دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی

سال سیزدهم، شماره‌ی ۴۱
بهار ۱۳۹۲، صفحات ۳۶-۲۱

دکتر رامین کیامهر[۱]
مجید ابره‌دری[۲]

عمق یابی با استفاده از داده‌های ماهواره ارتفاع سنجی توپکس–پوزایدون، مطالعه موردی دریای عمان

تاریخ دریافت مقاله: ۸۹/۱۱/۰٤ تاریخ پذیرش مقاله: ۹۰/۰۵/۲۲

چکیده

استفاده از روش عمق یابی صوتی با کشتی با وجود حصول به دقت بالا، بسیار زمان‌بر، پرهزینه و در عمق-های زیاد حتی غیرعملی می‌باشد. 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 نقشه‌های عمق‌یابی در علوم ژئوفیزیک، اقیانوس‌شناسی، ژئودزی و هیدروگرافی نیاز به تهیه نقشه‌های عمق‌یابی برای محدوده آب‌های ایران در شمال و جنوب بیش از پیش احساس می‌گردد. در این تحقیق ضمن مرور اجمالی بر مبانی نظری ارتفاع سنجی ماهواره‌ای، مقادیر آنامولی ثقل و پارامتر عمق با استفاده از مشاهدات ماهواره توپکس- پوزایدون در طی سال‌های ۲۰۰۳-۱۹۹۲ از روش ارتفاع سنجی ماهواره‌ای برای عمق یابی در محدوده دریای عمان استفاده گردید. روش بکار رفته در این تحقیق استفاده از تلفیق مقادیر ارتفاع ژئوئید حاصل از داده های ارتفاع سنجی ماهواره ای و مدل جهانی ژئوئید EGM2008 در مناطق ساحلی و تبدیل آن به داده های آنامولی جاذبه از طریق فرمول معکوس وینینگ- مینز می‌باشد. داده های ثقلی سپس از طریق روش کولوکیشن تبدیل به داده های عمق می‌گردند. مقایسه نتایج حاصل از روش ارتفاع سنجی ماهواره‌ای با نقشه هیدروگرافی حاصل از روش صوتی با کشتی انطباق خوب این دو مدل در اکثر مناطق

۱- دپارتمان کارتوگرافی، دانشگاه زنجان Email: kiamehr@kth.se
۲- دانشجوی دکتری ژئودزی، بخش ژئودزی، کالج سلطنتی تکنولوژی سوئد Email: (KTH) majid_abrehdary@yahoo.com

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

را نشان می‌دهد. انحراف معیار انطباق دو مدل در منطقه در حد ٤٠/٨ متر ارزیابی گردید که با توجه به محدوده تغییرات عمق منطقه تا ۱۲۰۰ متر مناسب ارزیابی می‌شود.

کلید واژه ها: ارتفاع سنجی ماهواره‌ای، فرمول معکوس وینینگ-مینز، روش کولوکیشن، آنامولی ثقل، عمق یابی، توپکس-پوزایدون، ژئوئید، EGM2008.

مقدمه

از آنجا که زمین همواره تحت تأثیر فعالیت‌های تکتونیک صفحه‌ای، فرسایش و رسوب می‌باشد، بنابراین وجود نقشه توپوگرافی دقیق یکی از مؤلفه‌های مهم و ضروری تحقیقات زمین‌شناسی می‌باشد. برنامه‌ریزی مأموریت شاتل برای نقشه‌برداری و نقشه توپوگرافی زمین با قدرت تفکیک افقی ۳۰ متر بسیاری از اطلاعات دقیق برای مطالعات مربوط به زمین را فراهم نمود (منبع SRTM) مأموریت شاتل توانست نقشه توپوگرافی سطح زمین را در طی ۱۰ روز جمع آوری کند در حالی که تهیه نقشه توپوگرافی برای عمق یابی اقیانوس‌ها و دریاها از روش‌های ماهواره‌ای به صورت مستقیم جز در آب‌های کم عمق غیر ممکن بوده و با استفاده از کشتی نیز بسیار زمان بر، غیر اقتصادی و حتی غیر عملی می‌باشد.

در این میان وجود نقشه‌های عمق یابی دقیق برای درک مفاهیم ژئوفیزیک دریایی و اقیانوس‌شناسی فیزیکی از اهمیت ویژه ای برخوردار می‌باشند. جریان‌ها و جزر و مدها توسط شکل‌ها و وضعیت حوضه-های اقیانوسی مانند برآمدگی‌های تند اقیانوسی و کوه‌های دریایی مهار می‌شوند بنابراین آگاهی از توپوگرافی به طور دقیق بسیار اهمیت دارد و همین طور از آنجا که نرخ فرسایش در اقیانوس‌های عمیق کند می‌باشد، عمق یابی الگوی جابجایی منتل، مرزهای صفحات، فرونشست لیتوسفر اقیانوس و فلات‌های اقیانوسی را نشان می‌دهد.فرایندهای بیولوژیکی نیز تا حد زیادی توسط عمق اقیانوس و زمین کنترل می-شوند. در واقع بستر دریا سطح زیرین لایه‌های آب می‌باشد و مدل‌سازی صحیح آن می‌تواند اطلاعات با ارزشی را برای طیف وسیعی از علوم از جمله ژئودزی، هیدروگرافی، اقیانوس‌شناسی فیزیکی، بیولوژی دریا و ژئوفیزیک فراهم کند. با توجه به اینکه عمق دریاها بر کمیت‌های مختلف در ارتباط با میدان ثقل زمین مانند آنامولی ثقل، ارتفاع ژئوئید و انحراف قائم تأثیرگذار می‌باشد، بنابراین برای اقیانوس‌شناسی و کاربردهای ژئودتیکی می‌تواند از اهمیت ویژه‌ای برخوردار باشد.

استفاده از تکنولوژی‌های نوین عمق‌یابی ماهواره‌ای با استفاده از داده‌های ارتفاع سنج‌های ماهواره‌های (ERS-1/2، Geosat و Topex/Poseidon McMillan et al., 2011) توانست امکان تعیین میدان ثقل را تقریباً در تمام اقیانوس‌های جهان با دقت و قدرت تفکیک بالا فراهم نماید. در ۲۸ جولای سال ۱۹۹۵ ماهواره Geosat تمامی اطلاعات خود را در اختیار کاربران قرار داد و همین‌طور ماهواره Topex/Poseidon داده‌های با کیفیت بالایی را در سال‌های متمادی جمع آوری نمود.

