

هم‌ایستایی فلات ایران

سیده‌هانی متولی عنبران^{۱*}، وحید انتظارسعادت^۲ و علی جاماسب^۲

۱. استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۴/۵/۳۱، پذیرش نهایی: ۹۴/۱۱/۱۱)

چکیده

فلات ایران از نظر زمین‌شناسی، یکی از منطقه‌های پیچیده‌ای است که از دیرباز فعالیت‌های زمین‌ساختی آن مورد توجه دانشمندان علوم زمین بوده است. با استفاده از نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده می‌توان به دید بهتری از واقعیت‌های زمین‌شناسی دست یافت و پدیده‌های زمین‌شناسی و عوارض بزرگ‌مقیاس را با دقت بیشتری تحلیل کرد. برای تهیه نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده می‌باید ابتدا نقشه بی‌هنجاری بوگه محاسبه شود. در این تحقیق با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای توپوگرافی و بی‌هنجاری هوای آزاد، بی‌هنجاری بوگه فلات ایران و منطقه‌های اطراف به صورت یکپارچه محاسبه و در ادامه نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی با استفاده از مدل ایری-هیسکانن تهیه شد. در نهایت نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده حاصل تفریق نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی از نقشه بی‌هنجاری بوگه است. با توجه به اطلاعات به‌دست‌آمده از نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده مشاهده می‌شود که در منطقه مکران وجود بی‌هنجاری منفی در پیوند با وجود فرورانش و بالآمدگی در این ناحیه است. رشته‌کوه‌های زاگرس با تقریب خوبی به تعادل هم‌ایستایی رسیده‌اند و جفت بی‌هنجاری مثبت منفی موجود در مرز بین دریا و خشکی در پیوند با زون زمین‌درز بیتلیس-زاگرس است. گسل اصلی کپه‌داغ محل برخورد دو پوسته قاره‌ای اوراسیا و ایران به یکدیگر است. در مورد رشته‌کوه‌های البرز به نظر می‌رسد که تعادل به طور کامل به‌دست نیامده است و در مورد خزر جفت بی‌هنجاری مثبت و منفی در نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده نشان‌دهنده مرز صفحه ایران و صفحه اوراسیا است.

واژه‌های کلیدی: هم‌ایستایی، فلات ایران، نقشه بی‌هنجاری بوگه، تعادل هم‌ایستایی.

۱. مقدمه

منطقه همبستگی دارد. حاصل نهایی تصحیحات گرانی، بی‌هنجاری بوگه (Δg_B) است که باید عمده‌تاً با تغییرات عرضی چگالی در پوسته و توپوگرافی موهو همبستگی داشته باشد. بی‌هنجاری بوگه کامل، پس از اعمال تصحیح توپوگرافی به‌دست می‌آید یعنی حذف اثرات گرانشی توپوگرافی از بی‌هنجاری هوای آزاد که در منطقه‌های وسیع به صورت سنتی عمده‌تاً در سه مرحله صورت می‌گیرد: تصحیح تخته بوگه (بولارد A)، برآورد توپوگرافی با یک تخته بی‌نهایت عرضی با چگالی ثابت که ضخامت آن از سطح آب‌های آزاد (ژئوئید) محاسبه می‌شود؛ تصحیح خمیدگی (بولارد B)، تخته بوگه را با یک کلاهک کروی، با ضخامت مشابه تا فاصله ۱۶۶,۷۳۵ کیلومتر جایگزین می‌کند؛ و تصحیح توپوگرافی (بولارد C) که شامل اثر گرانشی توپوگرافی بالاتر یا پایین‌تر از ارتفاع اطراف نقطه برداشت می‌شود

بی‌هنجاری گرانی به اختلاف میان گرانی اندازه‌گیری شده در نقطه‌ای مشخص و مقدار نظری گرانی در آن نقطه که از مدل مرجع زمین به‌دست می‌آید (برای مثال فرمول جهانی گرانی / دستگاه ژئودزی مرجع ۱۹۸۰) اطلاق می‌شود. مقادیر اندازه‌گیری شده گرانی تحت تأثیر اثراتی همچون اثر عرض جغرافیایی، جزر و مد، دررفت دستگاه، فاصله از بیضوی مرجع و جرم میان توپوگرافی واقعی و سطح بیضوی قرار دارد. پیش از استفاده از داده‌های گرانی می‌باید تصحیحاتی را روی مقادیر اندازه‌گیری شده اعمال کرد. این تصحیحات عبارت‌اند از: جزر و مد، عرض جغرافیایی، دررفت، هوای آزاد و توپوگرافی. زمانی که چهار تصحیح اولیه روی مقدار گرانی اندازه‌گیری شده صورت گیرد، بی‌هنجاری گرانی هوای آزاد (Δg_{FA}) به‌دست خواهد آمد که در طول موج‌های کوتاه به‌شدت با توپوگرافی

(نول، ۱۹۹۹). در نقاط زمینی تصحیح توپوگرافی همواره مثبت است و با مقادیر گرانی اندازه گیری شده جمع می شود، در حالی که در نقاط غیر خشکی (اقیانوسی) ممکن است مثبت یا منفی باشد. محاسبه تصحیح توپوگرافی اساساً عملی سخت و زمان بر است. روش های گوناگونی برای این عمل معرفی شده است که از این میان می توان از جدول های اندازه گیری (برای مثال، جدول هامر، ۱۹۳۹) به منزله روش های سنتی نام برد. با پیشرفت مدل های ارتفاعی رقمی (DEM) روش های جدیدی برای محاسبه تصحیح توپوگرافی در نقاط زمینی معرفی شده است. روش های تحلیلی، توپوگرافی را به جزء های ساده تری تجزیه و اثر آن گرانی را برای هر کدام از این جزء ها حساب می کنند (بانرجی، ۱۹۹۸؛ بلیس و فرلاند، ۱۹۸۴). این روش ها دارای محدودیت هایی هم هستند، از جمله حذف اثرات در حد چند متر؛ به علت میانگین گرفتن ارتفاع در هر جزء که در منطقه هایی با توپوگرافی شدید ممکن است تا چند میلی گال تأثیر گذار باشد و همچنین وابستگی به دقت مدل ارتفاعی. با در دسترس قرار گرفتن مدل های ارتفاعی جهانی، نظیر ETOPO1 و ETOPO2 (سندول و اسمیت، ۱۹۹۷) روش های تحلیلی برای محاسبه تصحیح توپوگرافی در ابعاد وسیع، روش های مناسبی محسوب می شوند.

در تحقیق حاضر، بی هنجاری بوگه کامل با استفاده از داده های گرانی هوای آزاد ماهواره ای و داده های ارتفاعی جهانی ماهواره ای برای فلات ایران محاسبه شده است. در ادامه با محاسبه بی هنجاری هم ایستایی باقی مانده، پدیده های زمین ساختی این فلات پیچیده از منظر زمین شناسی، تحلیل و بررسی می شود.

۲. نظریه و روش تحقیق

در این تحقیق بی هنجاری بوگه کامل به روش معرفی شده فولتا و همکاران (۲۰۰۸) محاسبه شده است. این روش سطح توپوگرافی را به مکعب هایی با سطح صاف تقسیم

می کند به طوری که هر نقطه DEM، در مرکز یک مکعب قرار می گیرد. ارتفاع مکعب برابر ارتفاع نقطه از سطح دریای آزاد، و ابعاد افقی آن به اندازه فواصل شبکه بندی نقطه های DEM در نظر گرفته می شود. اثرات گرانی توپوگرافی اطراف، در سه ناحیه نزدیک، میانی و دور برای هر نقطه اندازه گیری، محاسبه می شود. به جای روش سنتی محاسبه بی هنجاری بوگه کامل که در مقدمه شرح داده شد، روش حاضر مجموع اثرات گرانی جرم توپوگرافی را محاسبه می کند (یعنی، اثر جاذبه عمودی هر مکعب که در فاصله نقطه اندازه گیری تا شعاع ناحیه دور قرار دارد). محاسبات با پیش فرض زمین مسطح صورت پذیرفته و در نتیجه تصحیح بولارد B باید اعمال شود. مقدار شعاع ناحیه دور ۱۶۷/۷۳۵ کیلومتر (۱/۵ درجه) در نظر گرفته شده است. این مقدار شعاع دور، اختلاف بین کلاهک کروی و تخت بوگه را کمینه می کند و در نتیجه باید به منزله فاصله استاندارد در تصحیح بولارد B در نظر گرفته شود (لافر، ۱۹۹۱).

