

تعیین اثرات ثانویه جزر و مد اقیانوسی روی سطح زمین در ایران

سیدروح‌الله عمادی^۱، مهدی نجفی علمداری^۲، مهرداد سبزواری^{۳*}

۱- عضو هیئت علمی گروه مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران جنوب، پست الکترونیکی: rs_emadi@yahoo.com

۲- دانشیار گروه هیدروگرافی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، پست الکترونیکی: mnajalm@yahoo.com

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروگرافی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، پست الکترونیکی: mehrdadsabzevari@ymail.com

تاریخ پذیرش: ۹۱/۲/۱۳

* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۱۹/۹/۱۴

© نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس‌شناسی ۱۳۹۱، تمامی حقوق این اثر متعلق به نشریه اقیانوس‌شناسی است.

چکیده

نیروی جاذبه حاصل از بالا آمدن سطح آب در دریاها باعث ایجاد تغییرات ثانویه‌ای در حدود چندین سانتی‌متر در سطح زمین می‌شود. اگرچه این تغییرات نسبت به اثرات مستقیم جزر و مدی بسیار ناچیز هستند، اما با توجه به روش‌های دقیق تعیین موقعیت ماهواره‌ای در سطح زمین (دقت میلی‌متری)، مانند GPS و VLBI اعمال تصحیحات فوق در مراحل پردازش اطلاعات ضروری به نظر می‌رسد.

در این مقاله با استفاده از یک مدل جهانی جزرومد اقیانوسی به نام TPX0.6.2، دامنه‌ی تغییرات اثرات ثانویه برای ۱۰ مولفه اصلی جزر و مدی اقیانوسی شامل: $M_f, M_m, K_1, O_1, P_1, Q_1, M_2, S_2, N_2, K_2$ در منطقه‌ی ایران محاسبه و ارائه شده است. نتایج عددی نشان می‌دهند بیشترین مقدار اثرات ثانویه جزرومد در نواحی دریای عمان و در حدود ۲/۳ سانتی‌متر است.

کلمات کلیدی: جزر و مد اقیانوسی، اعداد لاو، تایید گیج، ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، هارمونیک‌های کروی.

۱. مقدمه

آنها نیروی جاذبه اجرام سماوی است. ماه و خورشید به ترتیب مهمترین اجرام سماوی تاثیرگذار بر زمین هستند. این اجسام به واسطه‌ی جرم‌شان و به نسبت فاصله‌ای که از زمین دارند، طبق قانون جاذبه‌ی نیوتنی، نیروی جاذبه، $\vec{F}_A(\vec{r}_A)$ را بر هر نقطه در داخل و یا سطح زمین اعمال می‌نمایند. این نیروی جاذبه را می‌توان به دو مولفه تجزیه کرد، قسمت اول نیروی جاذبه‌ای که بر مرکز جرم زمین اعمال می‌شود، $\vec{F}_C(\vec{r}_A)$ و باعث حرکت دورانی زمین می‌گردد و قسمت دوم نیروی باقیمانده از تفاضل نیروی جاذبه بر هر نقطه و نیروی جاذبه بر مرکز ثقل زمین، $\vec{F}_C(\vec{r}_A) -$

زمین به‌عنوان جسمی غیر صلب در اثر نیروهای تغییر شکل‌دهنده دچار تغییر شکل می‌شود، یعنی موقعیت نقاط زمین نسبت به مرکز ثقل آن تغییر می‌یابد. به دلیل پیوستگی نقاط در سطح و درون زمین، این تغییرشکل دارای پیوستگی بوده و شامل تمامی نقاط در یک محدوده می‌شود. میزان این تغییر شکل‌ها به دلیل موقعیت‌های مختلف نقاط، متفاوت است. نیروهای متعددی باعث تغییر شکل در سطح زمین می‌گردند که مهمترین

در این مقاله مقادیر تغییرات شعاعی برای اثرات بارگذاری جزر و مدی برای هشت مؤلفه اصلی آن شامل: $K_1, O_1, P_1, Q_1, M_2, S_2, N_2, K_2$ که با استفاده از مدل‌های جزر و مدی و روش انتگرال‌گیری مستقیم برای منطقه نیوزلند محاسبه شده است.