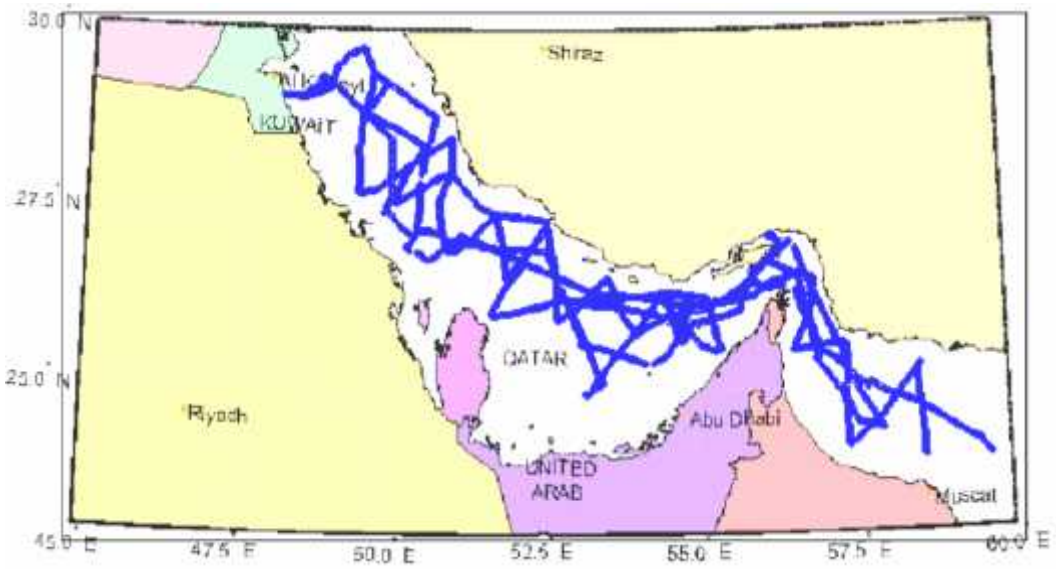
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

از آنجا که بسیاری از مناطق جنوبی و برخی مناطق شمالی اقیانوس‌ها به صورت پراکنده و کم تراکم نقشه-برداری شده‌اند بنابراین استفاده از روش‌های جدید ارتفاع سنجی ماهواره‌ای امکان آشکارسازی بسیاری از عوارضی که توسط روش‌های قدیمی نقشه‌برداری نشده‌اند را فراهم نمود.

بیان مسأله

مدلسازی میدان ثقل زمین نیازمند مشاهدات ثقلی زمینی، دریایی، هوایی و فضایی است. مشاهدات ثقلی دریایی همواره از عدم دقت و نویز بالا رنج برده‌اند. در این میان مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای امکان اندازه‌گیری تغییرات سطح آب دریا را با دقت بالایی پدید می‌آورند.

مطالعه میدان ثقل زمین و کمیت های مرتبط با آن مورد علاقه ژئودزین ها بوده و دانشمندان بسیاری در حال حاضر عهده‌دار تحقیقات مرتبط با میدان ثقل می‌باشند. مأموریتهای اخیر ماهواره‌هایی نظیر GOCE، CHAMP، GRACE بیانگر این مطلب است. اینگونه مأموریتهای ماهواره‌ای جهت آشکارسازی فرکانسهای با طول موج بلند تا متوسط میدان ثقل زمین مؤثر بوده اما همچنان تکمیل فرکانسهای با طول موج متوسط نیازمند ثقل‌سنجی هوایی و دستیابی به فرکانسهای با طول موج کوتاه تنها از طریق مشاهدات زمینی امکان پذیر می‌باشد به همین جهت لازم است مشاهدات ثقلی زمینی در کل سطح زمین بر روی خشکی ها و دریاها در تراکم متناسب با طول موجهای کوتاه مورد نظر صورت گیرند. اندازه‌گیری شتاب ثقل در دریاها به خاطر شتاب های ناشی از حرکت کشتی و تلاطم دریا و عدم توانایی ثقل‌سنجها، بر اساس «اصل هم ارزی انشتین»، در تفکیک اینگونه شتابها از شتاب ثقل زمین همواره از کمبود دقت رنج برده اند بعلاوه به خاطر وسعت بسیار دریاها و سرعت کم کشتی ها پوشش کافی از مشاهدات ثقلی در سطح دریاها تاکنون بوجود نیامده است به عنوان مثال شکل ۱ پراکندگی مشاهدات ثقلی موجود در بانک اطلاعات ثقلی BGI را در خلیج فارس و دریای عمان نشان می‌دهد.



شکل شماره ۱: داده‌های ثقلی موجوددرخلیج فارس ودریای عمان

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

آناملی ثقل در دریا دارای کاربردهای متعددی است که از آن جمله می‌توان به موارد کاربرد آن در سیستم های ناوبری اینرشیال در زیردریایی‌های اتمی و یا هواپیماها و همچنین اکتشافات معدنی در بستر اقیانوس‌های بزرگ مانند اقیانوس کبیر اشاره نمود. عمده کاربردهای آناملی ثقل در دریا کاربردهای ژئوفیزیکی است که از آن جمله می‌توان به کاربرد در اکتشافات مربوط به نفت و یا سایر منابع طبیعی در زیر آب اشاره کرد. برای مثال بیشترین مشتریان اطلاعات ثقل در دریا شرکت های بزرگ نفتی هستند زیرا که پیش از شرکت در مناقصه‌های اکتشافات دقیق لرزه نگاری، برای مطالعات مقدماتی استفاده از نقشه‌های ثقل‌سنجی مناسب‌ترین راه می‌باشد. از دیگر کاربردهای ژئوفیزیکی می‌توان به پیش‌بینی بستر دریا، کاربرد در مطالعات مربوط به تکتونیک صفحه‌ای در بستر اقیانوس و همچنین مطالعات مربوط به ساختار لیتوسفریک اشاره کرد (Sandwell and Smith., 1997:1957-1962).

مواد و روش ها

ارتفاع لحظه‌ای سطح آب در نقطه مشاهداتی نسبت به بیضوی مرجع از تفاضل دو مشاهده مستقل از رابطه زیر به دست می‌آید:

(۱)

$$SSH(\varphi,\lambda,t)=H_{sat}(\varphi,\lambda,t)-Range(\varphi,\lambda,t)$$

در رابطه فوق $SSH(\varphi,\lambda,t)$ ارتفاع سطح آب دریا در نقطه‌ای به مختصات (φ,λ) در لحظه t، $H_{sat}(\varphi,\lambda,t)$ ارتفاع ماهواره نسبت به بیضوی مرجع در لحظه t و $Range(\varphi,\lambda,t)$ فاصله ماهواره تا سطح آب در نقطه مشاهداتی در همان لحظه t است.

به منظور تعیین ارتفاع سطح آب دریا درنقطه مشاهداتی نسبت به بیضوی مرجع ابتدا باید خطاهای سیستماتیک فاصله ماهواره از سطح دریا که توسط ارتفاع سنج اندازه‌گیری شده است را تصحیح نمود. کلیه این تصحیح‌ها در فایل‌های اطلاعاتی ماهواره وجود دارند. این تصحیح‌ها برای هر نقطه به صورت مجزا ارائه شده است. با داشتن این تصحیح‌ها می‌توان مقدار فاصله تصحیح شده را به دست آورد.

حال با فرض اینکه سری زمانی $h\{(t_i)\}\, i=1,2,\ldots,n$ مشاهدات ارتفاع سطح لحظه‌ای سطح آب در نقطه معینی باشد مدل مناسب برای مدل سازی جزر و مد به صورت زیر است:

(۲)

$$h(\lambda,\varphi,t)=a_0(\lambda,\varphi)+b_0(\lambda,\varphi)t+\sum_{i=1}^{k}a_i(\lambda,\varphi)\cos(\mu_i t)+b_i(\lambda,\varphi)\sin(\mu_i t)$$

در رابطه فوق a_0 بیانگر سطح متوسط دریا، kحداکثر درجه بسط به سری فوریه، a_i, b_i دامنه امواج جزر و مدی هستند که می‌بایست به عنوان ضرایب فوریه تعیین شوند و b_0 نرخ افزایش دائمی سطح آب دریاهاست که به لحاظ ذوب یخ‌های قطبی فرض می‌شود در تمامی سطح دریا ثابت است.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

در گام بعدی به منظور تأمین اطلاعات حاشیه‌ای مورد نظر (ژئوئید) در مناطق خشکی (نزدیک ساحل) که اطلاعات ارتفاع سنجی ماهواره‌ای برای آن نامناسب یا وجود نداشت، از مدل ژئوپتانسیل EGM2008 استفاده می‌گردد.