فواصل شبکه در ناحیه دور ۴ کیلومتر قرار داده شده است، در این ناحیه با در نظر گرفتن بسط هماهنگ های کروی پتانسیل گرانشی یک مکعب مستطیلی، اثر گرانی آن به دست آمده است. فواصل شبکه بندی در ناحیه میانی برابر دو کیلومتر است و اثر گرانی برای هر مکعب با سطح صاف محاسبه شده است. در ناحیه نزدیک، مکعب به دو قسمت تقسیم می شود، یک مکعب با سطح صاف به ارتفاع نقطه اندازه گیری و چهار گوه که ارتفاع هر کدام برابر ارتفاع رأس های مکعب در نظر گرفته می شود. ارتفاع این رأس ها از درون یابی و با استفاده از ارتفاع سه نقطه مجاور در DEM به دست آمده است. مقدار تصحیح بوگه کامل در نهایت به بی هنجاری هوای آزاد اعمال می شود:

$$\Delta g_{CB} = \Delta g_{FA} + \Delta g_D + \Delta g_I + \Delta g_{IN} + BB \quad (1)$$

که در آن، Δg_{IN} ، Δg_I و Δg_D به ترتیب اثر گرانی ناحیه های نزدیک، میانی و دور هستند و BB مقدار تصحیح بولارد B است. برای جزئیات بیشتر رجوع شود به

فولتا و همکاران (۲۰۰۸).

پس از محاسبه بی‌هنجاری بوگه کامل و رسم نقشه آن، با استفاده از فیلترهای مناسب، امکان بررسی اثرات عمیق و نیمه‌عمیق زمین‌ساختی جمله منطقه‌های زون فرورانش و درز صفحات زمین‌ساختی و همچنین اثرات گسل‌های بزرگ میسر می‌شود. بررسی این اثرات در شناخت منطقه‌های زلزله‌خیز تأثیرگذار است و همچنین می‌توان از آن در محدود کردن مسائل در دیگر روش‌های ژئوفیزیکی استفاده کرد. تعادل هم‌ایستایی منطقه نیز از راه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده (اعمال تصحیح هم‌ایستایی بر بی‌هنجاری بوگه با در نظر گرفتن مدل ایری-هیسکانن) بررسی و نقشه آن بر این اساس رسم شده است.

۳. خلاصه‌ایی از زمین‌شناسی فلات ایران

۳.۱. زاگرس

کوه‌های زاگرس کمربند برخورد جوان و فعالی هستند که در نتیجه برخورد صفحه عربی با خرد صفحه‌های ایران مرکزی، در دوران سنوزوئیک شکل گرفته‌اند و مرز جنوب غربی صفحه ایران با صفحه عربی را تشکیل می‌دهند (پاول و همکاران، ۲۰۱۰؛ پریستلی و همکاران، ۲۰۱۲). منطقه زاگرس به سه ناحیه موازی تقسیم می‌شود که عبارت‌اند از: کمربند رورانگی و چین‌خوردگی زاگرس، زون سندج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر (پاول و همکاران، ۲۰۱۰؛ متولی و همکاران، ۲۰۱۱). زون برخورد از کوه‌های زاگرس در ایران آغاز می‌شود و زمین‌درز بیتلیس در جنوب شرقی ترکیه را در بر می‌گیرد و تا کوه‌های قفقاز و دریای خزر ادامه پیدا می‌کند.

تحقیقات اخیر نشان می‌دهد که فرورانش پوسته اقیانوسی عربستان (درواقع بقایای سنگ‌گره اقیانوسی نئوتتیس (ال-لزکی، ۲۰۰۳)) به زیر سنگ‌گره ایران متوقف شده است و پس از آن جدایش صفحه عربی از صفحه آفریقا، علت اصلی برخورد قاره-قاره بوده است. در یک دهه گذشته ضمن تحقیقات متعددی، ضخامت

سنگ‌گره را در آناتولیای شرقی اندازه‌گیری کرده‌اند که نتایج این تحقیقات حاکی از وجود یک سنگ‌گره نازک شده در این منطقه است (انگس و همکاران، ۲۰۰۶؛ متولی و همکاران، ۲۰۱۶). از میان مدل‌های ژئودینامیکی گوناگونی که برای تفسیر این پدیده، یعنی وجود سنگ‌گره نازک، عرضه شده است، مدل جدا شدن قطعه فرورو نده (Slab Break-off) بیشترین توجه را به خود جلب کرده است (سنگور و همکاران، ۲۰۰۳؛ ال-لزکی و همکاران، ۲۰۰۳). مولینارو و همکاران (۲۰۰۵) مدل مشابهی را برای فرورانش زیر زاگرس عرضه کردند که طبق آن قطعه فرورنده جدا شده است. همچنین مگی و پریستلی (۲۰۰۵) فرضیه تورق گوشته را برای این منطقه پیشنهاد کردند.

۳.۲. البرز

کوه‌های البرز، یک کمربند برخوردی فعال هستند که با توپوگرافی ۳-۵ کیلومتر به طول ۶۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ کیلومتر تقریباً در راستای شرقی-غربی امتداد یافته‌اند. این کوه‌ها در غرب به کوه‌های تالش، در شرق به بینالود و کوه‌های کپه‌داغ، حوزه جنوبی خزر در شمال و در جنوب به ایران مرکزی محدود شده‌اند. فعالیت زمین‌ساختی در این کوه‌ها شامل دو دسته اصلی است: الف) همگرایی ایران مرکزی و اوراسیا با سرعت تقریبی ۵ میلی‌متر در سال که موجب کوتاه شدگی در بُعد شمالی-جنوبی البرز (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴) و ایجاد یک سامانه فشارشی شده است. ب) حرکت رو به شمال غرب حوزه جنوبی خزر نسبت به اوراسیا (ریتز و همکاران، ۲۰۰۶): با سرعت تقریبی ۴ میلی‌متر در سال که سبب ایجاد یک سامانه sinistral transpressional و چرخش چپ‌گرد در امتداد رشته کوه البرز شده است. در تحقیقات گوناگونی سعی بر آن بوده است که نبود ریشه (مربوط به جرم جبران هم‌ایستایی) توضیح داده شود. برای مثال گسست و همکاران (۲۰۰۷) چین‌خوردگی ساده را پیشنهاد کردند که موجب بالا آمدن البرز و فرورفتگی حوزه جنوبی خزر شده است.

رجایی و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از تابع گیرنده، ضخامت پوسته را حدود ۴۶-۴۸ کیلومتر در جنوب البرز، ۵۵ کیلومتر در مرکز و در شمال آن ۴۴ کیلومتر به دست آوردند. این نتایج که به وضوح با نتایج بررسی های قبلی تفاوت دارد، نشان دهنده وجود ریشه در زیر البرز است. در تحقیقات دیگری نیز نتایج مشابهی به دست آمد (عباسی و همکاران، ۲۰۱۰). متولی عنبران و همکاران (۲۰۱۳) با مدل سازی سه بعدی و همزمان داده های گرانی، ژئوئید و توپوگرافی، مقداری حدود ۵۵-۵۰ کیلومتر را محاسبه کردند. همچنین ژیمنمانت و همکاران (۲۰۱۲) نیز مقادیری در بازه ۴۸-۵۶ را برای ضخامت پوسته در رشته کوه های البرز محاسبه کردند.

۳.۳. حوزه جنوبی خزر و ناحیه های اطراف

حوزه جنوبی خزر از دریای خزر شروع و به سمت خشکی (شمال البرز) کشیده می شود و تا آذربایجان شرقی و غربی در غرب و ترکمنستان در شرق ادامه دارد. این ناحیه از شمال به آپشرون-بالکان، در جنوب و جنوب غربی به رشته کوه های البرز و تالش و در شرق به صفحه توران محدود شده است. ضخامت لایه رسوبی در بعضی نقاط این منطقه به ۲۰-۲۵ کیلومتر می رسد. رسوبات کواترنری-پلیژن دارای ضخامت ۱۰ کیلومتر هستند که از فرسایش کوه های اطراف از جمله البرز، کپه داغ و صفحه روسیه حاصل شده اند (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۱ و منابع آنها). ناپ و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از بازتاب لرزه ای عمیق، لایه رسوبی ضخیمی حدود ۲۸-۲۶ کیلومتر و پوسته بلورین به ضخامت ۱۰ کیلومتر برای این منطقه به دست آوردند و با توجه به سرعت زیاد امواج، پوسته را اقیانوسی در نظر گرفتند.

