فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۱، شماره ۲، تابستان ۱۳۹۴، صفحهٔ ۲۴۹- ۲۵۶

ژرفای موهو و ضخامت سنگ‌کره در منطقهٔ برخوردی صفحهٔ اوراسیا و عربی با استفاده از داده‌های میدان پتانسیل

سید هانی متولی عنبران[1*]، وحید ابراهیم‌زادهٔ اردستانی[2] و هرمان زین[3]

۱. استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
۲. استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
۳. استاد، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه پاریس، فرانسه

(دریافت: ۹۳/۵/۱، پذیرش نهایی: ۹۳/۷/۱)

چکیده

این تحقیق با استفاده از مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌های گرانی، ژئوئید و توپوگرافی، ژرفای موهو و ضخامت سنگ‌کره را در منطقهٔ برخوردی قاره‌ای- قاره‌ای صفحهٔ عربی و صفحهٔ اوراسیا شامل شرق آناتولی، شمال-غرب زاگرس و کوه‌های قفقاز نشان می‌دهد. منطقهٔ هدف این تحقیق با توجه به قرارگیری در بین صفحات فعال تکتونیکی ذکرشده و نیز فلات ایران، از مناطق دارای پیچیدگی‌های زمین‌شناختی به شمار می‌رود. نتایج مدل‌سازی وجود ریشه برای کوه‌های قفقاز را به‌وضوح نشان می‌دهد. در منطقهٔ شمال-غرب زاگرس و شرق آناتولی، ضخیم‌شدگی پوسته (۴۲ تا ۴۸ کیلومتر) به دست آمده است که در حرکت به سمت غرب آناتولی از ضخامت آن کاسته می‌شود. ژرفای موهو در پوستهٔ اقیانوسی دریای سیاه به نازک‌ترین مقدار خود در منطقهٔ مورد تحقیق (حدود ۲۵ کیلومتر) می‌رسد که به سمت شمال و صفحهٔ اوراسیا به‌تدریج ضخیم می‌شود. در بخش‌های شرقی صفحهٔ آناتولی و در اتصال به شمال-غرب زاگرس، نازک‌شدگی سنگ‌کره تا حدود ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتر شاهدی بر نزدیکی نرم‌کره به سطح زمین است که با فعالیت‌های آتشفشانی هولوسن در این محدوده مطابقت دارد.

واژه‌های کلیدی: پوسته، سنگ‌کره، شرق آناتولی، شمال غرب زاگرس، قفقاز، موهو

۱. مقدمه

دانستن منشأ تحولات زمین، ترکیبات آن و کنجکاوی نوع بشر در فهم آیندهٔ این تغییرات زمین‌شناسی، همواره دانشمندان را به تحقیق دربارهٔ فعالیت‌های زمین‌ساختی و ساختار حال حاضر آن سوق داده است. از پارامترهای کلیدی در دانستن این موضوعات می‌توان به ژرفای موهو (مرز بین پوسته و سنگ‌کره) و نیز ضخامت سنگ‌کره اشاره کرد.

منطقهٔ برخوردی صفحهٔ اوراسیا و صفحهٔ عربی در محل فلات آناتولی در شرق ترکیه و در محل اتصال با شمال غرب زاگرس، در دوران ابتدایی برخورد قاره‌ای- قاره‌ای است (آنگوس و همکاران، ۲۰۰۶). این منطقه به‌طور کلی در بخش‌های شمالی و شرقی، به علت مقاومت پوستهٔ قاره‌ای اوراسیا و همچنین سنگ‌کرهٔ اقیانوسی دریای خزر و دریای سیاه، متوقف شده و شکستگی‌ها و تغییرات ضخامتی پوسته را ایجاد کرده است (شکل ۱)، در حالی که بخش‌های غربی آن، نسبتاً آزادانه در حال حرکت هستند (ری‌لینگر و همکاران، ۱۹۹۷). مطالعات امواج لرزه‌ای P به روش تابع گیرنده، ضخامت ۴۵ کیلومتر را به‌طور میانگین (از ۳۸ کیلومتر در جنوب تا ۵۰ کیلومتر در شمال) در منطقه نشان می‌دهد (کاکر و همکاران، ۲۰۰۰؛ کاکر و اردوران، ۲۰۰۴؛ زور و همکاران، ۲۰۰۳). مطالعهٔ دیگری با روش تابع گیرنده اما روی امواج S، توسط آنگوس و همکاران (۲۰۰۶)، محدودهٔ ۳۰ تا ۵۵ کیلومتر را نمایش می‌دهد و نازک‌شدگی شدید مرز سنگ‌کره و نرم‌کره (۶۰ تا ۸۰ کیلومتر) در شرق آناتولی را تأییدی بر صحت مدل جدایش و فرورفتن سنگ‌کرهٔ اقیانوسی در این منطقه می‌داند.

