

## تعیین ضخامت کشسان سنگ کره در رشته کوه زاگرس با استفاده از تابع ادمیتنس

سمیرا قلعه نویی<sup>۱\*</sup> و وحید ابراهیم زاده اردستانی<sup>۲</sup>

۱. دانشجوی دکتری، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۲. استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۹۹/۶/۱۹، پذیرش نهایی: ۹۹/۱۱/۵)

### چکیده

ویژگی‌های زمین‌شناختی و ژئودینامیکی پیچیده منطقه کوه‌زایی زاگرس محققان بسیاری را در دهه‌های اخیر متوجه خود ساخته است. با وجود پژوهش‌های صورت‌گرفته، همواره نیاز به مطالعات بیشتر در رابطه با ساختار سنگ کره و پوسته در منطقه زاگرس با توجه به پیشینه زمین‌شناسی این منطقه احساس می‌شود. لذا این تحقیق بر آن است تا به بررسی ساختار رئولوژیکی سنگ کره با استفاده از تابع طیفی ادمیتنس بین بی‌هنجاری‌های هوای آزاد گرانی و توپوگرافی و نیز روش واهمامیخت بار و در نتیجه به تعیین ضخامت کشسان (TE) سنگ کره، که پارامتری مهم در سنجش میزان مقاومت آن نسبت به تغییر شکل و بارهای اعمالی بوده و مقیاسی از میزان تعادل ایزوستازی در منطقه است، بپردازد. در این پژوهش برای نخستین بار از داده‌های برداشت زمینی با دقت ۵ میلی‌گال استفاده شده است. از آنجایی که استفاده از داده‌های زمینی به‌عنوان ورودی در روش مذکور برای نخستین بار صورت می‌گیرد، ابتدا صحت و دقت روش در بازگردانی پارامتر مجهول با تحلیل مصنوعی مورد بررسی قرار گرفته و بعد از تأیید دقت روش، از آن به‌منظور تعیین ضخامت کشسان در منطقه مذکور استفاده خواهد شد. با بررسی نتایج حاصل در منطقه مورد بررسی، این نتیجه دریافت شد که مقاومت سنگ کره در منطقه به بارهای اعمالی، کم و روبه‌متوسط بوده که این نتیجه با فعالیت‌های لرزه‌خیزی و سایر پژوهش‌های ژئوفیزیکی صورت‌گرفته در منطقه همخوانی دارد. مقدار متوسط ضخامت کشسان تخمین زده شده برابر با  $37 \pm 2$  کیلومتر محاسبه شده است. بیشترین مقدار ضخامت کشسان در بخش جنوب غربی بلوک ایران مرکز برابر با ۶۵ کیلومتر و کمینه مقدار آن در منطقه زاگرس با مقداری در حدود ۱۵ کیلومتر به‌دست آمده است.

واژه‌های کلیدی: زاگرس، ضخامت کشسان، سنگ کره، گرانی‌سنجی، ادمیتنس، واهمامیخت بار.

### ۱. مقدمه

کافی نیستند؛ لذا پیشنهاد دادند که بارهای داخلی یا استرس‌های دینامیک علاوه بر بار توپوگرافی برای توجیه بی‌هنجاری گرانی مشاهده شده مورد نیاز است. اخیراً، سائورا و همکاران (۲۰۱۵) بخشی از پیش‌بوم زاگرس را مدل‌سازی کرده و به این نتیجه رسیدند که بار زیرسطحی اضافه‌ای نیز برای خمش مشاهده شده باید در نظر گرفته شود. پرستلی و همکاران (۲۰۱۲) بر مبنای توموگرافی موج سطحی، سنگ کره ضخیمی را به تصویر کشیدند که به‌وضوح با توپوگرافی مرتفع و پوسته ضخیم زاگرس (پائول و همکاران، ۲۰۱۰؛ شادمان و همکاران، ۲۰۱۱) همخوانی دارد. برپایه مدل‌سازی ترکیبی توپوگرافی و ارتفاع ژئوئید، تخمینی از ضخامت سنگ کره توسط خیمز-مونت و همکاران (۲۰۱۲) پیشنهاد شده است. این تحلیل اخیراً با قیدهای اضافی حاصل از توموگرافی موج

برپایه نتایج ارائه شده توسط مولنار و لئونشن (۱۹۸۸) و واتس (۲۰۰۱) داده‌های گرانی‌سنجی منبع کاملی از اطلاعات در رابطه با بارهای زیر سطحی را فراهم می‌کنند. در مقایسه با سیگنال گرانشی که از تعادل ایزوستازی منطقه‌ای مربوط به توپوگرافی انتظار می‌رود، اندازه‌گیری گرانش حاصل از منطقه زاگرس کمبود جرم را بر بخش جلویی (foreland) و اضافه جرم را بر سمت لبه نشان می‌دهد (خیمز-مونت و همکاران، ۲۰۱۲؛ شنایدر و برازنگی، ۱۹۸۶). این الگو که در حالت حمایت خمشی (Flexural support) توپوگرافی انتظار می‌رود، برای زاگرس نخستین بار توسط شنایدر و برازنگی (۱۹۸۶) گزارش شده است. آنها داده‌های گرانش در دسترس در آن زمان را مدل‌سازی کرده و به این نتیجه رسیدند که توپوگرافی زاگرس برای توضیح بی‌هنجاری‌های گرانشی

چگالی درونی (اصولاً تباین چگالی جبران بر موهو در نظر گرفته می‌شود) بی‌هنجاری گرانشی را ایجاد می‌کند. بنابراین با مقایسه ادمیتنس ( $admittance$ ) یا کوهرنس ( $coherence$ ) مشاهده شده و پیش‌بینی شده، که توابع انتقال بین بی‌هنجاری گرانی و توپوگرافی هستند، ضخامت کشسان و همچنین استحکام خمشی تعیین خواهد شد. این مقایسه با روش‌های طیفی وارون صورت می‌گیرد.

دو رهیافت اصلی که با استفاده از آنها می‌توان پارامتر  $Te$  را تخمین زد، روش‌های مستقیم و وارون می‌باشند (واتس، ۲۰۰۱). در مدل‌سازی مستقیم،  $Te$  بر مبنای اصل آزمون و خطا با در نظر گرفتن فرضیاتی در رابطه با ساختار بار مشخص (برای مثال، حوزه‌های رسوبی و دریایی) تعیین می‌شود.  $Te$  قاره‌ای عموماً به‌طور غیرمستقیم با استفاده از تحلیل‌های طیفی (ادمیتنس یا کوهرنس) بین داده توپوگرافی و گرانش به‌خصوص در حالتی که مقاومت سنگ‌کره مشخص نباشد، محاسبه می‌شود. به دلیل همبستگی بین  $Te$  و ضخامت سنگ‌کره، نقشه  $Te$  قاره‌ای می‌تواند در به‌دست‌آوردن درک بهتری از خواص مکانیکی سنگ‌کره و همچنین تغییرات جانبی در ساختار سنگ‌کره مورد استفاده قرار گیرند. به علاوه، از آنجایی که  $Te$  به‌طور مستقیم به مقاومت سنگ‌کره وابسته است، از این پارامتر عموماً به‌منظور فهم ارتباط بین سبک‌های تکتونیکی و رئولوژی سنگ‌کره (lithospheric rheology) در ساخت‌های تکتونیکی متفاوت مورد استفاده قرار می‌گیرد.

با وجود مطالعات گسترده، که بر ساختار پوسته در حوضه برخورد زاگرس متمرکز شده است و منجر به قیود قابل توجهی بر ضخامت پوسته آن شده‌اند (برای مثال افسری و همکاران، ۲۰۱۱؛ دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴؛ هتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳؛ پائول و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۱۰؛ اشناپدر و برازنگی، ۱۹۸۶) دانش زیادی در مورد ضخامت کشسان سنگ‌کره با تفکیک‌پذیری بالا در دسترس نیست. از آنجایی که این پارامتر نشانگر ژئودینامیک و مقاومت سنگ‌کره می‌باشد، حائز اهمیت

حجمی و مدل‌سازی پترولوژی (تونینی و همکاران، ۲۰۱۴) افزوده شده است. این نویسندگان شواهدی برای تغییرات جانبی ترکیب گوشته سنگ‌کره یافتند که پیشنهاددهنده تغییرات در نیروی شناوری سنگ‌کره می‌باشد. استرس‌های دینامیک و استاتیک نیز می‌توانند بر توپوگرافی و خمش حوزه پیش‌بوم اثر بگذارند که از جمله این تغییرات می‌توان به فرورانش سنگ‌کره صفحه عربستان و تفکیک صفحات (برد، ۱۹۷۸) و لایه‌برداری محتمل از سنگ‌کره ضخیم (هاتزفلد و مولنار، ۲۰۱۰) اشاره کرد، که همگی از جمله موضوعات مرتبط و مورد بحث در رابطه با مقاومت مکانیکی سنگ‌کره هستند. جبران کمبود وزن زیر پیش‌بوم و اضافه وزن توپوگرافی مستلزم این است که سنگ‌کره قاره‌ای استحکام خمشی ای داشته باشد، که غالباً با ضخامت کشسان مؤثر ( $Effective\ elastic\ thickness$ ) کمی می‌شود (برو و دیامنت، ۱۹۹۶). این فاکتور به‌طور چشم‌گیری می‌تواند با تغییر ساختار گرمایی و ترکیب سنگ‌کره تغییر کند (جکسون و همکاران، ۲۰۰۸a؛ واتس و برو، ۲۰۰۳).