۳.۴. کپه داغ

منطقه کپه داغ که نام آن از بلندترین ساختار زمین شناسی منطقه یعنی رشته کوه کپه داغ گرفته شده است، در شرق دریای خزر و شمال شرق ایران و جنوب صفحه توران

واقع شده است. ناحیه چین خورده کپه داغ، قسمتی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا است که در شمال شرق ایران و روی حاشیه جنوب غربی پوسته قاره ای توران قرار دارد و در محل برخورد صفحه ایران با صفحه توران واقع شده است (بربریان ۱۹۸۱؛ روگوژین ۱۹۹۵). این ناحیه از شمال با گسل اصلی کپه داغ از صفحه توران جدا می شود (چالنگو ۱۹۷۵). میزان همگرایی در این منطقه حدود ۶/۵ میلی متر در سال است (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴).

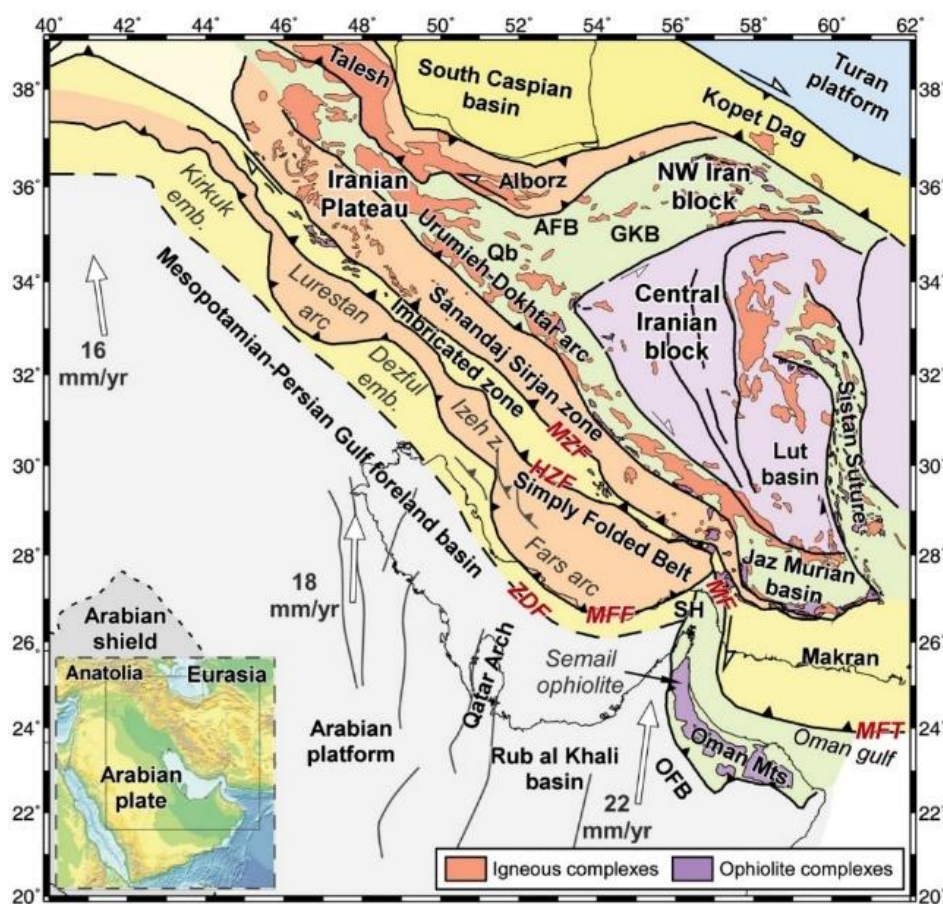
دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) ضخامت پوسته در این ناحیه را بین ۳۷ الی ۴۶ کیلومتر گزارش کرده اند. با توجه به تحقیق آنها، تعادل هم ایستایی در منطقه برقرار است. نوروزی و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از تحلیل تابع های گیرنده، ضخامت پوسته ۴۴ الی ۵۰ کیلومتر را برای ناحیه هزار مسجد کپه داغ محاسبه کردند. متولی عنبران و همکاران (۲۰۱۱) ضخامت پوسته ۴۸ کیلومتر را در کپه داغ به دست آوردند و با بررسی تغییرات سنگ کره در منطقه، شاهی بر وجود فرو رانش فعال مشاهده نکردند. آنها همچنین از وجود ریشه خیلی کوچک اما قابل مشاهده در کوه های کپه داغ خبر دادند. محمدی و همکاران (۲۰۱۲) تغییرات عمق موهو را در منطقه کپه داغ با استفاده از تحلیل تابع انتقال گیرنده امواج دور لرز بررسی کردند و میانگین عمق موهو را برای این منطقه ۴۵ کیلومتر برآورد کردند که دارای تغییرات ۴۰ تا ۴۹/۵ کیلومتری است و موهوی عمیق تر را در زیر منطقه جنوبی و پوسته به نسبت نازکی در زیر منطقه مرکزی بیان کردند.

۳.۵. ایران مرکزی

زون ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و عمده ای است که به شکل مثلث در مرکز ایران قرار دارد (شکل ۱) و محل قدیمی ترین پوسته قاره ای ایران است (درویش زاده، ۱۳۷۰). این ناحیه از شمال به رشته کوه های البرز و کپه داغ، از غرب به زون سهندج-سیرجان و از

جنوب به زون مکران محدود است که در شرق به ارتفاعات شرق ایران می‌رسد. تحقیقات GPS (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) 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).

صفحهٔ اوراسیا به واسطهٔ وجود زون زمین درز سیستم که در اثر فرو رانش نئوتتیس به زیر بلوک هلمند ایجاد شده است، به دو بلوک لوت به سمت غرب و بلوک هلمند به سمت شرق، جدا می شود (سنگر و همکاران، ۱۹۸۸، بایرن و همکاران، ۱۹۹۲ و بربریان و یتس، ۲۰۰۰). نیل فروشان و همکاران (۲۰۰۳) و ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) براساس اندازه گیری های صورت گرفته با GPS نشان دادند که فلات ایران مرکزی نسبت به صفحهٔ اوراسیا با سرعت 13 ± 2 میلی متر در سال به سمت



شکل ۱. ناحیه ایران مرکزی از شمال به رشته‌کوه‌های البرز و کپه‌داغ، از غرب به زون سنندج-سیرجان و از جنوب به زون مکران محدود است و در شرق به ارتفاعات شرق ایران می‌رسد.

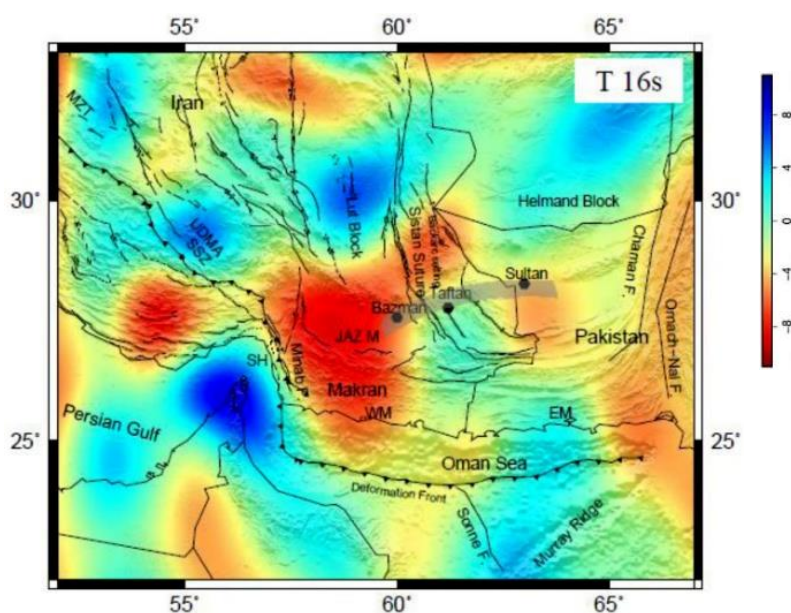
۳.۶. مکران

زون مکران واقع در جنوب شرق ایران (جنوب گودال جازموریان و شمال دریای عمان) و جنوب پاکستان با طول ۱۰۰۰ کیلومتر و با راستای شرقی-غربی (فرهودی و کاریگ، ۱۹۷۷) تشکیل دهنده بخشی از مرز صفحه‌ای اوراسیا-عربستان است؛ از نظر زمین‌شناسی سن و جنس دو قسمت موجود در ایران و پاکستان مشابه هستند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). دو جنبه، این زون برافزایشی (Accretion) را خاص و جالب توجه کرده است: مورد اول رسوبات ضخیم است که روی پوسته اقیانوسی قرار گرفته است و دیگری زاویه شیب فروانش بسیار کم آن است.

