

تعیین مدل پوسته و سنگ کره نواحی البرز، ایران مرکزی و خزر جنوبی با استفاده از داده‌های ژئوئید و توپوگرافی

سید هانی متولی عنبران^۱، وحید ابراهیم‌زاده اردستانی^{۱*} و هرمان زین^۲

^۱ موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
آانشکده علوم زمین، دانشگاه پاریس ۱۱، فرانسه
(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۹/۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۹/۳۰)

چکیده

در این تحقیق از مدل‌سازی هم‌زمان داده‌های ژئوئید، توپوگرافی، مفاهیم پایه فیزیک و ریاضی و هم‌ایستایی (isostasy) محلی به منظور تعیین ضخامت پوسته و مدل سنگ کره در مناطق فعال از نظر زمین‌شناسی، که همواره از موضوعات مورد توجه محققان است، استفاده شده است. روش حاضر علاوه بر دقت خوب و سازگاری زیاد با پدیده‌های زمین‌شناسی، نسبت به روش‌های دیگر، سرعت زیاد و هزینه اندکی دارد. از دیگر مزایای این روش می‌توان به امکان بررسی هم‌زمان جغرافیایی محدوده‌ای وسیع و مقایسه چندساختار متفاوت زمین‌شناسی در کنار یکدیگر اشاره کرد.

مدل‌سازی روی نواحی شمالی فلات ایران شامل قسمت‌های شمالی ایران مرکزی، رشته کوه البرز و حوضه خزر جنوبی صورت گرفته است. نتایج حاصل به وضوح، ضخیم‌شدگی پوسته در زیر البرز تا ضخامت حدود ۵۵ کیلومتر را نشان می‌دهد. ضخامت پوسته و سنگ کره در ایران مرکزی به نسبت نواحی مجاور کاسته شده است و به حدود ۳۶-۳۸ کیلومتر برای ژرفای موهو و ۱۴۰ کیلومتر برای ژرفای مرز سنگ کره-نرم کره می‌رسد. هرچند فرورانش ورقه خزر به زیر ورقه اوراسیا به وضوح قابل رویت است لیکن در منطقه کپه‌داغ مشاهده نمی‌شود.

واژه‌های کلیدی: ژرفای موهو، سنگ کره، ژئوئید، توپوگرافی، البرز، خزر جنوبی، ایران مرکزی

Crustal and lithospheric model of the Alborz, Central Iran and South Caspian Basin, using geoid and topographical data sets

Seyed-Hani Motavalli-Anbaran^{1,2}, Vahid Ebrahimzadeh Ardestani^{1*} and Hermann Zeyen²

¹ Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² Department of Earth Sciences, University Paris Sud-XI, France

(Received: 30 November 2010, accepted: 21 December 2011)

Summary

Geological events and the curiosity of human mind to comprehend these phenomena compel the researchers to investigate their structures and tectonic evolution. Some key parameters to better understand these subjects are Moho Depth (the boundary between crust and mantle) and also the Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAB).

There are methods available which can give us some knowledge about these key parameters such as seismic, magnetotelluric, volcanologic and etc. Each one has advantages and disadvantages. In the seismological method, a period of about six months is needed to be sure that a reasonable quantity and quality of events has been detected to record enough data during the research. The high expense of instruments and lack of access roads in high topography has limited this method to adequately capture the data researchers seek. These problems also exist in the seismic base method. The seismic method is generally expensive. Moreover, this method is nearly blind in lithospheric depth such as LAB.

We tried to introduce another method that used potential field data. Our data were topography and geoid undulation mainly observed by satellites. The method for this study utilizes some basic concepts such as local isostasy as well as some basic physical and mathematical rules, relations and equations. Our topography data were from the newly released topography database for all over the world, ETOPO1. The spatial resolution of the data were 1 Arc-minute. The geoid undulation was calculated by a spherical harmonic up to order 2159 and degree 2190 from Earth Gravitational Model's 2008 (EGM2008). To avoid the effects of anomalies deeper than LAB, wavelengths greater than 4000 km were removed.

There were some advantages to this method such as: the higher speed of the calculation so that the examination of a big region was possible at a fraction of the cost for other methods. Modeling was done on a very substantial area in the Northern part of the Iranian plateau that included the Northern part of Central Iran, the Alborz Mountains and the South Caspian Basin.

The results showed the evidence of thickening of the crust up to ~55 km underneath the Alborz Mountains. However, many previous researchers concluded no roots there. The other outcome of utilizing this method was thinning the crust and lithosphere underneath the Northern part of Central Iran (36-38 km for the crust and 140 km for the LAB) relative to the surrounding area. Our data reflected a solid correlation with some previous work and geological evidence. Subduction of the south Caspian basin (probable oceanic crust) underneath the Eurasia plate is completely visible; however, this activity was not recognized in Kopet-Dagh.

Key words: Moho depth, Lithosphere, Geoid, topography, Alborz, South Caspian, Central Iran

۱ مقدمه

فعالیت زمین‌ساختی و نمای کنونی قسمت‌های شمالی ایران مرکزی، رشته‌کوه البرز و حوضه خزر جنوبی عمدتاً ناشی از برخورد ورقه عربی و اوراسیا با نرخ همگرایی ۲۲ میلی‌متر در سال است که ۸ میلی‌متر آن در رشته‌کوه‌های زاگرس، ۳ میلی‌متر در ایران مرکزی، ۵ میلی‌متر در البرز و ۶ میلی‌متر ناشی از حرکت شمال غربی حوضه خزر جنوبی نسبت به ورقه پایدار اوراسیا است (گست و همکاران، ۲۰۰۷؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴ الف و ب) که همچنان

با وجود تحقیقات متعدد زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی دارای ابهامات زیادی است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ آرتیوشکوف، ۲۰۰۷؛ برونوت و همکاران، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۹؛ گولونکا، ۲۰۰۷).

