

## مطالعه ساختار لیتوسفر شمال غرب ایران با استفاده از تابع گیرنده S

وحیده قربانعلی زاده<sup>۱</sup> و سیدخلیل متقی<sup>۲\*</sup> و فرهاد ثبوتی<sup>۳</sup>

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

۲. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

۳. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

(دریافت: ۹۸/۱۰/۲۹، پذیرش نهایی: ۹۹/۳/۲۰)

### چکیده

در این مقاله نتایج تحلیل و مهاجرت به عمق توابع گیرنده S در شمال غرب ایران ارائه می‌شود. شبکه لرزه‌نگاری مورد استفاده در این مطالعه شامل ۲۳ ایستگاه باند پهن و متوسط است که از ساحل غربی دریای خزر آغاز شده و تا ساحل شرقی دریاچه ارومیه در امتداد یک خط تقریباً مستقیم با جهت‌گیری شرقی-غربی و عمود بر رشته‌کوه‌های تالش ادامه می‌یابد و از مجاورت آتشفشان‌های سهند و سبلان می‌گذرد. زلزله‌های دورلرز ثبت شده از زلزله‌های رخ داده در فاصله رومرکزی ۵۵ درجه تا ۸۵ درجه و بزرگای بیش از ۵/۵ که از بانک داده جمع‌آوری شده در بازه زمانی آگوست ۲۰۰۸ تا جولای ۲۰۱۲ استخراج شدند و توابع گیرنده S با واهمامیخت مؤلفه شعاعی از مؤلفه قائم به‌دست آمد. نتایج حاصل از برهم‌انبارش این توابع گیرنده S نشان می‌دهد که شمال غرب ایران دارای لیتوسفر نسبتاً نازکی است که ضخامت آن در بیشتر مناطق برابر با  $10 \pm 80$  کیلومتر است و در زیر سبلان به  $10 \pm 120$  کیلومتر افزایش می‌یابد. به‌نظر می‌رسد نازک بودن لیتوسفر تطابق نزدیکی با وجود بی‌هنجاری‌های دمایی در شمال غرب ایران دارد. پوسته و لیتوسفر در زیر آتشفشان سبلان نسبت به نواحی اطراف ضخیم‌تر است که می‌تواند ناشی از همگرایی بلوک خزر جنوبی و لیتوسفر قاره‌ای شمال غرب ایران باشد. به‌علاوه نتایج ما یک پله در مرز موهو در زیر کوه‌های تالش را آشکار می‌کند که به‌نظر می‌رسد به‌علت مجاورت پوسته خزر جنوبی و پوسته قاره‌ای شمال غرب ایران در این منطقه باشد.

واژه‌های کلیدی: شمال غرب ایران، تابع گیرنده S، مرز موهو، ضخامت لیتوسفر.

### ۱. مقدمه

ساختار لیتوسفر در شمال غرب ایران توسط روش‌های متفاوتی مورد بررسی قرار گرفته است. هرن و نی (۱۹۹۴)، اللزکی و همکاران (۲۰۰۴)، امینی و همکاران (۲۰۱۲) و لو و همکاران (۲۰۱۷) نشان دادند که سرعت انتشار موج Pn در شمال غرب ایران کمتر از میانگین و در زیر زاگرس و بلوک خزر جنوبی بیشتر است. سرعت کمتر تنها به زیر شمال غرب ایران محدود نیست و به شرق ترکیه و ایران مرکزی نیز گسترش می‌یابد. پرستلی و همکاران (۲۰۱۲) با برگردان پاشش موج ریلی در خاورمیانه و محاسبه مدل سه‌بعدی سرعت موج برشی نشان دادند که یک آنومالی کم‌سرعت در زیر شمال غرب ایران و شرق ترکیه تا عمق ۱۲۵ کیلومتری گسترش یافته است. این درحالی است که آنومالی‌های پرسرعتی در زیر زاگرس و خزر جنوبی مشاهده می‌شود. تبدیل مدل سرعتی به مدل دما (مکنزی و پرستلی، ۲۰۰۸) و در نظر گرفتن دمای ۱۵۰۰ درجه کلونین برای کف لیتوسفر منجر به ارائه نقشه ضخامت لیتوسفر

منطقه شمال غرب ایران، بخشی از فلات ایران- ترکیه است، که از نظر جغرافیایی در میان دو کمربند رورانده کوه‌های قفقاز در شمال و زاگرس در جنوب قرار گرفته است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). اهمیت مطالعه منطقه به‌علت وجود زمین‌لرزه‌ها، گسله‌ها و ساختارهای زمین‌ساختی مهمی مانند آتشفشان‌های سهند و سبلان است که در این منطقه قرار گرفته‌اند و نشان از وجود پیچیدگی در ساختار درونی منطقه دارند. تغییر شکل در این منطقه تحت تأثیر همگرایی ورقه‌های عربی و اوراسیا و حرکت رو به غرب ورقه صلب خزر جنوبی قرار دارد (برای مثال خرمی و همکاران، ۲۰۱۹). از نظر ساختاری این منطقه بخش انتهایی کمان ماگمائی ارومیه-دختر است که در آن فعالیت‌های آتشفشانی پس از برخورد قاره‌ای مشاهده می‌شود به‌گونه‌ای که سن آخرین فعالیت آتشفشانی در منطقه از غرب به شرق جوان‌تر می‌شود (چو و همکاران، ۲۰۱۳).

حد فاصل کوه‌های تالش و دریاچه ارومیه نصب شده‌اند. نتایج این مطالعه می‌تواند تغییرات ضخامت مرزهای ناپوستگی لیتوسفری را با قدرت تفکیک بالاتری به نمایش بگذارد و در فهم فرآیند ژئودینامیکی حاکم کمک کند.

