

بسمه تعالی

# محاسبه انامولی ثقل در منطقه خلیج فارس و دریای عمان به روش ارتفاع یابی ماهواره ای<sup>۱</sup>

بهزاد به نبیان - کارشناس ارشد ژئودزی

درس : تهران - خیابان طالقانی - پلاک ۴۴۹ - وزارت راه و ترابری

تلفن : ۶۴۶۱۹۸۷ - ۶۴۹۹۰۱۴ دورنگار : ۶۴۶۴۱۸۷

Email : B\_Behnabian@hotmail.com

## چکیده:

یکی از کارآمدترین روشهای تعیین ژئوئید در دریا، روش ارتفاع یابی ماهواره ای می باشد و تعیین اطلاعات ثقلی از ژئوئید بدست آمده توسط این روش موضوعی است که از آغازین سالهای ابداع تکنیک ارتفاع یابی ماهواره ای توجه برخی محققان را به خود جلب نموده است. در این مقاله سعی شده است تا با بررسی روشهای مختلف، مناسبترین راه برای انجام اینکار انتخاب گردد که ابتدا به مسئله معکوس استوکس اشاره شده است و سپس با بیان مشکلات آن و ارائه بسخرخی راه حلهای بکار گرفته شده توسط محققان به روش دیگری اشاره شده است که آن استفاده از فرمول معکوس ویننگ - مینز<sup>۲</sup> میباشد. نهایتاً با استفاده از اطلاعات پردازش شده ماهواره ای ژئوئید، مؤلفه های انحراف قائم و انامولی ثقل در منطقه خلیج فارس و دریای عمان محاسبه گردیده است.

کلیدواژه ها: ارتفاع یابی ماهواره ای، انامولی ثقل، ژئوئید، فرمول معکوس استوکس، مؤلفه های انحراف قائم،

فرمول معکوس ویننگ - مینز، خلیج فارس و دریای عمان

<sup>1</sup> - Sattelite Altimetry

<sup>2</sup> - Inverse Stokes problem

<sup>3</sup> - Inverse Vening - Meinesz formula

## ۱- مقدمه

از سال ۱۳۵۲ (۱۹۷۳ میلادی) که اولین ماهواره ارتفاع یابی (SKY\_LAB) به صورت آزمایشی به فضا پرتاب شد، تا به امروز پیشرفت های زیادی در زمینه فن آوری ماهواره های ارتفاع یابی بوجود آمده است. دقت اندازه گیری فاصله از حدود ۳ متر به ۲ سانتی متر (برای TOPEX) بهبود یافته است [Cheney et al., 1994]. بعلاوه اینکه دقت تعیین مدار این ماهواره ها نیز پیشرفت چشمگیری داشته است و سیستمهایی مانند DORIS و SLR و GPS و همچنین مدل های ژئوپتانسیل دقیق، دقت قابل قبولی در حدود ۳ الی ۴ سانتی متر برای تعیین مدار ماهواره های جدید تأمین میکنند [Blais, 1997]. همچنین تراکم برداشت اطلاعات از ۷۰ کیلومتر به حدود ۸ کیلومتر کاهش یافته است و به این باور رسیده ایم که میتوان به روش ارتفاع یابی ماهواره ای به عنوان یکی از ابزار بسیار کارا به منظور اندازه گیری های ارتفاعی دقیق در مناطق دریایی، اقیانوسها و نیز مناطق قطبی تکیه کرد. استخراج اطلاعات ثقلی از روش ارتفاع یابی ماهواره ای در قیاس با اندازه گیری مستقیم با کشتی دارای مزایای ذیل است:

الف - پوشش جهانی<sup>۴</sup> اطلاعات ماهواره ای و صرفه اقتصادی آن از این نظر

ب- امکان پردازش های دقیق و سریع اطلاعات و دسترسی به هنگام

ج - انطباق قابل قبول نتایج بدست آمده از این روش در مناطق آزمایشی با اطلاعاتی که مستقیماً توسط کشتی های ثقل سنجی دقیق اندازه گیری شده اند [http://www.Satobsys.co.uk].

د- تراکم برداشت<sup>۵</sup> مناسب ۸ کیلومتری برای اطلاعات که از بسیاری مسیرهای برداشت شده توسط کشتی بهتر است.

ن - عاری بودن از بسیاری خطاها که در اندازه گیری های مستقیم با کشتی اجتناب ناپذیر است [Vanicek et al., 1987].

