که پس از ۴ سال مدل به شرایط پایا رسیده و خروجی‌های سال پنجم، نتایج شبیه‌سازی برای حالت آخر است.

۳ بحث نتایج

در اجرایی که فقط واداشت باد برای سال ۲۰۰۴ به مدل اعمال شده خروجی‌های جریان مدل در هر ماه از سال به صورت شکل ۵ قابل مشاهده است. همان‌طور که در جدول ۱ مشاهده می‌شود، شدت باد در ژانویه نسبت به دیگر ماه‌ها قوی‌تر بوده است (بیشینه سرعت باد در ژانویه $5,45$ متر بر ثانیه و در ژوئیه $5,42$ متر بر ثانیه). و این امر باعث شده تا فشردگی و شدت جریان‌ها در سواحل خزر به خصوص در سواحل شرقی، جنوبی و جنوب غربی بیشتر از دیگر مناطق باشد. همچنین جریان‌های ناشی از باد در این ماه‌های سال دارای سرعت بیشتری هستند. میانگین سرعت جریان‌های بادرانده در ژانویه $1,81$ سانتی‌متر بر ثانیه و در ژوئیه $2,05$ سانتی‌متر بر ثانیه است. همچنین مطابق الگو و جهت باد ماه ژانویه، در خزر میانی شکل جریان‌ها در سواحل شرقی از سوی جنوب به شمال و در سواحل غربی خزر میانی، جریان‌ها به سمت جنوب است به طوری که الگوی جریان‌های بادرانده در این بخش به صورت پادساعت‌گرد است؛ البته در این بخش (خزر میانی)، از ماه ژوئن تا آخر سپتامبر در سواحل غربی جریان‌های قوی رو به شمال وجود دارد که تقریباً ساختار ساعت‌گردی را ایجاد می‌کند؛ اما پس از ماه سپتامبر این الگوی ساعت‌گرد به شدت ضعیف می‌شود و در ماه دسامبر جریان‌های رو به جنوب در سواحل غربی ایجاد شده است. در ماه‌های فوریه، مارس و مه که از سرعت باد

با توجه به مقادیر جدول ۲، مقادیر سرعت جریان‌های کلی در کل حوزه نسبت به دو واداشت باد و رودخانه به اندازه قابل توجهی تغییر کرده است. این افزایش سرعت جریان را می‌توان ناشی از وجود جریان‌های ترموهالاینی و هندسه بستر دانست. این جریان‌های ترموهالاینی بیشتر از یک-سوم مقادیر سرعت جریان‌های کلی را تشکیل می‌دهند. با توجه به مقادیر بسیار کم شوری در کل حوزه و اینکه در بیشتر مناطق تغییرات شوری بسیار ناچیز است و چینه‌بندی چگالی بستگی زیادی با دما دارد، می‌توان ایجاد جریان‌های ترموهالاینی در این حوزه را ناشی از گرادیان دمایی افقی و قائم دانست.

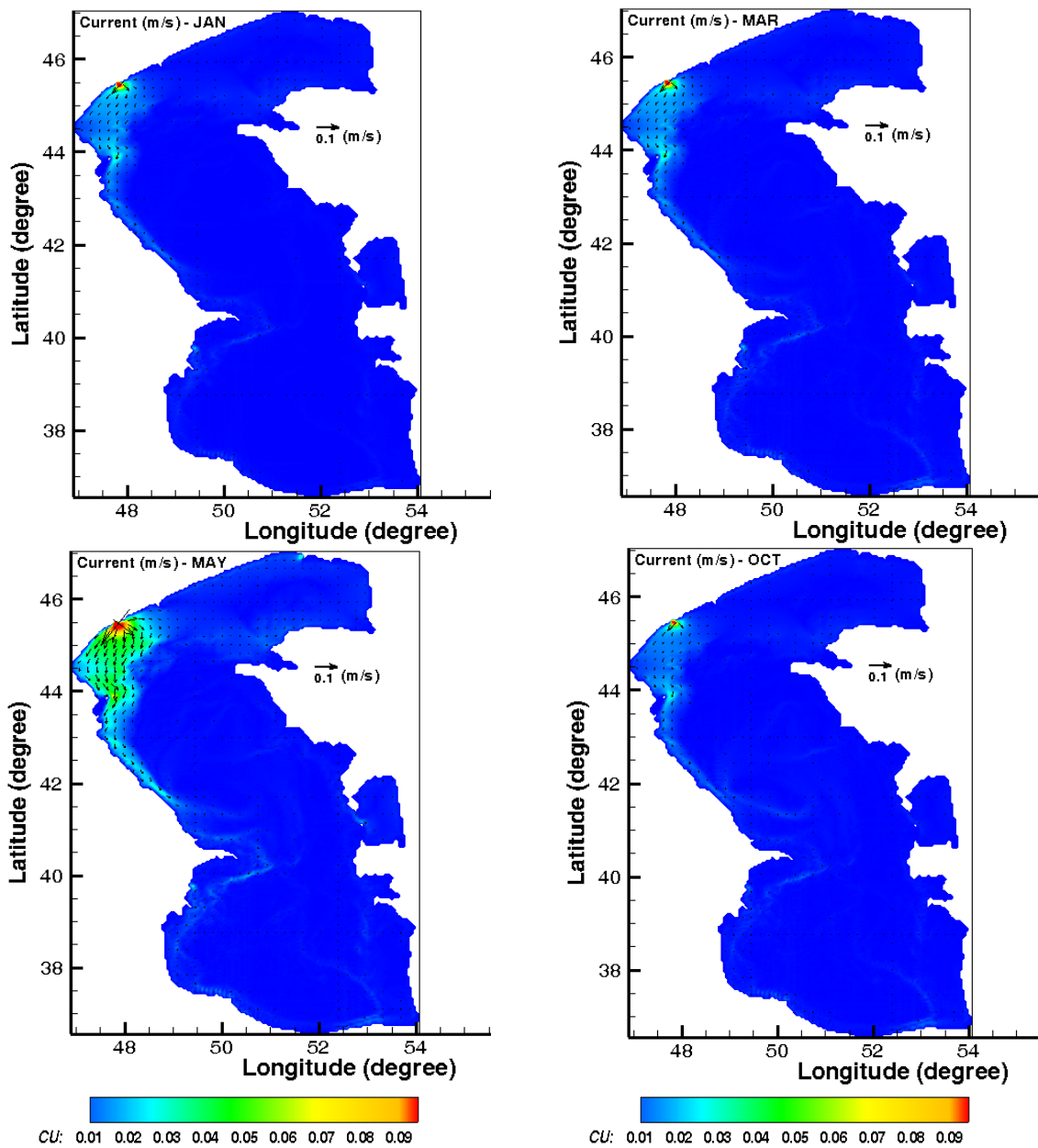
جنوبی و هم در ساختار گردش پادساعت‌گرد در خزر جنوبی نقش بسیار مهمی دارد. شدت جریان‌ها ناشی از رودخانه‌ها در ماه مه به علت افزایش دبی رودخانه ولگا بسیار قوی‌تر شده و در شکل‌گیری جریان‌های ناحیه غربی خزر شمالی اثر مهمی داشته است.

