

## تعیین بی‌هنجاری هوای آزاد در سطح دریای عمان براساس مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای

عبدالرحیم عسکری<sup>۱</sup>، وحید ابراهیم‌زاده اردستانی<sup>۲\*</sup> و علیرضا آزموده اردلان<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، دانشگاه تربیت معلم سبزوار، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و قطب علمی مهندسی نقشه‌برداری و مقابله با سوانح طبیعی، تهران، ایران  
<sup>۳</sup> استاد، گروه مهندسی نقشه‌برداری، قطب علمی مهندسی نقشه‌برداری در مقابله با سوانح طبیعی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران

(دریافت: ۸۷۹۲۶، پذیرش نهایی: ۹۰۴۱۳)

### چکیده

اندازه‌گیری شتاب گرانی در دریا روی کشتی، به دلیل شتاب‌هایی که از ناحیه امواج و حرکت کشتی به دستگاه گرانی‌سنج وارد می‌شود، دقت کمی دارد، چرا که براساس اصل هم‌ارزی اینشتین، گرانی‌سنج نمی‌تواند شتاب گرانی را از شتاب‌های غیرجاذبه‌ای تفکیک کند. از آغاز به کار روش ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، استفاده از این روش در تولید اطلاعات گرانی در دریا نیز مورد توجه قرار گرفته است. روش معمول در این خصوص استفاده از انتگرال استوکس و یا انتگرال وینینگ-مینز و حل معکوس آنها به منظور تولید آنامولی‌های گرانی است. در این مقاله روشی متفاوت برای تامین مشاهدات گرانی در دریا به شیوه ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای عرضه شده است. این روش که شامل مراحل زیر است در منطقه بررسی موردی در دریای عمان مورد ارزیابی عددی قرار گرفته است: (الف) تعیین "سطح متوسط دریا (MSL)" از راه مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای. (ب) تعیین "توپوگرافی ایستا (استاتیک) سطح دریا (SST)" از راه بررسی‌های اقیانوس‌شناسی. (ج) تعیین ارتفاع ژئوئید، از تفاضل SST از MSL. (د) تبدیل ارتفاع ژئوئید به پتانسیل گرانی روی بیضوی مرجع از حل معکوس فرمول برنز بیضوی. (ه) تبدیل پتانسیل گرانی روی بیضوی به پتانسیل گرانی هماهنگ (هارمونیک) با حذف اثر جرم‌های جهانی (از راه بسط هماهنگ‌های بیضوی). (و) انتقال به سمت بالای پتانسیل گرانی تفاضلی حاصل به شتاب گرانی تفاضلی در نقاط گرانی دریایی با به‌کارگیری انتگرال آبل پواسون بیضوی. (ز) بازگرداندن اثر جرم‌های جهانی حذف شده در بند (ه) به شتاب گرانی تفاضلی حاصل از بند (و) در نقاط محاسباتی. به این ترتیب شتاب گرانی در سطح دریا محاسبه می‌شود و می‌توان آن را همانند مشاهدات گرانی دریایی، در اکتشافات مورد استفاده قرار داد.

واژه‌های کلیدی: ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، گرانی دریایی، پتانسیل بیضوی، فرمول برنز، سطح متوسط دریا، توپوگرافی سطح دریا

### A suggestion on determining field gravity in sea through satellite altimetry observations, Case study; field gravity in Oman Sea

Askari, A.<sup>1</sup>, Ardestani, E. V.<sup>2</sup> and Ardalan, A. A.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Assistant Professor, Tarbiat Moallem University of Sabzevar, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran and Center of Excellence in Survey Engineering and Disaster Management, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Professor, Department of Surveying and Geomatics Engineering, Center of Excellence in Surveying Engineering and Disaster Prevention, University of Tehran, Iran

(Received: 16 Dec 2008, Accepted: 4 July 2011)

### Abstract

Measuring field gravity in sea due to the accelerations introduced via waves and movements to the gravity measuring systems has a low accuracy since according to Einstein's equalent principle, gravimeter isn't able to separate the gravity acceleration from another acceleration. Ship borne Gravimetry observations by means of like oscillations and accelerations of the ship motion, and also more equipments errors in sea, indicating less accuracy, and also concerning the extent of seas

and low ship velocity, perfectly covering all Shipborne area seas takes up much time and it is perhaps economically impossible. One of the key points in measurement gravity is the apparatus consistency within time intervals. The gravity measurement is done over a moving pad; thus it becomes a source of error into measurement observations. These errors are mostly: (a) errors apparatus, (b) error drift, (c) error in Eotvos correction, (d) error in correction vertical acceleration, (e) error in horizontal acceleration. Thus much effort has been made by the researchers in the field to increase observations regarding sea gravity and to find other possible solution in order to provide the required. Since the beginning of Satellite altimetry techniques, taking this advantage has been paid much attention to produce gravity data. The usual method in this regard is the Stocks Integral or Veining Meinesz and also the reverse of their solutions in order to produce gravity anomalies. In this article a different method has been presented to produce gravity anomaly in sea from satellite altimetry. The case study below evaluated in Oman Sea contains the following stages:

1. Computation of Mean Sea level (MSL) from satellite altimetry observations.
2. determining the Sea Surface Topography (SST) obtained via oceanographic studies.
3. Conversion of the MSL level to geoidal undulations by difference SST and MSL.
3. Converting the geoidal undulations into potential value at the surface of the reference ellipsoid using inverse Brun's formula.
4. Removal of the effect of ellipsoidal harmonic expansion to 360 degree and order computational point.
5. Upward continuation of the incremental gravity potential obtained from the removal steps to gravity intensity at the point of interest by using gradient ellipsoidal Abel-Poisson integral.
6. Restoring the removed effect at the fourth step at computational point of step 5.

**Key words:** Satellite altimetry, ellipsoidal potential, Burn's formula, Mean Sea Level, free air anomaly, Sea surface, Topography, Oman Sea.

## ۱ مقدمه

۱۹۵۲ الف-۱۹۵۲ ب؛ فرو، ۱۹۴۷؛ گیلبرت، ۱۹۴۹؛ موزینس کایا، ۱۹۵۹؛ تسوبوئی و همکاران، ۱۹۶۱؛ تومودو و کانوموری، ۱۹۶۲؛ هونکاسالو، ۱۹۷۸ و وینگ، ۱۹۶۹، اشاره کرد. تلاش در زمینه به کارگیری اندازه گیری شتاب گرانی در دریا برای مقاصد اکتشافی نیز سابقه طولانی دارد که چند تحقیق شاخص را می توان در (دوبرین، ۱۹۷۵ و نلتون، ۱۹۷۶) جست و جو کرد.

یکی از موضوعات اساسی در اندازه گیری شتاب گرانی، ثبات دستگاه در طول زمان مشاهده است، و از آنجا که اندازه گیری شتاب گرانی در دریا روی سکوی متحرک (کشتی) صورت می گیرد، لذا خطاهای گوناگونی وارد اندازه گیری شتاب گرانی دریایی می شود. این خطاها عمدتاً عبارتند از: (الف) خطای دستگاهی (عموماً ناشی از نبود

مشاهدات گرانی سنجی دریایی (Shipborne Gravimetry) به خاطر عواملی همچون نوسان ها و شتاب های حرکت کشتی و نیز خطاهای دستگاهی که در محیط آب بیش از خشکی است، دقت کمی دارد و به علاوه با توجه به وسعت دریاها و سرعت کم کشتی ها، پوشش کامل سطح آب دریاها از راه مشاهدات روی کشتی بسیار زمان بر و شاید از نظر اقتصادی غیرممکن باشد. بدین خاطر تلاش در جهت افزایش مشاهدات گرانی در دریا و نیز یافتن راه حل های جایگزین به منظور تامین مشاهدات گرانی مورد نیاز، به خصوص بررسی های اکتشافی در دریا، در دستور کار تحقیقات روز ژئودزی و ژئوفیزیک جهانی قرار دارد. از جمله تلاش های اولیه در ایجاد امکان گرانی سنجی دریایی می توان به (هکر، ۱۹۰۳؛ هالاک، ۱۹۳۱؛ پیپر، ۱۹۴۱؛ لاکوست،

روش‌های محاسبه گرانی در دریا به کمک ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای در مرحله تبدیل ژئوئید به اطلاعات گرانی است که بر پایه حل معکوس معادلات انتگرالی صورت می‌پذیرد. این روش‌ها عبارت‌اند از: (۱) حل معکوس انتگرال استوکس که آنامولی جاذبه را به دست می‌دهد. (۲) حل معکوس انتگرال وینینگ-مینز که مولفه‌های انحراف قائم را نتیجه می‌دهد. (۳) حل معکوس انتگرال هوتین که اغتشاش گرانی را محاسبه می‌کند. در ورش‌های یادشده استفاده از صورت (کانولوشن) انتگرال و به‌کارگیری تبدیل فوریه سریع نیز مرسوم است. همچنین تبدیل هم‌جایی (کولوکیشن) کمترین مربعات برای محاسبات مربوط، جزء روش‌های مورد استفاده است. جدول ۱ مروری خلاصه و جامع بر فعالیت‌های برجسته اخیر در تعیین میدان گرانی در دریا با استفاده از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و تبدیل ژئوئید به اطلاعات گرانی به روش سه معادله انتگرالی یادشده دارد. نقطه تمایز روش نگارندگان با روش‌های معمول، در استخراج اطلاعات گرانی از ژئوئید حاصل در دریا است. در روش نگارندگان برخلاف روش‌های پیش‌گفته، ابتدا از حل معکوس فرمول برونز بیضوی معادلات تبدیل ارتفاع ژئوئید به پتانسیل گرانی روی سطح بیضوی محاسبه می‌شود، و سپس با استفاده از حل مستقیم مسئله مقدار مرزی دیریکله، میدان گرانی جزئی تعیین و سپس با افزودن اثرهای محلی و جهانی به آن، به میدان گرانی مطلق تبدیل می‌شود. بنابراین همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، راه‌حل نگارندگان مقاله حاضر چه به لحاظ نظری و چه از نظر محاسباتی متمایز و متفاوت با روش‌های معمول تعیین گرانی با استفاده از مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای است.