از جمله پارامترهای مهم در بحث زمین‌شناسی و بررسی ساختار زمین‌ساختی در منطقه فعالی مثل شمال ایران، می‌توان به ضخامت پوسته و ژرفای سنگ‌کره اشاره کرد که دانستن آن با توجه به نبود دسترسی مستقیم، محققان را به روش‌های غیرمستقیم اندازه‌گیری، مثل

۱-۲ ایران مرکزی

محدوده ایران مرکزی، عمدتاً به ناحیه مثلث‌شکلی اطلاق می‌شود که مابین رشته‌کوه البرز و رشته‌کوه ماگمایی ارومیه-دختر از کوه‌های زاگرس قرار دارد. ایران مرکزی نسبت به ساختارهای فعال اطراف تقریباً غیرفعال است و پوسته سختی دارد. دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) با استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی، ژرفای موهو را برای این منطقه بین ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر محاسبه کرده‌اند. پل و همکاران (۲۰۰۶ و ۲۰۱۰) با روش تابع گیرنده، روی یک نیم‌رخ گذرنده از این منطقه، ضخامت پوسته را حدود ۴۲ کیلومتر به‌دست آورده‌اند، درحالی‌که صدودی و همکاران (۲۰۰۹) با همین روش، ضخامت پوسته در ایران مرکزی را حدود ۴۷ کیلومتر برآورد کرده‌اند. تحقیقات صورت گرفته قبلی، محدوده‌ای از ژرفای ۴۰ تا ۴۷ کیلومتر را شامل می‌شود، پوشش کاملی از منطقه را نیز به‌دست نداده است و روند تغییرات را به‌علت تعداد نقاط کم برداشت بررسی نمی‌کند.

۲-۲ رشته‌کوه البرز

رشته‌کوه البرز با حدود ۱۰۰ کیلومتر پهنا، از شرق به کوه‌های کپه‌داغ و بینالود و از غرب به کوه‌های تالش، از شمال به حوضه خزر جنوبی و از جنوب به ایران مرکزی محدود است. این رشته‌کوه با طول تقریبی ۶۰۰ کیلومتر، راستایی تقریباً شرقی-غربی دارد. فعالیت زمین‌ساختی البرز عمدتاً ناشی از دو فعالیت جداگانه است. اول، ناشی از همگرایی در راستای شمالی-جنوبی بین ایران مرکزی و ورقه اوراسیا، با نرخ حدود ۵ میلی‌متر در سال که سامانه‌ای فشارشی را در البرز پایه‌ریزی می‌کند. دوم، حرکت شمال‌غربی حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا، که باعث یک حرکت گذر فشارشی چپ‌رو، با نرخ ۴ میلی‌متر در سال در البرز می‌شود (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴a؛ ریتز و همکاران، ۲۰۰۶).

استفاده از روش‌های زلزله‌شناسی، لرزه‌شناسی، مغناطیس‌سنجی، گرانی‌سنجی، مگنتوتلوریک (زمین‌مغناطی‌برقی)، GPS و مانند آن سوق داده است تا از مجموعه داده‌ها بتوان به ژرفای این مرزها پی برد. بیشتر روش‌های ژئوفیزیکی موجود، مستلزم هزینه و زمان زیادی هستند. برای مثال، روش‌های زلزله‌شناسی نیازمند قرار دادن تعداد زیادی دستگاه ثبت‌کننده زلزله در مدتی قریب به ۶ ماه در منطقه بررسی است که عمدتاً در مناطق زلزله‌خیز بازده خوبی دارد. نبود وجود راه‌های دسترسی در مناطق با توپوگرافی شدید از دیگر مشکلات است. همچنین با توجه به محدودیت تعداد دستگاه‌ها، چنانچه منطقه بررسی وسیع باشد، با فاصله گرفتن دستگاه‌ها فقدان پوشش کامل را خواهیم داشت. روش‌های دیگر چون لرزه‌شناسی، هرچند تا ژرفای پوسته دارای دقت زیادی است، لیکن هزینه این برداشت بسیار زیاد و همچنین تعیین مرز بین سنگ‌کره-نرم کره که عمدتاً در محدوده ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر واقع‌اند، غیرممکن است.

مجموع عوامل بالا استفاده از روش جدیدی که مبتنی بر استفاده هم‌زمان از داده‌های ژئوئید و توپوگرافی ماهواره‌ای است را از نظر علمی، اقتصادی و سرعت عمل بسیار حائز اهمیت می‌نماید. با توجه به در دسترس عموم بودن داده‌های ماهواره‌ای و سرعت محاسبات، که به‌طور مفصل در بخش‌های ۳ و ۴ درباره آن صحبت خواهد شد، اهمیت این روش بیشتر نمایان می‌شود.

