ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir

مجله علمی پژوهش‌های کاربردی در علوم زمین (سال اول)
شماره ۳ / زمستان ۱۳۹۵ / ص۶۹- ۵۷

تهیّهٔ نقشهٔ توپوگرافی بستر دریا از روی اطلاعات آنومالی جاذبه با استفاده از مشاهدات ماهواره های ارتفاع سنجی (منطقهٔ مورد مطالعه: دریاچهٔ خزر)

حمیدرضا طورچی مقدّم [۱] ، علی سلطانپور [۲]

[۱] دانشجوی کارشناسی ارشد عمران - ژئودزی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شاهرود، شاهرود، ایران.

[۲] استادیارگروه عمران - ژئودزی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شاهرود، شاهرود، ایران.

نام نویسنده مسئول:
حمیدرضا طورچی مقدّم

چکیده

با توجه به اینکه روش های عمق یابی با کشتی (هیدروگرافی) جهت نقشه برداری بستر دریا بسیار هزینه بر، زمان بر و در عمق های زیاد حتی غیر عملی می باشد، این مسأله باعث شده که در حال حاضر استفاده از روش صوتی صرفاً محدود به مناطق ساحلی و تا عمق متوسط گردد. امروزه با توجه به اهمیت و کاربرد نقشه های عمق یابی در علوم ژئوفیزیک، اقیانوس شناسی، ژئودزی و هیدروگرافی نیاز به تهیّه نقشه های عمق یابی برای محدودهٔ آب های ایران در شمال و جنوب بیش از پیش احساس می گردد. از اینرو استفاده از روش هایی که عمق یابی را به صورت غیر مستقیم انجام می دهند پیشنهاد میشود؛ فلذا روش پیشنهادی با دقتی کمتر ولی با سهولت بیشتر نقشه ای بی نظیر از ناهمواری های بستر دریای خزر، این بزرگترین دریاچهٔ جهان را ارائه می نماید. در این مقاله از مقادیر آنومالی ثقل و پارامتر عمق با استفاده از مشاهدات ماهواره های ارتفاع سنجی برای عمق یابی[۱] در محدودهٔ دریاچهٔ خزر[۲] استفاده گردید. یکی از منابع مهم تولید آنومالی های گرانی در دریا، مرز جدایش آب با پوسته یا همان توپوگرافی بستر می باشد، این مرز جدایش را میتوان از طریق معکوس رابطهٔ پارکر در حوزهٔ فرکانس بر حسب داده های گرانی بیان نمود. مقایسهٔ نتایج حاصل از این روش با مدل عمق یابی جهانی (ETOPO۱) انطباق خوب این دو مدل در اکثر مناطق را نشان می دهد. با بدست آمدن نتایج و مقایسهٔ آن با مدل جهانی (ETOPO۱) به میانگین اختلاف ۷۱/۸۷ متر با انحراف معیار ۳۳/۰۸ متر رسیدیم که در این بین کمترین اختلاف ۳ متر و بیشترین اختلاف ۱۹۹ متر بدست آمده است. همچنین با آنالیز داده های بدست آمده به این نتیجه رسیدیم که این روش برای مناطق ساحلی با عمق کم مناسب نبوده و بهترین نتیجه در نواحی عمیق با عمق حدود ۱۰۰۰- متر حاصل می شود.

کلمات کلیدی: ارتفاع سنجی ماهواره ای - رابطهٔ پارکر - آنومالی جاذبی - توپوگرافی بستر - تبدیل فوریه معکوس .

[1] Bathymetry
[2] Caspian Sea

مقدمه

سطح زیرین اقیانوس که برآمدگی هایی به طرف داخل و بیرون دارد، توپوگرافی کف اقیانوس را منعکس می کند. نقشه برداری متراکم توپوگرافی بستر اقیانوس از داده های طبقه بندی شده ماهواره های ارتفاع سنجی Geosat ، ERS-1 و Topex/Poseidon اولین نما را از ساختارهای کف اقیانوس در بسیاری از نواحی دور در کره زمین فراهم کرده است. وضوح مکانی میدان جاذبهٔ گرفته شده، توسط اغتشاش حرکت - زمان از امواج اقیانوسی محدود می شود و می تواند برای تخمین توپوگرافی کف دریا بکار رود، امّا فقط در باند طول موج متوسط $200 < \lambda < 20\ km$ فقط در نواحی که پوشش رسوبی نازک است. تنوع طول موج های بلندتر در عمق، توسط داده های عمق سنجی جمع آوری شده از کشتی های تحقیقاتی در طول ۳۰ سال گذشته محدود بوده اند. عمق سنجی دارای جزئیات برای درک اقیانوس شناسی فیزیکی، ژئوفیزیک دریایی و شاید حتی اقیانوس شناسی بیولوژیکی عامل اساسی است. جریانها و جزر و مد ها توسط شکل های کلی آبگیرهای اقیانوسی و همچنین برآمدگی ها و کوههای اقیانوسی کنترل می شوند. از آنجایی که نرخ فرسایش در اقیانوس های عمیق کم هستند، عمق سنجی دارای جزئیات، الگوهای همگرایی منتل، مرزهای پلیت، فرونشست لیتوسفر اقیانوسی، فلات های اقیانوسی و توزیع آتشفشانها را آشکار می کند.

نقشه برداری توپوگرافی با استفاده از ارتفاع سنج های راداری کانون توجه اکتشافات جاری از سیاره های زهره، ماه و مریخ بوده است و نقشه های توپوگرافی با وضوح بسیار بالایی را از نواحی خشکی زمین فراهم می کند، با این وجود از آنجایی که نمی توان توپوگرافی بستر اقیانوسی را بطور مستقیم از فضا نقشه برداری کرد، اکثر نقشه برداری های کف دریا فرآیند خسته کننده ای است که در طول دورهٔ بیش از ۳۰ سال توسط کشتی های تحقیقاتی مجهز به اکوساندرهای تک پرتوه یا چند پرتوه[3] انجام می شد. برای مثال نقشه برداری کامل از بستر اقیانوسی با قدرت تفکیک افقی ۱۰۰ متر با استفاده از آخرین تکنولوژی چند پرتوه حدود ۱۲۵ سال-کشتی برای بررسی، زمان می گرفت. به طرز عجیبی برخی از ارزشمندترین اندازه گیری های عمق، در نواحی اقیانوسی دور، پیش از مأموریت ماهواره ای و امکانات رایانه ای، توسط کشتی جمع آوری شدند و در نتیجه کیفیت داده ها بسیار غیریکنواخت بوده اند. بعلاوه بسیاری از کاوشهای متراکم اقیانوس های شمالی بصورت طبقه بندی شده در آرشیوهای نظامی باقی مانده اند یا بدلایل اقتصادی یا سیاسی به صورت اختصاصی هستند. بنابراین تا کنون دانش ما از توپوگرافی کف دریا ضعیف بوده بجزء در طول مسیرهایی که دارای برآمدگی های گسترده و وسیع می باشند.

دو پیشرفت، دانش ما را از توپوگرافی کف دریا بسیار بهبود بخشیده اند: اوّل، تلاشهای دقیق توسط دانشمندان در سراسر دنیا برای بایگانی داده های عمق سنجی دیجیتالی و وارد کردن آنها در پایگاه های داده ای، دسترسی به داده های حاصل از تلاش نقشه برداری ۳۰ ساله را بسیار آسان ساخته اند. دوّم، ارتفاع سنج های راداری موجود در ماهواره های ERS-1 و Geosat میدان جاذبه دریایی را با تقریب در کل اقیانوس های جهان با دقت بالا و وضوح مکانی متوسط بدست آوردند.

