

محاسبه جریان ژئوستروفیک در اقیانوس اطلس شمالی

مهري فلاحي^۱، مسعود صدري نسب^{۲*}

mfallahi2012@gmail.com

masoud.sadri@ut.ac.ir

^۱ دانشجوی دکتری، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر

^{۲*} نویسنده مسئول، دانشیار، دانشگاه تهران، دانشکده محیط زیست، تهران

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۷/۰۸

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۱/۱۴

چکیده

در این تحقیق جریان در ناحیه‌ای از اقیانوس اطلس شمالی با به دست آوردن شیب یک سطح فشار ثابت نسبت به یک سطح ژئوپتانسیل ثابت، محاسبه شده است. ابتدا، تفاوت در ژئوپتانسیل میان دو سطح فشار ثابت در موقعیت‌های هیدروگرافی مختلف برآورد شده، سپس شیب سطح فشار بالایی نسبت به پایینی و در نهایت جریان ژئوستروفیک در سطح بالایی نسبت به جریان در لایه پایینی محاسبه شده است. برای به دست آوردن جریان‌ها به صورت تابعی از عمق، از هر تراز نسبت به تراز مرجع انتگرال‌گیری شده است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهند که بیشینه جریان در منطقه مورد مطالعه ۲۲/۳ سانتی‌متر بر ثانیه می‌باشد، همچنین آنالیز داده‌ها نشان می‌دهد که تا عمق ۱۵۰۰ متر شرایط شارش، باروکلینیکی و از آن عمق به بعد شرایط شارش باروتروپیک است، به علاوه نتایج این تحقیق نشان داد که شارش در راستای قائم در این منطقه می‌تواند هم شرایط باروکلینیک و هم باروتروپیک داشته باشد. همچنین مقایسه این مطالعه با داده‌های میدانی تطابق خوبی را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: اقیانوس اطلس شمالی، جریان ژئوستروفیک، شارش باروتروپیک، شارش باروکلینیکی، سطح ژئوپتانسیل

۱. مقدمه

کوریولی منتج از جریان‌های افقی موازنه می‌شوند که به عنوان ترازمندی ژئوستروفیکی نامیده می‌شود.

نیروهای غالبی که در راستای قائم و افقی عمل می‌کنند، به ترتیب گرادیان فشار و وزن آب در راستای قائم و گرادیان فشار و نیروی کوریولی در راستای افق هستند. همچنین فشار در هر نقطه ستون آب با تقریب خوبی برابر با وزن آب ستون بالای آن نقطه است [۱].

جریان‌های ژئوستروفیکی بخش بزرگی از جریان‌های اقیانوسی را تشکیل می‌دهند که نقش عمده‌ای در تغییرات آب و هوایی ایفا می‌نمایند. بر اساس اقیانوس‌شناسی کلاسیک، جریان ژئوستروفیکی می‌تواند مشتقی از گرادیان فشار باشد. با فرض ثابت بودن چگالی آب، جریان ژئوستروفیکی را می‌توان از توپوگرافی دینامیکی^۱ برآورد کرد. در تحقیق

پایش حوزه‌های آبی یکی از اهداف مجامع علمی در تمام جهان است. بررسی فراسنج‌های فیزیکی، جریان‌های دریایی، تأثیر آن بر آب و هوا و اقلیم خشکی‌ها از موضوع‌های مورد تحقیق در این مجامع است. مطالعه جریان‌های دریایی در مسائل عمده و مهمی همچون مدیریت منابع دریایی و ساحلی، ماهیگیری و مسیریابی از اهمیت زیادی برخوردار است. جریان ژئوستروفیک که از ترازمندی نیروی گرادیان فشار و نیروی کوریولی ایجاد می‌شود، عامل اصلی در ایجاد جریان‌ها در مقیاس بزرگ است. بنابراین در این تحقیق به چگونگی به دست آوردن آن در اطلس شمالی پرداخته شده است.

دور از کرانه‌های اقیانوس از بالا و پایین لایه اکمن، برای فاصله‌های افقی بیشتر از ده‌ها کیلومتر و زمان‌های بیش از چند روز، گرادیان‌های افقی فشار، با تقریب خوبی با نیروی

از ارتفاع سنجی ماهواره‌ای از شیب سطح دریا محاسبه می‌شوند دقت $(\pm 3 \text{ cm/s})$ را دارند [۷].

یوچیدا و همکارانش در تحقیق خود، داده‌های اندازه‌گیری شده به وسیله جریان‌سنج‌های متحرک در کوروشیو^۹ را با جریان‌هایی که به واسطه داده‌های ارتفاع سنجی ماهواره‌ای به دست آورده بودند، مقایسه نمودند. یافته‌های این تحقیق نشان می‌دهد که اگر شیب در فاصله افقی ۱۲/۵ کیلومتر محاسبه شود، تفاوت میان دو اندازه برای جریان‌ها بیشتر از ۱۵۰ سانتی‌متر بر ثانیه خواهد بود [۸].

همچنین جان و همکارانش، جریان گلف استریم را در شمال شرق دماغه هاتراس^{۱۰} اندازه‌گیری و اندازه‌ها را با سرعت محاسبه شده به واسطه داده‌های هیدروگرافی مقایسه کردند. این محققان دریافتند که سرعت اندازه‌گیری شده در هسته جریان، در عمق‌های کمتر از ۵۰۰ متر حدود ۱۰ تا ۲۵ سانتی‌متر بر ثانیه سریع‌تر از سرعتی است که با معادله‌های ژئوستروفیکی در عمق ۲۰۰۰ متر محاسبه می‌شود. بیشینه سرعت در هسته، بزرگ‌تر از ۱۵۰ سانتی‌متر بر ثانیه بوده که دارای خطایی تقریباً برابر ۱۰ درصد است [۹].