## ۲- محاسبه ژئوئید به روش ارتفاع یابی ماهواره ای

روش اندازه گیری ارتفاع توسط ماهواره بدین صورت است که با ارسال پرتو مایکروویو از ماهواره به سطح دریا و انعکاس آن اندازه گیری فاصله از ماهواره تا سطح فیزیکی آب انجام می شود. تصحیحات محیطی زیادی در اندازه گیری این فاصله بایستی اعمال شوند که عمده آنها به طور خلاصه عبارتند از: تصحیح اثر معکوس بارومتریک<sup>۶</sup>، تصحیح وضعیت سطح دریا و تصحیح اثر الکترو مغناطیسی<sup>۷</sup>، تصحیحات مربوط به اثرات جذرومدی قسمت جامد زمین<sup>۸</sup>، تصحیحات جذر و مدی اقیانوسی، تصحیحات تروپوسفریک و تصحیحات یونوسفریک [Nerem et al., 1994; www.Satobsys.co.uk]. در شکل شماره ۱ به صورت سمبلیک نحوه برداشت اطلاعات توسط ماهواره ارتفاع سنج نشان داده شده است. با توجه به این شکل فاصله بین مرکز ارسال موج در ماهواره با سطح دریا (a) اندازه گیری می شود و موقعیت مداری ماهواره (h) با استفاده از سیستمهای دقیق نظیر PRARE، SLR، DORIS و غیره نسبت به بیضوی مقایسه تعیین می گردد. تفاضل

<sup>4</sup> - Global Coverage

<sup>5</sup> - Data resolution

<sup>6</sup> - Inverse barometric effect

<sup>7</sup> - Sea state bias and the electromagnetic correction

<sup>8</sup> - Solid earth tidal corrections

۳- تبدیل معکوس استوکس<sup>۱۲</sup>

با تعیین ژئوئید توسط ارتفاع یابی ماهواره ای، اکنون هدف ما تعیین انامولی ثقل از ژئوئید محاسبه شده به این طریق است. همانطوری که از صورت مسئله پیداست، دقیقاً با حالتی مواجهیم که عکس مسئله تعیین ژئوئید در خشکی است و طبیعی است که با وضعیتی، معکوس تبدیل استوکس مواجه می شویم. برای حل این مسئله در سال ۱۹۶۰ میلادی (۱۳۴۱) فرمول ذیل توسط مالدنسکی [Molodenskij et al., 1960, p. 50] ارائه شده است و به تبدیل مالدنسکی معروف است:

$$\Delta g(\phi_p, \lambda_p) = \frac{-\gamma N(\phi_p, \lambda_p)}{R} + \frac{\gamma}{4\pi R} \iint_{\mathcal{E}} M(\psi) [N(\phi, \lambda) - N(\phi_p, \lambda_p)] d\nu \quad (5)$$

فرمول فوق در کتاب مفاهیم ژئودزی<sup>۱۳</sup> صفحه ۵۶۲ هم آمده است [Vanicek & krakiwsky, 1986]. در این فرمول  $\Delta g$  انامولی ثقل،  $N$  نوسان ژئوئید،  $R$  شعاع متوسط کره زمین و  $\gamma$  شتاب ثقل نرمال میباشد.  $\psi$  عبارتست از فاصله کروی بین نقطه محاسبه<sup>۱۴</sup> و نقطه متغیر<sup>۱۵</sup> و همچنین  $\mathcal{E}$  بیانگر بیضوی مقایسه می باشد. تابع  $M(\psi)$  به نام کرنل مالدنسکی<sup>۱۶</sup> شناخته می شود و عبارتست از:

$$M(\psi) = \frac{-1}{4 \sin^3(\psi/2)} - 3 \cos(\psi) \quad (6)$$

رفتار کرنل  $M(\psi)$  به ازای تغییرات  $\psi$  از  $0^\circ$  تا  $180^\circ$  در شکل ۲ مشاهده می شود. همانطور که ملاحظه می کنید به ازای  $\psi = 0^\circ$  مقدار تابع تعریف نشده است و در نزدیکی صفر مقدار آن به شدت تغییر می کند و لسی به ازای مقادیر بزرگ  $\psi$  رفتار متعادلی دارد. برای فرمول ۶ رابطه بسته<sup>۱۷</sup> ذیل را هم بر حسب چند جمله ای های لژاندر وابسته ذکر کرده اند [Mather et al., 1976]:

$$M(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} n(2n+1) P_n(\cos(\psi)) \quad (7)$$

همانطور که از ظاهر آن پیداست رابطه (۷) کاملاً واگراست و برای مقادیر بزرگ  $n$  با رابطه (۶) همخوانی ندارد.

