

تعیین تصحیحات ناشی از اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی در مطالعه تغییرات میدان ثقل زمین

فرزام فتح الله زاده^۱، بهزاد وثوقی^۲، مهدی روفیان نایینی^{۳*}، محمود محبی^۴، رحیم جوادی آذر^۱

۱- کارشناس ارشد، دانشکده مهندسی ژئودزی و ژئوماتیک، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

۲- دانشیار، دانشکده مهندسی ژئودزی و ژئوماتیک، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

۳- استادیار، دانشکده مهندسی ژئودزی و ژئوماتیک، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

۴- کارشناس ارشد، معاون سازمان جغرافیایی کشور

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۰۹/۱۶ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۱/۲۳

چکیده

در این مطالعه الگوریتمی برای تعیین اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی در تغییرات میدان ثقل زمین معرفی شده است. همچنین به بررسی این اثرات روی تغییرات جاذبه ناشی از زلزله ۸.۸ ریشتری مائول شیلی پرداخته شده است. برای این منظور از داده‌های مدل هیدرولوژی گلداس و همچنین داده‌های ماهواره آلتیمتری جیسون ۱ و اطلس‌های اقیانوسی استفاده شده است. به کمک مدل هیدرولوژی به محاسبه اثرات هیدرولوژی در خشکی پرداخته و از ترکیب داده‌های ماهواره آلتیمتری و اطلس اقیانوسی به محاسبه اثرات اقیانوسی در اقیانوس پرداخته‌ایم. این داده‌ها در قالب ضخامت لایه آب معادل بوده که تبدیل به تغییرات جرم می‌شوند. سپس به کمک آنالیز هارمونیک کروی این داده‌ها تبدیل به ضرائب هارمونیک کروی شده که می‌توانند قابل مقایسه با مشاهدات ماهواره‌های ثقل سنجی همچون گریس باشند. مقدار اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی روی تغییرات میدان جاذبه برای منطقه مائول، در جهت شعاعی حداکثر و حداقل در حدود ۲ و ۰.۵- میکروگال، در جهت عرض جغرافیایی حداکثر و حداقل حدود ۲ و ۲- میکروگال و در جهت طول جغرافیایی حداکثر و حداقل حدود ۰.۶ و ۰.۶- میکروگال مورد محاسبه قرار گرفت. تغییرات این اثرات روی تغییرات جاذبه به‌طور کلی برابر ۴ میکروگال بود که مقدار قابل توجهی برای این زلزله بوده و حذف آن برای آشکارسازی سیگنال لرزه‌ای ضرورت دارد.

کلید واژه‌ها: ضرائب هارمونیک کروی، اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی، زلزله مائول شیلی، ماهواره آلتیمتری، اطلس اقیانوسی

* نویسنده مسئول: دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، دانشکده مهندسی ژئودزی و ژئوماتیک، گروه ژئودزی

تلفن: ۸۸۸۷۷۰۷۱ داخلی ۳۰۶

۱- مقدمه

انتقال جرم محلی مثل فعالیت‌های تکتونیک به دلیل زلزله و آتشفشان، اثر زیادی بر میدان جاذبه زمین دارد. همچنین اقیانوس‌ها، زمین و اتمسفر، جرم آب و در نتیجه میدان جاذبه را به‌عنوان بخشی از چرخه هیدرولوژی به‌صورت بارش، بخار، یخ، ذوب و آب‌های سطحی و ... تغییر می‌دهند. در حالی که میزان کل آب در سیستم زمین ثابت است ولی هر کدام از مولفه‌های اتمسفر، اقیانوس، رطوبت خاک، ورقه‌های یخ^۱ و ... می‌توانند همراه با زمان تغییر کنند که در بین آن‌ها اقیانوس‌ها و قاره‌ها بزرگ‌ترین منابع ذخایر آب می‌باشند [۱].

برای تعیین تغییرات جرم ناشی از فعالیت‌های تکتونیک مثل زلزله تاکنون مطالعات فراوانی صورت گرفته است [۲ و ۳] ولی متأسفانه در آن‌ها به تاثیرات هیدرولوژی و اقیانوسی در جهت تعیین جابجایی‌های ناشی از پدیده لرزه‌ای پرداخته نشده است. همچنین مطالعات فراوانی در زمینه اثرات هیدرولوژی به‌صورت مجزا روی جاذبه در مناطق خشکی پرداخته که تمرکز آن‌ها روی مدل‌های هیدرولوژی می‌باشد. متأسفانه در این مدل‌ها فقط میزان تغییرات سطح آب در قاره‌ها مطالعه شده و اثرات اقیانوس را نادیده گرفته‌اند [۴ و ۵].

از آن‌جا که داده‌های هیدرولوژی فقط برای مناطق خشکی ارائه می‌گردند، برای تعیین کل اثرات هیدرولوژی روی تغییرات جاذبه نیاز به ترکیب این داده‌ها با مدل‌های اقیانوسی است. به‌عنوان نمونه می‌توان از مدل‌های فشار کف اقیانوسی^۲ یا از ترکیب داده‌های ارتفاع‌سنجی و اطلس‌های اقیانوسی جهانی مربوط به پارامترهای تاثیرگذار بر تغییرات ارتفاع در اقیانوس‌ها استفاده نمود و آن‌ها را با مدل‌های هیدرولوژی ترکیب نمود. سطح اقیانوس‌ها همواره در حال بالا و پایین رفتن می‌باشد و ماهواره‌های

ارتفاع‌سنجی این تغییرات را همواره اندازه می‌گیرند. اما تغییرات سطح آب در اقیانوس‌ها به‌خاطر موارد زیادی است که بایستی بررسی شوند. دو دلیل عمده در این راستا وجود دارد. اولین دلیل تغییرات سطح اقیانوس‌ها بر اثر تغییر در ذخایر آب در اقیانوس‌ها می‌باشد. به‌عنوان مثال بارندگی در فصل‌های بارانی سال سبب ایجاد ذخیره بیشتر و بخار آب در فصل‌های خشک سال سبب ایجاد کاهش در این ذخایر و نهایتاً کاهش سطح لایه‌ی آب می‌شود. این تغییرات به‌وسیله‌ی ماهواره‌های آلتیمتری اندازه‌گیری می‌شود و همان تغییر جرمی است که در اثر اضافه و کم شدن مقدار آب به‌وجود آمده است (تغییر جرم کل آب اقیانوس). به این اثر، اثر غیراستریک^۳ می‌گویند. غیر از این مؤلفه، مؤلفه‌ی دیگری در اقیانوس‌ها وجود دارد که سبب بالا و پایین رفتن سطح اقیانوس‌هاست که به آن اثر استریک^۴ می‌گویند. مؤلفه استریک سطح دریا ناشی از تغییر در ساختار اتم‌ها در مولکول می‌باشد که مهم‌ترین عوامل این تغییرات تغییر دما و تغییر شوری آب است.

در این مقاله به بررسی همزمان اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی روی تغییرات جاذبه پرداخته شده است. برای این‌که به کمک این اثرات بتوان تغییرات جاذبه را به‌دست آورد ابتدا باید این داده‌ها را به ضرائب هارمونیک کروی میدان ثقل زمین تبدیل کنیم تا به کمک آن‌ها بتوان به تعیین تغییرات جاذبه پرداخت. برای این منظور الگوریتمی جهت تبدیل این اثرات به ضرائب هارمونیک کروی میدان ثقل زمین معرفی شده است. همچنین میزان این تغییرات را برای زلزله مائول شیلی به‌دست آورده و نشان داده خواهد شد که برای بررسی جابجایی‌های ناشی از زلزله تصحیح این اثرات الزامی می‌باشد.

³ Non Steric⁴ Steric¹ Ice sheet² Ocean Bottom Pressure

که در آن φ و λ عرض و طول جغرافیایی، \bar{P}_{nm} توابع وابسته لژاندر از درجه n و مرتبه m ، C_{nm} و S_{nm} ضرائب هارمونیک کروی، a شعاع استوایی زمین، r/a پارامتر میرایی و ρ_E چگالی متوسط زمین که تقریباً ۵۵۱۷ کیلوگرم بر متر مکعب است.