واسنجی (کالیبراسیون) دستگاه اندازه‌گیری، (ب) خطای دریافت (به دلیل ثبات نداشتن فنرها و دیگر اتصال‌دهنده‌های دستگاه اندازه‌گیری)، (پ) خطا در تصحیح اتووش (ناشی از حرکت کشتی)، (ت) خطا در تصحیح شتاب‌های عمودی (ناشی از نوسان حرکت کشتی حول امتداد شاغولی)، (ث) خطا در تصحیح شتاب‌های افقی (ناشی از شتاب‌های وارده از امواج دریا و ثابت نبودن سرعت کشتی). به‌منظور یافتن تصحیحات لازم برای حذف این خطاها، تلاش‌های بسیاری صورت پذیرفته است که برای نمونه می‌توان به تحقیقات (دهلینگر، ۱۹۶۶ و لاکوست، ۱۹۶۷) در مورد بررسی شتاب‌های افقی کشتی، (تالوانی، ۱۹۷۰ و تالوانی، ۱۹۶۶) در مورد بررسی شتاب‌های عمودی کشتی، (بوور، ۱۹۶۶؛ تالوانی، ۱۹۶۶؛ لاکوست، ۱۹۶۷ و هریسون، ۱۹۶۰) در مورد بررسی شتاب‌های افقی و عمودی کشتی به صورت هم‌زمان اشاره کرد.

با شروع به‌کار ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای که به پرتاب اولین ماهواره ارتفاع‌سنجی به نام اسکای‌لب (SKYLAB) در ۱۹۷۳ باز می‌گردد و نیز با پرتاب ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی بعد از آن به شرح زیر (GEOS3, 1975)، (SEASAT1, 1978)، (EOSAT, 1985)، (ERS1, 1991)، (TOPEX/POSIDON, 1992)، (JASON1, 2002) فصل جدیدی در تحقیقات دریایی گشوده شد.

برای محاسبه میدان گرانی در دریا با استفاده از ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی، ابتدا لازم است سطح متوسط دریا (MSL) به دست آید و از راه بررسی‌های اقیانوس‌شناسی نیز توپوگرافی سطح دریا مشخص شود تا بدین طریق از تفاضل SST از MSL، ارتفاع ژئوئید محاسبه شود. تفاوت

جدول ۱. مروری بر فعالیت‌های برجسته اخیر در تعیین میدان گرانی در دریا با استفاده از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای (تبدیل ژئوئید به شتاب گرانی).

مولفان اثر	روش مورد استفاده	توضیح
(سندول و اسمیت، ۱۹۹۲، ۱۹۹۷)	حل معکوس انتگرال وینینگ-مینز	استفاده از مشاهدات ارتفاع‌سنجی به منظور محاسبه مولفه‌های انحراف قائم و استفاده از صورت همایخت انتگرال وینینگ-مینز برای تولید بی‌هنجاری گرانی از راه تبدیل فوریه
(نادسن، ۱۹۹۱)	حل معکوس انتگرال هوتین	برآورد هم‌زمان میدان گرانی و توپوگرافی سطح دریا با استفاده از داده‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای با روش Least Square Collocations (L.S.C.)
(وانگ و پارسونز، ۱۹۹۵)	حل معکوس انتگرال وینینگ-مینز	استفاده از روش L.S.C. برای به‌دست آوردن میدان گرانی با استفاده از مشاهدات ارتفاع‌سنجی
(آندرسن و نادسن، ۱۹۹۸)	حل معکوس انتگرال هوتین	تولید بی‌هنجاری گرانی از راه تبدیل فوریه سریع ارتفاعات سطح دریا
(ونگ و سوچانگ، ۲۰۰۲)	حل معکوس انتگرال وینینگ-مینز	استفاده از فرمول معکوس وینینگ-مینز برای تعیین سطح متوسط دریا و بی‌هنجاری گرانی از راه محاسبه مولفه‌های انحراف قائم
(بانسال و همکاران، ۲۰۰۵)	حل معکوس انتگرال استوکس	بررسی روش‌های تعیین میدان گرانی در دریا، و استفاده از مشاهدات ارتفاع‌سنجی به روش FFT برای تعیین بی‌هنجاری گرانی هوای آزاد
(ونگ و هسوچانگ، ۲۰۰۲)	حل معکوس انتگرال وینینگ-مینز	استفاده از مشاهدات ارتفاع‌سنجی به منظور محاسبه مولفه‌های انحراف قائم و استفاده از فرمول معکوس وینینگ-مینز برای تعیین بی‌هنجاری گرانی
(اولیسن و همکاران، ۲۰۰۲)	حل معکوس انتگرال استوکس	پیوند گرانی هوایی و گرانی حاصل از مشاهدات ارتفاع‌سنجی با استفاده از روش معکوس استوکس از راه تبدیل فوریه سریع
(ونگ، ۲۰۰۰)	حل معکوس انتگرال استوکس	مقایسه داده‌های گرانی حاصل از کشتی و بی‌هنجاری گرانی دریایی حاصل از مشاهدات ارتفاع‌سنجی به‌دست آمده به روش معکوس استوکس
(آندرسن و نادسن، ۱۹۹۸)	حل معکوس انتگرال هوتین	استفاده از مشاهدات ارتفاع‌سنجی برای بازیافت میدان گرانی از راه تبدیل فوریه سریع
(زیائوس و فاززبرگ، ۱۹۹۸)	حل معکوس انتگرال استوکس	بازیافت کمیت‌های مربوط به میدان گرانی از راه داده‌های گرانی دریایی و مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای با روش L.S.C.
(ونگ و همکاران، ۱۹۹۸)	حل معکوس انتگرال وینینگ-مینز	استفاده از مشاهدات ارتفاع‌سنجی برای بازیافت میدان گرانی از طریق تبدیل فوریه سریع یک‌بُعدی از فرمول معکوس وینینگ-مینز
(ونگ و پارسونز، ۱۹۹۶)	حل معکوس انتگرال وینینگ-مینز	استفاده از مشاهدات ارتفاع‌سنجی برای به‌دست آوردن میدان گرانی به روش L.S.C. و فرمول معکوس وینینگ-مینز درحوزه بسامد
(ونگ و سایدیز، ۱۹۹۶)	حل معکوس انتگرال هوتین	بازیافت میدان گرانی اقیانوسی از روش معکوس هوتین
(اولیجیاتی و همکاران، ۱۹۹۵)	حل معکوس انتگرال استوکس	استفاده از مشاهدات ارتفاع‌سنجی برای تعیین بی‌هنجاری گرانی با استفاده از فرمول معکوس استوکس با استفاده از روش تبدیل فوریه سریع

خواهیم داد. برای تشریح بهتر تحقیق به نمودار گردش شکل ۱ رجوع شود.

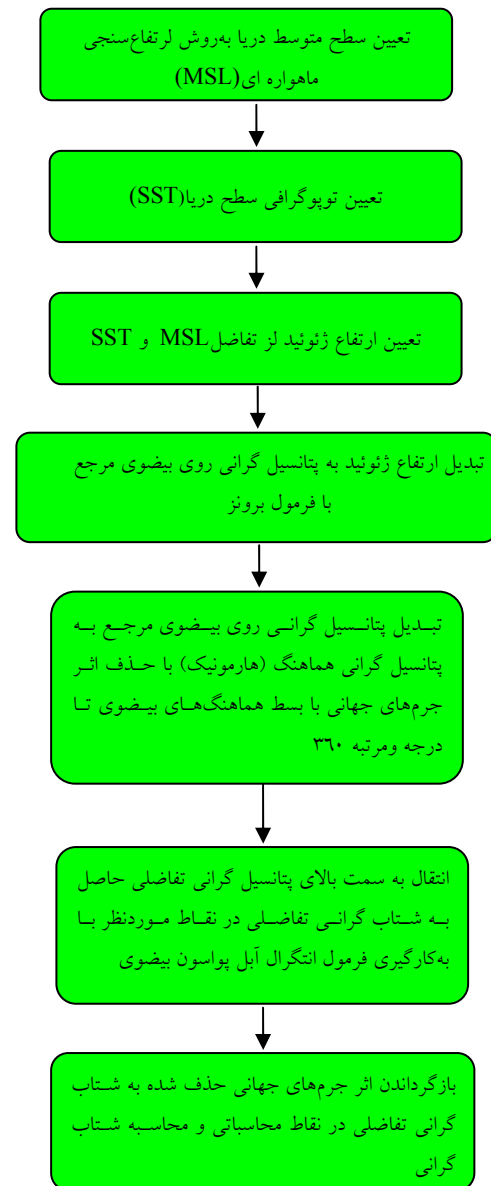
با توجه به نمودار گردش شکل ۱ نکته اصلی این تحقیق استفاده از عکس فرمول برونز برای تبدیل نقطه‌ای ارتفاع ژئوئید به پتانسیل گرانی روی بیضوی مرجع است، این خصوصیت وجه تمایز این تحقیق با روش‌های معمول استفاده از اطلاعات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای است.