<sup>12</sup>- Inverse Stokes transformation

<sup>13</sup>- Geodesy the concepts

<sup>14</sup>- Computation point

<sup>15</sup>- dummy point

<sup>16</sup>- Molodenskij's kernel

<sup>17</sup>- closed form or spectral form

از تکنیک های با ثبات سازی<sup>۲۱</sup>، روشهای مختلفی از جمله تکنیک با ثبات سازی تیخونوف<sup>۲۲</sup>، کولوکیشن<sup>۲۳</sup> و همچنین روش تجزیه به مقادیر منفرد<sup>۲۴</sup> و یک روش آماری دیگر، فیلتر هابی برای حذف اثر تقویت نویز طراحی شده اند و نتایج مختلف با یکدیگر مقایسه شده است. در روش دیگری که توسط ژنگ به کار رفته است، با استفاده از اعمال تبدیل فوریه به انتگرال کانولوتیو<sup>۲۵</sup> هوتین و اعمال تبدیل فوریه معکوس به حاصلضرب بدست آمده، نوسان جاذبه ( $\Delta g$ ) محاسبه گردیده است. در این روش از یک فیلتر دی-کانولوشن<sup>۲۶</sup> استفاده شده است. از این سالها به بعد ذهن محققین بیشتر متوجه روشهای دیگری شده است که مهمترین آنها استفاده از فرمول معکوس ونینگ - مینز می باشد [Rapp & Yi, 1997] و در مقایسه هایی که پژوهشگران مختلف بین روشهای تبدیل N به  $\Delta g$  و  $\eta$  به  $\Delta g$  انجام داده اند، نهایتاً به این نتیجه رسیده اند که روش دوم بسیار موثرتر و نتایج آن به واقعیت نزدیک تر است [Oligati et al., 1995].

### ۵- فرمول معکوس ونینگ - مینز

این امکان وجود دارد که از اطلاعات بدست آمده توسط ماهواره های ارتفاع یابی مولفه های انحراف قائم را هم محاسبه کنیم که اینکار را می توان با مشتق گرفتن از ژئوئید در راستاهای شرقی - غربی و همچنین شمالی - جنوبی انجام داد و البته تکنیک های مختلفی برای انجام آن وجود دارد که از آن جمله می توان به مقاله های Oligati et al., [1995] و همچنین Sandwell & Smith, [1997] اشاره نمود. با این اوصاف این بار با معلوم بودن مولفه های انحراف قائم هدف ما تعیین انامولی ثقل می باشد، یعنی دقیقاً عکس حالتیست که در فرمول ونینگ - مینز بدان برخورد می کنیم. فرمول تحلیلی تبدیل معکوس ونینگ - مینز به صورت ذیل توسط هوانگ [Hwang, 1998] ارائه شده است:

$$\Delta g(\phi_p, \lambda_p) = \frac{\gamma_0}{4\pi} \iint_{\sigma} [\xi(\phi, \lambda) \cos \alpha' + \eta(\phi, \lambda) \sin \alpha'] \frac{dH(\psi)}{d\psi} d\psi \quad (8)$$

در این فرمول  $\alpha'$  آزیموت نقطه متغیر نسبت به نقطه محاسبه است و  $H(\psi)$  تابعی است که به صورت زیر تعریف میگردد:

$$H(\psi) = \frac{1}{\sin(\psi/2)} + \ln \left[ \frac{\sin^3(\psi/2)}{1 + \sin(\psi/2)} \right] = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(2n+1)(n-1)}{n(n+1)} P_n(\cos \psi) \quad (9)$$

برخلاف کرنل مالدنسکی، کرنل فوق کاملاً همگراست ولی در فرمول اصلی (۸) از مشتق این تابع استفاده شده است:

$$H'(\psi) = \frac{-\cos(\psi/2)}{2 \sin^2(\psi/2)} + \frac{\cos(\psi/2)(3 + 2 \sin(\psi/2))}{2 \sin(\psi/2)(1 + \sin(\psi/2))} \quad (10)$$

همانطور که ملاحظه می گردد، کرنل ارائه شده در رابطه (۸) نیز یک کرنل منفرد از مرتبه دوم به ازای  $\psi = 0$  می باشد. که از این لحاظ شبیه به کرنل بکار رفته در فرمول ونینگ - مینز ( $dS(\psi)/d\psi$ ) نیز می باشد [Vanicek