مدل ژئوپتانسیل جهانی موسوم به EGM با درجه و مرتبه ۲۱۶۰ در سال ۲۰۰۸ میلادی در اختیار کاربران قرارگرفته است. این مدل بر مبنای استفاده از داده‌های اصلاح شده اطلاعات ثقلی ۵ دقیقه در ۵ دقیقه در سراسر جهان و مدل‌های ژئوپتانسیل بر اساس اطلاعات ماهواره GRACE (http://www.csr.utexas.edu/grace) شکل گرفته است. مهم‌ترین بخش، ترکیب اطلاعات کامل و دقیق از پایگاه داده‌های آنامولی ثقلی جهان (۵ دقیقه در ۵ دقیقه که از تمامی آخرین داده‌های مورد نیاز برای نواحی خشکی و دریایی بوده است) می‌باشد.

با استفاده از اطلاعات به دست آمده توسط ماهواره‌های ارتفاع سنجی امکان تعیین مؤلفه‌های انحراف قائم وجود دارد.این کار را می‌توان با مشتق‌گیری از ژئوئید در راستاهای شرقی- غربی و همچنین شمالی- جنوبی انجام داد و البته تکنیک‌های مختلفی برای انجام آن وجود دارد که از آن جمله می‌توان به مقاله‌های (Olgiati et al,1995:.252-260) و همچنین (Sandwell and Smith.,1997,2001,p.1957-1962,p.441-457) اشاره نمود. برای محاسبه مؤلفه‌های انحراف قائم لازم است تا از ژئوئید در راستاهای شمالی- جنوبی و شرقی- غربی مشتق بگیریم. ابتدا ژئوئید را بلوک‌بندی می‌کنیم سپس سطوح تحلیلی به این بلوک‌ها برازش می‌دهیم که در این پروژه از سطوح تحلیلی درجه ۲ به فرمول زیر استفاده گردید:

(۳)

$$N(x,y) = a_1x^2y^2 + a_2xy^2 + a_3x^2y + a_4y^2 + a_5y^2 + a_6xy + a_7x + a_8y + a_9$$

برای محاسبه x و y از سیستم مختصات محلی زیر استفاده می‌کنیم:

(٤)

$$x = R(\varphi - \varphi_0), y = R\cos(\varphi)(\lambda - \lambda_0)$$

که در این فرمول φ_0, λ_0 مختصات مبدأ می‌باشند. با مشتق گرفتن از فرمول ۱۱ در راستاهای x,y مؤلفه‌های انحراف قائم به دست می‌آید:

(۵)

$$\xi = -\frac{\partial N}{\partial x} = -\frac{1}{R}\frac{\partial N}{\partial \varphi}$$
$$\eta = -\frac{\partial N}{\partial y} = -\frac{1}{R\cos(\varphi)}\frac{\partial N}{\partial \lambda}$$

فرمول تحلیلی تبدیل معکوس ونینگ- مینز به صورت زیر توسط هوانگ (Hwang, 1998,: 37-51) ارائه شده است:

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

(٦)

$$\Delta g(\alpha_p, \beta_p) = \frac{\gamma_0}{4\pi} \iint_{E} [\Delta T(\alpha, \beta) \cos\alpha' + \Delta\xi(\alpha, \beta) \sin\alpha'] \frac{dH(\psi)}{d\psi} d\sigma$$

در این فرمول Δg آنامولی ثقل، γ شتاب ثقل نرمال و ψ عبارتست از فاصله کروی بین نقطه محاسبه و نقطه متغیر و همچنین E بیانگر بیضوی مقایسه می‌باشد. در این فرمول α' آزیموت نقطه متغیر نسبت به نقطه محاسبه است و $H(\psi)$ تابعی است (Kernel Function) که به صورت زیر تعریف می‌گردد:

(۷)

$$H(\psi) = \frac{1}{\sin(\psi/2)} + \ln\left[\frac{\sin^3(\psi/2)}{1+\sin(\psi/2)}\right] = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(2n+1)(n-1)}{n(n+1)} P_n(\cos\psi)$$

پس از محاسبه مؤلفه‌های انحراف قائم نوبت به محاسبه آنامولی ثقل با استفاده از فرمول معکوس ونینگ- مینز می‌رسد. این فرمول را بر حسب مختصات ژئودتیکی به صورت زیر هم می‌توان نوشت:

(۸)

$$\Delta g(\varphi_p, \lambda_p) = \frac{\gamma_o}{4\pi} \int_{\varphi=-\pi/2}^{\varphi=\pi/2} \int_{\lambda=0}^{2\pi} [\Delta T(\varphi, \lambda) \cos(\alpha') + \Delta\xi(\varphi, \lambda) \sin(\alpha')] \frac{dH(\psi)}{d\psi} \cos(\varphi) d\lambda d\varphi$$

مشکل اصلی اینجاست که ما به تمام اطلاعات روی کره زمین برای محاسبه انتگرال دسترسی نداریم و از طرفی هم با مشاهده رفتار کرنل بکار رفته در این فرمول ملاحظه می‌شود که خوشبختانه نقاط دور دست نمی‌توانند اثر چندانی روی محاسبات بگذارند. به هر حال برای در نظر گرفتن اثر نقاط خارج از محدوده اطلاعاتی از روش حذف و جبران (Forsberg and Tescherning, 1981:7843-7854) استفاده شده است. در این روش برای در نظر گرفتن اثر نقاط دور از اطلاعات موجود در مدل ماهواره‌ای به صورت زیر استفاده می‌کنیم:

(۹)

$$\Delta g^L(\varphi_p, \lambda_p) = \frac{\gamma_o}{4\pi} \int_{\varphi=\varphi_{min}}^{\varphi=\varphi_{max}} \int_{\lambda=\lambda_{min}}^{\lambda=\lambda_{max}} [\Delta T^L(\varphi, \lambda) \cos(\alpha') + \Delta\xi^L(\varphi, \lambda) \sin(\alpha')] \frac{dH(\psi)}{d\psi} \cos(\varphi) d\lambda d\varphi$$

که در فرمول فوق:

(۱۰)

$$\Delta g^L = \Delta g - \Delta g_L \quad ,\Delta T^L = T - T_L \quad ,\Delta\xi^L = \xi - \xi_L$$

بعلاوه اینکه:

(۱۱)

$$\Delta g_L(\varphi, \lambda) = \gamma \sum_{n=2}^{L} (n-1) \sum_{m=0}^{n} [\Delta\bar{J}_{nm} \cos m\lambda + \Delta\bar{K}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\sin\varphi)$$

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

(۱۲)

$$\P_L(\¨,\ª)=¥\sum_{n=2}^{L}\sum_{m=0}^{n}\left[¢\bar{J}_{nm}\cos m\ª+¢\bar{K}_{nm}\sin m\ª\right]\frac{\partial\bar{P}_{nm}(\sin\¨)}{\partial\¨}$$

(۱۳)

$$¦_L(\¨,\ª)=¥\sum_{n=2}^{L}\sum_{m=0}^{n}\left[-¢\bar{J}_{nm}\sin m\ª+¢\bar{K}_{nm}\cos m\ª\right]\frac{m\bar{P}_{nm}(\sin\¨)}{\cos\¨}$$

