



تحلیل ساختار پوسته و لیتوسفر با استفاده از مدل سازی مستقیم تکراری - کاربرد روی منطقه فرورانش مکران تا بلوک لوت

وحید انتظار سعادت^۱ و سیده هانی متولی عنبران^{۲*}

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۲- استادیار، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

دریافت مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۰۹؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۲/۱۶

* نویسنده مسئول مکاتبات: motavalli@ut.ac.ir

چکیده

با استفاده از داده های گرانی، ژئوئید و توپوگرافی و روش المان محدود، مدل توزیع چگالی و دمایی در طول پروفیلی شمالی-جنوبی که از دریای عمان شروع و در انتها به کویر لوت می رسد، به دست آمد. معادله گرمایی با استفاده از مقادیر رسانش گرمایی و تولید حرارت و شرایط مرزی حل می شود و در نهایت با توجه به مقادیر چگالی اولیه، چگالی نهایی از معادله گرمایی و رابطه بین دما و چگالی حاصل می شود. با توجه به لرزه خیزی کم منطقه مورد مطالعه، استفاده از روشی که بر پایه داده های میدان پتانسیل ماهواره ای است، محدودیت زمانی، مکانی و هزینه را نداشته و همچنین استفاده از چندین داده به صورت توأمان عدم قطعیت نتایج را بسیار پایین آورده است. طبق نتایج حاصل از مدل سازی، فرورانش آشکاری در زون مکران دیده می شود و نیز لیتوسفر عمیقی (۲۹۰~ کیلومتر) در محل کمان آتش فشانی مشاهده می شود؛ که نشان از خمش پوسته اقیانوسی و ادامه فرورانش در آن ناحیه با شیب زیاد است. دشت لوت و زون فرورانش مکران دارای لیتوسفر نازک تری هستند و عمق لیتوسفر در آن نواحی به ترتیب برابر ۲۰۰~ کیلومتر و ۹۰~ کیلومتر است. ضخیم شدگی پوسته (تا ۴۷~ کیلومتر) در زیر کمان آتش فشانی دیده می شود و با حرکت به سمت شمال، عمق موهو به ۳۷~ کیلومتر می رسد. عمق پوسته اقیانوسی در دریای عمان برابر ۲۱~ کیلومتر است؛ که با حرکت به سمت شمال افزایش می یابد. بر اساس نتایج حاصل از مدل سازی، فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه صلب اوراسیا با شیب خیلی کمی اتفاق می افتد.

واژگان کلیدی

زون فرورانش مکران

مدل سازی دوبعدی

ژئوئید

گرانی

توپوگرافی

۱- مقدمه

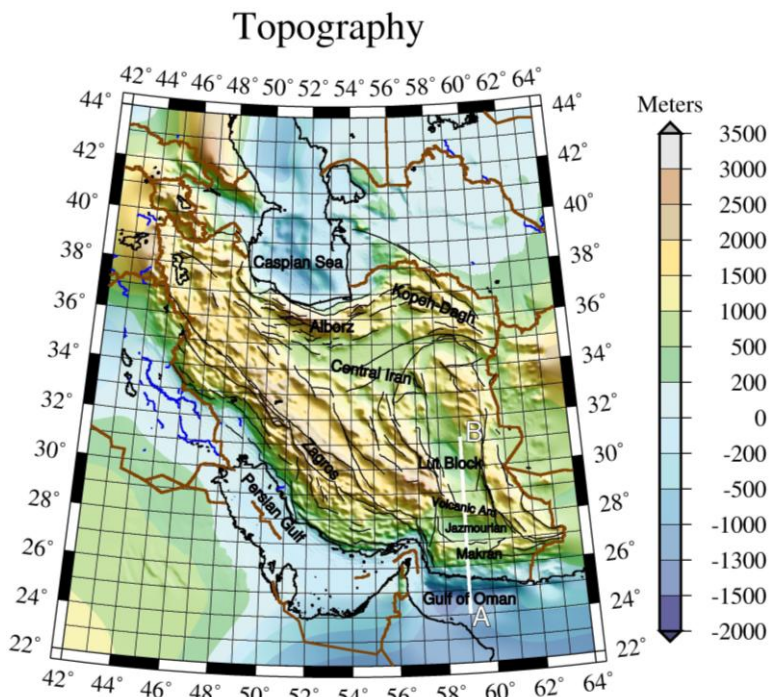
ساختار تکتونیکی جنوب شرق ایران و نحوه فرورانش صفحه عربی به زیر اوراسیا به عنوان یکی از موضوعاتی است که سال‌ها مورد بحث زمین‌شناسان و مطالعات ژئوفیزیکی بوده است و هم‌اکنون نیز نظرات متفاوتی در مورد آن وجود دارد. عمق موهو، ضخامت زیاد رسوبات، عمق مرز بین لیتوسفر و آستنوسفر (LAB) و فرورانش با شیب کم صفحه اقیانوسی عربی در جنوب شرق ایران و جنوب غرب پاکستان به زیر اوراسیا و لرزه‌خیزی کم غرب مکران و احتمال قفل‌شدگی در غرب مکران و در پی آن احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ و دوره‌ای، از جمله عواملی هستند که لزوم مطالعه در این ناحیه را باعث می‌شوند.

مطالعات زیادی برای به دست آوردن ساختار مکران و زون‌های مجاور انجام شده است: مدل سازی گرانی-لرزه‌ای (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴)، مطالعات لرزه‌بازتابی (کوپ و همکاران، ۲۰۰۰؛ اسمیت و همکاران، ۲۰۱۲)، مدل سازی مغناطیسی (نمکی و همکاران، ۲۰۱۱)، مدل سازی گرمایی (اسمیت و همکاران، ۲۰۱۳) و توموگرافی امواج لرزه‌ای (منامن و همکاران، ۲۰۱۱؛ عبد اعتدال و همکاران، ۲۰۱۴؛ عبد اعتدال و همکاران، ۲۰۱۵). به دلیل لرزه‌خیزی کم منطقه و همین‌طور پوشش کم دستگاه‌های لرزه‌نگاری، مطالعات وابسته به امواج لرزه‌ای در این ناحیه به صورت محدودی انجام شده است. لذا به منظور مطالعه بهتر ساختار لیتوسفر منطقه، داده‌های میدان پتانسیل گرانی-سنجی، ژئوئید و توپوگرافی در طول پروفیلی در راستای شمالی-جنوبی و با گسترش ۸۰۰ کیلومتر استفاده شد؛ که

ابتدای پروفیل در دریای عمان و در مختصات 24N,59E و انتهای پروفیل در مختصات 31.2N,59E و در دشت لوت قرار دارد. ترکیب سه داده عدم قطعیت ذاتی داده‌های پتانسیل را تا حد زیادی کنترل و کاهش می‌دهد و کمک می‌کند تا توزیع چگالی در پوسته با دقت بالایی محاسبه شود. در نهایت و با استفاده از توزیع چگالی محاسبه شده عمق موهو، عمق LAB (Lithospheric-Asthenospheric Boundary) که در واقع مرز بین لیتوسفر و آستنوسفر است و توزیع دمایی در طول پروفیل دوبعدی محاسبه می‌شود.

۱-۱- مکران

زون فرورانش مکران در جنوب شرق ایران و جنوب گودال جازموریان و شمال دریای عمان قرار دارد که در راستای غربی-شرقی به طول ۱۰۰۰ کیلومتر گسترش یافته و دارای عرضی به اندازه ۳۰۰ کیلومتر است (شکل ۱)؛ که از غرب به گسل میناب (ناحیه گذار بین زون برخوردی قاره‌ای-اقیانوسی زاگرس و صفحه اقیانوسی عمان (عبد اعتدال و همکاران، ۲۰۱۴) و (منامن و همکاران، ۲۰۱۱) و از شرق به گسل‌های چمن و ارناچ-نال در جنوب غرب پاکستان، ختم می‌شود. زون فرورانش مکران درواقع حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربی به زیر صفحه اوراسیا است؛ که به احتمال زیاد این فرورانش در دوره پالئوژن شروع شده (پلات و همکاران، ۱۹۸۸) و از دوره اتوسن شتاب گرفته است (بایرن و سیکس، ۱۹۹۲).



شکل ۱: نقشه توپوگرافی ایران که محل پروفیل مورد مطالعه در آن با حروف A و B مشخص شده‌اند.