## ۲. زمین‌ساخت منطقه

شمال‌غرب ایران توسط حوضه خزر جنوبی و کوه‌های تالش از شرق، فلات آناتولی از غرب، ناحیه قفقاز کوچک و ناحیه فروافتاده کورا از شمال و رشته کوه‌های زاگرس از جنوب محصور شده است (شکل ۱). وجود زمین‌لرزه‌های عمیق در عمق حدود ۴۰ کیلومتری در لبه خزر جنوبی نشانگر آن است که حداقل بخشی از این بلوک ماهیتی اقیانوسی دارد (عزیز زنجانی و همکاران، ۲۰۱۳). ساز و کار زمین‌لرزه‌های تالش نشان‌دهنده راندگی بر روی گسله‌های کم‌شیب در اعماق ۲۶-۱۵ کیلومتری است و جهت بردارهای لغزش آنها به سمت دریای خزر است. عمق کانونی این رخدادها در گسله‌های نزدیک به پی‌سنگ مقطع رسوبی در غرب خزر قرار می‌گیرد. بنابراین این احتمال وجود دارد که پی‌سنگ خزر جنوبی یک راندگی با شیب کم به زیر کوه‌های تالش تا جایی که چین‌های سطحی مشاهده می‌شوند، داشته باشد (جکسون، ۱۹۹۲).

برای خاورمیانه شده که در آن لیتوسفری ضخیم در زیر زاگرس و خزر جنوبی و لیتوسفری نازک برای سایر نواحی پیشنهاد شده است. تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۰) و تقی‌زاده فرهمند و افسری (۲۰۱۸) با محاسبه توابع گیرنده S در زیر شبکه تبریز (متعلق به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) ضخامت لیتوسفر را در شمال‌غرب ایران ۸۵ کیلومتر تخمین زده‌اند که با لیتوسفر نازک ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری شرق ترکیه (آنکوس و همکاران، ۲۰۰۶؛ گوک و همکاران، ۲۰۰۷) متناسب است. به علاوه، وجود یک لیتوسفر کم‌سرعت در زیر منطقه توسط برگردان باقی‌مانده زمان سیر امواج P دورلرز نیز تأیید شده است (باولی و همکاران، ۲۰۱۶).

مطالعات ذکر شده در بالا همگی وجود لیتوسفری نازک و کم‌سرعت را برای شمال‌غرب ایران پیشنهاد می‌دهند. با این وجود فرآیند ژئودینامیکی مسبب همچون تورق ورقه‌ای یا شکستگی ورقه اقیانوسی صفحه عربی در زیر این منطقه همچنان نامعلوم است و مطالعاتی با قدرت تفکیک مکانی بالاتر را طلب می‌کند. در این مطالعه هندسه مرز موهو و مرز بین لیتوسفر و استنوسفر به روش تابع گیرنده موج S مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای این منظور از داده‌های یک شبکه لرزه‌نگاری موقت شامل ۲۳ ایستگاه باند پهن/متوسط با متوسط فاصله بین ایستگاهی ۱۳ کیلومتر استفاده می‌شود که در



شکل ۱. نقشه شمال‌غرب ایران به همراه موقعیت ساختارهای زمین‌ساختی مهم مجاور. مهم‌ترین ساختارهای زمین‌ساختی شمال‌غرب ایران در این شکل عبارت‌اند از: گسله شمال تبریز (NTF)، گسله سنگاور (SF)، گسله تالش (TF)، ارتفاعات تالش و مناطق آتشفشانی سهند و سبلان بر روی شکل مشخص شده‌اند.

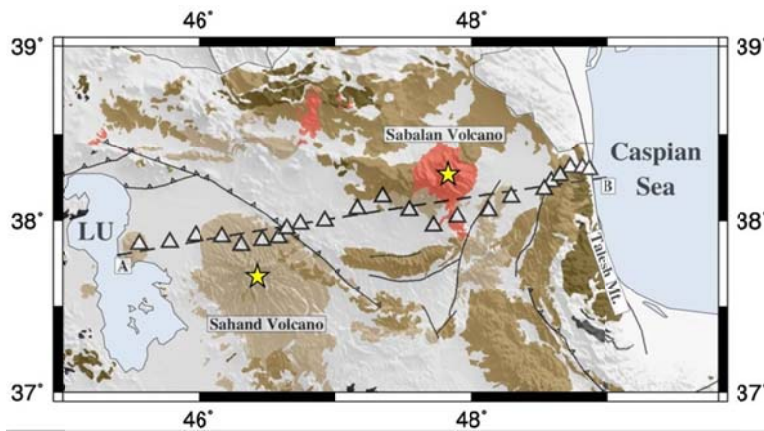
ثبت شده توسط شبکه موقت لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه‌ای زنجان در شمال غرب ایران است. شکل ۲ موقعیت این ایستگاه‌ها و ساختارهای زمین‌ساختی اصلی را در منطقه شمال غرب ایران نشان می‌دهد. ایستگاه‌های این شبکه در حد فاصل عرض جغرافیایی ۳۷/۵ تا ۳۸/۵ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۴۵ تا ۴۹ درجه شرقی واقع شده و به طول تقریبی ۲۹۰ کیلومتر به صورت خطی نصب شده‌اند. ایستگاه‌های این شبکه از ساحل غربی دریای خزر آغاز و تا ساحل شرقی دریاچه ارومیه در امتداد یک خط تقریباً مستقیم به طول ۲۹۰ کیلومتر با جهت گیری شرقی-غربی عمود بر رشته کوه‌های تالش قرار گرفته‌اند و از مجاورت آتشفشان‌های سهند و سبلان می‌گذرند. نمونه‌برداری به صورت پیوسته انجام شده و آهنگ نمونه‌برداری ایستگاه‌های شبکه ۵۰ یا ۱۰۰ نمونه بر ثانیه است. مدت زمان داده‌برداری ایستگاه‌ها، یکسان نیست و بازه داده‌برداری هر ایستگاه بین ۹ تا ۳۴ ماه متغیر است. بیشینه بازه زمانی داده‌برداری، مربوط به ایستگاه‌هایی در شرق پروفیل در ساحل آستارا تا انتهای ارتفاعات تالش است. سه ایستگاه نصب شده در غرب پروفیل، کمترین بازه زمانی داده‌برداری (در حدود یک سال) را داشته‌اند. متوسط فاصله بین ایستگاه‌ها، حدوداً ۱۳ کیلومتر است و این مسأله برای مهاجرت به عمق توابع گیرنده بسیار مناسب است.