در فرمول ۱۰ $\P,¦$ مقادیر به دست آمده از ارتفاع سنجی ماهواره‌ای هستند و برای محاسبه Δg باید که مقدار به دست آمده از فرمول ۱۶ را با Δg_L جمع کرد. مقدار بسط L بستگی به وسعت منطقه اندازه‌گیری دارد و اگر ابعاد این منطقه به فرض $E^\circ\times E^\circ$ باشد، آنگاه مقدار L از فرمول تجربی زیر محاسبه می‌شود:

(۱۴)

$$L=\frac{180^\circ}{E^\circ}$$

عموماً در مقاله‌هایی که برای محاسبه آنامولی ثقل از فرمول معکوس ونینگ- مینز استفاده می‌کنند، ضمن استفاده از روش حذف و جبران معمولاً از تکنیک تبدیل سریع فوریه بر روی فرمول ۱۰ استفاده شده است (Hwang, 1998) ولی برای انجام این تحقیق بر اساس تبدیل انتگرال به جمع محاسبات انجام شده است:

(۱۵)

$$¢\Delta g^L(\¨_p,\ª_p)=\frac{¥_0}{4®}\sum_{\¨=\¨_{\min}}^{\¨_{\max}}\sum_{\ª=\ª_{\min}}^{\ª_{\max}}\left[¢\P^L(\¨,\ª)\cos(a')+¢¦^L\sin(a')\right]\frac{dH(\cdot)}{d\cdot}\cos(\¨)\Delta\ª\Delta\¨$$

توپوگرافی به دست آمده ازفرایندهای تکتونیکی در میانه برآمدگی‌های اقیانوسی به تدریج در زیر رسوبات مدفون می‌شوند که در این صورت اگر پوشش رسوبی به اندازه کافی ضخیم باشد، کف دریا نیز ممکن است صاف وهموار شود. اگر آنامولی‌های ثقل با دامنه تقلیل یافته هنوز هم دیده شوند، ناشی از ساختار بستر کف دریا به ویژه توپوگرافی می‌باشد. تباین چگالی صخره‌ها و رسوبات بسیار کمتر از تباین چگالی بین مواد کف دریا و آب دریا می باشد، هر کجا که کف دریا رسوب نازکی دارد g نیز معمولاً در ارتباط با توپوگرافی کف دریا می باشد. وقتی که توپوگرافی تا حدی زیر رسوبات مدفون می‌شود یک ارتباط پیچیده و غیر خطی انتظار می‌رود. به عنوان مثال (Smith and Sandwell 1994 , 1997,p.21824 and p.1957-1962) نوعی ارتباط بین عمق‌های فیلتر شده بالاگذر به دست آمده از کشتی و ثقل فیلتر شده بالاگذر و انتقال به پایین (Downward Continuation) را به منظور محاسبه ارتباط و نسبت بین این دو مقدار، به منظور برآورد دقیق عمق دریا از ثقل به دست آمده از ارتفاع سنجی ماهواره‌ای را بیان می کنند این ارتباط در بسیاری از مناطق به ویژه کف دریا که نسبتاً صاف است رخ می‌دهد.

ارتباط بین عمق کف دریا و ثقل سطح دریا پس از فیلتر کردن فرکانسهای معلوم و انتقال به سمت پایین بیان می‌شود. این همبستگی در نقاطی که کف اقیانوس به آرامی دستخوش رسوب گذاری شده است بالا بوده و توپوگرافی کف دریا با دامنه‌ای وسیع در میانه برآمدگی اقیانوسی ایجاد میشود و همچنین همبستگی

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

در نقاطی که در آن دامنه‌ها کم و بیش از حوضه رسوبی می‌باشند پایین بوده و در آنجا آناملی‌های ثقل دستخوش ساختارهای زیرین کف دریا و نه توپوگرافی کف دریا می‌باشند و همچنین می‌توان بیان کرد که در باند طول موج ۱۰ الی ۱۶۰ کیلومتری تغییرات آناملی ثقل بسیار وابسته به توپوگرافی بستر دریا می‌باشد.

اندازه‌گیری عمق اقیانوس‌ها به سه صورت انجام می‌گیرد:

۱- استفاده از ژرفا سنج‌های صوتی اکوستیکی

۲- استفاده از داده‌های به دست آمده از ارتفاع‌سنج های ماهواره‌ای

۳-استفاده از داده‌های به دست آمده از لیدار (Lidar)

بسیاری از نقشه‌های اقیانوسی بر اساس اندازه‌گیری‌های به دست آمده از ژرفاسنج‌های صوتی طراحی شده‌اند. این دستگاه امواج صوتی متوالی با فرکانس ۱۰ تا ۳۰ کیلو هرتز می‌فرستد و انعکاس این امواج را از بستر اقیانوس دریافت می‌کند. زمانی که وقفه‌های زمانی بین انتقال پالس و دریافت انعکاس در سرعت صدا ضرب می‌شود عمق اقیانوس را دو برابر نشان می‌دهد. نخستین ژرفاسنج اقیانوسی در سال ۱۹۲۲ ودر آن سوی اقیانوس اطلس توسط ناوگان Destroyer Steward ساخته شد. دقیق‌ترین ابزاردر اندازه‌گیری عمق اقیانوس‌ها، ژرفاسنج‌های صوتی هستند زیرا اختلاف سرعت صوت درمناطق مختلف اقیانوسی ٤± درصد است که برای اصلاح اندازه‌گیری عمق از جداول سرعت متوسط با دقت ۱± درصد استفاده می‌شود. نقشه مربوط به برخی نقاط اقیانوسی به پهنای۵۰۰کیلومتر هرگز به وسیله ژرفاسنج‌های صوتی طراحی نشده است که این مسأله بزرگ‌ترین عامل ایجاد خطا در نقشه‌هایی است که به وسیله داده‌های به دست آمده از ژرفاسنج‌های صوتی کشیده شده‌اند.

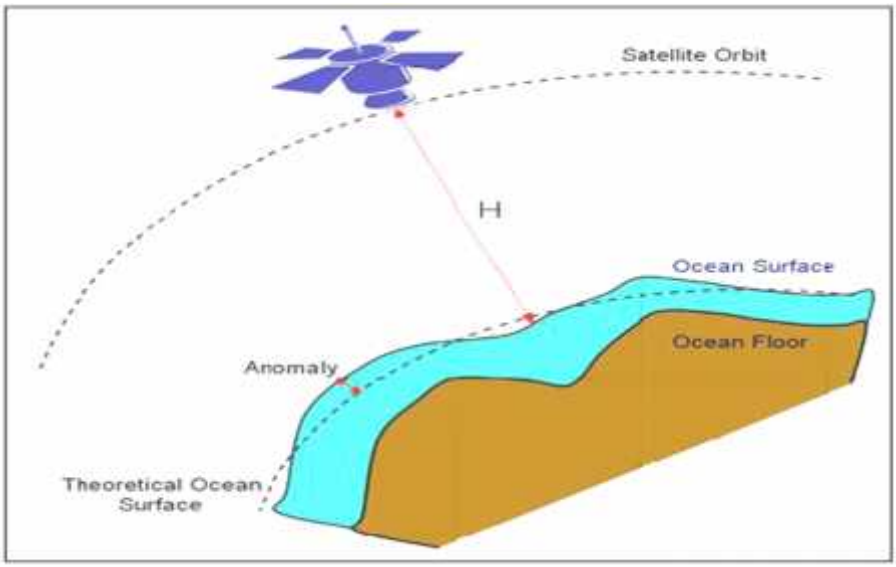
پیش از ابداع فن آوری های دریایی ماهواره‌ای در دهه ۱۹۶۰ تعیین موقعیت دقیق کشتی‌ها ممکن نبود و خصوصاً در مناطق ابری هزاران کیلومتر خطا داشت. ارتفاع‌سنج‌ها شکل سطح دریا را ترسیم می‌کنند که بسیار شبیه به ظاهر بستر اقیانوس‌هاست (Smith and Sand Well, 2001:441-457) برای این منظور ابتدا لازم است تأثیر گرانش بر سطح دریا را مورد بررسی قرار دهیم.