در آخرین اجرای مدل، که همه واداشت‌ها جوئی و رودخانه‌ای به آن اعمال شده است، میانگین مقادیر ماهیانه سرعت جریان در کل حوزه در جدول ۲ آمده است. این مقادیر میانگین‌گیری شده، مشابه میانگین‌گیری واداشت‌های جوئی به دست آمده‌اند، بدین صورت که ابتدا میانگین زمانی سرعت جریان‌ها در یک ماه صورت گرفته و سپس برای کل یاخته‌های شبکه میانگین‌گیری مکانی شده است.

جدول ۲. مقایسه مقادیر میانگین و بیشینه سرعت جریان‌های ناشی از باد و سرعت جریان‌های ناشی از ورودی رودخانه‌ها در کل حوزه در ماه‌های متفاوت سال

۲۰۰۴.

ماه‌های سال	میانگین‌های سرعت جریان‌های پادرانده (cm/s)	بیشینه سرعت جریان‌های پادرانده (cm/s)	میانگین سرعت جریان‌های ناشی از ورودی رودخانه‌ها (cm/s)	بیشینه سرعت جریان‌های ناشی از ورودی رودخانه‌ها (cm/s)	میانگین سرعت جریان‌ها (cm/s)	بیشینه سرعت جریان‌ها (cm/s)
ژانویه	1.81	15.8	0.14	22.78	4	31
فوریه	1.19	7.5	0.17	24.60	3.11	19.4
مارس	1.21	7.5	0.17	22.36	2.75	18.6
آوریل	1.56	9.4	0.22	30.41	3.3	29
مه	1.25	8.1	0.40	64	3.57	26
ژوئن	1.35	8.7	0.23	30.41	4.37	24
ژوئیه	2.05	15.6	0.17	20.31	5.57	29
اوت	1.58	8.2	0.16	18.39	6.78	56
سپتامبر	1.56	8.3	0.16	17.89	5.64	47
اکتبر	1.57	10.8	0.16	18.07	4.84	43
نوامبر	1.3	8.3	0.16	19.27	4.10	34
دسامبر	1.98	9.7	0.17	14.20	3.59	30



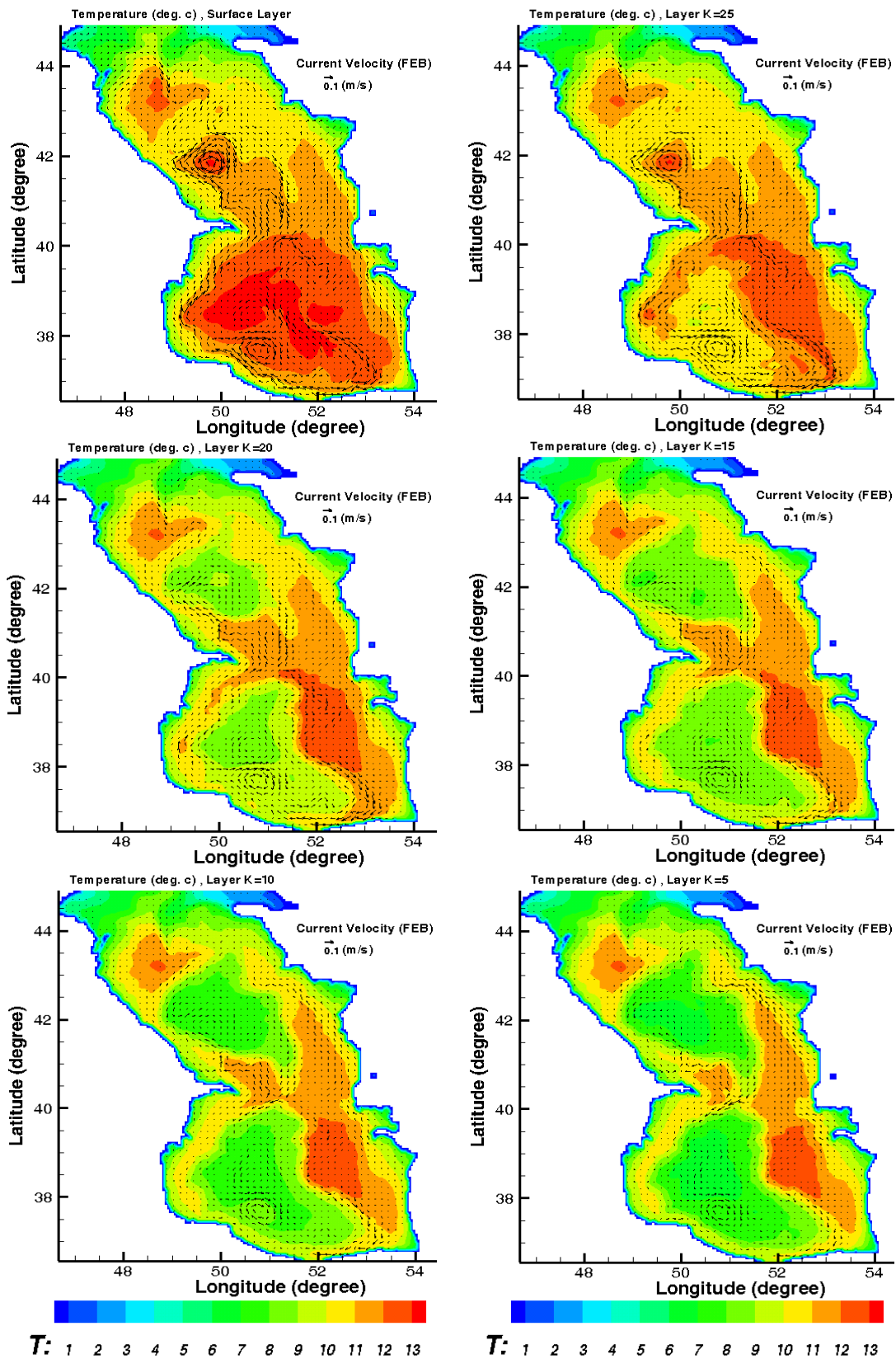
شکل ۶. میانگین ماهیانه جریان‌های دریای خزر در ماه‌های متفاوت (فقط تحت اثر واداشت رودخانه‌ها).

