

محلی سازی سیگنال های جاذبه ی ناشی از ماهواره ثقل سنجی گریس

فرزام فتح الله زاده^۱، مهدی روفیان نایینی^{۲*}، بهزاد وثوقی^۳، محمود محبی^۴، رحیم جوادی آذر^۵

۱-۵- کارشناس ارشد، دانشکده مهندسی ژئودزی و ژئوماتیک، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

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

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

۴- کارشناس ارشد، معاون سازمان جغرافیایی کشور

تاریخ دریافت مقاله: ۹۴/۰۹/۱۶ تاریخ پذیرش مقاله: ۹۵/۰۱/۲۳

چکیده

در این مطالعه به جای استفاده از فیلتر ایزوتروپیک گوسین برای حذف خطای نواری مشاهدات ماهواره ثقل سنجی گریس و همچنین برای محلی سازی سیگنال های این ماهواره، از آنالیز موجک بر روی سیگنال های جاذبه ی به دست آمده از مشاهدات این ماهواره استفاده شده است. برای این آنالیز از تابع مقیاس چند جمله ای مکعبی و موجک مرتبط با آن در مقیاس های مختلف استفاده شده و به کمک آن ها تغییرات جاذبه برای دو زمین لرزه شدید سوماترای اندونزی و مائول شیلی به دست آمده است. برای زمین لرزه سوماترای اندونزی مقیاس های مختلف موجک مربوط به تابع چند جمله ای مکعبی مورد آزمون قرار گرفت و مشاهده شد که در مقیاس ۴ تغییرات جاذبه ناشی از مشاهدات گریس با میزان حداکثر ۳۰ میکروگال به دست آمد که مشابه با تحقیقات دیگر بود. این نتیجه با افزایش مقیاس از ۴ به بالا تغییری نکرد. همچنین برای زمین لرزه مائول شیلی تغییرات جاذبه قبل و بعد از اعمال موجک به دست آمد که اختلاف های زیادی با یکدیگر داشت. تغییرات جاذبه قبل از اعمال موجک با میزان حداکثر ۲۰ میکروگال به دست آمد ولی بعد از اعمال این موجک، حداکثر این تغییرات برابر ۱۰ میکروگال به دست آمد و مشابه با سایر نتایج بود.

کلیدواژه ها: آنالیز موجک، ماهواره ثقل سنجی گریس، زلزله سوماترا، فیلتر ایزوتروپیک گوسین

۱- مقدمه

خطاهای موجود در داده‌های گریس شامل خطاهای موجود در ضرائب هارمونیک کروی میدان جاذبه گریس و خطای نشت^۱ از اطراف به داخل منطقه مورد بررسی می‌باشد [۱]. خطاهای موجود در ضرائب استوکس ماهیانه گریس به علت عواملی چون خطاهای دستگاهی مثل خطای شتاب‌سنج، خطای فاصله‌یابی بین دو ماهواره و خطای پردازش داده‌ها و نیز خطای الیازینگ^۲ است. اثر این عوامل در بسط پتانسیل به هارمونیک‌های کروی است که به صورت تئوری این درجه‌ها و مرتبه‌ها تا بی‌نهایت پیش می‌روند اما عواملی چون دقت دستگاه‌های اندازه‌گیری و نیز ارتفاع ماهواره باعث شده که این ضرائب در درجه خاصی برش داده شوند. پس با افزایش درجه این خطا بزرگ شده و به نتایج غیرواقعی می‌رسد. همچنین به دلیل حضور پارامتر میرایی در رابطه پتانسیل و وابستگی شدید آن به ارتفاع ماهواره است که باعث به وجود آمدن عدم بازیابی صحیح طول موج‌های کوتاه میدان ثقل زمین می‌شود، پس باید سهم طول موج‌های کوتاه یعنی ضرائب بالا در محاسبات کاهش یابد.

یکی از مهم‌ترین مسائل بحرانی در داده‌های گریس به دلیل زاویه میل ۸۹.۵ درجه‌ای مدار گردش این ماهواره حول زمین است که باعث به وجود آمدن انباشتگی داده در جهت شمال- جنوب شده و سبب همبستگی^۳ مکانی بین داده‌های گریس می‌شود. در نقشه‌های جغرافیایی این همبستگی‌ها به صورت نوار^۴هایی در جهت شمال- جنوب پدیدار می‌گردند اما به دلیل چرخش زمین نوساناتی در جهت شرق- غرب نیز تولید می‌گردد.

با توجه به موارد فوق نیاز به گزینه‌ای است که بتواند

سهم درجه‌های بالا را کم کند. این گزینه فیلتر پایین گذری بود طوری که طول موج‌های بلند را بازیابی کند و تاثیر طول موج‌های کوتاه را بسیار کم کند و یا حتی آن‌ها را از روند محاسبات کنار بگذارد. در ابتدا راه حل بدین صورت بیان شد که با میانگین‌گیری کامل معادل با برش ضرائب در درجه خاصی، ضرائب از آن درجه به بعد از محاسبات کنار روند. سپس در سال ۱۹۸۱ جکلی^۵ یک گزینه وزن دار مستقل از درجه را معرفی کرد. این تابع وزن دار استخراج شده از تابع مکانی گوسین^۶ (فیلتر ایزوتروپیک گوسین) بود. این فیلتر توسط جان وار^۷ روی داده‌های گریس مورد استفاده قرار گرفت [۱] اعمال این فیلتر معادل با کاهش اثر درجات بالا بود و هرچه شعاع میانگین‌گیری افزایش می‌یافت سهم ضرائب درجات بالا کاهش می‌یافت. سپس سطح بهبودیافته‌ای از این فیلتر در محاسبات مربوط به داده‌های گریس توسط چمبرز^۸ در سال ۲۰۰۶ معرفی شد [۲]. در سطح بهبودیافته، تابع، رفتار یکنواختی از خود به نمایش می‌گذارد و با افزایش درجات این تابع به صفر میل کرده و همین‌طور با افزایش شعاع میانگین‌گیری این تابع سریع‌تر به صفر میل می‌کند.

در بالا ذکر گردید که به دلیل زاویه میل مداری ماهواره گریس، شاهد انباشتگی داده در جهت شمال- جنوب هستیم پس همواره بازیابی ضرائب هارمونیک زونال ($m=0$) بسیار آسان‌تر است و بازیابی ضرائب سکتوریال ($n=m$) به دلیل وابستگی آن‌ها به طول جغرافیایی بسیار دشوارتر است. استفاده از فیلتر غیرایزوتروپیک توسط هان^۹ در سال ۲۰۰۵ مطرح شد که در آن شعاع میانگین‌گیری در فیلتر گوسین به‌طور دینامیک براساس مرتبه

^۵Jekeli^۶Gaussian^۷Wahr^۸Chambers^۹Han^۱Leakage^۲Aliasing^۳Correlation^۴Stripe

حدود ۴۰۰ کیلومتری از سطح زمین و با فاصله اسمی ۲۲۰ کیلومتر از هم در حال حرکت می‌باشند که این فاصله دستخوش تغییر شده و با آنالیز این تغییرات فاصله می‌توان به تغییرات ثقل پی‌برد. مدار این ماهواره به صورت قطبی با زاویه میل ۸۹.۵ درجه می‌باشد.