در مطالعات ایزوستازی خمشی ( $flexural\ isostasy$ ) توپوگرافی و گرانش مشاهده شده با مدل‌های تئوری مقایسه می‌شود و چندین پارامتر مرتبط با سنگ‌کره تخمین زده می‌شوند. در ساده‌ترین مدل، صفحه تحت بار سطحی خمیده می‌شود که بزرگی خمش حاصل با پارامتر  $Te$  کنترل می‌شود. اگر صفحه هیچ استحکامی نداشته باشد ( $Te=0$ )، ممکن است بار سطحی در تعادل هیدرواستاتیک جبران شود، که از این حالت به‌عنوان ایزوستازی منطقه‌ای ( $local\ isostasy$ ) یاد شده و با مدل‌هایی همچون آیری-هیسکانن یا پرات-هایتفورد (واتس، ۲۰۰۱) توصیف می‌شوند. در مورد ایزوستازی خمشی یا منطقه‌ای، با افزایش استحکام خمشی ( $flexural\ rigidity$ )، بار اعمال شده توسط استرس‌های درون صفحه جبران شده و صفحه کمتر خمیده می‌شود (واتس، ۲۰۰۱). با خمیده شدن سنگ‌کره، رابط‌های زیر سطحی ( $internal\ interfaces$ ) نیز خمیده شده و این آشفتگی‌های تباین

می‌باشد.

دوم به زمین‌شناسی منطقه موردنظر و پیشینه تحقیقاتی در منطقه می‌پردازیم. روش‌شناسی در بخش سوم و صحت‌سنجی روش موردنظر با استفاده از بررسی مدل‌های مصنوعی در بخش چهارم صورت گرفته است. بعد از تأیید دقت روش، در فصل پنجم به مطالعه موردی و داده‌های واقعی می‌پردازیم. نتایج حاصل از پژوهش پیشرو در بخش ششم جمع‌بندی و نتیجه‌گیری صورت می‌گیرد.

## ۲. زمین‌شناسی منطقه موردبررسی

رشته کوه زاگرس بخش میانی رشته کوه آلپ-همالیا بوده و در فصل مشترک دو قاره اوراسیا و گندوانا در جنوب و جنوب غرب فلات ایران واقع شده است. این کوهزاد در نتیجه بسته شدن اقیانوس تئوتیس و برخورد صفحات عربستان و اوراسیا تشکیل شده است و می‌توان از آن به‌عنوان یکی از فعال‌ترین کمربندهای کوه‌زایی اشاره کرد که از گسل آناطولی در ترکیه تا گسل میناب در جنوب ایران امتداد دارد (علوی، ۱۹۹۴). در نتیجه برخورد قاره‌ای و رویدادهای کوه‌زایی پس از آن، واحدهای سنگی و روند نهشته شدن رسوبات تغییر یافته و در نتیجه آن، واحدهای ساختمانی متفاوتی در منطقه ایجاد شده است. بر اساس ویژگی‌های مورفوتکتونیک، منطقه زاگرس به زیر بخش‌های مختلفی تقسیم می‌شود که این زیر بخش‌ها در شکل ۱ نشان داده شده‌اند.

بر مبنای مطالعات GPS، حدود نیمی از نرخ همگرایی اوراسیا-عربستان (تقریباً ۱۰ میلی‌متر در سال) با کوتاه‌شدگی در رشته کوه زاگرس همراه شده است و مبدل به جزئی از چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی امتداد لغز در رسوبات و ضخیم‌شدگی پوسته شده است (هتزلد و همکاران، ۲۰۰۳؛ پائول و همکاران، ۲۰۰۶). رشته کوه زاگرس تغییر شکل‌های پیچیده‌ای را متحمل شده است که مربوط به دوره‌های تکنونیک متفاوتی بوده‌اند. بنابراین، زیر تقسیم‌های تکنونیک موازی متفاوتی درون حوضه برخورد زاگرس ایجاد شده‌اند. این تقسیمات به ترتیب از جنوب غرب به شمال شرق عبارت‌اند از:

در ادامه، از تبدیل موجک پیوسته (Continuous Wavelet Transform) (CWT) (کیربی و اسوین، ۲۰۰۴، ۲۰۰۸، ۲۰۱۱؛ کیربی، ۲۰۰۵) برای تخمین ادیتمتس طیفی و در نتیجه برای به تصویر کشیدن تغییرات مکانی  $T_e$  استفاده می‌کنیم. CWT امکان محاسبه طیف قدرت (power spectrum) را در هر نقطه از شبکه داده فراهم می‌کند (کیربی، ۲۰۰۵). در نتیجه تخمین ادیتمتس ایزوستاتیک در هر گره از شبکه داده و در نتیجه محاسبه تغییرات مکانی پارامتر  $T_e$  با مقایسه با مدل‌های تئوری امکان‌پذیر خواهد بود.

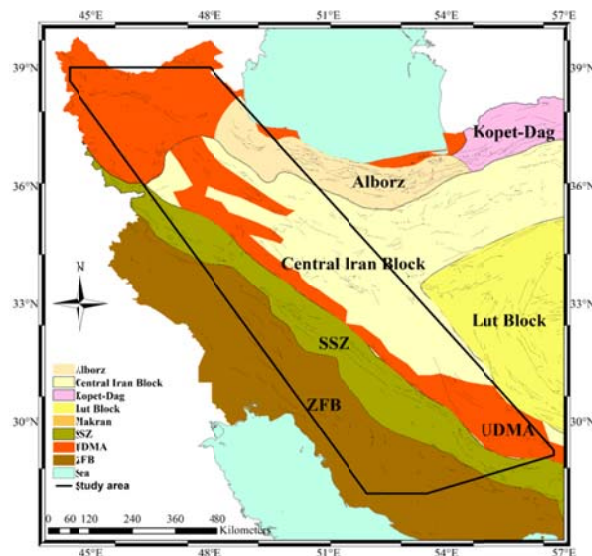
هدف از مطالعه پیشرو، برای نخستین بار، اعمال روش واهمامیخت بار بر تابع ادیتمتس بین داده گرانس و توپوگرافی به منظور تخمین پارامتر  $T_e$  با محاسبات با تفکیک‌پذیری بالا و مقیاس کوچک با استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی برداشت زمین می‌باشد. در سال‌های اخیر سه مطالعه ژئوفیزیکی در زمینه تعیین ضخامت کشسان سنگ کره برای ایران در مقیاس داده‌های ماهواره‌ای منتشر شده است. از جمله این مطالعات می‌توان به عباس‌زاده و همکاران (۲۰۱۳) اشاره کرد که با اعمال ادیتمتس بین داده گرانی و توپوگرافی ماهواره‌ای و مقایسه نتایج با داده‌های برداشت زمین تنها در دو پروفیل در کل ایران اقدام به تعیین ضخامت کشسان سنگ کره در پنجره‌های ده‌گانه پرداخته است. زمانی و همکاران (۲۰۱۴) با اعمال روش واهمامیخت بار (load deconvolution) بر تابع طیفی کوه‌رنس بین داده‌های گرانس و توپوگرافی ماهواره‌ای به تعیین  $T_e$  در کل ایران پرداخته است. اخیراً اسحاق و همکاران (۲۰۲۰) با ترکیب مدل‌های ایزوستازی و ژئودزی با داده‌های گرانی هوای آزاد به تعیین این پارامتر در ایران و مناطق همسایه پرداخته است که در بخش‌های بعدی به تفصیل نتایج حاصل از این مقالات با مطالعه پیشرو مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.

مطالعه پیشرو به بخش‌های زیر تقسیم می‌شود: در بخش

کمریند چین و گسل خورده زاگرس (ZFB)، حوضه دگرگونی سنندج-سیرجان (SSZ) و مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA). ZFB به عنوان حوضه به لحاظ لرزه‌ای فعال و جوان رشته‌کوه زاگرس شناخته می‌شود و با گسل اصلی زاگرس (MZT) از SSZ جدا شده است. فرورانش صفحه نئوتیس و ماگماتیسیم مربوط به آن به عنوان عامل مؤثر برای ایجاد ساختار دگرگونی و تکتنو-ماگمایی SSZ و نیز مهاجرت فعالیت ماگمایی از SSZ به UDMA شناخته می‌شود (موتارو و همکاران، ۲۰۱۲). UDMA کمان آتشفشانی از نوع آند است که شامل سنگ‌های ماگمایی از اواخر ژوراسیک تا کواترنری بوده و مرز جنوبی ایران مرکزی را شکل می‌دهد.

کمریند چین و گسل خورده زاگرس در جنوب غربی کوه‌زایی واقع شده و شامل دو زیر پهنه زاگرس چین‌خورده و زاگرس مرتفع می‌باشد (استاکلین، ۱۹۶۸) که با روند شمال غربی-جنوب شرقی یکی از جوان‌ترین و جنبان‌ترین پهنه‌های برخورد قاره‌ای بر کره زمین می‌باشد. این کمریند مرزی فعال به دلیل همگرایی مداوم صفحه عربستان در جنوب غرب و خرد صفحه ایران مرکزی در شمال شرق به وجود آمده است (بربریان، ۱۹۹۵) این همگرایی منجر به کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی در طول

رسیده است. بلوک ایران مرکز نیز یک محدوده مثل شکل بین کمان ماگمایی ارومیه-دختر و رشته‌کوه البرز است (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸). بر اساس آنچه توسط جکسون و همکاران (۱۹۹۵) گزارش شده است، حوضه ایران مرکز یک حوضه در حال فرونشست می‌باشد که به دلیل نبود فعالیت‌های لرزه‌ای در آن، یک بلوک سخت در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۱. ایالت‌های لرزه‌خیزی ایران و منطقه مورد بررسی (تعیین شده در کادر مشکی) نشانه‌های اختصاری عبارت‌اند از ZFB: کمریند چین و گسل خورده زاگرس؛ SSZ: پهنه سنندج-سیرجان UDMA: کمان ماگمایی ارومیه-دختر.

## ۳. روش شناسی

ضخامت کُشسان سنگ کره مقیاسی مناسب از استحکام خمشی آن است که نشان دهنده میزان مقاومت سنگ کره در مقابل بار اعمالی می باشد. این دو پارامتر با معادله زیر به هم مرتبط می شوند:

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (1)$$

که در آن ثوابت E و  $\nu$  به ترتیب مدول یانگ و نسبت پواسون هستند (جدول ۱) (واتس، ۲۰۰۱). در ادامه به بررسی روش مبتنی بر تابع ادمیتنس بین داده هوای آزاد گرانی و توپوگرافی به منظور تعیین این پارامتر مهم می پردازیم.