حال می‌پردازیم به اینکه چگونه سیستم‌های ارتفاع‌سنج ماهواره‌ای شکل سطح زمین را مشخص می‌کنند. این سیستم‌ها از یک رادار تشکیل شده‌اند که ارتفاع ماهواره از سطح آب دریا را اندازه‌گیری می‌کنند ونیز یک سیستم پیگرد که همین ارتفاع را در مختصات زمینی می‌سنجد. این سیستم ارتفاع سطح آب دریا را با توجه به مرکز زمین می‌سنجد.

در حقیقت عمق، تعیین موقعیت ارتفاعی بستر دریا نسبت به سطح مبنا می‌باشد. همان طور که تعیین ارتفاع در نقشه‌برداری زمینی نسبت به یک سطح مبنا (مانند ژئوئید یا بیضوی) صورت می‌گیرد، سطح مبنای مورد استفاده در هیدروگرافی را چارت دیتوم یا سطح مبنای عمق‌یابی[3] می‌نامند. یک عمق اندازه گیری شده با این روش را یک ساندینگ[4] می‌گویند.

3- Chart Datum
4- Sounding

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل شماره ۲: اصول ارتفاع سنجی ماهواره‌ای

شناخت دقیق توپوگرافی زمین بر پایه درک عمیقی از فرآیندهای زمین می‌باشد. از زمانی که زمین بر اثر تکتونیک، فرسایش و رسوب گذاری شکل گرفته است، توپوگرافی برای تحقیقات زمین شناسی بسیار ضروری می‌باشد. در اقیانوس‌ها عمق‌یابی برای درک عمیقی از اقیانوس شناسی فیزیکی، زیست شناسی و زمین شناسی دریا و هیدروگرافی لازم می‌باشد.

به دلیل اینکه نمی‌توان مستقیماً از فضا، توپوگرافی اقیانوس‌ها را نقشه‌برداری کرد، بیشتر نقشه‌برداری‌های توپوگرافی بستر دریاها کاری خسته کننده و وقت گیر می‌باشد که این کار با یک پریود ٤٠ ساله از طریق کشتی‌های تحقیقاتی مجهز به اکوساندرهای مولتی‌بیم یا تک‌بیم انجام شده است.

نقشه‌های توپوگرافی تهیه شده از طریق روش‌های سوار بر کشتی دارای مشکلات بسیار زیادی است که در اینجا به چند مورد آن می‌پردازیم:

توزیع نامنظم داده‌ها و کیفیت نامناسب در مناطق دوردست، توزیع جهانی داده‌های قابل دسترس بسیار نامنظم می‌باشد با گپ‌های زیاد بین نقشه‌برداری‌ها که اغلب آن‌ها در حدود $10^5\ km^2$ می‌باشد و بعلاوه قدرت تفکیک و صحت داده‌ها بسیار مختلف می‌باشد، کشتی‌ها مناطق محدودی را شناسایی می‌کنند بنابراین اکثر داده‌ها در اقیانوس‌ها قدیمی و بی کیفیت می‌باشند، بعلاوه توزیع نامنظم و کیفیت ساندینگهای موجود و روش‌های گردآوری داده‌ها ناهمگن می‌باشند و به طور کلی اعماق اندازه‌گیری به وسیله ژرفاسنج‌های صوتی برای تعیین روابط منطقه‌ای به کار می‌رود و از ارتفاع‌سنج‌ها در بین اندازه‌گیری‌های ژرفاسنج صوتی اکوستیکی استفاده می‌شود که قدرت تفکیک آن‌ها بین ۹-٦ کیلومتر می‌باشد (Smith and Sandwell, 1994:21803-21824) نقشه‌های عمق‌یابی به دست آمده از طریق ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای تمام جهان را پوشش می‌دهند و همچنین آن‌ها برای نمایش نیم‌رخ‌های منطقه‌ای و آنالیز عمومی بسیار مفید می‌باشند. روش‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای اگرچه نمی‌توانند مستقیماً بستر دریا را نشان دهند اما آن‌ها می‌توانند ارتفاع سطح آب را در نقاط مختلف اندازه‌گیری کرده و سپس از این ارتفاعات عمق به دست آید. با اینکه قدرت تفکیک نهایی روش‌های آکوستیکی نسبت به ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای بالا می‌باشد اما نقشه-

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

برداری و پوشش کامل اقیانوس‌های دقیق با استفاده از این روش‌ها بسیار پرهزینه است. روش‌های آکوستیکی از طول موج‌های بلند (بیشتر از ۱۶۰ کیلومتر) و روش‌های ماهواره‌ای از باند طول موج‌های ۱۶ تا ۱۶۰ کیلومتر استفاده می‌کنند. با به‌کارگیری تکنیک ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای عمق اقیانوس‌ها با دقت ±۱۰۰ متر اندازه گیری می‌شود در حقیقت روش‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و اکوستیکی مکمل هم هستند. اطلاعات به دست آمده از طریق روش‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای دارای دقت کافی می‌باشند و همین طور به صورت رایگان در اختیار عموم قرار می‌گیرند.

در بخش‌های آتی اقدام به محاسبه مدل عمق‌یابی پیش‌بینی شده از آنامولی ثقل حاصل از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای می‌نماییم. این امر با استفاده از رابطه خطی زیر انجام شده است:

(۱۶)

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

در رابطه بالا B تبدیل فوریه عمق، ΔG آنامولی ثقل، K تابع تبدیل و (u,v)فرکانس‌های فضایی می‌باشند. در اصل رابطه بین عمق و آنامولی ثقل غیرخطی است و رابطه خطی معادله بالا معتبر نمی‌باشد.

(۱۷)

$$K(u,v) = \frac{1}{2\pi\Delta pG} e^{2\pi d\sqrt{u^2+v^2}}$$

Δp اختلاف بین چگالی جنس بستر دریا از سطح آب می‌باشد، G ثابت گرانش (جاذبه) و d متوسط عمق می‌باشد. به علت وجود ترم $e^{2\pi d\sqrt{u^2+v^2}}$ پیش‌بینی عمق معمولاً با مسأله انتقال به سمت پایین (downward continuation) روبرو می‌شود و مؤلفه‌های فرکانس بالای عمق‌یابی بسیار نوسانی می‌باشند مگراینکه از فیلتر پایین گذر استفاده شود (Mesko, 1984) به بیان ریاضی DWC به عنوان یک مسأله مریض از نظر محاسباتی (ill-posed problem) در نظر گرفته شده است که راه حل آن منحصر به فرد و پایدار نخواهد بود. به دلیل این دو مسأله (Smith and Sandwell 1994:.21803-21824) به سادگی مؤلفه‌های با طول موج‌های کوتاه‌تر از ۱۵ کیلومتر را در مدل نهایی خود حذف می‌کنند. رابطه خطی بین عمق متوسط و آنامولی ثقل از رابطه زیر تعیین می‌شود:

(۱۸)

$$\bar{b} = C_{bg}C_{gg}^{-1}\overline{\Delta g}$$

به روشنی می‌توان دید که رابطه بالا هم ارز فرمول Least Squares Collocation می‌باشد Hofmann and Moritz, 2006:369-379)) در رابطه بالا ماتریس‌های کوریانس C_{bg} و C_{gg} می‌توانند از توابع کوریانس به دست آیند. توابع کوریانس مورد نیاز نیز می‌توانند از مدل‌های تحلیلی موجود به دست بیایند. به عنوان مثال، (Tscherning and Rapp 1974) و (Tscherningand Forsberg 1978) توابع کوریانس را از آنامولی

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

ثقل به دست آوردند. در رابطه ۱۷ به ترتیب b عمق و ΔG آنامولی ثقل می‌باشد. مدل تصحیح شده نیاز به روز شدن (Updating) با استفاده از داده‌های بیشتری دارد. در ابتدا تنها عمق‌های به دست آمده از روش‌های سوار بر کشتی برای به روز کردن استفاده می‌شدند. فرایند به روز کردن به بهترین نحو توسط کالمن فیلترینگ (Kalman filtering) توضیح داده می‌شود.