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۱، شماره ۲، ۱۳۹۴.

و با حرکت به سمت کمان آتش‌فشانی این ضخامت افزایش می‌یابد؛ که در زیر کمان آتش‌فشانی بزمان-تفتان عمق موهو به ۵۰-۴۸ کیلومتر می‌رسد؛ یعنی جایی که صفحه فرورونده عربی دچار خمش می‌شود و از آن منطقه به بعد با شیب بیشتری فرورانش می‌کند. علاوه بر این‌ها مشاهده کردند که صفحه فرورونده عربی در مکران غربی با شیب ملایم (حدود ۱۰ درجه) شروع به فرورانش می‌کند و بعد از ۳۰۰ الی ۴۰۰ کیلومتر در زیر کمر بند آتش‌فشانی با شیب حدوداً ۵۵ درجه به داخل آستنسفر وارد می‌شود؛ که این نتایج با نتایج ظریفی (۲۰۰۷) تطابق دارند. در مکران شرقی فرورانش با شیب تقریباً ۸ درجه رخ می‌دهد و طی مطالعه آن‌ها صفحه فرورونده در پس کمان مکران شرقی دارای خمش نیست؛ که با نتایج به‌دست‌آمده توسط ظریفی (۲۰۰۷) در تضاد است. بر اساس مطالعات جیمز-مانت و همکاران (۲۰۱۲) که بر اساس داده‌های ژئوئید و توپوگرافی به صورت توأمان صورت گرفته، ضخامت پوسته در مکران ۳۰-۲۵ کیلومتر است و با حرکت به سمت شمال ضخامت پوسته در گودال جازموریان تقریباً به ۳۸ کیلومتر می‌رسد همچنین آن‌ها برای منطقه مکران مرز لیتوسفر-آستنسفر (LAB) را در عمق تقریبی ۱۴۰ کیلومتری مشاهده کردند. تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از تحلیل توابع گیرنده P عمق موهو را در مختصات 60.48E, 25.59N برابر ۳۳ کیلومتر به دست آوردند.

۱-۲- دشت لوت

بلوک لوت اصلی‌ترین بخش شرقی ایران است. بلوک لوت در راستای شمالی-جنوبی به اندازه ۹۰۰ کیلومتر گسترش یافته است. این ناحیه از شمال به رشته‌کوه‌های البرز و کپه‌داغ، از غرب به بلوک یزد و از جنوب به زون مکران محدود است و در شرق به ارتفاعات شرق ایران می‌رسد. مطالعات GPS دگرشکلی درون صفحه‌ای کمتر از ۲ میلی‌متر در سال را در این منطقه نشان می‌دهد. این میزان کم دگرشکلی، صلب بودن این صفحه را تأیید می‌کند (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). در نتیجه همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیا با کوتاه‌شدگی در کوه‌های کپه‌داغ، تالش و البرز در شمال و زاگرس در جنوب غرب و مکران در جنوب رخ می‌دهد. مابین کمرندهای مکران و البرز-کپه‌داغ دو گسل بزرگ و در راستای شمالی-جنوبی نایبند-گوک و نه‌بندان-زاهدان وجود دارند؛ که تغییرات مابین این دو کمر بند در ارتباط با آن‌ها است و این دو گسل بلوک‌های ایران مرکزی، لوت و هلمند را از هم جدا می‌کنند. جابجایی جانبی در راستای گسل‌های نایبند-گوک و نه-زاهدان به ترتیب برابر ۲ میلی‌متر در سال (واکر و جکسون، ۲۰۰۲) و ۱۵ میلی‌متر در سال (فروند، ۱۹۷۰؛ تیروول و همکاران، ۱۹۸۳؛ واکر و جکسون، ۲۰۰۲) است.

بر اساس مطالعات پیشین، (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳) ضخامت پوسته‌ای کمتر از ۴۰ کیلومتر را برای دشت کویر و لوت به دست آورده‌اند. مختاری و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از مدل‌سازی

در حوزه مکران نرخ همگرایی از غرب به شرق افزایش می‌یابد (نیلفروشانو همکاران، ۲۰۰۳). بر اساس اندازه‌گیری‌های GPS نرخ همگرایی پوسته عربی در راستای شمال و به سمت صفحه اوراسیا ۲۵-۲۳ میلی‌متر در سال است (بایر و همکاران، ۲۰۰۳؛ مک‌کلاسی و همکاران، ۲۰۰۳؛ نیلفروشان و همکاران، ۲۰۰۳؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۷). بررسی داده‌های ژئودتیک نشان می‌دهد که نرخ همگرایی در شرق مکران ۴۲ میلی‌متر در سال است (دمتس و همکاران، ۱۹۹۰) که تقریباً دو برابر نرخ همگرایی غرب مکران است. لذا شرق و غرب مکران دارای مشخصات تکتونیکی و لرزه‌ای متفاوتی هستند و میزان لرزه‌خیزی از غرب به شرق مکران افزایش می‌یابد (بایر و سیکس، ۱۹۹۲؛ ظریفی، ۲۰۰۷). با حرکت به سمت شرق مکران فاصله بین کمان آتش‌فشانی (بزمان-تفتان-سلطان) و پیش کمان افزایش می‌یابد و این بیانگر این مطلب است که صفحه فرورونده با شیب کمتری فرورانش می‌کند (بایر و سیکس، ۱۹۹۲؛ ظریفی، ۲۰۰۷؛ منامن و همکاران، ۲۰۱۱). فاصله زیاد بین کمان تا ژرفنا (۶۰۰-۴۰۰ کیلومتر) بیانگر این است که زاویه فرورانش به صورت قابل‌توجهی کم است (وایت و کلیت‌گورد، ۱۹۷۶؛ هارمس و همکاران، ۱۹۸۴؛ کوپ و همکاران، ۲۰۰۰؛ فلو و همکاران، ۱۹۹۷؛ منامن و همکاران، ۲۰۱۱؛ اسمیت و همکاران، ۲۰۱۳).

عبداعتدال و همکاران (۲۰۱۴) نشان دادند وجود آنومالی کم‌سرعت در توپوگرافی امواج ریلی در ارتباط با پوسته ضخیم با لیتوسفر گرم است؛ که بر روی صفحه فرورونده عربی قرار گرفته است. وجود ناحیه کم‌سرعت دلالت بر حرکت پوسته عربستان به زیر صفحه ایران مرکزی و همین‌طور حرکت پوسته نازک‌تر به زیر منشور افزایش مکران است. منامن و همکاران (۲۰۱۱) و یمینی فرد و هاتزفلد (۲۰۰۸) نیز در مطالعات خود به نتایج مشابهی رسیدند.

اولین نقشه موهو ایران را دهقانی و ماکریس (۱۹۸۳) با استفاده از داده‌های توأمان گرانی و لرزه‌ای به دست آوردند و ضخامت پوسته‌ای ۲۵ کیلومتر را در ساحل دریای عمان محاسبه کردند. نیازی و همکاران (۱۹۸۰) با استفاده از سه انفجار در دریای عمان، پوسته اقیانوسی ۲۰ کیلومتری را مشاهده کردند و نیز بیان کردند که صفحه اقیانوسی با زاویه ۳ درجه در حال فرورانش است. کوپ و همکاران (۲۰۰۰) در محدوده‌ای به مختصات 25° - 23.5° شمالی و 63.5° - 62° شرقی از ۴ پروفیل لرزه‌ای استفاده کردند و مدل سرعت لرزه‌ای را به دست آوردند؛ که طبق مشاهدات آن‌ها فرورانش صفحه اقیانوسی به زیر اوراسیا را با زاویه سه درجه صورت می‌گیرد و عمق موهو در منطقه مکران تقریباً برابر ۲۰ کیلومتر است؛ که شامل ۱۳ کیلومتر پوسته اقیانوسی ضخیم و ۷ کیلومتر رسوبات است؛ که بر روی آن انباشته شده است. یمینی فرد و هاتزفلد (۲۰۰۸) با استفاده از تحلیل توابع گیرنده، ضخامت پوسته‌ای کمتر از ۴۰ کیلومتر را در انتهای غربی مکران مشاهده کردند. منامن و همکاران (۲۰۱۱) ضخامت پوسته را در زیر عمان برابر ۳۰-۲۵ کیلومتر به دست آوردند