مرسیر و همکارانش چگونگی استفاده از روش وارونگی را مطالعه کرده و نتیجه می‌گیرد که می‌توان جریان را با استفاده از خطوط مقطعی هیدروگرافی با پایستگی جرم و شوری محاسبه نمود. با این مطالعه گردش لایه‌های بالایی از حوضه‌های شرقی اطلس جنوبی را با استفاده از داده‌های هیدروگرافی و اندازه‌گیری‌های مستقیم از جریان در یک مدل تعیین نمودند [۱۰].

هدف از تحقیق حاضر، محاسبه جریان ژئوستروفیکی به واسطه محاسبه شیب یک سطح فشار ثابت نسبت به یک سطح ژئوپتانسیل است. با استفاده از نتایج این محاسبات علاوه بر بزرگی جریان، می‌توان نوع شارش را در اقیانوس اطلس شمالی تعیین نمود. ناحیه مورد بررسی در جایی بسیار دور از ساحل در اطلس شمالی قرار دارد.

یانگ و همکارانش سرعت جریان ژئوستروفیکی را به همین روش برآورد نموده‌اند و این نتایج با اندازه‌گیری‌های میدانی مقایسه شده و توافق خوبی را با هم دارند. [۲]

ویز و همکارانش نتیجه گرفتند که شارش‌های بزرگ مقیاس در اتمسفر و اقیانوس تقریباً در موازنه‌های ژئوستروفیکی رخ می‌دهند. مطالعه‌های آنها نشان می‌دهد که اغتشاش میرای شبه ژئوستروفیکی^۲، وجود دارد [۳].

پیچک‌هایی با هسته گرم^۳ اغلب در پیچ‌وخم‌های جریان‌های مرزی غربی^۴ شکل می‌گیرند. این پیچک‌ها بارها همراه آب‌هایی با چگالی کم که از جریان‌های مرزی غربی سرچشمه می‌گیرند، ایجاد می‌شوند. در این رابطه مک‌دونالد و همکارانش، با استفاده از مدل ROMS^۵ وضعیت جریان استرالیای شرقی^۶ را در مدت‌زمان شکل‌گیری این چرخنده‌ها مورد بررسی قرار دادند. مقایسه خروجی‌های این مدل، با داده‌های ماهواره‌ای دمای سطحی دریا و پروفایل‌های قائم نشان می‌دهد، در طول دوره‌ای که پیچک‌ها حلقوی شده و شکل می‌گیرند، این مدل یک شبیه‌سازی واقعی از چرخنده را نشان می‌دهد. [۴].

کامل با استفاده از تحلیل داده‌های هیدروگرافی، جریان‌ها را در سطح و اعماق ۳۰، ۵۰، ۷۵، ۱۰۰، ۲۰۰ و ۳۰۰ متر سواحل دریای مدیترانه، در چهار فصل محاسبه کرد. او نتیجه گرفت، گردش سطحی با گردباد هوایی در زمستان، بهار و تابستان در خلیج سلوم^۷ شکل می‌گیرد. همچنین در نواحی نزدیک ساحل، جریان‌ها شرق سو و در نواحی عمیق‌تر جریان‌ها غرب سو هستند [۵].

پلاتا و همکارانش مشخصه‌های امواج داخلی در باهیا باندارس مکزیکی^۸ را با استفاده از داده‌های میدانی در تاریخ ۲۴ و ۲۵ آوریل ۲۰۰۱ تعیین نمودند. مطالعه آنها نشان می‌دهد که گردش ژئوستروفیکی در خلیج مکزیکی در فصل بهار نقش مهمی در مبادله جرم آب میان ناحیه محصور به ساحل شرقی، کناره خلیج و آب آزاد ایفا می‌کند [۶].

ستراب و همکارانش در مطالعه خود روی جریان‌های سطحی کالیفرنیا نشان دادند که جریان‌هایی که به واسطه اندازه‌گیری

۲. تئوری و محاسبات

در تعادل ژئوستروفیک نیروی کوریولی با گرادیان افقی فشار موازنه شده و با در نظر گرفتن فرض‌های زیر می‌توان معادله‌های تعادل ژئوستروفیک را از معادله‌های حرکت به دست آورد.

$$\left(\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial w}{\partial t} = 0\right); \text{ (الف) شارش هیچ شتابی ندارد}$$

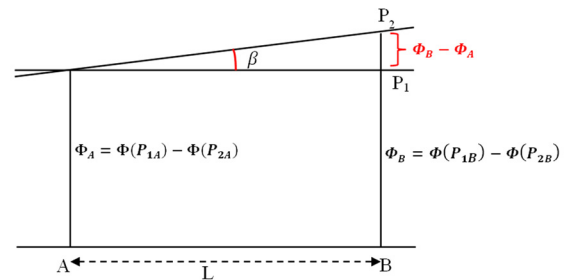
(ب) سرعت‌های افقی خیلی بزرگ‌تر از سرعت‌های عمودی هستند ($w \ll u, v$);

(ج) نیروی خارجی فقط گرانش است و اصطکاک خیلی کوچک است.

با این فرض‌ها، معادله‌های حرکت عبارتند از:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho f v \quad \frac{\partial p}{\partial y} = -\rho f u \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (۱)$$

معادله‌های (۱) معادله‌های ژئوستروفیک نامیده می‌شوند که در آن f پارامتر کوریولی است و از رابطه $f = 2\Omega \sin \phi$ به دست می‌آید. در این رابطه نیز ϕ عرض جغرافیایی و Ω سرعت زاویه‌ای چرخش زمین است.