از آنجا که بیشتر تحقیقات گذشته بر پایهٔ داده‌های زلزله‌نگاری (امواج S و P) و مطالعات به روش تابع گیرنده یا توموگرافی P_n (موتلو و کارابولوت، ۲۰۱۱) است، تفاوت در تخمین سرعت موج‌های لرزه‌ای و فرایند

*نگارنده رابط: E-mail: motavalli@ut.ac.ir

انتساب افزایش و کاهش سرعت موج لرزه‌ای در محیط سنگ‌کره، به موقعیت مرز سنگ‌کره-نرم‌کره، موجب عدم قطعیت‌هایی در نتایج حاصل برای ژرفای موهو و ضخامت سنگ‌کره شده است. این محدودیت‌ها، نیاز به مطالعه‌ای ژئوفیزیکی را با داده‌هایی از جنسی متفاوت با داده‌های زلزله‌نگاری (مانند داده‌های میدان پتانسیل که هدف این تحقیق است) و در مقیاسی وسیع که بتواند مجموع عوامل تکتونیکی منطقه را رصد کند، بارزتر می‌کند.

روش استفاده‌شده در این تحقیق از داده‌های میدان پتانسیل استفاده می‌کند که به‌صورت جهانی و با اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای تهیه شده و آزادانه در دسترس هستند. تعریف مورد نظر این تحقیق برای مرز سنگ‌کره-نرم‌کره (LAB)، مرزی دمایی است که با محاسبهٔ توزیع دمایی در سنگ‌کره تعیین می‌شود. داده‌های گرانی، ژئوئید و توپوگرافی برای مدل‌سازی مرز موهو و مرز سنگ‌کره-نرم‌کره استفاده شده است. داده‌های میدان پتانسیل از تغییرات چگالی در این دو مرز که در دو عمق مختلف اتفاق می‌افتد، تأثیر می‌پذیرد.

۲. روش تحقیق

برای داشتن هندسهٔ پیوسته و کاملی از ساختارهای زمین‌شناسی در مناطق با پیچیدگی‌های زمین‌شناسی مانند منطقهٔ هدف این مطالعه، استفاده از یک روش مدل‌سازی سه‌بعدی ضروری به نظر می‌رسد. روش مدل‌سازی سه‌بعدی غیرخودکار Litmod (فولا و همکاران، ۲۰۰۹) که بر اساس سعی و خطا طراحی شده است، بسیار زمان‌بر است. بنابراین در اینجا از روش وارون‌سازی همزمان سه‌بعدی داده‌های گرانی، ژئوئید و توپوگرافی (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۳) استفاده شده که قادر به ارائهٔ سریع یک مدل ساده‌سازی‌شده است.

روش حاضر، یک وارون‌سازی تکراری، خطی‌شده و مستقیم، به منظور تعیین تغییرات ضخامت پوسته، میانگین چگالی پوسته و ضخامت سنگ‌کره است. منطقهٔ مورد بررسی به بلوک‌های مکعبی و ابعاد ثابت (در راستای X و Y) تقسیم می‌شود. در راستای Z، هرستون به چهار لایه تقسیم می‌شود: ۱. آب (چنانچه وجود داشته باشد و با اطلاعاتی که از عمق‌سنجی و نیز چگالی ۱۰۳۰ کیلوگرم بر مترمکعب به دست آمده)؛ ۲. پوسته؛ ۳. بخش سنگ‌کرهٔ جبه؛ ۴. نرم‌کره.

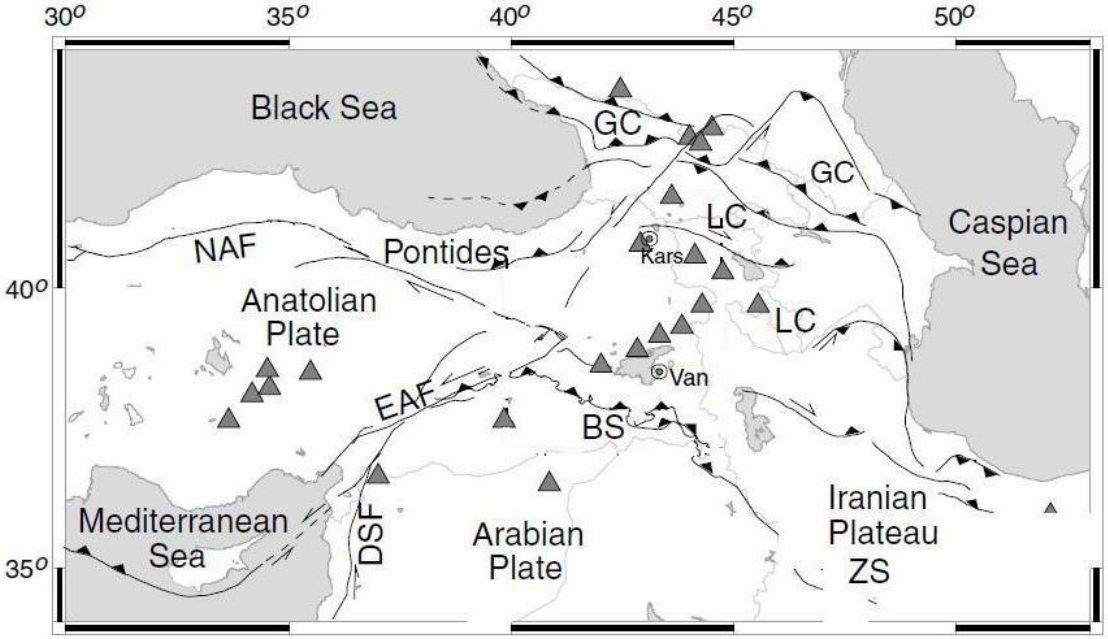
توپوگرافی به‌صورت یک‌بعدی و نیز با میانگین چگالی ستون سنگ‌کره محاسبه می‌شود. از آنجا که پوسته تک‌لایه در نظر گرفته می‌شود، هیچ تمایزی بین رسوبات و پوستهٔ بالایی و پایینی وجود ندارد. در این تحقیق چگالی در بستر پوسته (مرز موهو) ثابت و ۳۰۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب درنظر گرفته شده است و برنامه، چگالی را درسطح محاسبه می‌کند. در جبه، چگالی به صورت خطی با دما تغییر می‌کند (زین و فرناندز، ۱۹۹۴):