جدول ۱. مقادیر مورد استفاده در مدل سازی مصنوعی و مدل سازی داده های واقعی. مقادیر مورد استفاده برای چگالی و عمق لایه های مختلف پوسته و نیز چگالی موهو برداشت شده از مدل جهانی CRUST 1.0 ارائه شده توسط (لاسک و همکاران، ۲۰۱۳) می باشد.

ثوابت	مقدار	واحد
مدول یانگ E	۱۰۰	GPa
ثابت پواسون $\nu$	۰/۲۵	
چگالی پوسته پایینی	۲۷۴۰	$kgm^{-3}$
عمق تا بیس پوسته پایینی	۱۵/۳	km
چگالی پوسته میانی	۲۸۳۰	$kgm^{-3}$
عمق تا بیس پوسته میانی	۳۳/۲۲	km
چگالی پوسته پایینی	۲۹۲۰	$kgm^{-3}$
عمق تا بیس پوسته پایینی	۴۴/۳۱	km
چگالی متوسط موهو	۳۳۰۰	$kgm^{-3}$

تبدیل موجک دو بعدی (کیربی، ۲۰۰۵) تخمین هایی را برای هر دو تابع ادمیتنس منطقه ای (در هر نقطه از شبکه داده) و کلی (برای کل منطقه داده) فراهم می کند (کیربی و اسوین، ۲۰۰۴). تابع ادمیتنس با در نظر گرفتن شبکه ای منظم و کامل از بی هنجاری هوای آزاد g و توپوگرافی h و محاسبه کردن تبدیل موجکشان، به ترتیب  $\tilde{g}$  و  $\tilde{h}$  به دست می آید. اینها توابعی از مختصات مکانی  $x$ ، آزیموت موجک مورلت دو بعدی ( $\theta$ ) و مقیاس موجک ( $s$ )

هستند. مقیاس (scale) موجک را می توان به سادگی به عدد موج فوریه معادل  $\kappa$  با رابطه  $\kappa = k_0/s$  مرتبط کرد که در آن  $k_0$  عدد موج مرکزی موجک مورلت می باشد (کیربی و اسوین، ۲۰۱۱). تبدیل موجک شبکه ها با استفاده از کانولوشن حوزه مکان در بزرگ ترین مقیاس موجک (بلندترین طول موج) به دست می آید (کیربی و اسوین، ۲۰۱۴). طیف متقابل (cross-spectra) موجک بین گرانی و توپوگرافی که حول آزیموت ها میانگین گیری شده است، از رابطه زیر به دست می آید:

$$S_{gh}^W(\kappa, x) = \langle \tilde{g}((\kappa, x, \theta)) \tilde{h}^*(\kappa, x, \theta) \rangle_\theta \quad (2)$$

همچنین، طیف خودکار (auto-spectra) توپوگرافی نیز عبارت است از

$$S_{hh}^W(\kappa, x) = \langle \tilde{h}((\kappa, x, \theta)) \tilde{h}^*(\kappa, x, \theta) \rangle_\theta \quad (3)$$

لذا ادمیتنس موجک منطقه ای عبارت است از:

$$Q(\kappa, x) = \frac{S_{gh}^W(\kappa, x)}{S_{hh}^W(\kappa, x)} \quad (4)$$

که تابعی از موقعیت و عدد موج می باشد. تعداد آزیموت ها (به عبارت دیگر تعداد موجک های مورلت تشکیل دهنده هندسه فن) توسط کیربی و اسوین (۲۰۱۴) داده شده است. ادمیتنس موجک کلی با میانگین گیری بر مختصات مکانی به دست می آید:

$$Q(\kappa, x) = \frac{\langle S_{gh}^W(\kappa, x) \rangle_x}{\langle S_{hh}^W(\kappa, x) \rangle_x} \quad (5)$$

که تنها تابعی از عدد موج می باشد.

به منظور محاسبه خطا در تابع ادمیتنس دو راه کار وجود دارد از جمله استفاده از فرمول خطای ادمیتنس تحلیلی که توسط مانک و کارترایت (۱۹۶۶) و دومین راه کار استفاده از تخمین خطا با استفاده از جکنایف (Jackknife method of error estimation) ارائه شده توسط تامسون (۱۹۹۱) می باشد.

مانک و کارترایت (۱۹۶۶) معادله ای را برای خطای استاندارد ادمیتنس به شرح زیر ارائه کردند.

$$\sigma_Q = |Q| \sqrt{\frac{1/\nu^2 - 1}{2N}} \quad (6)$$

$\sigma_Q$  خطاهای ادمیتنس مشاهده شده می‌باشد.

با در نظر گرفتن دو بار سطحی و زیرسطحی اولیه، به ترتیب  $h_i(x)$  و  $W_i(x)$ ، که بر صفحه کشسان و نازک با  $T_e$  معلوم، اعمال می‌شوند، تبدیل فوریه بی‌هنجاری هوای آزاد و توپوگرافی بعد از خمش به صورت زیر خواهد بود:

$$\begin{bmatrix} G_F \\ H_F \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mu_B & \mu_T \\ \kappa_B & \kappa_T \end{bmatrix} \begin{bmatrix} W_i \\ H_i \end{bmatrix} \quad (12)$$

که در آن حروف بزرگ نشان‌دهنده تبدیل فوریه بوده و ثابت‌های ماتریس‌ها برای مدلی با پوسته متشکل از سه لایه که بارگذاری درونی آن بر پوسته بالایی اعمال شده است محاسبه می‌شود (کیربی و اسوین، ۲۰۱۴). در نهایت با حل معادله ماتریسی فوق عبارتی برای ادمیتنس پیش‌بینی شده با شرط عدم همبستگی میان دو بار سطحی و زیرسطحی اولیه طی فرایند معرفی شده توسط کیربی و اسوین (۲۰۰۹، ۲۰۱۱) به شرح زیر به دست می‌آید:

$$Q_P = \frac{\mu_B \kappa_B f^2 + \mu_T \kappa_T}{\kappa_B^2 f^2 + \kappa_T^2} \quad (13)$$

که در آن  $f$  نرخ بارگذاری بین بارهای درونی و سطحی اولیه می‌باشد که اساساً وابسته به عدد موج است اما در پژوهش پیشرو این مقدار ثابت در نظر گرفته شده است. در مطالعه پیشرو عموماً نرخ بارگذاری  $f$  را به صورتی که توسط مک کنزی (۲۰۰۳) مطرح شد در نظر می‌گیریم:

$$F = \frac{f}{1+f} \quad (14)$$

وارون‌سازی با استفاده از مدل صفحه کشسان نازکی صورت می‌گیرد که در آن پوسته شامل سه لایه بود و بارگذاری درونی بر پوسته بالایی اعمال می‌شود. مقادیر مربوط به چگالی و عمق لایه‌های مختلف پوسته برگرفته از مدل CRUST 1.0 (لاسک و همکاران، ۲۰۱۳) می‌باشد. خطای پارامترها از منحنی‌های فاصله اطمینان ۹۵٪ (95% confidence interval) حاصل از سطوح خطای  $\chi^2$  به دست می‌آید (کیربی و اسوین، ۲۰۰۹). در پژوهش پیشرو از داده‌های گرانی‌سنجی هوای آزاد برداشت زمینی و توپوگرافی به منظور محاسبه تابع طیفی ادمیتنس و در نتیجه تخمین ضخامت کشسان سنگ کره در

که در آن  $Q$  تابع ادمیتنس،  $N$  تعداد تخمین‌های مستقل از ادمیتنس و  $\gamma^2$  تابع کوهرنس می‌باشد. در روش تبدیل موجک تابع کوهرنس منطقه‌ای (در هر نقطه از شبکه داده) از معادله زیر:

$$\gamma^2(\kappa, x) = \frac{|S_{gh}^W(\kappa, x)|^2}{S_{gg}^W(\kappa, x) S_{hh}^W(\kappa, x)} \quad (7)$$

و کوهرنس منطقه‌ای (میانگین‌گیری شده در کل منطقه مورد مطالعه) از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\gamma^2(\kappa) = \frac{|(S_{gh}^W(\kappa, x))_x|^2}{(S_{gg}^W(\kappa, x))_x (S_{hh}^W(\kappa, x))_x} \quad (8)$$

همان‌طور که توسط کیربی و اسوین (۲۰۰۹) نشان داده شده است، تابع کوهرنس بیان شده در معادلات ۶ و ۷ ممکن است با سیگنال‌های ناهماهنگی به شدت تحت تأثیر قرار گیرند که در قسمت موهومی تابع کوهرنسی (imaginary part of the coherency function) آشکار می‌شوند. لذا آنها استفاده از تابع کوهرنسی حقیقی مربع (The squared real coherency) (SRC) را پیشنهاد دادند، که در روش موجک، کوهرنسی مختلط در حالت منطقه‌ای با رابطه زیر:

$$\Gamma(\kappa, x) = \frac{S_{gh}^W(\kappa, x)}{[S_{gg}^W(\kappa, x) S_{hh}^W(\kappa, x)]^{1/2}} \quad (9)$$

و در حالت کلی با رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\Gamma(\kappa) = \frac{(S_{gh}^W(\kappa, x))_x}{[(S_{gg}^W(\kappa, x))_x (S_{hh}^W(\kappa, x))_x]^{1/2}} \quad (10)$$

وارون‌سازی ادمیتنس مشاهده شده با استفاده از الگوریتم کمترین مربعات تکراری (تارانتولا، ۱۹۸۷) با پارامترهای مدلی صورت می‌گیرد که به نحوی انتخاب می‌شوند تا به‌ازای آنها اختلاف ( $\chi^2$ ) بین مقادیر مشاهده شده و تخمین زده شده (به ترتیب  $Q_p$  و  $Q_o$ ) کمینه باشد. خطای  $\chi^2$  با رابطه زیر (پرس و همکاران، ۱۹۹۲) محاسبه می‌شود:

$$\chi^2 = \sum_{\kappa} \left( \frac{Q_o(\kappa) - Q_p(\kappa)}{\sigma_Q(\kappa)} \right)^2 \quad (11)$$