گرمای ویژه خشکی و از طرفی کم‌عمق بودن آب در این منطقه، انتقال گرما بین سطح آب و بستر سریع‌تر صورت می‌گیرد و در نتیجه دمای سطح آب کمتر از مناطق مرکزی است. بدین ترتیب در ماه‌های نوامبر، دسامبر، ژانویه و فوریه دمای سطح آب در این نقاط کم‌عمق

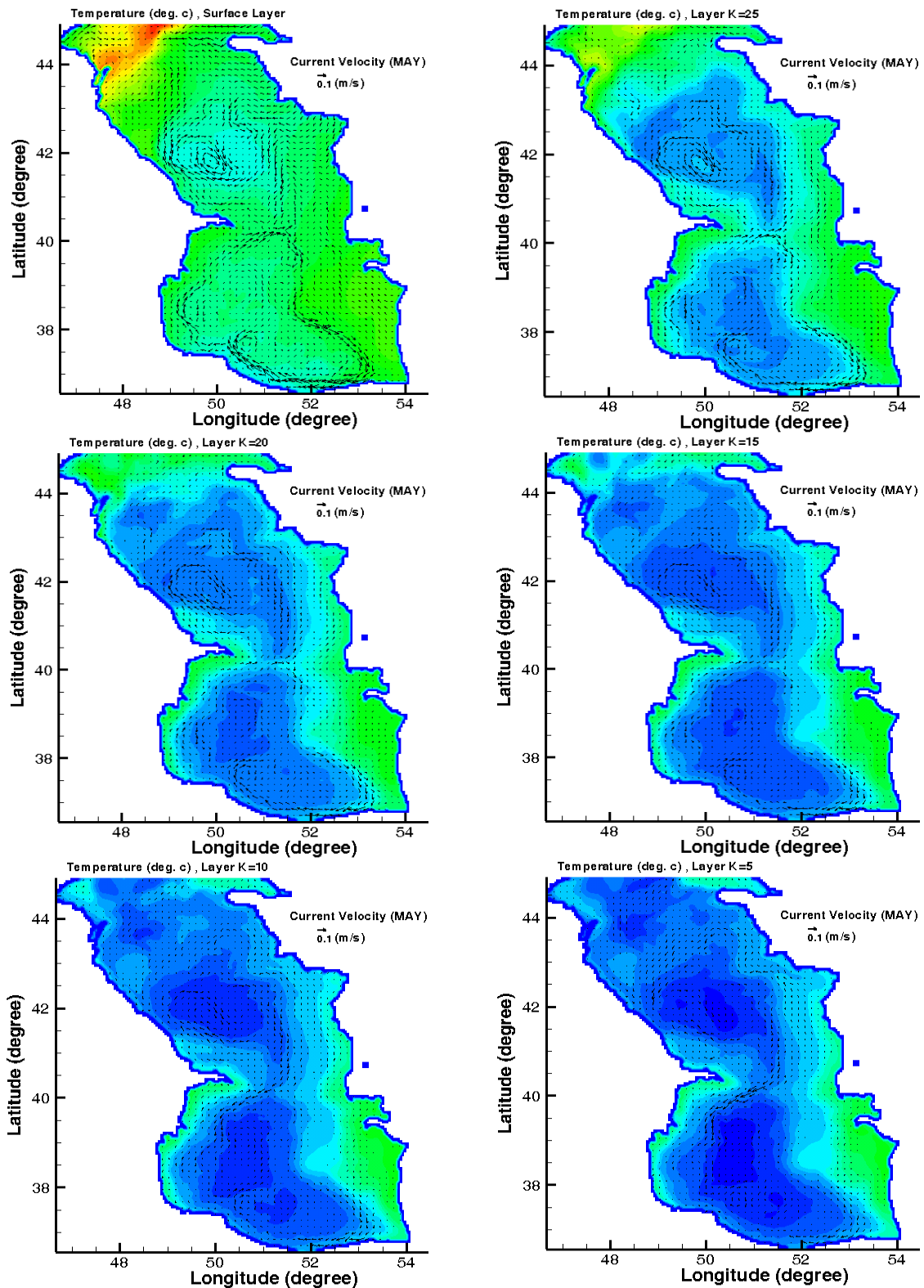
شکل‌های ۷ تا ۱۱ نتایج خروجی‌های مربوط به آخرین اجرای شبیه‌سازی با مدل COHERENS را برای ساختار دمایی و الگوی جریان‌های کلی از سطح تا بستر نشان می‌دهند. با توجه به این شکل‌ها، در زمستان و پاییز در نزدیکی سواحل و مناطق کم‌عمق به علت پایین بودن

جریان‌های شرق به غربی که در سواحل شرقی خزر میانی به‌وجود آمده‌اند از بین رفته‌اند. در ماه ژوئیه جریان‌های سطحی قوی قابل مشاهده هستند که نه فقط به علت تنش باد قوی که در این ماه وجود داشته رخ داده‌اند، بلکه ناشی از همرفت آب‌های گرم سطحی از خزر جنوبی به طرف خزر میانی نیز هستند. در لایه‌های زیرسطحی جریان‌هایی از خزر میانی به سوی خزر جنوبی مشاهده شده است که در واقع جریان آب سردی هستند که پس از نفوذ و فرورفتن آب‌های سرد سطحی در عرض‌های جغرافیایی بالاتر به سوی لایه‌های زیرین، از طرف شمال دریای خزر به سوی جنوب یا عرض‌های پایین‌تر حرکت کرده‌اند. در شکل ۱۲ ساختار دمایی ماه فوریه در راستای قائم نشان داده شده است. مطابق شکل، طبق انتظار دما در عرض‌های جغرافیایی بالا دارای مقادیر کمتری نسبت به مناطق جنوبی است. در ماه اکتبر نیز جریان آب گرم در طول سواحل شرقی از جنوب خزر به سوی شمال حرکت کرده است و در بالاترین قسمت خزر میانی جریان‌های آب سردی در طول سواحل غربی به سوی خزر جنوبی امتداد یافته‌اند. از طرفی در لایه سطحی روی پشته آبشوران جریان‌های سطحی از خزر جنوبی به سوی خزر میانی حرکت می‌کند و در لایه‌های زیرین به علت گرادیان دمایی بین خزر میانی و جنوبی، جریان آب سردی از سوی خزر میانی به سوی خزر جنوبی وجود داشته است (شکل ۱۰). در ماه دسامبر در خزر میانی و جنوبی الگوی جریان اصلی پادساعت‌گرد و علت آن تا اندازه‌ای شکل الگوی باد است؛ هرچند در لایه سطحی جریان‌هایی ناشی از گرادیان دمایی نیز مشاهده شده است. در لایه‌های زیرسطحی تا کف نیز ساختار الگوی جریان‌های پادساعت‌گرد به خوبی حفظ شده است (شکل ۱۱).