داده‌های گریس به چهار دسته داده‌های سطح^۵، سطح $A-1$ ، سطح $B-1$ و سطح ۲ تقسیم می‌شوند. وظیفه پردازش و ذخیره‌سازی این داده‌ها توسط سه مرکز لابراتوار آزمایشگاه پیش‌رانش جت (JPL^۶) در NASA، مرکز تحقیقات جغرافیایی (GFZ^۷) در آلمان و مرکز تحقیقات فضایی دانشگاه تگزاس آمریکا (UTCSR^۸) صورت می‌گیرد. داده‌های سطح^۵ اطلاعات خام و پردازش نشده‌ای است که توسط مرکز داده‌های خام (RDC^۹) در موسسه DLR آلمان بایگانی می‌شود. سپس این داده‌ها به واحدهای مهندسی معناداری از قبیل طول واسنجی^۹ و فاصله بین دو ماهواره و تغییرات آن‌ها، شتاب‌های غیرجاذبی و داده‌های سیستم تعیین موقعیت جهانی (GPS^{۱۰}) تبدیل شده که به آن‌ها داده‌های سطح $A-1$ می‌گویند. مسئولیت پردازش این دو مرحله بر عهده JPL و GFZ است. در داده‌های سطح $B-1$ مشاهدات به صورت صحیح و یکسان زمان‌بندی می‌شوند. داده‌های سطح ۲ که به علت سختی کار با داده‌های سطح ۱ اغلب در مطالعات مورد استفاده قرار می‌گیرند، ضرائب هارمونیک کروی میدان جاذبه زمین تا حداکثر درجه و مرتبه ۱۲۰ در فواصل ماهیانه هستند. پایگاه داده این ضرائب شامل ضرائب JPL تا درجه و مرتبه ۱۲۰، ضرائب GFZ

ضرائب هارمونیک تغییر می‌کند و این فیلتر به هردوی درجه و مرتبه هارمونیک‌های کروی وابسته است [۳].

در این مقاله به جای استفاده از تابع محلی و مکانی فیلترینگ ایزوتروپیک و غیرایزوتروپیک از روشی به نام موجک^۱ بر روی داده‌های گریس استفاده شده است. تئوری مورد نظر در ادامه مورد بحث قرار خواهد گرفت. در آنالیز داده‌های گریس به کمک تئوری موجک تاکنون مطالعات فراوانی صورت گرفته است. از این تحقیقات می‌توان به کارهای زیر اشاره کرد [۴ و ۵ و ۶ و ۷]. در این مطالعات اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی نادیده گرفته شده‌اند که در این مقاله این اثرات نیز از روی داده‌های گریس تصحیح شده‌اند.

۲- ماهواره ثقل‌سنجی گریس و داده‌های آن

برای بررسی میدان ثقل زمین در بازه‌های زمانی متفاوت از ماهواره ثقل‌سنجی گریس استفاده می‌شود. گریس میدان ثقل زمین را در بازه‌های زمانی سی‌روزه در اختیار قرار می‌دهد لذا می‌توان به صورت ماهیانه به بررسی تغییرات در میدان ثقل زمین پرداخت. گریس به کمک امواج ریزموج^۲، تغییرات در میدان ثقل را بر اساس اندازه‌گیری‌های خود که بر پایه تغییرات جرم است در اختیار قرار می‌دهد [۸] به عنوان نمونه زلزله باعث تغییر شکل در لایه‌های درونی زمین می‌شود و این تغییر شکل باعث تغییر در توزیع جرم می‌شود. پروژه تعیین ثقل و آزمایشات آب و هوایی یک پروژه مشترک بین آلمان و آمریکا شامل مرکز فضایی آلمان (DLR^۳) و سازمان ملی هوانوردی و فضایی (NASA^۴) می‌باشد. ماهواره‌های دوقلوی گریس در ۱۷ مارچ سال ۲۰۰۲ از پایگاه فضایی پلستیک در روسیه به فضا پرتاب شدند. این دو ماهواره در ارتفاع

^۵Jet Propulsion Laboratory

^۶Geo Forschung Zentrum

^۷University of Texas Center for Space Research

^۸Raw Data Center

^۹Calibration

^{۱۰}Global Positioning System

^۱Wavelet

^۲Microwave

^۳Deutsche Zentrum für Luft und Raumfahrt

^۴National Aeronautics and Space Administration

۳- استفاده از موجک کروی به عنوان یک فیلتر

محلی

هارمونیک‌های کروی برای توابعی که در خارج از کره در معادله لاپلاس صدق می‌کنند کلاسی از توابع پایه ذاتی را تشکیل می‌دهند. از طرفی هارمونیک‌های کروی توابع پایه با دامنه تاثیر عام هستند و بنابراین برای نمایش منطقه‌ای یا محلی مناسب نیستند. ضرائب هارمونیک کروی که همان ضرائب تبدیل فوریه کروی هستند بهترین محلی‌سازی را در فضای فرکانس فراهم کرده ولی اطلاعات مکانی نمی‌دهند لذا از موجک استفاده می‌شود. موجک یک ابزار مناسب برای فیلتر کردن سیگنال‌های محلی و بررسی اثرات تغییرات محلی و زمانی در میدان جاذبه است [۱۰ و ۱۱] یکی از مزیت‌های موجک توانایی آنالیز محلی^۵ است به گونه‌ای که یک منطقه با سیگنال بزرگ را محلی می‌کند [۱۲]، [۱۳ و ۱۴] در این مقاله از موجک‌های کروی^۶ با تغییرات زمانی و محلی میدان ثقل مشاهده شده توسط گریس استفاده می‌کنیم. موجک‌های کروی برای اولین بار به ترتیب در سال‌های ۱۹۹۵، ۱۹۹۶ و ۱۹۹۸ توسط فیریدن^۷، شیرینر^۸ و ویندهوزر^۹ معرفی شد. موجک‌های کروی بر پایه بسط به چندجمله‌ای‌های لژاندر هستند. آن‌ها توابع پایه شعاعی^{۱۰} را روی کره شکل می‌دهند به صورتی که فقط بستگی به فاصله کروی بین مرکز موجک و نقطه مورد ارزیابی دارند.