حوزه خلیج عمان حوزه اقیانوسی کوچکی باقی مانده از اقیانوس بزرگ نئوتتیس است و در اثر برخورد صفحه عربستان به اوراسیا و همگرایی آنها اندازه آن کوچک شده است (اوچویی و همکاران، ۲۰۰۲). در این زون پوسته اقیانوسی صفحه عربستان (در دریای عمان) با شیب به سوی شمال و با زاویه خیلی کم در حال فروانش به زیر صفحه اوراسیا است. نیازی و همکاران (۱۹۸۰) به جای فروانشی با شیب ۱ درجه که وایت و کلیت گورد (۱۹۷۶) برای مکران غربی پیشنهاد کرده

بودند، فروانشی با شیب ۳ درجه را به دست آوردند. شادمنام و همکاران (۲۰۱۱) فروانشی با زاویه تقریبی ۸ درجه را در مکران شرقی پیشنهاد دادند.

آتش فشان‌های خطی (بزمان-تفتان-سلطان) در مکران، بین کویر لوت و گودال جازموریان قرار دارند و خود نشانی از فروانش در منطقه هستند. گسل میناب در حکم لبه شرقی تنگه هرمز، نشانگر مرز بین پوسته قاره‌ای صفحه عربستان در غرب و پوسته اقیانوسی دریای عمان در شرق است (وایت و راس، ۱۹۷۹). تباین بین رسوبات دریای عمان در منطقه مقابل پیش‌دگرشکلی و پوسته قاره‌ای فرورونده در شکل ۲ به خوبی با مرز بین منطقه کم سرعت و پُرسرعت دیده می‌شود. عبدالعبدال و همکاران (۲۰۱۴) روشن ساختند که وجود بی‌هنجاری کم سرعت در پیوند با پوسته ضخیم با سنگ گره گرم است که روی صفحه فرورونده عربی قرار گرفته و نسبت به اسلب قاره‌ای گفته شده قدیمی‌تر، چگال‌تر و گرم‌تر است. وجود ناحیه کم سرعت دلالت بر حرکت صفحه عربستان به زیر صفحه ایران مرکزی و همین‌طور حرکت پوسته نازک‌تر به زیر منشور افزایشی مکران دارد (شادمنام و همکاران، ۲۰۱۱؛ یمینی فرد و هاتزفلد، ۲۰۰۸).



شکل ۲. توموگرافی امواج ریلی برای دوره زمانی ۱۶ ثانیه. (برگرفته از عبدالعبدال و همکاران، ۲۰۱۴)

پوسته‌های قاره‌ای و اقیانوسی و حتی گسل‌های بزرگ نیز در نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده قابل مشاهده هستند. به بیانی دیگر، بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی هم‌ایستایی ممکن است حتی در نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده منطقه‌هایی که به تعادل هم‌ایستایی کامل رسیده‌اند هم وجود داشته باشد.

نکته قابل توجه اینکه در محاسبه تصحیح هم‌ایستایی برای داده‌های گرانی باید ابتدا یکی از مدل‌های هم‌ایستایی را انتخاب کرد که این موجب ایجاد دو نارسایی عمده در محاسبات می‌شود. یکی نوع مدل انتخابی (پرات_هایفرت، ایری_هیسکانن و مانند آن) و دیگری پارامترهایی که به صورت برآوردی در آن قرار می‌گیرد. مثلاً در مدل ایری-هیسکانن (مدل مورد استفاده در تحقیق حاضر)، باید تباین چگالی بین پوسته و گوشته فوقانی، عمق سطح جبران، چگالی میانگین پوسته و چگالی گوشته فوقانی به صورت تقریبی برای محاسبه ریشه/ضد ریشه در نظر گرفته شود.

سیمپسون و همکاران (۱۹۸۶) نقشه هم‌ایستایی باقی‌مانده را برای ایالات متحد رسم کردند و به دسته‌بندی اثر عوارض طبیعی و زمین‌شناسی گوناگون در نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده برحسب طول موج بی‌هنجاری، پرداختند. آنها با بررسی طیف طول موج بی‌هنجاری‌های هم‌ایستایی روشن ساختند که انتخاب مدل‌های متفاوت (ایری_هیسکانن یا پرات_هایفرت و مانند آن)، مقدار تباین چگالی (که مثلاً برای پوسته قاره‌ای و اقیانوسی اعدادی متفاوت‌اند) و حتی عمق سطح جبران تأثیراتی با طول موج بیش از چند هزار کیلومتر خواهند داشت، چراکه این پارامترها در نزدیکی عمق موهو وجود دارند. باید توجه داشت که طول موج در اینجا به اندازه کوچک‌ترین بُعد از یک بی‌هنجاری در یک کنتور دوبعدی اطلاق می‌شود و اساساً دارای رابطه معکوس با عمق بی‌هنجاری است. آنها همچنین بی‌هنجاری‌های هم‌ایستایی باقی‌مانده را براساس طول موج دسته‌بندی کرده‌اند بطوری که اثرات مربوط به

شادمانمن و همکاران (۲۰۱۱) ضخامت پوسته را در زیر عمان برابر ۲۵-۳۰ کیلومتر به دست آوردند و با حرکت به سمت کمان آتش‌فشانی، این ضخامت افزایش می‌یابد. عمق موهو تا ۴۸-۵۰ کیلومتر در زیر کمربند آتش‌فشانی تفتان و بزمان می‌رسد؛ یعنی جایی که صفحه فرورونده دچار خمش می‌شود. در مکران شرقی با حرکت به سمت کمان آتش‌فشانی، عمق موهو به ۴۰ کیلومتر می‌رسد. در نقشه عمق موهو حاصل از تحقیق آنها، گسل میناب محل جدایی پوسته قاره‌ای ضخیم زاگرس و پوسته اقیانوسی نازک مکران است.

۴. بحث و بررسی نتایج

بررسی اثر هم‌ایستایی به صورت تاریخی به دو بخش عمده تقسیم شده است: الف) فهم هرچه بهتر سازوکار هم‌ایستایی، بود یا نبود تعادل در نقاط گوناگون زمین و در کل هر آنچه به جنبه فیزیکی مسئله بازمی‌گردد. (کارنر و واتس ۱۹۸۲). ب) بررسی کارایی نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده با استفاده از بی‌هنجاری‌هایی که اثر توپوگرافی از آنها کم شده است و در نتیجه تغییرات عرضی چگالی در عمق‌های متفاوت را بهتر نشان می‌دهند. واژه باقی‌مانده در واقع در اینجا در برابر بی‌هنجاری هم‌ایستایی منطقه‌ای به کار گرفته شده است که برابر است با اثر گرانی جرم جبران یا در واقع مقدار عددی تصحیح هم‌ایستایی (برای مثال در مدل ایری-هیسکانن اثر این جرم جبران برابر است با گرانی ناشی از تباین چگالی ریشه/ضد ریشه با محیط اطراف یعنی گوشته فوقانی). تفسیر کیفی بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده می‌تواند در شناسایی عوارض و پدیده‌های زمین‌شناسی بزرگ مقیاس مورد استفاده قرار گیرد.