حدود ۴ تا ۶ درجه کمتر از مناطق عمیق است. همچنین در این ماه‌ها دما از خزر شمالی به سوی خزر جنوبی در حال افزایش است، به طوری که در ماه فوریه بیشینه دمای منطقه جنوبی به 13.2°C می‌رسد. از طرفی در ماه‌های گرم (اواخر بهار و تابستان)، دمای مناطق ساحلی بیشتر از مناطق عمیق است. با توجه به شکل ۷ که مربوط به ماه فوریه است، دمای سطح آب از لایه‌های سطحی به طرف کف کاهش می‌یابد، همچنین جریان آب گرمی در طول سواحل شرقی از خزر جنوبی به سوی شمال حرکت می‌کند. روی پشته آبشوران، در مکانی که در لایه‌های سطحی جریان آب گرم به طرف شمال (از طرف خزر جنوبی به سوی خزر میانی) در حال حرکت است، در لایه‌های زیرین این منطقه، دمای آب پایین‌تر و جریان آب سرد از طرف خزر میانی به سوی خزر جنوبی حرکت کرده است. البته این جریان‌ها روی پشته آبشوران در ماه‌های دیگر نیز حفظ شده‌اند، با این تفاوت که در بعضی ماه‌ها از جمله مه، ژوئیه و اکتبر این جریان‌ها در لایه‌های عمیق، قوی‌تر شده‌اند. شکل ۸ مربوط به ماه مه است که جریان‌های سطحی آن مشابه ماه فوریه (اما به مراتب ضعیف‌تر) و در سواحل شرقی خزر میانی به سوی شمال در حال حرکت است. از طرفی در این ماه، در خزر میانی جریان‌های نسبتاً ضعیف از سواحل شرقی آن به طرف غرب شکل گرفته که در واقع نشان‌دهنده شروع پدیده فراجوشی در این ناحیه است؛ اما این جریان‌ها در لایه‌های زیرسطحی، به علت کاهش اثر تنش باد بر این لایه‌ها تقریباً از بین رفته و در این نواحی جریان آب گرمی رو به شمال مشاهده شده است. با توجه به شکل ۸، در ماه ژوئیه (که مشابه این شرایط در ماه ژوئن و اوت نیز اتفاق افتاده است) در لایه‌های زیرسطحی که اثر باد ضعیف شده



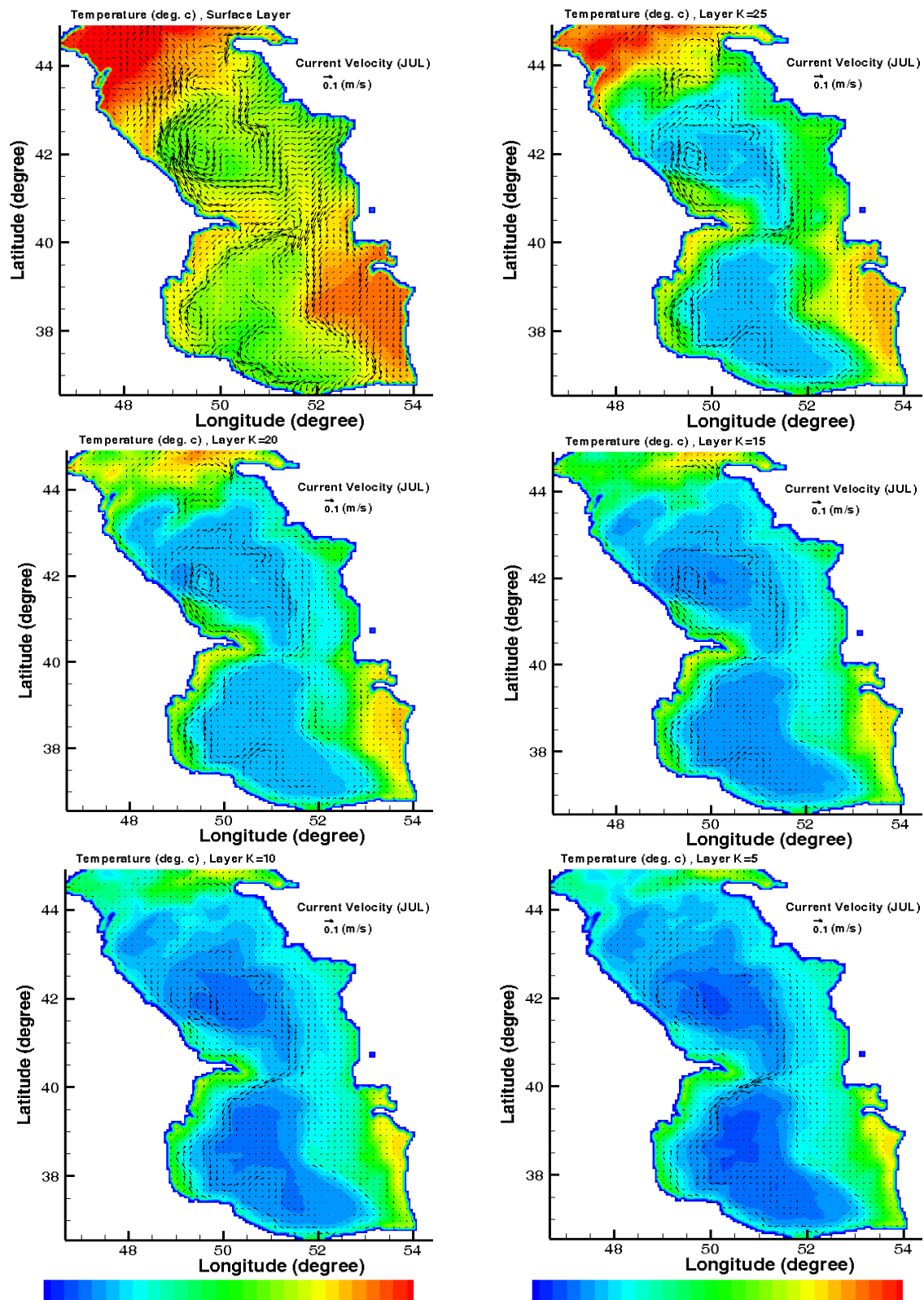
شکل ۷. میانگین میدان‌های ماهیانه دما و سرعت جریان‌ها در لایه‌های سطحی و زیرسطحی دریای خزر (فوریه ۲۰۰۴).