در این جا از نمادهای فیریدن و همکاران در سال ۱۹۹۸ استفاده می‌کنیم. N و N_0 و R به ترتیب مجموعه‌های اعداد صحیح مثبت، اعداد صحیح غیرمنفی و اعداد حقیقی می‌باشند. از نمایش x, y برای نمایش عناصر سه‌بعدی فضای اقلیدسی R^3

تا درجه و مرتبه ۹۰ و ضرائب UTCSR تا درجه و مرتبه ۶۰ می‌باشند. ما در این مقاله از ضرائب ژئوپتانسیل سطح ۲ میدان جاذبه به صورت ماهیانه و تا درجه و مرتبه ۶۰ و در بازه زمانی ژانویه ۲۰۰۸ تا دسامبر ۲۰۱۱ استفاده می‌کنیم.

خطای الیازینگ وابسته به زمان در داده‌های گریس به دلیل پدیده‌های با پریود کمتر از یک ماه به وجود می‌آید [۹] چون طراحی مدار ماهواره به گونه‌ای است که در طول یک ماه از مسیرهای خاصی عبور کند پس در طول یک ماه کل کره زمین پوشش داده نمی‌شود پس برخی پدیده‌ها که دورها آن‌ها کمتر از یک ماه است برداشت نشده و باعث این خطا می‌شود. می‌دانیم داده‌های سطح ۲ گریس حاوی اثرات تغییرات آب‌های سطحی است پس بر روی داده‌های سطح $B-1$ یک سری تصحیحات صورت گرفته است. این اثرات شامل اثرات جزرومد زمین، جزرومد قطبی، فشار اتمسفر و جزرومد اقیانوسی می‌باشد. اثرات حاصل از جزر و مد زمین و قطب توسط سرویس بین‌المللی دوران زمین^۱ (IERS) محاسبه شده، اثرات جزر و مد اقیانوسی توسط مدل اقیانوسی المان محدود ۲۰۰۴ (FES2004)^۲ و مدل فشارسنجی و بالاخره اثرات تغییرات ثقل حاصل از برگشت زمین به حالت قبل از عصر یخبندان به علت آب شدن یخ‌های قطبی (PGR)^۳ نیز به کمک مدل از روی داده‌های گریس حذف شده است. اثرات حاصل از فشار اتمسفر توسط مرکز پیش‌بینی آب و هوایی اروپا (ECMWF)^۴ با استفاده از پروفیل‌های فشار اتمسفر در نقاط مختلف سطح زمین از روی مشاهدات گریس تصحیح شده است.

⁵ Local Analysis⁶ Spherical Wavelet⁷ Freedman⁸ Schreiner⁹ Windheuser¹⁰ Radial Base Functions¹ International Earth Rotation Service² FiniteElementSolution2004³ Post Glacial Rebound⁴ European Center of Medium-range Weather Forecast

رابطه (۶) **Error! Bookmark not**

$$0 \leq \left(\hat{\phi}_J(n) \right)^2 \leq \left(\hat{\phi}_{J'}(n) \right)^2 \text{ defined.}$$

(۳) برای تمام $n \in N$:

رابطه (۷) **Error! Bookmark**

$$\lim_{J \rightarrow \infty} \left(\hat{\phi}_J(n) \right)^2 = 1 \text{ not defined.}$$

برای تمام ثوابت $J \in N_0$ دنباله $\left\{ \hat{\phi}_J(n) \right\}_{n \in N_0}$ تابع

مقیاس ϕ_J با مقیاس J نامیده می شود. مطابق تابع مقیاس با مقیاس J به صورت رابطه (۸) تعریف می شود:

رابطه (۸) **Error! Bookmark not defined.**

$$\phi_J(\xi, \eta) = \sum_{n=0}^{\infty} \hat{\phi}_J(n) \frac{2n+1}{4\pi} P_n(\xi, \eta)$$

حال به بررسی موجک های مرتبط با توابع مقیاس

می پردازیم. خانواده $\left\{ \left\{ \hat{\Psi}_J(n) \right\}_{n \in N_0} \right\}_{J \in N_0}$ و

$\left\{ \left\{ \hat{\Psi}_J(n) \right\}_{n \in N_0} \right\}_{J \in N_0}$ به ترتیب عملگرهای یگانه و

دوگانه موجک نامیده می شوند اگر رابطه (۹) برقرار باشد:

رابطه (۹) **Error! Bookmark not defined.**

$$\hat{\Psi}_J(n) \hat{\Psi}_J(n) = (\hat{\phi}_{J+1}(n))^2 - (\hat{\phi}_J(n))^2$$

موجک یگانه و دوگانه نیز همانند تابع مقیاس به صورت رابطه های (۱۰ و ۱۱) تعریف می شوند:

رابطه (۱۰) **Error! Bookmark not defined.**

$$\tilde{\Psi}_J(\xi, \eta) = \sum_{n=0}^{\infty} \hat{\Psi}_J(n) \frac{2n+1}{4\pi} P_n(\xi, \eta)$$

رابطه (۱۱) **Error! Bookmark not defined.**

$$\Psi_J(\xi, \eta) = \sum_{n=0}^{\infty} \hat{\Psi}_J(n) \frac{2n+1}{4\pi} P_n(\xi, \eta)$$

فرض می کنیم که:

استفاده می کنیم. ضرب داخلی و نرم^۱ به ترتیب به صورت رابطه های (۱ و ۲) تعریف می شوند:

$$x \cdot y = \sum_{i=1}^3 x_i y_i \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$|x| = \sqrt{x \cdot x} \quad \text{رابطه (۲)}$$

کره واحد توسط Ω و مؤلفه های آن توسط ξ یا η مشخص می شوند. بدین ترتیب کره با شعاع R به صورت Ω_R مشخص می شود. فضای حقیقی، توابع دوبار انتگرال پذیر F روی Ω با نام $L^2(\Omega)$ که به آن فضای هیلبرت^۲ گفته می شود. هارمونیک های کروی $Y_{n,k}$ از درجه n و مرتبه k تشکیل یک تابع ارتونرمال^۳ از $L^2(\Omega)$ می دهند. بنابراین برای هر $F \in L^2(\Omega)$ می توان رابطه (۳ و ۴) را نوشت:

$$F = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{k=-n}^n F_{n,k} Y_{n,k} \quad \text{رابطه (۳)}$$

که در آن:

$$F_{n,k} = \int_{\Omega} F(\eta) Y_{n,k}(\eta) dS(\eta) \quad \text{رابطه (۴)}$$

۳-۱- توابع مقیاس

خانواده $\left\{ \left\{ \hat{\phi}_J(n) \right\}_{n \in N_0} \right\}_{J \in N_0}$ یک عملگر

تابع مقیاس^۴ نامیده می شود اگر شرط های زیر را ارضا کند [۱۰]:

(۱) برای تمام $J \in N_0$:

رابطه (۵) **Error!**

$$\left(\hat{\phi}_J(0) \right)^2 = 1 \text{ Bookmark not defined.}$$

(۲) برای تمام $J, J' \in N_0$ با $J \leq J'$ و تمام $n \in N$:

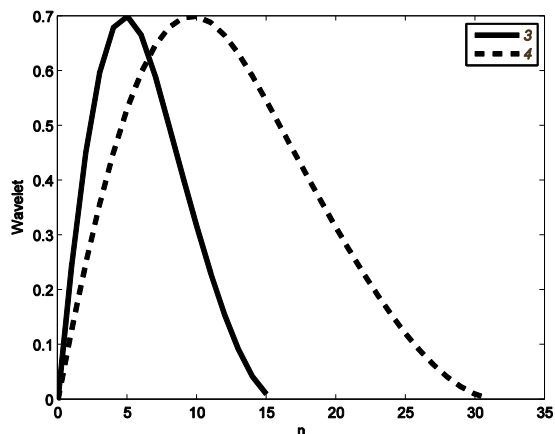
^۱Norm

^۲Hilbert Space

^۳Orthonormal

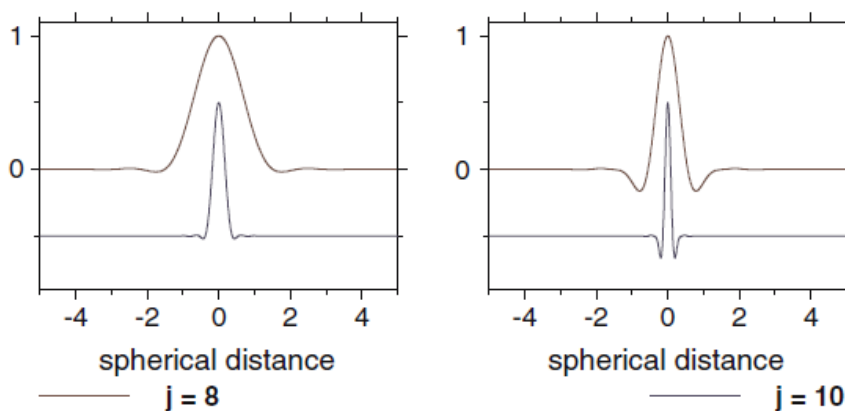
^۴Scale Function

شکل ۱: تابع مقیاس چندجمله‌ای مکعبی در مقیاس ۳، مقیاس ۴ و مقیاس ۵
موجک این تابع در مقیاس‌های ۳ و ۴ نیز به صورت شکل (۲) مشخص است:



شکل ۲: موجک چندجمله‌ای مکعبی در مقیاس ۳، مقیاس ۴

همچنین این موجک در فواصل کروی مختلف به صورت شکل (۳) به نمایش در آمده است:



شکل ۳: موجک چندجمله‌ای مکعبی در فواصل کروی مختلف [۴]

رابطه (۱۲) Error! Bookmark not defined.

$$\tilde{\Psi}_J(n) = \Psi_J(n), J \in N_0, n \in N$$

پس رابطه موجک و تابع مقیاس به صورت رابطه (۱۳) بیان می‌شود:

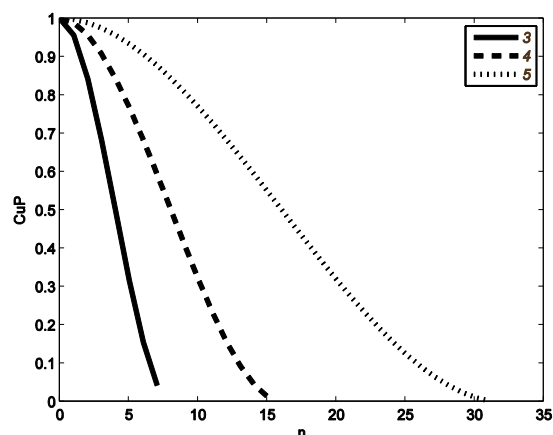
رابطه (۱۳) Error! Bookmark not defined.

$$\hat{\Psi}_J(n) = \sqrt{\left(\hat{\phi}_{J+1}(n)\right)^2 - \left(\hat{\phi}_J(n)\right)^2}$$

رابطه (۱۴)

$$\hat{\phi}_J(n) = \begin{cases} (1-2^{-J}n)^2(1+2^{-J+1}n) & \text{for } n \in [0, 2^J) \\ 0 & \text{for } n \in [2^J, \infty) \end{cases}$$

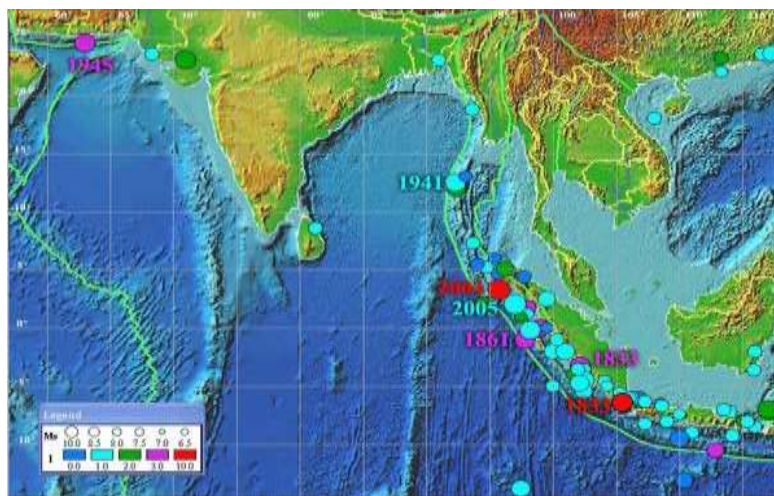
همان‌طور که مشخص است این توابع هر سه شرط توابع مقیاس را فراهم کرده است. شکل (۱) تابع مقیاس چندجمله‌ای مکعبی را در مقیاس‌های ۳ و ۴ و ۵ نشان می‌دهد:



سوندا و برمه است. وجود چنین پیچیدگی ساختاری در پهنه فروانش سبب شده است که حرکت نسبی صفحات فرورونده و رورانده در راستای پهنه اندکی متغیر باشد. با این حال، این جابجایی همواره شدیداً مایل است. مولفه راستالغز این همگرایی مایل منطبق بر حرکت گسل بزرگ سوماترا است در حالی که جابجایی شیب‌لغز پهنه فروانش با فعالیت و جابجایی گسل بزرگ سوماترا تامین می‌شود. مگاتراست سوندا به شکل یک کمان در دید نقشه مشاهده می‌شود. شیب این گسل متغیر است به طوری که از ۵-۷ درجه در نزدیکی گودال سوندا تا ۱۵-۲۰ درجه در زیر جزیره منتاوی به تدریج افزایش می‌یابد و نهایتاً به ۳۰ درجه در ساحل سوماترا می‌رسد (شکل ۴). بر اساس مطالعات پتانسیل خطر لرزه‌ای و دگرریختی زمین‌ساختی، پهنه فروانش سوندا به چندین مگاتراست تقسیم می‌شود: آندامان، سوماترا و جاوا. تکه بالی - سامباوا دارای فعالیت لرزه‌ای بسیار کم است و از این جهت واژه مگاتراست برای آن به کار نمی‌رود. مرزهای خاوری، جنوبی و باختری مگاتراست سوندا از لحاظ زمین‌ساختی پیچیده و از نظر لرزه‌خیزی فعال هستند و تنها تکه شمالی تا حدی رفتار سکون لرزه‌ای را نشان می‌دهد. تکه جنوبی تا جنوب جزیره یسایبروت ادامه دارد. این تکه در زمین لرزه‌های ۱۷۹۷ و ۱۸۳۳ (با بزرگای گشتاوری ۹) و ۲۰۱۰ گسیخته شده است. راندگی بزرگ سوندا ماهیتاً سبب رخداد زمین لرزه‌های بزرگ می‌شود.