شکل ۱. طرح هندسی که برای محاسبه ژئوستروفیک

حاصل از هیدروگرافی استفاده شده است.

برای محاسبه جریان‌های ژئوستروفیکی به محاسبه گرادیان افقی فشار نیاز است. برای این امر، محاسبه شیب یک سطح فشار ثابت نسبت به یک سطح ژئوپتانسیل ثابت روش مناسبی است. در این روش می‌توان برای محاسبه جریان با توجه به شکل (۱) به صورت زیر عمل نمود.

تفاوت در ژئوپتانسیل ($\Phi_A - \Phi_B$) میان دو سطح فشار ثابت (P_1, P_2) در موقعیت‌های A و B برآورد و شیب سطح فشار بالایی نسبت به پایینی محاسبه می‌شود. سپس جریان ژئوستروفیک در سطح بالایی نسبت به جریان در سطح پایینی محاسبه می‌شود. برای فراهم کردن جریان‌ها به صورت تابعی

از عمق، برش جریان، از جایی که جریان‌ها شناخته شده هستند، انتگرال‌گیری می‌شود (شکل ۱).

برای محاسبه جریان‌های ژئوستروفیکی، اقیانوس‌شناسان شکل اصلاح شده‌ای از معادله هیدرواستاتیک را استفاده می‌کنند.

گرادیان فشار قائم (۱) نوشته می‌شود:

$$\frac{\delta p}{\rho} = \alpha \delta p = -g \delta z \quad (۲ \text{ الف})$$

$$\alpha \delta p = \delta \Phi \quad (۲ \text{ ب})$$

اینجا $\alpha(s, t, p)$ حجم ویژه^{۱۱} است و (۲ب) از $(\Phi = \int_0^z g \, dz)$ تبعیت می‌نماید. دیفرانسیل‌گیری از (۲ب) نسبت به فاصله افقی x اجازه می‌دهد که موازنه ژئوستروفیک بر حسب شیب سطح فشار ثابت، با استفاده از $f = 2\Omega \sin \phi$ ، نوشته شود.

$$\alpha \frac{\delta p}{\delta x} = \frac{1}{\rho} \frac{\delta p}{\delta x} = -2\Omega v \sin \phi \quad (۳ \text{ الف})$$

$$\frac{\partial \Phi(p = p_0)}{\partial x} = -2\Omega v \sin \phi \quad (۳ \text{ ب})$$

که در این جا ϕ ژئوپتانسیل در سطح فشار ثابت است. با انتگرال‌گیری از (۳ب)، با توجه به شکل ۱، تفاوت ژئوپتانسیل میان دو سطح فشار ثابت محاسبه می‌شود؛ بنابراین با انتگرال‌گیری از معادله (۳ب) در ایستگاه A می‌توان نوشت:

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \alpha(s, t, p) dp \quad (۴)$$

همچنین حجم ویژه غیرمتعارف به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\alpha(s, t, p) = \alpha(35, 0, p) + \delta \quad (۵)$$

در معادله (۵) $\alpha(35, 0, p)$ حجم ویژه آب دریا با شوری psu و ۳۵ و دمای صفر درجه سانتی‌گراد و فشار p است. در جمله دوم δ حجم ویژه غیرمتعارف^{۱۲} است. با جایگزینی معادله (۵) و (۴) می‌توان نوشت:

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \alpha(35, 0, p) dp + \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \delta dp$$

$$\Phi(P_{1A}) - \Phi(P_{2A}) = (\Phi_1 - \Phi_2)_{std} + \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \delta dp$$

که در این جا $(\Phi_1 - \Phi_2)_{std}$ فاصله ژئوپتانسیل استاندارد میان دو سطح فشار ثابت P_1 و P_2 است، به طوری که:

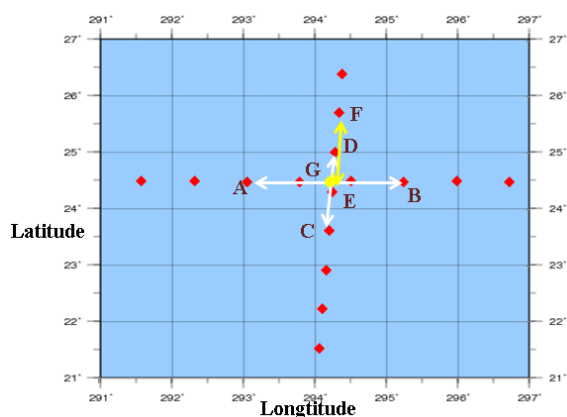
$$\Delta \Phi_A = \int_{P_{1A}}^{P_{2A}} \delta dp \quad (۶)$$

شکل (۲) منطقه مورد مطالعه که قسمتی از اقیانوس اطلس شمالی در جوار خلیج مکزیک است را نشان می‌دهد. در این شکل همه ایستگاه‌هایی که حاوی اطلاعات مورد نظر این تحقیق است با نقاط علامت گذاری شده‌اند.



شکل ۲. منطقه مورد مطالعه و ایستگاه‌های حاوی اطلاعات

همه اطلاعات مورد نیاز این مطالعه که شامل شوری، دما، فشار، عمق و جریان هستند، از پایگاه اطلاعاتی نوآ ۱۵ استخراج شده‌اند. از میان ایستگاه‌های نشان داده شده در شکل (۲) اطلاعات هفت ایستگاه A, B, C, D, E, F و G برای محاسبه جریان ژئوستروفیک در این تحقیق انتخاب شده‌اند، موقعیت دقیق تر این نقاط در شکل ۳ نشان داده شده است. در بخش اول این تحقیق از اطلاعات نقاط A, B, C و D برای محاسبه مؤلفه‌های جریان ژئوستروفیک در راستاهای شرق-غرب و شمال-جنوب و در نتیجه بزرگی جریان ژئوستروفیک در نقطه G استفاده می‌شود.