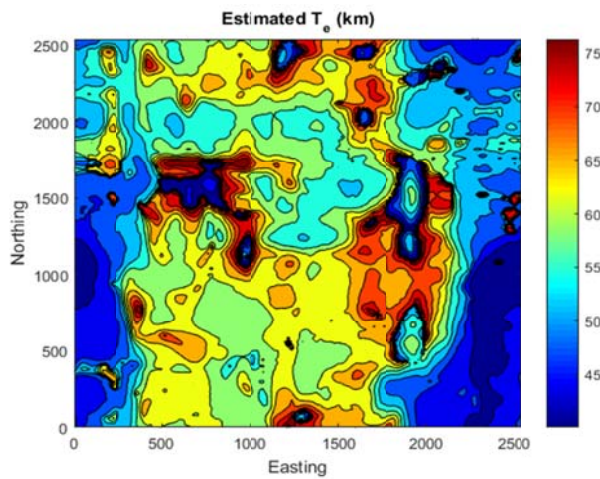
که در آن جمع‌بندی بر روی عدد موج  $k$  صورت گرفته و

منظور، ۱۰۰ مدل مصنوعی از بی‌هنجاری گرانس و توپوگرافی حاصل از فرایند خمش را ایجاد کرده و ادمیتنس را از توپوگرافی و گرانی ترکیب‌شده با استفاده از روش موجک محاسبه می‌کنیم. برای تمام سطوح مصنوعی، ما از مدل‌های فراکتالی با بعد  $2500 \times 2500$  کیلومتر حاصل از الگوریتم SpectralSynthesisFM2D ارائه‌شده توسط پیتنگن و سائوپ (۱۹۸۸) به‌عنوان بارهای سطحی و زیر سطحی اعمال‌شده بر صفحه موردنظر استفاده می‌کنیم.

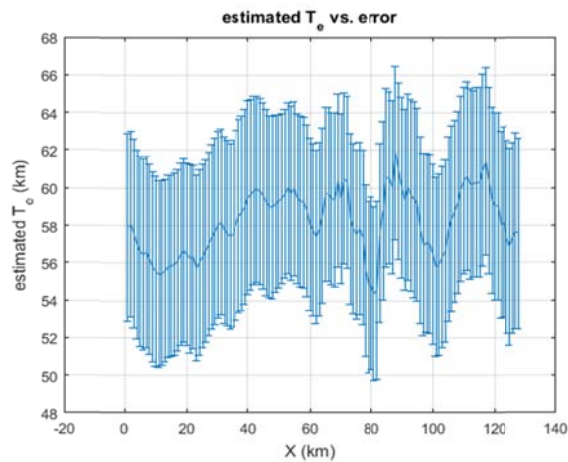
رشته‌کوه زاگرس استفاده خواهد شد که این داده‌ها به تفصیل در بخش پنجم مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

#### ۴. مدل‌سازی مصنوعی

به‌منظور بررسی تفکیک‌پذیری و دقت روش موجک، حین محاسبه ادمیتنس در حضور خمش، روش تحلیلی را بر داده‌های مصنوعی با پارامترهای معین اعمال می‌کنیم (همان‌طور که توسط ماکاریو و همکاران (۱۹۹۵) برای بررسی دقت روش کوهرنس صورت گرفته است). به این



(الف)



(ب)

**شکل ۲.** الف) توزیع  $T_e$  تخمین زده‌شده برای مدل مصنوعی با فرض مقدار اولیه ۶۰ کیلومتر برای ضخامت کشسان سنگ‌کره مصنوعی. در فرایند مدل‌سازی مصنوعی از دو سطح بار فراکتالی تصادفی به‌عنوان بارهای اعمالی بر سنگ‌کره مدل‌شده با صفحه کشسان نازک با ضخامت کشسان یکنواخت ۵۵ کیلومتر که بار درونی اعمالی بر آن بر سطح پوسته بالایی اعمال شده است. مقدار متوسط تخمین زده‌شده در این مدل‌سازی  $58 \pm 4$  کیلومتر بوده است. مقادیر مورد‌استفاده برای چگالی و عمق تا بیس لایه‌های در نظر گرفته‌شده برای مدل‌سازی مشابه مدل‌سازی داده‌های واقعی بوده و مقادیر در جدول ۱ قید شده‌اند. ب) نمایش خطای محاسباتی در تخمین ضخامت در مدل مصنوعی. مقدار خطای میانگین در تعیین ضخامت برای مدل مصنوعی با مقدار ضخامت پیش فرض ثابت و یکنواخت برابر با  $4 \pm$  کیلومتر بوده است.

سنگ کره در منطقه مورد مطالعه از روش واهمامیخت بار تابع ادمیتنس بین بی‌هنجاری هوای آزاد گرانشی و توپوگرافی استفاده شده است. بی‌هنجاری هوای آزاد گرانی (شکل ۳-الف) در مطالعه پیشرو مورد استفاده قرار گرفته است که توسط سازمان نقشه‌برداری ایران تهیه شده است که کامل‌ترین و دقیق‌ترین داده برداشت زمینی موجود در منطقه مورد نظر می‌باشد. بی‌هنجاری گرانی برداشت زمینی در شبکه ۵ درجه کماتی در ۵ درجه کماتی و با دقت پنج میلی‌گال فراهم شده است. داده‌های توپوگرافی مورد استفاده که در شکل (۳-ب) نشان داده شده‌اند از مجموعه داده جهانی TOPEX فراهم شده است (<ftp://topex.ucsd.edu/pub>). همان‌طور که در شکل ۱ نشان داده شده است منطقه مورد بررسی شامل کمربند چین و گسل خورده زاگرس، بخش‌هایی از غرب بلوک ایران مرکز و غرب رشته‌کوه زاگرس می‌شود.

الگوی تغییرات  $Te$  در منطقه مورد نظر در شکل ۴ نشان داده شده است. به منظور محاسبه  $Te$ ، روش واهمامیخت بار تابع طیفی ادمیتنس بین بی‌هنجاری گرانی هوای آزاد و توپوگرافی تحت تبدیل موجک اعمال شده است. محاسبات  $Te$  در هر نقطه از شبکه داده صورت گرفته است. بدین منظور، سنگ کره را با صفحه‌ای کشسان و نازک با پوسته‌ای سه لایه در نظر گرفته شده است که بارگذاری درونی در پوسته میانی اعمال شده است. مقادیر مربوط به عمق و چگالی لایه‌ها از مدل جهان CRUST1.0 ارائه شده توسط لاسک و همکاران (۲۰۱۳) استخراج شده است (جدول ۱). لازم به ذکر است که مقدار ارائه شده توسط پائول و همکاران (۲۰۱۰) برای ضخامت سنگ کره در منطقه مورد نظر نیز در مدل‌سازی مورد استفاده قرار گرفته است. مقدار میانگین به دست آمده برای ضخامت کشسان سنگ کره در منطقه برابر با  $2 \pm 37$  کیلومتر بوده است. شکل ۵ نیز میزان خطای محاسباتی در تعیین ضخامت کشسان سنگ کره را در منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد. میانگین

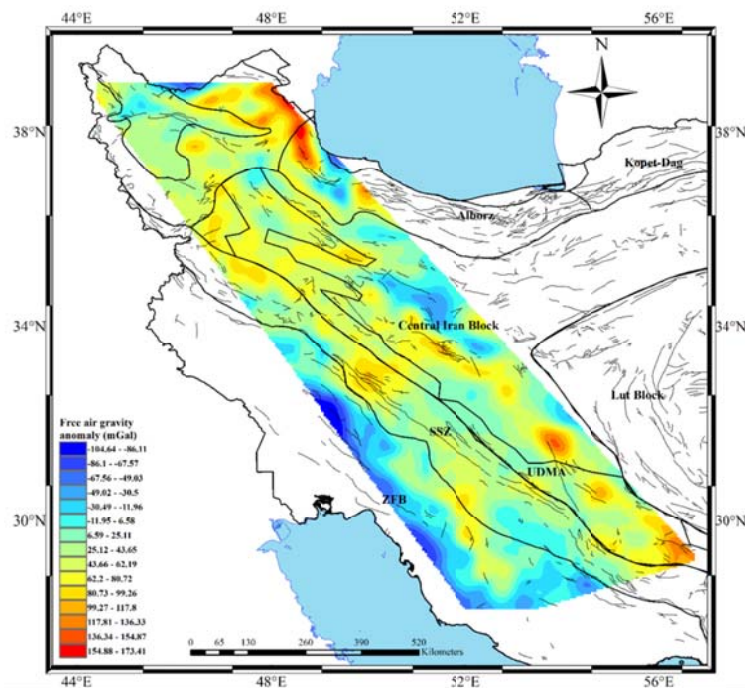
به منظور ایجاد بی‌هنجاری هوای آزاد خمشی (flexural Free-air anomaly)  $g_F(x)$  و توپوگرافی  $h_F(x)$  نخست جفت‌هایی از سطوح فراکتالی تصادفی (با بعد فراکتالی ۲/۵) ایجاد کرده و از این سطوح به عنوان بارهای اولیه اعمالی بر صفحه با  $Te$  مشخص و یکنواخت استفاده می‌شود. سپس معادلات خمش در حوزه فوریه مورد بررسی قرار گرفته (کیربی و اسوین، ۲۰۱۴) تا گرانش و توپوگرافی بعد از خمش محاسبه شوند. سپس با تبدیل فوریه وارون این مقادیر به حوزه مکان تبدیل خواهند شد. چگالی پوسته و گوشته و همچنین عمق لایه‌های متفاوت پوسته همانند آنچه که در بخش بعد برای مدل واقعی فرض شده است، از مدل CRUST 1.0 ارائه شده توسط لاسک و همکاران (۲۰۱۳) انتخاب شده‌اند. طی مدل‌سازی مصنوعی صفحه با ضخامت یکنواخت ۶۰ کیلومتر و با مقدار ثابت پارامتر  $F$  برابر با  $0.5$  ( $f=1$ ) در نظر گرفته شده است (چگالی و عمق تا بیس لایه‌های مختلف پوسته مشابه با مدل‌سازی واقعی در نظر گرفته شده و در جدول ۱ قید شده‌اند). بعد از اینکه ۱۰۰ مدل مصنوعی آماده شد، ادمیتنس مشاهده‌ای بین بی‌هنجاری گرانی و توپوگرافی مصنوعی را محاسبه کرده، مطابق آنچه که در بخش دوم شرح داده شد به محاسبه مقادیر پیش‌بینی شده پرداخته و در نهایت با فرایند کمترین مربعات، تخمین ضخامت کشسان برای دو مدل مصنوعی مفروض محاسبه می‌شود. شکل ۲-الف مقدار نهایی تخمین زده شده برای مدل با ضخامت کشسان و یکسان ۶۰ کیلومتر و شکل ۲-ب میزان خطای محاسباتی در نتیجه نهایی این مدل‌سازی را نشان می‌دهد.