۲ ساختار زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه مورد تحقیق (شکل ۱) شامل محدوده وسیعی از ۴۴ تا ۶۲ درجه طول شرقی و ۳۲ تا ۴۲ درجه عرض شمالی است. در این محدوده عمده ساختارهای هدف بررسی قسمت‌های شمالی ایران مرکزی، رشته‌کوه البرز و حوضه خزر جنوبی هستند.

ناشی از فرسایش کوه‌های اطراف آن، از جمله البرز، کپه‌داغ، قفقاز و ورقه روسیه به داخل آن است (نپ و همکاران، ۲۰۰۴). تحقیقات لرزه‌شناسی که عمدتاً در منطقه شمالی حوضه خزر جنوبی و روی منطقه فعال لرزه‌ای آپشرون-بالخان صورت گرفته است، به ضخامت پوسته‌ای در حدود ۳۶ تا ۳۸ کیلومتر متشکل از لایه‌ای ضخیم از رسوبات دلالت دارد. روند افزایشی ضخامت پوسته از جنوب به سمت شمال و فعالیت‌های لرزه‌ای زیاد و نسبتاً با ژرفای کانونی زیاد این منطقه، به وجود فرورانش پوسته احتمالاً اقیانوسی خزر جنوبی به زیر ورقه اوراسیا دلالت می‌کند (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ گرین و همکاران، ۲۰۰۹؛ گراناث و همکاران، ۲۰۰۷؛ اگان و همکاران، ۲۰۰۹).

۳ روش تحقیق

در این تحقیق از دو رشته داده‌های مشاهده‌ای ژئوئید و توپوگرافی در مدل‌سازی مرز موهو (ضخامت پوسته) و مرز سنگ‌کره-نرم‌کره بهره برده شده است. علت استفاده از این دو نوع داده به این حقیقت بر می‌گردد که داده‌های ژئوئید از تغییرات چگالی در اعماق زیاد به مقدار متفاوتی نسبت به بی‌هنجاری‌های چگالی سطحی‌تر تاثیر می‌پذیرد. درحالی‌که آنچه بر توپوگرافی تاثیر دارد، مقدار متوسط چگالی در ستونی از سنگ‌کره است. بنابراین روشی که هم‌زمان از این دو نوع داده بهره می‌برد، می‌تواند تغییرات چگالی در گستره‌ای از پوسته تا سنگ‌کره را پوشش دهد. در این مدل‌سازی از یک مدل ساده دو لایه، شامل پوسته و سنگ‌کره استفاده شده است. مقدار 1030 کیلوگرم بر متر مکعب برای چگالی آب (ρ_w) در مناطقی که پوشیده از آب است و 3200 کیلوگرم بر متر مکعب برای چگالی در نرم‌کره (ρ_n) فرض شده است (شکل ۲).

مفهوم هم‌ایستایی (Isostasy) محلی به یک مجموعه ستون سخت (سنگ‌کره) اشاره دارد که به صورت آزادانه

تحقیقات گذشته در زمینه ضخامت پوسته در رشته کوه البرز، محدوده‌ای بین ۳۵ تا ۶۷ کیلومتر را در بر می‌گیرد که از یک فقدان توافق نظر نهایی در مورد ژرفای موهو در این منطقه بسیار فعال لرزه‌ای حکایت می‌کند. آسوده (۱۹۸۲) با بررسی امواج سطحی و حجمی، ضخامت ۴۵ کیلومتر و بعد از آن دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) با بررسی داده‌های گرانی، ۳۵ کیلومتر را برای مرز موهو در منطقه البرز به دست دادند که اولین نتایج مبنی بر نبود ضخیم‌شدگی در البرز بود. بعدها، گست و همکاران (۲۰۰۷) با یک مدل ریاضی به اثبات این فرضیه اقدام کردند. از دیگر تحقیقات پوسته در این منطقه می‌توان به بررسی‌های تاتار (۲۰۰۱) و اشتری و همکاران (۲۰۰۵) که با استفاده از لرزه‌خیزی منطقه، مقادیر ۳۶ و ۳۴ کیلومتر را برای ضخامت پوسته پیشنهاد کرده‌اند و نیز عرضه مدل سرعتی پوسته از سوی مصطفی‌نژاد و همکاران (۲۰۱۱) اشاره کرد. جوان دلویی و رابرت (۲۰۰۳) ژرفای ۴۶ کیلومتر را به دست آوردند. رجائی و همکاران (۲۰۰۷) و (۲۰۱۰) ژرفای ۴۶ تا ۴۸ کیلومتر را با استفاده از یک شبکه لرزه‌نگاری موقت و روش تابع‌گیرنده در جنوب البرز، ۵۵ کیلومتر در بخش مرکزی و ۴۴ کیلومتر در شمال البرز به دست دادند که اولین نشانه‌ها از وجود ضخیم‌شدگی در البرز، برخلاف نتایج قبلی بود. درعین حال صدودی و همکاران (۲۰۰۹) مجدداً با وجود نتایجشان، که تغییرات ۴۷ تا ۵۴ کیلومتر در ضخامت پوسته در البرز را نشان می‌داد، به نبود ریشه در البرز تاکید کردند.