<sup>21</sup> - regularization techniques

<sup>22</sup> - Tikhonov regularization

<sup>23</sup> - Collocation

<sup>24</sup> - Singular value decomposition

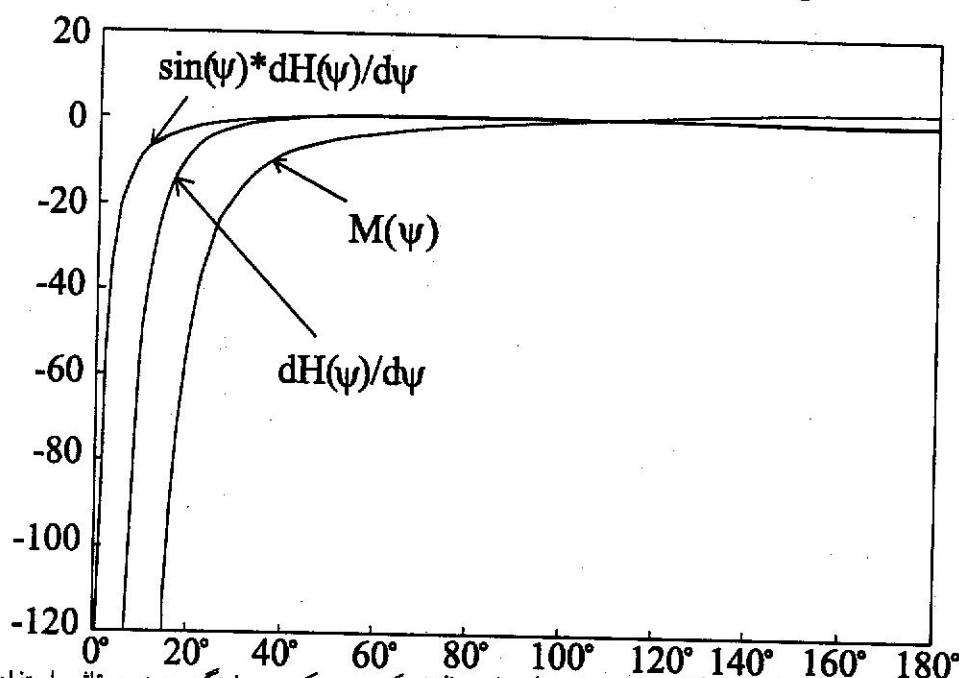
<sup>25</sup> - Convolution integral

<sup>26</sup> - Deconvolution filter

[Krakiwsky, 1986, p. 521]. در مقایسه با کرنل مالدنسکی (۶)، کرنل ذکر شده دارای انفراد از یک مرتبه پایتیراست (شکل ۴)، بعلاوه اینکه این امکان وجود دارد تا با بکار گرفتن سیستم مختصات قطبی به مرکزیت نقطه محاسبه مرتبه انفراد را به یک برسانیم:

$$\Delta g_p = \frac{\gamma_0}{4\pi} \int_{\alpha=0}^{2\pi} \int_{\psi=0}^{\pi} [\xi(\psi, \alpha) \cos \alpha' + \eta(\psi, \alpha) \sin(\alpha')] \frac{dH(\psi)}{d\psi} \sin(\psi) d\psi d\alpha \quad (11)$$

با این ترفند، قسمت عمده مشکل منفرد بودن کرنل  $dH(\psi)/d\psi$  در نقطه محاسبه و همچنین اثر منفی آن روی نقاط همسایگی نقطه محاسبه مرتفع می گردد (شکل ۴).



شکل ۴- مقایسه رفتار کرنل های بکار رفته در فرمول های مالدنسکی و معکوس وینگ-مینز و تاثیر استفاده از سیستم مختصات قطبی روی آن