۲. مؤلفه‌های جزر و مدی

پتانسیل میدان نیروی جزر و مدی برای مؤلفه‌های دوم آن را می‌توان به صورت رابطه (۱) نوشت (وینیچک و کراکیوسکی، ۱۹۸۶):

$$W_2 \approx D \left[\cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2h + \sin 2\phi \sin 2\delta \cosh + 3 \left(\sin^2 \phi - \frac{1}{3} \right) \left(\sin^2 \delta - \frac{1}{3} \right) \right] \quad (1)$$

در رابطه (۱) داریم:

D : ثابت دودسون جرم سماوی (ماه - خورشید)

ϕ : عرض ژئودتیکی نقطه‌ی مورد نظر

δ : میل جرم سماوی (ماه - خورشید)

h : زاویه ساعتی جرم سماوی (ماه - خورشید)

رابطه (۱) نشان می‌دهد که جمله‌ی دوم پتانسیل جزر و مدی شامل سه جمله با پریودهای نیمروزه، روزانه و بلند مدت است، که هر کدام از این جملات شامل جملات مختلفی هستند. در این قسمت ۱۰ مؤلفه عمده‌ی جزر و مدی که بیشترین تأثیرات را دارند مورد بررسی قرار گرفته است. در جدول (۱) این مؤلفه‌ها و پارامترهای مربوط به آنها آورده شده است (اگنیو، ۲۰۰۷).

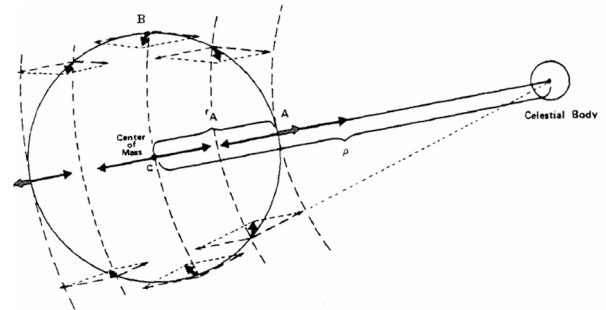
جدول ۱- مؤلفه‌های عمده جزر و مدی

مؤلفه جزر و مد	عدد دودسون	فرکانس (cpd)	دامنه (متر)
M_f	۰۷۵/۵۵۵	-۰.۷۳۲۰۲۲	-۰.۶۶۶۱
M_m	۰۶۵/۴۵۵	-۰.۳۶۲۹۱۶	-۰.۳۵۱۸
K_1	۱۶۵/۵۵۵	۱۰.۲۳۳۷۹	-۰.۳۶۸۶۴
O_1	۱۴۵/۵۵۵	-۰.۹۲۹۵۳۵۷	-۰.۲۶۲۳۳
P_1	۱۶۳/۵۵۵	-۰.۹۹۷۲۶۴۱	-۰.۱۳۱۹۹
Q_1	۱۳۵/۶۵۵	-۰.۸۹۳۳۴۴۱	-۰.۵۰۲۱
M_2	۲۵۵/۵۵۵	-۰.۹۳۲۲۷۲۶	-۰.۶۳۳۲۱
S_2	۲۳۳/۵۵۵	۲/۰.۰۰۰۰۰۰	-۰.۲۹۴۱۱
N_2	۲۴۵/۶۵۵	۱/۸۹۵۹۸۲۰	-۰.۱۲۱۰۵
K_2	۲۷۵/۵۵۵	۲/۰.۵۴۷۵۸	-۰.۱۷۹۹۱

۳. مدل‌های جهانی جزر و مدی

برای محاسبه‌ی اثر بارگذاری جزر و مدی، به یک مدل جزر و مدی با پوشش جهانی نیاز است، که در این خصوص مدل‌های

که آن را نیروی جزر و مدی $\vec{F}_i(\vec{r}_A)$ می‌نامند. این نیروها در شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل ۱- نیروی جاذبه اجرام سماوی و نیروی جزر و مد

نیروی جزر و مدی، $\vec{F}_i(\vec{r}_A)$ باعث به وجود آمدن تغییراتی در سطح زمین می‌گردد، که این تغییرات در خشکی‌ها به شکل بردارهای جابجایی حداکثر در حدود چندین دسی‌متر و در اقیانوس‌ها به شکل بالا آمدن سطح آب در حدود چندین متر است. جاذبه‌ی حاصل از جرم آب بالا آمده در دریاها باعث ایجاد تغییرات ثانویه‌ای در سطح پوسته‌ی زمین می‌گردد، که این تغییرات نیز به صورت جابجایی‌های شعاعی و مسطحاتی قابل مشاهده هستند، که تغییرات مسطحاتی نقاط به مراتب بسیار کوچکتر از تغییرات ارتفاعی آنها است. فارل اولین بار در دهه ۱۹۷۰ میلادی با استفاده از یک مدل جهانی جزر و مدی و بر اساس تعیین مدلی برای عکس‌العمل زمین تحت تأثیر نیرویی با زمان اثر کوتاه، اثر بار حاصل از جابجایی آب روی نقاط ساحلی را محاسبه و ارائه نمود. برنامه‌ی رایانه‌ای بسیار جامعی برای تعیین تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین به دلیل بار حاصل از جزر و مد توسط اگنیو در سال ۱۹۹۶ میلادی تهیه شده است. در ایران نیز یکی از مهمترین تحقیقات انجام شده در این رابطه توسط اردلان، صفری و سلمی در سال ۱۳۸۶ با عنوان بررسی اثر غیر مستقیم جزر و مدی بر پوسته و میدان جاذبه‌ی زمین در مناطق ساحلی ایران بر اساس روش استاندارد فارل و استفاده از انتگرال‌های گرین برای ۵۳ نقطه ساحلی دریای عمان و خلیج فارس، برای مؤلفه M_2 محاسبه و ارائه شده است. همچنین تحقیقات ارزشمند دیگری نیز در خصوص اثرات جزر و مدی بر پوسته زمین در دنیا انجام گرفته، که در زیر به چند نمونه از آنها اشاره می‌گردد. ماتسوموتو و همکاران (۲۰۰۱)، کلارک و لاولی (۲۰۰۵)، اورشل و داچ (۲۰۰۵)، هیروشی و همکاران (۲۰۰۶) و درک و روی (۲۰۰۲) که