شکل ۳. موقعیت ایستگاه‌های انتخاب شده

در بخش دیگر این تحقیق لازم است با استفاده از اطلاعات ایستگاه‌های E و F مؤلفه شرق‌سوی جریان ژئوستروفیک حساب شود تا پس از بررسی برش مقطعی چگالی پتانسیل در آن ناحیه، نوع شارش را تعیین کرد.

در معادله (۶) $\Delta\Phi_A$ ، فاصله ژئوپتانسیلی نامتعارف میان سطح‌ها نام گذاری می‌شود. فاصله هندسی میان Φ_1 و Φ_2 به‌طور عددی تقریباً برابر با $\frac{\Phi_1 - \Phi_2}{g}$ است که در آن $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ مقدار تقریبی گرانش زمین است. ژئوپتانسیل نامتعارف خیلی کوچک بوده و تقریباً ۰/۱ درصد فاصله ژئوپتانسیل استاندارد است.

سپس ژئوپتانسیل نامتعارف میان دو سطح فشاری P_1 و P_2 که در دو ایستگاه هیدروگرافی A و B به فاصله L محاسبه شده، در نظر گرفته می‌شود. در شکل (۱) برای سادگی فرض می‌شود که سطح فشار ثابت پایینی یک سطح تراز است؛ بنابراین سطوح فشار ثابت و سطوح ژئوپتانسیل ثابت بر هم منطبق هستند و هیچ سرعت ژئوپتانسیلی در این عمق وجود ندارد.

شیب سطح بالایی عبارت خواهد بود از:

$$\frac{\Delta\Phi_A - \Delta\Phi_B}{L} = P_2 \quad \text{شیب سطح فشار ثابت}$$

سرعت ژئوپتانسیل در رابطه (۳) محاسبه می‌شود:

$$V = \frac{\Delta\Phi_A - \Delta\Phi_B}{2 \Omega L \sin \phi} \quad (7)$$

که در این معادله V سرعت در سطح ژئوپتانسیل بالایی است. برای شارش در نیمکره شمالی، سرعت V عمود بر صفحه دو ایستگاه هیدروگرافی و درون صفحه جهت گیری خواهد شد؛ بنابراین آب سبک‌تر و گرم‌تر در نیمکره شمالی به سمت راست جریان سو پیدا می‌کند.

در اینجا می‌توان شیب سطوح فشار ثابت را با استفاده از چگالی ρ به جای حجم ویژه α محاسبه کرد. در این تحقیق از حجم ویژه استفاده شده زیرا در اقیانوس‌شناسی، کاربردی رایج دارد و جدول‌های حجم ویژه نامتعارف و گد‌های رایانه‌ای برای محاسبه نامتعارف‌ها به‌طور وسیعی در دسترسند. همچنین باید محاسبات با دقت چند قسمت در میلیون انجام شوند، بنابراین برای محاسبات و نوشتن برنامه رایانه‌ای مورد نیاز و ترسیم‌ها، از نرم‌افزار اکسل^{۱۳} و سورفر^{۱۴} استفاده شده است [۱۱، ۱].

حجم ویژه غیرمتعارف $\delta(S,t,p)$ ، به واسطه استفاده از مقادیر دما، شوری و فشار (p, S, t) در هر لایه محاسبه شده است و متوسط حجم ویژه غیرمتعارف، (δ)، برای لایه میان دو تراز فشار استاندارد برآورد شده است. بنابراین ژئوپتانسیل نامتعارف $\Delta\Phi$ با انتگرال گیری از (۶) بین فشارهای P_1 در پایین هر لایه و P_2 بالای هر لایه قابل محاسبه است. فاصله دو ایستگاه شرقی و غربی A و B تقریباً ۲۲۰ کیلومتر و فاصله دو ایستگاه شمالی و جنوبی C و D تقریباً ۲۳۳ کیلومتر است. در این مطالعه جریان های ژئوستروفیک نسبت به ۲۰۰۰ dbar برآورد شده اند، ابتدا مؤلفه های شمال سو و شرق سوی جریان و در نهایت اندازه و جهت جریان محاسبه می شوند، سپس بزرگی جریان بر حسب عمق فشاری (شکل ۴) ترسیم می شود [۱۱، ۱].

بخش دوم تحقیق: در محدوده یادشده (شکل ۲) دو ایستگاه E و F برای محاسبه مؤلفه شرق سوی جریان در نظر گرفته شده اند که مشخصات این ایستگاه ها در جدول ۲ درج شده اند.

جدول ۲- مشخصات ایستگاه های انتخاب شده

عمق (متر)	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)
۵۶۹۹	-۶۵/۷۴۹۷	۲۴/۳۱۹۶
۵۹۴۰	-۶۵/۶۵۹۷	۲۵/۷۱۹۲

سپس چگالی نسبی در مقطع طولی $65/8^{\circ}W$ ، با استفاده از داده های ایستگاه هایی که در امتداد این طول جغرافیایی قرار دارند (شکل ۲)، محاسبه می شود تا نوع شارش در راستای قائم مورد بررسی قرار گیرد [۱۱، ۱].

