

## مدل‌سازی سه‌بعدی چگالی پوسته، بررسی موردی: ایران

علیرضا آزموده اردلان<sup>۱\*</sup>، داوود زمزم<sup>۲</sup> و محمدعلی شریفی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، گروه مهندسی نقشه‌برداری قطب علمی مهندسی نقشه‌برداری و مقابله با سوانح طبیعی دانشکده فنی دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی قزوین، ایران

<sup>۳</sup> استادیار، گروه مهندسی نقشه‌برداری قطب علمی مهندسی نقشه‌برداری و مقابله با سوانح طبیعی دانشکده فنی دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۸/۴/۹، پذیرش نهایی: ۹۰/۱۱/۱۱)

### چکیده

در این مقاله روشی برای تعیین چگالی پوسته با استفاده از داده‌های ژئودزی (زمین‌سنجی)، زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی از انواع (۱) اندازه‌گیری‌های گرانی زمینی (۲) مدل‌های ژئوپتانسیلی جهانی (۳) مدل‌های رقومی ارتفاعی زمین (Digital Terrain Model, DTM)، (۴) نقشه‌ها و مقاطع زمین‌شناسی (۵) مقاطع عمیق ژئوفیزیکی (۶) مدل‌های ژئوئید عرضه شده است. این روش مدل‌سازی با قابلیت به‌کارگیری جزء به جزء (patch-wise) امکان تغییر تفکیک‌پذیری (رزولوشن) مکانی و طیفی را در تعیین چگالی فراهم می‌آورد و بر این اساس می‌توان روی عوارض گوناگون زمین‌شناسی از جمله گسل‌ها، مناطق فرورانش و دیگر عوارض زمین‌ساختی موردنظر تمرکز کرد و آنها را به‌طور جداگانه یا همراه دیگر عوارض مورد بررسی قرار داد. این روش را به اختصار می‌توان در قالب مراحل اصلی آن به شرح زیر معرفی کرد: (۱) استخراج چگالی توپوگرافی (بخش خارجی پوسته بالای ژئوئید) با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی، نیم‌رخ‌ها و دیگر اطلاعات زمین‌شناسی موجود، (۲) محاسبه و حذف اثر میدان گرانی زمینه با بسط مدل ژئوپتانسیلی تا درجه و مرتبه موردنظر به اضافه میدان گریز از مرکز، (۳) حذف اثر جرم‌های توپوگرافی با استفاده از چگالی محاسبه شده در مرحله (۱)، (۴) ادامه فرسو اندازه‌گیری‌های تصحیح شده طی مراحل فوق از سطح زمین به سطح ژئوئید با تصحیح هوای آزاد، (۵) واسطه‌یابی نتایج برای ایجاد یک شبکه منظم، (۶) حل معادلات مشاهدات تشکیل داده شده با استفاده از انتگرال نیوتن برای مشاهدات شبکه‌بندی شده مرحله (۵) به روش کمترین مربعات. به‌کارگیری این روش برای ایران به‌منزله بررسی موردی منجر به این نتایج شد: (۱) محدوده تغییرات گرانی باقی‌مانده  $(-300, 50) \text{ mGal}$  است. (۲) تغییرات چگالی در اولین لایه  $(-120, +40) \text{ (kg/m}^3\text{)}$  و دومین لایه  $(-40, 40) \text{ (kg/m}^3\text{)}$  و سومین لایه  $(-40, 40) \text{ (kg/m}^3\text{)}$  بود که در حد قابل‌انتظار تغییرات چگالی در لایه‌های پوسته است. (۳) از لحاظ ژئوفیزیکی هر اندازه هندسه ساده‌تر باشد، مسئله پایدارتر است. (۴) هرچه هندسه لایه‌های جرمی با دقت بیشتری معلوم باشد چگالی را با دقت بهتری می‌توان به‌دست آورد.

واژه‌های کلیدی: میدان گرانی، چگالی، مدل‌سازی مستقیم، مدل‌سازی وارون، ایران

### 3-D crustal density modeling, Case study: Iran

Ardalan, A. A.<sup>1</sup>, Zamzam, D.<sup>2</sup> and Sharifi, M. A.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Professor, Department of Surveying and Geomatics Engineering, Center of Excellence of Geomatics Engineering in Disaster Prevention, College of Engineering, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Qazvin Islamic Azad University, Qazvin, Iran

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

(Received: 30 Jun 2009, Accepted: 31 Jan 2012)

#### Abstract

Various sources of geodetic, geological and geophysical information can improve our understanding about the crustal density. In this paper we propose a methodology for determination of crustal density based on terrestrial gravity observations, geopotential

models, Digital Terrain Models (DTM), geological maps and cross-sections, deep geophysical profiles, and geoid models. The method can be algorithmically explained as follows: (i) Extraction of density information of topography (outer part of the crust above the geoid) from the existing geological maps, cross-sections and knowledge about geological formations. (ii) Removal of the global gravity field from terrestrial gravity observations via a geopotential model plus the centrifugal effect. (iii) Removal of the effect of the terrain masses above the geoid using Newton's integral and the computed density model in step (i). (iv) Downward continuation of the resulted residual observations from the surface of the Earth down to the geoid by free-air reduction. (v) Interpolation of the downward continued gravity residuals to develop a regular grid on the geoid. (vi) Setup of the observation equations based on Newton integral for the gridded residual observations. (vii) Solution of the Newton integral equations using the least squares method, stabilized by regularization techniques. As practical capability of the method its patch-wise implementation can be mentioned, which allows changes of resolution and location of the derived density model. This capability enables zooming and applying the method over different geological features such as faults, subduction zones, and other tectonic features.

The efficiency of the mentioned methodology was first approved by a simulation and next was used for the computation of a new residual density model of the crust between the geoid and the Moho discontinuity in the geographical region of Iran. Following is a summary of the practical implementation of the method. From the study of the published regional deep sounding geophysical profiles we came to the conclusion that the case study region is consists of 3 layers and accordingly 3 matrices consist of the depths of the layers with 1 degree resolution was compiled. This part is critical part in our computations since it has been proved that any error in the location of the layers can adversely affect the computed density model. Having derived 42.5 km as the average Moho depth of the region 151 was selected as the maximum related degree and order of spherical harmonic expansion for the removal of the long wavelength signals from the gravity observations. As the global geopotential model to supply the mentioned spherical harmonic coefficients, EGM2008 up to degree and order 151 was implemented. The needed point gravity data of the study were supplied from two sources, namely 6800 point gravity from BGI (Bureau Gravimetric International) and 6500 point gravity from NCC (National Cartographic Center). Newton integral over topographical masses was used to remove the short wavelength gravitation signals from the gravity data. The boundary of the integration over the topographical masses was provided by SRTM digital terrain model with 30 arc second resolution, and the needed mass densities were extracted from 1/250000 and 1/100000 geological maps of Iran, published papers, and National Iranian Oil Company (NIOC) reports. The regional geoidal heights needed for downward continuation model was taken from the latest geoid model developed by the Surveying and Geomatics department of the University of Tehran. The resulted gravitational effects were then downward continued to the surface of the geoid by free-air reduction.