عزیز زنجانی و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند که لرزه‌خیزی در بخش شرقی کوه‌های تالش عمق زیادی دارد و نمی‌توان آن را به پوسته بالایی و گسله تالش نسبت داد. آنها عمق کانونی بیشتر رخداد‌های منطقه را بیشتر از ۲۰ کیلومتر به دست آوردند، که این امر بیانگر دگرشکلی متناظر با گسلش پی‌سنگی خزر جنوبی است. میزان زیرراندگی پی‌سنگ خزر جنوبی در مرکز تالش نسبت به شمال آن کمتر است. لرزه‌خیزی در تالش در کمان‌های ساختاری شمالی و جنوبی آن متمرکز شده است و بخش مرکزی آن لرزه‌خیزی کمتری دارد (عزیز زنجانی و همکاران، ۲۰۱۳). لرزه‌خیزی در شرق تالش تا عمق ۴۷ کیلومتر مشاهده شده است که بیانگر دگرشکلی کل پی‌سنگ و نه فقط قسمت فوقانی آن می‌باشد.

با توجه به سازوکارهای کانونی که راستای فشارشی شرقی-غربی را نشان می‌دهند و همچنین با لحاظ کردن حرکت راست‌گرد در قسمت غربی تالش که مربوط به گسله‌هایی همچون ماسوله و سنگاور است و راستاهای شمالی-جنوبی بردارهای جی‌پی‌اس، می‌توان گفت راستای بیشینه تنش افقی در این منطقه شمال شرقی-جنوب غربی است (خرمی و همکاران، ۲۰۱۹).

### ۳. معرفی شبکه و داده‌ها

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه، لرزه‌نگاشت‌های



شکل ۲. موقعیت ایستگاه‌ها (مثلث‌ها) در منطقه شمال غرب ایران. دریاچه ارومیه با LU علامت‌گذاری شده است. برون‌زدگی ماگماتیسیم کواترنری در اطراف آتشفشان سبلان با رنگ قرمز علامت‌گذاری شده است. قله آتشفشان‌ها با ستاره زرد رنگ مشخص شده‌اند.

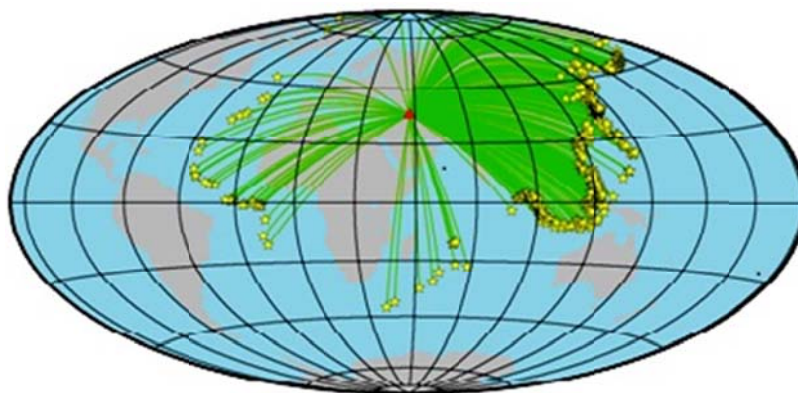
دامنه آن به  $0.7$  بیشینه دامنه تابع گاوسی می‌رسد. برای نتایج به‌دست آمده شبیه توابع گیرنده P باشند، دامنه‌های تابع گیرنده S را در ۱- ضرب و محور زمان را معکوس کردیم. شکل ۴ مراحل محاسبه تابع گیرنده را برای نگاشت زلزله ۲۴ مارس ۲۰۱۱ با بزرگای  $6.9$  و فاصله رومرکزی  $71$  درجه که در ایستگاه KUTE واقع در محدوده شهر آستارا ثبت شده است را نمایش می‌دهد.

برای انتخاب توابع گیرنده با کیفیت از قیدهای معرفی شده توسط شولته‌پلکم و ماهان (۲۰۱۴) استفاده کردیم که در ادامه آورده شده‌اند: (۱) نسبت سیگنال به نوفه هر دو مؤلفه شعاعی و قائم لرزه‌نگاشت حداقل ۲ در نظر گرفته شد. برای این منظور یک پنجره نوفه و یک پنجره سیگنال تعریف می‌کنیم. پنجره نوفه از S ۳۵ ثانیه قبل از شروع فاز S تا ۵ ثانیه قبل از آن و پنجره سیگنال از ۵ ثانیه قبل از فاز S تا ۲۵ ثانیه بعد از آن در نظر می‌گیریم و نسبت سیگنال به نوفه را محاسبه می‌کنیم. (۲) حداکثر دامنه تابع گیرنده نباید بیش از ۱ باشد. (۳) پهنای پالس‌ها بر روی تابع گیرنده نباید از ۷ ثانیه تجاوز کند. توابع گیرنده انتخابی برای چهار ایستگاه در شکل ۵ نمایش داده شده است. ایستگاه‌های انتخابی (از بین ۲۳ ایستگاه) به ترتیب ایستگاه‌های دوم، دهم، دوازدهم و بیستم از سمت شرق پروفیل هستند و به گونه‌ای انتخاب شده‌اند که از یکدیگر فاصله داشته باشند.

ساختار خطی شبکه، فاصله کم بین ایستگاهی و گسترش طولی شبکه تا حدود ۳۰۰ کیلومتر، امکان مطالعه ساختار پوسته و بخشی از گوشته بالایی به‌منظور ارتباط احتمالی ساختارهای عمیق، با رژیم زمین‌ساختی منطقه را مهیا می‌سازد. در این مطالعه از  $80.7$  رویداد دورلرز با فاصله رومرکزی  $55^\circ$  تا  $85^\circ$  و بزرگای بیش از  $5/5$  استفاده شده است. شکل ۳ موقعیت زمین‌لرزه‌ها را نسبت به منطقه مورد مطالعه نمایش می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود اکثر زلزله‌ها در فاصله رومرکزی بین  $55^\circ$  تا  $85^\circ$  هستند که فاصله‌ای مطلوب برای محاسبه توابع گیرنده S است.