$$\rho(T) = \rho(T_0)\big(1 - \alpha(T - T_0)\big) \qquad (۱)$$

به طوری که، α ضریب انبساط دمایی ($3.5\times 10^{-5}\,K^{-1}$)، T_0 دمای مرجع که در LAB ۱۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد است و $\rho(T_0)$ چگالی در این دماست. ρ_a، چگالی نرم‌کره، ۳۲۰۰ کیلوگرم برمترمکعب درنظر گرفته شده است. عبارت‌های دمایی نیز با ثابت در نظرگرفتن دما درسطح (به‌طور معمول ۱۰ درجهٔ سانتی‌گراد) و LAB (۱۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد) و نیز فرض تولید حرارت ثابت در پوسته محاسبه شده است. از آنجا که بلوک‌های مکعبی برای تودهٔ جرمی در نظر گرفته شده است، از فرمول‌های تحلیلی (۲) و (۳) برای محاسبهٔ گرانی (گالاردو-دلگادو و همکاران، ۲۰۰۳) و ژئوئید (فولا و همکاران، ۲۰۰۹) استفاده شده است.

$$\begin{aligned}\Delta g = G\rho_0 &\left|\left|\left| x\ln(y+r) + y\ln(x+r) - z\arctan\left(\frac{xy}{zr}\right)\right|_{x_1}^{x_2}\right|_{y_1}^{y_2}\right|_{z_1}^{z_2} \\ &+ G\gamma\left|\left|\left| -xy\ln(r+z) - \frac{z^2}{2}\arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) + \frac{x^2}{2}\arctan\left(\frac{yz}{yr}\right) + \frac{y^2}{2}\arctan\left(\frac{xz}{yr}\right)\right|_{x_1}^{x_2}\right|_{y_1}^{y_2}\right|_{z_1}^{z_2} \\ &r = \sqrt{x^2+y^2+z^2} \quad , \quad \rho(z) = \rho_0 + \gamma z\end{aligned} \qquad (۲)$$

$$\Delta H = \frac{G\rho_0}{g}\left|\left|\left|xy\ln(z+r) + yz\ln(x+r) + xz\ln(y+r) - \frac{z^2}{2}\arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) - \frac{x^2}{2}\arctan\left(\frac{yz}{xr}\right)\right.\right.$$
$$-\frac{y^2}{2}\arctan\left(\frac{xz}{yr}\right)\Big|_{x_1}^{x_2}\Big|_{y_1}^{y_2}\Big|_{z_1}^{z_2} + \frac{G\gamma}{3g}\Big|\Big|xyr + \frac{y}{2}(y^2+3z^2)\ln(x+r)$$
$$+\frac{x}{2}(x^2+3z^2)\ln(y+r) - z^3\arctan\left(\frac{xy}{zr}\right)\Big|_{x_1}^{x_2}\Big|_{y_1}^{y_2}\Big|_{z_1}^{z_2} \qquad (۳)$$



شکل ۱. نقشهٔ سادهٔ تکتونیکی منطقهٔ مورد مطالعه شامل شمال- غرب زاگرس، شرق آناتولی و صفحهٔ اوراسیا. مثلث‌ها نشان‌دهندهٔ آتشفشانی هولوسن هستند. خطوط با برجستگی مثلثی، گسل‌های تراستی فعال و خطوط ساده، گسل‌های امتداد لغز را نمایش می‌دهند. حروف اختصاری روی نقشه به این شرح هستند (اقتباس از آنگوس و همکاران، ۲۰۰۶):

LC—Lesser Caucasus; GC—Greater Caucasus; BS—Bitlis Suture; ZS—Zagros Suture; EAF—East Anatolian Fault; NAF—North Anatolian Fault; DSF—Dead Sea Fault.