۴- مناطق مورد مطالعه و نتایج عددی

لرزه سوماترا با قدرت ۹/۲ ریشتر که در ۲۶ دسامبر سال ۲۰۰۴ میلادی در منطقه سوماترای اندونزی اتفاق افتاد بزرگ‌ترین زلزله‌ای است که در ۴۰ سال اخیر ثبت شده است. این زلزله امواج سونامی تولید کرد که باعث از بین رفتن صدها هزار انسان گردید و جغرافیای ناحیه سوماترا را به‌طور دائمی تغییر داد به‌گونه‌ای که برای برخی جزایر آن تا حدود ۲۰ متر بالا آمدگی گزارش شده است. از نظر ساختار زمین‌شناسی، ناحیه اندونزی یکی از فعال‌ترین نواحی لرزه‌خیز جهان می‌باشد. این ناحیه متشکل از جزایر قوسی در ناحیه‌ای با ویژگی‌های خاص تکتونیکی چون زون‌های فروانش و جزایر آتشفشانی می‌باشد. در این ناحیه صفحات متعددی همچون صفحه اوراسیا، صفحه استرالیا و صفحه اقیانوس آرام با یکدیگر تلاقی کرده و زمین‌لرزه‌های مهیبی را به وجود می‌آورند چون همگرایی این صفحات در مجاورت سوماترا شدیداً مایل لغز می‌شود. این درحالی است که حرکت نسبی پلیت‌ها در راستای پهنه فروانش به شیب‌لغز محض تبدیل می‌شود. درازای تقریبی این گسل برابر با ۵۵۰۰ کیلومتر است که در حاشیه جنوب باختر سوماترا از میانمار (برمه) در شمال تا جنوب جاوا و بالی در نزدیکی استرالیا امتداد دارد. در کنار این مرز شیب‌لغز محض، گسلش راستالغز محض به نام گسل بزرگ سوماترا قرار دارد. صفحه فرورونده در این پهنه فروانش شامل دو صفحه هند و استرالیا است، همچنین صفحه رورانده نیز خود شامل دو صفحه فرعی



شکل ۴: منطقه فروانش سوماترای اندونزی [USGS]

$$\frac{R}{GM} \Psi_J * \Delta V_{ij(t,x)} = \sqrt{4\pi} \sum_{n=2}^{60} \sum_{m=-n}^n \Delta V_{ij}(t) \Psi_J(n) Y_{n,m} \quad \text{رابطه (۱۵)}$$

که در آن GM ثابت جاذبه زمین مرکز و ΔV_{ij} تغییرات جاذبه به دست آمده از گریس می باشد. مبحث مهمی که در آشکارسازی پدیده لرزه ای وجود دارد حذف اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی از روی داده های گریس است. در این مقاله اثرات هیدرولوژی و اقیانوسی به ترتیب به کمک مدل هیدرولوژی گلداس و اطلس اقیانوسی به طور همزمان از روی داده های گریس حذف شده اند. تئوری و الگوریتم مورد نظر برای حذف این اثرات در مطالعه زیر معرفی شده [۱۵] و نشان داده شده که برای بررسی جابجایی های ناشی از زلزله تصحیح این اثرات الزامی می باشد. برای مثال حداکثر تغییرات این اثرات بر روی جاذبه در منطقه سوماترای اندونزی برابر ۱۰ میکروگال به دست آمد [۱۵] که نشان داد حذف این اثرات برای آشکارسازی زلزله سوماترا ضروری است. این نتیجه نیز برای زلزله مائول شیلی یکسان به دست آمد.

زمین لرزه مائول شیلی، در روز شنبه ۲۷ فوریه سال ۲۰۱۱ ساعت ۰۶:۳۴:۱۴ UTC زمین لرزه 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 زمین لرزه در ۵۳ کشور اعلام خطر سونامی شد. خسارات ناشی از این زمین لرزه، ۳۰ میلیارد دلار بوده است. این زلزله که به دلیل فروانش صفحه نازکا^۱ در زیر صفحه پوشاننده آمریکای جنوبی بود ششمین زلزله بزرگ در وقایع ثبت شده است. این زلزله یک شکستگی بیش از ۵۰۰ کیلومتر در امتداد یک شکاف لرزه ای عظیم بین ۳۴ تا ۳۸ درجه جنوبی ایجاد کرد. شکل (۵) محیط تکتونیک بخش فروانش^۲ آندیان^۳ را حول این منطقه نشان می دهد. ساختار زمین شناسی این منطقه نسبت به منطقه سوماترا ساده تر به نظر می رسد.

در ارتباط با گریس می توان موجک چند جمله ای کروی را به صورت زیر استفاده کرد [۱۱]:

^۱ Nazca^۲ Subduction^۳ Andean

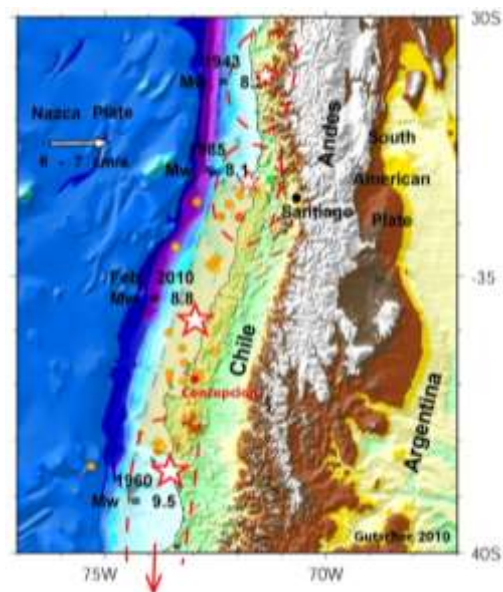
شکل ۵: منطقه تکتونیک بخش فروانش آندیان شیلی

[USGS]