در مارس ۱۹۹۵، ERS-1 نقشه برداری متراکم خود را از توپوگرافی کف دریا بین عرضهای جغرافیایی $^{\circ}$ ۸۱/۵ ± تکمیل کرد. بعلاوه در ژوئیهٔ ۱۹۹۵ همه داده های ارتفاع سنجی راداری با تراکم بالای جمع آوری شده توسط ماهوارهٔ ژئوست طبقه بندی شدند. این داده ها به شکل ژئوئید دریایی[4] یا شبکه بندی جاذبه ای جهانی ترکیب و پردازش شده اند. در باند طول موج ۱۵ تا ۲۰۰ کیلومتر تغییرات آنومالی جاذبه، همبستگی[5] زیادی با توپوگرافی کف دریا دارد و در نتیجه در اصل می تواند برای بازیابی توپوگرافی بکار رود. آنومالی جاذبهٔ حاصل از ارتفاع سنجی ماهواره ای بسیاری از اطلاعات دربارهٔ تغییرات توپوگرافی با طول موج کوتاه تا متوسط را فراهم می کند (۲۰-۱۶۰ کیلومتر).

فرضیهٔ اساسی برای پیش بینی توپوگرافی بستر دریا از اندازه گیری های ارتفاع سنجی ماهواره ای در نوشتهٔ دیکسون و همکاران (۱۹۸۳) بخوبی خلاصه شده است.[1] , [2] , [3]

۱- هدف

هدف از انجام این تحقیق تهیّهٔ نقشهٔ توپوگرافی بستر دریای خزر از روی اطلاعات آنومالی جاذبه با استفاده از مشاهدات ماهواره های ارتفاع سنجی می باشد. اگر چه توپوگرافی به دست آمده دارای جزئیات نمی باشد و از نوع طول موج بلند است ولی با توجه به هزینهٔ پایین و سرعت کار نسبت به عملیات هیدروگرافی می تواند به ویژه برای مناطق دور از ساحل مورد استفاده قرار گیرد.

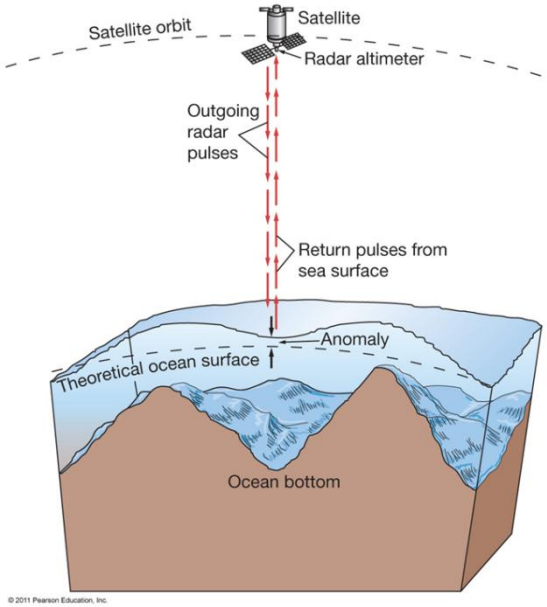
[3] Multi Beam Echo Sounder (MBES)
[4] Marine Geoid
[5] Correlation

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir

۲- مبانی ارتفاع سنجی ماهواره ای

ارتفاع سنجی ماهواره ای مفهومی بود که اولین با توسط kaula در کنفرانس Williamstown مطرح شد، و در پی آن اوّلین ماموریت ماهواره های ارتفاع سنجی به نام SkyLab در سال ۱۹۷۳ توسط ایالات متحده آمریکا اجرا شد. ماموریت های بعدی ماهواره های ارتفاع سنجی از قبیل Seasat در سال ۱۹۷۸، Geosat در سال ۱۹۸۵ زمینه های کاربردی فراوانی را برای علوم مختلف مهندسی و پایه به ارمغان آورد. از سال ۱۹۹۰ تا ۱۹۹۵ سازمان فضایی اروپا ماهواره های ارتفاع سنجی ERS-1 و ERS-2 را به فضا پرتاب کرد و سازمان فضایی فرانسه با همکاری سازمان فضایی ایالات متحده ماهواره موفق Topex/Poseidon را به فضا پرتاب کردند. بعد از سال ۱۹۹۵ و با پرتاب ماهواره ارتفاع سنجی ERS-۱ تا سال ۲۰۱۰ هیچ ماموریت جدیدی تدارک دیده نشد، هر چند ماهواره های Jason-1 و EnviSat به ترتیب در سالهای ۲۰۰۱ و ۲۰۰۲ به فضا پرتاب شدند ، امّا هر کدام از آنها ادامه دهنده ماموریت های Topex[6] و ERS بودند و دقّت برد ماهواره ها و همین طور قدرت تفکیک مکانی آنها که دو فاکتور اصلی در دقّت و پوشش مکانی داده های ثقل حاصل هستند، ثابت بودند. در این فاصله زمانی از تکنیک های بازسازی[7] برای بهبود دقّت برد داده های ارتفاع سنجی و در نتیجه بهبود آنومالی های ثقلی حاصل، استفاده می شد. در فوریه سال ۲۰۱۰ ماهوارهٔ Cryo-sat با اطلاعات مداری جدید نسبت به ماموریت های قبلی در مدار زمین قرار گرفت. با وجود گذشت ۴۰ سال از عمر ارتفاع سنجی ماهواره ای امّا این علم یک علم کاملاً جوان می باشد که در طول این چند دهه کمک بسیار زیادی به محققین علوم زمین نموده است. ماهواره های ارتفاع سنجی SWOT[8]، Sentinel، Saral و مجموعه ماهواره های GRAL تنها موارد معدودی از ماموریت های آیندهٔ ارتفاع سنجی ماهواره ای می باشند.[4]

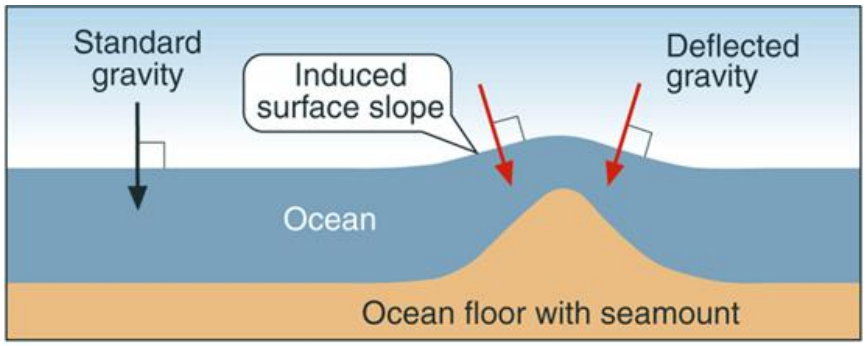
پیش از ابداع فن آوری های دریایی ماهواره ای در دهۀ ۱۹۶۰ تعیین موقعیت دقیق کشتی ها ممکن نبود و خصوصاً در مناطق ابری هزاران کیلومتر خطا داشت. ارتفاع سنج ها شکل سطح دریا را ترسیم می کنند که بسیار شبیه به ظاهر بستر دریاست (شکل۱). یک ارتفاع یاب در فضا نمی تواند کف اقیانوس را مشاهده کند امّا آن می تواند تغییرات ارتفاع سطح اقیانوس را که به وسیلهٔ توپوگرافی بستر اقیانوس تحریک می شود را اندازه گیری نماید. یک کوه در بستر اقیانوس به میزان کشش جاذبهٔ زمین می افزاید و تغییرات آن از روی دقت جهت، سبب افزایش آب به صورت توده در اطراف کوه می شود. برای مثال یک کوه در بستر اقیانوس که دارای بلندای ۲۰۰۰ متر است موجب بالا آمدگی سطح اقیانوس به بلندای ۲۰ سانتیمتر می شود (شکل۲)، به هر حال آن قابل اندازه گیری از فضاست و قدرت تفکیک نهایی از این روش محدود به عمق اقیانوس در آن ناحیه است. [5] , [6]