##### ۵. مطالعه موردی

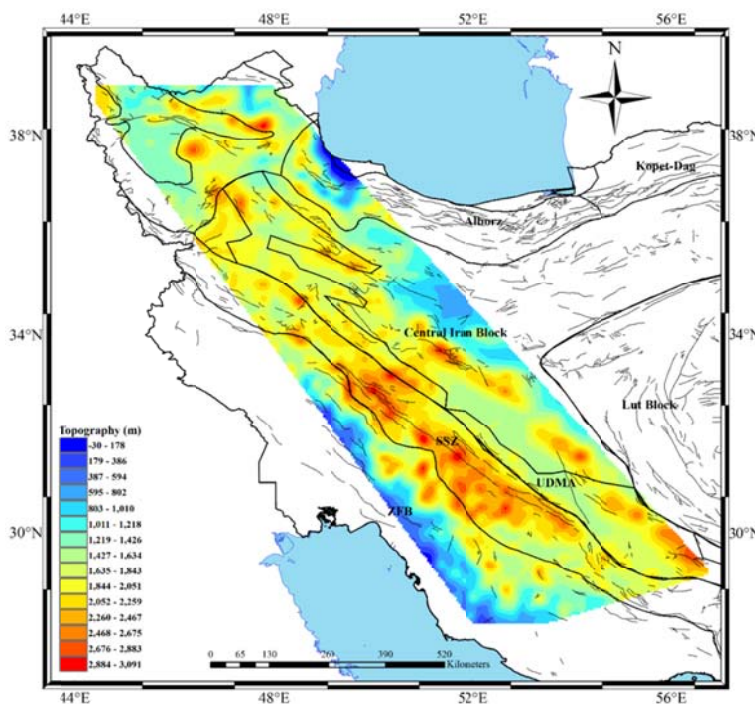
پس از صحت‌سنجی دقت روش پیشنهادی در بازیابی مقدار  $Te$  مفروض در بخش قبل در ادامه به اعمال روش بر داده‌های واقعی در منطقه زاگرس و نواحی اطراف پرداخته خواهد شد. به منظور محاسبه ضخامت کشسان



خطای محاسباتی برابر با  $\pm 2$  کیلومتر می باشد. میزان  
 خطای محاسباتی همان طور که در بخش روش شناسی به  
 تفصیل مورد بحث قرار گرفت با استفاده از روش جنایف  
 محاسبه شده است.

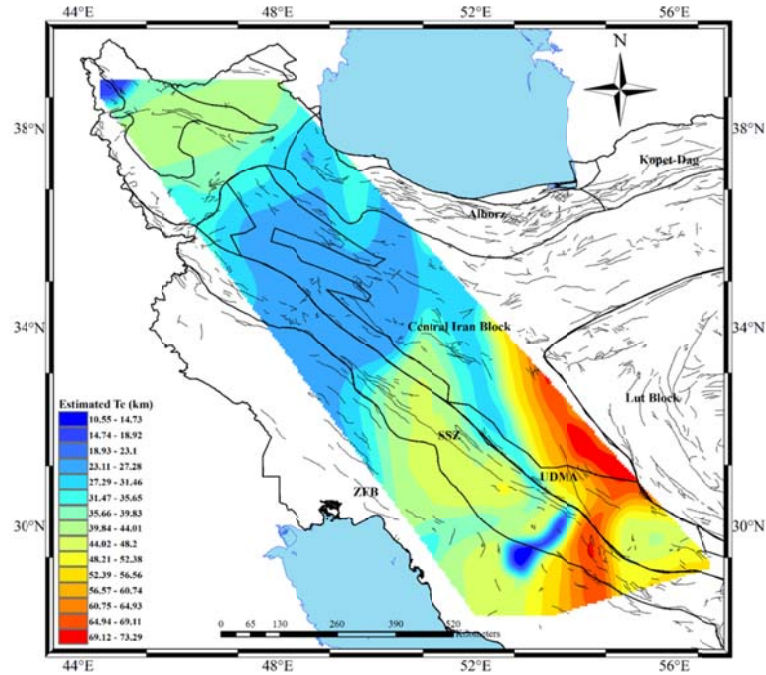


(الف)

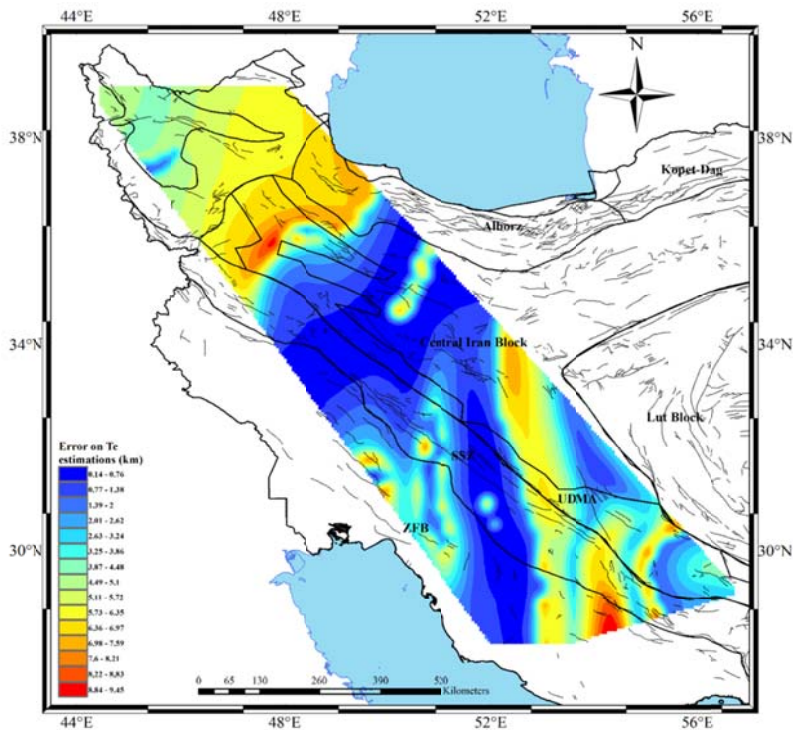


(ب)

شکل ۳. الف) بی‌هنجاری گرانی هوای آزاد زمینی دریافتی از سازمان نقشه برداری ایران که با دقت ۵ میلی گال برداشت شده است؛ ب) داده توپوگرافی مورد استفاده در مطالعه پیشرو.



شکل ۴. نقشه تغییرات ضخامت کشتسان سنگ‌کره در منطقه موردبررسی با استفاده از روش واهمامیخت بار تابع طیفی ادمینتس بین بی‌هنجاری گرانی هوای آزاد و توپوگرافی با فرض پوسته سه لایه که بارگذاری درونی بر پوسته بالایی اعمال شده است.



شکل ۵. خطای محاسباتی در تخمین ضخامت کشتسان سنگ‌کره در منطقه موردبررسی. خطای محاسباتی با استفاده از روش چکنایف که در روش‌شناسی به تفصیل مورد بررسی قرار گرفته است، محاسبه شده است. میانگین خطا برابر با  $\pm 2$  کیلومتر، کمینه خطا حدود  $\pm 0.2$  و بیشینه خطا برابر با  $\pm 9.5$  کیلومتر بوده است.