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{array} \right\} = \frac{3}{4\pi a \rho_E (2n+1)} \int \Delta \rho(r, \varphi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \varphi) \left(\frac{r}{a}\right)^{n+2} \left\{ \begin{array}{l} \cos m \lambda \\ \sin m \lambda \end{array} \right\} \sin \varphi d \varphi d \lambda dr \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$\Delta \sigma(\varphi, \lambda) = \int \Delta \rho(r, \varphi, \lambda) . dr \quad \text{رابطه (۲)}$$

می توان تغییرات ضرائب هارمونیک کروی را بر حسب تغییرات چگالی سطحی به صورت رابطه (۳) نوشت:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{array} \right\} = \frac{3}{4\pi a \rho_E (2n+1)} \int \Delta \sigma(r, \varphi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \varphi) \left\{ \begin{array}{l} \cos m \lambda \\ \sin m \lambda \end{array} \right\} \sin \varphi d \varphi d \lambda \quad \text{رابطه (۳)}$$

در رابطه (۴) k_n اعداد لاو از نوع دوم می باشد. حال اگر تغییرات چگالی سطحی را بر چگالی میانگین آب ($\rho_w = 1027 \text{ kg / m}^3$) تقسیم کنیم می توان تغییرات ضرائب را بر حسب ضخامت لایه آب معادل به دست آورد [۶]:

۲- نمایش تغییرات جرم در قالب ضخامت لایه آب معادل

اگر آنومالی دانسیته ای مانند $\Delta \rho$ در داخل زمین به وجود بیاید، می توان نشان داد که تغییرات ضرائب هارمونیک کروی میدان ژئوپتانسیل، در اثر این آنومالی دانسیته با رابطه (۱) بیان می گردد.

فرض می کنیم تغییرات چگالی در لایه ای نازک از سطح زمین و اتمسفر آن اتفاق می افتد. پس با تعریف چگالی سطحی ($\Delta \sigma$) به صورت انتگرال شعاعی، تغییرات چگالی در حجم لایه نازک از سطح زمین به صورت رابطه (۲) است.

تغییرات غیرمستقیم ثقل (تغییرات بر اثر زمین صلب واقع در زیر پوسته) تنها درصدی متناسب با اعداد لاو^۱ k_n می باشد پس روابط زیر را داریم:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{array} \right\}_{Solid\ Earth} = k_n \cdot \left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{array} \right\}_{Surf\ mass} \quad \text{رابطه (۴)}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{array} \right\} = \frac{3k_n}{4\pi a \rho_E (2n+1)} \int \Delta \sigma(r, \varphi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \varphi) \left\{ \begin{array}{l} \cos m \lambda \\ \sin m \lambda \end{array} \right\} \sin \varphi d \varphi d \lambda \quad \text{رابطه (۵)}$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{array} \right\} = \frac{1}{4\pi a \rho_w} \int_0^{2\pi} d \lambda \int_0^{\pi} \Delta \sigma(\varphi, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \varphi) \left\{ \begin{array}{l} \cos m \lambda \\ \sin m \lambda \end{array} \right\} \sin \varphi d \varphi \quad \text{رابطه (۶)}$$

¹Love Numbers

برحسب ضرائب هارمونیک کروی به صورت زیر بیان کرد:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta \bar{C}_{nm} \\ \Delta \bar{S}_{nm} \end{array} \right\} = \frac{\rho_E}{3\rho_w} \frac{2n+1}{1+k_n} \left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{array} \right\} \quad \text{رابطه (۷)}$$

در نتیجه می توان رابطه تغییرات چگالی سطحی را

$$\Delta \sigma(\varphi, \lambda) = \frac{a\rho_E}{3} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} \bar{P}_{nm}(\cos \varphi) (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) \quad \text{رابطه (۸)}$$

حال اگر رابطه (۸) بر چگالی متوسط آب تقسیم شود، نمایش تغییرات جرم بر حسب ضخامت لایه آب معادل

$$\Delta \Omega(\varphi, \lambda) = \frac{a\rho_E}{3\rho_w} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+k_n} \bar{P}_{nm}(\cos \varphi) (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) \quad \text{رابطه (۹)}$$

خلا آب (WGHM^۵) اشاره کرد. اخیراً یک سری آنالیزها نشان گر آن است که مدل گلداس تغییرات هیدرولوژیکی جهانی را نسبت به بقیه مدل ها بهتر نمایش می دهد [۷]. مدل گلداس پروژه مشترک بین سازمان ملی هوانوردی و فضایی ناسا (NASA^۶)، برنامه ملی کمک های اجتماعی (NSAP^۷)، NOAA و مرکز پرواز فضایی گودارد (GSFC^۸) است [۸]. این مدل ترکیبی از داده های ماهواره ای و مشاهدات زمین مرجع بوده که به تعیین وضعیت بهینه از سطح زمین می پردازد. آنچه این مدل هیدرولوژی را نسبت به سایر مدل ها متمایز می سازد جهانی بودن، قدرت تفکیک های زمانی و مکانی بالا و از همه مهم تر تطابق بالا با داده های ماهواره های ثقل سنجی از جمله گریس می باشد. همچنین این مدل غیروابسته به اتمسفر است که از جفت مشاهدات زمینی و ماهواره ای برای شبیه سازی زمین استفاده کرده است.

با پیشرفت در فهم دینامیک آب و خاک، فیزیولوژی گیاهان، تعامل بین زمین و هوا، چندین مدل سطح خشکی در دو دهه اخیر با هدف شبیه سازی

۳- داده های مورد نیاز

در این مقاله از سه گروه داده استفاده شده است. اول، داده های دما و شوری اطلس اقیانوسی ۲۰۰۹ با قدرت تفکیک یک درجه و با قدرت تفکیک زمانی ماهیانه و سالیانه تا عمق استاندارد ۱۵۰۰ متر. دوم، داده های مدل سطحی سازمان ملی اقیانوسی و جوی (NOAA^۱) از مدل هیدرولوژی گلداس در بازه زمانی ژانویه ۲۰۰۸ تا دسامبر ۲۰۱۱ با قدرت تفکیک مکانی یک درجه. سوم، شماره چرخه های ۲۹۷، ۲۹۸، ۲۹۹ و ۳۰۰ از ماهواره آلتیمتری جیسون ۱ شامل داده های آنامولی سطح دریا.

۳-۱- مدل گلداس

مدل های هیدرولوژی فراوانی وجود دارند که ذخایر آب های زمینی را توصیف می کنند که از جمله آن ها می توان به مدل سیستم تحلیل و شبیه سازی زمین در پوشش جهانی (GOLDAS^۲)، مرکز پیش بینی اقلیم (CPC^۳)، مراکز ملی برای تخمین محیطی و مطالعات اتمسفری (NCEP/NCAR^۴) و مدل جهانی هیدرولوژی

^۵ WaterGAP Global Hydrology Model

^۶ National Aeronautics and Space Administration

^۷ National Social Assistance Programme

^۸ Goddard Space Flight Center

^۱ National Oceanic and Atmospheric Administration

^۲ Global Land Data Assimilation System

^۳ Climate Prediction Center

^۴ National Center for Environmental

Prediction/National Center for Atmospheric Research

آب‌های زیرزمینی را به دست آورد [۱۱].

۳-۲- ارتفاع یابی ماهواره‌ای

از دو دهه گذشته ماهواره‌های آلتیمتری بسیاری در مدار قرار گرفته‌اند. فناوری آلتیمتری یک پتانسیل قوی به عنوان یک ابزار کمکی در مقابل روش‌های سنتی مثل تایدگیج^۵ در نمایش تغییرات سطح دریا به شمار می‌رود. آلتیمتری یک روش بر پایه مشاهدات فضایی برای اقیانوس‌ها می‌باشد. این روش در افزایش قدرت تفکیک مکانی نسبت به تایدگیج‌ها بسیار موفق بوده است. ماهواره‌های آلتیمتری یک‌سری معایب و مزایا دارد، برای مثال این که ماهواره آلتیمتری‌ای مثل جیسون ۱ مناطق عرض جغرافیایی بالاتر از ۶۶ درجه جنوبی و شمالی را پوشش نمی‌دهد. ترکیب برخی ماهواره‌های آلتیمتری مثل تاپکس پوزیدون و جیسون ۱ توانایی ما را در نمایش جریان‌های اقیانوسی و فراهم کردن کیفیت بالاتر در شبیه‌سازی مدل‌های اقیانوسی افزایش می‌دهد [۱۲]. شکل (۱) مدار ماهواره تاپکس پوزیدون را در سه روز اول پریود حرکتش نشان می‌دهد. همچنین ترکیب آلتیمتری و مشاهدات گراویمتری یک محدوده وسیعی از تولیدات اقیانوسی مثل تغییرات جرم کلی اقیانوس را می‌دهد [۱، ۱۳ و ۱۴].