(۱۹)

$$\begin{aligned}\bar{x}^c &= \bar{x}^p + R(\bar{l} - A\bar{x}^p) \\ &= (I - RA)\bar{x}^p + R\bar{l}\end{aligned}$$

$\bar{x}^p$ و $\bar{x}^c$ بردارهایی شامل پارامترهای به روز شده و پیش‌بینی شده می‌باشند (عمق‌های جدید) و $\bar{l}$ بردار مشاهدات، A ماتریس طرح و R ماتریس افزوده (بهینه) کالمن می‌باشند.

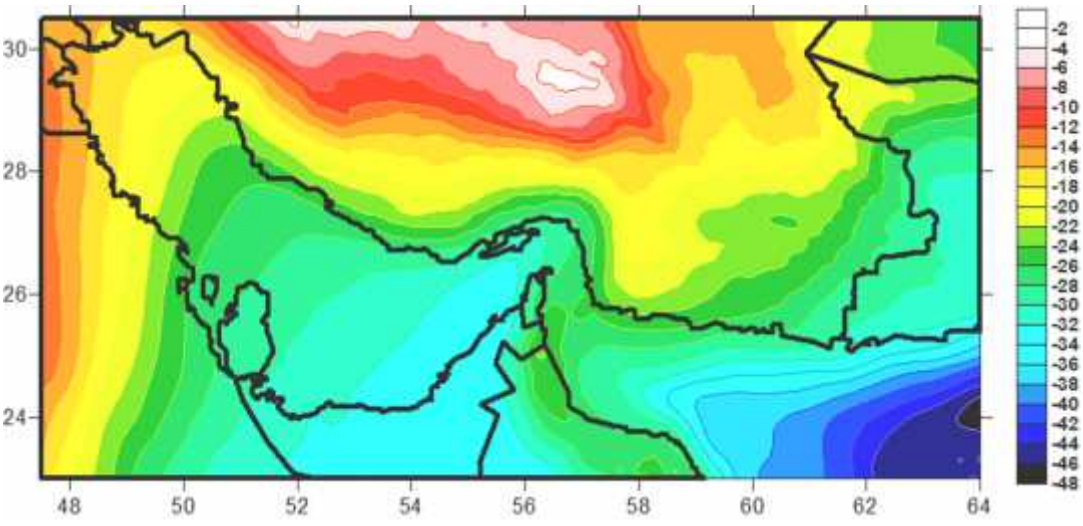
یافته ها و نتایج

منطقه مورد مطالعه در این تحقیق دریای عمان می‌باشد. علت انتخاب این منطقه تغییرات عمق منطقه از عمق بسیار کم تا ٤٥٠٠ متر می‌باشد که امکان مقایسه نقشه عمق‌یابی ماهواره‌ای و کشتی را برای عمق‌های مختلف فراهم می‌نماید.

داده‌های ماهواره توپکس-پوزایدون که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است شامل داده‌های خام ۱۱ سال (۲۰۰۳-۱۹۹۲) از مشاهدات ماهواره‌ای واقع در سیکل‌های ۰۱۱ تا ۳۷۰ می‌باشد که به فرمت باینری MGDR-B در سایت سازمان فضایی آمریکا (NASA) قابل دسترسی می‌باشد. برای آماده سازی مشاهدات جهت مدل‌سازی، در این مقاله ابتدا ۲۰ داده اصلی: شماره روز، زمان با دقت میلی‌ثانیه، ارقام میکروثانیه زمان، عرض‌جغرافیایی نقطه نادیر، طول‌جغرافیایی نقطه‌ی نادیر، ارتفاع ماهواره از سطح بیضوی، فاصله ماهواره از سطح دریا، مقدار RMS فاصله ماهواره از سطح دریا، تصحیح تغییرات مرکز ثقل آنتن ارتفاع‌سنج، تصحیح تروپسفرخشک، تصحیح معکوس فشار، تصحیح تروپسفرتر، تصحیح یونسفر، تصحیح بایاس الکترومغناطیس، ارتفاع سطح متوسط دریا، ارتفاع ژئوئید، جزر و مد الاستیک دریا، جزر و مد قطبی، عمق دریا و نشان‌گر نوع جنس زمین از نظر آب، خاک یا یخ را از فایل‌های باینری decode می-نماییم.(ترابی،۱۳۸۵: ۲۵-۲۷).

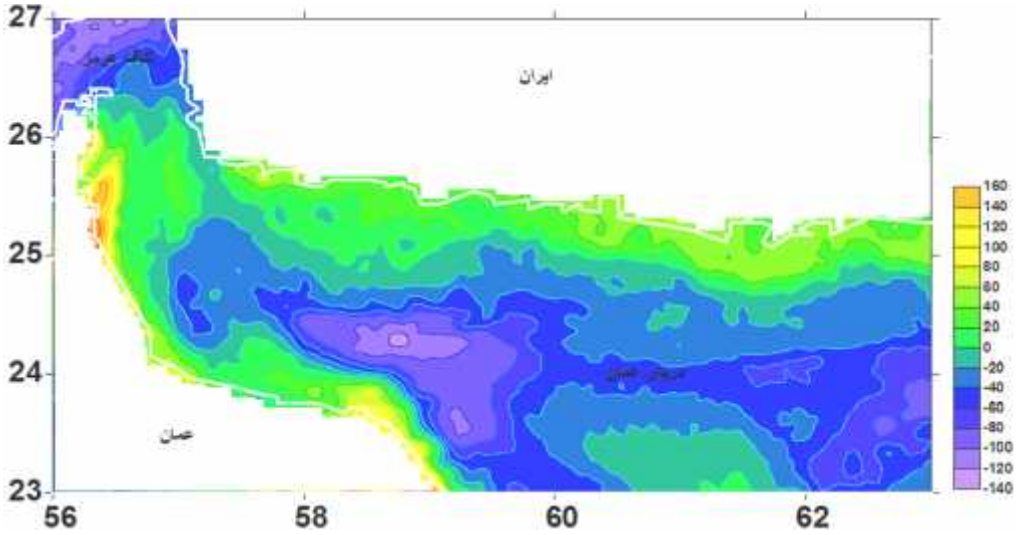
از طریق آنالیز داده‌های دریافتی مقدار میانگین سطح دریا برای منطقه مورد نظر برآورد شد (بخش ۲-۲) پس از تعیین پارامتر سطح متوسط دریا، با توجه به دقت کم داده‌های روش ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای در مناطق نزدیک ساحل، از داده‌های ژئوئید جهانی EGM2008 (شکل ۳) در این مناطق استفاده گردید (Pavlis et al., 2008) در صورت وجود مدل‌های دقیق ژئوئید محلی توصیه می‌شود از داده های این مدل‌ها در تلفیق داده های آلتی متری برای منطق ساحلی استفاده گردد. متأسفانه با توجه به شکل ۱ تعداد داده های ثقل سنجی با کشتی در منطقه مورد مطالعه ناچیز بوده بنابراین استفاده از مدل‌های محلی در این تحقیق توصیه نمی‌گردد (Kiamehr, 2006:117).