۳. یافته ها

نتایج حاصل از محاسبات در بخش اول تحقیق نشان می دهد که بیشینه جریان در نقطه G مرکز نقاط A، B، C و D (شکل ۲) واقع در اطلس شمالی، $22/3$ سانتی متر بر ثانیه است. از نمودار شکل ۴ که با استفاده از نتایج محاسبات در نقطه G رسم شده است، می توان نتیجه گرفت که تا نزدیکی عمق ۱۵۰۰ متر شرایط شارش، باروکلینیکی و از آن به بعد شرایط شارش باروتروپیک حاکم است.

علاوه بر در نظر گرفتن ویژگی های جغرافیایی منطقه، محاسبه عدد راسبی در ناحیه مورد مطالعه، می تواند تأیید مناسبی برای وجود جریان ژئوستروفیکی در منطقه مورد مطالعه باشد. داده های اندازه گیری شده ماهواره ای پایگاه اطلاعاتی نوآ، در این منطقه سرعت جریان را در نقطه F، $11/80$ سانتی متر بر ثانیه نشان می دهد. همچنین در عرض جغرافیایی $21^{\circ}N$ تا $27^{\circ}N$ ، پارامتر کوریولی به طور متوسط $10^{-5} \times 5/9$ است و فاصله طولی در راستای عرض جغرافیایی تقریباً ۲۲۰ کیلومتر بوده، بنابراین عدد راسبی برابر خواهد بود با:

$$Ro = \frac{U}{fL} = \frac{0.1180}{5.9 \times 10^{-5} \times 220 \times 10^3} = 0.009091 \quad (۸)$$

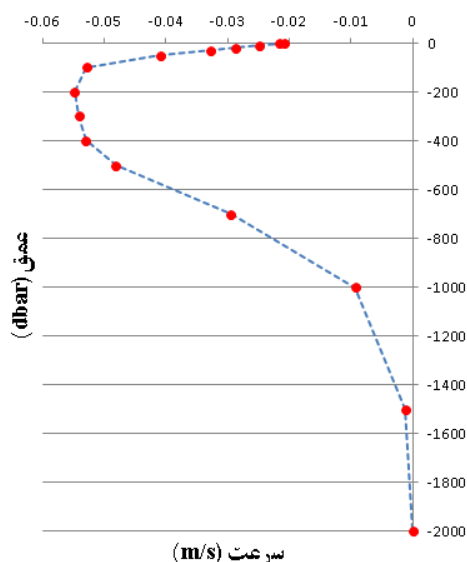
عدد راسبی، عددی بدون بُعد و برابر با نسبت نیروی اینرسی به نیروی کوریولی است. چون عدد راسبی بسیار کمتر از یک است، نیروی کوریولی قابل توجه است، پس ترم های شتابی قابل صرف نظر کردن هستند. بنابراین در معادله حرکت می توان از این جمله ها در مقابل گرادیان فشار و کوریولی صرف نظر نمود و جریان های ژئوستروفیک را حساب کرد [۱۱، ۱۳].

بخش اول تحقیق: چهار ایستگاه A، B، C و D را در نظر گرفته که مشخصات آن ها در جدول ۱ درج شده اند. با استفاده از اطلاعات این ایستگاه ها و رابطه های (۱) تا (۷)، حجم ویژه، ژئوپتانسیل و در نهایت جریان ژئوستروفیک (در نقطه G) محاسبه شده است.

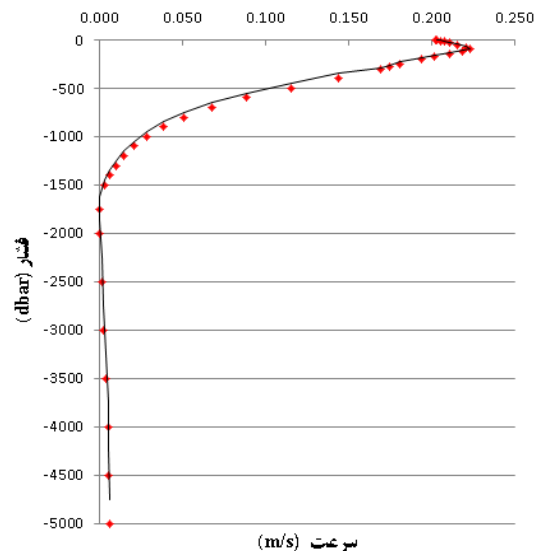
جدول ۱. مشخصات چهار ایستگاه مورد استفاده

عمق (متر)	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)
۵۶۹۹	-۶۶/۹۳۹۲	۲۴/۴۹۹۸۸
۵۹۴۰	-۶۴/۷۶۷۷	۲۴/۴۹۸۹۳
۵۸۳۴	-۶۵/۷۹۹۲	۲۳/۶۲۱۲
۵۱۵۷	-۶۵/۶۵۹۷	۲۵/۷۱۹۲

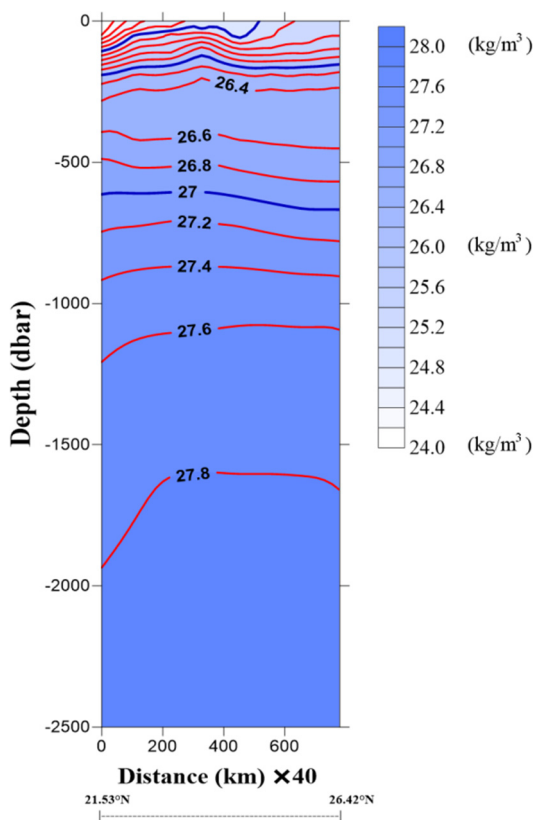
مقدار سرعت جریان ژئوستروفیکی به واسطه پردازش داده های ایستگاه های اقیانوس شناسی بالا با استفاده از داده های نوآ محاسبه شده اند.