## ۶- پروژه انجام یافته

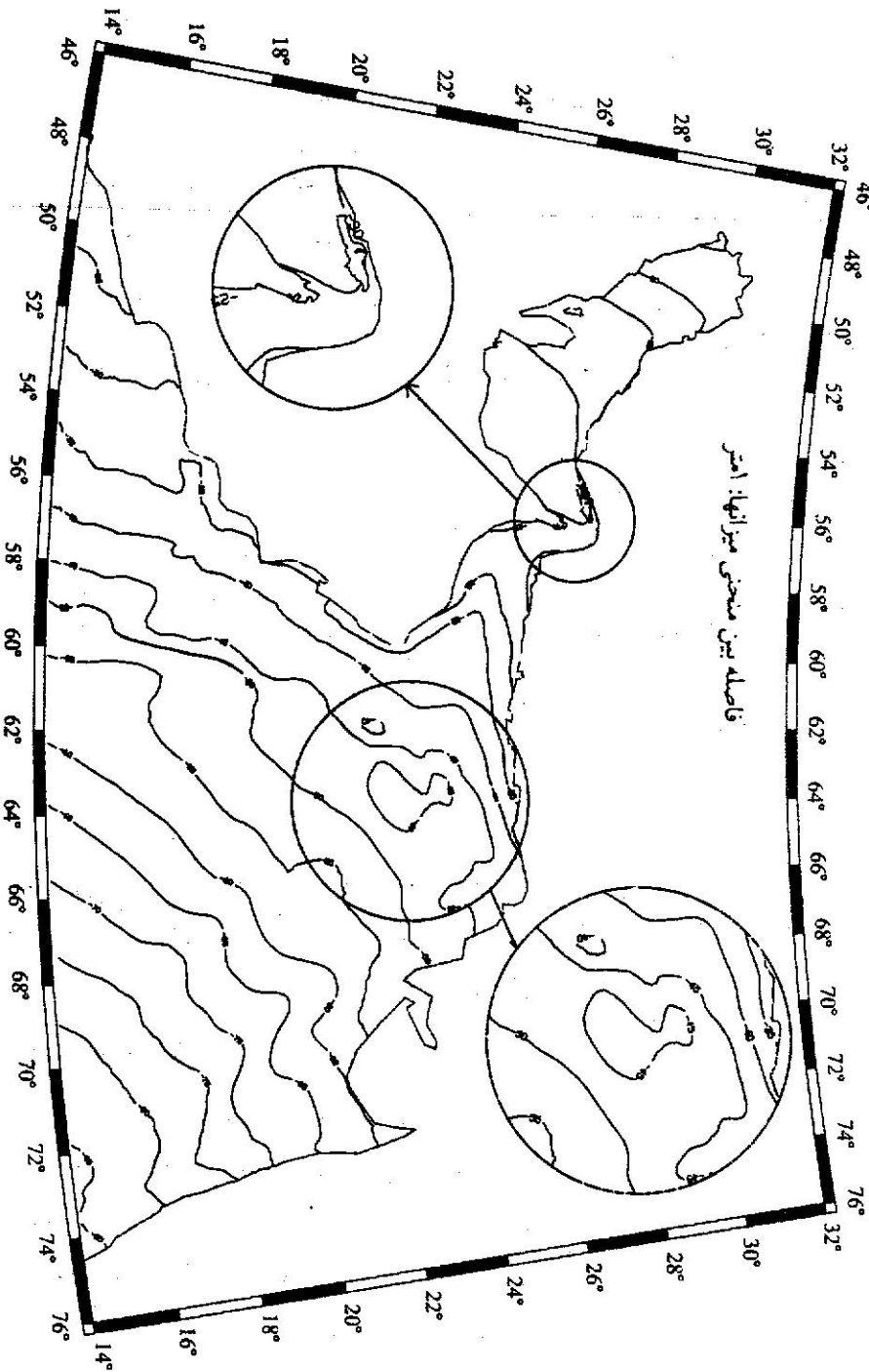
گام اول درانجام پروژه محاسبه انامولی ثقل در منطقه خلیج فارس و دریای عمان، تهیه اطلاعات ماهواره های ارتفاع یابی بود که برای این کار دکتر هوانگ از دانشگاه تایوان اطلاعات مورد نیاز برای اینکار را از طریق شبکه جهانی اینترنت در اختیار نویسنده مقاله قرار دادند<sup>۲۷</sup>. این اطلاعات مربوط می شود به ماهواره های Geosat ماموریت ERM<sup>۲۸</sup> و ERS-1 ماموریت GM<sup>۲۹</sup> و TOPEX/POSEIDON. اطلاعات ماهواره ای خام نیاز به اعمال تصحیحات بسیار زیاد دستگاهی، محیطی و ژئوفیزیکی دارند، بعلاوه اینکه این اطلاعات از حجم و تنوع بسیار زیادی نیز برخوردارند. با این شرایط مسلماً با توجه به محدودیت های زمانی و دسترسی به این اطلاعات، امکان استفاده از اطلاعات خام وجود نداشت به همین منظور از اطلاعات پردازش شده و تبدیل شده به صورت شبکه منظم استفاده گردید. این اطلاعات عبارت بود از ارتفاع سطح دریا (SSH)، که در بخش ۲ ذکر گردید، چگالی این اطلاعات حدود ۴۰۹۶ نقطه در هر بلوک ۲° x ۲° می باشد. برای محاسبه

<sup>۲۷</sup> آدرس سایت اینترنتی دکتر هوانگ : <http://gps.cv.nctu.edu.tw> می باشد.