شکل۱- نمایش شباهت شکل سطح دریا به ظاهر بستر دریا

[6] Ocean Topography Experiment
[7] retracking
[8] Surface Water and Ocean Topography Mission

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir



شکل۲- نشان می دهد که یک میکروورادیان انحراف زاویه ای در هرکیلومتر فاصلهٔ افقی موجب ۱ mm تغییر درارتفاع سطح دریا می شود

۳- مدلسازی پیشرو[9]

کف دریا کم عمق ترین سطح جدایش چگالی در حوزهٔ اقیانوسی است. تغییرات عمق کف دریا می توانند به عنوان تغییرات ارتفاع المانهای جرم در نظر گرفته شوند که تباین چگالی $\Delta\rho$ آنها بوسیلهٔ تباین چگالی بین آب دریا و سنگهای کف دریا بدست می آید. این تغییرات در عمق دریا، میدان گرانی محلی را دچار اغتشاش می کنند. کلمنت و بادری[10] (۱۹۹۶)

رابطهٔ پتانسیل اغتشاش $T(r)$ بر اثر یک عنصر جرمی داده شده با حجم V را به صورت زیر ارائه کردند:

(۱)

$$T(r) = G\Delta\rho \int_{\dot{v}} \frac{dV}{|r - r'|}$$

بطوریکه G ثابت گرانش و r بردار مختصات مکانی است که پتانسیل اغتشاش[11] در آن محاسبه شده است و r' بردار مختصات مرکز عنصر جرم است. رابطهٔ معروف برنز، ارتفاع ژئوئید (N) را به پتانسیل اغتشاش (T) مربوط می کند که فرم گسستهٔ این رابطه به صورت زیر می باشد:

(۲)

$$N(r) = \frac{G\Delta\rho}{\gamma} \sum_{r'} \Delta\Omega(r') \int_{z_b}^{z_t} \frac{dz}{|r - r'|}$$

بطوریکه γ شتاب گرانی نرمال در سطح زمین، $\Delta\Omega(r')$ عنصر سطح و z_b و z_t عمق بالا و پائین عنصر جرم و r' مرکز المان جرم است. معادلهٔ (۲) یک اپراتور کانولوشن است و بنابراین می تواند در حوزهٔ فوریه مورد بحث قرار گیرد. تبدیل فوریهٔ معادلهٔ (۲) در تقریب صفحه ای به صورت زیر در می آید:

(۳)

$$F[N(r)] = \frac{2\pi G\Delta\rho}{\gamma} \exp(-|k|z_\circ) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-2}}{n!} F[z^n(r')]$$

در اینجا r برداری در صفحهٔ $x - y$ می باشد، k اندازهٔ بردار عدد موج، $z_\circ$ عمق مرجع سطح جدایش چگالی و $z(r')$ نمایانگر تغییرات عمق سطح جدایش نسبت به $z_\circ$ می باشد. یک فرم خطی از معادلهٔ (۳) بوسیلهٔ محدود کردن سری به اولین جمله بدست می آید:

(۴)

$$F[N(r)] = \frac{2\pi G\Delta\rho}{\gamma} |k|^{-1} \exp(-|k|z_\circ)\ F[z(r')]$$

[9] Forward Modelling
[10] Calmant and Baudry
[11] Disturbing Potential

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir

تقریب خطی بالا به حصول سادهٔ توپوگرافی یک سطح جدایش جبران نشده $b(r)$ از $N(r')$ منجر می شود:

(۵)

$$b(r) = F^{-1}\{[Z_N(k)]^{-1}F[N(r')]\}$$

با :

(۶)

$$Z_N(k) = \frac{2\pi G\Delta\rho}{\gamma}|k|^{-1}\exp(-|k|z_\circ)$$

بطور مشابه وقتی آنومالی گرانی $\Delta g(r')$ داده شود، $b(r)$ با رابطهٔ زیر بدست می آید:

(۷)

$$b(r) = F^{-1}\left\{\left[Z_g(k)\right]^{-1}F[\Delta g(r')]\right\}$$

با :

(۸)

$$Z_g(k) = 2\pi G\Delta\rho\,\exp(-|k|z_\circ)$$

بطوریکه $Z_N(k)$ و $Z_g(k)$ توابع تبدیل نامیده می شوند. دو دستگاه معادلات ذکر شده شامل معادلات (۵) تا (۸) بعنوان رابطه ای اساسی برای اکثر روشهای مدلسازی عمق از ارتفاع ژئوئید و آنومالی گرانی بکار می روند. مطابق معادلهٔ (۷) یک فرم کلی تخمین عمق می تواند به صورت رابطهٔ خطی زیر در حوزهٔ فرکانس نوشته شود:

(۹)

$$B(u,v) = K(u,v)\Delta G(u,v)$$

بطوریکه B و ΔG تبدیل های فوریهٔ عمق و آنومالی گرانی هستند، K تابع انتقال و u و v ، فرکانسهای فضایی هستند. در کاربرد عملی ما می توانیم K را به صورت زیر تعریف کنیم:

(۱۰)

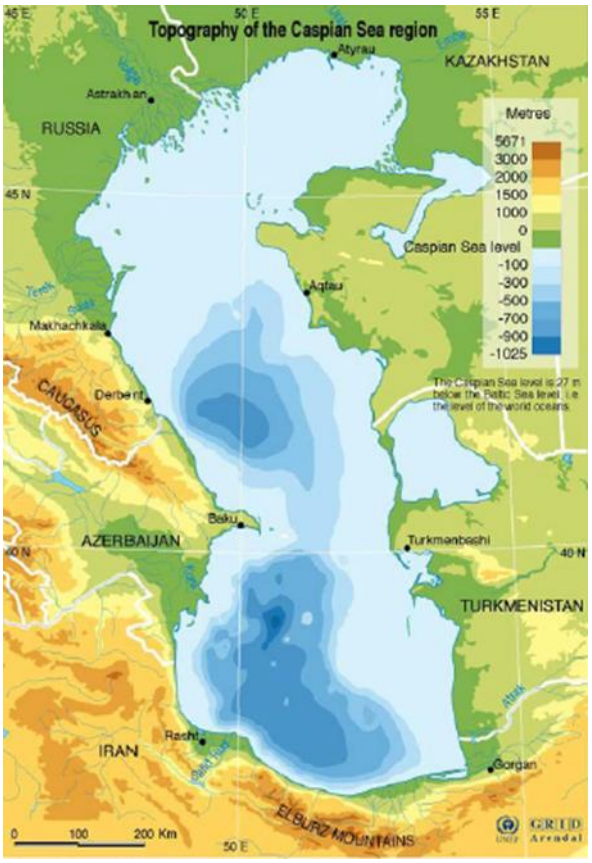
$$K(u,v) = \frac{1}{2\pi G\Delta\rho}\exp\left[2\pi d\sqrt{u^2+v^2}\right]$$