۲-۳ حوضه خزر جنوبی

حوضه خزر جنوبی از شرق و غرب به ترکمنستان و آذربایجان، از جنوب به کوه‌های البرز و از شمال به ورقه اوراسیا محدود می‌شود. در بعضی مناطق دارای ضخامت رسوبی ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر است (گلوومو و همکاران، ۲۰۰۴) که حدود ۱۰ کیلومتر از رسوبات پلیوسن-کواترنر خزر،

چنانچه ستون مدل به صورت تکه تکه و هر تکه با چگالی ثابت فرض شود، می‌توان معادله ۴ را به صورت زیر بازنویسی کرد:

$$N = \frac{-\pi G}{g} [\rho_w E^2 + (z_c^2 - E^2) \rho_c + (z_L^2 - z_c^2) \rho_m + (z_{\max}^2 - z_L^2) \rho_a] - N_0 \quad (5)$$

که z_{\max} ژرفای سطح جبران (برابر ۳۰۰ کیلومتر) و از آنجا که با مقادیر مطلق چگالی کار می‌شود، به منظور تعیین مقدار صفر ژئوئید، پارامتر N_0 که همان ثابت انتگرال گیری است، با توجه به ستون مرجع سنگ کره محاسبه می‌شود.

معادلات ۳ و ۵، یک دستگاه معادلات را تشکیل می‌دهند که شامل دو معادله و چهار مجهول z_L ، z_c ، ρ_m و ρ_c است. یک راه حل این دستگاه معادلات (که در این تحقیق از آن بهره گرفته شده است) آن است که در هر نقطه، با استفاده از مقدار توپوگرافی (ارتفاع) و ژئوئید و فرض مقادیر ρ_m و ρ_c به مقادیر z_L و z_c دست پیدا کنیم.

برای مقدار ρ_c (میانگین چگالی پوسته) در این تحقیق مقادیر متفاوت از ۲۷۵۰ تا ۲۹۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب امتحان، و در نهایت مقدار ۲۸۲۰ کیلوگرم بر متر مکعب مناسب تشخیص داده شد. در مورد ρ_m ، چگالی میانگین بخش جبه سنگ کره، دو روش موجود است: اول فرض یک مقدار ثابت و دومین راه حل، محاسبه چگالی متغیر با عمق براساس تغییرات دمایی در جبه که در این تحقیق از همان استفاده شده است؛ بدین صورت که توزیع دما در سنگ کره با فرض تعادل حالت پایدار و نبود جریان همرفت و یا رسانش گرمایی براساس معادله اساسی حرارت (لاچن بروخ، ۱۹۷۸):

$$\nabla(k \nabla T) + A(x, z) = 0, \quad (6)$$

تعیین می‌شود. به طوری که k رسانش گرمایی ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)، T دما (درجه سلسیوس) و A تولید حرارت پرتوزای

روی نرم کره شناور است و در زیر سطحی که به سطح جبران مشهور است، (z_{\max}) فشار به صورت عرضی تغییراتی ندارد. بنابراین ارتفاع از شناوری ستون‌های سنگ کره درون نرم کره محاسبه می‌شود (لاچن بروخ و مورگان، ۱۹۹۰):

$$E = \frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} L - L_0, \quad E > 0 \quad (1a)$$

$$E = \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \left(\frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} L - L_0 \right), \quad E < 0 \quad (1b)$$

که E ارتفاع، L ضخامت سنگ کره، ρ_a چگالی نرم-کره، ρ_L چگالی متوسط سنگ کره، ρ_w چگالی آب و L_0 ژرفای سطح آزاد نرم کره (۲۳۲۰ متر) است. E در بالای سطح دریاهای آزاد، مثبت و در زیر آن منفی است. پارامتر L_0 از میانگین ستون سنگ کره در شکاف‌های میان‌اقیانوسی تعیین می‌شود (لاچن بروخ و مورگان، ۱۹۹۰). با فرض مدل دو لایه که هر لایه چگالی ثابت دارد خواهیم داشت:

$$\rho_L = \frac{(E + z_c) \rho_c + (z_L - z_c) \rho_m}{(E + z_L)}, \quad (2)$$

که z_c ژرفای موهو (مرز پوسته و سنگ کره)، z_L مرز سنگ کره-نرم کره، ρ_c چگالی میانگین پوسته و ρ_m چگالی میانگین سنگ کره شامل گوشته است. با ترکیب معادلات ۱a، ۱b و ۲ خواهیم داشت:

$$z_c = \frac{\rho_a L_0 + E(\rho_c - \rho_w) + z_L(\rho_m - \rho_a)}{\rho_m - \rho_c}. \quad (3)$$

بی‌هنجاری ژئوئید براساس توزیع جرمی (هاکسی و تورکات، ۱۹۷۸؛ اکن دون و تورکات، ۱۹۷۷؛ تورکات و شوبرت، ۱۹۸۲):