<sup>۲۸</sup> - Exact Repeat Mission

<sup>۲۹</sup> - European Remote sensing Satellite, Geodetic Mission

توپوگرافی سطح دریا (SST) از مدل [Denker&Rapp, 1990] استفاده گردید، با تفاضل مقادیر مربوط به SST بدست آمده از این مدل، از SSH بدست آمده از ماهواره، ژئوئید در منطقه مورد نظر محاسبه شد<sup>۲۰</sup> (شکل ۵).



شکل ۵- ژئوئید محاسبه شده از اطلاعات ارتفاع یابی ماهواره ای در منطقه خلیج فارس، دریای عمان و شمال اقیانوس هند

<sup>۲۰</sup> رابطه شماره ۴ - بخش ۲

در گام بعدی به منظور تامین اطلاعات حاشیه ای مورد نظر<sup>۳۱</sup> (ژئوئید) در مناطق خشکی اطراف دریا که اطلاعات ماهواره ای برای آن وجود نداشت، از مدل ژئوپتانسیل EGM96<sup>۳۲</sup> که مشترکاً توسط آژانس هوا فضای امریکا<sup>۳۳</sup> و آژانس نقشه برداری وابسته به وزارت دفاع امریکا<sup>۳۴</sup> تهیه شده است، استفاده گردید. برای محاسبه N فرمول ذیل را بکار می بریم [Vanicek & krakiwsky, 1982, p.561]:

$$N_L(\phi, \lambda) = R \sum_{n=2}^L \sum_{m=0}^n [\delta \bar{J}_{nm} \cos m\lambda + \delta \bar{K}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\sin \phi) \quad (12)$$

برای مدل ژئوپتانسیل ذکر شده، مقدار N فوق را می توان تا n=m=360 محاسبه نمود. در این مرحله نوبت به محاسبه مولفه های انحراف قائم می رسد، برای انجام اینکار لازم است تا از ژئوئید در راستاهای شمالی - جنوبی و شرقی - غربی مشتق بگیریم. ابتدا ژئوئید را بلوک بندی می کنیم سپس سطوح تحلیلی به این بلوکها برآزش می دهیم که در این پروژه از سطوح تحلیلی درجه ۲ به فرمول ذیل استفاده گردید:

$$N(x, y) = a_1 x^2 y^2 + a_2 xy^2 + a_3 x^2 y + a_4 x^2 + a_5 y^2 + a_6 xy + a_7 x + a_8 y + a_9 \quad (13)$$

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

$$x = R(\phi - \phi_0), y = R \cos(\phi)(\lambda - \lambda_0) \quad (14)$$

که در این فرمول  $\phi_0$  و  $\lambda_0$  مختصات مبدا می باشند. با مشتق گرفتن از فرمول ۱۴ در راستاهای x و y مولفه های انحراف قائم بدست می آیند:

$$\xi = -\frac{\partial N}{\partial x} = -\frac{1}{R} \frac{\partial N}{\partial \phi}, \quad \eta = -\frac{\partial N}{\partial y} = -\frac{1}{R \cos(\phi)} \frac{\partial N}{\partial \lambda} \quad (15)$$

پس از محاسبه مولفه های انحراف قائم نوبت به محاسبه انامولی ثقل با استفاده از فرمول معکوس ویننگ - مینز می رسد. در این مقاله به دوشکل از این فرمول، (۸) و (۱۱) اشاره کرده ایم. فرمول (۸) صورت کلی است و فرمول (۱۱) بر حسب مختصات قطبی می باشد ولی این فرمول را بر حسب مختصات ژئودتیکی به صورت زیر هم می توان نوشت:

$$\Delta g(\phi_p, \lambda_p) = \frac{\gamma_0}{4\pi} \int_{\phi=-\pi/2}^{\phi=\pi/2} \int_{\lambda=0}^{2\pi} [\xi(\phi, \lambda) \cos(\alpha') + \eta(\phi, \lambda) \sin(\alpha')] \frac{dH(\psi)}{d\psi} \cos(\phi) d\lambda d\phi \quad (16)$$

استفاده از فرمول (۱۱) لزوماً نیاز به اصلاح مالدنسکی<sup>۳۵</sup>، نظیر آنچه که برای تعیین ژئوئید در خشکی توسط فرمول استوکس انجام می دهیم [Najafi, 1996]، دارد که تاکنون نویسنده مقاله راجع به آن مطلبی را نیافته است و از این جهت می تواند موضوع مناسبی برای تحقیق باشد. با توجه به مورد فوق تصمیم گرفته شد تا برای محاسبه از فرمول ۱۶ استفاده شود، ولی 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 (شکل-۴) ملاحظه می کنید که خوشبختانه نقاط دور دست نمی توانند اثر چندانی روی محاسبات بگذارند. به هر حال برای در نظر گرفتن اثر نقاط خارج از محدوده