T: 7 9 11 13 15 17 19 21 23 25 27 29 31

T: 7 9 11 13 15 17 19 21 23 25 27 29 31

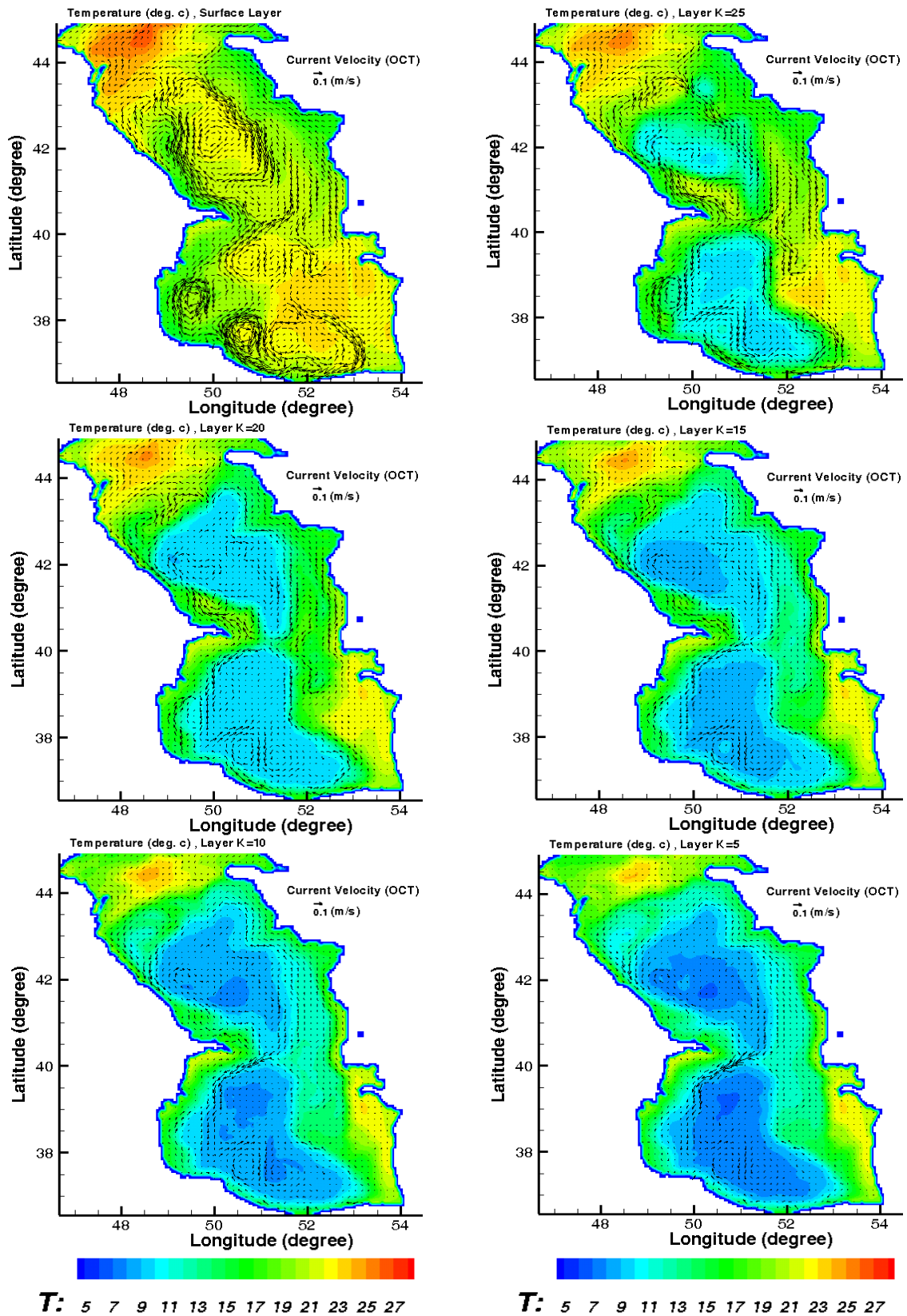
شکل ۸. میانگین میدان‌های ماهیانه دما و سرعت جریان‌ها در لایه‌های سطحی و زیرسطحی دریای خزر (مه ۲۰۰۴).



T: 5 7 9 11 13 15 17 19 21 23 25 27 29 31

T: 5 7 9 11 13 15 17 19 21 23 25 27 29 31

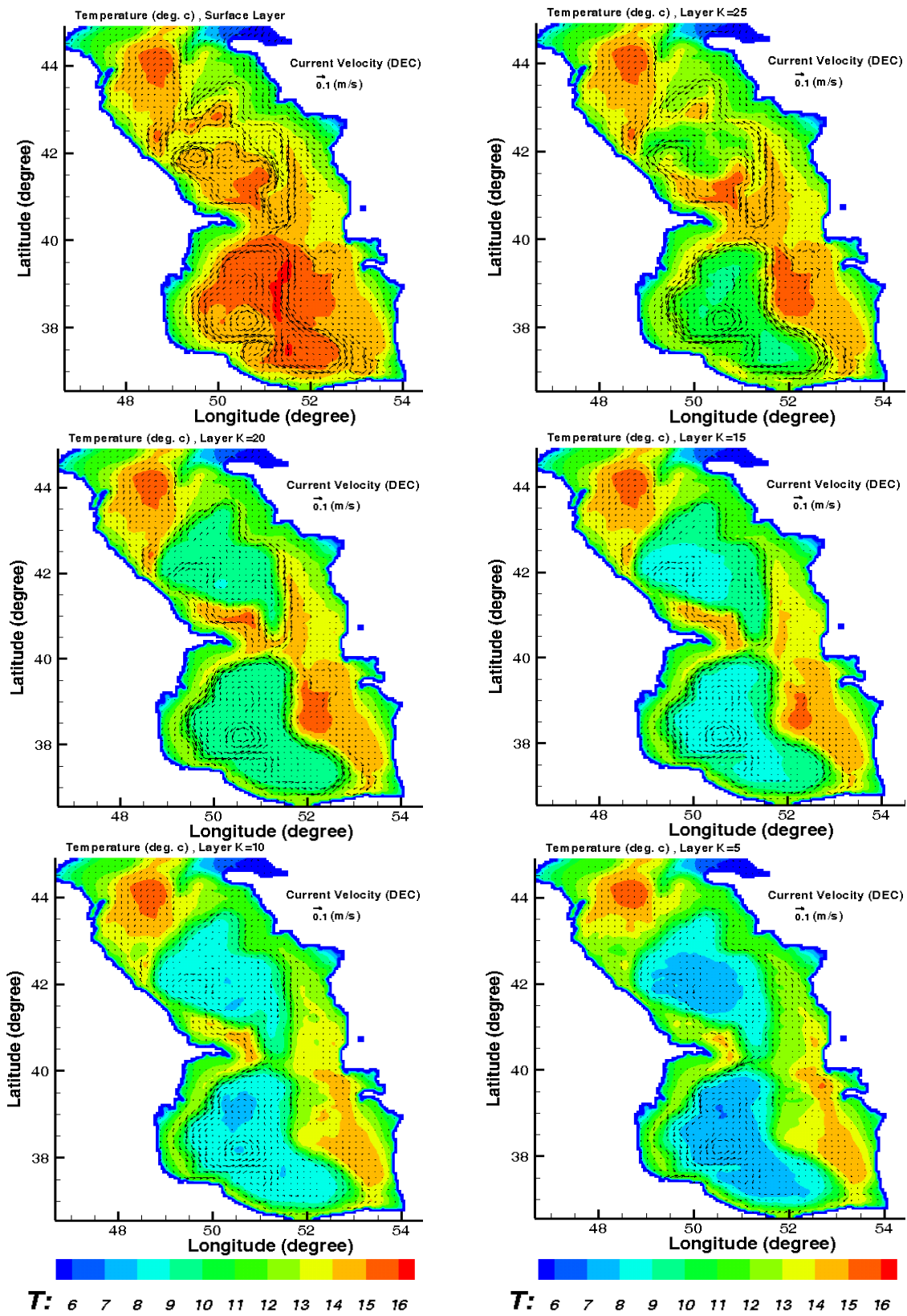
شکل ۹. میانگین میدان‌های ماهیانه دما و سرعت جریان‌ها در لایه‌های سطحی و زیرسطحی دریای خزر (ژوئیه ۲۰۰۴).