#### ۴. روش پژوهش

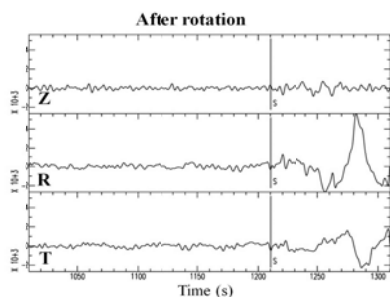
در ابتدا با اعمال یک پنجره زمانی  $300$  ثانیه‌ای بر روی سه مؤلفه لرزه‌نگاشت، از  $200$  ثانیه قبل از زمان‌رسید تئوری فاز S مستقیم، تا  $100$  ثانیه بعد از آن، پنجره موج S از بقیه نگاشت جدا شد. در مرحله بعد، پس از چرخش نگاشت‌ها از سیستم مختصات ZNE به ZRT، با استفاده از روش واهمامیخت در حوزه زمان سری‌زمانی چشمه را از نگاشت Z واهمامیخت کردیم (برای مثال، چن و همکاران ۲۰۰۶). سپس به توابع گیرنده به‌دست آمده فیلتر گاوسی پایین‌گذر با پهنای ۱ اعمال کردیم. مرکز این فیلتر گاوسی روی فرکانس صفر است و در فرکانس  $0.2$  هرتز مقدار



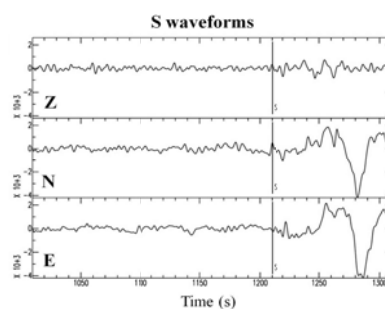
شکل ۳. توزیع رومرکزی  $80.7$  دورلرز مورد استفاده در این پژوهش. ستاره‌های زرد رنگ رویدادها و مثلث قرمز رنگ مرکز موقعیت شبکه را نمایش می‌دهند.

که سیگنال‌هایی که ساختارهای یکسان را نشان می‌دهند باهم قابل جمع شدن هستند اما اگر سیگنال‌ها شکل هم نباشند و ما آنها را باهم جمع کنیم مقادیر مثبت و منفی باهم جمع شده و همدیگر را از بین می‌برند. به‌طور طبیعی پرتوهایی که از جهت‌های مختلف به ایستگاه می‌رسند می‌توانند ساختارهای متفاوتی را در مسیر خود ببینند. ممکن است مرز ناپیوستگی شیب‌دار باشد، در این صورت پرتوهایی که مثلاً از شمال به ایستگاه می‌رسند مرز موهوی نازک‌تر را می‌بینند و امواجی که از جنوب می‌رسند موهوی عمیق‌تر و ضخیم‌تر مشاهده می‌کنند. در نتیجه زمان تأخیر بین موج S مستقیم و موج تبدیلی S به P یکی نیست. راه‌حل پیشنهادی، دسته‌بندی توابع گیرنده برانبارش توابعی است که فاز Sp مشابهی دارند. توابع گیرنده برانبارش شده براساس موقعیت‌شان در طول پروفیل (در شکل‌های ۷ و ۹) نمایش داده شده‌اند.

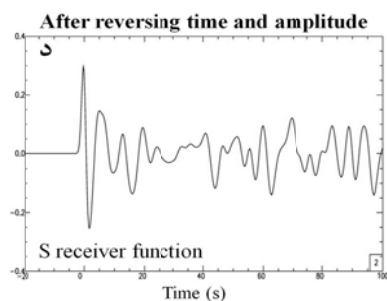
پس از انتخاب توابع گیرنده با کیفیت، موقعیت جغرافیایی نقاط تبدیل (Piercing Points) آنها با مرزی فرضی در عمق ۱۰۰ کیلومتر به دست آمد (شکل‌های ۶ و ۸). با توجه به توزیع زیاد نقاط تبدیل و سه‌بعدی بودن ساختارهای زمین‌شناسی منطقه (مانند آتشفشان‌های سهند و سبلان)، داده‌ها در منطقه مورد مطالعه بر اساس موقعیت نقاط تبدیل‌شان به دو دسته تقسیم‌بندی شدند. داده‌هایی که نقاط تبدیل آنها در شمال شبکه قرار دارد در یک گروه (شکل ۶) و داده‌هایی که نقاط تبدیل‌شان در جنوب شبکه واقع شده است در گروه دیگر (شکل ۸) قرار داده شدند. با در نظر گرفتن دو گروه داده مختلف، برانبارش توابع گیرنده برای هر گروه جداگانه انجام شد. توابع گیرنده در هر دسته براساس موقعیت‌شان در طول پروفیل پشت سرهم مرتب شده‌اند که به این موضوع در بخش‌های بعد مفصل‌تر خواهیم پرداخت. علت در نظر گرفتن دو دسته نقاط تبدیل این است



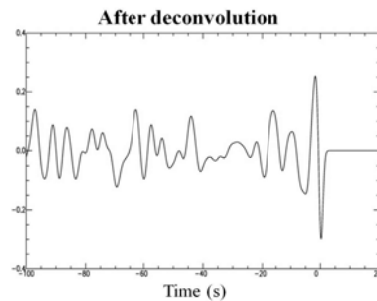
(ب)



(الف)