## ۶. بحث

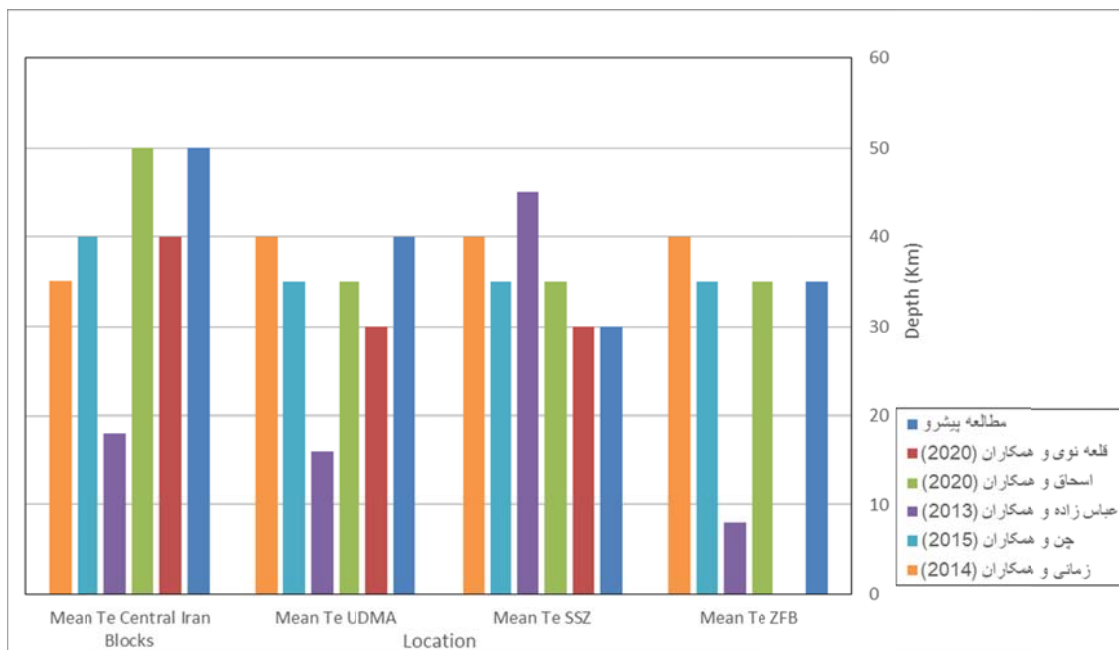
به تدریج به سمت ایران مرکز به ضخامت آن افزوده می شود که این امر با نتیجه حاصل در مورد ضخامت کشسان و تغییرات به دست آمده در منطقه مشابه همخوانی دارد. اسحاق و همکاران (۲۰۲۰) با استفاده از مدل های ایزوستازی و مدل های خمشی به تعیین Te با استفاده از داده های ماهواره ای بی هنجاری هوای آزاد پرداخته است. با توجه به مقیاس مطالعه آنها، نتیجه حاصل روند یکنواخت برای ضخامت کشسان سنگ کره زاگرس برابر با ۴۰ کیلومتر می باشد که با توجه به تفاوت مقیاس با مطالعه پیشرو، مقدار میانگین محاسبه شده در این پژوهش توافق مناسبی با نتیجه ارائه شده توسط اسحاق و همکاران (۲۰۲۰) دارد. موسوی و همکاران (۱۳۹۷) همچنین با استفاده از چهار مجموعه داده های ارتفاعی، ژئوئید، بوگه و داده های مغناطیسی به مدل سازی ژئوفیزیکی سنگ کره ایران پرداخته اند. بر اساس نتایج ارائه شده توسط موسوی و همکاران (۱۳۹۷) ضخامت پوسته پایینی در منطقه SSZ حدوداً ۶۳ کیلومتر تخمین زده شده است. همچنین موسوی و همکاران (۱۳۹۷) با استفاده از بررسی لایه همدم نازک شدگی گوشته را نیز در بخشی از حوضه SSZ را پیشنهاد داده اند که از میزان این نازک شدگی به سمت UDMA و بلوک ایران مرکز کاسته شده و به تدریج گوشته ضخامت بیشتری پیدا می کند که این نتیجه نیز از روند تخمین زده شده در مطالعه پیشرو حمایت می کند. افزایش مقاومت سنگ کره در بخش جنوبی حوضه SSZ توافق خوبی با مقدار Te تخمین زده شده طبق گزارش زمانی و همکاران (۲۰۱۴) دارد. مقدار متوسط و همچنین روند پیش بینی شده برای ضخامت کشسان سنگ کره با مقدار تعیین شده توسط زمانی و همکاران (۲۰۱۴) به طور نسبی همخوانی دارد. اگرچه تفاوت هایی در روند مقادیر وجود دارد که این تفاوت ها با توجه به استفاده از روش های وارون سازی متفاوت، استفاده از توابع طیفی، و نیز دقت داده های مورد استفاده قابل توجیه می باشند. همچنین اشنایدر و برازننگی (۱۹۸۶) و سائورا و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از پروفیل یک بعدی با روش

با توجه به نتیجه حاصل، مقدار ضخامت کشسان سنگ کره در منطقه مورد بررسی مقداری کم و روبه روبه متوسط دارد. از آنجا که ارتباط مستقیمی بین مقدار ضخامت کشسان سنگ کره و مقاومت سنگ کره در برابر بارهای اعمالی وجود دارد می توان این نتیجه گیری را استنباط کرد که سنگ کره ایران در مقابل بارهای اعمالی و تغییر شکل مقاومتی متوسط دارد. این نتیجه با زمین شناسی منطقه و مطالعات پیشین همخوانی دارد. کمینه مقدار مشاهده شده برای ضخامت کشسان در منطقه در حوضه SSZ در حدود ۱۵ کیلومتر و همچنین بخش هایی از حوضه UDMA حدود ۲۰ کیلومتر و بیشینه مقدار آن در بخش جنوب غربی بلوک ایران مرکز در حدود ۶۵ کیلومتر مشاهده شده است. کمر بند چین و گسل خورده زاگرس منطقه ای فعال و جوان از لحاظ فعالیت های تکتونیکی می باشد. با توجه به ویژگی های زمین شناختی منطقه انتظار می رود که مقدار ضخامت کشسان آن و در نتیجه مقاومت سنگ کره در برابر تغییر شکل متوسط باشد. بلوک ایران مرکز منطقه ای شامل گسل های امتداد لغزی است که این گسل نقش مؤثری در کاهش مقاومت سنگ کره در برابر تغییر شکل ایفا می کنند. قلعه نویی و همکاران (۲۰۲۰) با استفاده از داده های برداشت زمینی بی هنجاری بوگه و توپوگرافی در منطقه ای محدود شامل بخش هایی از بلوک ایران مرکز و SSZ و نیز UDMZ به تعیین ضخامت کشسان سنگ کره پرداخته اند، که نتایج آنها برای مناطق مشترک با منطقه مورد بررسی در پژوهش پیشرو با مقادیر ۴۰ کیلومتر برای بلوک ایران مرکز، و حدود ۳۰ کیلومتر برای بخش های اندکی از حوضه SSZ و UDMA با نتایج ارائه شده در پژوهش پیشرو نیز تطابق نسبی دارد (شکل ۶). اخیراً موسوی و فولتا (۲۰۲۰) با تلفیق داده های گرانی سنجی و مدل سازی پترولوژی به تعیین هندسه ۳ بعدی لیتوسفر و پوسته در صفحه ایران و نیز تعیین ضخامت سنگ کره پرداخته اند. بر اساس نتایج ارائه شده توسط موسوی و فولتا (۲۰۲۰) سنگ کره در منطقه زاگرس نازک بوده و

آمده با مطالعات پیشین را نشان می‌دهد. به‌طور کلی توافق نسبی میان مقادیر موجود با مقادیر میانگین محاسبه‌شده در مطالعه پیشرو وجود دارد. البته اشاره به این نکته خالی از لطف نیست که اختلاف میان مقادیر موجود می‌تواند دلایل متعددی از جمله داده‌های مورد استفاده، روش طیفی و نیز مفروضات اولیه برای مدل‌سازی داشته باشد.

به علاوه نتیجه ارائه‌شده در پژوهش پیشرو با توجه به ادعای پیروز و همکاران (۲۰۱۷) مبنی بر اینکه مقدار Te تخمین‌زده‌شده در محدوده ۳۸ تا ۶۰ کیلومتر در منطقه زاگرس می‌باشد، قابل قبول می‌باشد. همچنین بر اساس مدل‌های قبلی پیشنهادشده برای تغییرات عمق رنولوژی قاره‌ای مربوط به حرارت و ترکیب و همچنین اتصال مکانیکی بین پوسته و گوشته بالایی (تسارو و همکاران، ۲۰۱۲) روند پیش‌بینی‌شده قابل توجیه می‌باشد. از سوی دیگر پوسته پایینی مقاوم مشاهده‌شده در SSZ می‌تواند همخوانی خوبی با مشاهدات زمین لرزه‌های عمیق در بستر در عمق ۳۵ کیلومتر داشته باشد (جکسون و همکاران، ۲۰۰۸b).

مستقیم به تعیین ضخامت کشسان در منطقه موردنظر پرداخته‌اند که نتیجه پژوهش پیشرو با مقدار تخمینی آنها توافق نسبی قابل قبولی دارد. به علاوه مقدار متوسط تعیین‌شده برای کمر بند چین و گسل خورده زاگرس با نتیجه حاصل از پژوهش چن و همکاران (۲۰۱۵) توافق خوبی دارد. آنها از تابع طیفی کوهرنس بین بی‌هنجاری بوگه گرانی ماهواره‌ای، توپوگرافی و مدل‌های رسوبی به تعیین ضخامت کشسان سنگ‌کره در صفحه عربستان و مناطق اطراف پرداخته بودند. مقدار ارائه‌شده توسط چن و همکاران (۲۰۱۵) شامل طیفی از ۹۰ کیلومتر زیر صفحه عربستان تا حدود ۳۰ کیلومتر در کمر بند چین و گسل خورده زاگرس را در بر می‌گیرد. مقدار محاسبه‌شده در این پژوهش، اطلاعاتی در مورد رنولوژی سنگ‌کره قاره‌ای و به‌طور خاص اتصال مکانیکی (Mechanical coupling) پوسته و گوشته به‌دست می‌دهد، که این پارامتر مقاومت سنگ‌کره قاره‌ای را کنترل می‌کند (برو و دیامنت، ۱۹۹۲؛ واتس و برو، ۲۰۰۳؛ بورگمن و درسن، ۲۰۰۸). شکل ۶ نمایش شماتیکی از مقایسه ضخامت کشسان تعیین‌شده در مطالعه پیشرو با مقادیر به‌دست



شکل ۶. مقایسه شماتیک نتایج حاصل از پژوهش پیشرو با مطالعات پیشین در راستای تعیین ضخامت کشسان سنگ‌کره برای منطقه موردبررسی (برای مشاهده منطقه هدف به شکل ۱ مراجعه کنید).

همخوانی نسبی دارد. اخیراً باقری‌آشنا و همکاران (۱۳۹۸) با استفاده از مدل‌سازی مستقیم ترکیبی داده‌های گرانی و ژئوئید به بررسی ساختار پوسته و سنگ کره در بخش جنوبی زاگرس شامل زاگرس چین و گسل خورده، پهنه سنج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر و بخش هایی از بلوک ایران مرکز پرداخته‌اند که نتایج حاصل از این پژوهش نیز در نقاط مشترک با پژوهش پیشرو همخوانی قابل‌قبولی دارد.