(۱۹۹۰):

$$\rho(T) = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0)) \quad (2)$$

که در آن P_0 برابر چگالی اولیه برای دمای اولیه T_0 و α برابر ضریب انبساط دمایی ($3.5 \times 10^{-5} K^{-1}$) است (آفونسو و همکاران، ۲۰۰۵). از رابطه تالوانی و همکاران (۱۹۵۹) برای محاسبه اثر گرانی دوبعدی و از رابطه چاپمن (۱۹۷۹) برای مدل سازی آنومالی ژئوئید استفاده شد. توپوگرافی E در شرایط ایزوستازی محلی و در ستون های یک بعدی طبق رابطه زیر محاسبه می شود (لاچنبروخ و مورگان، ۱۹۹۰):

$$\varepsilon = H - \frac{\int \rho(z) dz}{\rho_a} + \varepsilon_0 \quad (3)$$

که در آن H برابر کل ضخامت لیتوسفری به همراه توپوگرافی، P_a چگالی آستنسفر (3200 kg/m^3) و ε_0 (-2340 m) ضریب کالیبراسیون است که وابسته به عمق سطح فرضی آستنسفر نسبت به سطح دریاست (لاچنبروخ و مورگان، ۱۹۹۰). اگر مقدار به دست آمده برای توپوگرافی منفی شد، بدین معنی است که سطح ستون توپوگرافی به آب دریا محدود می شود و باید تأثیر فشار آب نیز در نظر گرفته شود:

$$\varepsilon_- = \varepsilon \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_{fill}} \quad (4)$$

که در آن ρ_{fill} نشان دهنده چگالی آب است و مقدار آن 1030 کیلوگرم بر مترمکعب منظور شده است. آنومالی گرانی در دو بعد و با استفاده از الگوریتم تالوانی و همکاران (۱۹۵۹) محاسبه شده است. برای محاسبه ژئوئید از رابطه زیر بهره برده شده است (زین و همکاران، ۲۰۰۵):

$$\Delta H = \frac{G \cdot \rho}{g} \left[xy \ln(z+R) + xz \ln(y+R) + yz \ln(x+R) - \frac{1}{2} [x^2 f(x,y) + y^2 f(y,x) + z^2 f(z,x)] \right] \quad (5)$$

$$f(x,y) = \frac{1}{2} \ln \left(\frac{x^2 + y^2 + z^2 + R^2}{x^2 + y^2 + z^2} \right)$$

که در آن $R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ است و

ΔH	آنومالی ژئوئید (متر)،
g	جاذبه گرانشی در سطح زمین (9.81 متر بر مجذور ثانیه)،
G	ثابت جهانی گرانش ($6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$)
x_1, x_2	مختصات x توده،
y_1, y_2	مختصات y توده،
z_1, z_2	مختصات z توده،
(x_0, y_0, z_0)	مختصات نقطه ای که اندازه گیری در آن نقطه انجام می گیرد، و
ρ	چگالی توده (کیلوگرم بر مترمکعب) است.

سرعت، عمق موهو را در کویر لوت 46 کیلومتر به دست آوردند. منامن و همکاران (۲۰۱۱) در ایران مرکزی و بلوک لوت، ضخامت پوسته ای 35 الی 40 کیلومتر را به دست آورده اند. آن ها همچنین برای بلوک لوت لیتوسفری با عمق 200 کیلومتر را برآورد کردند. جیمز-مانت و همکاران (۲۰۱۲) بر اساس داده های ژئوئید و توپوگرافی در دشت لوت عمق موهو $35-40$ کیلومتری را مشاهده کردند و همین طور آن ها در این ناحیه مرز LAB را در عمق 140 کیلومتری محاسبه کردند.

۲- روش کار

در این تحقیق با استفاده از داده های گرانی ماهواره ای، ژئوئید، توپوگرافی و جریان گرمای سطحی مدل پیشرو دو بعدی برای توزیع چگالی و دما با استفاده از نرم افزار غیر تجاری توسعه یافته توسط نگارندگان در محیط برنامه نویسی فرترن، تهیه شد. آنومالی گرانی متناسب با مربع فاصله از منبع آنومالی کاهش می یابد، ژئوئید متناسب با r^{-1} کاهش می یابد، در حالی که توپوگرافی تحت تأثیر متوسط چگالی لیتوسفر است و نیز فرض شده است که لیتوسفر در تعادل ایزوستازی با آستنسفر است. در نتیجه داده های گرانی بیشتر تحت تأثیر تغییرات چگالی سطحی است و داده های ژئوئید بیشتر به تغییرات چگالی زیر لیتوسفر حساس است. فرض تعادل ایزوستازی محلی در محاسبات توپوگرافی برای طول موج های بلند معتبر است (بیشتر از $200-1000 \text{ km}$) (تارکوت و شوبرت، ۱۹۸۲) و طول موج های کوتاه ممکن است دارای تعادل الاستیکی باشند. در این مدل فرض شده است که چگالی گوشته به صورت خطی با دما تغییر می کند و خود دما به توزیع حرارت پرتو زای و رسانش گرمایی در داخل لیتوسفر وابسته است. حداقل بین لیتوسفر و آستنسفر (LAB) را کنترل هم دمای 1300 درجه سانتی گراد مشخص می کند. این مدل سازی از دل آزمون و خطاهایی به دست می آید که در طی آن خصوصیات فیزیکی مانند چگالی، رسانش گرمایی و تولید گرما به هر توده نسبت داده می شود و اثر این توده در مدل محاسبه می شود. ابتدا توزیع دمایی پایدار طبق رابطه زیر و با تکنیک المان محدود محاسبه می شود (لاچنبروخ و ساس، ۱۹۷۷):

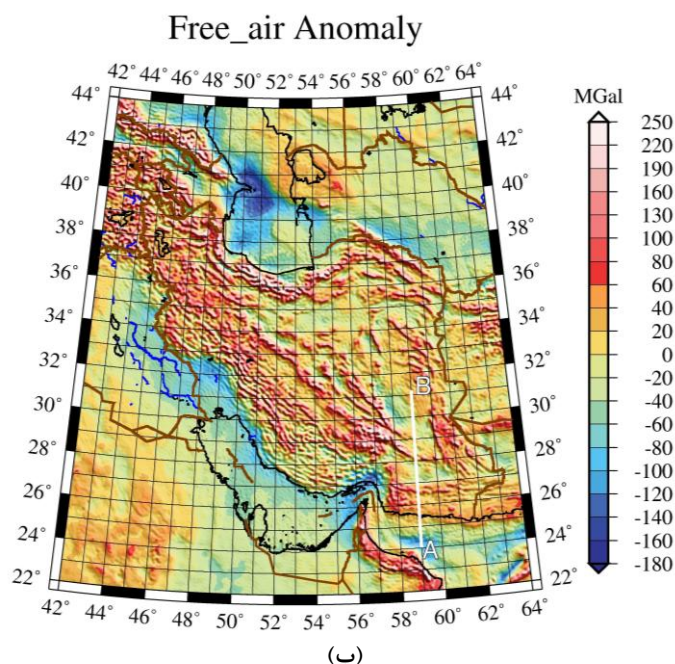
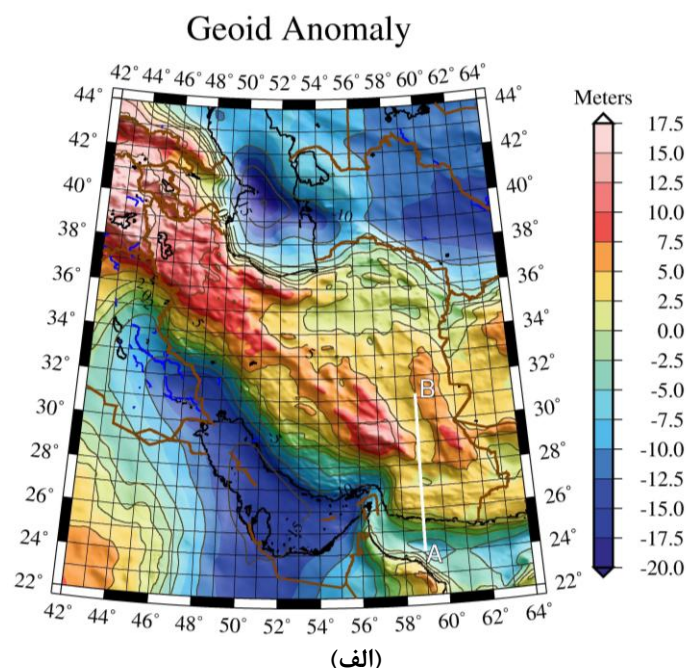
$$\nabla(k(x,z)\nabla T(x,z)) + A(x,z) = 0 \quad (1)$$