با توجه به متفاوت بودن روش مورد استفاده با روش‌های معمول جزئیات مربوط در بخش‌های بعدی آورده خواهد شد. همچنین از آنجا که نقطه شروع همه روش‌های تعیین گرانی دریایی با استفاده از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، تعیین MSL از راه تحلیل مشاهدات ارتفاع‌سنجی است، با مرور اجمالی نحوه تعیین MSL از راه مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، مقاله را ادامه

درخصوص ساختار مشاهداتی عرضه خواهد شد که به این ماهواره اختصاص دارد. ماهواره توپکس-پوزایدون محصول مشترک امریکا و فرانسه است که از ۱۹۹۲ فعالیت خود را آغاز کرد و همچنان تا ماه ژوئن ۲۰۰۷ فعال بوده است. مشاهده اصلی ماهواره توپکس-پوزایدون، همچون هر ماهواره ارتفاع سنجی دیگر، ارتفاع ماهواره تا سطح آب ( $R_s$ ) است که با توجه به مدت زمان رفت و برگشت یک پالس الکترومغناطیسی از ارتفاع ماهواره تا سطح آب اندازه گیری می شود. این اندازه گیری پس از اعمال تصحیحات محیطی و دستگاهی تبدیل به فاصله تصحیح شده ماهواره از سطح لحظه ای آب می شود که در اصطلاح به آن دامنه تصحیح شده (Range Corrected) می گویند. در مورد جزئیات تصحیحات لازم، می توان به (Benada, 1997) مراجعه کرد. با توجه به امکان اندازه گیری موقعیت ماهواره در مدار با استفاده از سامانه های تعیین موقعیت ماهواره ای، ارتفاع ماهواره تا سطح بیضوی مرجع  $H_{sat}$ ، قابل محاسبه است. با در اختیار داشتن  $H_{sat}$  و Corrected Range می توان ارتفاع سطح آب تا بیضوی مرجع (SSH) را از فرمول (۱) محاسبه کرد.

$$SSH(\lambda, \phi) = h_{sat}(\lambda, \phi) - Corrected\_Range(\lambda, \phi) \quad (1)$$

با در اختیار داشتن ارتفاع سطح آب دریا تا بیضوی مرجع (SSH) می توان به مدل سازی مولفه های کشندی (جزرومدی) و تعیین سطح متوسط دریا (جزر و مد بسامد صفر) پرداخت. چون سطح آب دریا به خاطر تغییرات کشندی دارای رفتار تناوبی است، آنالیز هماهنگ (Harmonic Analysis) معمول ترین روش مدل سازی مولفه های کشندی است. در روش آنالیز هماهنگ (هارمونیک) با در اختیار داشتن مشاهدات سطح لحظه ای آب دریا، برطبق رابطه (۲)، سطح متوسط دریا قابل محاسبه خواهد بود:



شکل ۱. نمودار گردش کلی محاسبات این تحقیق.

## ۲ تعیین سطح متوسط دریا از راه مشاهدات

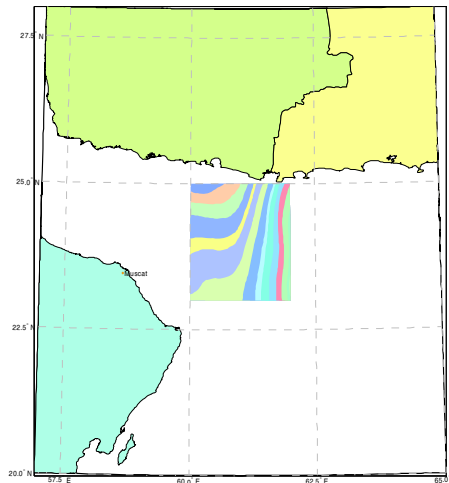
### ارتفاع سنجی ماهواره ای

تعیین MSL به روش مشاهدات ماهواره ارتفاع سنجی در مورد همه ماهواره های ارتفاع سنجی از نظر اصول یکسان است و بدین لحاظ تفاوتی در نوع ماهواره برای این منظور وجود ندارد. اما از آنجاکه یکی از موفق ترین ماموریت های ارتفاع سنجی ماهواره ای توپکس-پوزایدون (TOPEX/POSIDON) است، در ادامه جزئیاتی

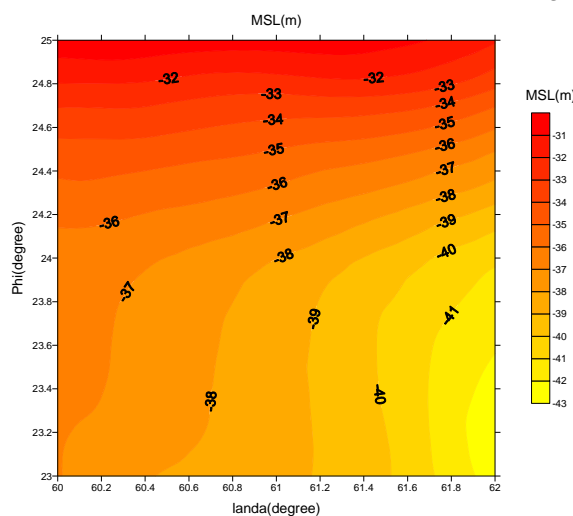
ماهواره‌ای، سطح متوسط دریا است که با حذف جزء وابسته به زمان یا دینامیک از مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای قابل محاسبه است. شکل ۳ نتیجه محاسبات MSL به شیوه یادشده است که از سوی تیم تحقیقاتی پروفیسور رب در دانشگاه ایالتی اوهایو صورت گرفته است (رب و همکاران ۱۹۹۱). این منطقه که در دریای عمان قرار دارد، در تحقیق حاضر به منظور تعیین میدان گرانی از راه مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای انتخاب شده است و بدین لحاظ همه مثال‌ها و نقشه‌هایی که در ادامه خواهد آمد مربوط به این ناحیه است (شکل ۲).

$$h^{\circ}(\lambda, \phi, t) = MSL(\lambda, \phi) + \sum_i^n [A_i(\lambda, \phi) \cos \omega_i t + B_i(\lambda, \phi) \sin \omega_i t] \quad (2)$$

در مدل فوق،  $h(\lambda, \phi, t)$  ارتفاع سطح لحظه‌ای آب دریا از بیضوی مرجع یا همان SSH در رابطه (۱) در نقطه‌ای با طول و عرض جغرافیایی در زمان  $t$  معلوم و مقدار معلوم مدل است.  $A_i(\lambda, \phi)$  و  $B_i(\lambda, \phi)$  ضریب‌های کشندی (کمیت مجهول)،  $n$  تعداد مولفه‌های کشندی،  $\omega_i$  سرعت زاویه‌ای مولفه  $i$  ام کشند است.  $\omega_i$  را می‌توان معلوم و یا مجهول فرض کرد. بخش غیروابسته به زمان در تحلیل طیفی مشاهدات ارتفاع‌سنجی



شکل ۲. منطقه هاشور خورده، محل مورد بررسی در دریای عمان را نشان می‌دهد.



شکل ۳. سطح متوسط دریا در منطقه بررسی موردی تحقیق حاضر در دریای عمان (برحسب متر) محاسبه شده رب و همکاران ۱۹۹۱.

$$MSL(\lambda, \phi) - SST(\lambda, \phi) = N(\lambda, \phi) \quad (۳)$$

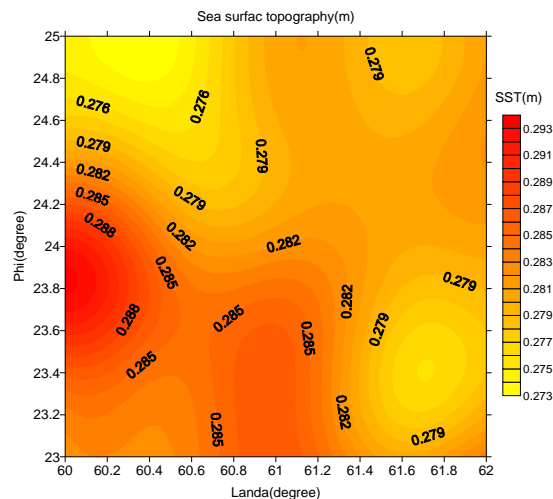
روش‌های متفاوتی برای تعیین SST وجود دارد، که یکی از آنها استفاده از اطلاعات اقیانوس‌شناسی است. یکی از مدل‌های توپوگرافی سطح دریا، مدل POCM-4B است که حاصل تحقیقات پروفیسور رب (۱۹۹۸) است. بخشی از این مدل توپوگرافی سطح دریا که دربرگیرنده منطقه بررسی موردی تحقیق حاضر است، در شکل ۴ آمده است.