در این مقاله از ماهواره جیسون ۱ استفاده شده است. این ماهواره پروژه مشترکی بین NASA و آژانس فضایی فرانسه می‌باشد. این ماهواره برای اندازه‌گیری تغییرات اقلیم با دقت چند سانتی‌متر در سال برای تغییرات جهانی سطح دریا طراحی شده است. همچنین این ماهواره برای اندازه‌گیری ارتفاع سطح دریا بهینه شده است [۱۵]. به‌طور کلی این ماهواره قادر به جمع‌آوری داده‌هایی است که نهایتاً از آن‌ها برای محاسبه ارتفاع سطح دریا (SSH^۶) و آنامولی سطح دریا

انتقال جرم، انرژی و تکانه^۱ بین خاک و سطح پوشش گیاهی و اتمسفر توسعه پیدا کرده است. مدل هیدرولوژی گلداس با ترکیب چند مدل سطحی و اتمسفری مؤلفه‌های هیدرولوژیکی که در ادامه به آن‌ها اشاره خواهد شد را تعیین می‌کند. مدل گلداس دارای چهار مدل سطح خشکی متفاوتی است: موزایک^۲، NOAA و انجمن مدل سطحی^۳ و وی آی سی^۴ که تفاوت هر کدام در لایه‌های مختلف خاک می‌باشد. این مدل‌های سطحی به کمک مشاهدات ایستگاه‌های زمینی، اندازه‌گیری مؤلفه‌های هیدرولوژیکی نظیر اندازه‌گیری بارندگی در هر ایستگاه، دما در زمان‌های مختلف، مقدار تبخیر و ... می‌توانند این مؤلفه‌ها را تعیین کنند [۹ و ۱۰].

در حال حاضر داده‌های مدل گلداس شامل مجموعه داده سطح ۱ از سال ۱۹۷۹ تا حال حاضر و سطح ۲ از سال ۱۹۴۸ تا ۲۰۱۰ می‌باشد. همچنین این داده‌ها پوشش عرض جغرافیایی از ۶۰ درجه جنوبی تا ۹۰ درجه شمالی، پوشش طول جغرافیایی ۱۸۰ درجه غربی تا ۱۸۰ درجه شرقی با قدرت تفکیک مکانی یک درجه و به صورت ماهیانه در دسترس است. البته داده‌های مدل سطحی NOAA از سال ۲۰۰۰ تا حال حاضر با قدرت تفکیک مکانی ۰.۲۵ درجه در دسترس است. در این مقاله از داده‌های مدل سطحی NOAA با قدرت تفکیک مکانی یک درجه استفاده شده است.

در این مقاله از مجموع تمامی مؤلفه‌های مؤثر برای اثر هیدرولوژی استفاده شده است. از مشکلات اصلی این مدل هیدرولوژی می‌توان به عدم ارائه مقادیر آب‌های زیرزمینی در آن پرداخت گرچه با ترکیب این مدل و ماهواره‌های ثقل‌سنجی مثل گریس می‌توان تغییرات

^۱ Momentum

^۲ Mosaic

^۳ CLM

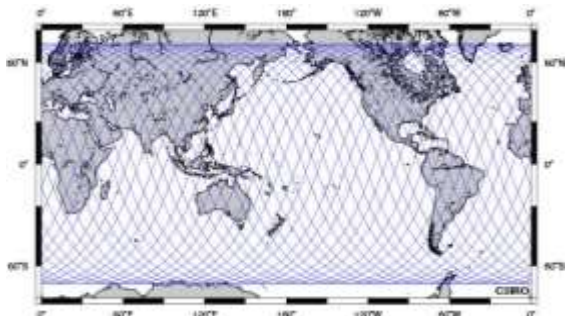
^۴ VIC

^۵ Tide gauge

^۶ Sae Surface Height

داده‌های اقیانوسی^۵ در آمریکا تولید شده‌است. اطلس‌های اقیانوسی برای اولین بار در سال ۱۹۹۴ تولید شد ولی بعد از آن سطوح دیگری از این اطلس‌ها در سال‌های ۱۹۹۸، ۲۰۰۱، ۲۰۰۵، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۳ تولید شد [۱۶]. مؤلفه‌های اطلس‌های اقیانوسی شامل هشت مؤلفه اقیانوسی از قبیل دما و شوری اقیانوس، اکسیژن حل نشده، اکسیژن ظاهری، درصدی اکسیژن اشباع، فسفات، سیلیسیک اسید و نیترات در سطح عمق‌های استاندارد برای دوره‌های زمانی سالیانه، فصلی و ماهیانه می‌باشد. قدرت تفکیک مکانی این مؤلفه‌ها ۱ درجه و نیز ۵ درجه می‌باشد. این مؤلفه‌ها بر اساس مختصات عرض جغرافیایی به ۳۳ فواصل عمودی استاندارد از سطح اقیانوس (۰ متر) تا عمق ۵۵۰۰ متر به‌طور غیرپیوسته در دسترس می‌باشند.

در این مقاله از داده‌های دما و شوری اطلس اقیانوسی ۲۰۰۹ با قدرت تفکیک یک درجه و با قدرت تفکیک زمانی ماهیانه و سالیانه تا عمق استاندارد ۱۵۰۰ متر استفاده شده‌است. علت استفاده از مؤلفه‌های دما و شوری به تنهایی این بود که سایر مؤلفه‌ها در تغییر سطح آب اقیانوس‌ها اثر چندانی ندارند [۱۷]. همچنین علت استفاده از این داده‌ها تا عمق ۱۵۰۰ متر به این دلیل بود که تغییرات این مؤلفه‌ها در عمق‌های بعد از این عمق بسیار ناچیز است و دارای ارزش محاسباتی نیست.



شکل ۱: ردیابی زمینی ماهواره تاپکس/پوزیدن در سه روز اول پرپود حرکتش

⁵Ocean Climate Laboratory of the National Oceanographic Data Center

(SLA^۱) استفاده می‌شود.

داده‌های استفاده شده در این مقاله از داده‌های معتبرسازی و تفسیر اقیانوسی^۲ آلتیمتری در فرانسه گرفته شده‌است. این داده‌ها شامل داده‌های تصحیح شده ارتفاع سطح دریا و آنامولی سطح دریا می‌باشد. این داده‌ها با تاخیر سه‌ماهه در دسترس استفاده‌کنندگان قرار می‌گیرد. آنامولی سطح دریا اختلاف بین ارتفاع واقعی سطح دریا و میانگین ارتفاع سطح دریا را نشان می‌دهد. همان‌طور که بیان شد، داده‌های جیسون ۱ یک چرخه تکراری ۹۹۱۵۶ روز را دارند. شروع این چرخه‌ها از ژانویه ۲۰۰۲ تا حال حاضر بوده بدین‌صورت که چرخه شماره ۱ برای اول ژانویه ۲۰۰۲ بوده و به‌همین ترتیب شماره چرخه بعدی پس از ۹۹۱۵۶ روز افزایش می‌یابد. در این مقاله از شماره چرخه‌های ۲۹۷، ۲۹۸، ۲۹۹ و ۳۰۰ استفاده شد زیرا منطقه مورد مطالعه زلزله ۲۷ فوریه ۲۰۱۰ مائول شیلی بود. برای باز کردن داده‌های جیسون ۱ از نرم‌افزار برت^۳ استفاده می‌کنیم. این نرم‌افزار برای پردازش و خواندن داده‌های آلتیمتری طراحی شده‌است. داده‌های آلتیمتری از نظر اثرات ژئوفیزیکی و محیطی از قبیل تاثیر وضعیت سطح دریا، تاخیر یونوسفری، تصحیحات تروپوسفر خشک و تر، اثرات جزرومدی مثل جزرومد اقیانوسی یا قطب، بار جزرومد اقیانوس، بایاس الکترومغناطیس و تصحیحات بارومتری تصحیح شده‌اند [۱۲].