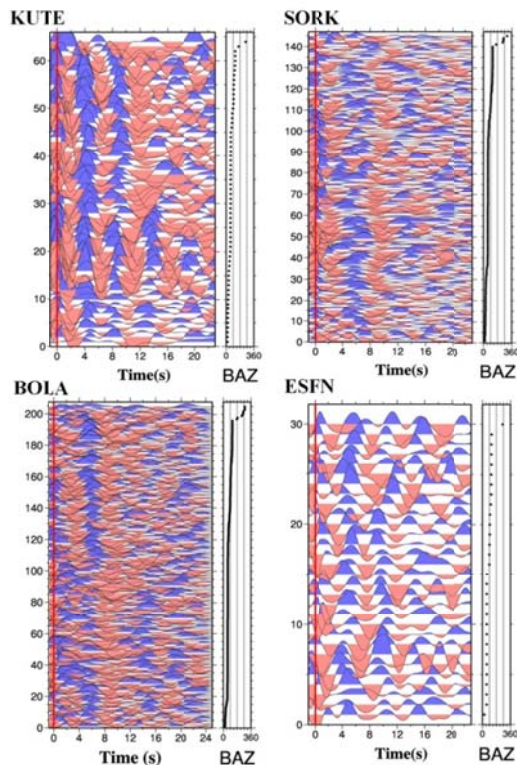


(د)



(ج)

شکل ۴. مراحل محاسبه تابع گیرنده S برای زلزله ۲۴ مارس ۲۰۱۱ با بزرگای ۶/۹ و فاصله رومرکزی ۷۱ درجه که در ایستگاه موقت KUTE واقع در محدوده شهر آستانرا ثبت شده است. الف) نگاشت حول زمان رسید تئوری S از بقیه نگاشت جدا شده و فیلتر گردیده است. ب) مؤلفه‌های افقی چرخانده شده و به دستگاه مختصات ZRT برده شده است. ج) حاصل واهمامیخت نگاشت R از Z نمایش داده شده است. این سری‌زمانی با فیلتر گاوسی با پهنای ۱ فیلتر شده است. د) دامنه و محور زمان سری‌زمانی، معکوس شده و حاصل آن به‌عنوان تابع گیرنده S معرفی شده است.



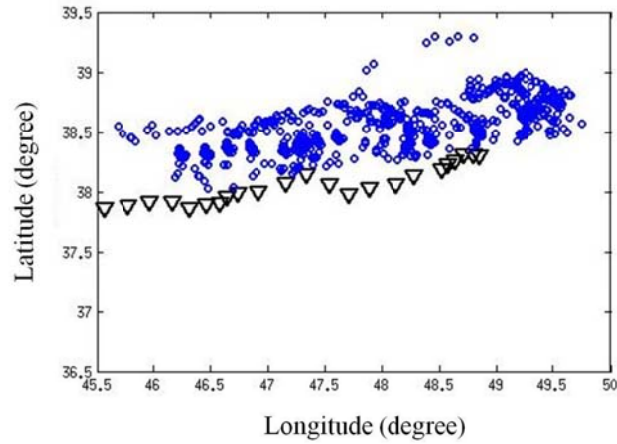
شکل ۵. توابع گیرنده S محاسبه شده برای چهار ایستگاه KUTE، SORK، BOLA و ESNF که به ترتیب ایستگاه‌های دوم، دهم، دوازدهم و بیستم پروفیل از سمت شرق هستند. اعداد روی محور قائم شماره ردیف تابع گیرنده هستند. دایره‌های سیاه رنگ در کادرهای سمت راست زاویه سمتی برگشتی (BAZ: Back-Azimuth) تابع گیرنده را نشان می‌دهند.

## ۵. نتایج

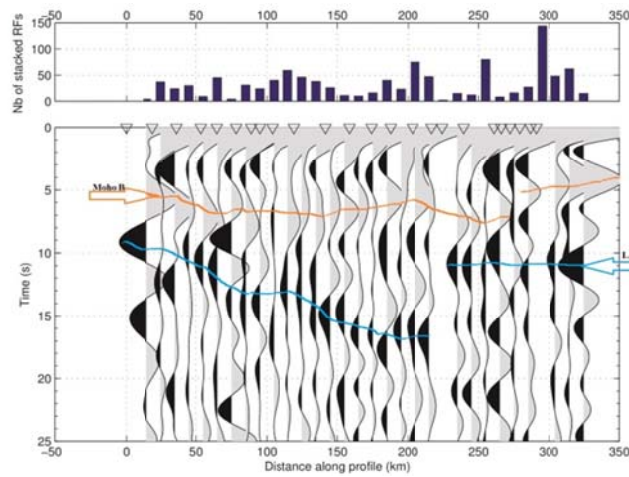
### ۵-۱. هندسه مرز موهو

در شمال شبکه لرزه‌نگاری مورد استفاده در این مطالعه، توابع گیرنده برانبارش شده از غرب شبکه به سمت شرق آن ابتدا یک افزایش تدریجی ضخامت پوسته را نشان می‌دهند که در زیر سبلان به بیشینه خود می‌رسد و سپس یک کاهش ناگهانی عمق موهو در انتهای شرقی شبکه (در  $x=280$  کیلومتر) و در لبه شرقی کوه‌های تالش (احتمالاً در زیر پوسته خزر جنوبی) را نشان می‌دهد (شکل ۷). در شرق تالش یک پله در مرز موهو در هر دو شکل ۷ و ۹ مشاهده می‌شود. به طوری که زمان تأخیر مشاهده شده از مرز موهو از  $4/5$  s به  $7/5$  s تغییر می‌کند (شکل ۷ و ۹) که معادل تغییر ضخامت از ۳۶ کیلومتر به ۶۰ کیلومتر است. به نظر می‌رسد پوسته نازک‌تر مربوط به خزر جنوبی و پوسته ضخیم‌تر مربوط به لیتوسفر قاره‌ای