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل شماره ۳: ارتفاعات ژئوئید در واحد متر بر اساس مدل EGM2008

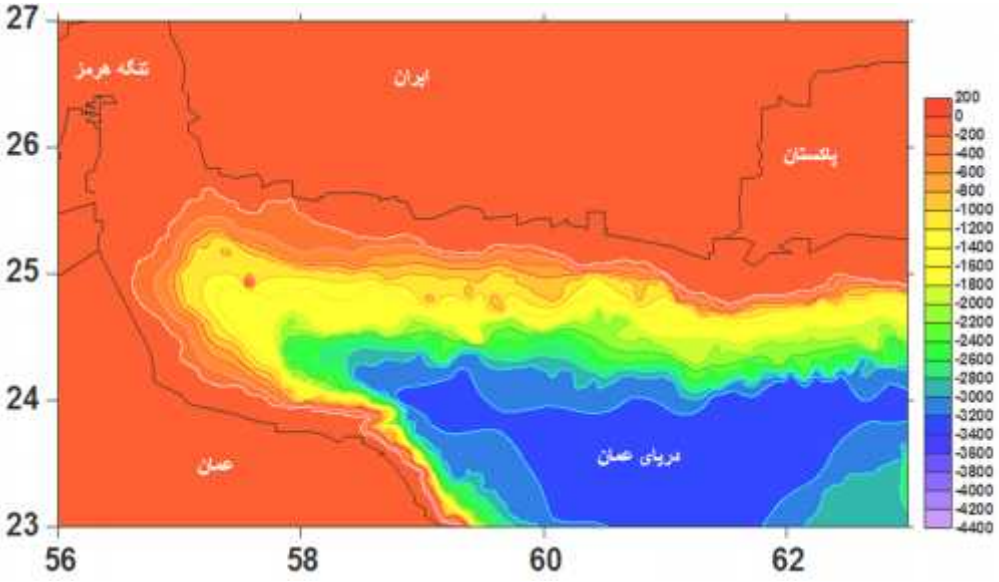
با استفاده از مباحث بخش ۲-٤ ابتدا مقادیر آنامولی جاذبه برای منطقه با استفاده از داده‌های سطح متوسط آب و ژئوئید تعیین و سپس بر اساس روش بخش ٤-۳ این داده‌ها تبدیل به عمق گردید (شکل ٤).



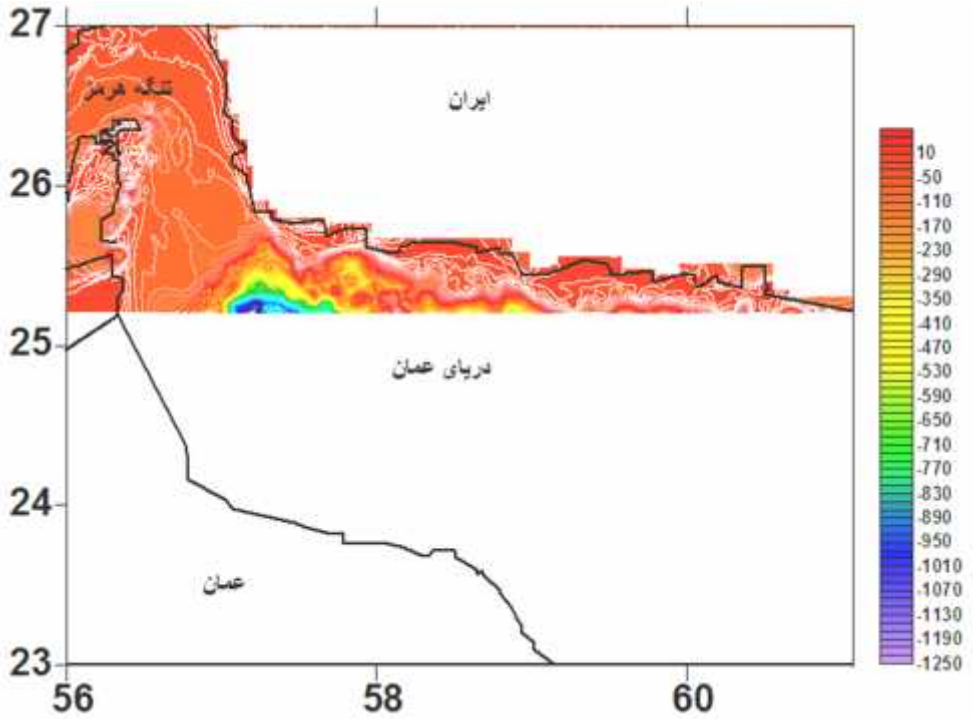
شکل شماره ٤: نقشه آنامولی ثقل در واحد میلی گال

شکل ۵ نقشه هیدروگرافی بخشی از منطقه مورد مطالعه را که دارای داده‌های عمق‌یابی صوتی می‌باشد نشان می‌دهد. مقایسه بصری اشکال ۵ و ٦ انطباق نسبی این دو مدل را به خوبی نشان می‌دهد. برای تحلیل دقیق‌تر، در نقاط مشترک اختلاف دو مدل به صورت شبکه‌ای محاسبه گردید. جدول ۱ و شکل ۷ تحلیل آماری و نقشه منحنی میزان اختلاف بین مدل‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و صوتی را نشان می‌دهند. با توجه شکل ۷ می‌توان گفت در اکثر مناطق اختلاف دو مدل در حد ۱۰ متر می‌باشد. بیشترین اختلاف بین دو مدل در مناطق عمیق مرکزی دریای عمان هست که اختلافی در حد ۲۰۰ متر را نشان می‌دهد. همچنین با توجه به تغییرات شدید جاذبه در منطقه مرزی عمان و امارات متحده عربی (شکل ٤)، در این بخش نیز مقدار اختلاف بیشتر از سایر مناطق هست. این مسأله می‌تواند ناشی از وجود مدل خاص پوسته در این منطقه باشد که با ساختار روش معکوس جاذبی هم خوانی مناسب را ندارد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل شماره ۵ : نقشه عمق‌یابی به دست آمده از داده‌های ماهواره توپکس-پوزایدون در دریای عمان درواحد متر