تفاوت MSL و SST، که همان ارتفاع ژئوئید حاصل از رابطه (۳) است در محدوده بررسی موردی در شکل ۵ نشان داده شده است.

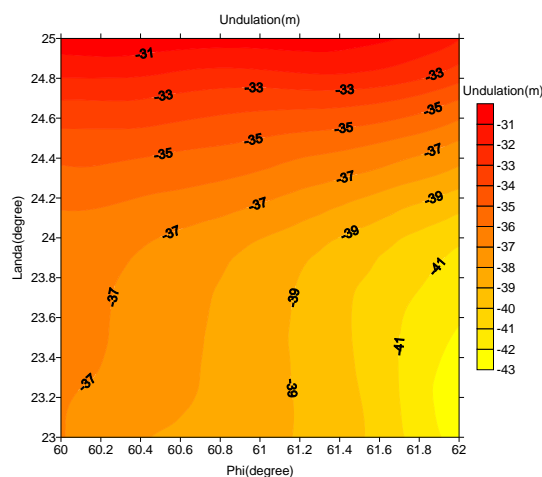
برای توضیحات و جزئیات بیشتر درخصوص نحوه تعیین MSL به رب و همکاران (۱۹۹۱) مراجعه شود.

### ۳ تبدیل سطح متوسط دریا به شتاب گرانی در دریا به روش نگارندگان

همان‌گونه که قبلاً ذکر شد، در محاسبه میدان گرانی از راه ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، اولین مرحله تعیین سطح متوسط دریا (MSL) است که در بخش قبل به اختصار توضیح داده شد. همچنین با در اختیار داشتن توپوگرافی سطح دریا (SST)، امکان تعیین ژئوئید در دریا با استفاده از تفاضل SST از MSL پدید می‌آید (رابطه ۳).



شکل ۴. توپوگرافی سطح دریا براساس مدل رب (برحسب متر) در منطقه تحقیقاتی در دریای عمان.



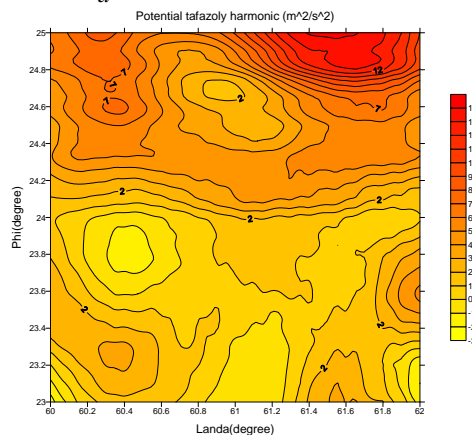
شکل ۵. ارتفاع ژئوئید حاصل از تفاوت بین MSL و SST در منطقه بررسی موردی در دریای عمان.

از رابطه (۵)  $\delta W(X_0)$  به دست آمده است که از جمع آن با پتانسیل ژئوئید، پتانسیل گرانی روی بیضوی مرجع قابل محاسبه خواهد بود. بنابراین با در اختیار داشتن شبکه منظمی از مقادیر ارتفاع ژئوئید N که از مشاهدات ارتفاع ستجی ماهواره‌ای به شیوه یادشده قابل محاسبه است، می‌توان شبکه منظمی از مقادیر پتانسیل روی بیضوی مرجع را از رابطه (۵) به دست آورد. اگر پتانسیل گرانی حاصل را به پتانسیل گرانی هماهنگ مبدل سازیم. یعنی اثر جرم‌های بیرون بیضوی را از آن حذف کنیم. جواب معادله دیفرانسیل جزئی لاپلاس خواهد شد. یک جواب ویژه معادله دیفرانسیل لاپلاس، انتگرال آبل بواسون است که در واقع جواب ویژه معادله دیفرانسیل لاپلاس تحت مقادیر مرزی دیریکله است. لازم به ذکر است که پتانسیل گرانی روی بیضوی را با حذف اثر جرم‌های جهانی و محلی به پتانسیل گرانی هماهنگ تبدیل می‌کنیم تا پتانسیل گرانی تفاضلی به دست آید (شکل ۶).

تا این مرحله همه روش‌های تعیین گرانی دریایی از راه ارتفاع سنجی  $\delta W(X_0)$  ماهواره‌ای با یکدیگر مشترک‌اند. وجه تمایز روش حاضر با روش‌های معمول از اینجا آغاز می‌شود. در روش حاضر قدم بعدی استفاده از حل معکوس فرمول برنز بیضوی به منظور تبدیل ارتفاع ژئوئید به اختلاف پتانسیل گرانی از پتانسیل ژئوئید در سطح بیضوی مرجع است. رابطه (۴) بیانگر فرمول برونز بیضوی است که اردلان (۲۰۰۵) محاسبه کرده است. در رابطه (۴)  $(\varphi, \lambda)$  مختصات دوم و سوم بیضوی ژاکوبی  $(\lambda, \varphi, \eta)$ ، ثابت جهانی جاذبه زمینی،  $\omega$  سرعت زاویه‌ای دوران زمین،  $\varepsilon = \sqrt{a^2 - b^2}$  خروج از مرکز خطی، و  $a$  و  $b$  به ترتیب نیم قطر بزرگ و کوچک بیضوی مرجع هستند. همچنین  $\delta W(X_0) = W - W_0$  اختلاف پتانسیل گرانی در سطح بیضوی مرجع از پتانسیل ژئوئید است. بنابراین در صورت در اختیار داشتن ارتفاع ژئوئید از رابطه (۴) داریم.

$$N = \frac{\sqrt{b^2 + \varepsilon^2 \sin^2 \phi}}{a} * \delta W(X_0) - \frac{6(b^2 + \varepsilon^2) \text{arc cot}(\frac{b}{\varepsilon}) - 3b\varepsilon + \varepsilon^2 - 3\varepsilon}{(3b^2 + \varepsilon^2) \text{arc cot}(\frac{b}{\varepsilon}) - 3b\varepsilon} * \left( -\frac{Gm}{a^2} \omega^2 \left( (3 \sin^2 \phi + 1) + \omega^2 b \cos \phi \right) \right) \tag{4}$$

$$\delta W(X_0) = \frac{\left( (3 \sin^2 \phi + 1) + \omega^2 b \cos \phi \right) * \left( -\frac{Gm}{a^2} \omega^2 \left( \frac{6(b^2 + \varepsilon^2) \text{arc cot}(\frac{b}{\varepsilon}) - 3b\varepsilon + \varepsilon^2 - 3\varepsilon}{(3b^2 + \varepsilon^2) \text{arc cot}(\frac{b}{\varepsilon}) - 3b\varepsilon} \right) \right)}{\sqrt{b^2 + \varepsilon^2 \sin^2 \phi}} * N + \mathcal{O}(\delta W(X_0))^2 \tag{5}$$



شکل ۶. پتانسیل تفاضلی هماهنگ حاصل از حذف اثر جرم‌های جهانی و محلی از پتانسیل گرانی روی بیضوی برحسب واحد مجذور متر بر مجذور ثانیه.



۴ تبدیل به شتاب گرانی و تبدیل به تغییرات چگالی

زیرسطحی

اگر پتانسیل گرانی حاصل را به پتانسیل گرانی هماهنگ مبدل سازیم، یعنی اثر جرم‌های بیرون بیضوی را از آن حذف کنیم (پتانسیل تفاضلی)، جواب معادله دیفرانسیل جزئی لاپلاس خواهد شد. یک جواب ویژه معادله دیفرانسیل لاپلاس، انتگرال آبل پواسون، یا در واقع جواب ویژه معادله دیفرانسیل لاپلاس تحت مقادیر مرزی دیریکله است. در مسئله انتقال به سمت بالا، (مسئله مستقیم)، پتانسیل جاذبه تفاضلی هماهنگ روی سطح بیضوی معلوم، و هدف، تعیین شتاب جاذبه تفاضلی روی سطح متوسط دریا است. از آنجا که در فضای خارج بیضوی مرجع مقادیر مرزی پتانسیل تفاضلی جاذبه در معادله انتگرالی آبل-پواسون بیضوی صدق می‌کند؛ از این عملگر انتگرالی درحکم یک معادله برای به دست آوردن شتاب جاذبه تفاضلی روی سطح متوسط دریا استفاده می‌شود (اردلان، ۲۰۰۲). معادله انتگرالی آبل-پواسون بیضوی پیوسته برای شتاب جاذبه تفاضلی هماهنگ به صورت زیر

است.

پارامترهای فرمول زیر عبارت‌اند از:

$K^L(\lambda, \phi, \eta, \lambda', \phi', \eta_0)$  کرنل انتگرال آبل پواسون،  $\delta W^L(\lambda', \phi')$  پتانسیل گرانی تفاضلی در سطح بیضوی مرجع،  $w(\phi')$  تابع وزن. انتگرال محاسباتی فوق، انتگرال آبل پواسون نامیده می‌شود که از آن در محاسبه شتاب گرانی تفاضلی در فضای خارج مرز بیضوی با استفاده از پتانسیل گرانی فاضلی روی سطح بیضوی از آن استفاده شده است. این عملیات، انتقال به سمت بالا (Upward continuation) (مسئله مستقیم) نامیده می‌شود.