۳-۳-۳- اطلس اقیانوسی

اطلس‌های اقیانوسی^۴ اطلس‌هایی هستند که به تعیین کمیت‌های مربوط به فیزیک دریا می‌پردازند. اطلس‌های اقیانوسی توسط آزمایشگاه اقلیم اقیانوسی از مرکز ملی

¹ Sea Level Anomaly

² Archiving Validation and Interpretation of the Satellite Oceanographic data

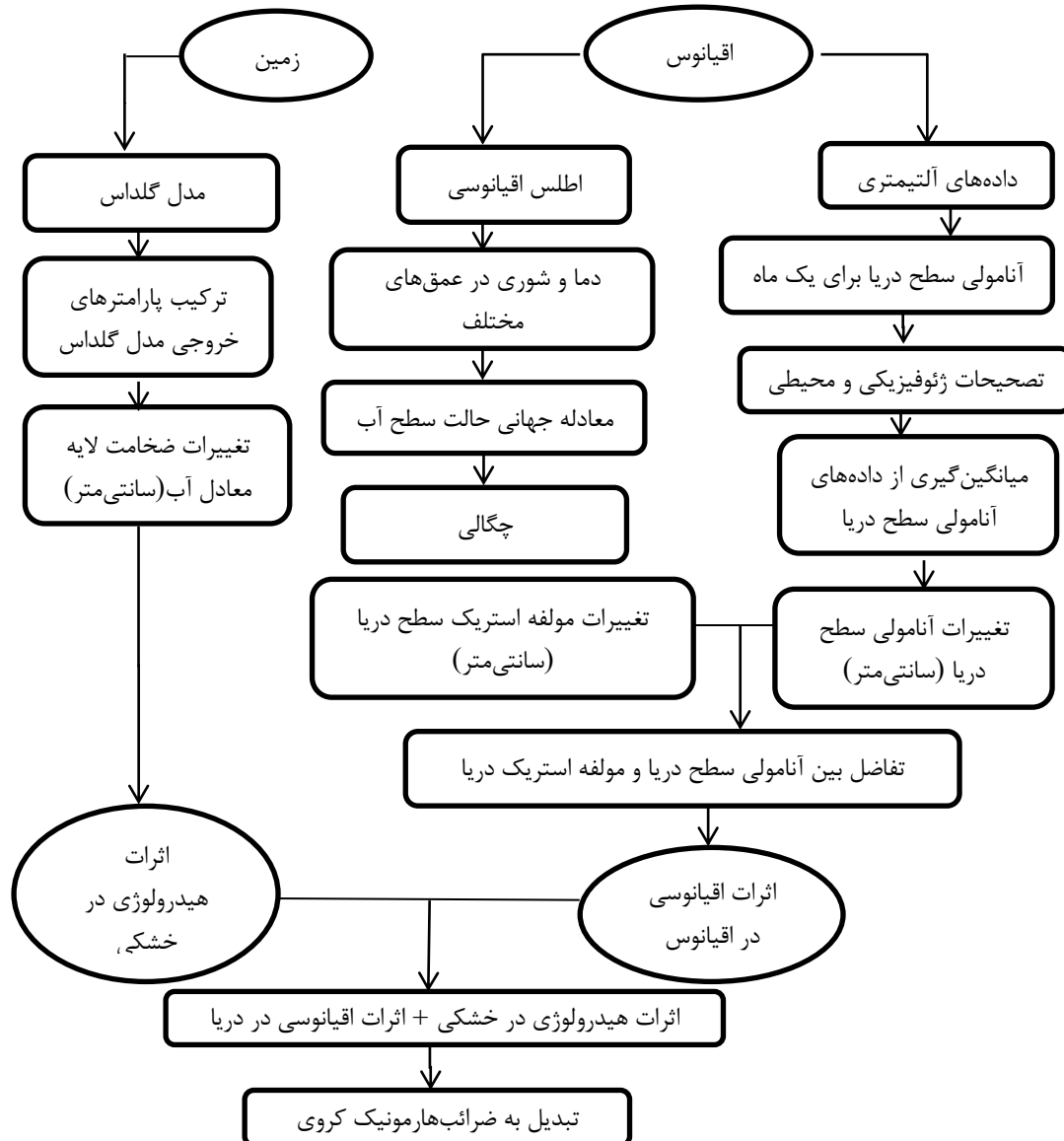
³ Basic Radar Altimetry Toolbox

⁴ World Ocean Atlas

خروجی‌های این مدل ترکیبی از همه مؤلفه‌های موثری است که به آن‌ها اشاره گردید. این مؤلفه‌ها بر حسب چگالی سطحی می‌باشند پس بایستی بر چگالی میانگین آب تقسیم شوند تا بر حسب ضخامت لایه آب معادل شوند. برای استخراج اثرات هیدرولوژی در خشکی، بایستی اختلاف بین ضخامت لایه‌ی آب معادل در مارچ ۲۰۱۰ و میانگین آن در بازه زمانی ژانویه ۲۰۰۸ تا دسامبر ۲۰۱۱ را که شامل ۴۷ ماه می‌باشد به دست آورد.

۴- الگوریتم تعیین ضرائب هارمونیک کروی ناشی از اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی

شکل (۲) الگوریتم تعیین ضرائب هارمونیک کروی ناشی از اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی که قابل مقایسه با ضرائب هارمونیک کروی ماهواره‌های ثقل‌سنجی از جمله گریس باشند را نشان می‌دهد. این اثرات با استفاده از مدل هیدرولوژی گلداس، ماهواره آلتیمتری و اطلس اقیانوسی محاسبه می‌شوند. ابتدا با داده‌های مدل گلداس شروع می‌کنیم.



شکل ۲: الگوریتم تعیین ضرائب هارمونیک کروی ناشی از اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی

$$\Delta\eta_{SSL}(\varphi, \lambda, t) = \frac{1}{\rho_0} \int_{-h}^{surface} [\rho(\varphi, \lambda, t, z, T, S) - \bar{\rho}(\varphi, \lambda, t, z, \bar{T}, \bar{S})] dz \quad \text{رابطه (۱۰)}$$

رابطه (۱۱)

$$\Delta\eta_{Ocean}(\varphi, \lambda, t) = \Delta\eta_{Alt}(\varphi, \lambda, t) - \Delta\eta_{SSL}(\varphi, \lambda, t)$$

مطابق معادله بالا $\Delta\eta_{Ocean}$ تغییرات ضخامت لایه‌ی معادل آب در اقیانوس، $\Delta\eta_{Alt}$ آنامولی سطح دریا و $\Delta\eta_{SSL}$ تغییرات مولفه استریک سطح دریاست. پس به صورت کلی تغییرات اثرات اقیانوسی و هیدرولوژی در مارچ ۲۰۱۰ از ترکیب اثرات اقیانوسی و هیدرولوژی به صورت زیر می‌تواند محاسبه شود:

رابطه (۱۲)

$$\Delta_{Hydrological}^{Oceanic}(\varphi, \lambda, t) = \Delta\eta_{GLDAS}(\varphi, \lambda, t) + \Delta\eta_{Ocean}(\varphi, \lambda, t)$$

مطابق رابطه‌ی بالا کل سیگنال‌های اقیانوسی و هیدرولوژی در قاره‌ها و اقیانوس در قالب ضخامت لایه معادل آب محاسبه شده‌است. این سیگنال‌ها سپس به فضای جاذبه برده شده و نهایتاً به کمک آنالیز هارمونیک کروی به ضرائب هارمونیک کروی تبدیل می‌شوند. آنالیز هارمونیک کروی تا درجه و مرتبه ۶۰ و با گریدسایز ۱ درجه ۱ درجه صورت گرفته است. برای یافتن تغییرات جاذبه به کمک ضرائب هارمونیک‌های کروی می‌توان از روابط زیر استفاده کرد:

برای تصحیح اثرات اقیانوسی در اقیانوس، بایستی از ترکیب داده‌های آلتیمتری و اطلس‌های اقیانوسی استفاده شود. مجموعه داده اول شامل نقاط شبکه‌ای ماهیانه یک درجه‌ای از دما و شوری تا عمق ۱۵۰۰ متر می‌باشد. دما و شوری به کمک معادله‌ی جهانی حالت سطح آب^۱ تبدیل به توزیع چگالی آب اقیانوس در عمق‌های مختلف می‌شود [۱۸]. اختلاف چگالی در مارچ ۲۰۱۰ با میانگین چگالی (میانگین‌گیری در طول یک سال) در ۲۶ عمق (از عمق ۰ تا ۱۵۰۰ متر) محاسبه می‌شود. سپس با انتگرال‌گیری از این اختلاف چگالی روی ستون آب (در طول عمق) از بازه ۰ تا ۱۵۰۰ (همان‌طور که گفته شد دما و شوری بعد از این عمق تغییرات قابل اغماضی برای اهداف عملی دارند) و سپس تقسیم بر چگالی استاندارد آب به تغییرات مؤلفه استریک سطح دریا برای شبکه‌ی یک درجه می‌رسیم.