After application of the band-pass filter to the surface gravity data the resulting residuals were downward continued to the surface of the geoid. Next, the residual gravitation values were introduced to left-hand side of the Newton integral equation to start our constrained inversion process. The final product of the computations, i.e. the density variation models of the 3 crustal layers, provided us with a new 3-D density model of the case study region. According to the results, the range of density variations within the first layer is -120 to 40 ( $\text{kg/m}^3$ ), while within the second, and third layers the range is almost the same, i.e. -40 to 40 ( $\text{kg/m}^3$ ), which is due to the natural characteristic of the density layers, i.e. the deeper the layer the smoother the density variations. Besides,

the calculated density models show remarkable correlation with (i) the observed residual gravitations, (ii) main tectonic units of Iran i.e. Zagros, Alborz and at margin of Lut and Dashte Kavir, Kopetdag, and (iii) Moho depth. Those correlations are also depending on the amplitude and wavelength of source crustal anomalies. The minima of both residual gravitation and residual density model are over Zagros, Alborz and at margins of Lut and Dashte Kavir where the maxima of the both quantities are located over Lut, Ddashte Kavir and the west of Tehran province.

**Key words:** Density modeling, Gravity modeling, Inverse modeling, Forward modeling

## ۱ مقدمه

امروزه مدل‌سازی چگالی جرمی و مسئله وارون گرانی یعنی "داشتن تابع‌های میدان گرانی در روی و بالای سطح زمین به منظور حل آن برای یافتن منبع میدان" مورد توجه ویژه ژئودزی‌پژوهان، زمین‌شناسان و ژئوفیزیک‌دانان است. ماموریت‌های اخیر ماهواره‌ای، اندازه‌گیری‌های با کیفیت و تفکیک‌پذیری زیاد روی زمین و فضای اطراف آن، دانش ما را از میدان گرانی زمین به نحو قابل توجهی افزایش داده است.

این داده‌های ارزشمند در مورد میدان گرانی منجر به تلاش‌های گسترده‌ای در جهت مدل‌سازی گرانی شده است که نمونه‌وار می‌توان به کابان و همکاران (۲۰۰۴)، کوهن (۲۰۰۳، ۲۰۰۵) و کوهن و فدراستون (۲۰۰۲، ۲۰۰۳) اشاره کرد. در این مقاله روشی برای مدل‌سازی چگالی باقی‌مانده پوسته عرضه شده است که می‌تواند مدل‌های موجود پوسته را بهبود بخشد. ایده کلی این روش در نمودار گردش‌ی شکل ۱ توضیح داده شده است. بر طبق شکل ۱ داده‌های ورودی عبارت‌اند از:

(۱) اندازه‌گیری‌های گرانی زمینی،

(۲) مدل‌های ژئوتانسیلی جهانی،

(۳) مدل‌های رقمی ارتفاعی زمین (Digital Terrain Model, DTM)،

(۴) نقشه‌ها و نیم‌رخ‌های زمین‌شناسی،

(۵) مدل‌ها و نیم‌رخ‌های ژئوفیزیکی، و

(۶) مدل‌های ژئوئید.

با وارد کردن اطلاعات فوق در فرایند مدل‌سازی، دقت و تفکیک‌پذیری مدل چگالی پوسته افزایش می‌یابد و جزئیات محلی به آن افزوده می‌شود.



شکل ۱. نمودار گردش‌ی روش پیشنهادی.

جعبه سیاه این روش (مدل پیشنهادی) در نمودار گردش‌ی شکل ۲ بسط داده شده است. بر اساس نمودار گردش‌ی شکل ۲، مراحل مدل‌سازی چگالی به روش پیشنهادی عبارتند از: (۱) حذف اثر میدان گرانی جهانی (با استفاده از بسط مدل‌های ژئوتانسیلی موجود) و اثر میدان گریز از مرکز از اندازه‌گیری‌های گرانی زمینی. (۲) استخراج چگالی قسمت خارجی پوسته در بالای ژئوئید (توپوگرافی) با استفاده از نقشه‌های موجود زمین‌شناسی، مقاطع چاه‌های اکتشافی و اطلاعات منتشره در مورد سازندهای زمین‌شناسی. (۳) استفاده از چگالی به دست آمده از اطلاعات یاد شده برای محاسبه و

به هر حال تکه تکه شدن پی سنگ و جابه جایی های عمودی و افقی آن باعث ایجاد حوزه های رسوبی جدیدی شده است. پیچیدگی ساختارهای رسوبی مشخص می کند که هر جزء این ناحیه، سرنوشت زمین شناسی متفاوتی داشته است.

فعالیت های آتشفشانی و رسوب گذاری اساس تقسیم بندی واحدهای زمین ساختی ایران قرار گرفته است (درویش زاده، ۱۳۸۰). براساس نقشه های زمین ساخت ایران (اشتوکلین، ۱۹۷۱) واحدهای اصلی زمین ساختی ایران عبارت اند از: (۱) زاگرس شامل خوزستان، و زاگرس چین خورده و زاگرس مرتفع (۲) زون سندج - سیرجان (۳) ایران مرکزی (۴) شرق و جنوب شرق شامل زون فلیش و مکران و لوت (۵) البرز، آذربایجان، کپه داغ. بیشتر مرزها، گسل ها یا محور زمین های پست هستند (درویش زاده، ۱۳۸۰). شکل ۳، نشانگر واحدهای اصلی زمین ساختی ایران است.

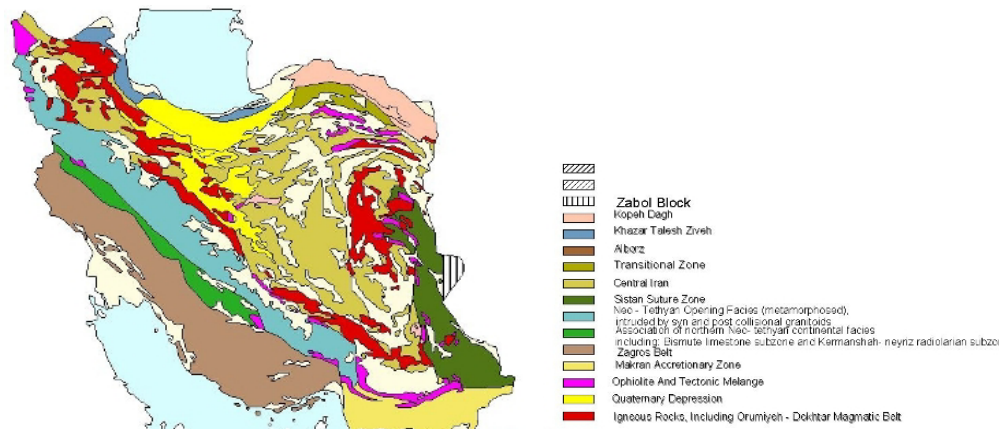


شکل ۲. نمودار گردشی روش پیشنهادی.