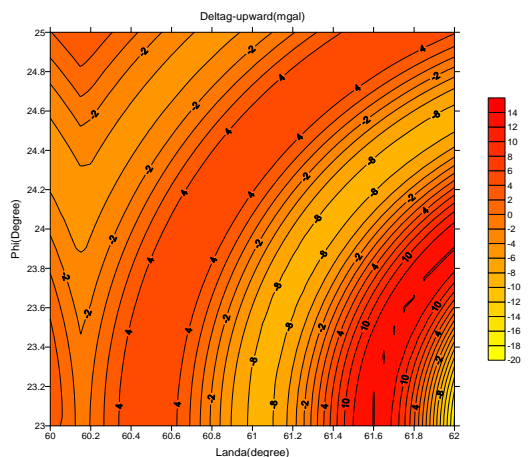
برای محاسبه شتاب گرانی تفاضلی در فضای خارج مرز بیضوی با استفاده از پتانسیل گرانی تفاضلی در روی سطح بیضوی، انتگرال آبل پواسون را مطابق رابطه (۶) و (۷) تعریف و استفاده کرده‌ایم.

با توجه به اینکه کمیت‌های محاسبه‌ای در سطح بیضوی به صورت گسسته قابل دسترسی هستند، بنابراین در عمل باید از انتگرال آبل-پواسون بیضوی، به شکل گسسته استفاده کرد.

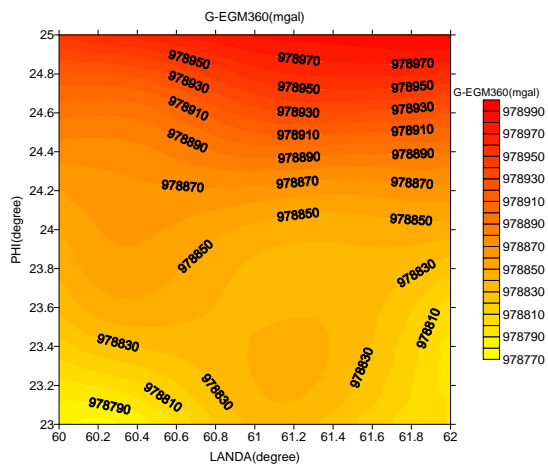
$$\begin{aligned} \delta\Gamma^t(\lambda, \phi, \eta) &= \gamma(x) - \Gamma(x) \cong (e_r | \delta\Gamma) \\ &= \frac{1}{\sqrt{g_{\lambda\lambda}}} \frac{\Gamma_\lambda}{\|\Gamma\|} \left( \frac{1}{S} \int_{\varepsilon'_\lambda} w(\phi') \lambda S' \frac{\partial K^t(\lambda, \phi, \eta, \lambda', \phi', \eta_0)}{\partial \lambda} \delta W^t(\lambda', \phi') \right) \\ &+ \frac{1}{\sqrt{g_{\phi\phi}}} \frac{\Gamma_\phi}{\|\Gamma\|} \left( \frac{1}{S} \int_{\varepsilon'_\phi} w(\phi') \lambda S' \frac{\partial K^t(\lambda, \phi, \eta, \lambda', \phi', \eta_0)}{\partial \phi} \delta W^t(\lambda', \phi') \right) \\ &+ \frac{1}{\sqrt{g_{\eta\eta}}} \frac{\Gamma_\eta}{\|\Gamma\|} \left( \frac{1}{S} \int_{\varepsilon'_\eta} w(\phi') \lambda S' \frac{\partial K^t(\lambda, \phi, \eta, \lambda', \phi', \eta_0)}{\partial \eta} \delta W^t(\lambda', \phi') \right) \end{aligned} \quad (6)$$

صورت گسسته معادله انتگرال آبل پواسون برای شتاب گرانی تفاضلی

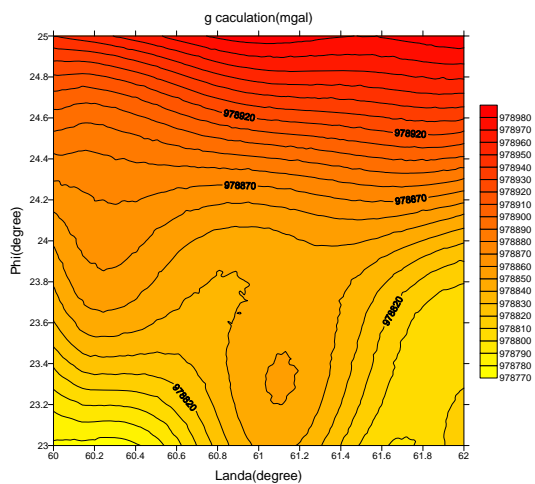
$$\begin{aligned} \delta\Gamma^t(\lambda, \phi, \eta) &= \gamma(x) - \Gamma(x) \cong (e_r | \delta\Gamma) \\ &= \frac{1}{\sqrt{g_{\lambda\lambda}}} \frac{\Gamma_\lambda}{\|\Gamma\|} \left( \frac{1}{S} \sum_{i=1}^i \sum_{j=1}^j a \sqrt{b^2 + \varepsilon^2 \sin^2 \phi_\varphi} \cos \phi_\varphi \Delta\lambda \Delta\phi v(\phi) \frac{\partial K^t(\lambda, \phi, \eta, \lambda', \phi', \eta_0)}{\partial \lambda} \delta W^t(\lambda', \phi') \right) \\ &+ \frac{1}{\sqrt{g_{\phi\phi}}} \frac{\Gamma_\phi}{\|\Gamma\|} \left( \frac{1}{S} \sum_{i=1}^i \sum_{j=1}^j a \sqrt{b^2 + \varepsilon^2 \sin^2 \phi_\varphi} \cos \phi_\varphi \Delta\lambda \Delta\phi v(\phi) \frac{\partial K^t(\lambda, \phi, \eta, \lambda', \phi', \eta_0)}{\partial \phi} \delta W^t(\lambda', \phi') \right) \\ &+ \frac{1}{\sqrt{g_{\eta\eta}}} \frac{\Gamma_\eta}{\|\Gamma\|} \left( \frac{1}{S} \sum_{i=1}^i \sum_{j=1}^j a \sqrt{b^2 + \varepsilon^2 \sin^2 \phi_\varphi} \cos \phi_\varphi \Delta\lambda \Delta\phi v(\phi) \frac{\partial K^t(\lambda, \phi, \eta, \lambda', \phi', \eta_0)}{\partial \eta} \delta W^t(\lambda', \phi') \right) \end{aligned} \quad (7)$$



شکل ۷. شتاب گرانی تفاضلی حاصل از فرمول آبل-پواسون برحسب میلی‌گال.



شکل ۸. شتاب گرانی جهانی حاصل از بسط هماهنگ‌های بیضوی تا درجه و مرتبه ۳۶۰ برحسب میلی‌گال در منطقه دریای عمان.



شکل ۹. شتاب گرانی محاسباتی برحسب میلی‌گال در منطقه دریای عمان.

که مختصات  $(\varphi, \lambda)$  و سوم بیضوی ژاکوبی  $(\lambda, \varphi, \eta)$ ، حاصل ضرب ثابت جهانی جاذبه در جرم زمین،  $\omega$  سرعت زاویه‌ای زمین،  $\varepsilon = \sqrt{a^2 - b^2}$  خروج از مرکز خطی،  $\Delta\phi$  و  $\Delta\lambda$  تفاوت بیشینه و کمینه  $\phi$  و  $\lambda$  ناحیه انتگرال‌گیری،  $a$  و  $b$  قطرهای بزرگ و کوچک بیضوی مرجع هستند.

لازم به ذکر است که پتانسیل گرانی روی بیضوی را با حذف اثر جرم‌های جهانی و محلی به پتانسیل گرانی هماهنگ تبدیل می‌کنیم تا پتانسیل گرانی تفاضلی (باقی‌مانده) به دست آید. برای بخش بدون جرم فضای بیرونی زمین، مقادیر پتانسیل گرانی تفاضلی (باقی‌مانده) در انتگرال آبل-پواسون صدق می‌کنند. با داشتن مقادیر پتانسیل گرانی تفاضلی (باقی‌مانده)، می‌توان از راه انتگرال آبل-پواسون بیضوی، مقادیر تفاضلی شتاب جاذبه را روی سطح متوسط دریا به دست آورد و با اضافه کردن اثرهای حذف شده به مقادیر تفاضلی شتاب جاذبه، می‌توان مقدار آن را در نقاط موردنظر به دست آورد. برای این کار از راه عملگر گرادیان، بردار شتاب گرانی را از مقادیر پتانسیل تعیین و سپس قدرمطلق بردار شتاب را محاسبه می‌کنیم. با استفاده از شتاب گرانی جهانی، شکل ۸، حاصل از بسط هماهنگ‌های بیضوی تا درجه و مرتبه ۳۶۰ (رپ و همکاران، ۱۹۹۸) و همچنین شتاب گرانی تفاضلی حاصل از انتگرال آبل پواسون (اردلان و صناعی، ۱۳۸۴) در دستگاه مختصات بیضوی شتاب گرانی را در نقاط موردنظر به دست می‌آوریم (شکل ۷). همچنین شتاب گرانی محاسبه‌ای در نقاط موردنظر عبارت است از (شکل ۹):

$$\Gamma(\lambda, \varphi, \eta) = \delta\Gamma(\lambda, \varphi, \eta) + \Gamma^{360}(\lambda, \varphi, \eta) \quad (۸)$$

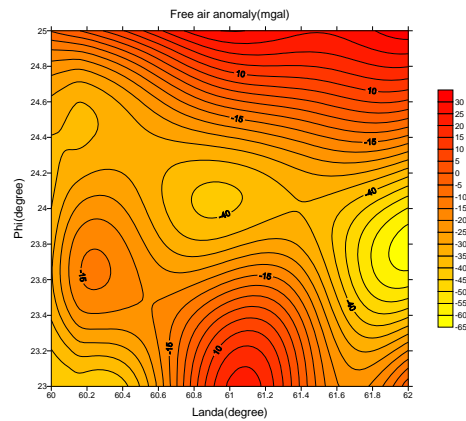
ساختارهای زمین‌شناسی است. زیرا آنها در اساس تغییرات چگالی را نشان می‌دهند. بنابراین از روی بررسی نقشه‌های بی‌هنجاری، اثرهای زمین‌شناسی قابل شناسایی است. لازم به ذکر است که نتایج حاصل از روش ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای به منظور مدل‌سازی میدان گرانی، بسیار موفقیت‌آمیز هستند.