درواقع در رویکرد دوم از این واقعیت بهره گرفته می‌شود که هر بی‌هنجاری‌ای که در نقشه هم‌ایستایی باقی‌مانده وجود داشته باشد به معنی بود یا نبود تعادل هم‌ایستایی نیست بلکه عوارض طبیعی از جمله فرورانش، بالآمدگی در اثر برخورد قاره-قاره، مرز صفحه

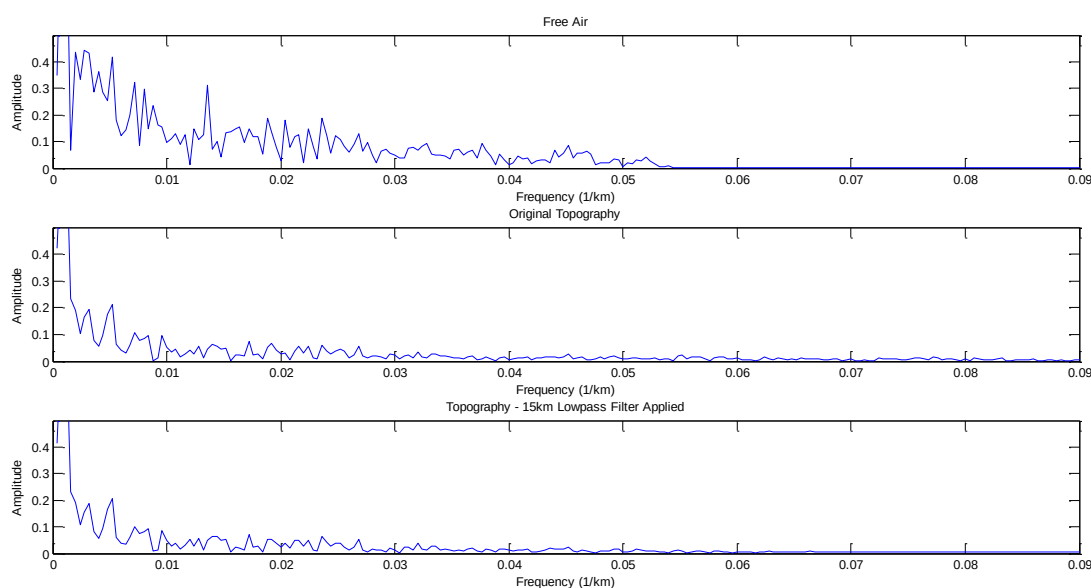
سنگ گره بین طول موج‌های ۱۰۰ کیلومتر تا ۷۰۰ کیلومتر قرار می‌گیرد (برای جزئیات بیشتر به سیمپسون و همکاران ۱۹۸۶ مراجعه شود). این در حالی است که اثر تباین چگالی‌های گوناگون (معمولاً بین ۰/۳ تا ۰/۵ کیلوگرم بر مترمکعب) طول موج‌های بسیار بلندتری آشکار می‌سازند. باید توجه داشت که تعادل هم‌ایستایی در یک منطقه ممکن است به صورت محلی و یا منطقه‌ای در یک ناحیه وجود داشته باشد، به علاوه خواص کشسانی پوسته نیز در به تعادل رساندن آن نقش دارد. در نتیجه در نظر گرفتن یک مدل ساده، مانند ایری-هیسکانن در واقع ساده‌سازی مسئله است. با این حال این موضوع از اعتبار تفسیر کیفی نقشه هم‌ایستایی باقی‌مانده نمی‌کاهد.

داده‌های مورد استفاده در محاسبه نقشه بی‌هنجاری گرانی بوگه، از روش‌های گوناگونی (مانند، زمینی، هوایی، ماهواره و نظیر آن) به دست آمده است و به خاطر تفاوت در طول بازه‌های نمونه برداری، داده‌های بی‌هنجاری هوای آزاد نسبت به داده‌های توپوگرافی طول موج‌های بیشتری دارند. این محتوی با طول موج کوتاه در توپوگرافی سبب ایجاد نوفه‌ای با طول موجی

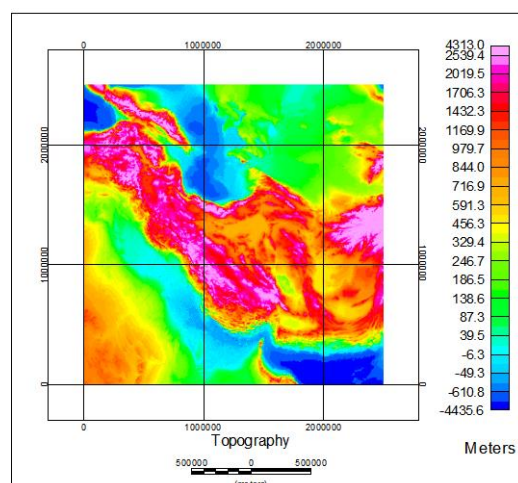
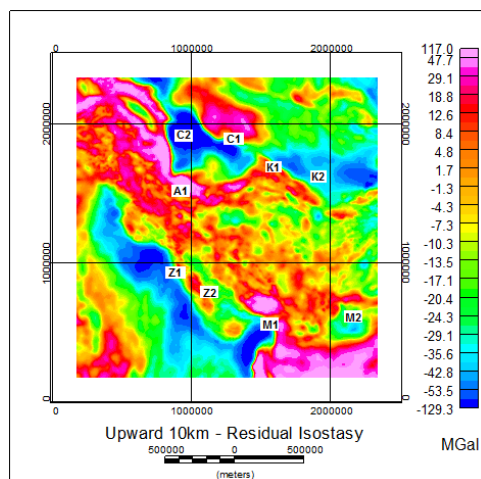
(در حد چندصد متر) بسیار کوتاه می‌شود. در نتیجه برای رفع این مشکل ابتدا باید یک فیلتر پایین‌گذر ۱۵ کیلومتر به داده‌های توپوگرافی اعمال شود. شکل ۳ محتوی بسامد داده‌های توپوگرافی را قبل و بعد از فیلتر و هوای آزاد را در طول یک نیم‌رخ نشان می‌دهد.

بعد از اعمال این فیلتر روی داده‌های توپوگرافی نقشه آن رسم شد که در شکل ۴ مشاهده می‌شود. سپس از نقشه توپوگرافی به دست آمده به همراه نقشه بی‌هنجاری هوای آزاد (شکل ۵) و با استفاده از روش معرفی شده در این تحقیق، نقشه بی‌هنجاری بوگه کامل محاسبه شد که در شکل ۶ قابل مشاهده است.

همان‌طور که در نیم‌رخ مربوط به بی‌هنجاری هوای آزاد دیده می‌شود محتوی بسامدی داده‌ها تا مقادیر حدود ۰/۰۶ موجودند، در حالی که در نیم‌رخ مربوط به داده‌های توپوگرافی، محتوی بسامدی داده‌ها در مقادیر بالاتر از ۰/۰۶ نیز وجود دارند. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود با اعمال فیلتر پایین‌گذر ۱۵ کیلومتر روی نیم‌رخ توپوگرافی، محتوی بسامدی این نیم‌رخ برای مقادیر بیشتر از ۰/۰۶ حذف شده است.