T: 5 7 9 11 13 15 17 19 21 23 25 27

T: 5 7 9 11 13 15 17 19 21 23 25 27

شکل ۱۰. میانگین میدان‌های ماهیانه دما و سرعت جریان‌ها در لایه‌های سطحی و زیرسطحی دریای خزر (اکتبر ۲۰۰۴).



شکل ۱۱. میانگین میدان‌های ماهیانه دما و سرعت جریان‌ها در لایه‌های سطحی و زیرسطحی دریای خزر (دسامبر ۲۰۰۴).

جریان‌سنج RCM9 در سه مورینگ در عرض فلات قاره در نقاطی به عمق ۲۰ متر، ۵۰ متر و ۲۰۰ متر تعیین شده‌اند. فاصله اولین مورینگ تا ساحل بین ۶ تا ۷ کیلومتر و فاصله سومین مورینگ تا ساحل بین ۱۱ تا ۱۲ کیلومتر است. از آنجا که در این تحقیق اندازه یاخته‌های مدل از آنجا که در این تحقیق اندازه یاخته‌های مدل COHERENS تقریباً ۵ کیلومتر است، پس مکان این سه جریان‌سنج (۲۰ متر، ۵۰ متر، ۲۰۰ متر) در یک یا دو یاخته از یاخته‌های شبکه که داده‌های عمق در آن درونیابی و سپس هموارسازی شده‌اند، قرار گرفته است. برای مقایسه داده‌های جریان این منطقه با مدل، از داده‌های نقطه‌ای با عمق ۲۰۰ متر استفاده شده است. با توجه به درونیابی داده‌های هندسه بستر در منطقه و سپس هموارسازی این داده‌ها در مدل و توجه به این امر که اندازه یاخته‌های شبکه حدود ۵ کیلومتر است، مقایسه نتایج مدل با داده‌هایی در عمق ۲۰۰ متر مناسب‌ترین انتخاب به نظر می‌رسد. با توجه به - شکل ۱۳ مشاهده می‌شود که جهت جریان‌های غالب اندازه‌گیری شده (داده‌های میدانی) در سواحل جنوب غربی خزر از سوی غرب به شرق است که این جریان‌ها هم از نظر مقدار و هم به لحاظ جهت، با نتایج جریان‌های به‌دست آمده از شبیه‌سازی مدل، هماهنگی و توافق نسبتاً خوبی دارد، هر چند می‌توان علت اختلاف این مقادیر را در این محدوده مربوط به درونیابی داده‌های هندسه بستر و داده‌های باد در مدل دانست.

به‌طور کلی با توجه به شکل‌های ۷ تا ۱۱، در اغلب ماه‌های سال الگوی گردش در لایه‌های زیرسطحی تا نزدیک بستر در خزر میانی و جنوبی به صورت پادساعت‌گرد است؛ هرچند در ماه‌های سرد از جمله ژانویه و دسامبر این الگوی گردش پادساعت‌گرد در لایه‌های سطحی نیز وجود داشته است.

در جدول ۳ میانگین سرعت جریان‌ها در کل یاخته‌های شبکه در لایه‌های متفاوت از سطح تا بستر نشان داده شده است. با توجه به جدول ۳ و شکل‌های ۷ تا ۱۱، سرعت جریان از سطح تا کف در حال کاهش است و حداکثر تغییرات سرعت جریان در ۵ لایه اول سطحی (بین لایه سطحی و لایه ۲۵) ایجاد شده است. در صورتی که از لایه ۱۵ تا ۵ تفاوت مقادیر سرعت جریان بسیار کم است و همچنین با توجه به شکل‌ها نیز می‌توان گفت تا اندازه زیادی شرایط همگن در این لایه‌ها (بین لایه ۱۵ تا ۵) به وجود آمده است. به همین علت تغییرات سرعت جریان در این لایه‌ها زیاد نیست.

برای بررسی صحت نتایج این شبیه‌سازی، از نتایج اندازه‌گیری‌هایی که در سال ۲۰۰۴ پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی انجام داده است، استفاده شد. اندازه‌گیری‌های میدانی جریان، در منطقه غربی جنوب دریای خزر در حد فاصل دهانه سپیدرود و بندر انزلی در عرض فلات قاره و در امتداد قائم بر ساحل تا عمق ۲۰۰ متر صورت گرفته است؛ اندازه‌های میدانی جریان، با

جدول ۳: میانگین سرعت جریان‌های ماهیانه (۲۰۰۴) در لایه‌های متفاوت.

میانگین ماهیانه سرعت جریان (cm/s) در لایه‌ها "فوریه"		میانگین ماهیانه سرعت جریان (cm/s) در لایه‌ها "مه"	
شماره لایه	میانگین ماهیانه سرعت جریان (cm/s)	شماره لایه	میانگین ماهیانه سرعت جریان (cm/s)
لایه سطحی	۳،۱۱	لایه سطحی	۳،۵۷
لایه شماره ۲۵	۲،۰۵۳	لایه شماره ۲۵	۲،۴۴
لایه شماره ۲۰	۲،۰۲	لایه شماره ۲۰	۲،۴
لایه شماره ۱۵	۱،۷۶	لایه شماره ۱۵	۱،۷۹
لایه شماره ۱۰	۱،۶۳	لایه شماره ۱۰	۱،۶۳
لایه شماره ۵	۱،۵۴	لایه شماره ۵	۱،۴۷

میانگین ماهیانه سرعت جریان (cm/s) در لایه‌ها	شماره لایه
"ژوئیه"	
۵,۵۷	لایه سطحی
۳,۲۸	لایه شماره ۲۵
۲,۶	لایه شماره ۲۰
۲,۱۸	لایه شماره ۱۵
۱,۹	لایه شماره ۱۰
۱,۶۲	لایه شماره ۵

میانگین ماهیانه سرعت جریان (cm/s) در لایه‌ها	شماره لایه
"اکتبر"	
۴,۸۴	لایه سطحی
۲,۵۳	لایه شماره ۲۵
۲,۰۲	لایه شماره ۲۰
۱,۷۶	لایه شماره ۱۵
۱,۶۳	لایه شماره ۱۰
۱,۶۲	لایه شماره ۵

در لایه‌ها cm/s میانگین ماهیانه سرعت جریان	شماره لایه
"دسامبر"	
۳,۵۹	لایه سطحی
۳,۱۷	لایه شماره ۲۵
۲,۶۶	لایه شماره ۲۰
۲,۲۹	لایه شماره ۱۵
۱,۹۸	لایه شماره ۱۰
۱,۷۳	لایه شماره ۵