هر سه نوع داده به‌طور یکسانی شبکه‌بندی می‌شوند؛ اگرچه به منظور پایداری وارون‌سازی، همواره تعداد داده‌ها در مقایسه با تعداد بلوک‌ها بیشتر است. این شبکهٔ داده‌ها، به صورت برداری با تعداد $3 \times N_d$ داده، ذخیره می‌شود، به طوری که $N_d = N_{xd} \times N_{yd}$، تعداد داده در هرکدام از انواع داده‌هاست. بنابراین بردار داده‌ها به صورت رابطه (۴) خواهد بود (منکه، ۱۹۸۴):

$$d^T = [d_1, \dots, d_{Nd}, d_{Nd+1}, \dots, d_{2Nd}, d_{2Nd+1}, \dots, d_{3Nd}] = [t_1, \dots, t_{Nd}, \Delta g_1, \dots, \Delta g_{Nd}, \Delta H_1, \dots, \Delta H_{Nd}] \qquad (۴)$$

که در آن، d^T ترانهادهٔ بردار داده‌ها، t توپوگرافی، Δg ناهنجاری گرانی هوای آزاد و ΔH ناهنجاری ژئوئید است. از طرف دیگر، تعداد $N_b = N_{xb} \times N_{yb}$ مکعب، برای پوسته و همین مقدار برای بخش سنگ‌کرهٔ جبه وجود دارد. از آنجا که برای هر ستون بلوک‌ها، سه پارامتر (z_C ضخامت پوسته، z_m ضخامت بخش سنگ‌کرهٔ جبه و ρ چگالی پوسته) برای وارون‌سازی وجود دارد، در نتیجه تعداد پارامترهایی که برای وارون‌سازی استفاده می‌شوند، $N_p = 3 \times N_b$ یا به عبارتی سه پارامتر برای هر بلوک خواهد شد.

همچنین پارامترها به‌صورت یک بردار ذخیره می‌شوند (منکه، ۱۹۸۴):

$$p^T = [p_1, \dots, p_{Nb}, p_{Nb+1}, \dots, p_{2Nb}, p_{2Nb+1}, \dots, p_{3Nb}] = [\rho_1, \dots, \rho_{Nb}, z_{c1}, \dots, z_{cb}, z_{m1}, \dots, z_{mp}] \qquad (۵)$$

در وارون‌سازی داده‌های میدان پتانسیل دو مشکل

اساسی وجود دارد که باید به آن‌ها توجه شود: اول، عدم‌اطمینان‌های متفاوت برای داده‌های مختلف و دوم، عدم‌یکتایی جواب که موجب بیمارگونه‌شدن مسئلهٔ وارون می‌شود. در این روش، برای حل مشکل اول، برداری از مجموع عدم اطمینان‌ها (σ_d) به‌عنوان مرجعی برای تطبیق با داده‌ها در نظر گرفته شده که به عنوان فاکتوری برای نرمالایزه‌کردن داده‌های از جنس مختلف (به منظور رسیدن به محدودهٔ مشابه از نظر عددی) نیز استفاده می‌شود. کیفیت تطبیق داده‌ها را می‌توان به روش کمترین مربعات به صورت یک نرم وزن داده‌شده از اختلاف بین داده‌های مصنوعی ($f(p)$ (محاسبه‌شده از پارامترها ،p) و داده‌های اندازه‌گیری‌شده (d) تعریف کرد.

مشکل دوم با به‌هنجارکردن مشابهی برای بردار پارامترها حل شده است. برای این منظور، یک بردار σ_p، با طولی مشابه با بردار پارامترها (p) و شامل مقدار تغییرپذیری هر پارامتر به نسبت مقدار تعریف‌شدهٔ اولیهٔ آن تعریف می‌شود (یادآوری می‌شود که وارون‌سازی فرایندی تکراری است و باید با مجموعهٔ اولیه‌ای از پارامترها شروع شود).

در بعضی موارد هموار نگه‌داشتن مدل، به منظور جلوگیری از ارائهٔ نتایج با تغییرات زیاد در یک پارامتر در مقایسه با پارامتر مجاور آن الزامی است. ناهمواری به روش‌های مختلفی می‌تواند تعریف شود. در اینجا تابع ناهمواری به صورت مشتق اول در راستای X و Y، برای هر مجموعه پارامتر تعریف شده که می‌بایست کمینه شود.

در نهایت تابعی که در خلال وارون‌سازی باید کمینه شود، به صورت زیر خواهد بود (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۳):

$$C = E_d + \lambda E_p + \mu E_s \qquad (۶)$$

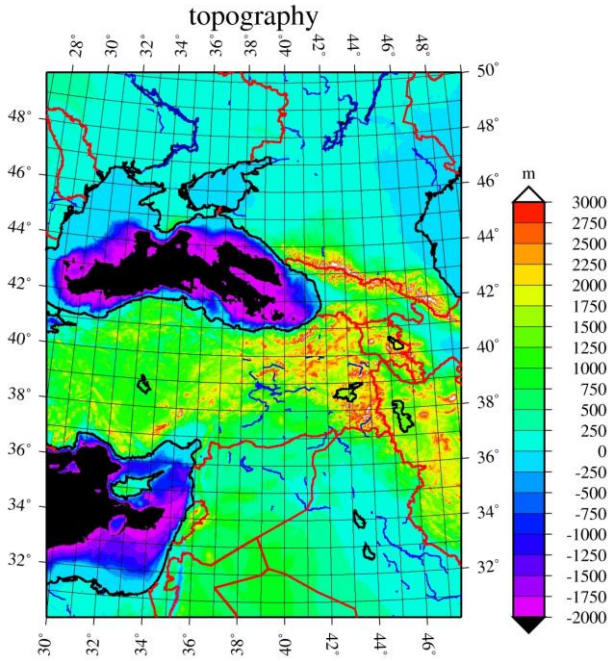
با استفاده از فاکتور λ، می‌توان به‌طور کلی، اهمیت بازهٔ تغییرات پارامترها (E_p) را نسبت به تطبیق داده‌ها (E_d) کنترل کرد؛ در حالی که فاکتور μ، اهمیت فرآیند هموارسازی را که برای هر مجموعه پارامتر می‌تواند متفاوت باشد، کنترل می‌کند. چنانچه مقادیر λ و μ کوچک باشند، تطبیق داده‌ها اهمیت یافته و فرآیند وارون‌سازی را کنترل می‌کند و پارامترها می‌توانند آزادانه‌تر تغییر یابند. چنانچه مقدار λ بزرگ انتخاب شود، مقادیر پارامترها به اجبار به مقادیر ابتدایی نزدیک می‌مانند که در نهایت موجب از دست‌رفتن تطبیق شایان ملاحظه‌ای در داده‌ها می‌شود. اگر μ بزرگ انتخاب شود، نتیجهٔ وارون‌سازی برای پارامترها، مدلی بسیار هموار خواهد بود.