شکل ۵. بزرگی جریان در مرکز دو ایستگاه E و F



شکل ۴. سرعت جریان محاسبه شده برحسب عمق فشاری از سطح تا نزدیکی بستر در نقطه G



شکل ۶. محاسبه برش مقطعی چگالی نسبی در امتداد

طول جغرافیایی $65/8^{\circ}W$ از عرض $21/5^{\circ}N$ تا $26/4^{\circ}N$

که از داده‌های نوآ محاسبه شده‌اند.

شکل ۶، برش مقطعی چگالی نسبی را نشان می‌دهد، در عمق‌های کمتر از ۱۰۰۰ متر (به ویژه بین ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ متر) خطوط هم‌چگالی تقریباً موازی هستند، همچنین شیب تغییرات چگالی در نواحی سطحی بیشتر است.

همچنین این شکل، نشان می‌دهد که جریان‌های سریع‌تر به نواحی با عمق کمتر از ۱۰۰۰ متر تعلق دارند، بنابراین بررسی تغییرات چگالی مفید خواهد بود که در بخش بعد تحقیق انجام شده است. این شکل تغییر ناگهانی در جریان سطحی را نیز نشان می‌دهد، بررسی تغییرات میدانی دما و شوری، همچنین دمای پتانسیل و چگالی پتانسیل نشان می‌دهد که چگونگی تغییر ناگهانی شوری در آن عمق باعث تغییر ناگهانی جریان در لایه سطحی شده است.

در بخش دوم تحقیق، پس از محاسبه مؤلفه شرق سوی جریان، نمودار این مؤلفه برحسب عمق (شکل ۵) رسم شده است. سپس شکل ۶، حاصل از محاسبه برش مقطعی چگالی نسبی در منطقه مورد مطالعه با استفاده از داده‌های نوآ، ترسیم شده است. در این شکل فاصله افقی در جهت جنوب به شمال تعریف شده است. با در نظر گرفتن خط‌های موجود در محاسبات، از مقایسه این دو شکل می‌توان دریافت که جریان‌های سریع‌تر به نواحی با عمق کمتر از ۱۰۰۰ متر تعلق دارند و در آن نواحی شیب تغییرات چگالی بیشتر است، برعکس در نواحی که تغییرات چگالی برحسب فاصله کمتر بوده اندازه جریان نیز کوچک‌تر است.

۴. بحث

همان‌طور که در شکل‌های ۴ و ۵ دیده می‌شود، جریان‌های سریع‌تر به نواحی با عمق کمتر از ۱۰۰۰ متر تعلق دارند که در آن نواحی شیب تغییرات چگالی بیشتر است (بدین صورت که در نواحی با عمق کمتر از ۱۰۰۰ متر شارش باروکلینیک و در نواحی عمیق‌تر شارش باروتروپیک وجود دارد).

موازی بودن خطوط هم‌چگال و شیب این خطوط در شکل ۶ نشان می‌دهند که در لایه سطحی جریان ژئوستروفیک می‌تواند با دقت به نسبت خوبی برقرار باشد؛ بنابراین مقایسه بزرگی جریان اندازه‌گیری شده با مقادیر جریان محاسبه شده می‌تواند مفید باشد.

طبق اطلاعات استخراج شده از نوآ، در ایستگاه مطالعاتی G، بزرگی جریان اندازه‌گیری شده در عمق‌های ۲۰ و ۳۰ و ۵۰ متر به ترتیب برابر با ۲۲/۳۲ و ۲۵/۴ و ۱۹/۱۹ سانتی‌متر بر ثانیه هستند و جریان محاسبه شده در این اعماق به ترتیب برابر با ۲۰/۸ و ۲۱/۰۷ و ۲۱/۵۶ سانتی‌متر بر ثانیه به دست آمده است. میانگین خطای نسبی^{۱۶} در این اعماق تقریباً برابر با ۱۲/۰۷ درصد محاسبه شده است. طبق داده‌های دیگر از ماهواره نوآ که در زمان مشابه برای این ایستگاه وجود دارد، بزرگی میدانی جریان در عمق‌های ۳۰ و ۵۰ و ۱۰۰ متر به ترتیب برابر با ۲۴/۶ و ۲۲/۶ و ۱۸/۵ سانتی‌متر بر ثانیه هستند. جریان محاسبه شده در این اعماق به ترتیب برابر با ۲۱/۰۷ و ۲۱/۵۶ و ۲۲/۳ سانتی‌متر بر ثانیه به دست آمده‌اند، میانگین خطای نسبی در این اعماق تقریباً برابر با ۱۳/۲۷ درصد محاسبه شد.