که در آن k برابر هدایت گرمایی، T دما، A تولید حرارت پرتو زای و ∇ مشتق دوبعدی است. شرایط مرزی حاکم برای حل این معادله شامل دمای صفر درجه برای سطح توپوگرافی و 1300 درجه سانتی گراد برای مرز لیتوسفر و آستنسفر است و هیچ گونه جریان گرمایی جانبی در مرزهای قائم و جانبی وجود ندارد. با حل معادله (۱) و به دست آوردن توزیع دمایی و نسبت دادن مقدار اولیه برای چگالی هر توده، مقدار چگالی برای هر نقطه طبق رابطه زیر تعیین می شود (پارسونز و اسکلاتر، ۱۹۷۷؛ لاچنبروخ و مورگان،

که به طور اتفاقی در مسیر پروفیل قرار گرفته‌اند، در راستای عمود بر پروفیل، داده‌ها به پهنای ۵۰ کیلومتر در دو طرف پروفیل و با گام ۵ کیلومتر در طول پروفیل، میانگین‌گیری شده‌اند. انحراف معیار به صورت بازه‌های مجاز مدل‌سازی در روی شکل ۳ مشاهده می‌شود. داده‌های مورد استفاده برای ترسیم توپوگرافی (شکل ۱)، ارتفاع ژئوئید (شکل ۲ الف) و آنومالی هوای آزاد (شکل ۲ ب) از مطالعات فورسته و همکاران (۲۰۱۵) به دست آمده است.

۳- داده‌های مورد استفاده

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه، داده‌های ماهواره‌ای جهانی هستند. داده‌های توپوگرافی دارای دقت یک دقیقه کمانی هستند که از داده‌های جهانی TOPEX گرفته شده‌اند (سندول و اسمیت، ۱۹۹۷؛ ۲۰۰۹). داده‌های بی‌هنجاری هوای آزاد دارای دقت ۲٫۵ دقیقه کمانی هستند؛ که از پایگاه داده‌های (BGI) گرفته شده‌اند و بی‌هنجاری‌های ژئوئید از مدل جهانی EGM2008 اقتباس شده‌اند (پاولیس و همکاران، ۲۰۰۸). به منظور دوری از تفسیر ساختارهایی



شکل ۲: نقشه‌های آنومالی ژئوئید (الف) و آنومالی هوای آزاد (ب). پروفیل مورد مطالعه در این بررسی با AB مشخص شده است.

۴- بحث و بررسی نتایج

از آنجایی که محور فرورانش صفحه اقیانوسی عربی به زیر اوراسیا دارای گسترش غربی-شرقی است؛ لذا برای ممانعت از ظاهر شدن اثرات عوارض سه بعدی، پروفیل به صورت عمود بر حوزه مکران و در راستای شمالی-جنوبی انتخاب شد. تنها عارضه سه بعدی موجود در منطقه محل غسل میناب است؛ که در واقع محل گذار بین زون برخوردی قاره‌ای-قارای زاگرس-صفحه عربی و فرورانش صفحه اقیانوسی عمان است (مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵). پروفیل انتخابی در فاصله مناسبی از آن در نظر گرفته شده است و از اثرات سه بعدی آن محفوظ است. داده‌های مورد استفاده در این مطالعه دارای دقت جانبی چندین کیلومتری هستند و به این خاطر عوارض کوچک مقیاس در بررسی‌های این تحقیق نادیده گرفته می‌شوند.

مدل به کار رفته در این مطالعه شامل لایه‌های رسوبی، پوسته بالایی، میانی و پایینی و گوشته لیتوسفری است و در تعیین ضخامت و چگالی این لایه‌ها از مطالعات انجام گرفته قبلی بهره گرفته شده است؛ که خصوصیات این لایه‌ها در جدول ۱ آمده است. در طول پروفیل و با حرکت از دریای عمان به سمت شمال، رسانش گرمایی در پوسته افزایش می‌یابد. چرا که رسوبات عمان و مکران دارای تخلخل زیاد و رسانش گرمایی کم هستند و با حرکت به سمت شمال این تخلخل کاهش می‌یابد و در نتیجه رسانش گرمایی افزایش می‌یابد. این مقدار در دریای عمان برای نهشته‌های آواری میوسن تا کواترنری و نهشته‌های کربناتی دوره پالئوژن برابر ۱٫۲ (وات بر کلون متر) (هاچیسون و همکاران، ۱۹۸۱) و برای ملاس‌های مکران برابر ۲ (وات بر کلون متر) و برای نهشته‌های افیولیتی (دوره کرتاسه) (گودال جازموریان) برابر ۲٫۵ (وات بر کلون متر) (کائول و همکاران، ۲۰۰۰) است و نیز مقدار رسانش گرمایی برای پوسته اقیانوسی بالایی برابر ۲٫۹ (وات بر کلون متر) (وادا و وانگ، ۲۰۰۹) و برای پوسته اقیانوسی پایینی برابر ۲٫۲ (وات بر کلون متر) است (متولی و همکاران، ۲۰۱۱). با عبور از گودال جازموریان و رسیدن به دشت لوت (ایران مرکزی)، رسانش گرمایی رسوبات دشت لوت برابر ۲ و برای پوسته بالایی، میانی و پایینی دشت لوت به ترتیب برابر ۲٫۸، ۲٫۲ و ۲٫۸ (وات بر کلون متر) می‌شود (متولی و همکاران، ۲۰۱۱)؛ تیونینی و همکاران، ۲۰۱۵). تولید گرما برای رسوبات، پوسته بالایی، میانی و پایینی به ترتیب برابر ۱، ۱٫۵، ۱٫۵ و ۰٫۲ (میکرو وات بر مترمکعب) و برای گوشته لیتوسفری برابر ۰٫۰۲ (میکرو وات بر مترمکعب) است (متولی و همکاران، ۲۰۱۱). در مورد مقادیر چگالی پوسته اقیانوسی دریای عمان و حوزه مکران منابع چاپ شده‌ای وجود ندارند. لذا از مقادیر معمول موجود (جدول ۱) استفاده شده است و برای مدل سازی مقادیر چگالی برای لایه‌های مختلف از مطالعات متولی و همکاران (۲۰۱۱) و تیونینی و همکاران (۲۰۱۵) استفاده شده است. در این مدل سازی برای پوسته اقیانوسی یک مدل دولایه در نظر گرفته شده است؛ که با مطالعات نیازی و همکاران (۱۹۸۰)

مطابقت دارد و برای پوسته قاره‌ای مدلی سه لایه در نظر گرفته شده است (متولی و همکاران، ۲۰۱۱؛ تیونینی و همکاران، ۲۰۱۵). پروفیل مورد استفاده در این مطالعه دارای طول ۸۰۰ کیلومتر و در راستای شمالی-جنوبی است و در دریای عمان شروع شده و بعد از عبور از مکران، گودال جازموریان و کمان آتشفشانی بزمان-تفتان در دشت لوت به پایان می‌رسد. عمق موهو مشاهده شده در دریای عمان و برای ابتدای پروفیل برابر ۲۱~ کیلومتر است؛ که با حرکت به سمت شمال و حوزه مکران این مقدار افزایش می‌یابد و در خطوط ساحلی این مقدار به ۳۳~ کیلومتر می‌رسد. عمق موهو در زیر گودال جازموریان برابر ۴۰-۳۵~ کیلومتر است. با ادامه حرکت به سمت شمال، عمق موهو افزایش می‌یابد و در زیر کمان آتشفشانی بزمان-تفتان این مقدار به ۴۸~ کیلومتر می‌رسد؛ که بیشترین عمق موهو برای این حوزه است. با عبور از کمان آتشفشانی، عمق موهو روند کاهشی دارد. به طوری که در زیر دشت لوت عمق موهو به دست آمده برابر ۳۷~ کیلومتر است. عمق LAB در ابتدای پروفیل برابر ۹۰~ کیلومتر است؛ که در حرکت به سمت شمال این عمق با شیب خیلی کم تا فاصله ۳۰۰ کیلومتری ابتدای پروفیل، افزایش می‌یابد و از این فاصله به بعد دچار خمش شدید می‌شود و در زیر کمان آتشفشانی عمق LAB به ۲۹۰~ کیلومتر می‌رسد. بعد از عبور از زیر کمان آتشفشانی عمق LAB دوباره کاهش می‌یابد و در زیر بلوک لوت به ۲۰۰~ کیلومتر می‌رسد.