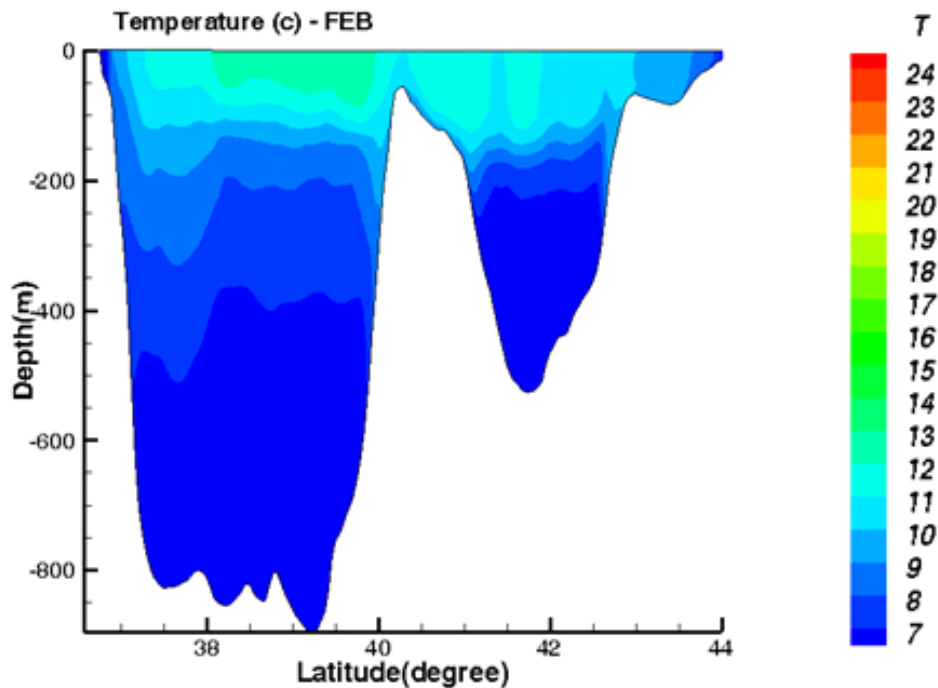
۴ نتیجه‌گیری

است که اثر باد و رودخانه‌ها بیشتر از مقادیر به دست آمده در جدول ۲ خواهد بود و شبیه‌سازی ناشی از واداشت باد و واداشت رودخانه‌ای نمی‌تواند به صورت دقیق نقش باد و یا نقش رودخانه‌ها را در ایجاد و شکل‌گیری و همچنین سرعت جریان‌ها نشان دهند. تنش باد نقش موثری نیز در تبخیر سطحی آب‌های منطقه و از این راه ایجاد تغییرات چگالی در حوزه دارد. در نتیجه می‌توان باد را در حکم عاملی در نظر گرفت که به صورت غیرمستقیم، سهمی نیز در ایجاد جریان‌های ترموهالاینی دارد. از طرفی رودخانه‌ها نیز به علت شوری کم و دمای متفاوت‌شان باعث ایجاد تغییر چگالی در حوزه شده‌اند و آنها نیز در شار شناوری و همچنین جریان‌های ترموهالاینی، بسیار موثر خواهند بود. لازم به ذکر است، جریان‌های ترموهالاینی در این حوزه به این علت که تغییرات شوری در کل حوزه نسبتاً ناچیز است، بیشتر تحت تاثیر تغییرات دمایی قرار گرفته‌اند. این جریان‌های ترموهالاینی، هم شامل جریان‌های ترموهالاینی افقی (به دلیل اختلاف دمای آب بین عرض‌های جغرافیایی بالا و پایین) و هم

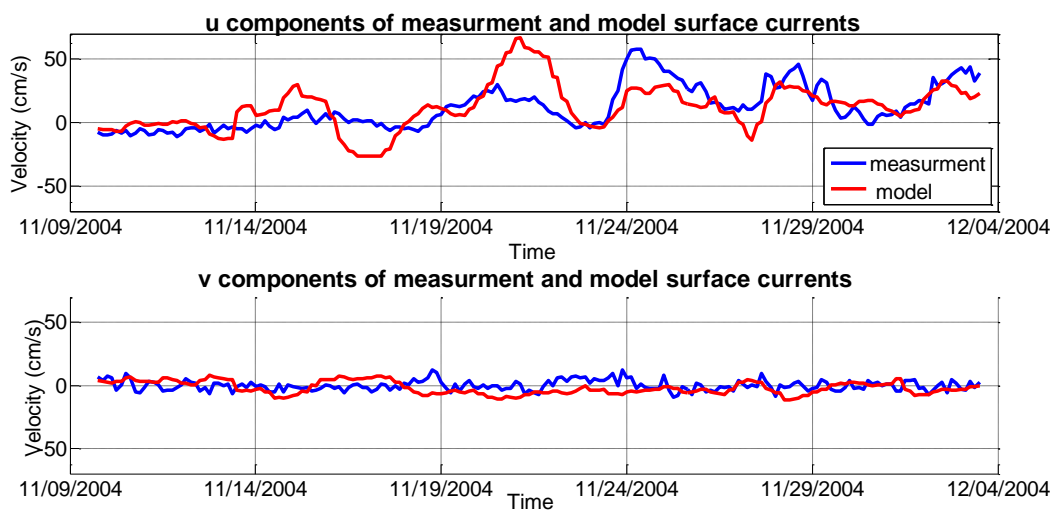
با توجه به شکل‌های ۴، ۵ و جدول ۲ مشخص می‌شود که جریان‌های ناشی از باد در ماه‌های ژانویه، ژوئیه، اوت و دسامبر قوی‌تر از دیگر ماه‌های سال و علت آن رژیم باد قوی در این ماه‌ها است. از طرفی سرعت جریان‌های ناشی از ورودی رودخانه‌ها در ماه‌های مه و ژوئن از دیگر ماه‌ها بسیار بیشتر است و این جریان‌های ایجاد شده بر اثر واداشت رودخانه‌ای، نقش مهم و موثری در شکل‌گیری جریان‌های دریای خزر دارد. به صورت تقریبی سرعت جریان‌های ایجاد شده از رودخانه‌ها یک‌دهم سرعت جریان‌های بادرانده است که در ماه‌های مه و ژوئن این نسبت به یک‌سوم می‌رسد و نشان‌دهنده قوی بودن اثر واداشت رودخانه در این ماه‌های سال است. با مقایسه بیشینه سرعت جریان‌های بادرانده و جریان‌های ناشی از ورودی رودخانه‌ها مشاهده می‌کنیم که بیشینه سرعت جریان‌ها برای ورودی رودخانه‌ها (در محل ورودی دبی ولگا) بسیار بیشتر از بیشینه جریان‌های بادرانده و علت آن شدت و مقدار زیاد دبی رودخانه ولگا است. لازم به ذکر

به جنوبی رخ می‌دهد. نکته جالب دیگر نیز این است که این جریان هنگام رسیدن به دماغه دلتای سپیدرود، ظاهراً ناپایدار می‌شود و یک ساختار تاوهای دوقطبی تشکیل می‌دهد (شکل ۱۱).