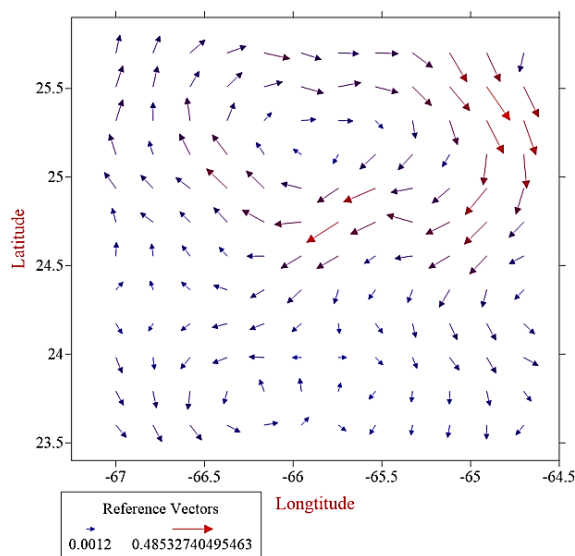
میانگین بیشینه جریان‌های مورد استفاده داده‌های ماهواره نوآ برابر با ۲۵/۰۱ سانتی‌متر بر ثانیه است که با بیشینه جریان محاسبه شده در این تحقیق (۲۲/۳ سانتی‌متر بر ثانیه) تطابق قابل قبولی دارد.

آن چه مسلم است صرف نظر کردن از جمله‌های اصطکاک و انحناهای جریان در محاسبات یا به عبارت دیگر صرف نظر کردن از جمله‌های اینرسی در معادله‌های مورد استفاده، باعث ایجاد این خطا در محاسبات شده است. همان‌طور که در پیشینه تحقیق توضیح داده شد؛ جان و همکارانش در تحقیق خود،

جریان در هسته گلف‌استریم را با معادله‌های ژئوستروفیک محاسبه نمودند و بیشینه سرعت در هسته را با خطایی معادل ۱۰ درصد به دست آوردند، اما وقتی اثر انحناهای گلف‌استریم اضافه شود، تفاوت سرعت محاسبه و مشاهده شده به کمتر از ۵ درصد افت می‌نماید [۹].

صفحه ERDDAP از سایت نوآ حاوی اطلاعات مفیدی از جمله مقدار مؤلفه‌های جریان ژئوستروفیکی سطحی آب‌های جهان است. لازم به یادآوری است که این مقادیر حاصل از پردازش اطلاعات ماهواره‌ای شیب سطح دریا هستند.

شکل ۷ میدان جریان ژئوستروفیک سطحی ناحیه معرفی شده در جدول ۱ است که با استفاده از اطلاعات ERDDAP (مقادیر مؤلفه‌های جریان) و نرم‌افزار سورفر ترسیم شده است و شکل کلی جریان ژئوستروفیک سطحی این ناحیه را نشان می‌دهد.



شکل ۷. میدان جریان ژئوستروفیکی سطحی منطقه معرفی شده در جدول ۱ حاصل از استخراج مؤلفه‌های جریان از نوآ

با توجه به شکل بیشینه و کمینه جریانی معادل با ۴۸ و ۰/۱۲ سانتی‌متر بر ثانیه در این حوزه قابل مشاهده بوده است. مهم‌تر اینکه مقدار جریان ژئوستروفیک سطحی در نقطه G از شکل ۳ با توجه به مقادیر به دست آمده از ERDDAP برابر با ۲۸ سانتی‌متر بر ثانیه است.

توجه به تعریف جریان ژئوستروفیک و شرایط محیطی خلیج فارس می توان گفت که مقدار به دست آمده با خطای به نسبت بزرگی همراه بوده و تعادل شبه ژئوستروفیک در خلیج فارس برقرار است.

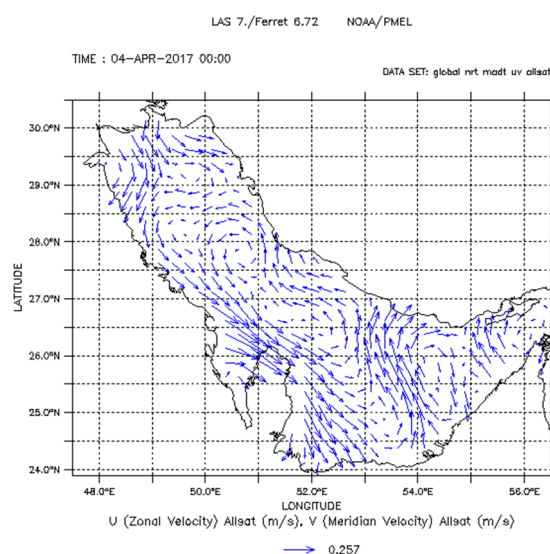
از طرفی با توجه به تفاوت محیط آبی خلیج فارس و اطلس شمالی، مساوی قرار دادن خطای مقدار جریان ژئوستروفیک در اطلس شمالی با خطای مقدار جریان ژئوستروفیک خلیج فارس منطقی نیست.