مدل بیان شده در این مطالعه دارای دو محدودیت مدل سازی گرمایی در شرایط تعادل پایدار و ایزوستازی محلی هستند: فرض تعادل گرمایی ممکن است در بعضی از نقاط پروفیل حاصل نشود. اگر در پایین ترین نقطه لیتوسفر افزایش دما رخ دهد، این افزایش دما باید از درون لیتوسفر انتقال یابد. از آنجایی که انتقال گرما از درون لیتوسفر یک فرایند کند است، انتقال گرما فقط قسمت‌های پایینی لیتوسفر را تحت تأثیر قرار می‌دهد و قسمت‌های بالایی سردتر و چگال تر باقی می‌ماند؛ که در این صورت این عامل باعث افزایش ضخامت لیتوسفر نسبت به لیتوسفری که تعادل گرمایی را برای آن در نظر گرفته ایم، می‌شود. فرض تعادل گرمایی به این معنی است که کل لیتوسفر به صورت یک جا گرم خواهد شد و لذا مدل لیتوسفر ما اندکی کم چگال تر از لیتوسفر واقعی خواهد بود و در نتیجه مدل ارائه شده برای لیتوسفر دارای ضخامتی اندک بیشتر نسبت به لیتوسفر واقعی خواهد بود. محاسبه ارتفاع توپوگرافی بر اساس تعادل ایزوستازی در برخی نقاط که عمق پوسته زیاد است با مشکل مواجه می‌شود؛ چرا که در اعماق زیاد پوسته، تعادل به صورت الاستیک برقرار می‌شود. لذا در صورتی که نتوان مدلی را برای انطباق کامل با مجموعه داده‌ها یافت، بهترین انطباق را برای داده‌های ژئوئید و گرانی در نظر می‌گیریم و اجازه می‌دهیم که توپوگرافی از انطباق کمتری برخوردار شود. با توجه به شکل ۳ مشاهده می‌شود که انطباق بالایی بین داده‌های محاسبه شده از مدل و داده‌های ماهواره‌ای برقرار است

شده است؛ که از کاتالوگ EHB به دست آمده‌اند (انگدال و همکاران، ۱۹۹۸). همان‌طور که در شکل ۳ مشخص است، با نزدیک شدن به کمان آتش‌فشانی، عمق وقوع زلزله‌ها افزایش می‌یابند؛ که این خود می‌تواند نشانی بر تغییر شیب و یا افزایش شیب فروانش صفحه اقیانوسی باشد.

منامن و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از توموگرافی امواج لرزه‌ای در طول پروفیلی که شرق ایران را پوشش می‌دهد و منطبق بر پروفیل بیان شده در این مطالعه است، نحوه فروانش صفحه عربی را به دست آوردند؛ که در شکل ۳ با خطوط آبی خط‌چین دیده می‌شود. همان‌طور که ملاحظه می‌شود در قسمت ابتدای پروفیل و دریای عمان عمق مرز LAB برابر ۹۰ کیلومتر است. این عمق تا محل کمان آتش‌فشانی با شیب کم افزایش می‌یابد و در مکان کمان آتش‌فشانی به یک‌باره پوسته اقیانوسی دچار خمش می‌شود و با شیب زیاد فروانش می‌کند و تا عمق تقریباً ۳۰۰ کیلومتر ادامه می‌یابد؛ که با نتایج به دست آمده از مدل‌سازی این مطالعه دارای تطابق بالایی است. نتایج مطالعات جیمینزمنت و همکاران (۲۰۱۲) در شکل ۳ با خطوط بنفش خط‌چین دیده می‌شود. عمق مرز LAB محاسبه شده توسط آن‌ها با نتایج به دست آمده از مدل‌سازی این مطالعه دارای تفاوت زیادی است. علت این اختلاف زیاد را می‌توان این‌گونه بیان کرد که اساس مدل به کار برده شده توسط آن‌ها بر پایه وارون‌سازی یک‌بعدی داده‌های ارتفاع ژئوئید و توپوگرافی است و علاوه بر این مدل‌سازی آن‌ها برای کل پوسته ایران چگالی، رسانش گرمایی و تولید گرمای پرتوای ثابتی در نظر گرفته است. لذا می‌توان گفت که مدل‌سازی آن‌ها قابل اعتماد نیست. اسمیت و همکاران (۲۰۱۳) مدل گرمایی دوبعدی را برای زون فروانش مکران ارائه دادند. در مدل ارائه شده توسط آن‌ها (خطوط خط‌چین سبز رنگ در شکل ۳)، خط بالایی نشان‌دهنده مرز صفحه‌ای و خط پایینی نشان‌دهنده خط هم‌دمای ۱۱۵۰ درجه است. اگر به روند حرکت این خطوط توجه شود، مشاهده می‌شود که تطابق کاملی بین نحوه فروانش صفحه اقیانوسی مدل اسمیت و همکاران (۲۰۱۳) و مدل به دست آمده از این مطالعه وجود دارد، به طوری که شیب کم فروانش و محل خمش صفحه فروارونده اقیانوسی در هر دو مدل یکسان هستند و با ادامه خطوط سبز رنگ، این خطوط به عمیق‌ترین مکان لیتوسفر می‌رسند.

با عبور از کمان آتش‌فشانی عمق موهو و عمق LAB هر دو سیر نزولی می‌گیرند. به طوری که عمق موهو به مقدار ۳۷ کیلومتری و عمق LAB به مقدار ۲۰۰ کیلومتری کاهش می‌یابد؛ که در این راستا می‌توان به مطالعات دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) برای عمق موهو کویر لوت (۳۸ کیلومتر) و منامن و همکاران برای عمق LAB کویر لوت (۲۰۰ کیلومتر) اشاره کرد.

با بررسی نتایج مدل‌سازی، عمق لیتوسفر در مکران و کویر لوت کم، ولی در محل آتش‌فشانی‌های بزمان و تفتان عمیق است. این

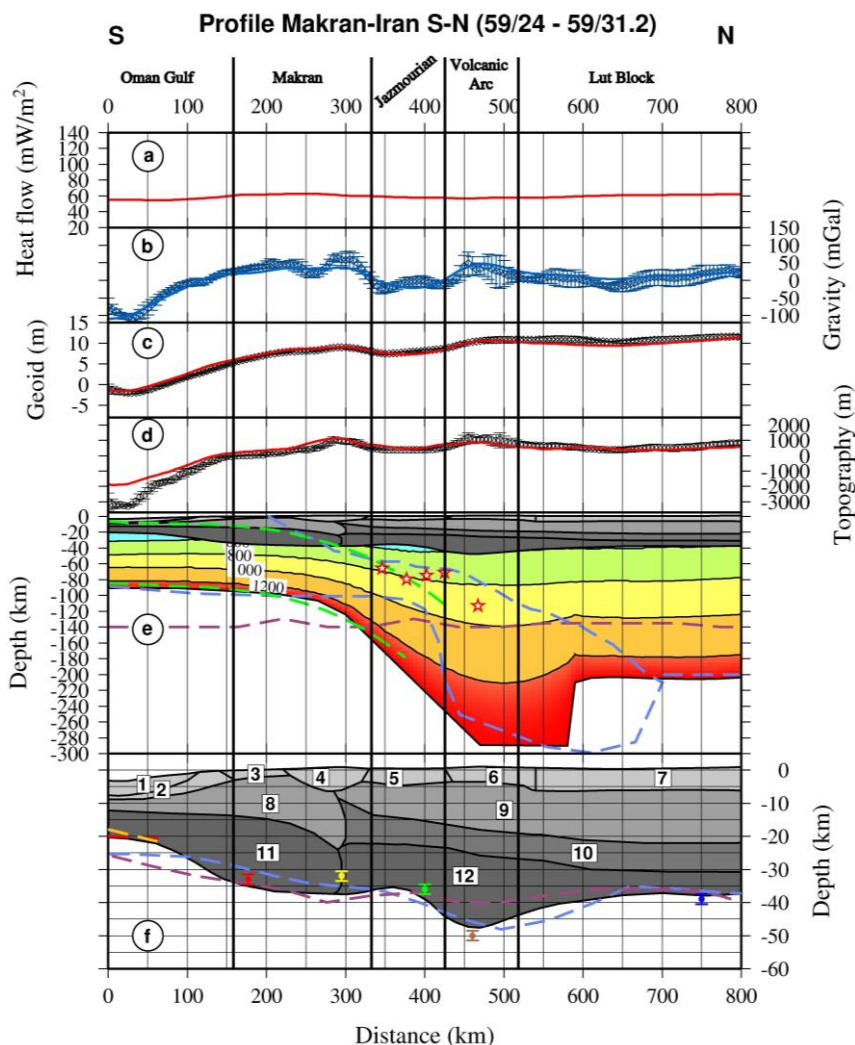
و میزان عدم انطباق بین داده‌ها در جدول ۲ آمده است.