توابع گرین (اردلان و همکاران، ۱۳۸۶) است. روش فوق هنگامی که هدف تعیین اثرات ثانویه جزر و مدی در تعداد محدودی از نقاط مورد نظر باشد، از قابلیت خوبی برخوردار است (اگنیو، ۲۰۰۷). در این روش در صورتی که Z دامنه مولفه جزر و مدی در لحظه‌ی مورد نظر باشد، پتانسیل جاذبه‌ی آب ناشی از جزر و مد را می‌توان به صورت رابطه (۲) نوشت:

$$W_W(\vec{r}_A) = -G \iint \frac{Z(\vec{r})}{\rho(\vec{r}_A, \vec{r})} \sigma_W dS \quad (2)$$

در رابطه (۲) $\sigma_W = 1.027 g/cm^3$ (چگالی متوسط آب) و $\rho(\vec{r}_A, \vec{r})$ فاصله‌ی نقطه محاسباتی از المان انتگرال‌گیری است. محدوده‌ی انتگرال‌گیری تمامی سطح زمین است و در مناطق خشکی دامنه‌ی مولفه‌ی جزر و مدی $Z=0$ در نظر گرفته می‌شود. با بسط تابع $\rho^{-1}(\vec{r}_A, \vec{r})$ به سری توابع لژاندر می‌توان رابطه (۲) را به صورت رابطه (۳) نوشت (وینیچک، ۱۹۸۰).

$$W_W(\phi, \lambda) \approx -RG\sigma_W \iint_S Z(\phi', \lambda') \sum_{n=0}^{\infty} P_n(\cos\psi) d\Omega' \quad (3)$$

در رابطه (۳)، ψ زاویه فضائی بین دو نقطه (ϕ, λ) و (ϕ', λ') است.

$$\cos \psi = \sin \phi \sin \phi' + \cos \phi \cos \phi' \cos(\lambda - \lambda') \quad (4)$$

با توجه به تساوی رابطه (۵) و جای‌گذاری آن در رابطه انتگرالی (۴) داریم (وینیچک، ۱۹۸۰):

$$\sum_{n=0}^{\infty} P_n(\cos\psi) = \sqrt{2} \left(\frac{1 - \cos\psi}{2} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (5)$$

$$W_W(\phi, \lambda) \approx -\frac{RG\sigma_W}{\sqrt{2}} \iint_S Z(\phi', \lambda') (1 - \cos\psi)^{-\frac{1}{2}} d\Omega' \quad (6)$$

جابجایی ارتفاعی نقاط U_I به دلیل جرم آب بالا آمده در اثر جزر و مد را می‌توان با رابطه (۷) به دست آورد.

$$U_I(\phi, \lambda) = \iint_S K^U(\psi) Z(\phi', \lambda') d\Omega' \quad (7)$$

تابع گرین که در انتگرال (۷) استفاده شده است با رابطه (۸) تعیین می‌شود.

جهانی متفاوتی وجود دارند. در جدول (۲) مشخصات کلی تعدادی از این مدل‌ها آورده شده است.