### ۵ مقایسه با روش سندول و اندازه‌گیری‌های صورت گرفته با کشتی

با توجه به محدوده مورد بررسی و داده‌های در دسترس، تعداد ۲۸۹ نقطه در این ناحیه وجود دارد که در آن نقاط، اندازه‌گیری‌های گرانی با کشتی صورت گرفته است. در زیر جدول‌های ۲، ۳، ۴ و ۵ و شکل‌های ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۵ مربوط به مقایسه این سه روش آمده است.

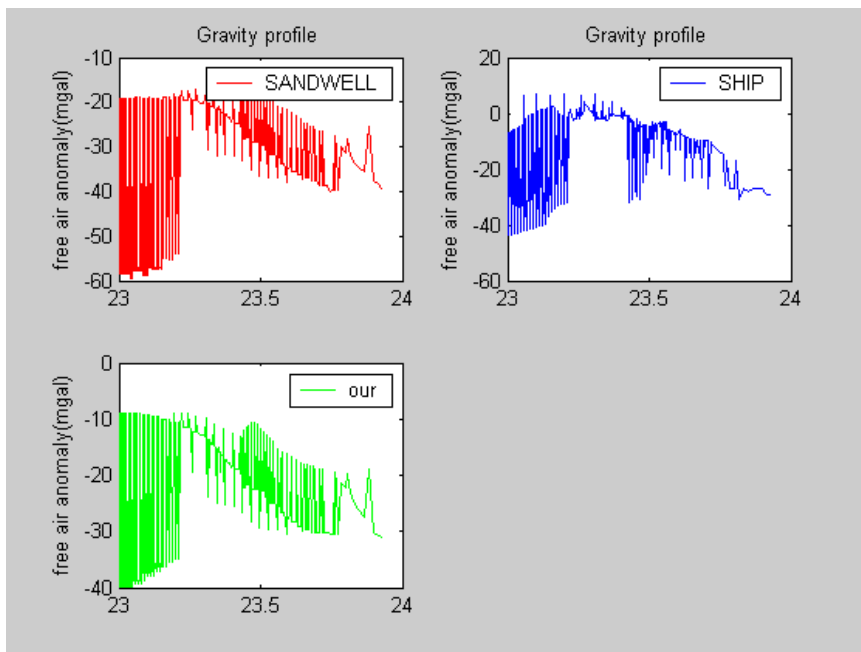
جدول ۲. توصیف آماری داده‌های بی‌هنجاری هوای آزاد سه روش در منطقه.

نام	تعداد ایستگاه‌ها	پیشینه	کمینه	متوسط	انحراف معیار
روش حاضر	۲۸۹	-8.91	-۳۹.۹۵	-24.38	۱۰.۵۰
کشتی	۲۸۹	7.2	-43.7	-۱۳.۹۶	13.85
سندول	۲۸۹	-17.2	-59.31	-35.24	۱۵.۵۰



شکل ۱۰. بی‌هنجاری هوای آزاد برحسب میلی‌گال در منطقه دریای عمان (۲×۲درجه).

با به‌دست آوردن قدرمطلق شتاب گرانی، بی‌هنجاری هوای آزاد را به روش‌های مرسوم به‌دست می‌آوریم (شکل ۹). هرگونه اختلافی بین گرانی هوای آزاد از جایی به جای دیگر بر اثر نامنظمی‌های چگالی همراه با



شکل ۱۱. بی‌هنجاری هوای آزاد برحسب میلی‌گال برای سه روش.

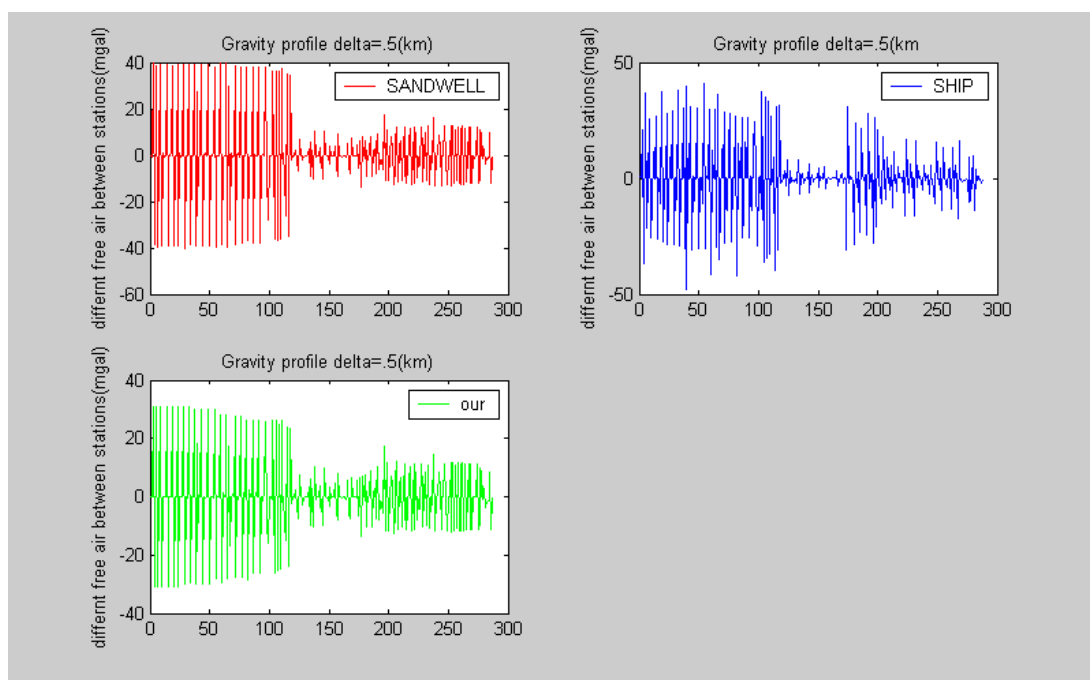
جدول (۳) نشان‌دهنده اختلاف آماری بین داده‌های روش حاضر و روش سندول با داده‌های حاصل از اندازه‌گیری با کشتی است. انحراف معیار دو روش با داده‌های کشتی به هم نزدیک است و این حکایت از آن دارد که دست‌کم روش تحقیق حاضر با روش سندول قابل قیاس است و روش نوینی برای تعیین بی‌هنجاری گرانی در دریا به حساب می‌آید.

در شکل ۱۱ ملاحظه می‌شود که تشابه بین روش سندول و روش حاضر زیاد است و این درستی روش تحقیق حاضر را می‌رساند و نیز تا حدودی طبیعی است چون هر دو روش، براساس ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، گرانی را تعیین می‌کنند.

جدول (۳) نشان می‌دهد که تفکیک‌پذیری مربوط به کشتی از هر دو روش بهتر است و این با توجه به چگال بودن اندازه‌گیری‌های کشتی طبیعی است.

جدول ۳. تفاوت بین ایستگاه‌های پشت سر هم برای سه روش در منطقه.

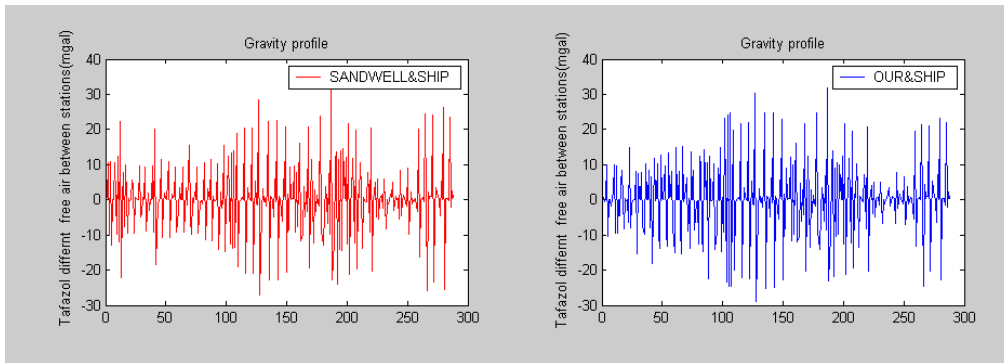
نام	تعداد ایستگاه‌ها	پیشینه	کمینه	متوسط	انحراف معیار
روش تحقیق حاضر	۲۸۸	35.2	-34.9	-0.035	3.38
کشتی	۲۸۸	10.72	-10.72	0.078	12.49
سندول	288	22.45	-21.61	0.12	7.79



شکل ۱۲. تفاوت بین ایستگاه‌ها پشت سر هم به فاصله 31(km). برای سه روش.