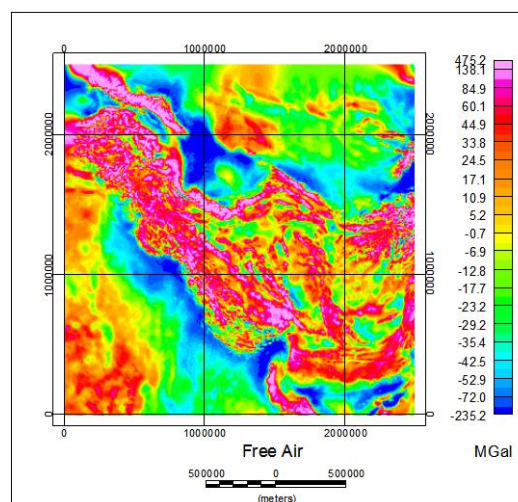


شکل ۳. مقایسه محتوی بسامد داده‌های توپوگرافی (قبل و بعد از فیلتر پایین‌گذر ۱۵ کیلومتر) و هوای آزاد در طول یک نیم‌رخ



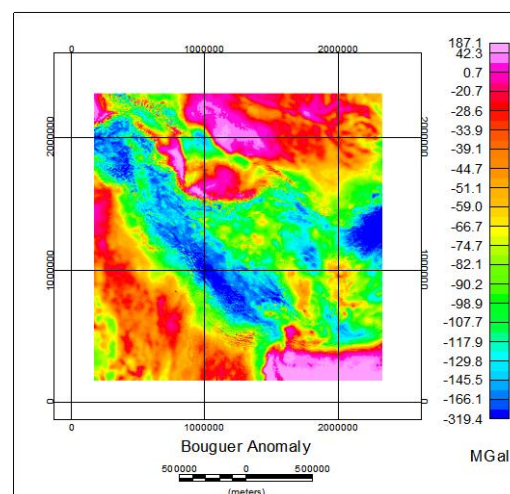
شکل ۴. نقشهٔ توپوگرافی به‌دست‌آمده بعد از اعمال فیلتر پایین‌گذر ۱۵ کیلومتر روی داده‌های توپوگرافی ماهواره‌ای فلات ایران

شکل ۷. نقشهٔ بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده به‌همراه فراسویی به اندازهٔ ۱۰ کیلومتر و علامت‌هایی که بیانگر: Z1: زون زمین‌درز بیتلیس - زاگرس، Z2: گسل اصلی معکوس زاگرس، A1: بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده مثبت در البرز، C1: جفت بی‌هنجاری مثبت و منفی موجود در خزر، C2: بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده منفی بزرگ در خزر، M1: محل برخورد پوستهٔ قاره‌ای عربستان با پوستهٔ اقیانوسی عمان، M2: بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده منفی مکران، K1: محل برخورد دو پوستهٔ قاره‌ای اوراسیا و ایران، K2: صفحهٔ چگال توران.



شکل ۵. نقشهٔ بی‌هنجاری هوای آزاد ایران

به‌منظور محاسبهٔ نقشهٔ بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده، نقشهٔ بی‌هنجاری هم‌ایستایی با فرض‌های سطح جبران ۳۰ کیلومتر و تباین چگالی ریشه/ضد ریشه ۰/۳ کیلوگرم بر متر مکعب در نظر گرفته شده‌اند. حال آنکه در محاسبهٔ ریشه در پوسته‌های قاره‌ای، مقدار تباین چگالی پوسته و گوشتهٔ فوقانی قطعاً بیشتر از پوسته‌های اقیانوسی است؛ چراکه پوستهٔ اقیانوسی چگال‌تر است. به‌علاوه این موضوع در دریا و محاسبهٔ ضد ریشه هم وجود دارد. باین‌حال این تفاوت‌ها، منجر به ایجاد تغییراتی با طول موج بسیار بلند (بیش از هزار کیلومتر) و همچنین دامنه‌ای در بازهٔ منهای ۱۰ تا ۱۰ میلی‌گال می‌شود که در مقیاس عوارض زمین‌شناسی که اینجا مدنظر هستند، مقداری قابل چشم‌پوشی است. همچنین پس از محاسبهٔ بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده به داده‌ها فیلتر ادامهٔ فرا سو ۱۰ کیلومتر اعمال شده است تا اثرات نوفه حذف شود. نتیجه در شکل ۷ نشان داده شده است.



شکل ۶. نقشهٔ بی‌هنجاری بوگه تهیه شده برای فلات ایران

۱.۴. زاگرس

الف) با توجه به شکل ۷، رشته کوه‌های زاگرس با تقریب خوبی به تعادل هم‌ایستایی رسیده‌اند. به طوری که در ارومیه-دختر و زون سندج-سیرجان، نقشه حاصل، اندازه بزرگی بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی مانده را کمتر از ده میلی گال نشان می‌دهد. ب) جفت‌های بی‌هنجاری مثبت و منفی در نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی مانده نشان‌دهنده زون زمین‌درز بیتلیس-زاگرس‌اند (سیمپسون و همکاران، ۱۹۸۶). زون زمین‌درز بیتلیس-زاگرس از مرز خشکی و خلیج فارس در جنوب غربی زاگرس آغاز می‌شود و به سمت غرب، ادامه پیدا می‌کند. در آناتولیای شرقی این زون زمین‌درز مرز میان صفحه عربی و صفحه آناتولیا را تشکیل می‌دهد و تا دریای مدیترانه، در جنوب ترکیه ادامه پیدا می‌کند. در شکل ۷، این مرز در جنوب زاگرس مشخص شده و روی نقشه با Z1 نشان داده شده است. ج) همچنین گسل اصلی معکوس زاگرس نیز با جفت مثبت منفی Z2 در شکل ۷ مشخص شده است که در واقع مرز صفحه عربی و صفحه ایران است.

۲.۴. البرز

الف) همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، وجود تعادل هم‌ایستایی در رشته کوه‌های البرز مورد بحث بوده است (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۳). برطبق شکل ۷ به نظر می‌رسد که تعادل تا حدی به دست آمده است و با مقدار تقریبی ۵۰ کیلومتر ضخامت پوسته خوانایی دارد. ب) وجود بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی مانده مثبت در البرز (A1) می‌تواند چند علت اصلی داشته باشد: ۱) تعادل هم‌ایستایی به طور کامل ایجاد نشده است و در نتیجه مقدار تصحیح هم‌ایستایی که برای توپوگرافی نسبی ۳ تا ۵ کیلومتر اعمال شده در عمل بیش از اندازه بوده است. ۲) اگر فرضیه چین خوردگی ساده را در نظر بگیریم، با فرض اینکه چگالی با عمق افزایش پیدا کند، در اثر چین خوردگی سنگ‌هایی با چگالی زیاد در کنار سنگ‌هایی با چگالی کم قرار گرفته‌اند که این می‌تواند بخشی از آن بی‌هنجاری مثبت را توضیح دهد. ۳) منطقه البرز و حوزه جنوبی خزر

لرزه خیزی زیادی دارد (انگدال و همکاران، ۲۰۰۶). لرزه خیزی زیاد معمولاً همراه با حضور بی‌هنجاری‌های گرانی مثبت‌اند که این مورد نیز می‌تواند توضیح‌دهنده بی‌هنجاری مثبت قابل مشاهده باشد.

۳.۴. خزر و ناحیه‌های اطراف

الف) شاید مهم‌ترین اثر قابل توجه در دریای خزر وجود جفت بی‌هنجاری مثبت و منفی (C1) در شکل ۷ است که نشان‌دهنده مرز صفحه ایران و صفحه اوراسیا است. همچنین این مرز محل وقوع فرورانش صفحه خزر به زیر صفحه اوراسیا است (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۳). هرچند به نظر می‌رسد به علت اینکه هنوز مدت زیادی از شروع فرورانش نگذشته، باینکه مرز دو پوسته اقیانوسی و قاره‌ای به خوبی قابل مشاهده است اما بی‌هنجاری منفی‌ای که معمولاً در اثر فرورانش در نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی مانده دیده می‌شود، در این مورد قابل مشاهده نیست (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۱؛ شارکوف و همکاران، ۲۰۱۵).

ب) همان‌طور که در شکل ۷، C2 مشخص است، حوزه خزر جنوبی دارای بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی مانده منفی بزرگی است که بخشی از آن ممکن است به علت تباین چگالی منفی حاصل از لایه ضخیم رسوبات ۱۵-۲۰ کیلومتر باشد (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۱). اما، علت اصلی این کمینه بی‌هنجاری، احتمالاً کمبود جرم‌های سنگی زیرین است که در نتیجه جریان رو به پایین بخش سنگ گره (Antiplume) در گوشته رخ می‌دهد. این حرکت رو به پایین، علت اصلی بوجود آمدن فرورفتگی بیش از حد کف دریا است. این پدیده همچنین در دریای سیاه نیز، که همراه با دریای خزر هر دو از بقایای کوچکی از اقیانوس تیتیس هستند، مشاهده می‌شود (شارکوف و همکاران، ۲۰۱۵).