<sup>31</sup> - Data padding

<sup>۳۲</sup> - می توانید به آدرس: <http://164.214.2.59/GandG/GandG.html> مراجعه فرمائید و یا برای تهیه مدل های مشابه به آدرس

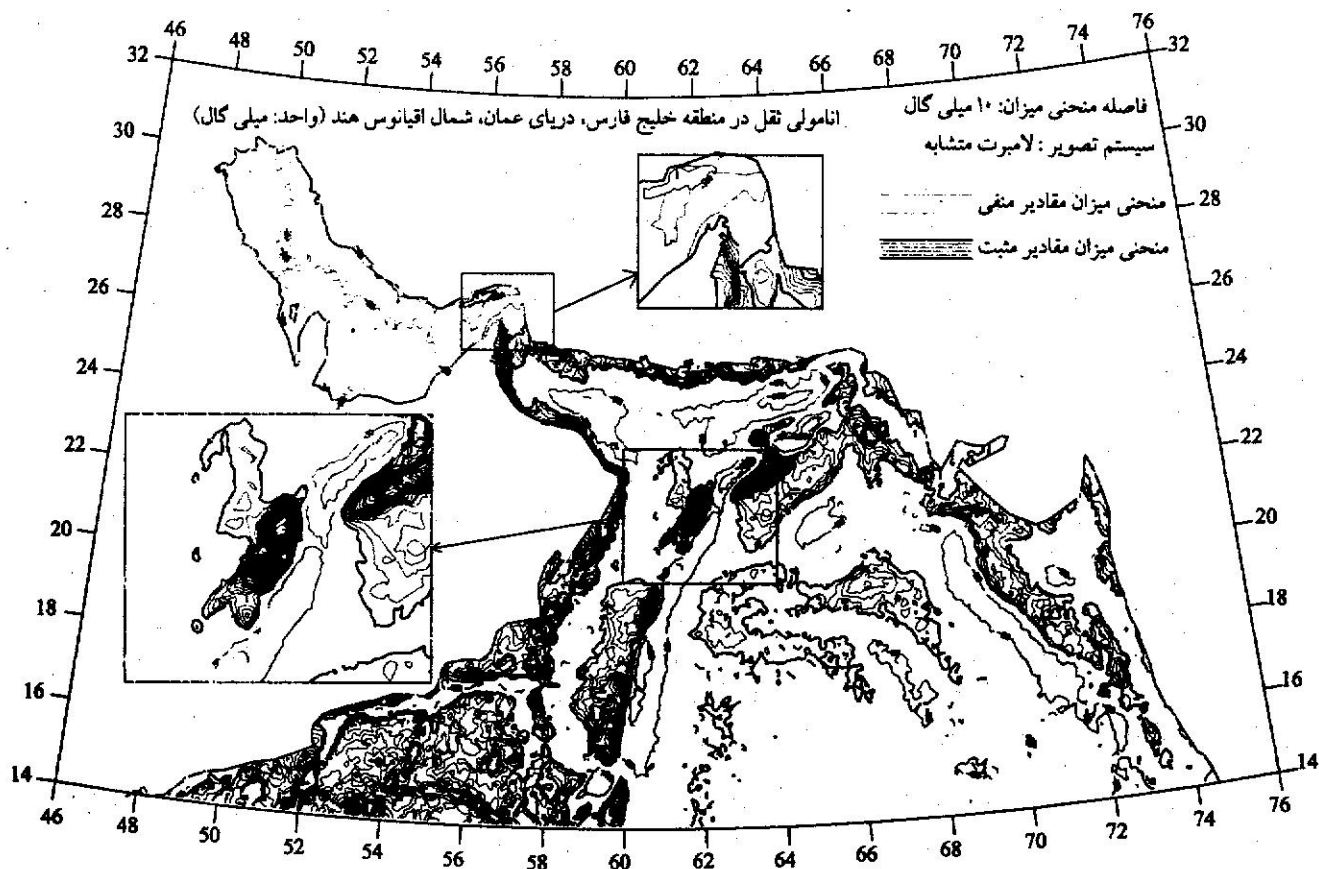
ذیل مراجعه کنید: <http://www.ife.uni-hanover.de/~wenzel/geopmods.html>

<sup>33</sup> - NASA (National Aeronautics and Space Agency)

<sup>34</sup> - NIMA (National Imagery and Mapping Agency), former name: DMA (Defense Mapping Agency)

<sup>35</sup> - Molodenskij's Modification

راه می باشد. از دیگر کاربرد های ژئوفیزیکی می توان به پیش بینی عمق کف دریا<sup>۴۰</sup>، کاربرد در مطالعات مربوط به تکتونیک صفحه ای<sup>۴۱</sup> در کف اقیانوس و همچنین مطالعات مربوط به ساختار لیتوسفریک<sup>۴۲</sup> اشاره کرد [Sandwell & Smith, 1997].