که در آن d عمق میانگین منطقه است. بخاطر وجود عامل $\exp\left[2\pi d\sqrt{u^2+v^2}\right]$ تخمین عمق عموماً بعنوان یک مسئلهٔ ادامه فروسو در نظر گرفته می شود. ادامه فروسو به نوبه خود یک مسئلهٔ بد رفتار است که جواب آن غیر یکتا و ناپایدار است. به منظور پایدارسازی مسئلهٔ ادامهٔ فراسو تا کنون روشهای مختلفی ارائه شده است. در مسئلهٔ عمق سنجی روشی توسط سندول و اسمیت (۱۹۹۴) ارائه شد که بر مبنای آن طول موجهای کوتاه تر از 2π برابر عمق میانگین، از سیگنال حذف می شوند.
[7] , [8] , [9]

۴- مطالعهٔ موردی

ناحیهٔ مورد مطالعه جهت تخمین عمق، حوزهٔ دریاچهٔ خزر می باشد با توجه به اینکه این دریاچه بزرگترین دریاچهٔ جهان می باشد دارای مساحت ۳۹۴۷۸۰ کیلومتر مربع بوده که محدوده و موقعیت آن در شکل (۳) مشخص شده است و بین عرض های جغرافیایی ۳۶ درجه تا ۴۷ درجه شمالی و طول های جغرافیایی ۴۷ درجه تا ۵۴ درجه شرقی واقع شده است. اگر دریاچهٔ خزر را به سه ناحیه، خزر شمالی، خزر میانی و خزر جنوبی تقسیم بندی کنیم؛ بیشترین تغییرات عمق مربوط به خزر جنوبی و میانی بوده که عمیق ترین ناحیهٔ آن در قسمت جنوبی دریای خزر می باشد که حداکثر عمق واقعی موجود در آن ۱۰۳۴- متر است، همچنین کم عمق ترین ناحیه مربوط به خزر شمالی است که در سواحل روسیه و قزاقستان قرار دارد.[10]

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir



شکل ۳ - محدودهٔ و موقعیت دریاچهٔ خزر (لبدو و همکاران)

۴-۱ آنومالیهای گرانی دریایی حاصل از ارتفاع سنجی ماهواره ای

داده های گرانی حاصل از ارتفاع سنجی ماهواره ای توسط اسمیت و سندول[۱۲] (۲۰۰۹) بوسیلهٔ پردازش داده های ارتفاعی ماهواره های ارتفاع سنجی و بکارگیری آخرین مدل منتشر شده برای میدان گرانی جهانی در آن زمان (EGM 2008) محاسبه شده است. این داده گرانی تا درجه و مرتبه ۲۱۶۰، بدست آمده و به صورت رایگان در وبسایت مربوط به ماهواره توپکس- پوزایدون متعلق به ناسا [۱۳] قرار داده شده است. محدودهٔ این داده ها بین عرض های جغرافیایی $\pm 80/738°$ در یک شبکه با فواصل نقاط $1' \times 1'$ داده شده است. خطای این داده ها در مقایسه با گرانی دریایی بدست آمده از اندازه گیری کشتیها از ۲/۰ میلی گال در خلیج مکزیک تا ۴/۰ میلی گال در نواحی دارای توپوگرافی شدید، متغیر است. بالاترین خطاها مربوط به نواحی واقع شده بر روی قله کوههای دریایی بلند و باریک است که در بعضی موارد به ۲۰ میلی گال می رسد.

هر چند تنها درصد کمی از این داده ها (۴ ٪) مسیرهای به اندازه کافی متراکم مناسب برای محاسبهٔ میدان گرانی دارند بیشتر این ماهواره ها داده هایی در مسیر های تکرار شونده که رزولوشن مکانی کمی دارند و برای مدلسازی تغییرات ارتفاع سطح آب دریاها ناشی از جریانهای دریایی و جزر و مد، مناسب هستند برداشت می کنند. تنها منابع داده مناسب عمده برای بدست آوردن میدان گرانی، فازهای ژئودتیک ماهواره های Geosat (۱۸ ماه) و ERS-1 (۱۱ ماه) هستند. این پروفیل های غیر تکراری به همراه داده های میانگین مسیرهای تکراری مربوط به ماهواره های دیگر جهت تخمین طول موج های کوتاه $(< 400\ km)$ میدان گرانی دریایی بکار می روند. طول موج های بالاتر میدان گرانی به صورت بسیار دقیق تر از ماهواره های گرانی سنجی نظیر GRACE , CHAMP , GOCE بدست می آیند.

به علت این محدودیت در برداشت داده ها، تلاشهای زیادی برای افزایش دقت و رزولوشن فازهای غیرتکراری ماهواره های Geosat و ERS-1 انجام شده است. برای بدست آوردن میدان گرانی، اندازه گیری شیب سطح اقیانوس[۱۴] یک اندازه گیری خطیر است.

[12] Smith And Sandwell
[13] www.topex.ucsd.edu
[14] Slope of the ocean surface

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir

معادلهٔ لاپلاس همراه با فرمول برونز نشان می دهد که یک میکرو رادیان از شیب سطح اقیانوس معادل با یک میلی گال از آنومالی گرانی است (هکسبای [15] و همکاران ۱۹۸۳).[7]

۴-۲- داده های مورد استفاده در این تحقیق

داده های آنومالی گرانی از وبسایت های (http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) با فواصل نقاط $1' \times 1'$ و (http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Gravity-Databases/Marine-Gravity-data) با فواصل نقاط $2' \times 2'$ قابل تهیه می باشند. در این تحقیق از داده های آنومالی گرانی دریافت شده از سایت bgi (بانک اطلاعات ثقلی) استفاده شده است در تهیه داده های گرانی موجود در این سایت که بصورت جهانی می باشد؛ علاوه بر داده های ماهواره های ارتفاع سنجی از داده های ماهواره های گراویمتری نظیر Grace نیز استفاده شده است. این داده ها حاصل تحقیقات و تلاش های دانشمندانی چون سندول، اسمیت، وسل، مولر و ... است که از تبدیل داده های ماهواره های Jason-1 ، Cryosat-2 ، Geosat ، ERS-1 و Envisat با تکنیک های مناسب حاصل شده است.

۴-۳- مراحل تخمین عمق در دریاچهٔ خزر

در ادامه با استفاده از داده های فراهم شده و روشهای معرفی شده به توضیح مراحل تخمین عمق در دریاچهٔ خزر می پردازیم. همه مراحل پردازش داده ها، برنامه نویسی و رسم نمودارها و شکل ها با استفاده از نرم افزار متلب نسخه ۲۰۱۶ انجام شده است.

هدف این کار ارایه یک عملکرد متلب است که بر مبنای برنامه ای برای توسعه سه بعدی در روش پارکر- اولدن برگ برای بدست آوردن هندسه رابط چگالی است، هندسه ای که به آنومالی ثقل بر می گردد. عملکرد متلب دارای توانایی اداره مجموعه های اطلاعاتی گرانشی بزرگی است که کارایی زیادی در فرایند معکوس سازی و استخراج دارد و بعنوان یک ابزار مفید در تحلیل هر داده گرانشی و شرح زمین ساختی استفاده می گردد.