حذف اثر گرانشی جرم های بالای ژئوئید. (۴) ادامه فروسوی میدان باقی مانده گرانشی از سطح زمین به روی ژئوئید با استفاده از تصحیح هوای آزاد. (۵) درونیابی میدان حاصل برای تشکیل یک شبکه منظم بر روی ژئوئید. (۶) تشکیل معادلات مشاهدات از طریق انتگرال نیوتن (مشاهدات شبکه ای حاصل در طرف چپ معادله بعنوان معلوم و در طرف دیگر انتگرال نیوتن گسسته برای بلوکهای با ابعاد و موقعیت معین با چگالی مجهول). (۷) حل معادلات فوق پس از پایدارسازی به روش کمترین مربعات جهت تعیین چگالی.

۲ زمین شناسی و واحدهای اصلی زمین ساختی ایران تحقیقات زمین شناسی نشان می دهد که پوسته ایران مراحل متعددی را پشت سر گذاشته و در طی سالیان متمادی تغییرات زیادی داشته است. ایران، چین، استرالیا، عربستان، و هند در حکم جزئی از قاره بزرگ گندوانا بوده اند. در زمان پالئوزوئیک، ایران فعلی محل برخورد دو قاره آنگارا و گندوانا بوده و در دوره مزوزوئیک تحت تاثیر حرکات اوراسیا - عربستان قرار داشته است. در نتیجه، زمین شناسی ایران متأثر از حرکات قاره ای و زمین ساخت صفحه ای است. گسل های عمیق در پی سنگ و حرکات کوهزایی بزرگ باعث بسته شدن اقیانوس تیس شده و حوزه های رسوبی جدیدی تشکیل داده اند.

به خاطر اینکه، ایران در یک ناحیه فعال زمین ساختی قرار دارد، فعالیت های آتشفشانی و دیگر تغییر شکل های حاصل، ناشی از حرکات زمین ساختی صفحه ای است. در زمان پالئوزوئیک و پرکامبرین از نظر کوهزایی و دیگر پارامترهای زمین شناسی، ایران (در جایگاه قسمت شمالی قاره گندوانا) شبیه صفحه عربی ولی پس از مزوزوئیک قسمت مرکزی و شمال آن جزئی از اوراسیا بوده است. این در حالی است که قسمت جنوب غربی (زاگرس) جزئی از صفحه عربی بوده است.



شکل ۳. واحدهای اصلی زمین‌ساختی ایران براساس پایگاه داده‌های علوم زمین ایران.

### ۳ انتگرال نیوتن در دستگاه مختصات ژئودزی

میدان گرانی زمین، طبق معادله ۱ با استفاده از انتگرال نیوتن مدل‌سازی می‌شود. از آنجا که این معادله انتگرالی جواب به صورت بسته در دستگاه مختصات بیضوی ندارد، می‌توان با استفاده از دستگاه هم‌مساحت چنداستوانه‌ای، بی‌هنجاری‌های جرمی را به مشوره‌های قائم‌الزاویه تبدیل کرد (اردلان و صفری، ۲۰۰۴).

$$g_y = G\rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 (-1)^{i+j+k} B_j \arctan \left[ \frac{A_i C_k}{B_j R_{ijk}} \right] - C_k \ln(R_{ijk} + A_i) - A_i \ln(R_{ijk} + C_k) \quad (۳)$$

$$g_z = G\rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 (-1)^{i+j+k} C_k \arctan \left[ \frac{A_i B_j}{C_k R_{ijk}} \right] - A_i \ln(R_{ijk} + B_j) - B_j \ln(R_{ijk} + A_i) \quad (۴)$$

که در آن،  $A_i = x_i - x$ ،  $B_j = y_j - y$  و  $C_k = Z_k - Z$  برای  $i = j = k = 1$  مختصات ابتدای بلوک‌های قائم‌الزاویه جرمی و  $i = j = k = 2$  انتهای بلوک‌ها،  $R_{ijk} = (A_i^2 + B_j^2 + C_k^2)^{1/2}$  و  $x$ ،  $y$  و  $z$  مختصات نقاط مشاهده‌اند.

### ۴ روش اجرا

روش معمول تفسیر داده‌های گرانی، مقایسه نتایج حاصل از مدل با اندازه‌گیری‌های گرانی در نقاطی در راستای معین یا روی یک شبکه است. نرم‌افزارهای متعددی برای محاسبه چگالی حاصل از شکل‌های چندوجهی با روش سعی و خطا وجود دارد. مدل‌سازی سه‌بعدی چگالی با تغییر و اصلاح چگالی اولیه طوری صورت می‌گیرد که اختلاف گرانی محاسباتی با مشاهداتی کمینه شود (کابان و همکاران، ۲۰۰۴).

$$\begin{aligned} \mathbf{g}_t(\mathbf{x}) &= \text{grad}W_t(\mathbf{x}) \\ &= -G\rho \int_{z=z_1}^{z_2} \int_{y=y_1}^{y_2} \int_{x=x_1}^{x_2} \left[ \frac{x}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \mathbf{e}_x + \frac{y}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \mathbf{e}_y + \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \mathbf{e}_z \right] \\ &= g_{tx} \mathbf{e}_x + g_{ty} \mathbf{e}_y + g_{tz} \mathbf{e}_z \end{aligned} \quad (۱)$$

مولفه  $g_x$ ،  $g_y$  و  $g_z$  با استفاده از معادلات زیر به دست می‌آید (پلوف، ۱۹۷۶؛ با نرجی و کوپتا، ۱۹۷۷؛ چی و هینز، ۱۹۸۸؛ اردلان، ۲۰۰۰).

$$g_x = G\rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 (-1)^{i+j+k} A_i \arctan \left[ \frac{C_k B_j}{A_i R_{ijk}} \right] - C_k \ln(R_{ijk} + B_j) - B_j \ln(R_{ijk} + C_k) \quad (۲)$$

ساخت. به منظور حذف اثر  $g^{top}$  و  $g_{geoid}^{151}$  از اندازه گیری های گرانی، از مدل سازی مستقیم استفاده شد. روش فوق هم راستا با ایده فدراستون (۱۹۹۷) است که براساس آن دو روش مکمل برای محاسبه گرانش از چگالی معلوم به کمک مدل سازی مستقیم به صورت زیر وجود دارد: (۱) استفاده از بسط هم آهنگ های کروی یا بیضوی (۲) استفاده از انتگرال نیوتن. طول موج های کوتاه میدان گرانشی از DTM، داده های زمین شناسی (شامل داده های چاه های اکتشافی، عوارض قابل رویت و نقشه های زمین شناسی) و طول موج های بلند با استفاده از بسط به هم آهنگ های کروی یا بیضوی میدان های ژئوپتانسیلی موجود مدل سازی می شوند. بعد از حذف اثر طول موج های کوتاه و بلند و اعمال تصحیح هوای آزاد با یک گرانش باقی مانده که فقط ناشی از طول موج های متوسط داخل پوسته است، سروکار خواهیم داشت. در بخش های بعد مراحل محاسبه مولفه های میدان گرانی توضیح داده خواهد شد.