شکل ۶-انامولی نقل محاسبه شده از اطلاعات ارتفاع یابی ماهواره ای در منطقه خلیج فارس، دریای عمان و شمال اقیانوس هند

<sup>۴۰</sup>- Prediction of Seafloor depth

<sup>۴۱</sup>- Plate tectonics

<sup>۴۲</sup>- Lithospheric structure



## ۸- منابع

- 1-Blais, J. A. R. (1997) "Satellite Geodesy and Applications." University of Tehran, Department of Surveying Engineering., Tehran.
- 2- Cheney, B., L. Miller, R. Agreen, N. Doyle and J. Lillibridge (1994) "TOPEX/POSEIDON: The 2-Cm Solution." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C12, pp. 24555-24564.
- 3- Denker, H. and R. H. Rapp (1990) "Geodetic and Oceanographic Results From the Analysis of 1 Year of Geosat Data." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. C8, pp. 13151-13168.
- 4- Forsberg, R. and C.C. Tscherning (1981) "The use of height data in gravity field approximation by collocation." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, pp. 7843-7854.
- 5- Hwang, C. (1998) "Inverse Vening Meinesz Formula and Deflection-Geoid Formula: Applications to the Predictions of Gravity and Geoid over the South China Sea." *Journal of Geodesy*, Vol. 72, pp. 304-312.
- 6- Levitus, S. (1982) "Climatological Atlas of the world oceans." NOAA, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Professional Paper 13, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., U.S.A.
- 7- Mather, R. S., R. Coleman and O. L. Colombo (1976) "On the recovery of long wave features of the sea surface topography from satellite altimetry." University of New South Wales, Unisurv G24, Sydney, Australia, pp. 21-26.
- 8- Molodenskij, M. S., V. F. Eremeev and M. I. Yurkina (1960). *Methods for the Study of the External Gravitational Field and Figure of the Earth*. Translated from Russian by the Israel Program for Scientific Translations for the Office of Technical Services (1962), U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., U.S.A.
- 9- Najafi Alamdari, M. (1996) "Contributions towards the computation of a precise geoid." Ph.D. Dissertation, University of New Brunswick, Department of Surveying Engineering. Fredericton, N.B.
- 10- Nerem, R. S., F. J. Lerch, C. J. Koblinsky, S. M. Klosko, G. B. Patel and R. G. Williamson (1994) "Ocean dynamic topography from satellite altimetry based on the GEM-T3 geopotential model." *Manuscripta Geodaetica*, Vol. 19, pp. 346-366.
- 11- Olgiatei, A., G. Balmino, M. Sarrailh and C. M. Green (1995) "Gravity Anomalies from Satellite Altimetry: Comparison between Computation via Geoid Heights and via Deflections of the Vertical." *Bulletin Geodesique*, Vol. 69, pp. 252-260.
- 12 -Rapp, R. H. and Y. Yi (1997) "Role of ocean variability and dynamic ocean topography in the recovery of the mean sea surface and gravity anomalies from satellite altimeter data." *Journal of Geodesy*, Vol. 71, pp. 617-629.
- 13 -Rauhut, A. (1992) "Regularization Methods for the Solution of the Inverse Stokes Problem." Ph.D. Dissertation, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, Calgary, Alberta.
- 14 -Sandwell, D. T. and W. H. F. Smith (1997) "Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry." *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, pp. 10039-10054.
- 15 -Vanicek, P. and E. J. Krakiwsky (1986) *GEODESY: THE CONCEPTS.*, Second edition., North-Holland, Amsterdam, New York, Oxford, Tokyo.
- 16 -Vanicek, P., D. Wells, E. Derenyi, A. Kleusberg, R. Yazdani, T. Arsenault, N. Christou, J. Mantha and S. Pagiatakis (1987) "Satellite Altimetry Application for Marine Gravity." Department of Surveying Engineering Technical Report No. 128, University of New Brunswick, Fredericton, N.B.
- 17 -Zhang, C. (1993) "Recovery of Gravity Information from Satellite Altimetry data and Associated Forward Geopotential Models." Ph.D. Dissertation, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, Calgary, Alberta.