۳. داده‌های واقعی

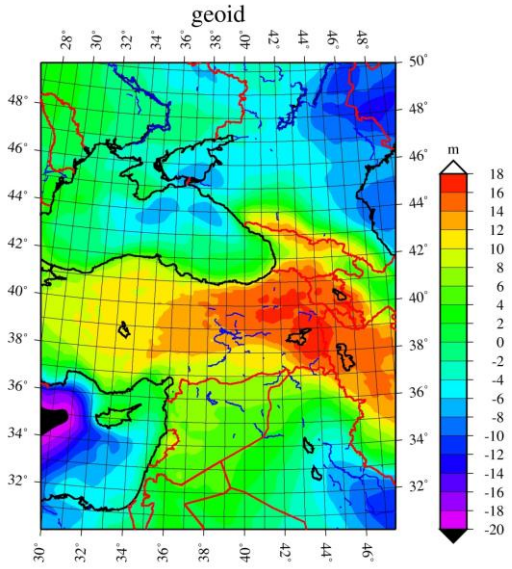
داده‌های توپوگرافی (شکل ۲) از مجموعهٔ داده‌های جهانی TOPEX، به ازای هر یک دقیقهٔ قوسی (ftp://topex.ucsd.edu/pub؛ (سندول و اسمیت، ۱۹۹۷؛ سندول و اسمیت، ۲۰۰۹) اقتباس شده است. برای استفادهٔ نهایی، داده‌ها به صورت شبکهٔ منظم ۱۰*۱۰ کیلومتر، درون‌یابی می‌گردند.

داده‌های تغییرات ارتفاع ژئوئید (شکل ۳) در ارتباط با مدل EGM2008 (پاولیس و همکاران، ۲۰۰۸) به دست آمده است. به منظور حذف تأثیرات مربوط به تغییرات چگالی در زیر سنگ‌کره، روی داده‌های ژئوئید، طول موج‌های بلند داده‌های ژئوئید مرتبط با هارمونیک‌های کروی تا مرتبهٔ ۱۰ (از مرتبهٔ ۸ تا ۱۰ به صورت شیب‌دار از کمینه تا بیشینه) حذف شده‌اند. با این نوع فیلتر، همچنان احتمال حضور سیگنال‌هایی از جبهٔ بالایی در داده‌های ژئوئید وجود دارد (مکنزی، ۱۹۹۴؛ مکنزی و فیرهد، ۱۹۹۷) هرچند اگر مرتبه‌های بالاتری از هارمونیک‌های کروی حذف شوند، احتمال حذف سیگنال‌های ناشی از سنگ‌کره نیز می‌رود (چیس و همکاران، ۲۰۰۲؛ کوبلنتز و همکاران، ۲۰۱۱)؛ در تست‌های زیادی برای تعیین نوع فیلتر صورت گرفته مشاهده شد چنانچه مراتب بالاتر از ۱۵ حذف شوند، حتی ضخامت پوسته نیز از لحاظ زمین‌شناسی به‌صورت غیرواقعی مدل‌سازی خواهد شد.

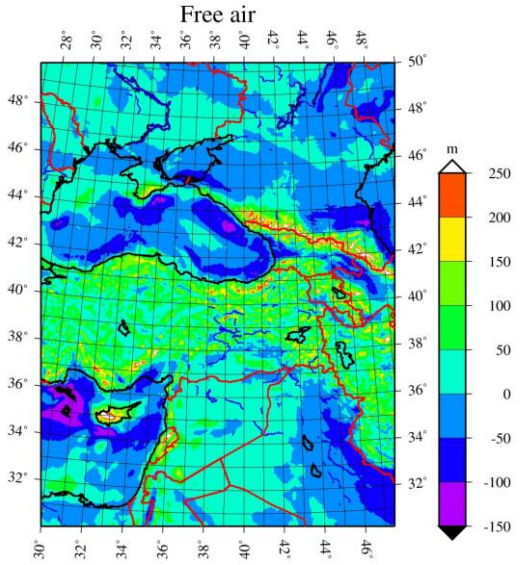
داده‌های گرانی هوای آزاد (شکل ۴)، به صورت یک شبکهٔ ۲/۵×۲/۵ دقیقهٔ قوسی، از پایگاه داده‌های BGI (http://bgi.omp.obs-mip.fr) تهیه شده است.