جدول ۴. توصیف آماری اختلاف داده‌ها با کشتی در منطقه.

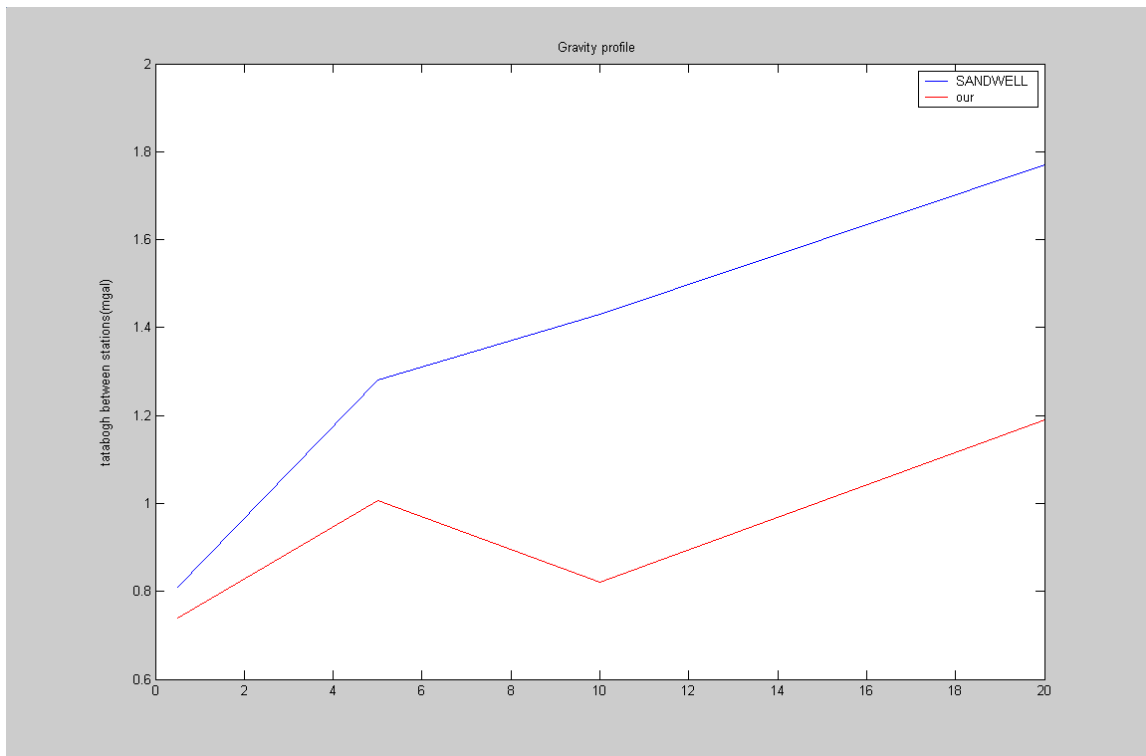
نام	تعداد ایستگاه‌ها	پیشینه	کمینه	متوسط	انحراف معیار
تفاوت روش حاضر و کشتی	۲۸۸	31.86	-۲۸.۹۴	۰.۱۱	۱۰.۹۵
اختلاف سندول و کشتی	۲۸۸	۳۲.۴۸	-27.05	0.15	۱۰.۳۱



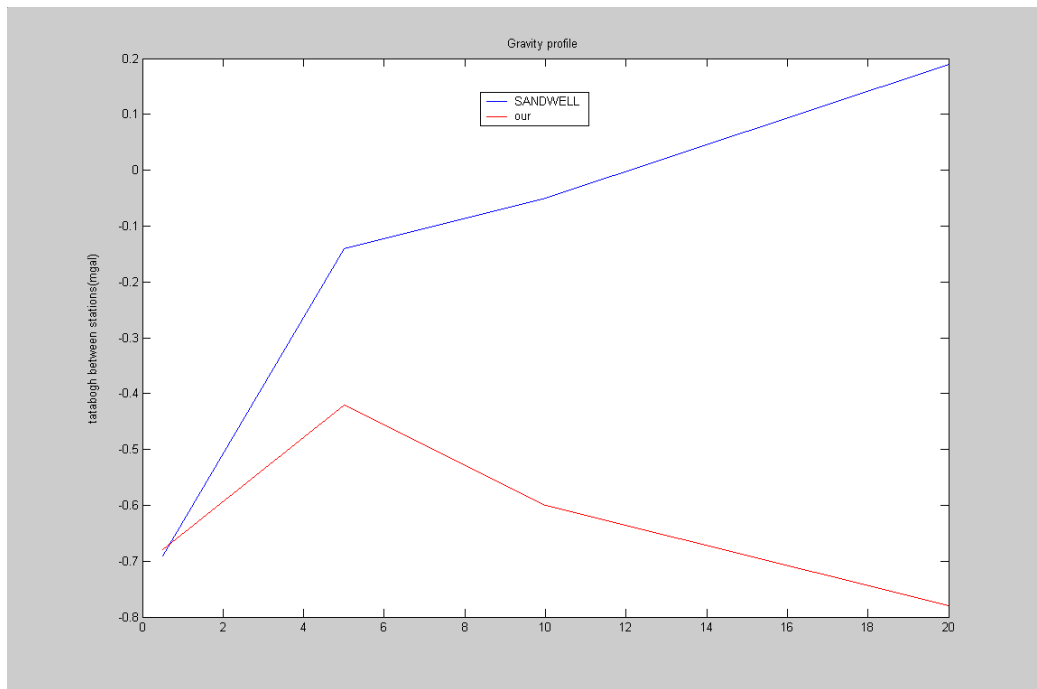
شکل ۱۳. تفاوت روش تحقیق حاضر و سندول با کشتی.

جدول ۵. توصیف آماری تفاوت داده‌ها با کشتی در منطقه، برای فواصل متفاوت.

نام	تعداد ایستگاه‌ها $N$	فاصله ایستگاهی (km)	$S_+ = mean + \frac{STD}{\sqrt{N}} (mgal)$	$S_- = mean - \frac{STD}{\sqrt{N}} (mgal)$
تفاوت روش تحقیق حاضر و کشتی	۲۸۷	.5	.74	-.68
	279	5	1.006	-.42
	269	10	.82	-.60
	249	20	1.19	-.78
تفاوت سندول و کشتی	۲۸۷	.5	.81	-.69
	279	5	1.28	-.14
	269	10	1.43	.05
	249	20	1.77	.19



شکل ۱۴. رسم کمیت  $S_+$  برحسب فواصل متفاوت ایستگاهی.



شکل ۱۵. رسم کمیت  $S_2$  بر حسب فواصل مختلف ایستگاهی.

- Adjaout, A. and Sarrailh, M., 1997, A new gravity map, a new marine geoid around japan and the detection of the kuroshio current, *Journal of Geodesy*, **71**(12), 725-735.
- Ali, A. A., Nan, L. J. and Peng, J. W., 2007, Determination of gravity anomalies over the arabian sea, *Journal of Applied Sciences*, **7**(6), 877-882.
- Andersen, O. B. and Knudsen, P., 1998, Global marine gravity field from the ERS-1 and geosat geodetic mission altimetry, *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, **103**(3334), 8129-8137.
- Andersen, O. B. and Knudsen, P., 2000, The role of satellite altimetry in gravity field modelling in coastal areas, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **25**(1), 17-24.
- Andersen, O. B., Knudsen, P. and Trimmer, R., 2000, The KMS99 global marine gravity field from ERS and GEOSAT altimetry.
- Apel, J. R. and Wilson, W. S., 1984, A review of major scientific results from U.S. satellite altimetry and projections for the future, *Marine Geophysical Researches*, **7**(1-2), 1-16.
- Ardalan, A. A., 2005, The role of reference equipotential surface in the geoid computation problem, case studies, Under review *Studia Geophysica et geodætica*.

## ۶ بحث و نتیجه گیری

در این مقاله روش دقیق علمی به منظور تعیین شتاب گرانی در نقاط با مختصات معلوم به صورت شبکه‌ای منظم در سطح دریاها، برای مشخص ساختن بی‌هنجاری گرانی با استفاده از اطلاعات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای عرضه شد. در اینجا از مدل‌های ژئوپتانسیلی برای تامین اثرهای جهانی و منطقه‌ای استفاده شد. از خصوصیات این روش سرعت در محاسبات، پوشش منطقه‌ای بزرگ، دقت زیاد، و اقتصادی بودن آن را می‌توان ذکر کرد. کاربرد آتی این روش می‌تواند تفسیر بی‌هنجاری‌های گرانی و بررسی ساختارهای زمین‌شناسی در هر منطقه موردنظر در دریاها باشد.

## منابع

اردلان، ع. ر.، صنایعی، ر.، ۱۳۸۴، بررسی اعتبار داده‌های ثقلی دریایی از طریق ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده فنی دانشگاه تهران.