در شکل ۳ و در دریای عمان، مکران و دشت لوت برخی مطالعات پیشین (نیازی و همکاران، ۱۹۸۰؛ دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴؛ کوپ و همکاران، ۲۰۰۰؛ مختاری و همکاران، ۲۰۰۴؛ یمینی فرد و هاتزفلد، ۲۰۰۸؛ منامن و همکاران، ۲۰۱۱؛ جیمینزمنت و همکاران، ۲۰۱۲؛ تقی‌زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۵) برای به دست آوردن عمق موهو مشاهده می‌شوند؛ که نتایج کار آن‌ها با نتایج حاصل از این مطالعه در جدول ۳ مقایسه شده است. مدل اولیه عمق موهو به‌گونه‌ای انتخاب شده است تا در نزدیک‌ترین فاصله نسبت به این نتایج قرار گیرد، در ادامه مدل‌سازی نتایج ما از مطالعات پیشین ممکن است فاصله بگیرد و یا دقیقاً بر آن‌ها منطبق شود. بررسی‌های انجام گرفته توسط نیازی و همکاران (۱۹۸۰) و کوپ و همکاران (۲۰۰۰) در دریای عمان نشان دهنده عمق تقریبی موهو ۲۰ کیلومتری هستند و در مطالعه آن‌ها با حرکت به سمت شمال عمق موهو با شیب خیلی کم افزایش می‌یابد. جیمینزمنت و همکاران (۲۰۱۲) و منامن و همکاران (۲۰۱۱) در دریای عمان عمق موهو ۳۰-۲۵ کیلومتری را به دست آوردند. عمق موهو به دست آمده از این مطالعه برای دریای عمان و ابتدای پروفیل مورد بررسی، برابر ۲۱ کیلومتر است که تطابق خوبی را ($\pm 2\text{km}$) با سایر مطالعات نشان می‌دهد و با شیب خیلی کم این عمق در حرکت به سوی شمال افزایش می‌یابد. در این مدل‌سازی رسوبات ضخیمی برای دریای عمان مشاهده می‌شود که عمق آن‌ها تا ۹-۸ کیلومتری می‌رسد و با مطالعات نیازی و همکاران (۱۹۸۰) و اسمیت و همکاران (۲۰۱۲) هم‌خوانی دارد. عمق موهو در زیر سواحل دریای عمان به ۳۳ کیلومتر می‌رسد و با نتایج حاصل از مطالعات تابع گیرنده امواج p تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۵) هم‌خوانی دارد. با ادامه حرکت به سمت شمال و در ناحیه پیش کمان و در زیر گودال جازموریان عمق موهو طبق نتایج حاصل از مدل‌سازی برابر ۳۷ کیلومتر است و از مطالعات پیشین می‌توان به کارهای منامن و همکاران (۲۰۱۱)، جیمینز و همکاران (۲۰۱۲) و یمینی فرد و هاتزفلد (۲۰۰۸) اشاره کرد؛ که آن‌ها نیز به نتایج مشابهی رسیده‌اند. به دلیل شیب کم فروانش در مکران، فاصله زیادی بین ژرفنا و کمان آتش‌فشانی وجود دارد؛ که طبق نتایج حاصل از مدل‌سازی این فاصله تقریباً برابر ۴۵۰ کیلومتر است. محل کمان آتش‌فشانی جایی است که در آن صفحه اقیانوسی فروارونده دچار خمش می‌شود و از آن نقطه به بعد با شیب زیاد به فروانش ادامه می‌دهد (منامن و همکاران، ۲۰۱۱). با توجه به شکل ۳ عمق موهو در زیر کمان آتش‌فشانی برابر ۵۷ کیلومتر است؛ یعنی جایی که عمق موهو به بیشترین مقدار خود می‌رسد. کمان آتش‌فشانی با کوه‌های آتش‌فشانی بزمان و تفتان مشخص می‌شود و در محدوده این کمان آتش‌فشانی عمق زلزله‌ها افزایش می‌یابند. در شکل ۳ مکان وقوع زلزله‌ها در محدوده کمان آتش‌فشانی با ستاره‌های قرمز رنگ مشخص

انتظار سعادت و متولی عنبران، تحلیل ساختار پوسته و لیتوسفر با استفاده از مدل سازی مستقیم تکراری - کاربرد روی ...، صفحات ۶۹-۸۰.

نتایج مشابه نتایج توموگرافی نوفه های امواج عبداعتدال و همکاران عمیق) در محل کمان آتش فشانی است.

(۲۰۱۴، ۲۰۱۵) است که نشان دهنده امواج با سرعت بالا (لیتوسفر کم عمق) در مکران و کویر لوت و امواج با سرعت پائین (لیتوسفر



شکل ۳: در قسمت های a تا d، به ترتیب نمودارهای جریان گرمایی، گرانی، ژئوئید و توپوگرافی به تصویر کشیده شده است و خطوط توپر مربوط به نتایج حاصل از مدل سازی و نقاط به همراه بازه عدم قطعیت، مربوط به داده های اندازه گیری شده (ماهواره ای) است. قسمت e نتیجه مدل سازی برای لیتوسفر را نشان می دهد که دارای مقیاس های برابر برای محورهای افقی و عمودی است و قسمت خاکستری رنگ موجود در این قسمت بیانگر پوسته اقیانوسی و قاره ای است که در قسمت f با بزرگ نمایی نشان داده شده است. در قسمت گوشته نمودارهای هم دما از هر ۲۰۰ درجه افزایش دما رسم شده اند به غیر از پایین ترین خط که مربوط به خط هم دمای ۱۳۰۰ درجه سانتی گراد است و با خط هم دمای ۱۲۰۰ درجه دارای اختلاف دمایی ۱۰۰ درجه است. خطوط سبز رنگ مربوط به مطالعات اسمیت و همکاران (۲۰۱۳) و خطوط آبی رنگ مربوط به مطالعات منامن و همکاران (۲۰۱۱) و خط بنفش رنگ مربوط به بررسی های جیمینزمنت و همکاران (۲۰۱۲) است که عمق لیتوسفر را مطالعه کرده اند. ستاره های قرمز رنگ موجود در ارتباط با کانون زلزله های با عمق بیشتر از ۴۰ کیلومتر و بزرگای بیشتر از ۵ ریشتر است که از کاتالوگ EHB اتخاذ شده است (انگدال و همکاران، ۱۹۹۸). در نهایت و در قسمت f ساختار پوسته نمایش داده شده است که در محور قائم (عمق) دارای بزرگ نمایی است. شماره های موجود در این شکل مرتبط با منطقه بندی در جدول ۱ است. خطوط آبی و بنفش به ترتیب مربوط به مطالعات عمق موهو منامن و همکاران (۲۰۱۱) و جیمینزمنت و همکاران (۲۰۱۲) است و خطوط نارنجی و قرمز مربوط به مطالعات عمق پوسته کوپ و همکاران (۲۰۰۰) و نیازی و همکاران (۱۹۹۰) است. نشانگر قهوه ای رنگ مربوط به مطالعات عبداعتدال و همکاران (۲۰۱۴)، نشانگر قرمز رنگ مربوط به مطالعات تقی زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۵)، نشانگر زرد مربوط به مطالعات ییمینی فرد و هاتزفولد (۲۰۰۸)، نشانگر سبز مربوط به مطالعات مختاری و همکاران (۲۰۰۴) و نشانگر آبی مربوط به بررسی های عمق موهو دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) است.