شکل ۲. نقشهٔ توپوگرافی ETOPO1 (ftp://topex.ucsd.edu/pub) ؛ (سندول و اسمیت، ۱۹۹۷؛ سندول و اسمیت، ۲۰۰۹).



شکل ۳. نقشهٔ ژئوئید از EGM2008، پس از حذف ۱۰ مرتبهٔ اول هماهنگ‌های کروی.



شکل ۴. نقشهٔ گرانی هوای آزاد (http://bgi.omp-mip.fr).

۴. نتایج مدل‌سازی

کارکردن روی داده‌های واقعی و در مناطق فعال از نظر زمین‌ساختی مانند منطقهٔ مورد بررسی این تحقیق، همواره به ساختارهای زمین‌شناسی پیچیده‌ای خواهد انجامید. تجربه نشان داده است که برنامهٔ وارون، بهتر است با مدل اولیهٔ نزدیک‌تری به واقعیت و نه فقط یک مرز موهو و LAB مسطح، شروع شود. بنابراین مدل‌سازی با شروع از یک مدل اولیه، حاصل‌شده از وارون‌سازی یک‌بعدی داده‌های ژئوئید و توپوگرافی (فولا و همکاران، ۲۰۰۵) آغاز شده است.

مدل از ستون‌هایی به ابعاد ۳۰*۳۰ کیلومتر و ۵۴ بلوک در راستای E-W و ۳۴ بلوک در راستای N-S و در مجموع ۱۸۳۶ بلوک، تشکیل شده است. از آنجا که برای هر بلوک سه پارامتر تعیین می‌شود، در نتیجه برای ۱۸۳۶ بلوک، ۵۵۰۸ پارامتر نامشخص وجود دارد که باید طی وارون‌سازی تعیین شوند. برای کاهش عدم‌یکتایی

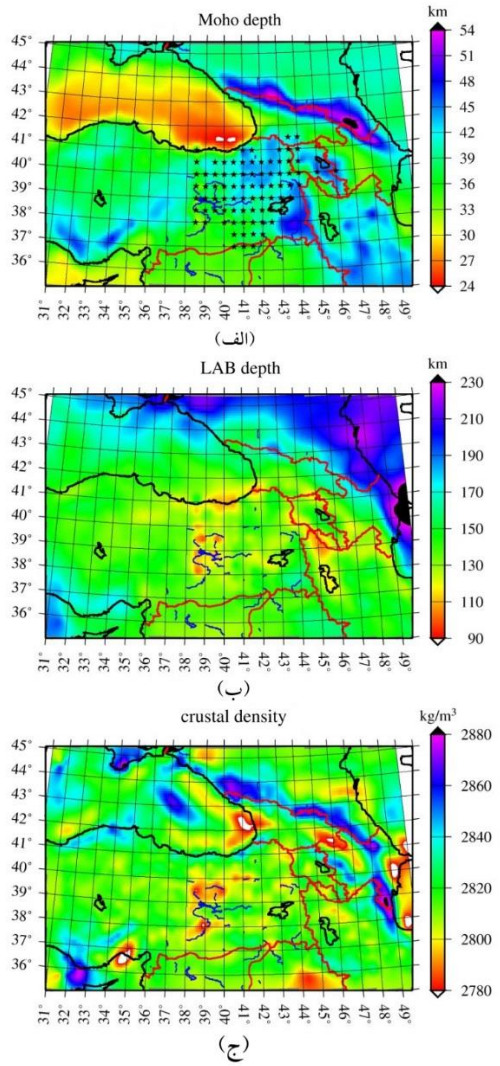
جواب‌ها و نیز پایدارسازی برنامهٔ وارون، دو راهکار در نظرگرفته شده است: راهکار اول، فرآیند تعدیل و هموارسازی و راهکار دوم، استفاده از داده‌های عمق موهو (به‌دست‌آمده از مطالعات گذشته) به عنوان اطلاعات اولیه در برنامهٔ وارون است. ۹۷ دادهٔ عمق موهو از نتایج مطالعات گذشته، در منطقهٔ مورد بررسی استفاده شده است (آنگوس و همکاران، ۲۰۰۶). در مکان‌هایی که چند دادهٔ عمق موهو در یک بلوک از مدل وجود داشته، میانگین آن داده‌ها برای بلوک درنظر گرفته شده است. در نهایت ۸۱ دادهٔ عمق موهو، به عنوان اطلاعات اولیه به برنامه معرفی شده است (شکل ۵-الف).

کاربرد هموارسازی وقتی اهمیت پیدا می‌کند که اطلاعات اولیه عمق موهو به منطقه‌ای بزرگ‌تر از ابعاد یک بلوک اختصاص داده شود. هرچند این هموارسازی از تغییرات شدید افقی در پارامترها جلوگیری می‌کند (متولی و همکاران، ۲۰۱۳).