عملکرد برنامه از توابع آماده متلب در محاسبه مستقیم و معکوس انتقال دو بعدی فوریه سود می برد (IFFT2[16] و FFT2) و به ما این امکان را می دهد که حجم وسیعی از داده ها را مدیریت کنیم.

با اجرای برنامه ابتدا نرم افزار با نمایش پیغامی، فایل آنومالی ثقلی را دریافت می کند، سپس فایل حاوی داده های عمق دریافت شده از ETOPO و پس از آن فایل داده های عمق دریافت شده از GEBCO را دریافت می نماید. اولین کاری که برنامه انجام می دهد، با حذف سطرها و یا ستون های اضافی، ماتریس ها را بصورت مربعی تبدیل میکند. با توجه به اینکه اطراف منطقهٔ مورد مطالعه (دریاچهٔ خزر) توسط خشکی محصور شده است فلذا داده های گرانی حاوی داده های خشکی نیز می باشند که می بایست مقادیر آنها نادیده در نظر گرفته شوند و فقط داده های گرانی موجود در دریا به منظور تخمین عمق وارد محاسبات گردد.

در گام بعدی پارامترهای استفاده شده که در فرآیند برنامه وارد شده اند عبارتند از:

- تعداد ردیف ها و ستون ها (numrows و numcolumns): این مقادیر از ابعاد ماتریس مربعی آنومالی گرفته می شوند.
- ابعاد داده ها (longX و longY): بر حسب کیلومتر است که همان طول و عرض منطقه را شامل می شود.
- تفاوت چگالی (contrast): بر حسب گرم بر سانتی متر مکعب که اختلاف چگالی (دانسیته) آب اقیانوس و پوسته اقیانوسی است.
- معیار همگرایی (ceriterio): بر حسب کیلومتر بعنوان معیاری برای تکرار برنامه استفاده می شود.
- متوسط عمق منطقه (Z_o): بر حسب کیلومتر
- پایین ترین و بالاترین برش فرکانس ها (WH و SH): بر حسب کیلومتر
- طول پنجره کوتاه سازی داده ها (truncation): یک عدد اعشاری که نشان دهنده درصد می باشد (برای مثال ۰,۱ که نشان دهنده ۱۰ درصد است)

الگوریتم، هر دو شبکه های ورودی مربعی و مستطیلی را دریافت می کند اما باید تعداد ردیف ها و ستون ها در مورد شبکه های مستطیلی یک عدد یکسان باشد. بمنظور جلوگیری از بروز بی نظمی ها، از طول موج های مختلف میانگین گرفته می شود. ترجیحا یک ردیف اطلاعات گرانش با ورودی شبکه مربعی توصیه می گردد. برای به حداقل رساندن تاثیرات تیزی لبه، پیشنهاد می شود که اطلاعات ورودی گرانشی قبل از ارایه به تابع متلب با استفاده از یک تکنیک مناسب، آماده گردد. چندین روش در دستورالعمل ها برای رسیدن به این امر

[15] Haxby
[16] Inverse Fast Fourier Transform 2D

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir

وجود دارد (مثل لایه گذاری و پنجره بندی مجموعه های اصلی داده ها). تابع متلب از یک پنجره مخروطی کسینوس در لبه های مجموعه اطلاعاتی مستطیلی استفاده می کند تا مقادیر را تا صفر کاهش دهد. طول پنجره پیش فرض از ۱۰ درصد طول داده های ماتریس در هر مسیر و جهتی، برای الگوریتم معکوس حاضر مناسب بوده است. بعلاوه پیشنهاد می شود از یک مجموعه اطلاعات گرانشی ورودی بزرگتری نسبت به منطقه مورد نظر استفاده گردد، یا اینکه داده های گرانشی فراتر از محدوده ناحیه و قبل از دستورالعمل معکوس سازی قیاس گردد. پس از خواندن و ذخیره سازی تمام اطلاعات و پارامترها، داده های گرانشی ورودی نمایش داده می شوند.. پس از این مسیر FFT اجرا شده در متلب برای محاسبه ماتریس استفاده می شود و سپس شکل دامنهٔ طیفی آنومالی نمایش داده خواهد شد.

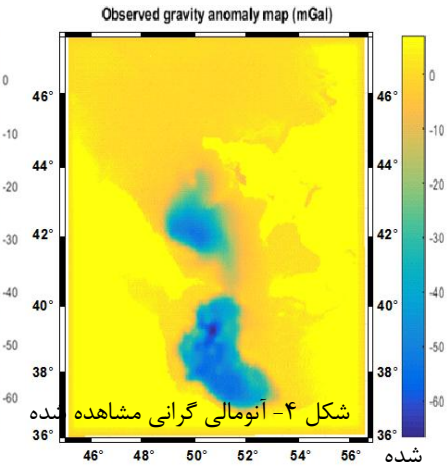
در مرحله بعد، مراحل تکراری آغاز می شوند. اولین جمله سری با استفاده از عبارت پارکر محاسبه گردیده است و توپوگرافی حاصله (در محدوده عدد موج) با استفاده از فیلتر بالاگذر فیلتر می شود. سپس با بکارگیری معکوس فوریه توپوگرافی محاسبه می گردد. این اولین تخمین از توپوگرافی منطقه ، برای محاسبه جمله دوم سری استفاده می گردد. این جمله دوم به تازگی فیلتر شده است، بعد از بکارگیری فوریه معکوس، RMS بین توپوگرافی جدید و قبلی محاسبه می گردد. اگر میزان RMS کمتر از مقدار از پیش تعیین شده یعنی معیار همگرایی باشد، فرایند متوقف می شود. در غیر اینصورت توپوگرافی جدید برای محاسبه جمله سوم از سری استفاده می گردد و بدین ترتیب ادامه می یابد و مراحل تکراری تا زمانی ادامه می یابد که به معیار همگرایی برسد یا اینکه تعداد تکرار بخواهد از ۱۰ تجاوز نماید. سرانجام، نرم افزار شکل های آنومالی محاسبه شده، اختلاف آنومالی ورودی (مشاهده شده) و محاسبه شده، توپوگرافی (عمق) بدست آمده، توپوگرافی (عمق) دریافت شده از ETOPO، اختلاف عمق بدست آمده با عمق دریافت شده از ETOPO ، توپوگرافی (عمق) دریافت شده از GEBCO[17] را نمایش می دهد.[11]

۴-۴- نتایج بدست آمده

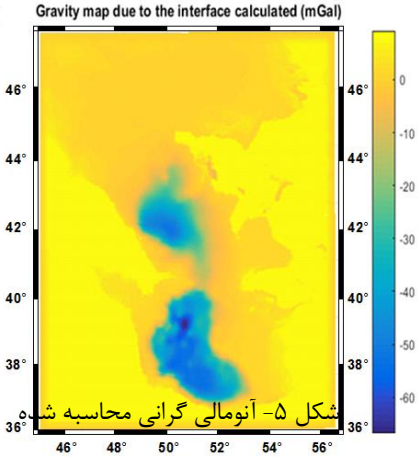
در برنامه نوشته شده بمنظور حصول نتیجه مناسب، مقادیر زیر بعنوان پارامترهای اولیه در نظر گرفته شده است:

- طول و عرض منطقه: $1174\ km$ و $675\ km$ (با توجه به اینکه هر درجه طول و عرض جغرافیایی حدود ۱۱۱ کیلومتر است)
- تفاوت چگالی (دانسیته): $1.67\ g/cm^3$ (از آنجاییکه دانسیته آب دریا برابر ۱ و دانسیته پوسته برابر ۲.67 می باشد)
- معیار همگرایی: $0.0009\ km$
- متوسط عمق منطقه: $0.135\ km$
- پایین ترین برش فرکانس $(1/wavelength)$: $0.09\ km$
- بالاترین برش فرکانس $(1/wavelength)$: $0.092\ km$
- طول پنجره کوتاه سازی داده ها: ۰,۱۵ (۱۵ درصد)

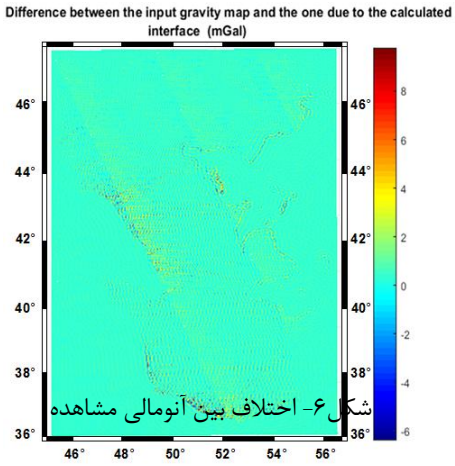
با اجرای برنامه و انتخاب فایل های مورد نیاز، نتایج زیر نمایش داده می شوند:



شکل ۴- آنومالی گرانی مشاهده شده (بر حسب میلی گال)



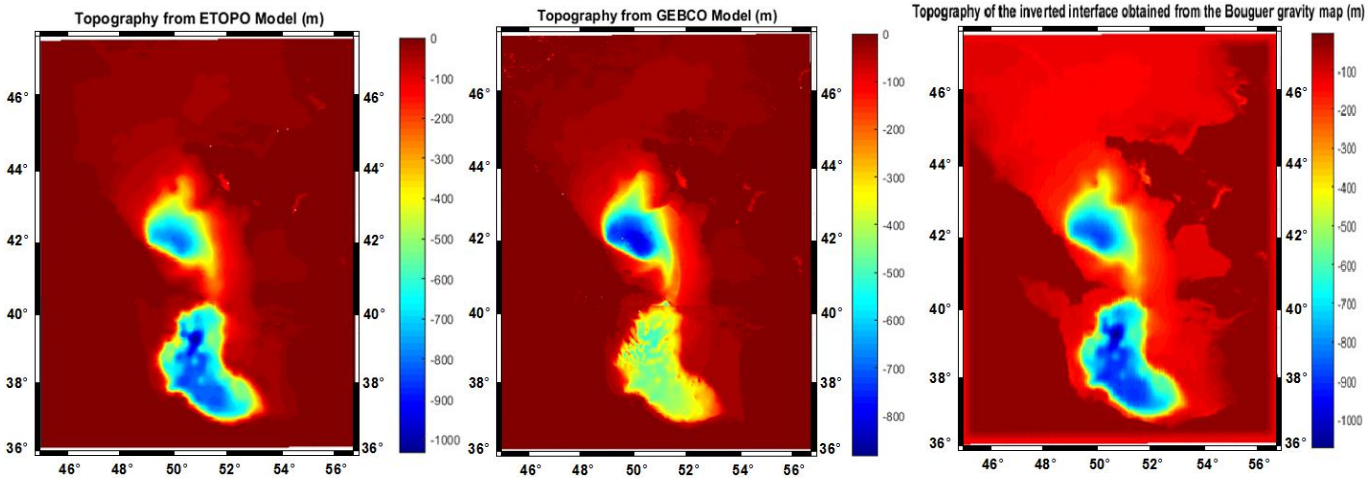
شکل ۵- آنومالی گرانی محاسبه شده (بر حسب میلی گال)



شکل ۶- اختلاف بین آنومالی مشاهده و محاسبه شده (بر حسب میلی گال)

[17] General Bathymetric Chart of the Oceans

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir

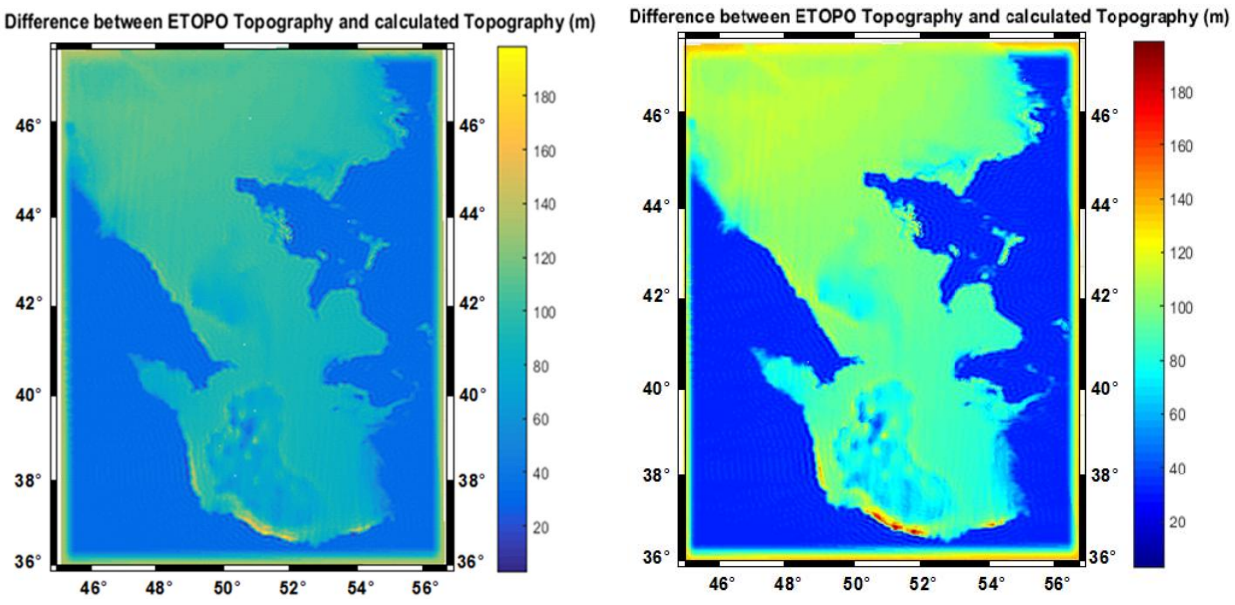


شکل ۷- توپوگرافی بدست آمده از طریق وارون سازی داده های ثقلی (بر حسب متر)

شکل ۸- توپوگرافی (عمق) بدست آمده از مدل عمق یابی جهانی GEBCO (بر حسب متر)

شکل۹- توپوگرافی (عمق) بدست آمده از مدل ETOPO (بر حسب متر)

از آنجایی که مدل عمق یابی جهانی GEBCO، در محدودهٔ دریاچهٔ خزر تغییرات عمق را با دقت مناسبی ارائه نمی دهد و همان گونه که در شکل شمارهٔ ۸ ملاحظه می کنید با توجه به اینکه بیشترین تغییرات عمق در خزر جنوبی بوده و عمیق ترین ناحیه آن با عمق حدود ۱۰۳۴- متر می باشد، امّا در مدل GEBCO تغییرات عمق در این ناحیه از ۶۰۰- متر تجاوز نمی کند به همین دلیل در این تحقیق جهت مقایسهٔ مدل محاسباتی ، فقط از مدل عمق یابی جهانی ETOPO که دارای دقت مناسبی است، در محدودهٔ دریاچهٔ خزر استفاده گردید (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- اختلاف بین (عمق) توپوگرافی محاسبه شده با عمق دریافت شده از مدل ETOPO (بر حسب متر)

همان طور که در شکل شمارهٔ ۱۰ مشاهده می شود، بیشترین اختلاف بین عمق حاصل از مدل محاسباتی با عمق دریافت شده از مدل ETOPO ، در نوار ساحلی و مناطق کم عمق (خزر شمالی) می باشد و همچنین کمترین اختلاف بین دو مدل در عمیق ترین ناحیه بوده، که در خزر جنوبی واقع است.