جریان‌های ترموهالاینی قائم هستند که از فرورفتن آب‌های سرد با چگالی زیاد در ناحیه شمالی خزر و حرکت به سوی ناحیه جنوبی ایجاد شده‌اند. جریان‌های عمیق در امتداد هم‌عمق‌ها در خزر جنوبی نیز قابل ملاحظه است که در اثر جریان از روی پشته آبشوران از خزر میانی



شکل ۱۲. میانگین ماهیانه میدان دمای خزر جنوبی و میانی در راستای قائم (نتایج شبیه‌سازی مدل برای سال ۲۰۰۴).



شکل ۱۳. سرعت جریان‌های لایه سطحی در ایستگاه انزلی (مقایسه داده‌های اندازه‌گیری شده و نتایج مدل سال ۲۰۰۴).

نسیمی، س.، و غیائی، ر.، ۱۳۸۵، مدل سه‌بعدی گردش آب و ساختار دما در دریای خزر: مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۲(۲)، ۹۹-۱۱۶.

Arakawa, A. and Suarez M.J., 1983, Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates: Mon. Wea. Rev., 111, 34-45.

Aubrey, D. G., Glushko, T. A., Ivanov, V. A. et al., 1994, North Caspian Basin: Environmental Status and Oil and Gas Operational Issues: Report for Mobil-oil, 650 pp.

Aubrey, D. G., 1994, Conservation of Biological Diversity of the Caspian Sea and its Coastal Zone. A Proposal the Global Environment Facility: Report to GEF, 250 pp.

Baidin, S. S. and Kosarev, A. N., 1986, Kaspiiskoe more, Hidrologiya a Hidroimiya, Nauka, Moscow, USSR.

Bondarenko, A. L., 1993, Tcheniya Kaspiiskogo moray I formirovanie polya solenosti vod Severnogo Kaspiya, Nauka, Moscow, Russia.

Geernaert G. L., Katsaros K. B. and Richter K., 1986, Variation of the drag coefficient and its dependence on sea state: Journal of Geophysical Research, 91, 7667-7679.

Ibrayev, R., Ozsoy, E., Schrum, C., and Sur, H. I., 2010, Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation sea level and air-sea interaction: Ocean Science, No. 6, 311-329.

Kaplin, P., 1995, The Caspian: Its past, present and future, p. 71-117: In A. F. Mandych [ed.], Enclosed Seas and Large Lakes of Eastern Europe and Middle Asia. SPB, The Hague.

Kara, A. B., Wallcraft A. J., and Metzger E. J., 2010, Cunduz Murat, impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea: Continental Shelf Research., No. 30, 1211-1225.

Kosarev, A. N., and Yablonskaya, E. A., 1994, The Caspian Sea: SPB Academic Publishing.

Kosarev, A. N., 1975, Hidrologiya Kaspiiskogo i Aralskogo morey: 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 water circulation: Atmospheric and Oceanic Physics., Vol. 44, No. 2, 236-249.

به‌طورکلی، با توجه به مقادیر میانگین جریان‌های بادرانده و جریان‌های کلی در سطح دریای خزر می‌توان گفت در بیشتر ماه‌های سال بدون در نظر گرفتن اثر تنش باد در ایجاد جریان‌های ناشی از گرادیان چگالی، نزدیک به نیمی از سرعت جریان‌های کلی مربوط به جریان‌های بادرانده است. این مقدار قابل توجه است و می‌توان واداشت باد را به منزله اصلی‌ترین واداشت در ایجاد جریان‌های سطحی خزر به شمار آورد. پس از باد، گرادیان دمایی نقش بسیار مهمی در الگوی گردش آب دریای خزر دارد و سبب ایجاد جریان‌های ترموهالاینی می‌شود. ایرایو و همکاران (۲۰۱۰) و همچنین کنیش و همکاران (۲۰۰۸) نیز با استفاده از مدل‌های عددی سه‌بعدی به تحلیل تغییرات فصلی جریان در دریای خزر پرداخته‌اند و در نتایج هر دو این تحقیقات، تنش باد و پس از آن گرادیان دمایی، به منزله عوامل بسیار مهم در تعیین الگوی گردش دریای خزر شناخته شده‌اند.

تشکر و قدردانی

لازم می‌دانیم از نظرات ارزشمند جناب آقای دکتر نسیمی تقدیر و سپاسگزاری کنیم و همچنین از همکاری سرکار خانم دکتر کامران‌زاد و پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوئی در عرضه داده‌های اندازه‌گیری جریان و داده‌های باد اصلاح شده ECMWF قدردانی کنیم.

منابع

بهلولی، ا.، منتظری، م.، و طاهری، ا.، ۱۳۹۳، شبهه‌سازی الگوی جریان‌های ناشی از باد در دریای خزر با استفاده از مدل PMODynamics: یازدهمین همایش

بین‌المللی ICOPMAS.

لاهیجانی، ح.، سال ۱۳۸۳، مقدمه‌ای بر ویژگی‌های دریای خزر:

انتشارات نوربخش، ۱۶-۲۲.

- Stockman, W., 1938, Issledovaniya kinematiki techeniy u zapadnogo berega v sredney hasti aspiiskogo moray: Transactions of the Azerbaidjan Scientific-Investigative Fishery station, Baku, USSR, 1, p. 76.
- Tuzhilkin, V. S., Kosarev, A. N., 2005, Thermohaline Structure and General Circulation of the Caspian Sea Waters: In A. G. Kostianov and A. N. Kosarev [editors], The Caspian Sea Environment (Handbook of Environmental Chemistry), 33–58.
- Terziev, F. S., Kosarev, A. N., Kerimov, A. A. (Eds.), 1992, Hydrometeorology and Hydrochemistry of Seas. Caspian Sea, vol. VI, Hydrometeorological Conditions: issue 1. S.-Petersburg, Hydrometeoizdat, 359 pp. (in Russian).
- Lednev, V. A., 1943, Techeniya Severnogo i Srednego Kaspiya, Morskoy Transport, Moscow, USSR.
- Luyten, P. J., Jones, J. E., Proctor, R., Tabor, A., Tett, P., and Wild-Allen, K., 1999, COHERENS- A coupled hydrodynamical-ecological model for regional and shelf seas: User Documentation, MUMM Rep., Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea.
- Mazaheri, S., Kamranzad, B., Hajivalie, F., 2013, Modification of 32 years ECMWF wind field using QuikSCAT data for wave hindcasting in Iranian Seas: J. Coastal Research, Special Issue, 344–349.
- Smagorinsky J., 1963, General circulation experiments with the primitive equations – I. The basic experiment: Mon. Wea. Rev., 91, 99–165.