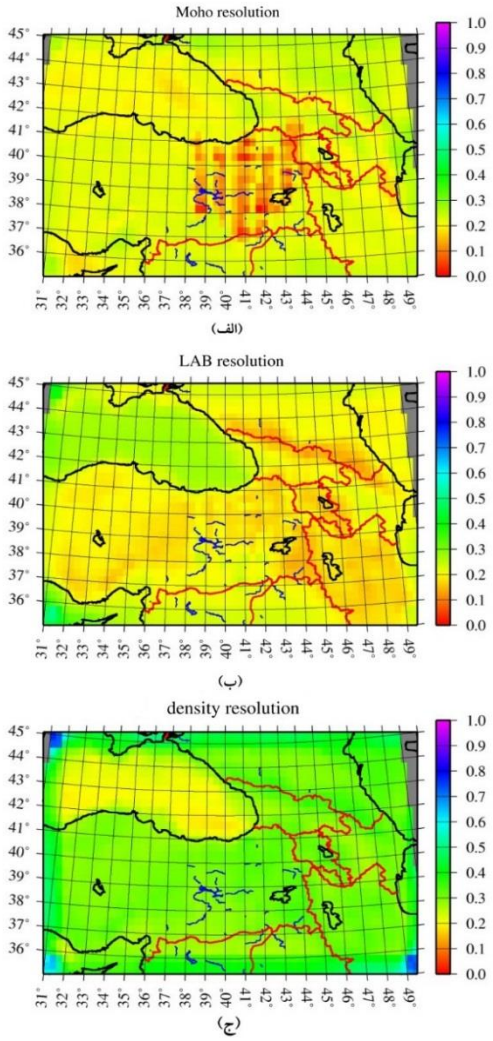
نتایج نهایی مدل‌سازی و نقشهٔ پارامترهای ژرفای موهو، ضخامت سنگ‌کره و تغییرات چگالی متوسط پوسته در سه نقشهٔ جداگانه الف، ب و ج، در شکل ۵ آمده است. همان‌طور که در نقشهٔ مرز موهو (شکل ۵-الف) مشاهده می‌شود، در بخش‌های شرقی منطقهٔ مورد بررسی شامل شمال-غرب زاگرس، شرق آناتولی و کوه‌های قفقاز ضخیم‌شدگی وجود دارد که با افزایش ارتفاعات در این مناطق و نتایج مطالعات گذشته از دیگر روش‌های ژئوفیزیک نیز تطابق دارد. از ضخامت پوسته در محدودهٔ دریای سیاه که منشأ اقیانوسی دارد، کاسته می‌شود؛ در حالی که در حرکت به سمت شمال و پوستهٔ اوراسیا بر ضخامت افزوده می‌گردد.

نازک‌شدگی سنگ‌کره در شرق آناتولی، شمال-غرب زاگرس و بخش‌های غربی قفقاز (بین ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتر) تقریباً با مناطق آتشفشانی منطبق است و می‌تواند نشانه‌ای در تأیید فرضیهٔ جداشدگی سنگ‌کره و فرورفتن آن در این منطقه و بالاآمدن نرم‌کره باشد (آنگوس و همکاران، ۲۰۰۶). ضخامت سنگ‌کره در مناطق شرقی آناتولی و نیز در حرکت به سمت شمال افزایش می‌یابد.

برای نمایش کیفیت مدل‌سازی از پارامتر رزولوشن R (مقادیر قطری ماتریس رزولوشن) در شکل ۶ به صورت نقشه‌هایی به تفکیک برای ژرفای موهو، ضخامت سنگ‌کره و میانگین چگالی پوسته نمایش داده شده است. مقادیر ماتریس R به‌شدت به مقدار میرایی استفاده‌شده وابسته است. برای مقادیر $\sigma_p = 1$ برای همهٔ پارامترها و $\lambda = 1$، R_{ii} در تمام منطقه حدود ۰/۲ تا ۰/۴ است. جایی که اطلاعات اولیه موجود است و σ_p به ۰/۴ کاهش پیدا می‌کند، مقدار پارامتر رزولوشن بسیار کوچک‌تر می‌شود. مقادیر به‌دست‌آمده با توجه به پیچیدگی‌های منطقه کاملاً مورد تأیید و رضایت‌بخش است و نشانهٔ مورد اطمینان‌بودن نتایج مدل‌سازی است.



شکل ۵. مدل نهایی برنامهٔ وارون‌سازی سه‌بعدی، (الف) ژرفای موهو، ستاره‌ها موقعیت ژرفای موهو حاصل از اطلاعات اولیه را نشان می‌دهد، (ب) مرز سنگ‌کره-نرم‌کره و (ج) توزیع میانگین چگالی پوسته.



شکل ۶. (الف) قطر اصلی ماتریس رزولوشن برای مدل نهایی، تصویرشده روی محدودهٔ مورد مطالعه برای ژرفای موهو، (ب) ضخامت سنگ‌کره و (ج) چگالی میانگین پوسته.