در رابطه (۱۰) $\Delta\eta_{SSL}$ تغییرات ضخامت لایه معادل آب برای مولفه استریک دریا، ρ_0 چگالی استاندارد آب، h برابر ۱۵۰۰ متر، ρ چگالی و تابعی از عرض جغرافیایی و طول جغرافیایی و زمان و عمق و دما و شوری و $\bar{\rho}$ نیز تابع چگالی متوسط می‌باشد [۱۹ و ۲۰].

مدل‌سازی دقیق اثرات اقیانوسی نیاز به ترکیب مولفه استریک دریا با داده‌های آلتیمتری دارد زیرا ماهواره آلتیمتری کل مولفه استریک و غیراستریک دریا را اندازه می‌گیرد در صورتی که ماهواره ثقل‌سنجی‌ای همچون گریس فقط مولفه غیراستریک دریا را اندازه می‌گیرد [۱۹] پس برای مقایسه با این مشاهدات، باید مولفه استریک دریا از روی داده‌های آلتیمتری برداشته شود. اثرات اقیانوسی در اقیانوس می‌تواند به صورت مولفه استریک و داده‌های آنامولی سطح دریا به صورت زیر محاسبه شود:

¹International Equation state of sea Water

$$\Delta V_r = -\frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^{60} (n+1) \left(\frac{R}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \quad \text{رابطه (۱۳)}$$

$$\Delta V_\phi = -\frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^{60} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}'_{nm}(\sin \phi) \quad \text{رابطه (۱۴)}$$

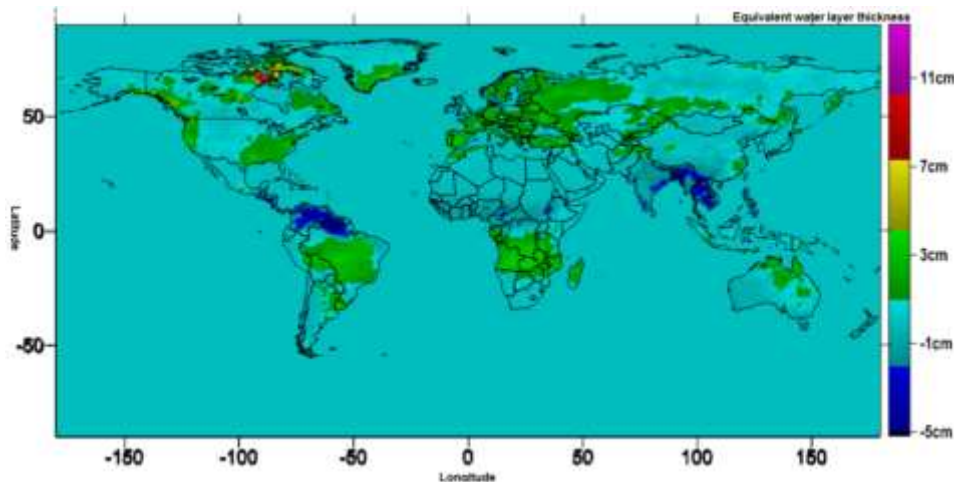
$$\Delta V_\lambda = \frac{GM}{R^2} \sum_{n=2}^{60} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n m (-\Delta \bar{C}_{nm} \sin m\lambda + \Delta \bar{S}_{nm} \cos m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \quad \text{رابطه (۱۵)}$$

هیدرولوژی و اقیانوسی و همچنین تاثیر آن‌ها روی جاذبه ناشی از زلزله ۸.۸ ریشتری مائول شیلی پس از تبدیل به ضرائب هارمونیک کروی پرداخته می‌شود. شکل (۳) تغییرات اثرات هیدرولوژی را بر روی قاره‌ها به کمک مدل گلداس نشان می‌دهد.

در معادلات با GM حاصلضرب ثابت جاذبه در جرم زمین، R/r پارامتر میرایی و P_{nm} پتوابع لزاندر می‌باشد.

۵- نتایج عددی

در این بخش به نتایج عددی حاصل از اثرات



شکل ۳: تغییرات اثرات هیدرولوژی روی قاره‌ها در ماه مارچ ۲۰۱۰ بر حسب ضخامت لایه معادل آب.

در حوزه منطقه مائول شیلی تغییری در حدود ۵ سانتی‌متر در اثرات هیدرولوژی به‌دست آمده است. شکل (۴) تغییرات استریک سطح دریا را که به کمک اطللس اقیانوسی ۲۰۰۹ به‌دست آمده است را در واحد ضخامت لایه آب معادل نشان می‌دهد. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، بیشترین تغییر برابر با ۱۶ سانتی‌متر در شرق کره جنوبی، جنوب هند، شرق آمریکای جنوبی و کمترین تغییر برابر با ۱۵- سانتی‌متر در جنوب شرقی چین، شمال اندونزی و شرق فیلیپین به‌دست آمده است. میزان استریک سطح دریا در عرض‌های بالا به دلیل وزش بادهای شدید و نوسانات شدید فشار باروتروپیک مقادیر قابل توجهی

همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود حداقل و حداکثر تغییرات ضخامت لایه معادل آب به ترتیب حدود ۵- و ۱۵ سانتی‌متر به‌دست آمده است. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود عمده مقادیر منفی ناشی از اثرات هیدرولوژی در حوزه آمازون (در آمریکای جنوبی) و جنوب چین و عمده مقادیر مثبت ناشی از اثرات هیدرولوژی در می‌سی‌سی‌پی (در آمریکای شمالی)، کنگو^۱ (در آفریقا)، فنوسکاندیا^۲ و حوزه یینیسی^۳ (در اروپا) به‌دست آمده است. همچنین

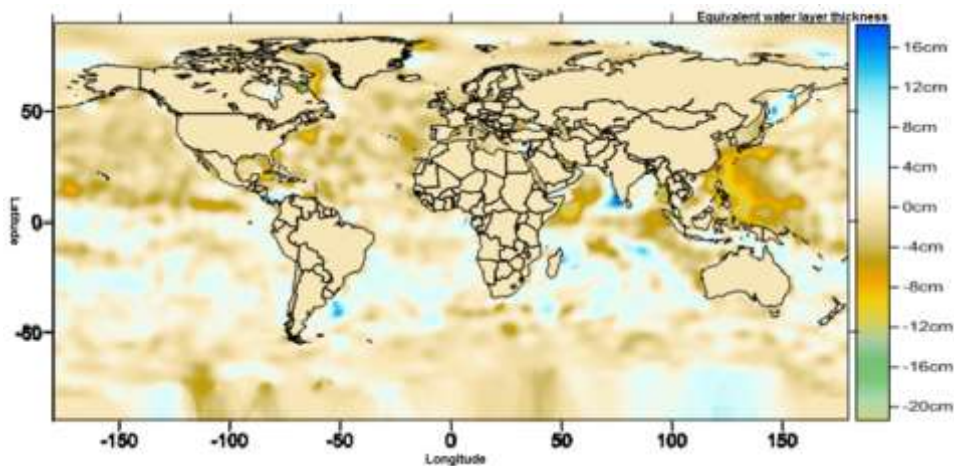
^۱Congo

^۲Fennoscandia

^۳Yenisey

پدیده سیلاب در منطقه مورد نظر باشد.

دارد. همچنین در منطقه مائول شیلی تغییرات عمده با مقادیر مثبت به دست آمده است که می‌تواند ناشی از



شکل ۴: تغییرات ضخامت لایه معادل آب در تغییرات استریک سطح دریا.

بود ششمین زلزله بزرگ در وقایع ثبت شده است [۲۱]. این زلزله یک شکستگی بیش از ۵۰۰ کیلومتر در امتداد یک شکاف لرزه‌ای عظیم بین ۳۴ تا ۳۸ درجه جنوبی ایجاد کرد. شکل (۶) محیط تکنونیک بخش فرورانش^۳ آندیان^۴ را حول این منطقه نشان می‌دهد. برای به دست آوردن اثرات اقیانوسی در اقیانوس، بایستی از ترکیب داده‌های آلتیمتری و اطلس‌های اقیانوسی استفاده کرد، لذا برای مقایسه با داده‌های گریس، بایستی مولفه استریک سطح دریا از آنامولی سطح دریا کم شود. اثرات اقیانوسی برای زلزله مائول شیلی در مارچ ۲۰۱۰ در شکل (۷) به نمایش در آمده است. همان‌گونه که در شکل مشخص است، در منطقه‌ای که صفحه گسل واقع است اثرات اقیانوسی منفی در حدود ۱۰- سانتی‌متر مشاهده شده است. این مقدار منفی تقریباً از قسمت جنوبی شیلی تا قسمت شمالی آن ادامه یافته است.