#### ۴-۱ مدل سازی گرانش اجسام توپوگرافی

در مقایسه با دیگر بی هنجاری های داخل پوسته، اجسام توپوگرافی اثر بارزتری روی اندازه گیری گرانی دارند. زیرا اولاً اندازه بی هنجاری های گرانش توپوگرافی در مقایسه با دیگر بی هنجاری های داخل پوسته بزرگ تر است و ثانیاً فاصله آنها به نقاط اندازه گیری نزدیک تر است.

با در دسترس بودن توپوگرافی از طریق DTM های دارای تفکیک پذیری زیاد و استخراج چگالی آن بسامدهای زیاد توپوگرافی با استفاده از انتگرال نیوتن در دستگاه مختصات هم مساحت چنداستوانه ای محاسبه می شود (اردلان و صفری، ۲۰۰۴). از آنجا که اندازه گیری های صحرائی چگالی در دسترس نبود، از جدول های منتشر شده چگالی متوسط سنگ ها برای

تعیین چگالی از گرانی از راه انتگرال نیوتن یک مسئله وارون است. این روش به علت ناپایداری وارون ماتریس  $\mathbf{A}^T \mathbf{PA}$  ناپایدار است.  $\mathbf{A}$  ماتریس ضرایب مجهولات  $(\mathbf{x})$  و  $\mathbf{P}$  ماتریس وزن مشاهدات ( $\mathbf{I}$ ) در مدل خطی  $\mathbf{I} = \mathbf{Ax}$  است. یکی دیگر از علل ناپایداری، حساسیت های متفاوت مشاهدات گرانی، در دامنه بسامد، در مقابل بسامدهای متفاوت است.

مسئله های وارون معمولاً جزء مسئله های بدوضع اند و باید پایدارسازی در مورد آنها صورت گیرد. برای پایدارسازی ابتدا باید ساده سازی از نظر شکل فیزیکی صورت گیرد. در این تحقیق به غیر از داده های گرانی زمینی از منابع دیگری همچون DTM، مدل های ژئوپتانسیل، ژئوئید، داده های زمین شناسی (چگالی نمونه سنگ ها، چاه های اکتشافی، نقشه ها و مقاطع زمین شناسی) و نیم رخ های ژئوفیزیکی در ساده سازی مدل استفاده شد. به عبارت دیگر از قیدهای زمین شناسی و ژئوفیزیکی در تشخیص ساختارها برای غلبه بر ناپایداری و غیر یکتایی جواب استفاده شد.

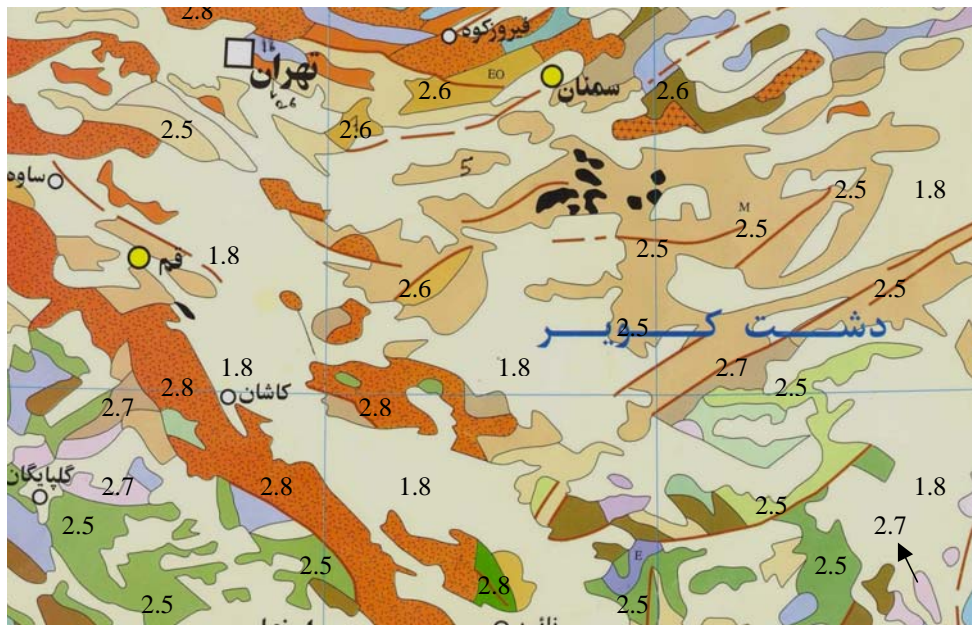
برای استفاده بهینه از داده های فوق، هر اندازه گیری گرانی ( $g^{obs}$ ) به چهار مولفه زیر تجزیه می شود.

$$g^{obs} = g_{geoid}^{151} + g^{top} + g^{res-crust} + g^{fa} \quad (5)$$

در این رابطه  $g^{top}$  گرانش جرم های توپوگرافی،  $g^{res-crust}$  گرانش باقی مانده پوسته، بسط  $g_{geoid}^{151}$  گرانش تا درجه و مرتبه ۱۵۱ به اضافه گریز از مرکز روی ژئوئید و  $g^{fa}$  اثر تصحیح هوای آزاد است. با محاسبه و حذف اثر این مولفه ها، وارون سازی گرانش باقی مانده در فضای هندسی ساده تری صورت می پذیرد و محدوده تغییرات گرانشی و به تبع آن چگالی، کوچک تر می شود. در نتیجه، وارون سازی گرانش به چگالی را می توان به سادگی با استفاده از روش کمترین مربعات پایدار عملی

محققانی چون سحابی (۱۳۷۲)، علوی نائینی (۱۳۷۲)، قویدل (۱۳۷۱)، مطیعی (۱۳۷۲)، پرتوآذر (۱۳۷۴)، درویش‌زاده (۱۳۸۰)، جیمز و وایند (۱۹۶۵)، منگینو و پرستلی (۱۹۹۸)، اطلس زمین‌شناسی ایران (۱۳۸۲)، جوان دولوئی و رابرت، (۲۰۰۳)، کاویانی (۲۰۰۴)، و مولینارو (۲۰۰۴) جنس سنگ‌ها تا ژئوتئید برآورد شد.