۴.۴. مکران

الف) M1 در شکل ۷ نشان‌دهنده یک جفت مثبت-منفی بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی مانده است که محل برخورد

اعمال تصحیح هم‌ایستایی روی نقشه بی‌هنجاری بوگه، نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده برای فلات ایران به‌دست آمد. با بررسی نتایج به‌دست آمده از نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده، عوارض و پدیده‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی زیر مورد بررسی و شناسایی قرار گرفت:

الف) حوزه مکران، از جمله عوارض بزرگ مقیاس موجود در ایران است. ای حوزه، زون فروورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی است و در نقشه حاصل از این تحقیق با بی‌هنجاری منفی قابل رؤیت است. این تأیید‌کننده نفوذ سنگ‌گِره کم‌چگال به گوشته فوقانی چگال‌تر است. در همین حوزه و در تنگه هرمز، یعنی محل برخورد پوسته قاره‌ای عربستان با پوسته اقیانوسی عمان، شاهد یک جفت بی‌هنجاری مثبت-منفی هستیم که درواقع نشان‌دهنده گذر از پوسته قاره‌ای کم‌چگال به پوسته اقیانوسی چگال‌تر است.

ب) روی نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده و در حوزه زاگرس، زون زمین‌درز بیتلیس-زاگرس و همچنین گسل اصلی زاگرس یا محل برخورد صفحه عربستان با صفحه ایران، به وضوح قابل مشاهده است. همچنین با توجه به نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده، مشاهده می‌شود که رشته‌کوه‌های زاگرس با تقریب خوبی به تعادل هم‌ایستایی رسیده‌اند.

ج) در منطقه کپه‌داغ شاهد یک جفت بی‌هنجاری مثبت-منفی هستیم که نشان‌دهنده محل برخورد دو پوسته قاره‌ای به یکدیگر است. با حرکت به سمت توران، مقدار بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده کاهش می‌یابد و این بیان‌گر ضخیم‌تر و قدیمی‌تر بودن صفحه توران و افزایش ضخامت سنگ‌گِره آن است.

پ) وجود بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده مثبت در البرز ممکن است چند علت اصلی داشته باشد: ۱) تعادل هم‌ایستایی به‌طور کامل ایجاد نشده است. ۲) اگر فرضیه چین‌خوردگی ساده را در نظر بگیریم، در اثر چین‌خوردگی سنگ‌هایی با چگالی زیاد در کنار سنگ‌هایی با چگالی کم قرار گرفته‌اند که می‌تواند

پوسته قاره‌ای عربستان با پوسته اقیانوسی عمان را مشخص می‌کند. علت بروز این جفت مثبت-منفی تباین چگالی بین پوسته‌های قاره‌ای و اقیانوسی است و محل برخورد، بر مرکز خط واصل بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی منطبق است. این تباین چگالی با نتایج به‌دست آمده از توموگرافی امواج ریلی عبد اعتدال و همکاران (۲۰۱۴) هم‌خوانی دارد.

ب) M2 در زون فروورانش مکران در شکل ۷ نشان‌دهنده بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده منفی است. بخش عمده این بی‌هنجاری منفی در پیوند با دو پدیده زمین‌شناسی است: ۱) فروورانش صفحه اقیانوسی عمان به زیر صفحه اوراسیا که باعث ورود سنگ‌گِره کم‌چگال به گوشته فوقانی چگال‌تر می‌شود و خود ایجاد تباین چگالی منفی و در نتیجه بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده منفی می‌کند ۲) طبق تحقیقات ملیک و شارما (۱۹۹۹) وجود بالاآمدگی در یک ناحیه منجر به بروز بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده منفی می‌شود؛ حال آنکه به سبب فروورانش موجود در مکران، یک بالاآمدگی در این زون رخ می‌دهد که خود سبب ایجاد بی‌هنجاری هم‌ایستایی منفی می‌شود.

۴.۵. کپه‌داغ

الف) گسل اصلی کپه‌داغ در محل برخورد دو پوسته قاره‌ای اوراسیا و ایران به یکدیگر واقع است که جفت بی‌هنجاری مثبت-منفی K1 در شکل ۷ محل آن را به خوبی نشان می‌دهد. ب) به علت چگال‌تر و قدیمی‌تر بودن صفحه توران، و همچنین ضخیم‌شدگی سنگ‌گِره در این ناحیه، بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده منفی (K2) در شکل ۷ مشاهده می‌شود. ضخیم‌شدگی باعث نفوذ سنگ‌گِره کم‌چگال به داخل سست‌گِره می‌شود که در نتیجه بی‌هنجاری منفی هم‌ایستایی باقی‌مانده تولید می‌کند.

۵. نتیجه‌گیری

ابتدا نقشه بی‌هنجاری بوگه کامل رسم شد و سپس با

بخشی از این بی‌هنجاری مثبت را توضیح دهد. ۳) منطقه البرز و حوزه جنوبی خزر لرزه‌خیزی زیادی دارد و لرزه‌خیزی زیاد معمولاً همراه با حضور بی‌هنجاری‌های گرانی مثبت است که این مورد نیز می‌تواند توضیح‌دهنده بی‌هنجاری مثبت مشاهده‌شده باشد.

ت) جفت بی‌هنجاری مثبت و منفی در حوزه خزر جنوبی نشان‌دهنده مرز صفحه ایران و اوراسیا است که این مرز محل وقوع فرورائش صفحه خزر به زیر صفحه اوراسیا است. بخش عمده بی‌هنجاری هم‌ایستایی باقی‌مانده منفی احتمالاً ناشی از کمبود جرم‌های سنگی زیرین است که در نتیجه جریان رو به پایین بخش سنگ‌کره در گوشته رخ می‌دهد و بخش دیگر در پیوند با تباین چگالی منفی حاصل از لایه ضخیم رسوبات

(۲۰-۱۵ کیلومتر) است.

تشکر و قدردانی

نگارندگان از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که بخشی از هزینه‌های این تحقیق را از محل طرح پژوهشی به شماره ۳۰۲۵۰/۰۱/۰۴ تأمین کرده است، کمال تشکر را دارند.

مراجع

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰، زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر.

متقی، خ.، ۱۳۹۰، مطالعه ساختار لیتو سفر قاره‌ای در ناحیه برخوردی شمال شرق ایران. پایان‌نامه دکتری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله تهران.

- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld, D., & Priestley, K. 2010. Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran). *Journal of Geodynamics*, 49(2), 68-78.
- Abdetedal, 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.
- Al-Lazki, A. I., Seber, D., Sandvol, E., Turkelli, N., Mohamad, R. and Barazangi, M., 2003, Tomographic Pn velocity and anisotropy structure beneath the Anatolian plateau (eastern Turkey) and the surrounding regions. *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8043.
- Angus, 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(3), 1335-1346
- Banerjee, P., 1998, Gravity measurements and terrain corrections using a digital terrain model in the NW Himalaya. *Computers & Geosciences*, 24(10), 1009-1020.
- Berberian, M. and Yeats, R. S., 2000, Pattern of historical earthquake rupture in the Iranian plateau, *B. Seismol. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Berberian, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran: Zagros-Hindukush-Himalaya geodynamic evolution Gupta, H. K. and Delany, F. M. (eds), *Am. Geophys. Union and Geol. Soc. Am., Geodyn.*, 3, 33-69.
- Blais, J. A. R. and Ferland, R., 1984, Optimization in gravimetric terrain corrections, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 505-515.