شکل (۵) آنامولی سطح دریا را که به کمک داده‌های ماهواره آلتیمتری جیسون ۱ به دست آمده است را در ماه مارچ ۲۰۱۰ و در واحد ضخامت لایه آب معادل نشان می‌دهد. همان‌طور که از این شکل مشخص است بیشترین تغییر در حدود ۶۰ سانتی‌متر و در عرض‌های جغرافیایی پایین و کمترین تغییر در شرق آمریکای شمالی رخ داده است. همان‌گونه که مشخص است در منطقه مائول شیلی مقادیر عمده منفی به دست آمده است.

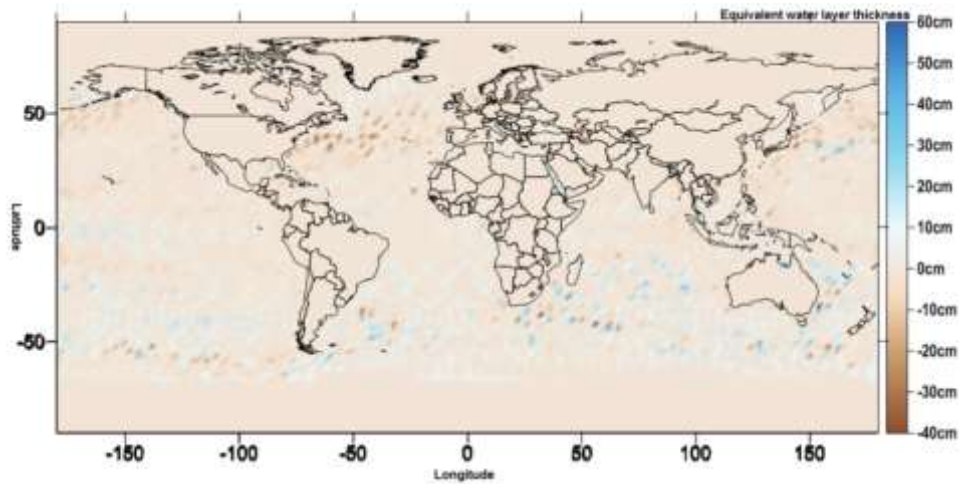
زمین‌لرزه مائول شیلی، در روز شنبه ۲۷ فوریه سال ۲۰۱۰ ساعت ۰۶:۳۴:۱۴ زمان هماهنگ جهانی^۱ (UTC) زمین‌لرزه ۸.۸۳ ریشتری بود که دست کم ۷۰۰ کشته برجای گذاشت. مرکز این زلزله در ۳۲۵ کیلومتری سانتیاگو، پایتخت شیلی و در مختصات عرض جغرافیایی ۳۵.۵- درجه و طول جغرافیایی ۷۱- درجه بود. در پی این زمین‌لرزه در ۵۳ کشور اعلام خطر سونامی شد. خسارات ناشی از این زمین‌لرزه، ۳۰ میلیارد دلار بوده است. این زلزله که به دلیل فرورانش صفحه نازکا^۲ در زیر صفحه‌ی پوشاننده آمریکای جنوبی

^۳Subduction

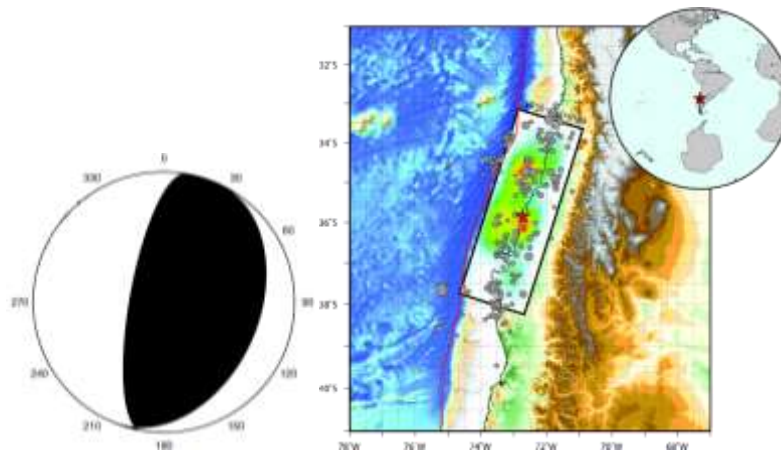
^۴Andean

^۱Coordinated Universal Time

^۲Nazca



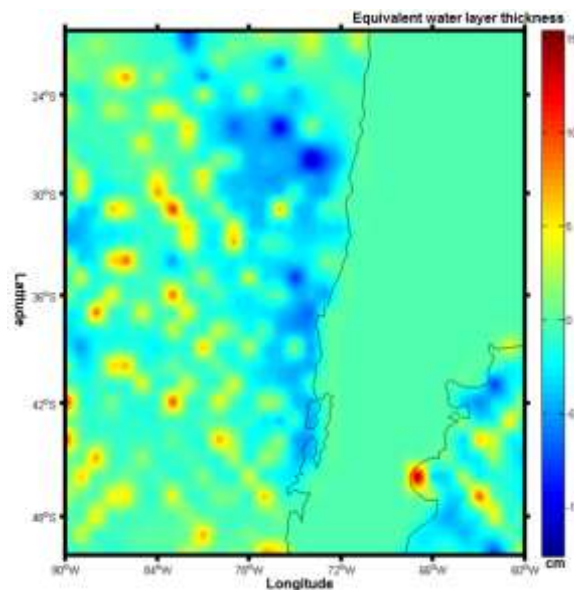
شکل ۵: آنامولی سطح دریا در واحد ضخامت لایه معادل آب.



شکل ۶: گسل تراستی مائول شبلی

به نمایش در آمده است. همان‌گونه که در شکل مشخص است، در منطقه‌ای که صفحه گسل واقع است اثرات اقیانوسی منفی در حدود ۱۰- سانتی‌متر مشاهده شده است. این مقدار منفی تقریباً از قسمت جنوبی شبلی تا قسمت شمالی آن ادامه یافته است.

برای به دست آوردن اثرات اقیانوسی در اقیانوس، بایستی از ترکیب داده‌های آلتیمتری و اطلس‌های اقیانوسی استفاده کرد، لذا برای مقایسه با داده‌های گریس، بایستی مولفه استریک سطح دریا از آنامولی سطح دریا کم شود. اثرات اقیانوسی برای زلزله مائول شبلی در مارچ ۲۰۱۰ در شکل (۷)