$$N = \frac{-\gamma \pi G}{g} \int_{LC} z \Delta \rho(z) dz, \quad (4)$$

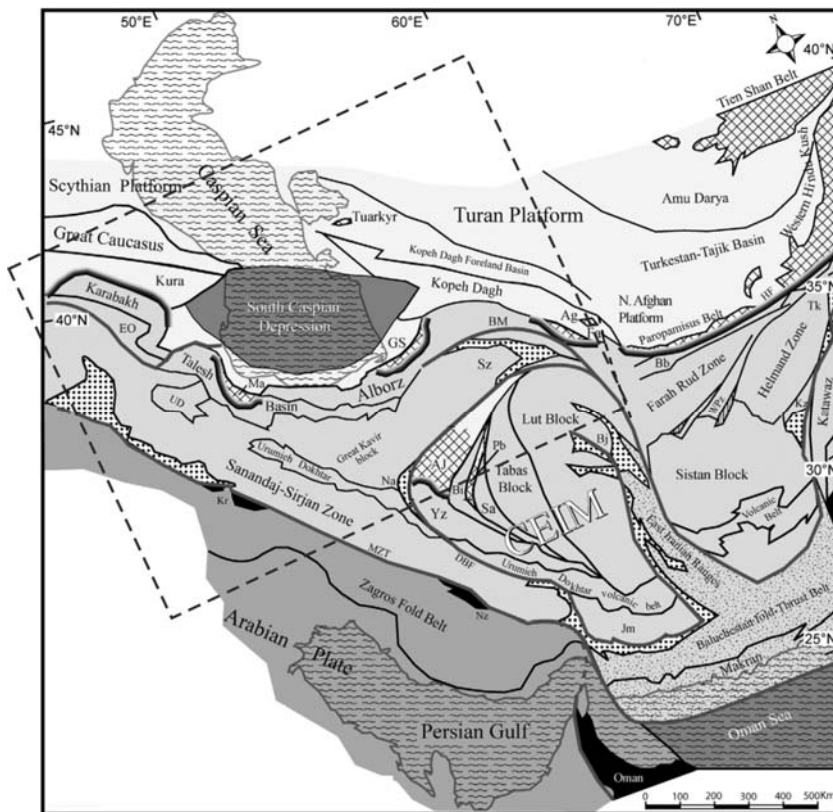
تعریف می‌شود که $\Delta \rho(z)$ تباین چگالی نسبت به یک ستون مرجع، G ثابت جهانی گرانش، g شتاب جاذبه در سطح زمین و LC بیان‌کننده انتگرال کل ستون مدل، شامل سنگ کره و نرم کره، بالای سطح جبران است.

زین و فرناندز، ۱۹۹۴):

$$\rho_m(z) = \rho_a(1 + \alpha(T_a - T(z))), \quad (V)$$

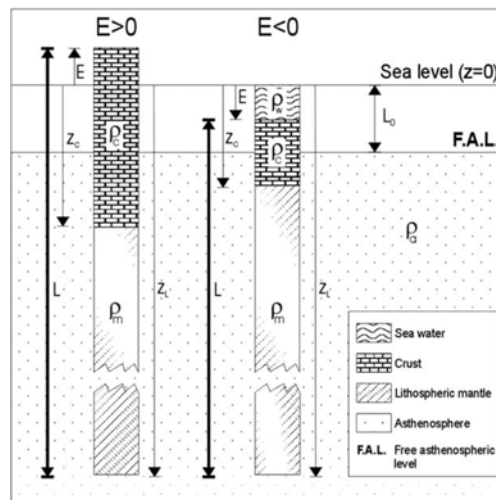
به طوری که α ضریب انبساط دمایی (K^{-1}) و $T(z)$ مقدار دما در عمق‌های گوناگون سنگ‌کره و T_a دما در مرز سنگ‌کره - نرم‌کره است محاسبه خواهد شد.

($W m^{-3}$) است. وقتی توزیع دمایی در سنگ‌کره با حل معادله ۶ تحت شرایط مرزی (دمای ثابت در سطح زمین، ۱۰ درجه سلسیوس، دمای ثابت در مرز سنگ‌کره - نرم‌کره، ۱۳۰۰ درجه سلسیوس و تولید نشدن حرارت در سنگ‌کره، $A=0$) صورت گرفت، توزیع چگالی در سنگ‌کره براساس معادله (لاچن بروخ و مورگان، ۱۹۹۰؛



شکل ۱. نقشه ساختارهای زمین‌ساختی فلات ایران و مناطق مجاور (اقتباس از باقری و اشتامپلی، ۲۰۰۸). مستطیل خط‌چین، به طور تقریبی محدوده مدل‌سازی را نشان می‌دهد. نشانه‌های اختصاری روی نقشه عبارت‌اند از:

Ag: Aqdarband tectonic window; AJ: Anarak-Jandaq terrane; Bb: Band-e-Bayan; Bi: Biabanak basin; Bj: Birjand ophiolitic mélange; BM: Binalud mountains; EO: Erevan-Ordubad; Fa: Fariman; GS: Gorgan schist; Jm: Jazmourian depression; Kr: Kermanshah ophiolite; Kz: Kandahar zone; Ma: Masouleh; Na: Nain ophiolitic mélange; Nz: Neyriz ophiolite; UD: Uromieh-Dokhtar volcanic belt; Pb: Posht-e-Badam terrane; Ra: Rasht; Sa: Saghand; GKB: Great Kavir block; Sz: Sabzevar zone; TK: Turkeman zone; WPz: Waras-Penjaw zone; Yz: Yazd block; Main faults: DBF: Dehshir Fault; DF: Doruneh Fault; HF: Herat fault; MZT: Main Zagros thrust belt.



شکل ۲. مدل دو لایه سنگ کره. ρ_c چگالی سنگ کره شامل گوشته، ρ_m چگالی نرم کره، ρ_w چگالی آب دریا، E توپوگرافی ($E > 0$ بالای سطح آب های آزاد، $E < 0$ زیر سطح آب های آزاد)، z_L و z_c به ترتیب ژرفای مرز پوسته-سنگ کره و ژرفای مرز سنگ کره-نرم کره نسبت به سطح آب های آزاد، L ضخامت کلی سنگ کره و L_0 ژرفای سطح آزاد نرم کره بدون بار ناشی از سنگ کره (فولا و همکاران، ۲۰۰۸).