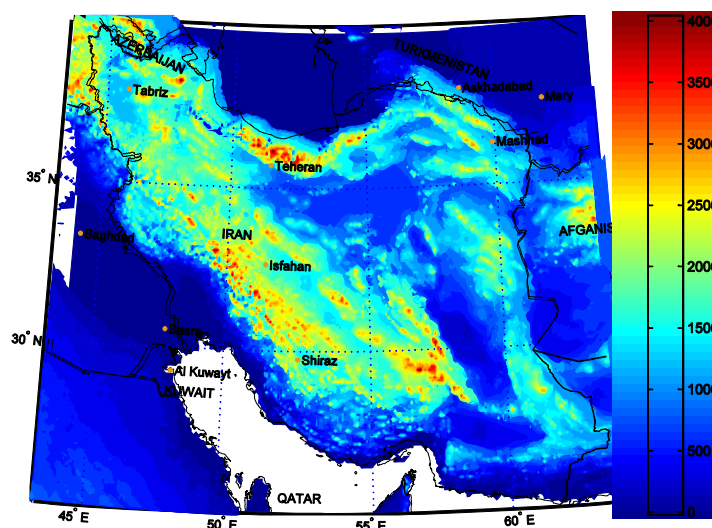
استخراج چگالی ۲۱۲ سازند زمین‌شناسی (تهرانی، ۱۳۸۲) استفاده شد. برای نمونه‌ای از این جدول‌ها به جدول ۱ مراجعه شود. مرز هر ساختار زمین‌شناسی روی سطح زمین از نقشه‌های زمین‌شناسی طبق شکل ۴ مشخص شد. برمبنای اطلاعات موجود از چاه‌های اکتشافی، گزارش‌های زمین‌شناسی و مقاطع منتشر شده از سوی



شکل ۴. مرزهای نقشه زمین‌شناسی و چگالی سطحی ( $\text{g/cm}^3$ ).

جدول ۱. مقدار چگالی متوسط و درصد تخلخل سنگ‌های متفاوت (بل، ۱۹۸۳).

تخلخل (درصد)	چگالی ( $\text{g/cm}^3$ )	نوع سنگ
۹/۸	۲/۶۹	ماسه‌سنگ (سنگ سمباده)
۲۵/۸	۲/۶۸	ماسه‌سنگ
۲/۹	۲/۷۰	ماسه‌سنگ فلک استون
۱۰/۱	۲/۷۳	ماسه‌سنگ و اتر استون
۱۴/۱	۳/۷۰	سنگ آهک برش‌پذیر
۲/۹	۲/۷۱	سنگ آهک کوبرنیفر
۱۰/۴	۲/۸۳	سنگ آهک منیزیم‌دار
۱۵/۶	۲/۷۱	سنگ آهک الیتی نرم
۱۹/۸	۲/۷۰	چاک میانی (کرتاسه فوقانی)
۴۱/۷	۲/۶۹	چاک فوقانی (کرتاسه فوقانی)



شکل ۶. مدل رقومی ارتفاعی استفاده شده در حکم توپوگرافی.

چگالی وزن دار ستون‌ها در حکم چگالی توپوگرافی در نظر گرفته شد. این روش پیش‌ازین از سوی کابان و همکاران (۲۰۰۴) با موفقیت مورد استفاده قرار گرفته است. شکل ۶ نشان‌دهنده مدل رقومی ارتفاعی ایران (براساس داده‌های SRTM)، و شکل ۷ نشان‌دهنده نتایج نهایی چگالی توپوگرافی است.

رسید.

$$z_n = \frac{r\lambda}{(360 - \lambda)} \quad (7)$$

که در آن،  $\lambda$  طول موج برحسب درجه کماتی است. همچنین فرمول تجربی زیر، بین درجه بسط‌های هارمونیک و طول موج وجود دارد.

$$\lambda = \frac{45200}{n+1} (km) \quad (8)$$

تفکیک‌پذیری بی‌هنجاری‌ها  $\lambda/2$  است.

با استفاده از فرمول‌های (۸)–(۶) می‌توان طول موج‌های بی‌هنجاری‌های حذف شده با میدان ژئوپتانسیلی را محاسبه کرد. این سیگنال‌ها شامل همه طول موج‌های زیر عمق  $z_n$  و سیگنال‌های بزرگ‌تر تا حد طول موج‌های  $\lambda$  برحسب درجه کماتی که بین سطوح  $z_n$  و ژئوئید قرار گرفته‌اند هستند. در این تحقیق عمق موهوی متوسط ایران  $42/5$  کیلومتر معادل  $n = 151$  فرض شد. شکل ۸ تغییرات میدان ژئوپتانسیلی تا درجه و مرتبه ۱۵۱ نسبت به میدان سومیگلیانا-پیزتی (میدان حاصل از یک جسم بیضوی با جرم مساوی زمین، در حال دوران با سرعت دورانی زمین و دارای پتانسیل ژئوئید در رویه آن) را برحسب میلی‌گال نشان می‌دهد.

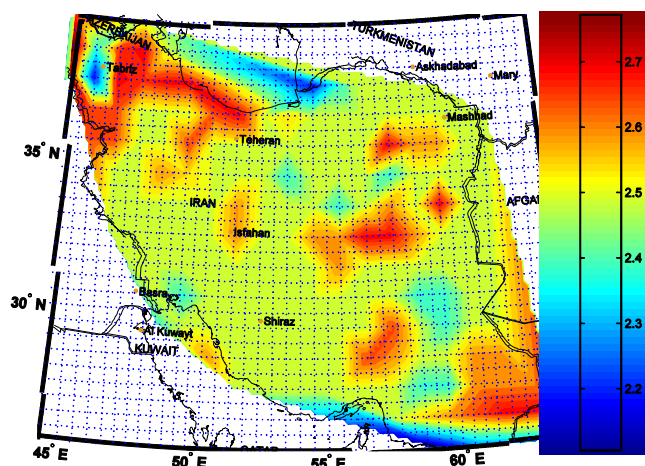
#### ۲-۴ مدل ژئوپتانسیلی میدان مینا

مدل‌های جهانی ژئوپتانسیلی در نمایش طول موج‌های بلند و متوسط میدان گرانی زمین استفاده می‌شوند. در نتیجه برای مدل‌سازی و حذف طول موج‌های بلند و متوسط اندازه‌گیری‌های گرانی از بسط هم‌آهنگ استفاده می‌کنیم. رابطه تقریبی بین عمق و درجه و مرتبه بسط هم‌آهنگ به صورت زیر است (بوین، ۱۹۸۳).

$$z_n = \frac{r}{n-1} \quad (9)$$

در رابطه (۹)  $z_n$  حداکثر عمق بی‌هنجاری‌ها،  $r$  شعاع متوسط زمین،  $n$  درجه بسط هم‌آهنگ است. با ضرب صورت و مخرج فرمول (۹) در  $\lambda$  براساس فدراستون (۱۹۹۷) می‌توان به رابطه عمق با طول موج به صورت زیر