اشاره به این نکته خالی از لطف نیست که بر اساس آنچه که در شکل ۴ نشان داده شده است، در بخش جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه افزایش مقادیر Te مشاهده می‌شود. بر اساس توزیع سرعت موج s و شار گرمایی مطرح شده در مقاله زمانی و همکاران (۲۰۱۴) روند افزایشی و تغییرات Te قابل توجهی می‌باشد. از سوی دیگر با توجه به مقاله موسوی و فولتا (۲۰۲۰) روند افزایشی در شار گرمایی و ضخامت گوشته میانی دیده می‌شود که با توجه به ارتباط بین شار گرما، مقاومت لیتوسفر و در نتیجه ضخامت الاستیک و به ویژه اثر افزایش ضخامت گوشته در افزایش ضخامت کسسان سنگ کره می‌توان روند پیش‌بینی شده را مورد قبول در نظر گرفت.

برای بررسی علت زمین‌شناسی مطالعات زمین‌شناسی و تکتونیکی گسترده‌تر پیشنهاد می‌شود که ارتباط بین ضخامت الاستیک، حرکات لرزه‌ای و شار گرمایی و سایر پارامترهای دخیل مورد بررسی بیشتر قرار گیرند. لازم به ذکر اینکه علت تفاوت مقادیر محاسبه شده در پژوهش پیشرو و مقادیر موجود در سایر مقالات را می‌توان به تفاوت در داده‌های مورد استفاده، روش مورد استفاده و مفروضات مورد استفاده در مدل‌سازی مربوط دانست. از آنجایی که مزیت استفاده از داده‌های زمینی در تعیین ضخامت کسسان سنگ کره را می‌توان در ارائه جزئیات بیشتر در روند Te دانست. این تغییرات می‌تواند سرآغاز مطالعات بیشتر در منطقه و دریافت علت این تغییرات گردند. به این منظور مطالعات گسترده تر در حوزه

نتایج ارائه شده در این پژوهش برای زون‌های مورد بررسی همخوانی قابل‌قبولی با نتایج ارائه شده توسط محمدی و رضاپور (۱۳۹۷) دارد. این محققان با استفاده از روش تابع گیرنده P و روش ژو و کاناموری (۲۰۰۰) به تعیین ساختار پوسته و موهو در حوضه‌های مختلف زمین‌ساختی ایران پرداخته‌اند. بر اساس آنچه که محمدی و رضاپور (۱۳۹۷) بیان کرده‌اند متوسط ضخامت پوسته در ایران مرکزی حدود ۴۸ کیلومتر، در کمربند چین‌خورده-رورانده زاگرس ۴۵ کیلومتر و در کمان ماگمایی ارومیه-دختر ۴۸ کیلومتر می‌باشد. بیشترین ضخامت تخمین زده شده در حوضه سنج-سیرجان با مقداری متغیر بین ۵۳ تا ۶۶ کیلومتر بوده است. روند پیش‌بینی شده برای تغییر ضخامت کسسان در منطقه مورد بررسی همچنین توافق خوبی با پژوهش صورت گرفته توسط کهریزی و تقی‌زاده فرهمند (۱۳۹۷) دارد که طی مطالعه‌ای به بررسی ضخامت منطقه انتقالی گوشته در شمال غرب زاگرس پرداخته‌اند. طبق نتایج ارائه شده توسط کهریزی و تقی‌زاده فرهمند (۱۳۹۷) نبود تأخیر یکسان در رسید می‌تواند بیانگر ضخامت کمتر منطقه انتقالی در مکان قرارگیری نقاط تبدیل بوده که احتمالاً ناشی از بی‌هنجاری دمایی است. این بی‌هنجاری نقش مؤثری در کاهش سرعت‌های لرزه‌ای امواج حجمی دارد. این روند کاهش سرعت امواج لرزه‌ای همبستگی مثبتی با روند کاهش در ضخامت کسسان تخمین زده شده در پژوهش پیشرو و اختصاصاً حوضه سنج-سیرجان دارد. کریمی‌زاده و همکاران (۱۳۹۶) نیز با استفاده از تحلیل تابع گیرنده P به تعیین ضخامت پوسته در شمال غرب زاگرس پرداخته‌اند که بر طبق نتایج ارائه شده توسط آنها متوسط عمق موهو در شمال غرب زاگرس ۴۴ کیلومتر به دست آمده است که از ۳۵ تا ۵۵ کیلومتر تغییر می‌کند. طبق نتایج کریمی‌زاده و همکاران (۱۳۹۶) در بخش شمالی منطقه ضخامت پوسته به طور متوسط ۳۸ کیلومتر بوده و با عبور به سمت مرکز و جنوب منطقه پوسته ضخیم‌تر می‌شود که این نتیجه نیز با روند پیش‌بینی شده برای منطقه کرمانشاه در پژوهش پیشرو

محترم که با نظرات و پیشنهادات سازنده خود موجب افزایش سطح علمی و کیفیت بهتر پژوهش شده‌اند نیز قدردانی به عمل آورند.

توموگرافی سطحی، ژئودینامیک و زمین‌شناسی پیشنهاد می‌شود.

#### ۷. نتیجه‌گیری

در این پژوهش ساختار سنگ‌کره در کمربند چین و گسل خورده زاگرس با استفاده از وارون‌سازی تابع طیفی ادمیتنس میان داده‌های گران‌های آزاد و توپوگرافی مورد بررسی قرار گرفت. استفاده از داده‌های گران‌سنجی زمینی با دقت بالا که به طبع دقت بیشتری نسبت به داده‌های ماهواره‌ای دارند امکان آشکارسازی بهتر تغییرات ضخامت کتسان سنگ‌کره و به طبع آن پاسخ سنگ‌کره به بارهای اعمالی همچون فرایندهای تکتونیکی و ژئودینامیکی به دست می‌دهد. بر اساس نتایج ارائه‌شده، مقاومت سنگ‌کره در منطقه موردبررسی کم روبه‌روبه‌متوسط برآورد شده است که بیشینه مقدار آن در بخش جنوب غربی بلوک ایران با مقدار تقریبی ۶۵ کیلومتر و کمینه مقدار آن در کمربند چین و گسل خورده زاگرس برابر با ۱۵ کیلومتر تخمین زده شده است. نتایج حاصل همخوانی خوبی با مطالعات ژئوفیزیکی پیشین و همچنین زمین‌شناسی منطقه مورد نظر دارد.

#### تشکر و قدردانی

نگارندگان از سازمان نقشه‌برداری ایران به جهت در اختیار قراردادن داده‌های برداشت زمینی در منطقه موردبررسی کمال تشکر و قدردانی را دارد. همچنین نگارنده اول از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به جهت فراهم کردن فرصت مطالعاتی پنج ماهه در سال ۲۰۱۷ در دپارتمان علوم زمین دانشگاه تورنتو، تورنتو، کانادا کمال قدردانی و تشکر را دارد. نگارندگان بر خود لازم می‌دانند از داوران

#### مراجع

باقری آشنا، ز.، ابراهیم‌زاده اردستانی، و. و دهقانی، ع.، ۱۳۹۸، مطالعه ساختار پوسته و سنگ‌کره در زیر رشته کوه‌های زاگرس بر اساس مدل‌سازی داده‌های گران‌ی و ژئوئید، م. پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، ۱۵(۱)، ۲۸-۱۵.

کریمی‌زاده، س.، افسری، ن. و تقی‌زاده فرهمند، ف.، ۱۳۹۶، تصویر لرزه‌ای ساختار پوسته شمال غرب زاگرس (کرمانشاه و خرم‌آباد) با استفاده از امواج دورلر، م. پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، ۳(۲)، ۲۲۷-۲۱۷.

کهریزی، ا. و تقی‌زاده فرهمند، ف.، ۱۳۹۷، تأثیر بی‌هنجاری دمایی بر ضخامت منطقه انتقالی گوشته بالایی در شمال غرب زاگرس با استفاده از امواج دورلر، م. پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، ۴(۱)، ۵۴-۴۳.

محمدی، ا. و رضاپور، م.، ۱۳۹۷، تغییرات ضخامت پوسته در مناطق برخوردی زاگرس و البرز با استفاده از روش تابع گیرنده P، م. پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، ۴(۱)، ۱۲۲-۱۰۵.

موسوی، ن.، ایننگ، ی. و ابراهیم‌زاده اردستانی، و.، ۱۳۹۶، تفسیر ساختار سنگ‌کره و پوسته در منطقه زاگرس با استفاده از مدل‌سازی داده‌های ارتفاعی، ژئوئید و میدان پتانسیل (گران‌ی و مغناطیس)، م. علوم زمین، ۲۶(۱۰۳)، ۱۱۹-۱۲۸.

Abbaszadeh, M., Sharifi, M. A. and Nikkhoo, M., 2013, A comparison of the estimated effective elastic thickness of the lithosphere using terrestrial and satellite-derived data in Iran. *Acta Geophysica*, 61(3), 638-648.

Afsari, N., Sodoudi, F., Farahmand, F. T. and Ghassemi, M. R., 2011, Crustal structure of northwest Zagros (Kermanshah) and Central

Iran (Yazd and Isfahan) using teleseismic PS converted phases. *Journal of Seismology*, 15(2), 341-353.

Alavi, M. J. T., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. 229(3-4), 211-238.