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir

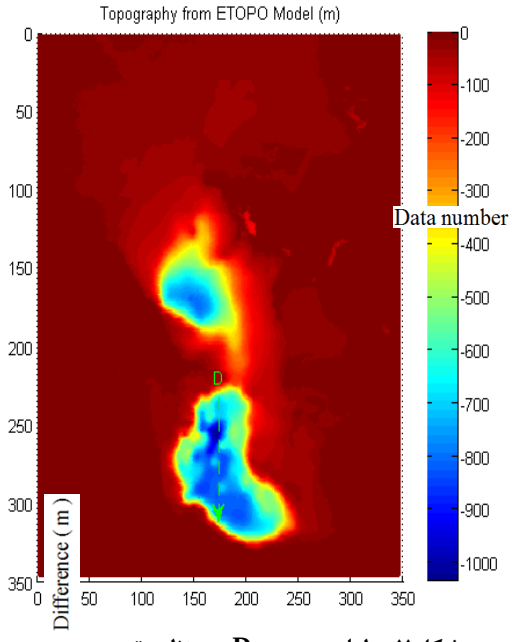
جدول ۱- نتایج آماری مربوط به اختلاف مدل محاسبه شده با مدل عمق یابی جهانی (ETOPO)

مدل جهانی	کمترین اختلاف (متر)	بیشترین اختلاف (متر)	میانگین اختلافات (متر)	انحراف معیار (متر)
ETOPO	۳	۱۹۹	۷۱/۸۷	۳۳/۰۸

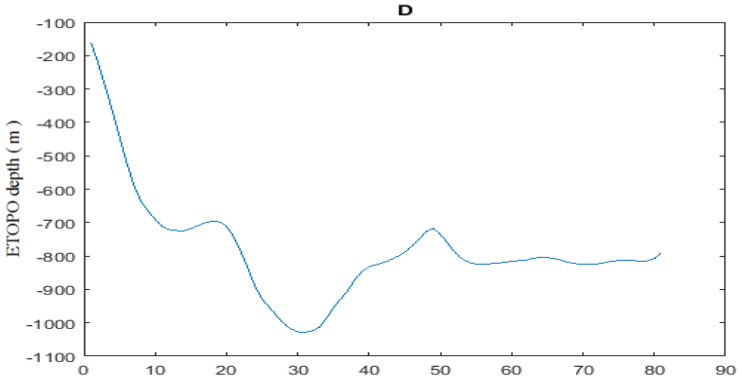
۴-۵- آنالیز نتایج

در انتهای برنامه، نرم افزار با قرار دادن مقادیر اختلافها (اختلاف بین دو مدل) و عمقهای بدست آمده از مدل ETOPO در کنار هم (بصورت ماتریس ستونی) اقدام به ذخیره سازی ماتریس با نام آنالیز و نمایش نمودار های آنالیز با توجه به انتخاب کاربر (شماره شروع و انتهای سطرهای مورد نظر) می نماید. این ماتریس بصورت غیر مرتب از اولین داده تا آخرین داده می باشد که با مرتب کردن آن بصورت نزولی آنالیزهای مربوطه قابل نمایش هستند. برای این منظور ابتدا مسیرهای D و E را مطابق شکل زیر در نواحی مختلف دریاچهٔ خزر طراحی می کنیم (شکل های ۱۱و۱۲).

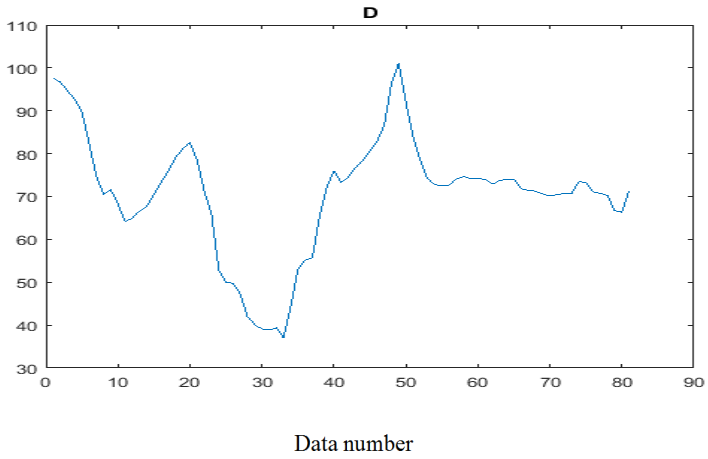
سپس پروفیل های مربوط به عمق دریافت شده از مدل جهانی عمق یابی (ETOPO) و اختلاف عمق بدست آمده از مدل محاسباتی با عمق دریافت شده از مدل ETOPO را ترسیم می نمائیم (نمودار های ۱ الی ۴).



شکل۱۱- طراحی مسیر D به منظور ترسیم پروفیلهای عمقحاصل از مدل ETOPO و میزان اختلاف عمق محاسبه شده با مدل ETOPO