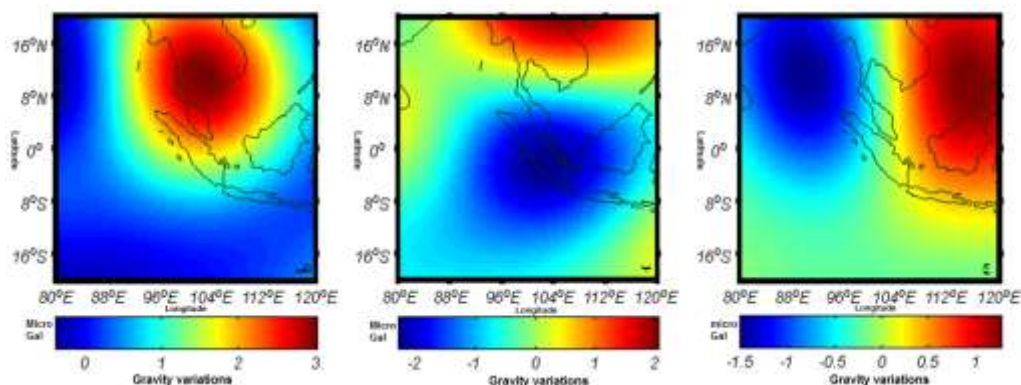
در این آزمون ابتدا برای زلزله سوماترای اندونزی تغییرات جاذبه را در سیستم مختصات کروی ناشی از مقیاس‌های مختلف تابع مقیاس چندجمله‌ای مکعبی به‌دست آوردیم.

در مقیاس‌های ۲ و ۳ مشاهده شده‌است که تغییرات جاذبه با نویز همراه بوده و نمی‌توانند این تغییرات را به‌خوبی نشان دهند. در مقیاس‌های $J=2$ و $J=3$ حداکثر تغییرات جاذبه به‌ترتیب برابر ۴ و ۱۰ میکروگال به‌دست آمده است که با نتایج به‌دست آمده از مطالعات قبلی همخوانی ندارد [۱۶].

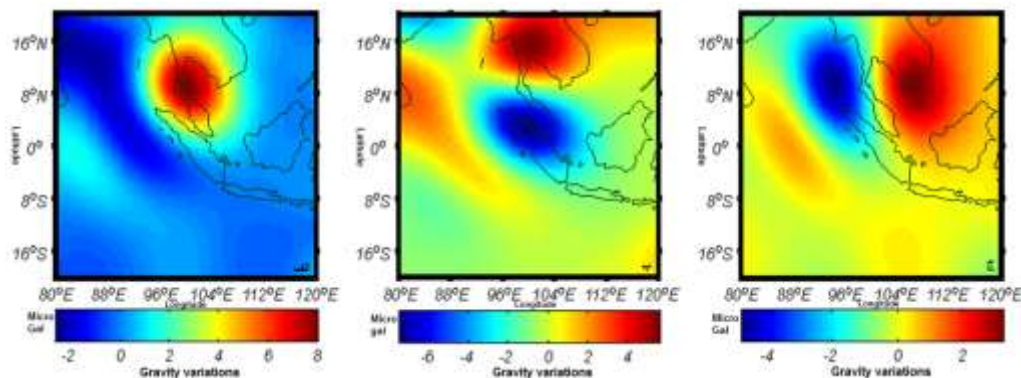
برابر ۳۰ میکروگال به‌دست آمده است که مشابه با نتایج به‌دست آمده از تحقیقات دیگران می‌باشد [۱۶].



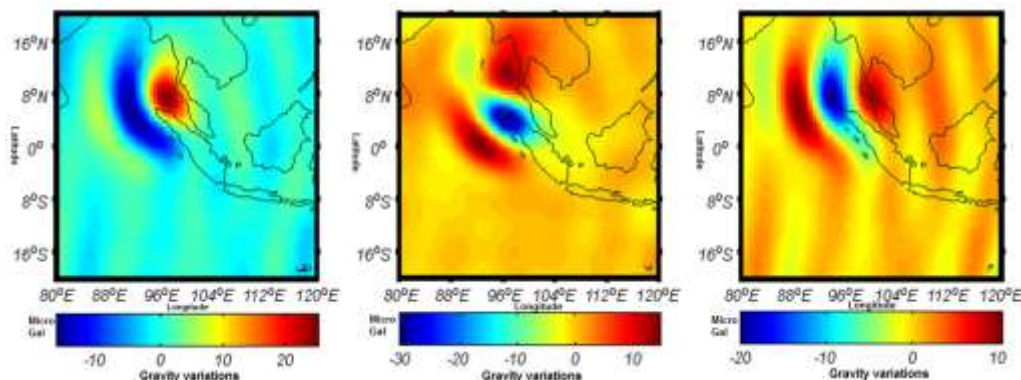
همان‌طور که از شکل‌های (۶، ۷ و ۸) مشخص است تغییرات جاذبه در مقیاس $J=4$ به‌صورت واضح و با مقادیر معتبر به‌دست آمده است. حداکثر این تغییرات



شکل ۶: تغییرات جاذبه در واحد میکروگال توسط موجک چندجمله‌ای مکعبی در مقیاس ۲. الف) ΔV_r ب) ΔV_ϕ ج) ΔV_λ



شکل ۷: تغییرات جاذبه در واحد میکروگال توسط موجک چندجمله‌ای مکعبی در مقیاس ۳. الف) ΔV_r ب) ΔV_ϕ ج) ΔV_λ



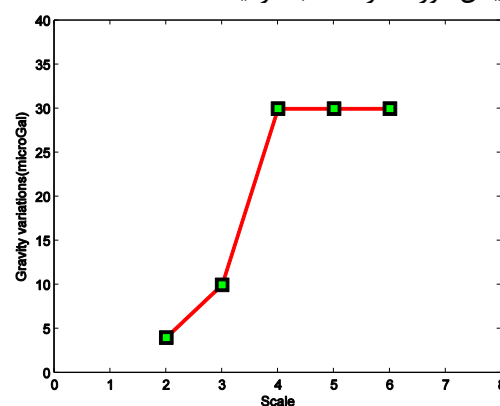
شکل ۸: تغییرات جاذبه در واحد میکروگال توسط موجک چندجمله‌ای مکعبی در مقیاس ۴. الف) ΔV_r ب) ΔV_ϕ ج) ΔV_λ

است. طول و عرض گسل در این منطقه بوده که باعث شده است تغییرات در این مقیاس به نمایش درآیند.

این نتیجه در مطالعات دیگر نیز مورد ارزیابی و مطالعه قرار گرفته است [۴].