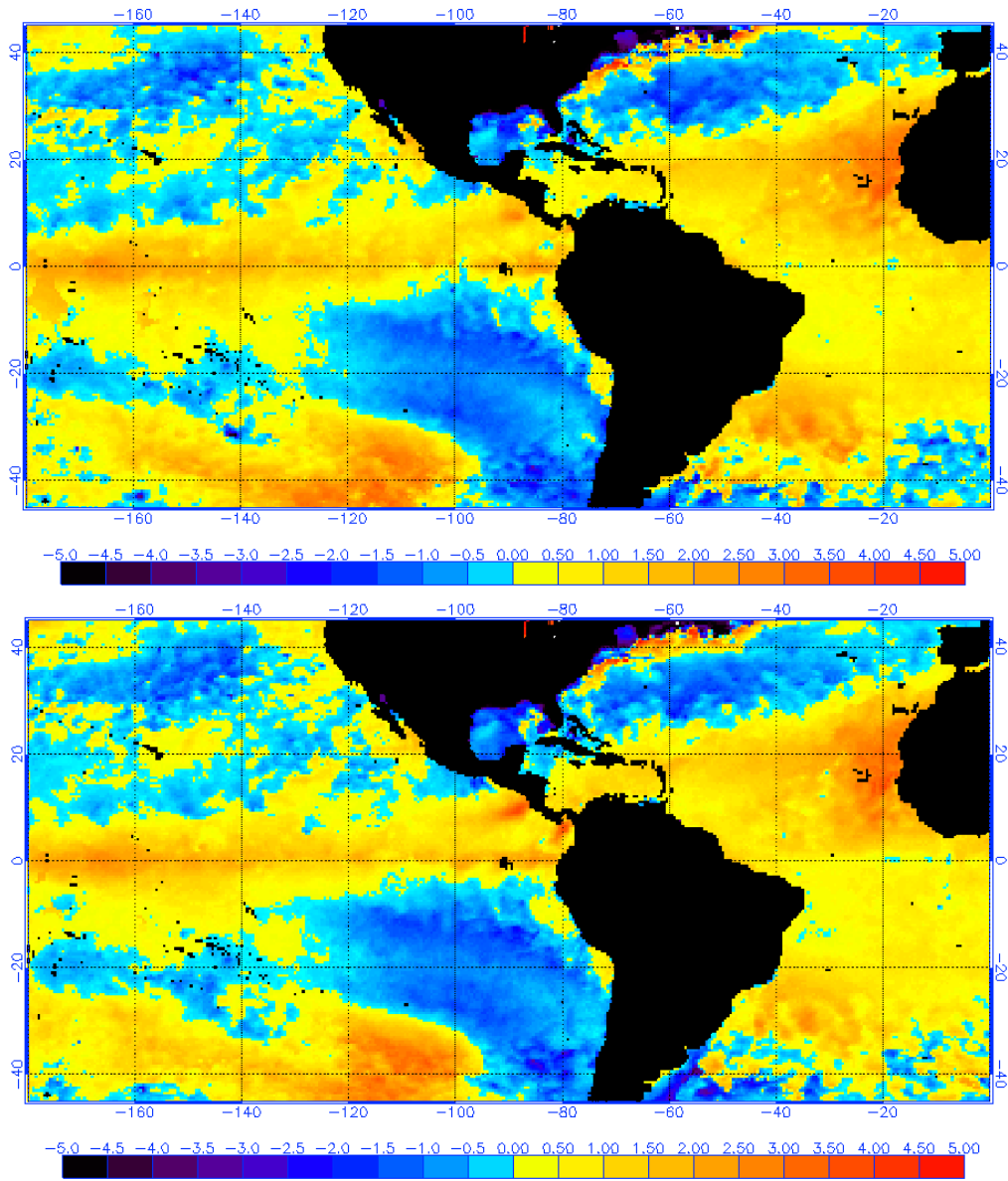


شکل ۷: اثرات اقیانوسی در اقیانوس در ماه مارچ ۲۰۱۰ بر حسب ضخامت لایه معادل آب (در واحد سانتی‌متر).

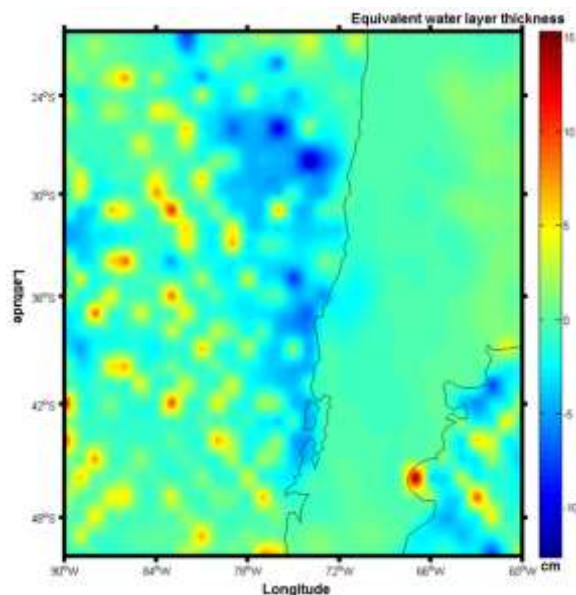
به ضرائب هارمونیک کروی شده‌اند. سپس به کمک روابط (۱۳، ۱۴ و ۱۵) تغییرات جاذبه ناشی از این ضرائب در سیستم مختصات کروی بدست آمده‌اند. در شکل (۱۰) اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی روی تغییرات میدان جاذبه در جهات شعاعی، عرض جغرافیایی و طول جغرافیایی برای ماه مارچ ۲۰۱۰ به نمایش درآمده است. همان‌طور که دیده می‌شود، حداکثر مقدار این تاثیرات حدود ۲ میکروگال در جهت شعاعی و عرض جغرافیایی و حداقل آن نیز در حدود ۰.۲ میکروگال در جهت عرض جغرافیایی به‌دست آمده است. برای منطقه مائول، در جهت شعاعی حداکثر و حداقل تاثیرات حدود ۲ و ۰.۵ میکروگال، در جهت عرض جغرافیایی حداکثر و حداقل تاثیرات حدود ۲ و ۰.۶ میکروگال و در جهت طول جغرافیایی حداکثر و حداقل تاثیرات حدود ۰.۶ و ۰.۶ میکروگال مورد محاسبه قرار گرفته است. پس به‌طور کلی تغییرات این اثرات روی تغییرات جاذبه برابر ۴ میکروگال بوده که مقدار قابل توجهی برای این زلزله بوده [۲۲] و حذف آن برای آشکارسازی سیگنال لرزه‌ای ضرورت یافته است.

باتوجه به اینکه اثرات اقیانوسی وابسته به تغییرات دمایی است، لذا می‌توان برای صحت‌سنجی از وابستگی شکل به‌دست آمده با آنومالی تغییر دمای سطح آب سود برد. برای این منظور شکل (۸) که بیان‌کننده آنومالی تغییر دمای سطح آب در قبل و بعد از زلزله اتفاق افتاده می‌باشد، استفاده کرده‌ایم. همان‌طور که از اشکال زیر مشخص است در قبل و بعد از زلزله تغییرات دمایی شدیدی اتفاق افتاده است. شکل (۹) کل اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی را که از جمع اثرات هیدرولوژی روی قاره‌ها و اثرات اقیانوسی روی اقیانوس‌ها به‌دست آمده است را برای حوزه زمین‌لرزه مائول شیلی نشان می‌دهد. همان‌گونه که از این شکل می‌توان فهمید، کل تغییرات آب در منطقه مائول مقدار منفی دارد که می‌تواند به دلیل پراکندگی پوشش منطقه، بخار شدیدتر، فعالیت‌های کشاورزی و یا حتی استخراج آب‌های زیرزمینی در نزدیکی آن منطقه باشد.

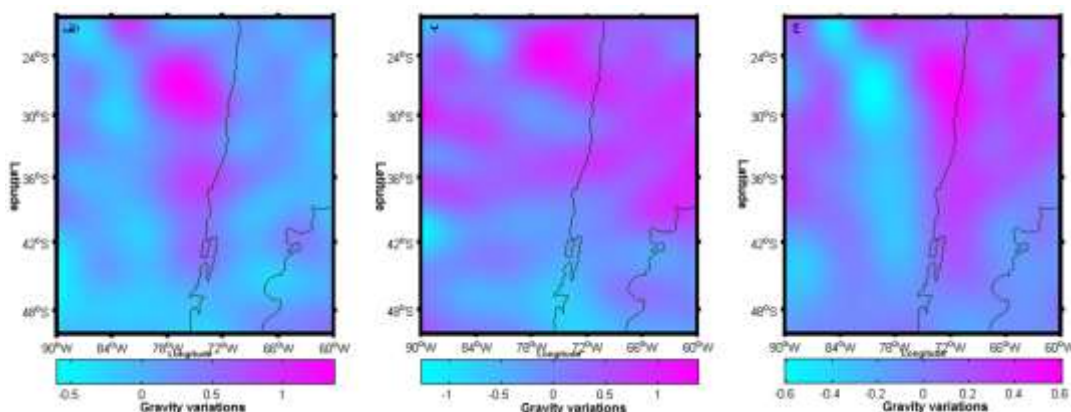
پس از ترکیب سیگنال‌های هیدرولوژی و اقیانوسی، برای این‌که دیده شود این سیگنال‌ها تا چه میزان روی تغییرات جاذبه ناشی از زمین‌لرزه مائول شیلی اثر داشته است، به کمک آنالیز هارمونیک کروی تا درجه و مرتبه ۶۰ مطابق با درجه و مرتبه ضرائب گریس تبدیل



شکل ۸ : آنومالی تغییرات دمای سطح آب، (شکل بالا قبل از زلزله مائول، شکل پایین بعد از زلزله مائول)



شکل ۹: تغییرات اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی در ماه مارچ ۲۰۱۰ بر حسب ضخامت لایه معادل آب (در واحد سانتی‌متر).



شکل ۱۰: تغییرات سیگنال‌های هیدرولوژی و اقیانوسی روی تغییرات جاذبه در ماه مارچ ۲۰۱۰ (در واحد میکروگال).
الف) در جهت شعاع. ب) در جهت عرض جغرافیایی. ج) در جهت طول جغرافیایی.