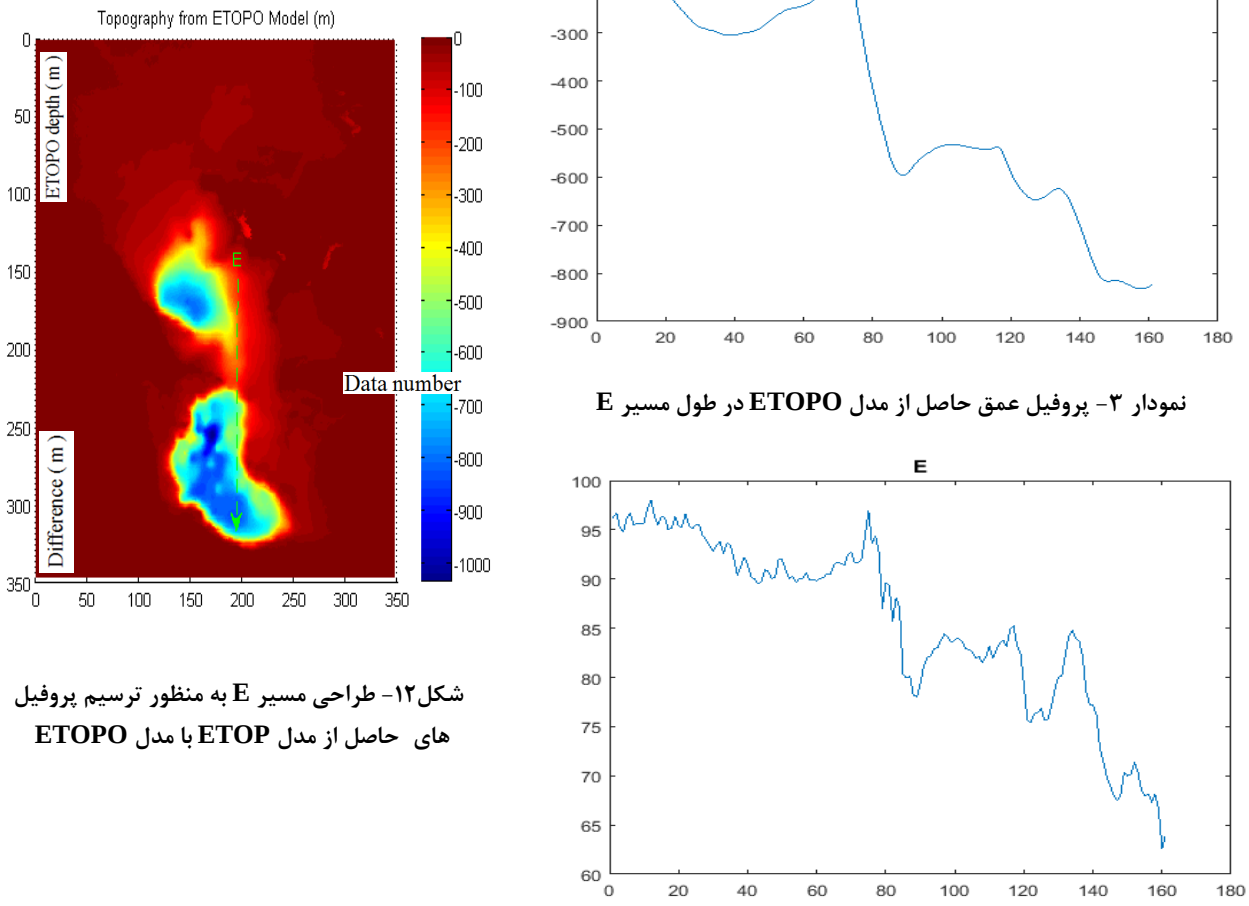
نمودار ۱- پروفیل عمق حاصل از مدل ETOPO در طول مسیر D



نمودار۲- اختلاف بین عمق حاصل از مدل محاسبه شده با مدل عمق یابی جهانیETOPO در طول مسیر D

پژوهش‌های کاربردی در علوم زمین، شماره ۳ ، زمستان ۱۳۹۵، ص ۶۹-۵۷

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir



نمودار ۳- پروفیل عمق حاصل از مدل ETOPO در طول مسیر E

شکل۱۲- طراحی مسیر E به منظور ترسیم پروفیل های حاصل از مدل ETOP با مدل ETOPO

نمودار۴- اختلاف بین عمق حاصل از مدل محاسبه شده با مدل عمق یابی **جهانی ETOPO در طول مسیر E**

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir

نتیجه گیری

همانطور که پروفیل های مربوط به نمودارهای (۱) الی (۴) نشان می دهند، کاملاً واضح بوده که با افزایش عمق، میزان اختلاف بین عمق حاصل از مدل محاسباتی با مدل ETOPO کاهش می یابد به طوریکه در نواحی عمیق میزان اختلاف به کمترین مقدار خود می رسد و بیشترین مقدار اختلاف را در نواحی کم عمق و ساحلی شاهد هستیم. بنابراین نتیجه می گیریم که مدل عمق یابی محاسبه شده در این تحقیق به منظور تخمین عمق در نواحی کم عمق و ساحلی مناسب نبوده و بهتر است طول موج های کوتاه توپوگرافی و جزئیات توسط روش های سوار بر کشتی تهیه شده و آن طول موج های بلند از توپوگرافی را با استفاده از این مدل تخمین زد؛ همچنین پیشنهاد می شود به منظور ارزیابی بهتر مدل عمق یابی محاسبه شده، از داده های هیدروگرافی حاصل از روش های سوار بر کشتی بعنوان نقاط چک استفاده گردد، چرا که داده های هیدروگرافی بعنوان داده های با دقت بالا بعنوان مرجع در نظر گرفته می شوند که میزان دقت مدل محاسباتی نسبت به مدل های عمق یابی جهانی را نشان می دهند، فلذا در این تحقیق بدلیل عدم دسترسی به داده های هیدروگرافی دریاچهٔ خزر امکان مقایسهٔ مدل عمق یابی محاسباتی با مدل عمق یابی جهانی میسر نبوده و میزان اختلاف بین دو مدل به صورت پروفیل ارائه گردید.

تشکر و قدردانی

از جناب آقای پروفسور Walter H.F. Smith از سازمان ملّی اقیانوسی و جوی ایالات متحده آمریکا به واسطهٔ در اختیار قرار دادن اطلاعات ارزشمند و کمک های بیدریغشان در انجام این تحقیق تشکر و قدردانی می نمایم.

ISSN: 2538-3558
http://www.jocs.ir

منابع و مراجع

[1] Sandwell, D.T., and Smith, W.H.F., Chapter 11 - Bathymetric Estimation, To appear in Satellite Altimetry and Earth Sciences, Academic Press, 1999.

[2] Andersen, O.B. [2005], Satellite Altimetry, Octas Lecture, Danish National Space Center.

[3] Smith, W.H.F. [2003], Satellite Altimetry: an aid to Global Bathymetric Charting, NOAA Lab for Satellite Altimetry Silver Spring, Maryland.

[4] Smith et al. [2012], Twenty years of marine gravity mapping from altimetry and its impact on improvements in altimeter range precision, international symposium Venice, Italy.

[5] Sandwell, D.T., Gille, S.T., and Smith, W.H.F., Bathymetry from Space: Oceanography, Geophysics, and Climate, Geoscience Professional Services, Bethesda, Maryland, June 2002, 24 pp,.

[6] www.igpp.ucsd.edu/bathymetry_workshop.

[7] Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., Gille, S., Kappel, E., Jayne, S., Soofi, K., Coakley, B and Geli, L. [2006], Bathymetry from space: Rationale and requirements for a new, highresolution altimetric mission, Comptes Rendus Geosciences, Vol.338, Issues 14-15.

[۸] کبیرزاده، ح.، "تخمین توپوگرافی کف خلیج فارس با استفاده از داده های ارتفاع سنجی ماهواره ای و پروفیل های عمق سنجی"، پایان نامه کارشناسی ارشد « ژئوفیزیک » ، دانشگاه تهران، ۱۳۹۰.

[9] Vergos, G.S and Sideris, M.G., On Improving the Determination of the Gravity Field by Estimating the Bottom Ocean Topography with Satellite Altimetry and Shipborne Gravity Data, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, 2500 University Drive N.W., Calgary AB, T2N 1N4, Canada.

[10] Arabelos, D and Tscherning. [1998], Gravity field mapping from satellite altimetry, sea – gravimetry and bathymetry in the Eastern Mediterranean, J . geophys. Res., 92, 195 – 206 .

[11] Kostianoy, A.G., Lebedev, S.A., Satellite Altimetry of the Caspian Sea, Geophysical Center, Russian Academy of Sciences and State Oceanographic Institute.

[12] Martin H. Trauth. [2005], MATLAB Recipes for Earth Sciences, ISBN - 13, Springer Berlin Heidelberg New York.