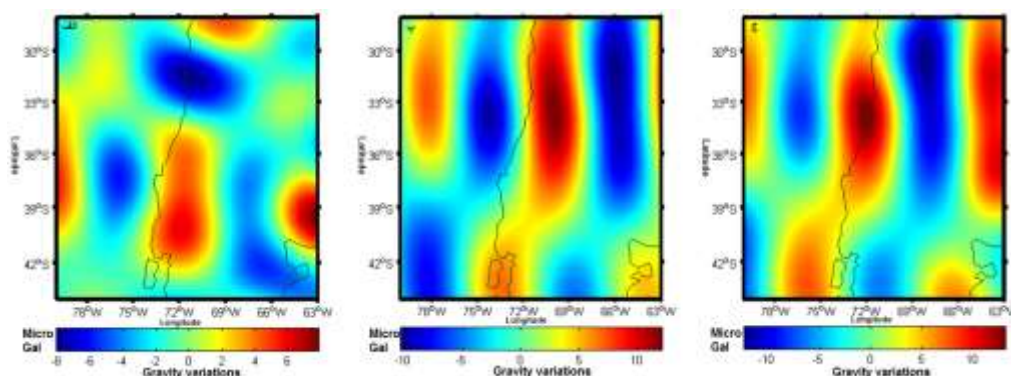
علاوه بر این برای زلزله مائل شیلی تغییرات جاذبه در سیستم مختصات کروی مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۱۰) این تغییرات را قبل از اعمال موجک نشان می‌دهد. همان‌گونه که از این شکل مشخص است این تغییرات به صورت نويز به دست آمده است که همان خطای نواری می‌باشد و نمی‌تواند نتایج درستی از واقعیت را بدهد. شاید این ذهنیت به وجود بیاید که با توجه به اینکه گسل آندیس در جهت شمال و جنوب گسترش یافته است، این تغییرات این گسل را نشان دهد ولی در منطقه آندیسیک صفحه انبساطی و یک صفحه انقباضی بیشتر نبوده که در شکل زیر این تعداد بیشتر است و بیان گر خطای نواری است. حداکثر این تغییرات برابر ۲۰ میکروگال به دست آمد که در مقایسه با سایر مطالعات دیگر اختلاف زیادی دارد [۱۷]

همچنین تغییرات جاذبه توسط موجک چندجمله‌ای مکعبی در مقیاس‌های ۵ و ۶ به دست آمد. همان‌طور که در شکل (۹) مشخص است از مقیاس ۴ به بعد تغییرات جاذبه تغییر نکرده لذا این مقیاس به عنوان مقیاس مورد نظر انتخاب گردید.



شکل ۹: تغییرات جاذبه در واحد میکروگال توسط موجک چندجمله‌ای مکعبی با مقیاس‌های ۲ تا ۶.

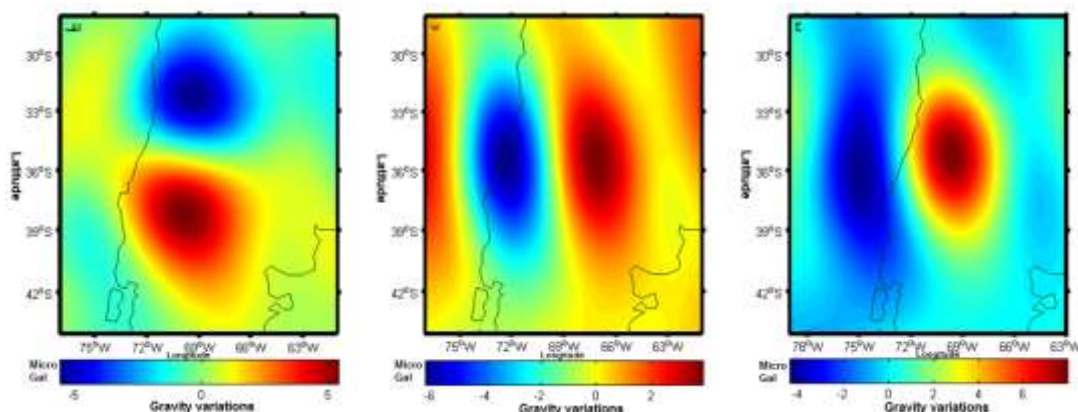
علت اینکه مقیاس ۴ به عنوان مقیاس بهینه انتخاب شده است این است که در منطقه سوماترا گسل‌ها و مرز تکتونیکی فعال به‌طور کمانی است و در این مقیاس، این مرز کمانی به خوبی به نمایش درآمده است. برای تفسیر نتایج می‌توان اینگونه بیان کرد که دلیل این که تغییرات جاذبه در مقیاس ۴ به خوبی قابل نمایش بوده و از آن مقیاس به بعد دیگر تغییری نکرده است ساختار و سیستم جاذبه‌ای منطقه



شکل ۱۰: تغییرات جاذبه در ماه مارچ ۲۰۱۰ قبل از اعمال موجک (در واحد میکروگال). (الف) در جهت شعاع. (ب) در جهت عرض جغرافیایی. (ج) در جهت طول جغرافیایی.

نویزی به‌دست آمده‌اند (شامل مناطق انقباضی یعنی در اثر زلزله دچار افزایش چگالی شده و مناطق اتساعی یعنی در اثر زلزله دچار کاهش چگالی شده). همچنین جهت گسترش گسل آندیس نیز به درستی در اشکال زیر به‌نمایش درآمده است. بیشترین میزان تغییر جاذبه برابر با ۱۰ میکروگال به‌دست آمد.

بعد از اعمال موجک چندجمله‌ای مکعبی، تغییرات جاذبه را در سیستم کارتزین در ماه مارچ ۲۰۱۰ به دست آورده‌ایم. شکل (۱۱) این تغییرات را در سه جهت X ، Y و Z در معرض نمایش قرار داده است. همان‌گونه که از شکل مشخص است این تغییرات به صورت کاملاً واضح و بدون هرگونه



شکل ۱۱: تغییرات جاذبه در ماه مارچ ۲۰۱۰ بعد از اعمال موجک (در واحد میکروگال). (الف) در جهت X . (ب) در جهت Y . (ج) در جهت Z .

۵- نتیجه‌گیری

بازیابی کند و تاثیر طول موج‌های کوتاه را بسیار کم کند. در این مطالعه به‌جای استفاده از این فیلتر، راه‌حل پیشنهادی استفاده از تابع موجک است. موجک ابزاری مناسب برای محلی کردن سیگنال بوده و قابل استفاده برای بررسی اثرات تغییرات محلی و زمانی در میدان جاذبه زمین است. برای این آنالیز از تابع مقیاس چندجمله‌ای مکعبی و موجک مرتبط با آن در مقیاس‌های ۲ و ۳ و ۴ و ۵ و ۶ استفاده شد و به‌کمک

در این تحقیق، برای محلی‌سازی سیگنال‌های ماهواره‌گرس، از آنالیز موجک بر روی سیگنال‌های جاذبه‌ی به‌دست آمده از مشاهدات این ماهواره استفاده شده است. برای حذف خطای نواری مشاهدات گریس در روش‌های مرسوم از فیلتر ایزوتروپیک گوسین استفاده می‌شود. این‌مورد، فیلتر پایین‌گذری بود طوری که طول موج‌های بلند را

همچنین برای زمین‌لرزه مائول شیلی تغییرات جاذبه قبل و بعد از اعمال موجک به دست آمد که اختلاف‌های زیادی با یکدیگر داشت. تغییرات جاذبه قبل از اعمال موجک با میزان حداکثر ۲۰ میکروگال به دست آمد ولی بعد از اعمال این موجک، حداکثر این تغییرات برابر ۱۰ میکروگال به دست آمد و مشابه با سایر نتایج بود. این مطالعه استفاده از موجک را به جای استفاده از فیلتر گوسین برای مشاهدات گریس پیشنهاد می‌دهد.