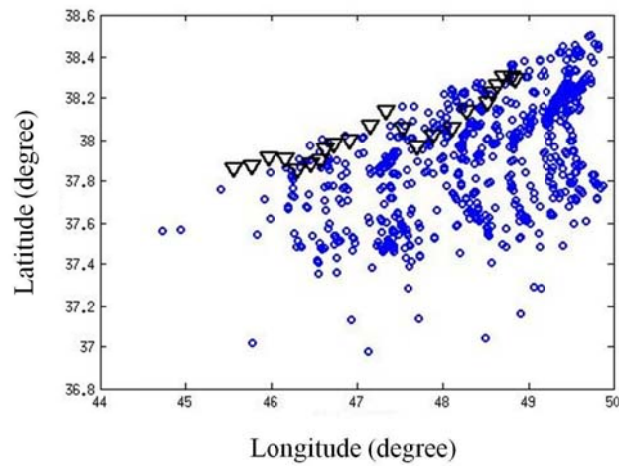
شمال غرب ایران است. ضخامت تخمینی پوسته در زیر سبلان حدود ۶۰ کیلومتر و در زیر سه‌سند حدود ۴۰ کیلومتر است (شکل ۹). مطالعات دیگری که با روش مشابه در شمال غرب ایران با استفاده از تحلیل توابع گیرنده P و S توسط تقی‌زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۰) و تقی‌زاده فرهمند و افسری (۲۰۱۸) انجام شده است، اطلاعاتی در مورد ضخامت پوسته و لیتوسفر به ما می‌دهد. در مطالعه ذکر شده از داده‌های ثبت شده توسط شبکه لرزه‌نگاری کوتاه‌دوره مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در آذربایجان شرقی استفاده شده است. در این مطالعه نیز نشان داده شده که ضخامت مرز موهو از غرب به شرق افزایش پیدا می‌کند که با نتایج ما همخوان است. در این مطالعه هیچ ایستگاهی در محدوده تالش مورد مطالعه قرار نگرفته است.



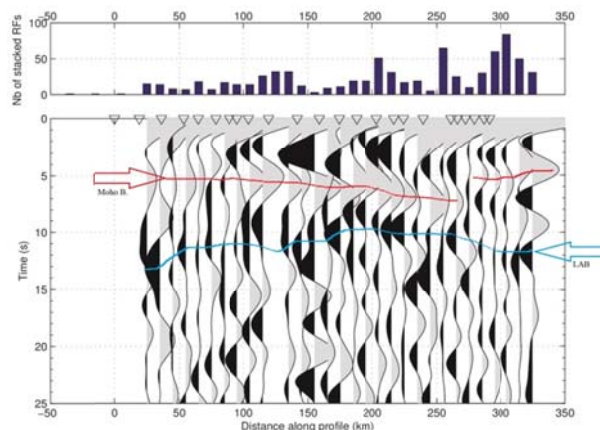
شکل ۶. موقعیت پرتوهای دورلرز در عمق ۱۰۰ کیلومتری (دایره‌ها) در طرف شمال شبکه لرزه‌نگاری. موقعیت ایستگاه‌ها با مثلث نشان داده شده است.



شکل ۷. توابع انتقال گیرنده S برهم‌انبارش شده مربوط به پرتوهای نشان داده شده در شکل ۶. خط نارنجی مرز موهو و خط آبی مرز لیتوسفر با استنوسفر (LAB) را نشان می‌دهد. LAB مخفف Lithosphere–Asthenosphere Boundary است.



شکل ۸. موقعیت پرتوهای دورلرز در عمق ۱۰۰ کیلومتری (دایره‌های آبی رنگ) در جنوب شبکه. ایستگاه‌ها با مثلث نشان داده شده‌اند.



شکل ۹. توابع انتقال گیرنده S برهم‌انبارش شده مربوط به پرتوهای نشان داده شده در شکل ۸ خط نارنجی مرز موهو و خط آبی مرز لیتوسفر با استنوسفر (LAB) را نشان می‌دهد.

## ۵-۲. ساختار گوشته فوقانی

علاوه بر ناپیوستگی موهو، فازهای تبدیلی دیگری نیز در مقاطع حاصل از برانبارش توابع گیرنده (شکل‌های ۷ و ۹) دیده می‌شود. تفسیر این فازهای تبدیلی به عنوان مرز لیتوسفر - استنوسفر (LAB) در محدوده زمان تأخیر ۱۰ تا ۱۵ ثانیه کار آسانی نیست. با توجه به این که سرعت انتشار موج در بخش فوقانی گوشته بالایی شمال غرب ایران بسیار کم و دما بالا است (برای مثال پرستلی و همکاران، ۲۰۱۲)، در نتیجه لیتوسفر نازک در شمال غرب ایران کاملاً محتمل است و منطبق با تفاسیری است که پیش از این برای همین منطقه (برای مثال تقی‌زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۰؛ تقی‌زاده فرهمند و افسری، ۲۰۱۸) یا برای شرق ترکیه (برای مثال گوک و همکاران، ۲۰۰۷) انجام شده است. در نتیجه می‌توان این فازهای تبدیلی را در ارتباط با مرز ناپیوستگی بین لیتوسفر نازک شمال غرب با استنوسفر دانست.

ضخامت این ساختار در منطقه مورد مطالعه، در شمال و جنوب شبکه متفاوت است؛ اما به طور کلی از ۸۰ تا ۱۲۰ کیلومتر تغییر می‌کند. برای تبدیل زمان تأخیر فاز تبدیلی به عمق از مدل سرعت استاندارد IASP91 استفاده شده است (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) که در آن برای هماهنگی با ساختار منطقه مورد مطالعه، عمق مرز موهو به ۴۰ کیلومتر تغییر داده شده است. در زیر سبلان ضخامت

لیتوسفر ضخیم‌تر از نواحی مجاور شده است. همان‌طوری که در شکل ۷ پیداست، ساحل شرقی دریاچه ارومیه دارای پوسته و لیتوسفر با ضخامت کم است. کم بودن مرز موهو در منطقه دریاچه ارومیه می‌تواند ناشی از حضور یک سیستم کششی در گذشته بوده باشد که موجب نازک شدن لیتوسفر در این منطقه شده است. اما زیر سبلان این ضخامت افزایش می‌یابد و در رشته کوه‌های تالش و به طرف خزر جنوبی این ضخامت دچار کاهش ناگهانی می‌شود.