شکل های ۵ و ۶ آورده شده است.

نتایج عرضه شده علاوه بر آنکه شاید اولین نقشه توامان ژرفای موهو (شکل ۵) و ژرفای سنگ کره (شکل ۶) این منطقه در این وسعت است، به وضوح وجود ضخیم شدگی پوسته در زیر رشته کوه های البرز را نشان می دهد که این ضخامت به ۵۵ کیلومتر می رسد. در محدوده ایران مرکزی، یک نازک شدگی پوسته و سنگ کره تا ژرفای حدود ۳۶-۳۸ کیلومتر برای پوسته و ۱۴۰ کیلومتر برای سنگ کره قابل مشاهده است که می توان آن را با فروانش ورقه عربی به زیر خردورقه ایران و جدایش بخش فرورانده شده ورقه عربی (مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵ الف) که موجب واگرایی نرم کره به سمت سطح می شود توجیه کرد. این بالا آمدگی نرم کره با حضور رشته کوه ماگمایی ارومیه-دختر (شمال غرب-جنوب شرق) نیز همخوانی دارد. در محدوده جنوب خزر با عبور از رشته کوه های البرز و وارد شدن به پوسته خزر جنوبی، ابتدا با یک نازک شدگی در پوسته روبه رو می شویم و به تدریج به سمت شمال، به ضخامت پوسته و سنگ کره افزوده می شود که این نشانه ای از فروانش

۴ داده های مورد استفاده

داده های مورد استفاده در این تحقیق شامل دو مجموعه داده توپوگرافی (شکل ۳) و ژئوئید (شکل ۴) است که همگی از داده های ماهواره ای جهانی اند (آمانته و همکاران، ۲۰۰۹؛ پاولیس و همکاران، ۲۰۰۸).

داده های ارتفاعی دارای تفکیک افقی ۱ دقیقه کمانی است. بی هنجاری ژئوئید از مدل جهانی هماهنگ های کروی، EGM2008، با تفکیک افقی ۱ دقیقه کمانی و از محاسبه تا مرتبه ۲۱۵۹ و درجه ۲۱۹۰ حاصل شده است، لیکن به منظور اجتناب از اثرات بی هنجاری های عمیق تر از مرز سنگ کره-نرم کره، در داده های ژئوئیدی، طول موج های بلندتر از ۴۰۰۰ کیلومتر از داده های ژئوئیدی حذف شده است (بوین، ۱۹۸۳).

۵ نتایج مدل سازی

نتایج مدل سازی ضخامت پوسته و سنگ کره، با فرضیات و روش عرضه شده در بخش قبلی و گد نویسی نگارندگان، برای محدوده ای به وسعت تقریبی ۲۲۰۰ در ۱۳۰۰ کیلومتر به مرکزیت رشته کوه های البرز صورت گرفته و نتایج در

زمین‌ساختی این منطقه ضروری بوده است. روش عرضه شده با توجه به هزینه کم، سرعت محاسبات و امکان بررسی منطقه‌ای وسیع در یک‌زمان، اهمیت قابل‌توجهی دارد. اهم نتایج حاصل از مدل‌سازی به‌طور خلاصه عبارت‌اند از:

- در نتایج حاصل از مدل‌سازی، به‌وضوح ضخیم‌شدگی در زیر رشته‌کوه‌های البرز قابل مشاهده است.

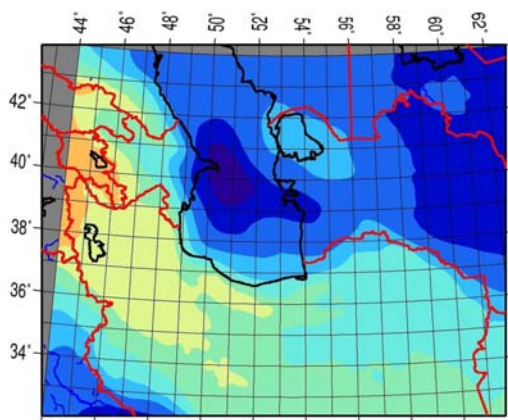
- با عبور از البرز و ورود به حوضه خزر جنوبی، بعد از یک کاهش شدید، با افزایش تدریجی در ضخامت پوسته و سنگ‌کره روبه‌رو می‌شویم که در نهایت به مشاهده اثرات فرورانش در منطقه آپشرون-بالخان و مشاهده نشدن مورد مشابه در زیر کوه‌های کپه‌داغ منجر می‌شود.

- نازک‌شدگی پوسته و سنگ‌کره در قسمت‌های شمالی ایران مرکزی.