- Drobyshev, N. V., Zheleznyak, L. K., Klevtsov, V. V., Koneshov, V. N. and Solov'ev, V. N., 2005, Accuracy of satellite determinations of the gravity field at sea, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, **41**(6), 462-474.
- Fernandes, M. J., Bastos, L. and Catalão, J. 2000, The role of multi-mission ERS altimetry in the determination of the marine geoid in the azores, *Marine Geodesy*, **23**(1), 1-16.
- Frowe, E., 1947, A diving bell for underwater gravimeter operation, *Geophysics*, **12**, 1-12.
- Fukuda, Y., 1995, Precise determination of a geoid in and around japan, *Journal - Geodetic Society of Japan*, **41**(1), 1-16.
- Fukuda, Y., 2000, Satellite altimetry and satellite gravity missions, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, **46**(1), 53-67.
- Gahagan, L. M., 1988, Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data, *Tectonophysics*, **155**(1-4), 1-26.
- Géli, L., Royer, J., Goslin, J. and Dziak, R. D., 2006, Intraplate seismicity, oceanic basement topography and marine gravity.
- Gilbert, R. L. G., 1949, A dynamic gravimeter of novel design, *Proc. Phys. Soc. Lond., ser. B*, **62**, 445-454.
- Haalck, H., 1931, Ein statischer Schwerkraftmesser, *Z. Geophys.*, 7:95 (ibid, 8:17, 197; 9:81, 285).
- Harrison, J. C., 1960, The measurement of gravity at sea, In: S.K. Runcorn (Editor), *Methods and Techniques of Modern Geophysics*. Wiley-Interscience, New York, N. P., pp. 211-229.
- Hecker, O., 1903, Bestimmung der Schwerkraft auf dem Atlantischen Ozean sowie in Rio de Janeiro, Lissabon, und Madrid. Veroff. K. Preuss. Geod. Inst., Berlin, N. F., 11.
- Heiskanen, W. and Moritz, M., 1967, *Physical Geodesy*, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1967.
- Heliani, L. S. and Fukuda, Y., 2001, On the influence of sea surface height variability on satellite altimeter derived gravity, *Marine Geodesy*, **24**(2), 73-84.
- Honkasalo, T., 1978, On the Honkasalo term in tidal corrections to gravimetric observation, In: *Geodetic Institute Hmalankatu 1A, 00240 Helsinki 24 Finland*.
- Hwang, C. and Parsons, B., 1996, An optimal procedure for deriving marine gravity from multi-satellite altimetry, *Geophysical Journal International*, **125**(3), 705-718.
- Hwang, C., Guo, J., Deng, X., Hsu, H. and Liu, Y., 2006, Coastal gravity anomalies from retracked Geosat/ GM altimetry: Improvement, limitation
- Ardalan, A. A., 2000a, High-resolution regional geoid computation in the World Geodetic Datum 2000 based upon collocation of linearized observational of the type GPS, gravity potential and gravity intensity. PhD Thesis, Department of Geodesy and GeoInformatics, Stuttgart University, Stuttgart. Available at <http://elib.uni-stuttgart.de/opus/volltexte/2000/665/pdf/PhDonlin e.pdf>
- Bansal, A. R., Fairhead, J. D., Green, C. M. and Fletcher, K. M. U., 2005, Revised gravity for offshore India and the isostatic compensation of submarine features, *Tectonophysics* **404**, 1-22.
- Bansal, A. R., Fairhead, J. D., Green, C. M. and Fletcher, K. M. U., 2005, Revised gravity for offshore India and the isostatic compensation of submarine features, *Tectonophysics* **404**, 1-22.
- Bansal, A. R., Fairhead, J. D., Green, C. M. and Fletcher, K. M. U., 2005, Revised gravity for offshore India and the isostatic compensation of submarine Features *Tectonophysics* **404**(1-2), 1-22 1
- Benada, J. R., 1997, PO. DAAC Merged GDR (TOPEX-POSEIDON) Generation B User's Handbook. Version 2.0, Jet Propulsion Laboratory (JPL) D-11007, November 1996.
- Cavsak, H., Jacoby, W. R. and Şeren, A., 2002, Eastern pontides and black sea: Gravity inversion, crustal structure, isostasy and geodynamics, *Journal of Geodynamics*, **33**(3), 201-218.
- Cazenave, A., Schaeffer, P., Berge, M., Brossier, C., Dominh, K. and Gennero, M. C., 1996, High-resolution mean sea surface computed with altimeter data of ERS-1 (geodetic mission) and topex-poseidon. *Geophysical Journal International*, **125**(3), 696-704.
- Cheng, Y., Hao, Y. and Liu, F., 2006, Based on satellite/airborne/ship data constructing high accuracy marine gravity map.
- Cochran, J. R. and Talwani, M., 1979, Marine gravimetry, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **17**(6), 1387-1397.
- Dehlinger, P., 1978, *Marine Gravity*, Elsevier Scientific Publishing Company.
- Dehlinger, P., Couch, R. W. and Gemperle, M., 1966, Surface-ship gravity measurements corrected for vertical acceleration, *J. Geophys. Res.*, 71:6017-6023 (correction in *J. Geophys. Res.*, 72:4180).
- Dobrin, M. B., 1975, *Introduction to Geophysical Prospecting*, 3rd ed., McGraw- Hill, New York, N. Y., 630 pp.
- Douglas, B. C., McAdoo, D. C. and Cheney, R. E., 1987, Oceanographic and geophysical applications of satellite altimetry, *Reviews of Geophysics*, **25**(5), 875-880.

- Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F., 1997, Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry, *J. Geophys. Res.* **102**, 10039-10054.
- Talwani, M., 1966, Some recent developments in gravity measurements aboard surface ships, In: H. Orlin (Editor), *Gravity Anomalies: Unsurveyed Areas*. Geophys. Monogr., Am. Geophys. Union, **9**, 31-47.
- Talwani, M., 1970, Gravity. In: A.E. Maxwell (Editor), *The Sea*, Vol. 4, part 1. Wiley-Interscience, New York, N.Y., 270-297.
- Tomoda, Y. and Kanamori, H., 1962, Tokyo surface-ship gravity meter Alpha-1. *Jap. J. Geophys.*, **7**, 116-145.
- Tsuboi, C., Tomoda, Y. and Kanamori, H., 1961, Continuous measurements of gravity on board a moving surface ship, *Proc. Jap. Acad.*, **37**, 571-576.
- Tzivos, I. N. and Forsberg, R., 1998, Combined satellite altimetry and shipborne gravimetry data processing, *Mar Geod* **21**, 299-317.
- Wing, C. G., 1969, M. I. T. vibrating string surface-ship gravimeter, *J. Geophys. Res.*, 74,5882-5849.
- and the role of airborne gravity data, *Journal of Geodesy*, **80**(4), 204-216.
- Hwang, C., Hsu, H. and Jang, R., 2002, Global mean sea surface and marine gravity anomaly from multi-satellite altimetry: Applications of deflection-geoid and inverse vening meinesz formulae, *Journal of Geodesy*, **76**(8), 407-418.
- Hwang, C., Kao, E. and Parsons, B., 1998, Global derivation of marine gravity anomalies from seasat, geosat, ERS-1 and TOPEX/Poseidon altimeter data, *Geophysical Journal International*, **134**(2), 449-459.
- Knudsen, P. and Andersen, O. B., 1997, Improved recovery of the marine gravity field from combining the ERS-1 with the GEOSAT geodetic mission altimetry, European Space Agency, (Special Publication) ESA SP, (414 PART 3), 1559-1562.
- LaCoste, L. J. B., 1952a, Force Measuring Device, S. Patent, 2, 589,709.
- LaCoste, L. J. B., 1952b, Force Measuring Device, S. Patent, 2, 589,710.
- Laxon, S. and McAdoo, D., 1994, Arctic ocean gravity field derived from ERS-1 satellite altimetry, *Science*, 265(5172), 621-624.
- Leite, E. P., Molina, E. C. and Ussami, N., 1999, Integration of shipborne gravity and satellite altimetry (GEOSAT/ERM) in the south Atlantic (65/25°W and 25/40°S). *Revista Brasileira de Geofisica*, 17(2-3), 145-162.
- Lozinskaya, A. M., 1959, The string gravimeter for measurement of gravity at sea, *Bull. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser.*, **3**, 398-409 (English trans.).
- Nettleton, L. L., 1976, *Gravity and Magnetism in Oil Prospecting*, McGraw-Hill, New York, N.Y., 464 pp.
- Olesen, A. V., Andersen, O. B. and Tscherning, C. C., 2002, Merging of airborne gravity and gravity derived from satellite altimetry: test cases along the coast of Greenland, *Studia geophysica et geodaetica*, **46**, 387-396.
- Pepper, T. B., 1941, The GULF underwater gravimeter, *Geophysics*, **6**, 34-44.
- Rapp, R. H., 1998, The development of a degree 360 expansion of the Dynamic Ocean Topography of the POCM-4B Global Circulation Model, NASA/CR-1998-208677, Greenbelt Maryland 20771.
- Rapp, R. H., Wang, Y. M. and Pavlis, N. K., 1991, The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficient model Report#410, Ohio State university; Department of Geodetic Science and Surveying, Columbus, Ohio 1991.