- Byrne, D. E., Sykes, A. R. and Davis, D. M., 1992, Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 97, 449-478.
- Dehghani, G. and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrb., Geol. Palaeontol. Abh.*, 168, 215-229.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophysical Journal International*, 167(2), 761-778.
- Farhoudi, G. and Karig, D. E., 1977, Makran of Iran and Pakistan as an active arc system, *Geology*, 5, 664-668.
- Fullea, J., Fernandez, M. and Zeyen, H., 2008, FA2BOUG—A FORTRAN 90 code to compute Bouguer gravity anomalies from gridded free air anomalies: application to the Atlantic-Mediterranean transition zone, *Comput. Geosci.*, 34, 1665-1681, doi:10.1016/j.cageo.2008.02.018
- Guest, B., Guest, A. and Axen, G., 2007, Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: a case for simple crustal folding, *Global Planet. Change*, 58(1-4), 435-453, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.02.014.
- Hammer, S., 1939, Terrain corrections for gravimeter stations, *Geophysics*, 4(3), 184-194.
- Jiménez-Munt, 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), *Geophys. J. Int.*, 190, 1311-1324.
- Karner, G. D. and Watts, A. B., 1982, On isostasy

- at Atlantic-type continental margins, doi: 10.1029/JB087iB04p02923
- 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. Pet. Geol.*, 21(8), 1073-1081, doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.04.002.
- LaFehr, T. R., 1991, An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction, *Geophysics*, 56, 1178-1184.
- Maggi, A. and Priestley, K., 2005, Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 160, 1068-1080
- Mallick, K. and Sharma, K. K., 1999, A finite element method for computation of the regional gravity anomaly, *Geophysics*, 64, 461-469.
- Mohammadi, E., Sodoudi, F., Sadidkhouy, A. and Gheitanchi, M. R., 2012, Moho depth and VP/VS variations in the Kope Dag region from analysis of teleseismic receiver functions, *Journal of the Earth & Space Physics*, 37(4), 1-12.
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2005, Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off? *Terra Nova*, 17, 1-6.
- 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.
- Motavalli-Anbaran, S. H., Zeyen, H. and Jamasb, A., 2016, 3D crustal and lithospheric model of the Arabia-Eurasia collision zone. *J. of Asian Earth Sciences*, 122, 158-167.
- 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), TC5012, doi:10.1029/2011TC002934
- Niazi, M., Shimamura, H. and Matsu'ura, M., 1980, Microearthquakes and crustal Sstructure of the Makran Coast of Iran, *Geophys. Res.Lett.*, 7, 297-300.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F. and Ashtiani, A., 2003, GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *Journal of Geodesy*, 77(7-8), pp.411-422.
- Nowell, D. A. G., 1999, Gravity terrain corrections-an overview, *Journal of Applied Geophysics*, 42, 117-134.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Péquegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 330, 5-18, doi:10.1144/SP330.2.
- Priestley, K., McKenzie, D., Barron, J., Tatar, M. and Debayle, E., 2012, The Zagros core: deformation of the continental lithospheric mantle, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q11014, doi:10.1029/2012GC004435.
- Radjaee, A. H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. and Hatzfeld, D., 2010, Variation of Moho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran, *Geophys. J. Int.*, 181(1), 173-184, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04518.x.
- Ritz, J.-F., Nazari, H. B., 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, doi:10.1130/G22319.1
- Rogozhin, E. A., 1995, Tectonic position and geologic manifestations of the Ashkhabad earthquake, *Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences*.
- 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.
- Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A. and Ustaomer, T., 1988, Origin and assembly of the Tethysideorogenic collage at the expens of Gondwana Land, in: *Gondwana and Tethys*, edited by: Audley Charles, M. G. and Flallam, A., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 37, 119-181.
- Sengör, A. M. C., Özeren, S., Genc, T. and Zor, E., 2003, East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 8045.
- Shad Manaman, N. M., Shomali, Z. H. and Koyi, H., 2011, New constraints on upper-mantle Svelocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned wave form inversion, *Geophys. J. Int.*, 184, 247-267.
- Sharkov, E., Lebedev, V., Chugaev, A., Zabarinskaya, L., Rodnikov, A., Sergeeva, N. and Safonova, I., 2015, The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt, *Geology, volcanism and neotectonics*, *Geoscience Frontiers*, in press.
- Simpson, R. W., Jachens, R. C., Blakely, R. J. and Saltus, R. W., 1986, A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of isostatic residual anomalies, *Journal of Geophysical Research*, 91(B8), 8348-8372.
- Tchalenko, J. S., 1975, Seismicity and structure of Kopet Dag (Iran, U.S.S.R.), *Phil. Trans. Roy. Soc., Lond.*, 278(1275), 1-28.
- Uchupi, E., Swift, S. A. and Ross, D. A., 2002, Tectonic geomorphology of the Gulf of Oman Basin, in *Clift, P. D., Gaedicke, C., Koon, D.*

- and Craig, J. (eds.), Tectonic and Climate Evolution of the Arabian Sea Region., Geol. Soc. London, Special Publication, 195, 37-69.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R. 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.
- 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 Ross., D. A., 1979, Tectonics of the western Gulf of Oman, *J. Geophys. Res.-Sol. Ea.*, 84, 3479-3489, doi:10.1029/JB084iB07p03479.
- White, R. S. and Klitgord, K., 1976, Sediment deformation and plate tectonics in the Gulf of Oman, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 32, 199-209.
- Yamini-Fard, F. and Hatzfeld, D., 2008, Seismic structure beneath Zagros-Makran transition zone (Iran) from teleseismic study: seismological evidence for understanding and buckling of the Arabian plate beneath central Iran, *JSEE*, 10(1), 11-24.

Isostasy of Iranian Plateau

Motavalli-Anbaran, H.^{1*}, Entezar Saadat, V.² and Jamasb, A.²

1. Assistant Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

2. M.Sc. Student, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 22 Aug 2015, Accepted: 31 Jan 2016)

Summary

Using global free air gravity and topography data, first we have calculated a Bouguer Anomaly (BA) map for Iranian plateau and then computed the residual isostasy anomaly map under the Airy-Heiskanen assumption. The term residual is used as to reflect the assumption of local isostatic compensation in contrast to a regional isostatic compensation. The value with which the gravity effect of the compensation mass (the root/anti-root in the Airy model) is calculated are chosen under careful considerations as to produce reliable results. The resulting residual isostasy map is then used to qualitatively interpret the isostatic highs and lows corresponding to crustal/lithospheric features of the Iranian plateau. The study area is a complex region as a result of its still active tectonics which is mostly driven by the continent-continent collision of the Arabian and Eurasian plates. The five most important tectonic settings in Iran are Zagros Mountains, an active belt formed as the result of the collision extending from south-west Iran along the Persian Gulf; Alborz Mountains, a young belt with an average topography of 3-5 km extending nearly in east-west direction, Makran, in south-east Iran, north of the Iran-Arabian plate boundary where an active subduction is taking place; Caspian Sea, with an oceanic crust covered with an average 15-20 km sediment layer at the Iran-Eurasia plate boundaries and Kopeh-Dagh mountains, an uplifted region as a consequence of converging continental plates. Our results indicate that the Zagros Mountains have reached an isostatic equilibrium but the scenario is slightly different for the Alborz chain. It seems that the isostatic equilibrium is not fully reached in the Alborz due to the observation of a continuous isostatic high (positive) anomaly which extends to north-west Iran, however, it may also be partly caused by a simple folding. In the southern Caspian region, there is an enormous isostatic low (negative), for the cause of which we have considered two possible reasons. First, the effect of the sediment layer on the gravity signal due to its negative density contrast. Second, we considered the deficiency in the rock mass at the base of the lithosphere due to an anti-plume or the downward flow of the lithospheric materials towards the mantle which may also explain the high depth of the southern Caspian Basin. Subduction zones are usually characterized with negative isostatic anomalies, but in the case of the subduction of the oceanic lithosphere of the Caspian under the continental crust of the Eurasia, there is no apparent negative isostatic anomaly in our map. We believe that this is probably due to the fact that the subduction is still young while in order to observe a negative effect on the residual isostasy anomaly map, the subducting slab must be in a deep position, in other words, be of older age. The subduction of the Makran, on the other hand, has caused a negative isostatic residual anomaly. This low anomaly is also partly due to the uplift of the Makran area. A high-low (positive-negative) residual isostasy anomaly pairs corresponds to suture zones. An example of which is seen for the Zagros-Bitlis suture zone which marks the continental collision of the Arabian-Eurasian plates. Our map also shows a negative residual isostatic anomaly in the Kopeh-Dagh Mountains, which we interpret as the uplift caused by the convergence of the Iranian and Eurasian plates. It must be noted that every high/low residual isostatic anomaly may not be interpreted as isostatically over/under compensated areas. on the contrary, it could be and usually is related to a geological feature of lithosphere/mantle scale.

Key words: Isostasy, Iranian plateau, Bouguer anomaly map, Isostatic equilibrium

*Corresponding author:

motavalli@ut.ac.ir