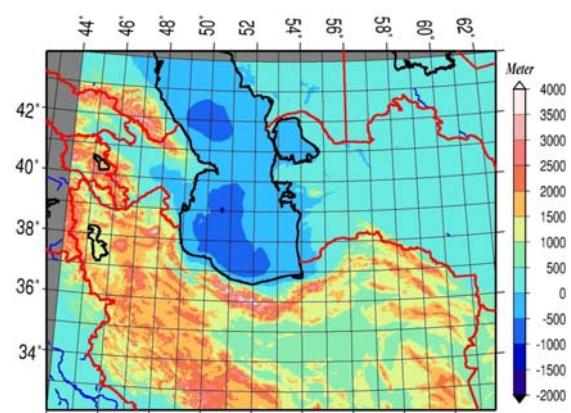
پوسته شبه‌اقیانوسی خزر به زیر ورقه اوراسیا است. این نتایج تحقیقات گذشته را نیز تأیید می‌کند. در مجموع، ضخامت پوسته و سنگ‌کره در ورقه اوراسیا ضخیم‌تر از فلات ایران و در حدود ۳۸-۴۲ کیلومتر برای پوسته و ۲۰۰-۲۴۰ کیلومتر برای سنگ‌کره به‌دست آمده است. در نتایج حاصل، تغییراتی واضح که در منطقه آپشرون-بالخان به‌علت فرورانش مشاهده می‌شود در ادامه و در منطقه کپه‌داغ قابل مشاهده نیست. هرچند اظهار نظر دقیق‌تر منوط به کارهای دو و سه‌بعدی آینده است.

۶ نتیجه‌گیری

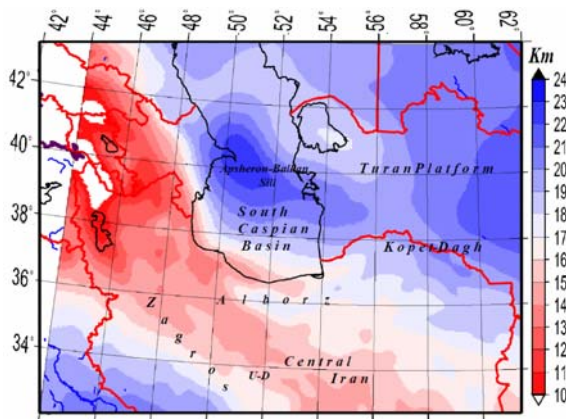
باتوجه به لرزه‌خیزی زیاد در مناطق شمالی ایران و شهرهای پُرجمعیت آن به‌ویژه کلان‌شهر تهران، با تراکم جمعیتی زیاد، همواره لزوم تحقیقات زمین‌ساختی با روش‌های گوناگون، در جهت فهم بیشتر تکامل



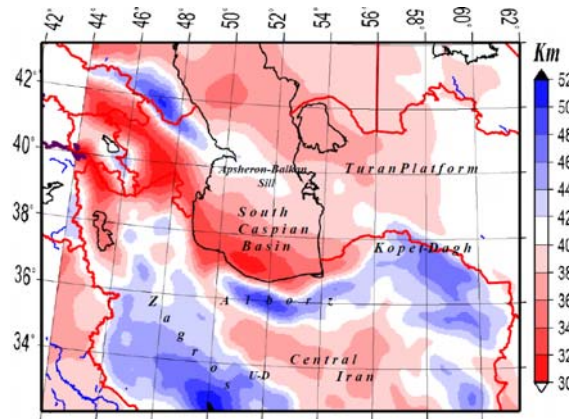
شکل ۴. نقشه بی‌هنجاری ژئوئیدی، از مدل جهانی EGM2008 (پاولیس و همکاران، ۲۰۰۸). طول موج‌های بزرگ‌تر از ۴۰۰۰ کیلومتر برای حذف اثر بی‌هنجاری‌های ژرف‌تر از مرز سنگ‌کره-نرم‌کره حذف شده است.



شکل ۳. نقشه داده‌های توپوگرافی، ETOPO1 (آمانت و همکاران، ۲۰۰۹).



شکل 6. ژرفای مرز سنگ‌کره-نرم‌کره. حاصل از مدل‌سازی هم‌زمان داده‌های ژئوئید و توپوگرافی. U-D (کوته‌نوشت رشته‌کوه ماگمایی ارومیه-دختر).



شکل 5. ژرفای موهو (مرز پوسته-سنگ‌کره)، حاصل مدل‌سازی هم‌زمان داده‌های ژئوئید و توپوگرافی. U-D (کوته‌نوشت رشته‌کوه ماگمایی ارومیه-دختر).

- Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran, *Tectonophysics*, **395** (3-4), 193-208.
- Asudeh, I., 1982, Seismic structure of Iran from surface and body wave data, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **71**, 715-730.
- Bagheri, S., and Stampfli, G. M., 2008, The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications: *Tectonophysics*, **451**, 123-155.
- Bowin, C., 1983, Depth of principal mass anomalies contributing to the Earth's Geoidal Undulations and gravity anomalies, *Marine Geodesy*, **7**, 61-100.
- Brunet, M. F., Granath, J. W., and Wilsen, M., 2009, South Caspian to Central Iran Basins: introduction: The Geological Society, London, *Special Publications*, **312**, 1-6.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., and Nikishin, A. M., 2003, The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling, *Sedimentary Geology*, **156**(1-4), 119-148.
- Dehghani, G., and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, *N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, **168**, 215-229.
- Egan, S. S., Mosar, J., Brunet, M. F., and Kangarli, T., 2009, Subsidence and uplift mechanisms within the South Caspian Basin: insights from the onshore and offshore Azerbaijan region, in *South Caspian to Central Iran Basins*, edited by M. F., Brunet, M. Wilsen and J. W. Granath, The Geological Society, London, *Special Publications*, **312**, 219-240.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، دانشگاه پاریس ۱۱، وزارت علوم تحقیقات و فناوری و سفارت فرانسه در ایران که بخش‌هایی از تحقیق، نتیجه حمایت‌های آنان است و آقای محمد لنکرانی که با نظرات ارزشمندشان به بهبود علمی و ویرایشی این مقاله کمک کردند، کمال تشکر را دارند. نویسندگان همچنین از داوران محترم که نظرات ارزشمندشان به بهبود علمی و ویرایشی نسخه اولیه مقاله کمک فراوانی کرده است کمال تشکر را دارند.