جدول ۲- مشخصات کلی مدل‌های جزر و مدی

نام مدل	رزولوشن	داده‌های مورد استفاده	مرجع
SCW80	1°×1°	مدل هیدروستاتیکی و داده‌های تایید گیج	Schwiderski, 1980
NAO.99b	0.5°×0.5°	مدل هیدروستاتیکی، داده‌های تایید گیج و T/P	Matsumoto et al., 2000
FES94.1	0.5°×0.5°	مدل هیدروستاتیکی، داده‌های تایید گیج	Le Provost et al., 1994
FES98	0.25°×0.25°	مدل هیدروستاتیکی و داده‌های 700 تایید گیج	Lefevre et al., 2002
FES99	0.25°×0.25°	مدل FES98 و داده‌های T/P	Lefevre et al., 2002
CSR4.0	0.5°×0.5°	مدل FES94.1 و داده‌های T/P و ERS1/2	Eanes and Bettadpur, 1996
GOT99	0.5°×0.5°	مدل FES94.1 و داده‌های T/P	Ray, 1999
TPX0.6.2	0.25°×0.25°	داده‌های تایید گیج و T/P	Egbert and Erofeeva, 2002

مدل مورد استفاده در این تحقیق TPX06 است. همان‌گونه که در جدول (۲) اشاره شد، این مدل توسط آگبرت (۲۰۰۰) در دانشگاه ایالتی ارگون و با رزولوشن $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ با استفاده از داده‌های ماهواره ارتفاع‌سنجی TOPEX/Poseidon (T/P) در محدوده‌ی عرض‌های جغرافیایی $\pm 60^\circ$ درجه تهیه شده است. همچنین در عرض‌های بالا از داده‌های جزر و مد نگار استفاده شده است، بدین جهت این مدل از دقیق‌ترین مدل‌های جزر و مدی موجود برای عرض‌های بالا است. مؤلفه‌های جزر و مدی قابل استخراج از این مدل در جدول (۱) آورده شده‌اند.

۴. محاسبه‌ی اثر بارگذاری جزر و مد اقیانوسی

اولین تلاش در جهت تعیین اثرات ثانویه جزر و مدی توسط فارل در سال ۱۹۷۲ انجام شد، که این روش برای محاسبه اثرات غیر مستقیم جزر و مدی دارای دو مرحله است. مرحله‌ی اول شامل بررسی و مطالعه‌ی یک مدل ساختاری زمین، تعیین عکس‌العمل آن در مقابل بار نقطه‌ای واحد و تعیین مولفه‌های مختلف عکس‌العمل زمین از قبیل جابجایی‌های شعاعی، افقی، تغییرات جاذبه و پتانسیل به صورت عددی بر حسب فاصله‌ی زاویه‌ای بین نقطه مشاهداتی و نقطه‌ی اعمال بار است. مرحله‌ی دوم نیز شامل استفاده از مدل جهانی جزر و مدی برای محاسبه‌ی ارتفاع لحظه‌ای سطح آب و حل انتگرال کانولوشن با استفاده از

در انتگرال گیری عددی برای رسیدن به دقتی مناسب باید برای نقاط با فاصله $\psi = [0, 1^0]$ تا نقطه انتگرال گیری، قدم های $\psi = [0, 0.1^0]$ و برای $\psi = [1, 1.0^0]$ قدم های $\psi = [0, 1^0]$ را در نظر گرفت (اسکراما، ۲۰۰۵).

روش دیگری که برای تعیین اثرات ثانویه جزر و مدی مورد استفاده قرار می گیرد، استفاده از ضرایب بسط به هارمونیک های کروی دامنه ی مولفه های جزر و مدی است که اولین با توسط ری (۱۹۸۹) پیشنهاد شد. روش محاسباتی اثرات ثانویه جزر و مدی در این تحقیق با استفاده از این شیوه است. مهمترین مزیت این روش سرعت بالای آن در محاسبات، خصوصا در مواردی است که منطقه مورد بررسی بسیار وسیع باشد. در این روش داریم (اگنیو، ۲۰۰۷):

$$H(\theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=-n}^n H_{nm} Y_{nm}(\theta, \lambda) \quad (12)$$

$H(\theta, \lambda)$: دامنه ی مولفه جزر و مدی در نقطه ای با متمم عرض جغرافیایی θ و طول جغرافیایی λ
 H_{nm} : ضرایب هارمونیک های کروی دامنه ی مولفه ی جزر و مدی که از رابطه ی زیر به دست می آید.

$$H_{nm} = \iint_S H(\theta', \lambda') Y_{nm}^* d\Omega' \quad (13)$$

$Y_{nm}(\theta, \lambda)$: هارمونیک سطحی کروی

با توجه به تعاریف فوق مقدار جابجایی ارتفاعی ثانویه جزر و مدی را می توان با رابطه (۱۴) به دست آورد (اگنیو، ۲۰۰۷).

$$U_I(\theta, \lambda) = \frac{\sigma_W}{\sigma_E} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \frac{3h'_n}{2n+1} H_{nm} Y_{nm}(\theta, \lambda) \quad (14)$$