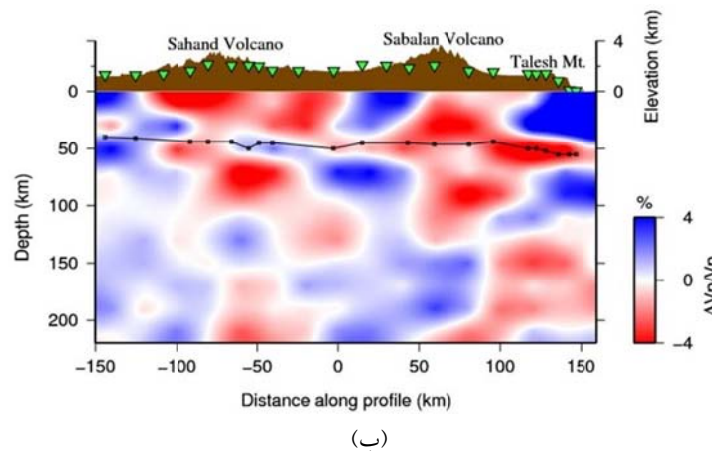
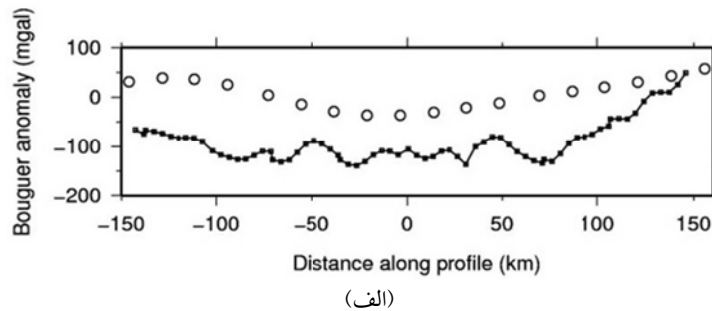
وجود ناپیوستگی در مرز احتمالی LAB در محدوده  $x=220$  کیلومتر (شکل ۷) می‌تواند شاهدی بر کنار هم نشستن لیتوسفر ضخیم‌تر شمال غرب ایران در مجاورت لیتوسفر شبه‌اقیانوسی خزر جنوبی باشد. چنین ساختاری در یک مدل سرعتی مانند مدل باولی و همکاران (۲۰۱۶) می‌تواند منجر به مشاهده یک تغییر جانبی سرعت در توموگرام سرعتی آنها شود. چنین تغییر سرعتی در شکل ۱۰ در  $x=80$  کیلومتر به وضوح دیده می‌شود (نقطه مرجع  $x$  در دو شکل با هم متفاوت‌اند و به اندازه ۱۵۰ کیلومتر جابه‌جا هستند). محل این تغییر سرعتی در محدوده عمقی ۱۴۰ کیلومتر تا ۲۰۰ کیلومتر دیده می‌شود. عدم همخوانی عمق این دو روش ایراد مهمی نیست چرا که آنومالی‌های آشکار شده در مدل‌های سرعتی دورلرز همواره با مشکل تخمین عمق روبرو هستند.



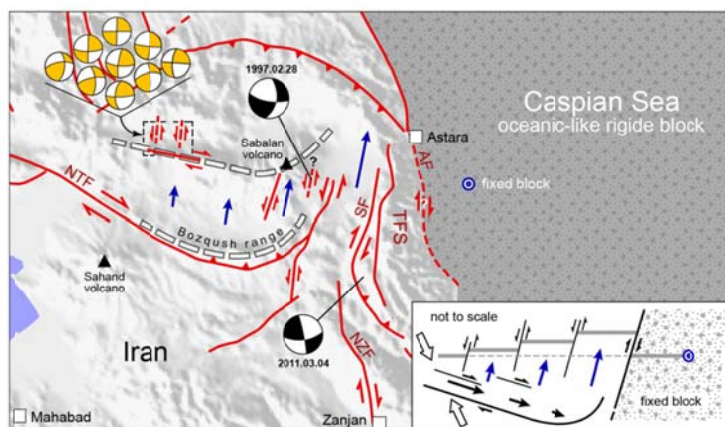
توسط قدس و همکاران (۲۰۱۵) ارائه شده است را نشان می‌دهد. مدل کارتونی در قسمت پایین سمت راست نشان داده شده است. پله‌های خاکستری در شکل کارتونی حرکت شمالی بلوک قاره‌ای شمال غرب ایران را نسبت به لیتوسفر خزر جنوبی نشان می‌دهد. گسل شمال تبریز یک حرکت راست‌لغز دارد و بلوک خزر جنوبی به‌عنوان یک مانع در برابر این حرکت رو به راست بلوک شمالی (نسبت به گسله) عمل می‌کند و این فرآیند سبب می‌شود بلوک شمال گسل تبریز فشرده می‌شوند که این فشردگی ضخیم‌شدگی را در پی خواهد داشت. با توجه به این مدل شاید بتوان ضخیم‌شدگی پوسته و گوشته لیتوسفری شرق سبلان در ناحیه شمال شبکه لرزه‌نگاری را به‌همین نزدیک شدن بلوک شمال غرب ایران به بلوک خزر جنوبی مرتبط دانست. اگر این درست باشد آن‌گاه مرزهای ذکر شده در مدل یاد شده (مانند گسل شمال تبریز) در کل لیتوسفر گسترش دارند و گسل تبریز احتمالاً می‌تواند مرز جدایش دو بلوک از هم باشد.

تغییرات آنومالی بوگه در امتداد پروفیل لرزه‌نگاری کنار هم قرار گرفتن یک بلوک شبه اقیانوسی در کنار یک بلوک قاره‌ای را تأیید می‌کند (شکل ۱۰، بالا). آنومالی بوگه در قسمت‌های غربی و مرکزی پروفیل حدود ۱۰۰- میلی‌گال است در حالی که در مجاورت دریای خزر این مقدار به ۵۰+ میلی‌گال می‌رسد. این بی-هنجاری مثبت در مجاورت حوضه خزر جنوبی می‌تواند ناشی از وجود یک لیتوسفر شبه‌اقیانوسی در زیر این حوضه باشد.