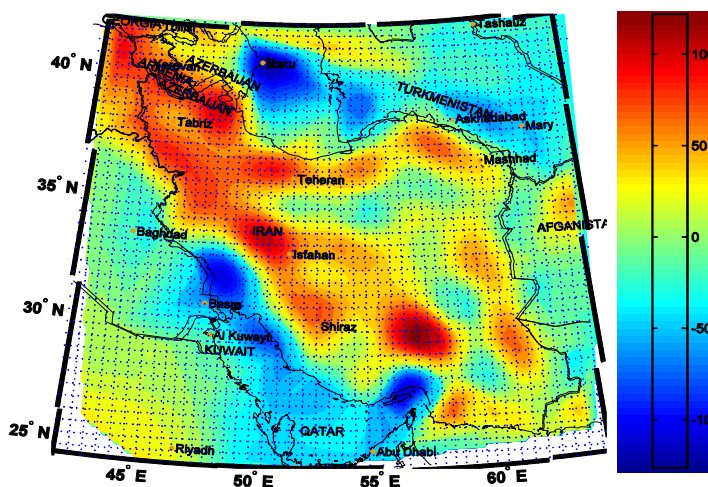




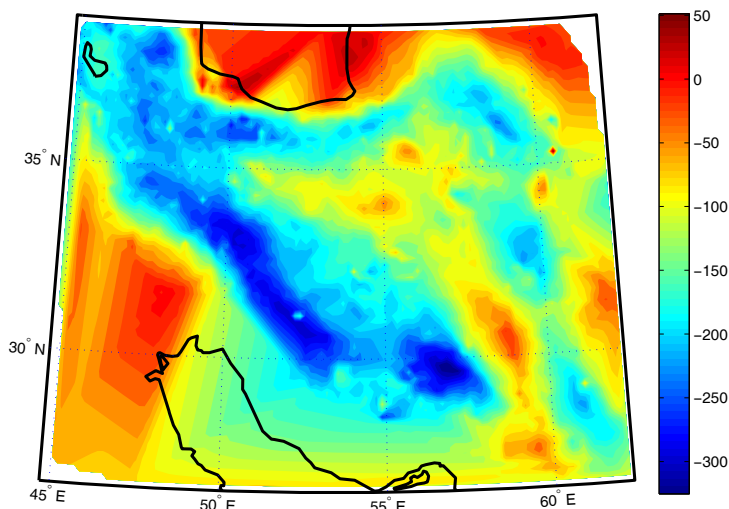
شکل ۷. چگالی توپوگرانی محاسبه شده برای ایران (برحسب  $g/cm^3$ ).

به‌دست می‌آید. حل این دستگاه معادلات به روش کمترین مربعات پایدار شده، تغییرات چگالی در بلوک‌های با هندسه از پیش تعریف شده را به‌دست می‌دهد. براساس معادلات (۲)، (۳) و (۴) می‌دانیم که تابع گرانی رابطه خطی با چگالی و غیرخطی با مختصات بلوک‌ها (یعنی توابع از نوع  $\arctan$  و  $\ln$ ) دارد. مسئله اصلی در وارون‌سازی گرانی غیر یکتایی جواب است. یعنی بی‌هنجاری‌های متفاوتی در اعماق متفاوت ممکن است اثر یکسانی در یک نقطه مشاهده داشته باشند.

۳-۴ برآورد چگالی باقی‌مانده بین ژئوئید و موهو بعد از برداشتن اثر بی‌هنجاری‌های طول موج بلند با بسط هم‌آهنگ‌های کروی میدان ژئوپتانسیلی، اثر اجسام توپوگرافی با انتگرال نیوتن در دستگاه هم‌مساحت چنداستوانه‌ای و اعمال تصحیح هوای آزاد، بی‌هنجاری‌های گرانی شبکه‌بندی شده باقی‌مانده فقط شامل طول موج‌های کوتاه داخل پوسته خواهند بود. با تبدیل بی‌هنجاری‌های فوق براساس فرمول‌های (۲)، (۳) و (۴) یک دستگاه معادلات خطی مربوط به تعدادی بلوک قائم‌الزاویه با هندسه معین و چگالی ثابت در پوسته،



شکل ۸. تغییرات بی‌هنجاری‌های طول موج بلند معادل  $n=151$  نسبت به میدان سومیکلیانا پیزتی.



شکل ۹. گرانش باقی مانده برحسب میلی گال.

در این تحقیق تابع هدف، اختلاف بین میدان گرانی مشاهده شده و گرانی مدل سازی شده تعریف و طبق معادله زیر کمینه شد.

$$U(\Delta\rho) = \sum_{i=1}^N \left[ \Delta g_i - \sum_j \sum_k f_j^k(\Delta\rho) \right]^2 \quad (9)$$

$$+ \alpha p \sum_j \sum_k (\Delta\rho)^2 \rightarrow \min$$

در فرمول (۹) تابع تبدیل چگالی به گرانش،  $\alpha$  ضریب پایدارسازی،  $\Delta g$  بی هنجاری گرانشی برحسب mGal،  $\Delta\rho$  بی هنجاری چگالی برحسب  $\text{g/cm}^3$  و ضریب  $p$  با توجه به تغییرات گرانی نسبت به چگالی برحسب واحدهای انتخابی در یک لایه به ضخامت ۴۲/۵ کیلومتر برابر  $1782^2$  در نظر گرفته شد (کابان و همکاران، ۲۰۰۴).

در رابطه (۹) هر اندازه  $\alpha$  بزرگتر در نظر گرفته شود، تصحیحات چگالی کوچکتر می شود، مقدار بهینه  $\alpha$  در این تحقیق به روش "منحنی L" (L-curve) (منحنی نشان دهنده تغییرات  $\Delta\rho$  به  $\Delta g_i - \sum_j \sum_k f_j^k(\Delta\rho)$  برای مقادیر متفاوت  $\alpha$ ) تعیین شد. با انتخاب تعداد کافی اجسام منشوری شکل می توان تابع  $f$  را محاسبه کرد.

در عملی ساختن محاسبات این تحقیق، اندازه بلوک های مدل آنقدر کوچک در نظر گرفته شده تا چگالی درون آنها را بتوان ثابت در نظر گرفت. همچنین محاسبات در قلمروی فضا، با تقسیم پوسته به سه لایه با عمق  $z_i$  و به ابعاد افقی ۳۰ ثانیه ای و فرض ثابت بودن عمق موهو صورت پذیرفت. همه بلوک های قائم الزاویه در اطراف هر نقطه مشاهداتی دارای اندازه و موقعیت معین و چگالی نامعین فرض شدند. برآورد کمترین مربعات مجهولات (چگالی بلوک ها) با تشکیل معادلات مشاهدات در نقاط شبکه بندی شده روی ژئوئید، پس از پایدارسازی صورت پذیرفت. طول موج های بلندی که قبلاً با فرمول (۷) برداشته شده اند در صورت نیاز به مدل سازی مقدار چگالی کلی را می توان دوباره به مدل برگرداند. شکل ۹ نشان دهنده بی هنجاری گرانشی استفاده شده در مدل سازی تغییرات چگالی در این تحقیق است.