۵. نتیجه‌گیری

نتایج مدل‌سازی وجود ریشهٔ ضخیم تا حدود ۵۵ کیلومتر را در زیر رشته‌کوه‌های قفقاز نمایش می‌دهد. در منطقهٔ شمال-غرب زاگرس و در اتصال به بخش شرقی آناتولی، ژرفای موهو در محدودهٔ ۴۲ تا ۴۸ کیلومتر به دست آمده است. در محدودهٔ جنوبی دریای سیاه، پوسته‌ای نازک (تقریباً ۲۵ کیلومتر) مشاهده می‌شود که در جهت شمال به ضخامت آن اضافه می‌شود.

در منطقهٔ وسیعی شامل شرق آناتولی، شمال-غرب زاگرس و بخش‌های غربی قفقاز، سنگ‌کرهٔ نازکی با ضخامت ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتر مدل‌سازی شده است. در شرق آناتولی و شمال-غرب ایران، این نازک‌شدگی به هولوسن و آتشفشانی اخیر مرتبط است. ضخامت سنگ‌کره در جهت شمال به سرعت افزایش یافته و در محدودهٔ اوراسیا به حدود ۲۰۰ کیلومتر می‌رسد. محدودهٔ جنوبی سنگ‌کره کراتونیک صفحهٔ روسیه، لبهٔ بسیار تیزی را نشان می‌دهد که به سواحل شمالی دریای سیاه و شمال و غرب قفقاز محدود می‌شود، در حالی که در شرق قفقاز به سمت بخش‌های جنوبی دریای خزر امتداد می‌یابد. در بخش‌های غربی آناتولی، ضخامت ۱۳۰ تا ۱۵۰ کیلومتر برای سنگ‌کره محاسبه شده است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که در تامین بخشی از هزینه‌های این پژوهش از طریق طرح پژوهشی به شماره ۳۰۲۵۰/۰۱/۰۱ کمال همکاری را داشته‌اند، تشکر می نمایند.

مراجع

Angus, D. A., Wilson, D. C., Sandvol, E. and Ni, J. F., 2006, Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions, Geophys. J. Int., 166, 1335-1346.

Cakir, O. and Erduran, M., 2004, Constraining crustal and uppermost mantle structure beneath station TBZ (Trabzon, Turkey) by receiver function and dispersion analyses, Geophys. J. Int., 158, 955-971.

Cakir, O., Erduran, M. C., inar, H. and Yilmaztu¨rk, A., 2000, Forwardmodelling receiver functions for crustal structure beneath station TBZ (Trabzon, Turkey), Geophys. J. Int., 140, 341-356.

Chase, C. G., Libarkin, J. C. and Sussman, A. J., 2002, Colorado plateau: Geoid and means of isostatic support, Int. Geol. Rev., 44, 575-587.

Coblentz, D., Chase, C. G., Karlstrom, K. E. and Wijk, J. van, 2011, Topography, the geoid, and compensation mechanisms for the southern Rocky Mountains, Geochem. Geophys. Geosyst., 12(4), Q04002.

Fullea, J., Fernàndez, M. and Zeyen, H., 2005, Lithospheric structure in the Atlantic-Mediterranean transition zone: joint inversion of elevation and geoid anomalies, C. R. Geosciences, 338(1-2), 140-151.

Fullea, J., Afonso, J. C., Connolly, J. A. D., Fernàndez, M., García-Castellanos, D. and Zeyen, H., 2009, LitMod3D: an interactive 3-D software to model the thermal, compositional, density, seismological, and rheological structure of the lithosphere and

sublithospheric upper mantle, Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q08019.

Gallardo-Delgado, L. A., Pérez-Flores, M. A. and Gómez-Treviño, E., 2003, A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data, Geophysics, 68(3), 949-959.

McKenzie, D., 1994, The relationship between topography and gravity on Earth and Venus, Icarus, 112(1), 55-88.

McKenzie, D. and Fairhead, D., 1997, Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies, J. Geophys. Res., 102, 27523-27552.

Menke, W., 1984, Geophysical data analysis: Discrete inverse theory, Academic Press, London, 260 pp.

Motavalli-Anbaran, S.-H., Zeyen, H. and Ardestani, V. E., 2013, 3D Joint inversion modeling of the lithospheric density structure based on gravity, geoid and topography data – application to the Alborz Mountains (Iran) and south Caspian Basin region, Tectonophysics, 586, 192-205.

Mutlu, A. K. and Karabulut, H., 2011, Anisotropic P_n tomography of Turkey and adjacent area, Geophysical Journal International, 187(3), 1743-1758.

Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C. and Factor, J. K., 2008, An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008, in general assembly of the European Geosciences Union, edited, Vienna, Austria, April 13-18, 2008.

Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M., NBarka, ., A. A., Kinik, I., Lenk, O. and Sanli, I., 1997, Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, J. geophys. Res., 102(B5), 9983-9999.

Sandwell, D. T., and Smith, W. H. F., 1997, Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-1 satellite altimetry, J. Geophys. Res., 102(B5), 10039-10054.

Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F., 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate, J. Geophys. Res., 114, B01411.

Zeyen, H. and Fernàndez, M., 1994, Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotransect, J. Geophys. Res., 99, 18089-18102.

Zor, E., Sandvol, E., Gurbuz, C., Turkelli, N., Seber, D. and Barazangi, M., 2003, The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions, Geophys. Res. Lett., 30(24), 8044, doi:10.1029/2003GL018192.