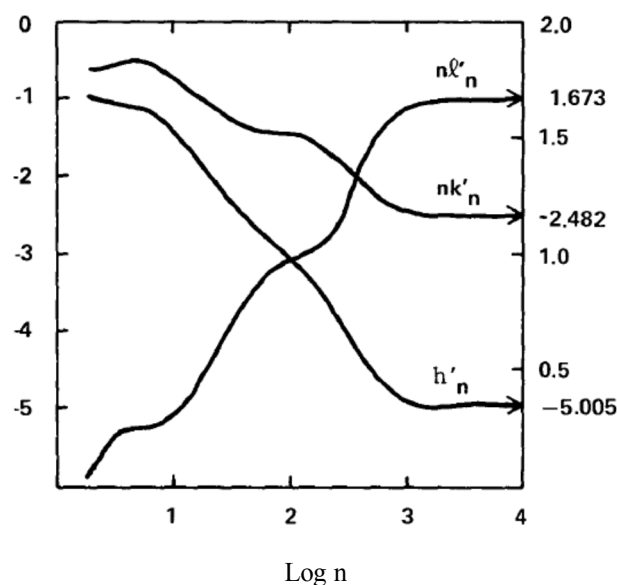
σ_E : چگالی متوسط زمین

۵. بحث و نتیجه گیری

جابجایی های ارتفاعی پوسته زمین به وسیله ی اثرات ثانویه جزر و مدی در منطقه ایران به وسیله ی مدل جهانی جزر و مدی TPX06 محاسبه و نقشه های هم دامنه ی آن نمایش داده شده است. در جدول (۳)، بیشترین، کمترین، انحراف از معیار و میانگین این تغییرات به طور جداگانه برای هر مولفه آورده شده

$$K^U(\psi) = \frac{R}{M_e} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \psi) \quad (8)$$

در رابطه (۸) M_e جرم زمین و h'_n اعداد لاو بارگذاری هستند. شکل (۲) تغییرات اعداد لاو بارگذاری را نسبت به لگاریتم درجه ی آنها نشان می دهد.



شکل ۲- اعداد لاو بارگذاری فارل (۱۹۷۲)

شکل (۲) نشان می دهد که این اعداد با افزایش مقدار درجه آنها به سمت عدد ثابتی میل می نمایند. فارل این مقدار حدی را $n=10000$ برآورد نموده است. در این حالت می توان رابطه (۸) را به صورت رابطه (۹) نوشت:

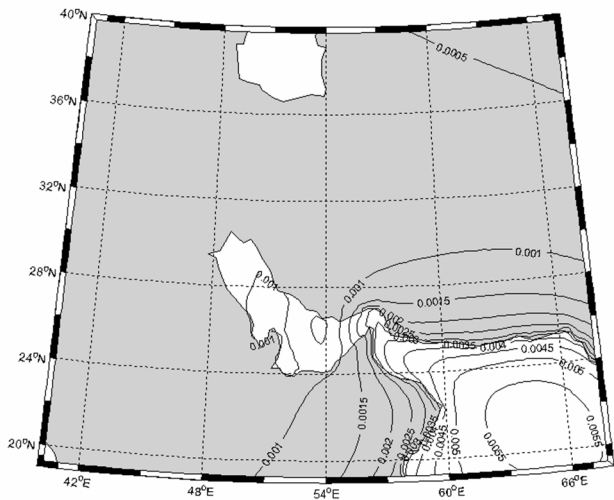
$$K^U(\psi) = \frac{R h'_{\infty}}{M_e} \sum_{n=0}^{\infty} P_n(\cos \psi) + \frac{R}{M_e} \sum_{n=0}^{\infty} (h'_n - h'_{\infty}) P_n(\cos \psi) \quad (9)$$

انتگرال (۷) را در سیستم مختصات قطبی برای لحظه ی مورد نظر t می توان به صورت رابطه (۱۰) نوشت:

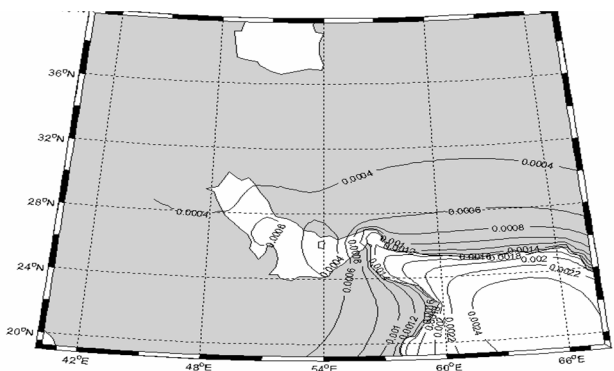
$$U_I(\phi, \lambda, t) = \sigma_W R^2 \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} Z(\phi', \lambda', t) K^U(\psi) \sin \psi d\psi d\alpha \quad (10)$$

ارتفاع مولفه ی جزر و مدی دلخواه را می توان بر حسب دامنه H ، و فاز آن مولفه G ، به صورت رابطه (۱۱) نوشت (ری، ۱۹۸۹).