#### ۴-۴ پایدارسازی مسئله وارون

مسئله وارون گرانی به صورت یک مسئله بهینه یابی و کمینه سازی مطرح می شود (زیدارف، ۱۹۹۰). این فرایند، علاوه بر پایدارسازی با برآورد دقت نیز همراه است.

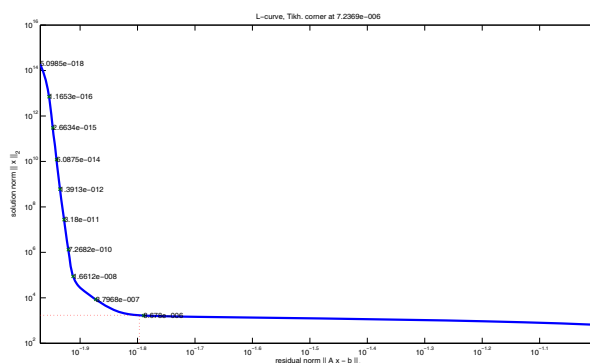
گرانی است. تعداد معادلات بعد از حذف مشاهدات اشتباه برابر ۱۲۰۷۹ و تعداد مجهولات با توجه به بلوک‌های جرمی ۳۰ دقیقه‌ای انتخابی برابر ۳۲۱۹ شد. با انتخاب موقعیت هر مشاهده به‌منزله مبدا مختصات، موقعیت و اندازه بلوک‌ها را با انتخاب دستگاه مختصات معینی ثابت می‌گیریم و اجازه می‌دهیم که چگالی تغییر کند. شکل ۱۰ نشان‌دهنده شیوه به‌کار رفته برای تعیین پارامتر پایداری در روش تیخونف است. این شکل بر مبنای روش منحنی-L استوار است در آن ضریب پایداری بهینه در نقطه بیشترین انحناء قرار دارد.

شکل ۱۱ تغییرات چگالی حاصل پس از پایداری با تابع هدف تیخونف در سه لایه با ضخامت یکسان و شکل‌های ۱۲، ۱۳ و ۱۴ تغییرات چگالی برای سه لایه در نظر گرفته شده برای ایران را نشان می‌دهد.

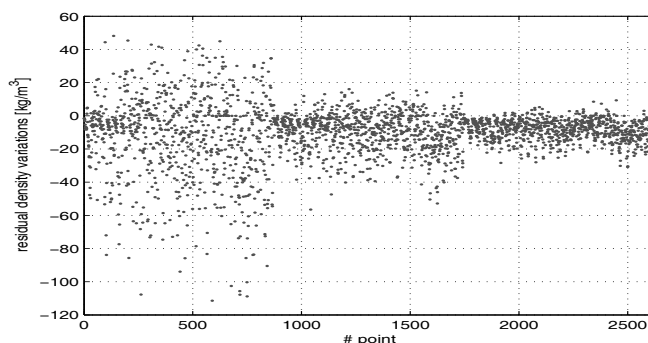
## ۵ پردازش داده‌ها و نتایج عددی حاصل

داده‌های گرانی مورد استفاده از دو پایگاه داده‌ها به شرح زیر است: (۱) ۶۸۰۰ نقطه گرانی‌سنجی همراه با ارتفاع از بانک اطلاعات گرانی BGI (۲) ۶۵۰۰ نقطه گرانی‌سنجی همراه با ارتفاع از سازمان نقشه‌برداری کشور (NCC). سایر اطلاعات ورودی عبارت‌اند از: DTM یا همان مدل رقومی ارتفاعی ایران با تفکیک‌پذیری 30" از بانک داده‌های SRTM. ژئوئید پتانسیلی ایران (اردلان، ۲۰۰۰)، مدل ژئوپتانسیل EGM08 و نقشه‌های زمین‌شناسی ایران در مقیاس 1/100,000 و 1/2,500,000.

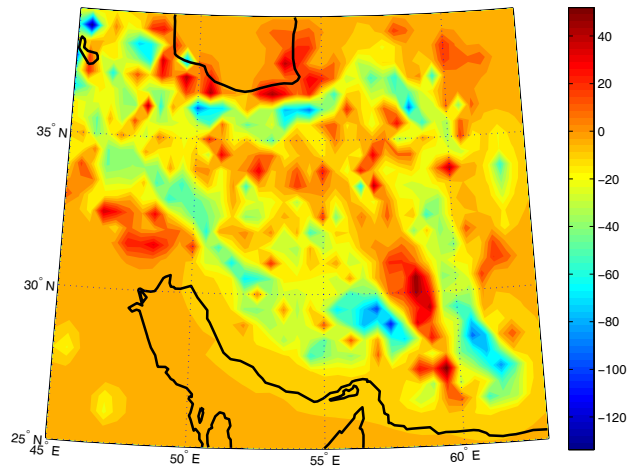
با در اختیار داشتن داده‌های تصحیح شده گرانی پس از حذف اثرهای توپوگرافی و مدل ژئوپتانسیل (به روند ذکر شده در بخش‌های قبل) در حکم ورودی می‌توان به کمک انتگرال نیوتن دستگاه معادلاتی را تشکیل داد که ارتباط‌دهنده پارامترهای هندسی و فیزیکی بلوک‌ها با



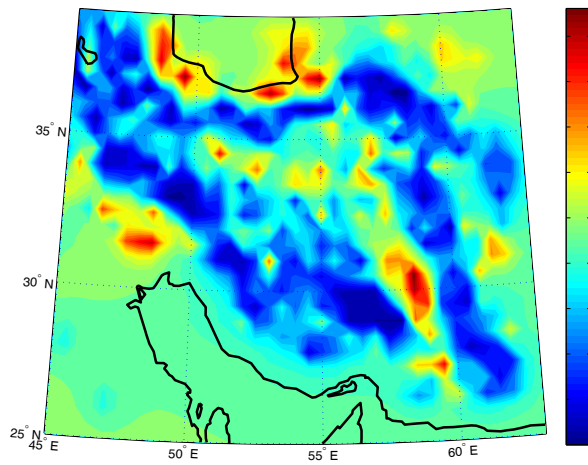
شکل ۱۰. منحنی-L برای تعیین پارامتر پایداری.