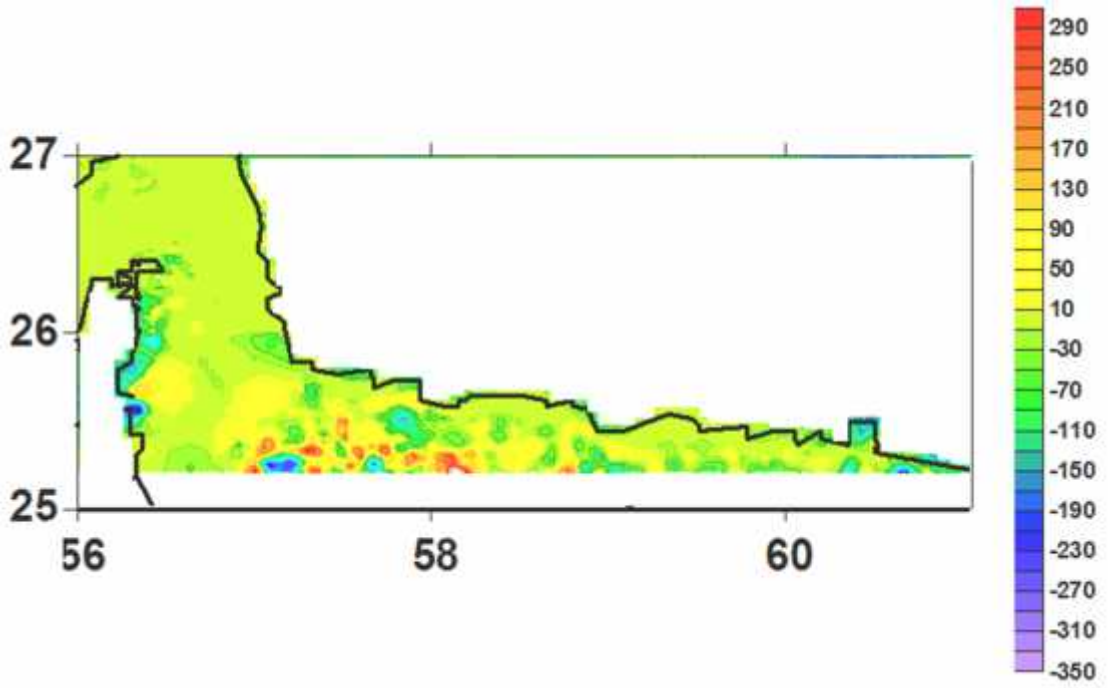


شکل شماره ٦: نقشه عمق‌یابی به دست آمده از روش‌های آکوستیکی در دریای عمان در واحد متر

جدول ۱- نتایج آماری به دست آمده از اختلاف مدل‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و صوتی در واحد متر

میانگین	انحراف معیار	مینیمم	ماکزیمم
۱/٦٧٦	٤٠/٧٨٤	-۳٦٦/۰۲۸	۲٦۹/۷۹۹

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل شماره ۷: مقایسه عمق‌های به دست آمده از طریق ژرفاسنجی صوتی و ارتفاع سنجی ماهواره‌ای در واحد متر

نتیجه‌گیری

عدم وجود اطلاعات کافی عمق یابی به روش صوتی به خاطر هزینه و زمان زیاد برای تهیه این اطلاعات محققین را بر آن داشت تا با استفاده از تلفیق داده‌های ارتفاع سنجی ماهواره توپکس-پوزایدون و مدل ژئوئید جهانی EGM2008، نقشه آنامولی ثقل و عمق‌یابی را برای منطقه دریای عمان تهیه نمایند. در این تحقیق ابتدا داده های آلتی متری ماهواره ای توپکس-پوزایدون به ارتفاع ژئوئید تبدیل شده سپس زوایای انحراف قائم محاسبه می‌گردد. با توجه به ضعف روش آلتی متری ماهواره ای در مناطق ساحلی، در این مناطق ارتفاعات ژئوئید از مد دقیق ژئوئید جهانی EGM2008 استخراج گردید. در مرحله بعد مقادیر ارتفاعات ژئوئید حاصل از تلفیق داده های ماهواره ای و مدل ژئوئید جهانی با استفاده از فرمول معکوس ونینگ- مینز به پارامتر انامولی جاذبه تبدیل می‌شوند. در نهایت با استفاده از روش کولوکیشن این داده‌ها تبدیل به عمق می‌گردند. مقایسه نتایج این تحقیق با نقشه های عمق یابی حاصل از روش هیدروگرافی صوتی با کشتی بیانگر انطباق خوب این دو مدل در اکثر مناطق مورد مطالعه می‌باشد. انحراف معیار انطباق دو مدل در منطقه مشترک حدود ٤٠ متر ارزیابی گردید که با توجه به تغییرات عمق منطقه تا ۱۲۰۰ متر، این دقت می‌تواند مناسب ارزیابی شود. از این مدل می‌توان در مطالعات آتی برای تحلیل‌های ژئوفیزیکی، زمین شناسی، تکتونیک و هیدروگرافی استفاده نمود. برای مطالعات آتی، مقایسه بین داده‌های آنامولی ثقلی زمینی و ماهواره‌ای و همچنین به‌کارگیری داده‌های کامل‌تر ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و کشتی توصیه می‌گردد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

منابع

۱- ترابی، م (۱۳۸۵)، «آنالیز طیفی نقطه ای مشاهدات ماهواره ارتفاع سنجیT/P به منظور مدل‌سازی سطح متوسط دریا»، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده فنی، دانشگاه تهران.

2-Forsberg, R., Tscherning, C.C., (1981) , «The use of Height Data in Gravity Field Approximation by Collocation», ***J.Geophys.Res*** 86(B9)7843-7854.

3-Hofmann-Wellenhof, B .,Moritz, M (2006) , ***"Physical Geodesy***", Springer.

4-Hwang, C., (1998) , " A bathymetric model for the South China Sea from satellite altimetry and depth data", ***Mar Geod*** 22:37–51.

5-Kiamehr, R, (2006) , "Determination of a gravimetric geoid model for Iran based on method least square modification of stokes's formula based on combination gravity data and global satellite models GRACE, STRM", ***Journal of Physic of Earth and Space***, 3 (1): 117-129.(In Persian).

6-Kiamehr, R., (2010) , "The New Quasi-Geoid Model IRQG09 for Iran", ***J. Applied***. ***Geophysics,*** 73 (1) : 65-73.

7-MacMillan, D., Bock, Y., Fang, P.,Beckely, B., (2011) , "Calibration of the TOPEX and Jason-1 altimeter microwave radiometers using VLBI and GPS derived tropospheric delays", http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG/topexPoseidoninfo.html.

8-Olgiati, A., Balmino, G., Sarrailh, M., Green, CM., (1995) , "Gravity anomalies from satellite altimetry: comparison between computation via geoid heights and via deflections of the vertical", ***Bull Géod*** 69: 252-260.

9-Pavlis, NK., Holmes, SA., Kenyon ,SC., Factor, JK., (2008) , "An Earth Gravitational Model to Degree 2160:EGM2008, Presented to EGU-2008, Vienna, Austria, April, 2008.

10-Smith, WHF., Sandwell, DT., (1994) , "Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry", ***J. Geophys. Res***, 99 (B11):21803–21824. doi:10.1029/94JB00988.

11-Smith, WHF, and DT, Sandwell, (1997) , "Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings", ***Science***, v. 277, p. 1957-1962.

12-Sandwell, DT.,Smith, WHF., (2001) , "Bathymetric estimation", In: Fu LL, Cazenave A (eds) ***Satellite altimetry and Earth Sciences***, A handbook of techniques and applications. Academic press, San Diego, pp 441–457.

13-Rapp, RH ., Smith, DA., (1994) , "Preliminary estimates of Gulf Stream characteristics from TOPEX data and a precise gravimetric geoid", *J.* ***Geophys. Res***. 99: 24707-24723.

14-Tscherning, C.C., Forsberg, R., (1978) , "Prediction of Deflections of the Vertical", Proceedings Second Int. Symposium On Problems Related to the Redefinition of North American Geodetic Networks, Arlington, Virginia, April, 1978, pp. 225-231, U.S. Dep. of Commerce.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

15-Tscherning, C.C., Rapp, RH., (1974) , "Closed covariance expressions for gravity anomalies geoid undulations and deflections, of the vertical implied by anomaly degree variance models", Rep 208, Dept of GeodSci, Ohio State University, Columbus.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]