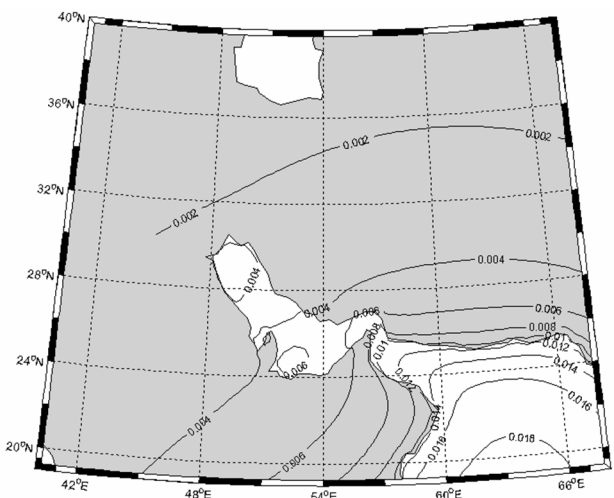
$$Z(\phi, \lambda, t) = H(\phi, \lambda) \cos(\omega t - G(\phi, \lambda)) \quad (11)$$



شکل ۵ - مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی N2

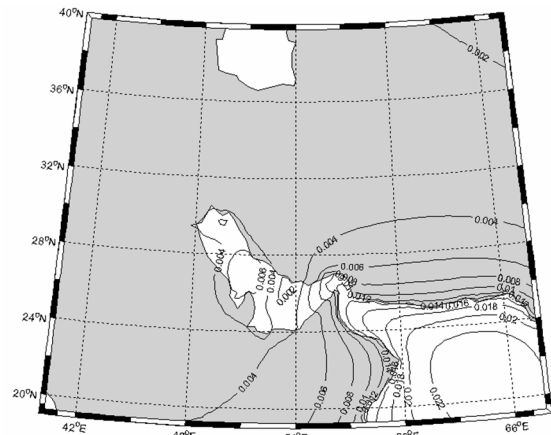


شکل ۶ - مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی K2

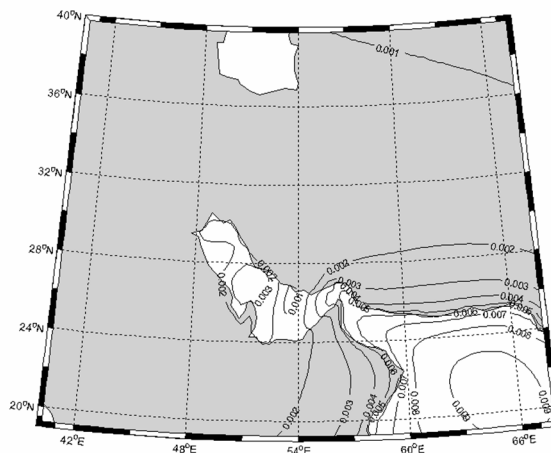


شکل ۷ - مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی K1

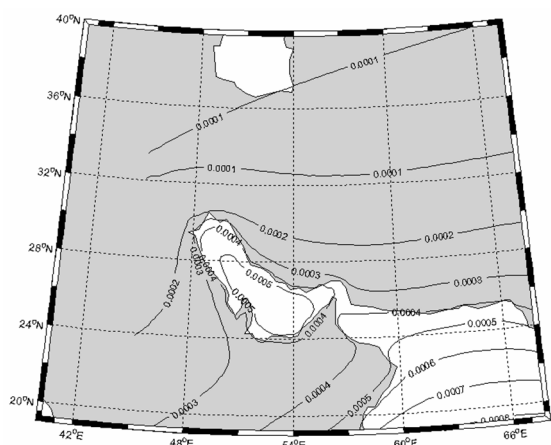
است. نتایج عددی جدول (۳) نشان می‌دهد که بیشترین مقدار این تأثیرات مربوط به مولفه M2 و در حدود ۲/۳ سانتی‌متر است، که محل آن همان‌گونه که در شکل (۳) نشان داده شده در دریای عمان قرار دارد. شایان ذکر است که میزان این تأثیرات در ساحل به مراتب کمتر ارزیابی شده است، همچنین این نتایج نشان می‌دهند که برای رسیدن به دقت‌های در حدود ۱ میلی‌متر باید اثر همه این مولفه‌ها بجز دو مولفه Mf و Mm در نظر گرفته شوند. همچنین یکی از روش‌های مستقل برای کنترل و ارزیابی نتایج عددی به دست آمده، استفاده از مشاهدات دقیق و پیوسته GPS در سواحل است. (برای مطالعه بیشتر می‌توان به اورشل و داچ (۲۰۰۵)، مراجعه کرد. مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین برای اثرات ثانویه مولفه‌های جزر و مدی در شکل‌های شماره ۳ الی ۱۲ ارائه شده است.