آن‌ها تغییرات جاذبه برای دو زمین‌لرزه شدید سوماترای اندونزی و مائول شیلی به دست آمد. برای زمین‌لرزه سوماترای اندونزی تغییرات جاذبه در مقیاس‌های ۲ و ۳ موجک مربوط به تابع چندجمله‌ای مکعبی به ترتیب حداکثر با ۴ و ۱۰ میکروگال به دست آمد. همچنین مشاهده شد که در مقیاس ۴ تغییرات جاذبه ناشی از مشاهدات گریس با میزان حداکثر ۳۰ میکروگال به دست آمد که مشابه با تحقیقات دیگر بود. این نتیجه با افزایش مقیاس از ۴ به بالا تغییری نکرد.

مراجع

- J. Fernandes, 167– 172, 2005.
- [1] 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.
- [2] D. P. Chambers, "Evaluation of new GRACE time-variable gravity data over the ocean", Geophys. Res. Lett., 33, L17603, 2006.
- [3] S. C. Han, C. K. Shum, C. Jekeli, C. Y. Kuo, C. Wilson, K. Seo, "Non isotropic filtering of GRACE temporal gravity for geophysical signal enhancement" Geophys. J. Int., 163, 18-25, 2005.
- [4] M. Schmidt, M. Fengler, T. MayerGur, A. Eicker, J. Kusche, L. Sanchez, S. C. Han, "Regional gravity modeling in terms of spherical base functions", J. Geodesy 81,17-38, 2007.
- [5] M. Schmidt, S.-C. Han, J. Kusche, L. Sánchez, C.K. Shum, "Regional high-resolution spatiotemporal gravity modeling from GRACE data using spherical wavelets", Geophys. Res. Lett., 33, L08403, 2006.
- [6] M. Schmidt, J. Kusche, J. van Loon, C. K. Shum, S.-C. Han, O. Fabert, "Multi-resolution representation of regional gravity data, in Gravity, Geoid and Space Missions", Int. Assoc. of Geod. Symp. Ser., vol. 129, edited by C. Jekeli, L. Bastos, and
- [7] I. Panet, A. Chambodut, M. Diament, M. Holschneider, O. Jamet, "New insights on intraplate volcanism in French Polynesia from wavelet analysis of GRACE, CHAMP, and sea surface data", J. Geophys. Res., 111, B09403, 2006.
- [8] B. D. Tapley, S. Bettadpur, M. Watkins, C. Reigber, "The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission overview and early results", Geophys. Res. Lett., 31, L09607, 2004.
- [9] H. Dobslaw, M. Thomas, "Considering ECMWF forecast data for GRACE de-aliasing", Proc. Joint CHAMP / GRACE Science Team Meeting 2004, 2004.
- [10] W. Freeden, T. Gervens, M. Schreiner, "Constructive Approximation on the Sphere (With Applications to Geomathematics)", Oxford Sci Publ, Clarendon, 1998.
- [11] M. J. Fengler, W. Freeden, A. Kohlhaas, V. Michel, T. Peters, "Wavelet modelling of regional and temporal variations of the Earth's gravitational potential observed by GRACE", J. Geodesy 81,5-15, 2006.
- [12] A. C. Kohlhaas, "Multiscale Modelling of Temporal and Spatial Variations in the Earth's Gravity Potential Observed by GRACE", Diploma-thesis, Univ of Kaiserslautern, Dept of Mathematics, Geomathematics Group, 2005.

- [13] I. Panet, V. Mikhailov, M. Diament, F. Pollitz, G. King, O. de Viron, M. Holschneider, R. Biancale, J. M. Lemoine, "Coseismic and postseismic signatures of the Sumatra December 2004 and March 2005 earthquakes in GRACE satellite gravity", *Geophys. J. Int.*, 171(1), 177– 190, 2007.
- [14] I. Panet, F. Pollitz, V. Mikhailov, M. Diament, P. Banerjee, K. Grijalva, "Upper mantle rheology from GRACE and GPS postseismic deformation after the 2004 Sumatra Andaman earthquake", *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q06008, 2010.
- [15] F. Fatolazadeh, B. Voosoghi, M. Raoofian Naeeni, "Correction of hydrological and oceanic effects from GRACE coefficients by combination of the steric sea level data, altimetry data and GLDAS model", *Actageophys*, Accept, 2015.
- [16] L. Wang, C. K. Shum, C. Jekeli, "Gravitational gradient changes following the Sumatra-Andaman earthquake inferred from GRACE" *Geophys. J. Int.*, 191, 1109-11, 2012.
- [17] 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.



Localization of gravity signals due to gravimetric satellite

Farzam Fatolazadeh¹, Mehdi Raoofian Naeeni², Behzad Vosoghi³, Mahmood Mohebi⁴, Rahim Javadi Azar⁵

1- Msc Graduate, Department of Geodesy, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K. N. Toosi university of technology,

2- Assistant Prof. Department of Geodesy, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K. N. Toosi university of Technology

3- Associate 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, in order to eliminate the stripping error from GRACE gravity observations and localization of the signals of this satellite, wavelet analysis instead of Gaussian isotropic filtering approach is used. For this purpose, the scaling functions and wavelets, generated by a so-called cubic polynomial (CuP), are considered and gravity variations for two major earthquakes-Sumatra earthquake and Maule earthquake- are obtained. For the case of Sumatra earthquake- Indonesia , various scale function of CuP are tested and the most precise results of gravity variations with maximum 30 Micro-Gal is acquired in scale 4 which was similar to other studies. This result didn't change with increasing scale function even higher than 4. Moreover, for the case of Maule earthquake- Chile, the gravity variations before and after of using wavelet is attained which shows many disparity. The maximum gravity variations before applying wavelet is acquired 20 Micro-Gal and after applying that, the maximum of these variations is computed 10 Micro-Gal which was similar to other researches.

Key words: Wavelet analysis, GRACE observations, ,Sumatra earthquake, Maule earthquake.Gaussian filtering.

Correspondence Address : Department of Geodesy Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K.N.Toosi University of Technology Vali_Asr St., Mirdamad Cross, Tehran, Iran.

Tel : +98 912 5646641.

Email : mraoofian@kntu.ac.ir