۶- نتیجه گیری

داده‌های موثر شامل رطوبت خاک، مقدار ذخیره آب موجود در ابرهای سطح زمین و رطوبت موجود در اتمسفر نزدیک، مقدار مجموع تصعید و تبخیر سطحی، مقدار روان آب سطحی، مقدار روان آب زیرزمینی، مقدار آب حاصل از ذوب شدن برف، مقدار ریزش باران و مقدار آب موجود حاصل از پوشش برف استفاده شد. همچنین برای محاسبه اثرات اقیانوسی از داده‌های دما و شوری اطلس اقیانوسی ۲۰۰۹ با قدرت تفکیک یک درجه و با قدرت تفکیک زمانی ماهیانه و سالیانه تا عمق استاندارد ۱۵۰۰ متر و

در این تحقیق الگوریتمی برای تعیین ضرائب هارمونیک کروی ناشی از اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی معرفی شد. همچنین به بررسی این اثرات روی تغییرات جاذبه ناشی از زلزله ۸.۸ ریشتری مائول شیلی پرداخته شده است. برای محاسبه اثرات هیدرولوژی در خشکی از داده‌های مدل هیدرولوژی گلداس و همچنین برای محاسبه اثرات اقیانوسی در اقیانوس از داده‌های ماهواره آلتیمتری جیسون ۱ و اطلس‌های اقیانوسی استفاده شد. برای محاسبه اثرات هیدرولوژی از ترکیب

پراکنندگی پوشش منطقه، بخار شدیدتر، فعالیت‌های کشاورزی و یا حتی استخراج آب‌های زیرزمینی در نزدیکی آن منطقه باشد. همچنین تغییرات این اثرات ناشی از تغییرات جاذبه در این منطقه برابر ۴ میکروگال بود که مقدار قابل توجهی برای این زلزله بود. لذا به دست آوردن میزان اثرات برای آشکارسازی سیگنال‌های لرزه‌ای یک زلزله پیشنهاد می‌گردد.

همچنین داده‌های شماره چرخه‌های ۲۹۷، ۲۹۸، ۲۹۹ و ۳۰۰ از ماهواره آلتیمتری جیسون ۱ شامل داده‌های آنامولی سطح دریا استفاده شد. این داده‌ها به کمک آنالیز هارمونیک کروی تبدیل به ضرائب هارمونیک کروی شد که قابل مقایسه با مشاهدات ماهواره‌های ثقل‌سنجی همچون گریس بود. نتایج تغییرات اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی در منطقه مائول مقدار منفی داشت که می‌توانست به دلیل

مراجع

- [1] D. P. Chambers, J. Wahr, R. S. Nerem, "Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE", *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13310, 2004.
- [2] S. C. Han, J. Sauber, S. Luthcke, "Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution", *Geophys. Res. Lett.*, 37, L23307, 2010.
- [3] K. Matsuo, K. Heki, "Coseismic gravity changes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake from satellite gravimetry" *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G12, 2011.
- [4] H. Steffen, S. Petrovic, M. Müller, R. Schmidt, J. Wunsch, F. Barthelmes, J. Kusche, "Significance of secular trends of mass variations determined from GRACE solutions", *J. Geodynamics*, 48, 3-5, 157-165, 2009.
- [5] G. Feng, S. Jin, "Global water cycle and climate change signals observed by satellite gravimetry", *Geo and Remote Sensing Symposium (IGARSS), IEEE Int.*, 832-835, 2012.
- [6] J. Wahr, M. Molenaar, F. Bryan, "Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE", *J. Geophys. Res.*, 103, 30, 229-32, 205, 1998.
- [7] S. G. Jin, A. Hassan, G. Feng, "Assessment of terrestrial water contributions to polar motion from GRACE and hydrological models", *J. Geodynamics*, 62, 40-48, 2012.
- [8] M. Rodell, P. R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C. J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J. K. Entin, J. P. Walker, D. Lohmann, D. Toll, "The Global Land Data Assimilation System" *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 381-394, 2004.
- [9] G. J. Huffman, R. F. Adler, E. F. Stocker, D. T. Bolvin, E. J. Nelkin, "Analysis of TRMM 3-hourly multi-satellite precipitation estimates computed in both real and post-real time. Proc, 12th Conf. Sat. Meteor. and Oceanog", 9-13 Feb 2003, Long Beach, 2003.
- [10] R. Shapiro, "A simple model for the calculation of the flux of direct and diffuse solar radiation through the atmosphere". *Air Force Geophys Lab*, 87, 0200, Hanscom AFB, MA, 1987.
- [11] F. Fatolazadeh, B. Voosoghi, M. Raoofian Naeeni, "Comparison of Wavelet and Gaussian filtering approaches for measurements of groundwater storage variations", *Groundwater*, 2015, DOI:10.1011/gwat.12325.
- [12] N. Ducet, P. Le Traon, G. Reverdin, "Global high resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2", *J. Geophys. Res.*, 105 (C8), 19477-19498, 2000.
- [13] D. E. Alsdorf, E. Rodri'guez, D. P.

- Lettenmaier, "Measuring surface water from space" *Rev. Geophys.*, 45(2), RG2002, 2007.
- [14] J.L. Awange, M.A. Sharifi, G.Ogonda, J. Wickert, E.W. Grafarend, M.A. Omulo, "The falling Lake Victoria water level: GRACE, TRIMM and CHAMP satellite analysis of the lake basin", *WaterResource. Manage.*, 22, 775–796, 2008.
- [15] L. Fu, A. Cazenave, *Satellite altimetry and Earth sciences: a handbook of techniques and applications*, London, UK: Academic Press, 2001.
- [16] J. I. Stephens, T. P. Antonov, T. P. Boyer, M. E. Conkright, R. A. Locarnini, T. D.O'Brien, H. E. Garcia, *World Ocean Atlas 2001*, 1, NOAA Atlas NESDIS 49, U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C, 2002.
- [17] M. Ishii, M. Kimoto, K. Sakamoto, S. I. Iwasaki, "Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses", *J. Oceanogr.* 62 (2), 155–170, 2006.
- [18] S. R. Jayne, J. M. Wahr, F. O. Bryan, "Observing ocean heat content using satellite gravity and altimetry", *J. Geophys. Res.*, 108(C2), 3031, 2003.
- [19] D.P.Chambers, "Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry", *J. Geophys. Res.*, 111, C03010, 2006b.
- [20] M. Tomczak, J. S. Godfrey, *Regional Oceanography: An Introduction*, Pergamon, New York, 1994.
- [21] S. Lorito, F. Romano, S. Atzori, X. Tong, A. Avallone, J. McCloskey, M. Cocco, E. Boschi, A. Piatanesi, "Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake", *Nature Geosci.* 4, 173- 177, 2011.
- [22] L. Wang, C. K. Shum, F. J. Simons, A. Tassara, K. Erkan, C. Jekeli, A. Braun, C. Y. Kuo, H. Lee, D. Y. Yuan, "Coseismic slip of the 2010 Mw 8.8 Great Maule, Chile Earthquake quantified by GRACE observation", *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 335, 167- 179, 2012.



Determination of the correction due to hydrological and oceanic effects in study of the gravity variations

Farzam Fatolazadeh¹, Behzad Voosoghi², Mehdi RaoofianNaeni³, Mahmood Mohebbi⁴, Rahim Javadi Azar¹

- 1- Msc Graduate, Department of Geodesy, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K. N. Toosi university of technology
2- Associate Prof. Department of Geodesy, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K. N. Toosi university of Technology
3- Assistant Prof. Department of Geodesy, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K. N. Toosi university of Technology
4- Master Expert, Deputy Director, National Geographic organization, Iran

Abstract

In this study, an algorithm for determination of hydrological and oceanic effects on gravity variations is introduced. Also, these effects on gravity variations for the case of Maule earthquake is being surveyed. For this purpose, data set of GLDAS hydrological model, JASON1 altimetry and World Ocean Atlas (WOA) is applied. With the help of hydrological model, the hydrological effects in land are computed and with combination of data of altimetry satellite and WOA, the oceanic effects in the ocean are calculated. This data is in the form of equivalent water layer thickness which is converted to mass changes. Then, this data is transformed to spherical harmonic coefficients using spherical harmonic analysis which is being used to compare gravimetric satellite observations such as GRACE. The hydrological and oceanic effects on gravity variations for the case of Maule, have maximum and minimum value about 2 and -0.5 microGal in radial direction, about 2 and -2 microGal in northward direction and about 0.6 and -0.6 microGal in eastward direction. Moreover, variations of these effects due to gravity variations in this region are 4 microGal which is a remarkable value for the aforementioned earthquake and is necessary for detecting tectonic signal.

Key words: Spherical harmonic coefficients. Hydrological and oceanic effects, Maule earthquake, Altimetry satellite, World Ocean Atlas.