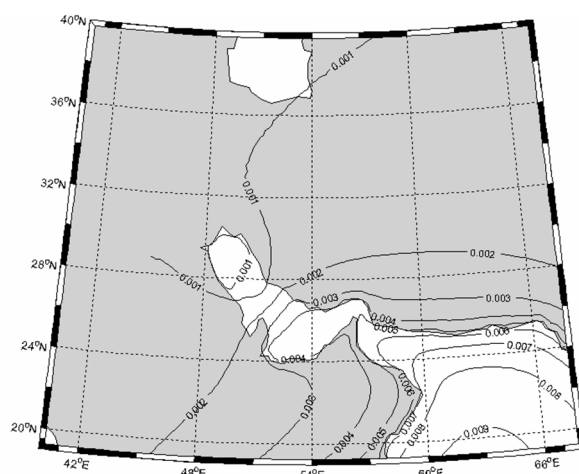
شکل ۳ - مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی M2



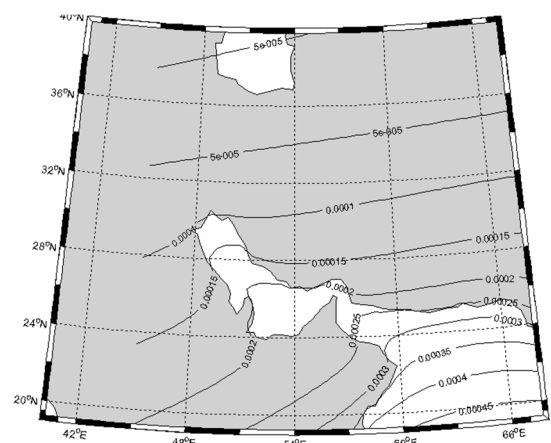
شکل ۴ - مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی S2



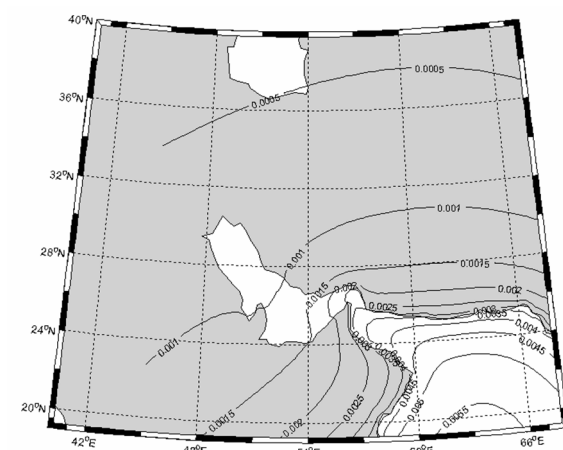
شکل ۱۱- مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی Mf



شکل ۸- مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی O1



شکل ۱۲- مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی Mm



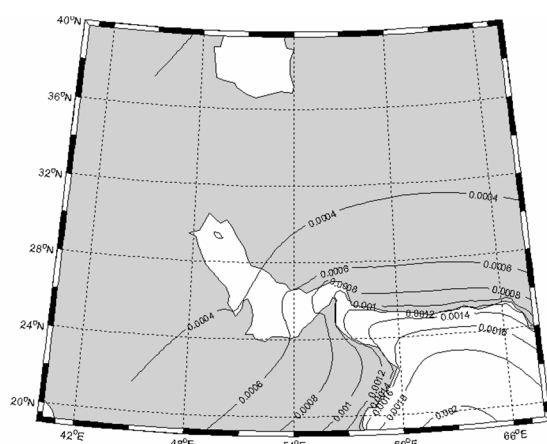
شکل ۹- مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی P1