جدول ۱: مشخصات لایه‌های به کار رفته در مدل‌سازی.

شماره	نوع لایه	رسانش گرمایی (وات بر کلوبین متر)	تولید گرما (میکرو وات بر مترمکعب)	چگالی (مترمکعب بر کیلوگرم)
۱	نهشته‌های آواری میوسن تا کواترنری	۱,۲	۱	۲۵۳۰
۲	نهشته‌های کربناتی دوره پالئوژن	۱,۵	۱	۲۵۷۰
۳	ملاس	۲	۱	۲۵۰۰
۴	نهشته افیولیتی (دوره کرتاسه)	۲,۵	۱	۲۵۲۰
۵	توف	۲	۱	۲۳۲۰
۶	ملانژهای افیولیتی	۲	۱	۲۵۴۰
۷	رسوبات ایران مرکزی	۲	۱	۲۶۰۰
۸	پوسته اقیانوسی بالایی	۲,۹	۱,۵	۲۸۲۰
۹	پوسته بالایی ایران مرکزی	۲,۸	۱,۵	۲۸۰۰
۱۰	پوسته میانی ایران مرکزی	۲,۸	۱,۵	۲۸۲۰
۱۱	پوسته اقیانوسی پایینی	۲,۲	۰,۲	۲۹۸۰
۱۲	پوسته پایینی ایران مرکزی	۲,۲	۰,۲	۲۹۵۰
۱۳	گوشته لیتوسفری	۳,۴	۰,۲	$3200(1+3.5 \times 10^{-5}(1300 - T(z)))$

جدول ۲: میزان عدم انطباق بین داده‌های محاسبه شده از مدل‌سازی و داده‌های ماهواره‌ای.

توپوگرافی (m)	ژئوئید (متر)	آنومالی هوای آزاد (میلی گال)	پروفیل
۳۳۰	۰,۵۶	۱۳,۰۷	A-B

جدول ۳: مقایسه نتایج مطالعات پیشین برای محاسبه عمق موهو و نتایج حاصل از مدل‌سازی این مطالعه برای عمق موهو.

فاصله افقی بر روی پروفیل (کیلومتر)	نتیجه مطالعات پیشین (کیلومتر)	نتیجه این مطالعه (کیلومتر)
۲۵	نیازی و همکاران (۱۹۸۰)	۲۱
	کوپ و همکاران (۲۰۰۰)	۲۰
۱۷۷	تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۵)	۳۳
۲۹۵	یمینی فرد و هاتزفلد (۲۰۰۸)	۳۲
۴۰۰	مختاری و همکاران (۲۰۰۴)	۳۶
۴۶۰	عبداعتدال و همکاران (۲۰۱۴)	۵۰
۷۵۰	دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴)	۳۹

پروفیل مکران-لوت به قرار زیر است:

۵- نتیجه‌گیری

با استفاده از داده‌های گرانی، ژئوئید و توپوگرافی، مدل توزیع چگالی و دمایی در طول پروفیلی که از دریای عمان شروع می‌شود و از زون مکران عبور می‌کند و در انتها به کویر لوت می‌رسد، به دست آمد. تعیین چگالی با حل معادله گرمایی (معادله ۱) و با استفاده از مقادیر رسانش گرمایی و تولید حرارت و شرایط مرزی صورت می‌گیرد و در نهایت با توجه به مقادیر چگالی اولیه و مقادیر توزیع دمایی به دست آمده از حل معادله گرمایی، چگالی نهایی برای مدل تعیین می‌شود. از روی مقادیر توزیع چگالی نهایی نمودارهای توپوگرافی، آنومالی هوای آزاد و ژئوئید محاسبه می‌شوند و با داده‌های ماهواره‌ای مقایسه می‌شوند تا بهترین انطباق به دست آید. بین مقادیر به دست آمده از این مطالعه و نتایج مطالعات پیشین برای عمق موهو مقایسه‌ای صورت گرفته است؛ که در جدول ۳ قابل مشاهده است و نتایج کلی به دست آمده از مدل‌سازی داده‌های گرانی، ژئوئید و توپوگرافی برای

- وجود پوسته دولایه برای صفحه اقیانوسی غربی و سه لایه برای بخش قاره‌ای ایران.
- پوسته اقیانوسی ۲۱~ کیلومتری، لیتوسفر ۹۰~ کیلومتری و رسوبات ضخیم حدود ۹-۸ کیلومتری برای دریای عمان.
- عمق موهو ۴۰-۳۵~ کیلومتری در زیر گودال جازموریان (ناحیه پیش کمان).
- شیب کم فرورانش در زون فرورانش مکران و وجود فاصله زیاد تقریباً ۴۵۰~ کیلومتری بین ژرفنا و کمان آتش‌فشانی.
- افزایش عمق موهو و لیتوسفر به ترتیب به ۴۸ و ۲۹۰ کیلومتر در محل کمان آتش‌فشانی (کوه‌های آتش‌فشانی تفتان و بزمان) که بیشترین عمق موهو و عمق لیتوسفر در ناحیه مورد بررسی است و تأییدی بر وجود فرورانش و خمش در پوسته اقیانوسی است.

including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse; GFZ Data Services. <http://dx.doi.org/10.5880/icgem>.

• عمق موهو ۳۷ کیلومتری و عمق لیتوسفر ۲۰۰ کیلومتری در محل کویر لوت.

۶- منابع

Freund, R., 1970, Rotation of strike-slip faults in Sistan, southeast Iran, *J. Geol.*, 78, 188-200.

Harms, J.C., Cappel, H.N. and Francis, D.C., 1984, The Makran coast of Pakistan: its stratigraphy and hydrocarbon potential, *Marine geology and oceanography of Arabian Sea and coastal Pakistan*.

Hutchison, I., Loudon, K.E., White, R.S. and Von Herzen, R.P., 1981, Heat flow and age of the Gulf of Oman, *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 252-262.

Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Saura, E., Vergés, J. and García-Castellanos, D., 2012, 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia- Eurasia collision (Iran), *Geophysical Journal International*, 190 (3), 1311-1324.

Kaul, N., Rosenberger, A. and Villinger, H., 2000, Comparison of measured and BSR-derived heat flow values, Makran accretionary prism, Pakistan. *Marine Geology*, 164 (1), 37-51.

Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E.R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J. and Klaeschen, D., 2000, Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data, *Tectonophysics*, 329 (1), 171-191.

Lachenbruch, A. H. and Morgan, P., 1990, Continental extension, magmatism and elevation, formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, 174, 39-62, doi:10.1016/0040-1951(90)90383-J.

Lachenbruch, A.H. and Sass, J.H., 1977, Heat flow in the United States and the thermal regime of the crust, *The Earth's crust*, 626-675.

Manaman, N.S., Shomali, H. and Koyi, H., 2011, New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion. *Geophysical Journal International*, 184 (1), 247-267.

Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H. and Van Gorp, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophysical Journal International*, 170 (1), 436-440.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Sari, D.B. and Tealeb, A., 2003, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophysical Journal International*, 155 (1), 126-138.

Mokhtari, M., Farahbod, A.M., Lindholm, C., Alahyarkhani, M. and Bungum, H., 2004, An approach to a comprehensive Moho depth map and crust and upper mantle velocity model for

Abdetetal, M., Shomali, Z.H. and Gheitanchi, M.R., 2014, Crust and upper mantle structures of the Makran subduction zone in south-east Iran by seismic ambient noise tomography, *Solid Earth Discussions*, 6 (1), 1-34.

Abdetetal, M., Shomali, Z.H. and Gheitanchi, M.R., 2015, Ambient noise surface wave tomography of the Makran subduction zone, south-east Iran: Implications for crustal and uppermost mantle structures, *Earthquake Science*, 28 (4), 235-251.

Afonso, J.C., Ranalli, G. and Fernández, M., 2005, Thermal expansivity and elastic properties of the lithospheric mantle: Results from mineral physics of composites, *Phys, Earth Planet. Inter.*, 149 (3-4), 279306, doi:10.1016/j.pepi.2004.10.003.