منابع

- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismailzadeh, A., and Flecker, R., 2003, Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone, *Tectonophysics*, **366**(3-4), 223-239.
- Amante, C. and Eakins, B. W., 2009, ETOPO1, 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp.
- Artyushkov, E. V., 2007, Formation of the superdeep South Caspian basin: subsidence driven by phase change in continental crust, *Russ. Geol. Geophys.*, **48**, 1002-1014.

- elevation; formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, **174**, 39-62.
- Molinaro, M., Zeyen, H., and Laurencin X., 2005a, Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off?, *Terra Nova*, **17**(1), 1-6.
- Mostafanejad, A., Shomali, Z. H., Mottaghi, A. 2011, 3-D velocity structure of Damavand volcano, Iran, from local earthquake tomography: *Journal of Asian Earth Sciences*.
- Ockendon, J. R., and Turcotte, D. L., 1977, On gravitational potential and field anomalies due to thin mass layers, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* **48**, 479-492.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., and Mokhtari, M., 2006, Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, **166**(1), 227-237.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., and Péquegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), *Geological Society, London, Special Publications*, **330**, 5-18.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., and Factor, J. K., An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008, presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18, 2008.
- Radjaee, A. H., Mokhtari, M., Priestley, K., and Hatzfeld D., 2007, Variation of Moho Depth in the Central Alborz (in Persian), *Geosciences, Geological Survey of Iran*, **64**.
- Radjaee, A. H., D. Rham, M. Mokhtari, M. Tatar, K. Priestley, and D. Hatzfeld, 2010, Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran, *Geophys. J. Int.*, **181**(1), 173-184.
- Ritz, J. F., BNazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., and Vernant, P., 2006, Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics, *Geology*, **34**(6), 477-490.
- Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004a, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, **223**(1-2).
- Soudoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B., and Sadidkhouy, A., 2009, Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies, *Geophys. J. Int.*, **177**(2), 733-742.
- Fullea Urchulategui, J., Fernandez M., and Zeyen H., 2008, Lithospheric structure in the Atlantic-Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data. *C. R. Geosciences*, **338**, 140-151
- Glumov, I. F., Malovitskiy, Y. P., Novikov, A. A., and Senin, B. V., 2004, Regional geology and oil and gas content of Caspian Sea (in Russian), Nedra, Moscow.
- Golonka, J., 2007, Geodynamic evolution of the South Caspian Basin, in *Oil and gas of the Greater Caspian area*, edited by P. O. Yilmaz and G. H. Isaksen, AAPG, **55**, 17-14 Tulsa, Oklahoma.
- Granath, J. W., Soofi, K. A., Baganz, O. W., and Bagirov, E., 2007, Gravity modeling and its implications to the tectonics of the South Caspian Basin, in *Oil and gas of the Greater Caspian area*, edited by P. O. Yilmaz and G. H. Isaksen, AAPG, **55**, 43-46, Tulsa, Oklahoma.
- Green, T., Abdullayev, N., Hossac, J., Riley, G., and Roberts, A. M., 2009, Sedimentation and subsidence in the South Caspian Basin, Azerbaijan, in *South Caspian to Central Iran Basins*, edited by M. F. Brunet, M. Wilmsen and J. W. Granath: The Geological Society, London, Special Publications, **312**, 241-260.
- Guest, B., Guest, A., and Axen, G., 2007, Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding, *Global and Planetary Change*, **58**(1-4), 435-453.
- Haxby W. F., and Turcotte D. L., 1978, On isostatic geoid anomalies, *J. Geophys. Res.* **83**, 5473-5478.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, **148**(2), 214-245.
- Javan Doloei, G., and Roberts, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions, *Tectonophysics*, **364**(3-4), 115-133.
- Knapp, C. C., Knapp, J. H., and Connor, J. A., 2004, Crustal-scale structure of the South Caspian Basin revealed by deep seismic reflection profiling, *Mar. Petr. Geol.*, **21**(8), 1073-1081.
- Lachenbruch, A. H., 1978, Heat flow in the Basin and Range province and thermal effects of tectonic extension, *PAGEophy*, **117**, 34-50.
- Lachenbruch, A. H., and Morgan, P., 1990, Continental extension, magmatism and

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004b, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, **157**(1), 381-398.
- Zeyen, H., and M. Fernández, 1994, Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotranssect, *Journal of Geophysics Research*, **99**, 18089-18102.
- Tatar, M., 2001, Étude sismotectonique de deux zones de collision continentale: le Zagros Central et l'Alborz (Iran), PhD thesis, Université de Grenoble, Grenoble, France.
- Turcott, D. L., and Schubert, G., 1982, *Geodynamics. Application of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley & Sons, New York.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004a, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, **223**(1-2), 177-185.