جدول ۳- مقادیر تغییرات ارتفاعی اثرات ثانویه مولفه‌های جزر و مدی در منطقه ایران

مولفه جزر و مدی	بیشترین مقدار (متر)	کمترین مقدار (متر)	مقدار متوسط (متر)	انحراف از معیار (متر)
M2	۰/۰۰۲۳۶	۰/۰۰۱۳	۰/۰۰۵۳	۰/۰۰۵۶
S2	۰/۰۰۹۴	۰/۰۰۵۲	۰/۰۰۲۲	۰/۰۰۲۲
N2	۰/۰۰۵۷	۰/۰۰۳۲	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۱۴
K2	۰/۰۰۲۶	۰/۰۰۱۸	۰/۰۰۵۹	۰/۰۰۵۹
K1	۰/۰۰۱۸۶	۰/۰۰۷۵	۰/۰۰۴۲	۰/۰۰۴۴
O1	۰/۰۰۹۲	۰/۰۰۳۰	۰/۰۰۲۲	۰/۰۰۲۱
P1	۰/۰۰۵۶	۰/۰۰۲۶	۰/۰۰۱۳	۰/۰۰۱۳
Q1	۰/۰۰۲۰	۰/۰۰۱۶	۰/۰۰۵۹	۰/۰۰۴۶
Mf	۰/۰۰۰۸۲	۰/۰۰۰۴۷	۰/۰۰۲۴	۰/۰۰۱۷
Mm	۰/۰۰۰۴۸	۰/۰۰۰۲۱	۰/۰۰۱۳	۰/۰۰۱۰

۶. سپاسگزاری

این تحقیق در قالب طرح پژوهشی به‌عنوان رديابی سونامی با استفاده از داده‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و با حمایت دانشگاه



شکل ۱۰- مقادیر دامنه‌ی تغییرات شعاعی پوسته‌ی زمین (بر حسب متر) برای اثرات ثانویه مولفه‌ی جزر و مدی Q1

- land water circulation. *Earth Planets Space*, 58: e13–e16.
- Lefevre, F.; Lyard, F.H.; Le Provost, C.; Schrama., 2002. E.J.O, FES99. A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19:1345–1356.
- Le Provost, C.; Genco, M. L.; Lyard, F.; Vincent, P.; Canceil, P., 1994. Spectroscopy of the ocean tides from a finite element hydrodynamic model. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12): 24777–24797.
- Matsumoto, K.; Takanezawa, T.; Ooe, M., 2000. Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydro dynamical model: A global model and a regional model around japan. *Journal of Oceanography*, 56:567–581.
- Matsumoto, K.; Takanezawa, T and Ooe, MOoe., 2001. A Program for Computation of Oceanic Tidal Loading Effect, *Journal of Geodesy Society. Japan*, 47: 243-248.
- Ray, R.D., 1999. A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99. Technical Report NASA Tech. Mem. 209478, Goddard Space Flight Centre, Greenbelt, MD, USA.
- Ray, R.D.; Sanchez, B.V., 1989. Radial deformation of the earth by oceanic tidal loading. NASA Tech.Memo TM-100743, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, United State 50p.
- Schwiderski, E.W., 1980. On charting global ocean tides. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18:243–268.
- Urschl, C.; Dach, R., 2005. Validating ocean tide loading models using GPS. *Journal of geodesy*, 78:616-625.
- Vanícek, P.; Krakiwsky, E.J., 1986. *Geodesy: The concepts*, 2nd corrected edn. North Holland, Amsterdam.
- Vanicek, P., 1980. Tidal correction to geodetic quantities, NOAA Technical Report NOS 83, NGS 14, Rockville, Md, February.
- آزاد اسلامی واحد تهران جنوب انجام شده است. همچنین از زحمات سردبیر و داوران محترم مجله که با صرف وقت و بیان راه کارهای مفید در جهت تکمیل مقاله ما را یاری نموده اند تشکر و قدردانی می نمایم.

منابع

- اردلان، ع؛ صفری، ع؛ سلمی، ه، ۱۳۸۶. بررسی اثر غیر مستقیم جزر و مدی بر پوسته و میدان جاذبه زمین در مناطق ساحلی، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۳، شماره ۲، سال ۱۳۸۶، صفحه ۱-۲۰
- Agnew, D.C., 2007. *Earth Tide*, Elsevier B.V.
- Agnew, D.C., 1996. SPOTL: Some programs for ocean tide loading. SIO Reference series 96-8, scripts institution of oceanography, Woods Hole.
- Clarke, P. J.; Lavallo'e D. A., 2005. Effect of gravitational consistency and mass conservation on seasonal surface mass loading models. *Geophysical Research Letters*, VOL.32, L08306.
- Derek ,G. G.; Roy ,A.W., 2002. Ocean-tide loading and Earth tides around New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, Vol. 36: 299–309.
- Eanes, R.; Bettadpur, S., 1996. The CSR3.0 global ocean tide model: Diurnal and semi-diurnal ocean tides from TOPEX/POSEIDON altimetry. Technical Report CRS-TM-96-05, Centre for Space Research, University of Texas, Austin, Texas.
- Egbert, G.D.; Erofeeva, S.Y., 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(2): 183-204
- Farrell,W.E., 1972. Global Calculation of Tidal Loading, *Nature Physical science* ,vol 238.
- Hiroshi,T.; Toshimichi,O.; Yoichi, F., 2006. Mass-redistribution-induced crustal deformation of global satellite laser ranging stations due to non-tidal ocean and