Bayer, R., Shabanian, E., Regard, V., Doerflinger, E., Abbassi, M., Chery, J. and Bellier, O., 2003, Active deformation in the Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements in the interval 2000-2002. In EGS-AGU-EUG Joint Assembly.

Bureau Gravimétrique International, <http://bgi.omp.obs-mip.fr>.

Byrne, D.E. and Sykes, L.R., 1992, Great Thrust Earthquakes and Aseismic Slip Along the Plate Boundary, *Journal of geophysical research*, 97 (B1), 449-478.

Chapman, M.E., 1979, Techniques for interpretation of geoid anomalies, *Journal of geophysical research*, 84, 3793-3801, doi:10.1029/JB084iB08p03793.

Dehghani, G.A. and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh*, 168, 215-229.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990, Current plate motions, *Geophysical Journal International* 101, 425-478.

Engdahl, E.R., van der Hilst, R. and Buland, R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88 (3), 722-743.

Flueh, E.R., Kukowski, N. and Reichert, C., 1997, FS Sonne Cruise Report SO123, Makran-Murray Traverse, GEOMAR Report ISSN, 0936-5788.

Förste, C., Bruinsma, S.L., Abrikosov, O., Lemoine, J.M., Marty, J.C., Flechtner, F., Balmino, G., Barthelmes, F. and Biancale, R., 2015, EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model

- Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N. and Sodoudi, F., 2015, Crustal Thickness of Iran Inferred from Converted Waves, Pure and Applied Geophysics, 172 (2), 309-331.
- Talwani, M., Worzel, J.L. and Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocinosubmarine fracture zone, Journal of geophysical research, 64, 49-59, doi:10.1029/JZ064i001p00049.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran, Geol. Soc. Am. Bull., 94, 134-150.
- Tunini, L., Jiménez-Munt, I., Fernandez, M., Vergés, J. and Villaseñor, A., 2015, Lithospheric mantle heterogeneities beneath the Zagros Mountains and the Iranian Plateau: a petrological-geophysical study, Geophysical Journal International, 200 (1), 596-614.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982, Geodynamics, JohnWiley, New York, 450 P.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F. and Tavakoli, F., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 157 (1), 381-398.
- Wada, I. and Wang, K., 2009, Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10 (10).
- Walker, R. and Jackson, J., 2002, Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran; a major intra-continental strike-slip system, J. Struct. Geol., 24, 1677-1698.
- White, R.S. and Klitgord, K., 1976, Sediment deformation and plate tectonics in the Gulf of Oman. Earth and Planetary Science Letters, 32 (2), 199-209.
- Yamini-Fard, F. and Hatzfeld, D., 2008, Seismic Structure Beneath Zagros-Makran Transition Zone (Iran) from Teleseismic Study: Seismological Evidence for Underthrusting and Buckling of the Arabian Plate Beneath Central Iran. Journal of Seismology and Earthquake Engineering, 10 (1), 11-24.
- Zarifi, Z., 2007, Unusual subduction zones: Case studies in Colombia and Iran.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M. and Rimi, A., 2005, Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz, Tectonics, 24 (2).
- Iran. Iranian Int. J. Sci, 5 (2), 223-244.
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2005, Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off?. Terra Nova, 17 (1), 1-6.
- Motavalli-Anbaran, S.H., Zeyen, H., Brunet, M.F. and Ardestani, V.E., 2011, Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling, Tectonics, 30 (5).
- Namaki, L., Gholami, A. and Hafizi, M.A., 2011, Edge-preserved 2-D inversion of magnetic data: an application to the Makran arc-trench complex. Geophysical Journal International, 184 (3), 1058-1068.
- Niazi, M., Shimamura, H. and Matsu'ura, M., 1980, Microearthquakes and crustal structure off the Makran coast of Iran, Geophysical Research Letters, 7 (5), 297-300.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignieres, M., Collard, P. and Chery, J., 2003, GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, Journal of Geodesy, 77 (7-8), 411-422.
- Parsons, B. and Sclater, J.G., 1977, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, Journal of geophysical research, 82 (5), 803-827.
- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon, S.C. and Factor, J.K., 2008, An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008, paper presented at General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, 13-18 April.
- Sandwell, D.T. and Smith, W.H.F., 1997, Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-1 satellite altimetry, Journal of geophysical research, 102 (B5), 10,039-10,054, doi: 10.1029/96JB03223.
- Sandwell, D.T. and Smith, W.H.F., 2009, Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate, Journal of geophysical research, 114, B01411, doi: 10.1029/2008JB006008.
- Smith, G., McNeill, L., Henstock, T.J. and Bull, J., 2012, The structure and fault activity of the Makran accretionary prism, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117 (B7), 1978-2012.
- Smith, G.L., McNeill, L.C., Wang, K., He, J. and Henstock, T.J., 2013, Thermal structure and megathrust seismogenic potential of the Makran subduction zone. Geophysical Research Letters, 40 (8), 1528-1533.



Crustal and lithospheric structure analysis using iterative forward modeling- Application from Makran Subduction zone to Lut Block

Vahid Entezar Saadat¹ and Seyed-Hani Motavalli-Anbaran^{2*}

1- Master student; Institute of Geophysics, University of Tehran

2- Assistant Professor; Institute of Geophysics, University of Tehran

Received: 29 January 2016; Accepted: 5 May 2016

Corresponding author: motavalli@ut.ac.ir

Keywords

**Makran Subduction Zone
2-D Modeling
Geoid
Gravity
Topography**

Extended Abstract

Summary

For the present two-dimensional (2-D) lithospheric density-temperature distribution modeling, we have selected a north-south geo-transect cut in east of Iran from the Oman Sea to the Lut block with a length of about 800 km. As the structural domains, investigated in this paper, have mainly been created under the effect of the north-south subduction of the Arabian Oceanic Plate under the

Eurasia, thus, most of these structures are approximately perpendicular to this direction. As a result, in order to avoid three-dimensional (3-D) structural effects in our 2D modeling, we have selected a profile perpendicular to the strike, which is roughly the north-south direction.

Introduction

In order to avoid interpreting isolated anomaly features being located accidentally on the profile of the geoid, free air and topography data, we average the data within a width of 50 km to both sides of the profile and calculate the variance within this stripe using 5 km long steps along the profile. The resulting standard deviation is plotted as uncertainty bars. Since the lateral resolution of our data is of the order of several kilometers, therefore, we cannot reproduce small-scale details. The generated model consists of a sedimentary layer, the upper, middle and lower crust and a lithospheric mantle layer. In order to constrain the various thicknesses, the results of previous works carried out in the study region have been used.

Methodology and Approaches

Modeling carried out in this research is based on the assumption of local isostatic equilibrium and joint interpretation of gravity, geoid and topography data with temperature-dependent density. Bouguer anomaly data are mainly sensitive to crustal density distribution and decrease proportionally to the squared distance (r) from an object, whereas elevation is very sensitive to changes in density and thickness of the lithospheric mantle and the geoid undulations diminish proportionally to r^{-1} . The data different sensitivity on distance from the object can be a good constraint on modeling lithospheric density-temperature distribution.

Results and Conclusions

Because of subducting Arabian plate in Makran subduction zone, thickness of the lithosphere increase from the Oman Sea (90 km) to the Taftan-Bazman volcanic arc, with a maximum thickness (290 km) under the volcanic arc. Based on our modeling results, subduction of the oceanic crust of Arabian plate under the Makran belt starts with a very low dip angle and bends under the Taftan-Bazman volcanic arc with a relatively higher dip. There is a logical correlation between the subducted slab and the seismicity of Makran subduction zone. Because of the low dip subducting slab, there is a long distance between volcanic arc and forearc setting (~450 km). Further to the north, lithospheric thickness is reduced to the ~200 km under the Lut block which is in good agreement with earlier studies. Our integrated modelling approach reveals a crustal configuration with the Moho depth varying from ~21 km beneath the Oman Sea, and ~47 km beneath the Taftan-Bazman volcanic arc to about 37 km beneath the Lut block. Across the Makran subduction zone, Moho depth is increasing from the Oman seafloor and Makran forearc setting (~21 km) to the volcanic arc (~45–50 km). Furthermore, we have found that the oceanic crust is a two layered plate and there is a thick sedimentation there to about 8-9 km.