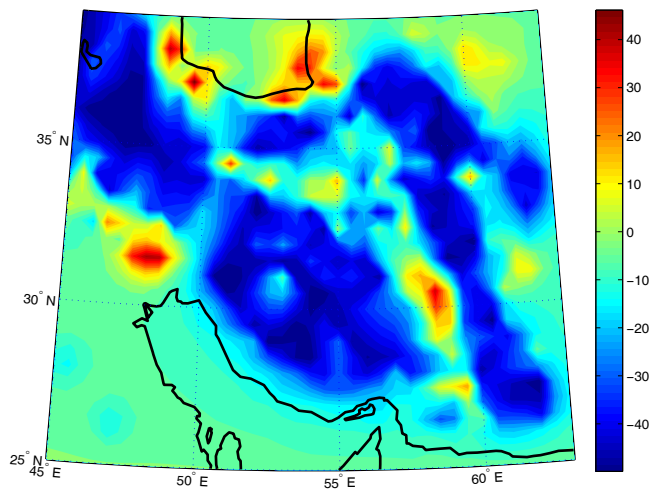
شکل ۱۱. تغییرات چگالی حاصل پس از پایداری با تابع هدف تیخونف در سه لایه.



شکل ۱۲. مدل چگالی باقی مانده نهایی  $gr/cm^3$  برای لایه اول.



شکل ۱۳. مدل چگالی باقی مانده نهایی  $gr/cm^3$  برای لایه دوم.



شکل ۱۴. مدل چگالی باقی مانده نهایی  $gr/cm^3$  برای لایه سوم.

## ۶ نتیجه‌گیری

در این مقاله روشی برای تعیین چگالی پوسته با استفاده از داده‌های ژئودزی، زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی از انواع گوناگون عرضه شد. از مزایای این روش می‌توان به قابلیت به‌کارگیری آن در تفکیک‌پذیری‌های مکانی گوناگون با انتخاب مختصات محدوده مورد بررسی، در تعیین چگالی و تغییرات آن اشاره کرد. این خاصیت ما را قادر می‌سازد که روی عوارض متفاوت زمین‌شناسی از جمله گسل‌ها، مناطق فرورانش و دیگر عوارض، زمین‌ساخت موردنظر را انتخاب کنیم و آنها را جداگانه و یا هم‌زمان مورد بررسی قرار دهیم. به‌کارگیری این روش برای ایران به‌منزله بررسی موردی منجر به مدلسازی تغییرات چگالی در سه لایه شد که نتایج در شکل‌های ۱۲، ۱۳ و ۱۴ نشان داده شده است. در لایه اول همان‌گونه که در شکل ۱۲ نشان داده شده، تغییرات چگالی هم از نظر دامنه و هم از نظر بسامد، بزرگ است. در لایه دوم و سوم همان‌گونه که در شکل‌های ۱۳ و ۱۴ ملاحظه می‌شود، مقدار تغییرات از نظر دامنه و بسامد هموارتر است که با یافته‌های زمین‌شناسی زمین‌سازگاری دارد. زیرا همواره تباین چگالی لایه‌های بالایی بیشتر است و به سمت درون زمین تغییرات چگالی لایه‌ها کمتر می‌شود.

## منابع

- اطلس زمین‌شناسی ایران. سازمان نقشه‌برداری کشور، ۱۳۸۲.
- پرتوآذر، ح.، ۱۳۷۴، زمین‌شناسی ایران (سیستم پرمین)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- تهرانی، خ.، ۱۳۸۲، چینه‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه تهران.
- درویش‌زاده، ۱۳۸۰، زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر.
- سحابی، ۱۳۷۲، زمین‌شناسی نفت، انتشارات دانشگاه نفت.
- صفری، ۱۳۸۳، مسئله مقدار مرزی بیضوی تعیین ژئوئید با استفاده از مشاهدات ثقلی زمینی، نجومی و ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، پایان‌نامه دکتری. دانشکده فنی دانشگاه تهران.
- علوی نائینی، ۱۳۷۲، پالئوژئیک ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قوبدل، ۱۳۷۱، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- مطیعی، ۱۳۷۲، چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Ardalan, A. A., 2000, High-resolution regional computation in the World Geodetic Datum 2000 based upon collection of linearized observational of the type GPS, gravity potential and gravity intensity. PhD Thesis, Department of Geodesy and GeoInformatics, Stuttgart University, Stuttgart.
- Ardalan, A. A., and Safari, A., 2004, Terrain correction on the multi-cylindrical equal area map projection of the surface of the reference ellipsoid, *Journal of Geodesy*, **78**, 114-123.
- Banerjee, B., Gupta, S. P. D., 1977, Gravitational attraction of a rectangular parallelepiped, *Geophysics*, **42**, 1053-1055.
- Bowin, C., 1983, Depth of principal mass anomalies contributing to the earth's geoidal undulations and gravity anomalies, *Marine Geodesy*, **7**, 61-100.
- Chai, Y., Hinze, W. J., 1988, Gravity inversion of an interface above which the density contrast varies exponentially with depth, *Geophysics*, **53**, 837-845.
- Featherstone, W. E., 1997, On the use of the geoid in Geophysics: a case study over the North-West shelf of Australia, *Exploration Geophysics*, **28**(1), 52-57.
- James, G. A., Wynd, J. G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranina oil consortium agreement area, *AAPG bull.*, **49**, 2162-2245.
- Javan Doloei, Gh., and Robert, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-Waveform receiver functions, *Tectonophysics*, **364**, 115-133.
- Kaban, M. K., Schwintzer, P., and Reigber, Ch., 2004, A new isostatic model of the lithosphere and gravity field, *Journal of Geodesy*, **78**, 368-385.

- Kaviani, A., 2004, Continental collision belt of Zagros: lithospheric structure by analysis of seismological data, L Universite Joseph Fourier- Grenoble.
- Kuhn, M., 2003, Geoid determination with density hypotheses from isostatic models and geological information, *Journal of Geodesy* **77**, 50-65.
- Kuhn, M., 2005, Forward gravity field modeling using global databases, Curtin Synthetic Earth Gravity Model (Curtin SEGMENT).
- Kuhn, M., and Featherstone, W. E., 2003, Curtin synthetic earth gravity model (SEGMENT) (Version1). model description, Western Australian Center for geodesy, Curtin University of Technology.
- Kuhn, M., and Featherstone, W. E., 2002, On the construction of the synthetic earth gravity model. Western Australian Center for geodesy, Curtin University of Technology.
- Mangino, S., and Priestley, K., 1998, The crustal structure of the southern Caspian region, *Geophys. J.Int.*, **133**, 630-648.
- Molinaro, M., 2004, Geometry and kinematics of the SE Zagros Mountains (Iran): structural geology and geophysical modeling in a young collisional fold-thrust belt, University of Paris.
- Plouff, D., 1976, Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections, *Geophysics*, **41**, 727-741.
- Stöcklin, J., 1971, Stratigraphic lexicon of Iran, Part I: central, north and east Iran, *Geological Survey of Iran*, **18**, 338.
- Zidarov, D., 1990, Inverse gravimetric problem in geoprospecting and geodesy, Elsevier Science Publ. Co.