۵. نتیجه گیری

محاسبات انجام شده نشان می دهد که بیشینه جریان ژئوستروفیک در منطقه مورد مطالعه ۲۲/۳ سانتی متر بر ثانیه است. همچنین تا عمقی در حدود ۱۵۰۰ متر شرایط شارش باروکلینیکی و در اعماق پایین تر به بعد شرایط شارش باروتروپیک حاکم است. مقایسه نتایج این مطالعه با داده های ماهواره نوآ تطابق خوبی را نشان می دهد. میانگین خطای نسبی جریان محاسبه شده در سطح نسبت به این داده ها تقریباً معادل با ۱۲/۷ درصد به دست آمده که این خطا شاید بتواند به دلیل صرف نظر کردن از اثر باد و انحنای جریان باشد. همچنین می توان نتیجه گرفت که جریان های سریع تر به عمق های کمتر از ۱۰۰۰ متر تعلق دارند. بررسی ها در این مطالعه نشان می دهد که اغلب تغییرپذیری شارش در راستای قائم می تواند به یک بخش باروتروپیک که مستقل از عمق است و یک بخش باروکلینیکی که به عمق وابسته است، تقسیم شود. به عبارت دیگر شارش در راستای قائم در این منطقه می تواند هم شرایط باروکلینیکی و هم باروتروپیک داشته باشد. محدودیت های استفاده از این روش به دلیل صرف نظر کردن از انحنای جریان باعث ایجاد خطایی در محاسبات می شود. بنابراین در محاسبات کاربردی در نظر گرفتن این خطا مهم و قابل توجه به نظر می رسد.

طبق نتیجه این پژوهش (شکل ۴) جریان ژئوستروفیک سطحی در G برابر با ۲۰ سانتی متر بر ثانیه است و این گویای خطایی تقریباً ۲۸/۶ درصدی برای مقادیر محاسبه شده در این پژوهش نسبت به مقادیر ماهواره ای است. با داشتن این خطا می توان نتیجه دیگری ارائه کرد و آن مقدار جریان ژئوستروفیک در نواحی دیگر است، به عنوان نمونه؛ این مقدار در خلیج فارس محاسبه شده است که در زیر آمده است.

بیشینه و کمینه جریان ژئوستروفیک در سطح خلیج فارس که از ERDDAP سایت ماهواره نوآ به دست آمده است؛ به ترتیب ۶۶/۹ و ۰/۰۶ سانتی متر بر ثانیه است. با احتساب خطای مقادیر این پژوهش نسبت به مقادیر ماهواره ای که در مرحله قبل به دست آمده، می توان نتیجه گرفت بیشینه و کمینه جریان ژئوستروفیک در سطح خلیج فارس به ترتیب ۴۷/۷۷ و ۰/۰۴۳ سانتی متر بر ثانیه است. در سایت ماهواره Aviso نیز میدان جریان ژئوستروفیک سطحی در خلیج فارس به صورت شکل ۸ است.



شکل ۸ میدان جریان ژئوستروفیک سطحی بر گرفته از سایت Aviso

خلیج فارس به علت مجاورت با خشکی های اطراف، به شدت متأثر از وزش بادهایی است که از این مناطق وزیده و گستره دریا را نیز تحت تأثیر قرار می دهد. از طرفی این حوزه آبی میانگین عمقی حدود ۳۵ متر دارد و از سه طرف بسته است. بنابراین بسیار تحت تأثیر اصطکاک دیواره ها و بستر است. با

مراجع

[13] Richard Nixon. National Oceanic and Atmospheric Administration [Internet]. 2016 [cited 2016 Jan 9]. Available from: <http://www.nodc.noaa.gov>.

پی‌نوشت

1. Absolute Dynamic Topography (ADT)
2. Quasi Geostrophic (QG)
3. warm core eddies
4. west boundary currents
5. The Regional Ocean Modeling System
6. east Australian current
7. Salum
8. Bahía De banderas, Mexico
9. Kuroshio
10. Cape Hutteras
11. specific volume
12. specific volume anomaly
13. Excel
14. Surfer
15. NOAA

- [1] Stewart RH. Introduction to physical oceanography. Texas: A and M University; 2008. p. 151-182
- [2] Yang Yu, Longfei W, Quan'an Z, Ziwei L. Geostrophic current estimation using altimetric cross-track method in northwest Pacific. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2014;17(012105).
- [3] Weiss Jeffrey B, Sauret A, Chlamall VK. Structures in 3D quasi-geostrophic flows [Internet]. 2012[cited 2015 Aug 14]. Available from: <https://www.whoi.edu/fileserver.do?id=159824&pt=10&p=96393>.
- [4] Macdonald H. Roughan SM, Baird ME, Wilkin J. A numerical modeling study of the East Australian Current encircling and over washing a warm-core eddy. Journal of Geophysical Research Oceans. 2013;(118): 301-15.
- [5] Kamel MS. Geostrophic Current Pattern off the Egyptian Mediterranean Coast Oceanologia. 2010;52(2): 299-310.
- [6] Plata L, Filonov A, Tereshchenko I, Nelly L, Monzón C, Avalos D, Vargas C. Geostrophic Currents in the Presence of an Internal Waves Field in Bahía De banderas, Mexico. e-Gnosis. 2006; 4.
- [7] Strub PT, Chereskin TK, Niiler PP, James C, Levine MD. Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current System: 1. Evaluation of TOPEX altimeter velocity resolution. Journal of Geophysical Research: Oceans. 1997 Jun 15;102(C6):12727-48.
- [8] Uchida H, Imawaki S, Hu JH. Comparison of Kuroshio surface velocities derived from satellite altimeter and drifting buoy data. Journal of Oceanography. 1998 Jan 1;54(1):115-22.
- [9] Johns E, Watts DR, Rossby HT. A test of geostrophy in the Gulf Stream. Journal of Geophysical Research: Oceans. 1989 Mar 15;94(C3):3211-22.
- [10] Mercier H, Arhan M, Lutjeharms JR. Upper-layer circulation in the eastern Equatorial and South Atlantic Ocean in January-March 1995. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2003 Jul 1;50(7):863-87.
- [11] Gill AE. Atmosphere Ocean Dynamics. England: Academic Press; 1982. p.664.
- [12] UNESCO technical papers in marine science. International oceanography tables. France: The United Nations Educational; 1987.