Berberian, M. J. T., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active

- basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241(3-4), 193-224.
- Bird, P. J. T., 1978, Finite element modeling of lithosphere deformation: the Zagros collision orogeny. *Tectonophysics*, 50(2-3), 307-336.
- Bürgmann, R. and Dresen, G., 2008, Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36.
- Burov, E. and Diament, M., 1992, Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology. *Geophysical Journal International*, 109(2), 449-468.
- Burov, E. and Diament, M., 1996, Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, 24(5), 419-422.
- Chen, B., Liu, J., Chen, C., Du, J. and Sun, Y., 2015, Elastic thickness of the Himalayan-Tibetan orogen estimated from the fan wavelet coherence method, and its implications for lithospheric structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 1-14. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X14006669>.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 215-229.
- Eshagh, M., Tenzer, R. and Eshagh, M. 2020, Elastic thickness of the Iranian lithosphere from gravity and seismic data. *Tectonophysics*, 774, 228186. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195119302938>.
- Ghalehnovi, S., Ardestani, V. E. and Pysklywec, R. N., 2020, Determination of elastic thickness of the lithosphere using gravity and topography data: a case study for the Golpayegan, Arak, and the Qom Blocks. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(23), 1-12.
- Hatzfeld, D. and Molnar, P., 2010, Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications. *Reviews of Geophysics*, 48(2).
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International*, 155(2), 403-410.
- Jackson, J., Haines, J. and Holt, W., 1995, The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15205-15219.
- Jackson, J., McKenzie, D., Priestley, K. and Emmerson, B., 2008a, New views on the structure and rheology of the lithosphere. *Journal of the Geological Society*, 165(2), 453-465.
- Jackson, J., McKenzie, D., Priestley, K. and Emmerson, B., 2008b, New views on the structure and rheology of the lithosphere. *Journal of the Geological Society*, 165(2), 453-465.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Saura, E., Vergés, J. and Garcia-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.
- Kirby, J. and Swain, C. J., 2014, The long-wavelength admittance and effective elastic thickness of the Canadian Shield. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6), 5187-5214.
- Kirby, J. F., 2005, Which wavelet best reproduces the Fourier power spectrum? *Computers & Geosciences*, 31(7), 846-864. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300405000282>.
- Kirby, J. F. and Swain, C. J., 2004, Global and local isostatic coherence from the wavelet transform. *Geophysical research letters*, 31(24), n/a-n/a. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL021569>.
- Kirby, J. F. and Swain, C. J., 2008, An accuracy assessment of the fan wavelet coherence method for elastic thickness estimation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3). <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007GC001773>.
- Kirby, J. F. and Swain, C. J., 2009, A reassessment of spectral Te estimation in continental interiors: The case of North America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B8), n/a-n/a. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006356>.
- Kirby, J. F. and Swain, C. J., 2011, Improving the spatial resolution of effective elastic thickness estimation with the fan wavelet transform. *Computers & Geosciences*, 37(9), 1345-1354. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300410003328>.
- Kirby, J. F. and Swain, C. J., 2014, On the robustness of spectral methods that measure anisotropy in the effective elastic thickness. *Geophysical Journal International*, 199(1), 391-401. <http://gji.oxfordjournals.org/content/199/1/391.abstract>.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z. and Pasyanos, M., 2013, Update on CRUST1. 0—A 1-degree global model of Earth's crust. Paper presented at the Geophys. Res. Abstr.
- Macario, A., Malinverno, A. and Haxby, W. F.,



- 1995, On the robustness of elastic thickness estimates obtained using the coherence method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15163-15172. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB00980>.
- McKenzie, D., 2003, Estimating  $T_e$  in the presence of internal loads. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9), n/a-n/a. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB001766>.
- Molnar, P. and Lyon-Caen, H., 1988, Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Processes in continental lithospheric deformation*, 218, 179-207.
- Mousavi, N. and Fulla, J., 2020, 3-D thermochemical structure of lithospheric mantle beneath the Iranian plateau and surrounding areas from geophysical-petrological modelling. *Geophysical Journal International*, 222(2), 1295-1315.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J., 2012, Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532-535, 27-60. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195112000509>.
- Munk, W. H., Cartwright, D. E., 1966, Tidal spectroscopy and prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical*, 259(1105), 533-581.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. J. L., 2008, Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3-4), 380-398.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Péquignat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). *Geological society, london, special publications*, 330(1), 5-18.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J. and Mokhtari, M., 2006, Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *Geophysical Journal International*, 166(1), 227-237.
- Peitgen, H. O. and Saupe, D., 1988, *The science of fractal images*: Springer-Verlag.
- Pirouz, M., Avouac, J.-P., Hassanzadeh, J., Kirschvink, J. L. and Bahroudi, A., 2017, Early Neogene foreland of the Zagros, implications for the initial closure of the Neo-Tethys and kinematics of crustal shortening. *Earth & Planetary Science Letters*, 477, 168-182.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Flannery, B. P. and Vetterling, W. T., 1992, *Numerical recipes in Fortran 77: volume 1, volume 1 of Fortran numerical recipes: the art of scientific computing*: Cambridge university press.
- Priestley, K., McKenzie, D., Barron, J., Tatar, M. and Debayle, E. J. G., 2012, *Geophysics, Geosystems. The Zagros core: deformation of the continental lithospheric mantle. Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(11).
- Saura, E., Garcia-Castellanos, D., Casciello, E., Parravano, V., Urruela, A. and Vergés, J. J. T., 2015, Modeling the flexural evolution of the Amiran and Mesopotamian foreland basins of NW Zagros (Iran-Iraq). *Tectonics*, 34(3), 377-395.
- Shad Manaman, N., 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(10), 247-267.
- Snyder, D. B. and Barazangi, M. J. T., 1986, Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations. *Tectonics*, 5(3), 361-373.
- Stöcklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Thomson, D. J., 1991, Jackknife error estimates for spectra, coherences, and transfer functions, *Advances. Spectral Analysis and Array Processing*, 58-113.
- Tarantola, A. J. N. Y., 1987, *Inverse Problem Theory Elsevier*. New York.
- Tesauro, M., Audet, P., Kaban, M. K., Bürgmann, R. and Cloetingh, S., 2012, The effective elastic thickness of the continental lithosphere: Comparison between rheological and inverse approaches. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(9), n/a-n/a. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GC004162>
- Tunini, L., Jiménez-Munt, I., Fernandez, M., Vergés, J. and Villasenor, A., 2014, Lithospheric mantle heterogeneities beneath the Zagros Mountains and the Iranian Plateau: a petrological-geophysical study. *Geophysical Journal International*, 200(1), 596-614.
- Watts, A. B., 2001, *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*: Cambridge Univ Press.
- Watts, A. B. and Burov, E. B., 2003, Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(1-2), 113-131. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X03002899>.
- Zamani, A., Samiee, J. and Kirby, J. F., 2014, The effective elastic thickness of the lithosphere in the collision zone between Arabia and Eurasia



- in Iran. *Journal of Geodynamics*, 81, 30-40.  
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264370714000970>.
- Zhu, L. and Kanamori, H., 2000, Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105(B2), 2969-2980.

## Determining the Elastic thickness of the lithosphere in The Zagros Mountains using the Admittance function

Ghalehnovi, S.<sup>1\*</sup> and Ebrahimzadeh Ardestani, V.<sup>2</sup>

1. Ph.D. Student, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

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

(Received: 9 Sep 2020, Accepted: 24 Jan 2021)

### Summary

Zagros orogeny is one of the most active orogenic belts among the mountain ranges extending approximately 2000 kilometers from the Anatolian fault in eastern Turkey to the Minab fault in southern Iran. Concerning the importance of this region as well as the essential role of elastic thickness in controlling the rate of deformation under applied loads, determination of  $T_e$  in Zagros Fold and Thrust belt has been conducted. The lithosphere's elastic thickness ( $T_e$ ) is a convenient measure of the flexural rigidity, which is defined as the resistance to bending under applied loads. To determine the elastic thickness of the lithosphere, the spectral admittance function is applied. We applied the load deconvolution of the admittance function between free-air gravity and topography data for estimation of  $T_e$ . The Free air anomalies with a five arc-minute resolution are utilized in this study.

In flexural isostatic studies, the gravity and topography data are compared with theoretical models to estimate several parameters of the lithosphere. In the simplest model, a plate has been flexed by a surface load, with the magnitude of the resulting deflection, which is governed by  $T_e$ .

Using the random fractal surfaces as the initial surface and subsurface loads applying at lithosphere, the lithosphere is modeled, and the post flexural gravity and topography are determined. Based on these new fields, the predicted admittance function is determined. Finally, the best-fitting  $T_e$  is one that minimized the misfit between the observed and predicted functions. Additionally, the weighted misfit by the jackknife error is applied to estimate the observed admittance.

The accuracy of the method is checked through synthetic modeling. Two fractal surfaces are used as the two initial surface and subsurface loads applied to the lithosphere. After calculating the corresponding gravity and topography data by the load deconvolution method, the observed and predicted admittance are estimated. The best-fitting  $T_e$  will be obtained by minimizing the misfit between observed and predicted functions. After confirming the accuracy of the method in  $T_e$  determination, the technique will be applied to the real data acquired from the NCC as follow.

We consider a three-layered crust during the lithosphere modeling on which the internal loading is applied on the middle crust. To model the lithosphere, the global CRUST 1.0 is applied by treating the lithosphere as a three-layer crust.

The 2D map of  $T_e$  variations in the target area is depicted by utilizing the load deconvolution of the admittance function between free-air gravity and topography data. High-precision ground gravity data, which is more accurate than satellite data, allows us to detect more details on  $T_e$  variations in the region.

Based on the obtained results, the estimated range of  $T_e$  in the survey region can be considered low to intermediate. This predicted range is in good accordance with the area's geology background as it is regarded as a young, active orogeny system.  $T_e$  range and hence the lithosphere's predicted strength to deformation is supported by the previous studies using different geophysical and seismological studies. The mean value of  $T_e$  in the area is  $37 \pm 2$  km. The maximum amount is detected in the Sanandaj-Sirjan zone. The overall predicted trend of  $T_e$  follows the geological background of the region. Additionally, the estimated trend for  $T_e$  and the strength to the applied load and deformation is in good agreement with the previous geophysical and seismological studies conducted in the region.

**Keywords:** Zagros, elastic thickness, lithosphere, gravity, admittance function, load deconvolution.

---

\* Corresponding author:

rahimih@ut.ac.ir