شکل ۹ نشان می‌دهد که تغییر ضخامت لیتوسفر احتمالی در بخش‌های جنوبی پروفیل لرزه‌ای زیاد نیست و ضخامت لیتوسفر در این محدوده در حدود ۸۰ کیلومتر است. این تفاوت هندسه مرز لیتوسفر با استوسفر در بالا و پایین شبکه جالب است و این سوال را مطرح می‌کند که چرا لیتوسفر بالایی در زیر سبلان دچار ضخیم‌شدگی شده و در بخش‌های جنوبی چنین ضخیم‌شدگی وجود ندارد. شکل ۱۱ مدل حرکتی تکتونیک شمال غرب ایران که



شکل ۱۰. الف) داده‌های بی‌هنجاری بوگه در امتداد شبکه لرزه‌نگاری. ب) مدل سرعتی به‌دست آمده توسط توموگرافی دورلرز امواج P در زیر شبکه لرزه‌نگاری استفاده شده در این مطالعه (باولی و همکاران، ۲۰۱۶).



شکل ۱۱. مدل ژئودینامیکی شمال غرب ایران (قدس و همکاران، ۲۰۱۵). مدل ساده شده کارتونی در قسمت پایین سمت راست نشان داده شده است. پله‌های خاکستری در شکل کارتونی حرکت شمالی بلوک قاره‌ای شمال غرب ایران را نسبت به لیتوسفر خزر جنوبی نشان می‌دهد. AF: گسل آستارا، NTF: گسل شمال تبریز، NZF: گسل شمال زنجان، TFS: سیستم گسلی تالش، SF: گسل سنگاور.

دید می‌شود. بنابراین نمی‌توان در مورد منشأ تورق لیتوسفری این بی‌هنجاری‌های حرارتی اظهار نظر کرد و شواهد سطحی تأییدکننده این موضوع نیست. همچنان در مورد منشأ این بی‌هنجاری‌های حرارتی ابهام وجود دارد.

#### ۶. نتیجه‌گیری

در این مطالعه با استفاده از توابع گیرنده S محاسبه شده در زیر یک شبکه خطی لرزه‌نگاری در شمال غرب ایران هندسه پوسته و گوشته مورد مطالعه قرار گرفته است. نتایج حاصل نشان می‌دهد که ضخامت پوسته و لیتوسفر در امتداد شبکه متغیر و ساختار مشاهده شده به شدت ناهمگن است؛ به طوری که ضخامت پوسته بین  $40 \pm 5$  تا  $60 \pm 5$  کیلومتر تغییر می‌کند و ضخامت لیتوسفر بین  $10 \pm 8$  تا  $10 \pm 12$  کیلومتر به متغیر است. ساحل شرقی دریاچه ارومیه و رشته کوه تالش دارای پوسته‌ای با ضخامت کم هستند و در میانه این دو ضخامت پوسته افزایش می‌یابد. یک ناپوستگی در پوسته زیرین رشته کوه تالش مشاهده می‌شود که احتمالاً پوسته شرق آن متعلق به بلوک صلب خزر و پوسته غرب آن متعلق به بلوک شمال غرب ایران است. نتیجه مهم دیگر، نازک بودن لیتوسفر شمال غرب ایران است، که می‌تواند مرتبط با بی‌هنجاری‌های دمایی پوسته شمال غرب ایران باشد؛ پوسته و لیتوسفر در زیر

مطالعات پیشین از جمله مطالعات اللزکی و همکاران (۲۰۰۴) و مگی و پرستلی (۲۰۰۵) که لیتوسفر نازک، گرم، کم‌چگال را برای شمال غرب ایران پیش‌بینی کرده بودند با نتایج ما مطابقت دارد. دلیل نازک بودن لیتوسفری در شمال غرب توسط این نویسندگان تورق لیتوسفری (delamination) پیشنهاد شده است، بدین صورت که با کنده شدن بخشی پایینی لیتوسفر، گوشته لیتوسفری جای خود را به بی‌هنجاری‌های حرارتی استنوسفر می‌دهد. اگر شرایط تنش کششی در منطقه باعث ایجاد درز و شکستگی شود، جریانات استنوسفری می‌توانند به پوسته نفوذ کنند و سبب تشکیل آتش‌فشان شوند. چنانچه در شمال غرب ایران تورق لیتوسفری رخ داده باشد این انتظار می‌رود که یک پوسته ضخیم با توپوگرافی برخاسته و شدید به‌عنوان پاسخ ساختارهای کم‌عمق به‌وقوع این پدیده ژئودینامیکی دیده شود. با توجه به فعالیت‌های جوان آتش‌فشانی شمال غرب ایران (چو و همکاران، ۲۰۱۳)، بایستی تورق لیتوسفری در مرحله‌ای باشد که بعد از کنده شدن گوشته لیتوسفری و وجود بی‌هنجاری‌های حرارتی، توپوگرافی هنوز به مرحله فرونشست نرسیده باشد و آثار توپوگرافی خشن دیده شود. اما در شمال غرب ایران اولاً پوسته زیاد ضخیم نیست، دوماً توپوگرافی مرتفع وجود ندارد بلکه تنها توپوگرافی نقطه‌ای و آتش‌فشانی

در بهبود این مقاله یاری کردند، تشکر و قدردانی می‌کنیم. از دکتر اسماعیل شبانیان که در بخش تفسیر کمک زیادی کردند متشکریم. از پروفیسور لینگ چن که کد محاسبه تابع گیرنده S را در اختیار ما قرار دادند ممنونیم.

#### مراجع

- Al-Lazki, A. I., Sandvo, E., Seber, D., Barazangi, M., Turkelli, N. and Mohaman, R., 2004, P<sub>n</sub> tomographic imaging of mantle lid velocity and anisotropy at the junction of the Arabian, Eurasian, and African plates, *Geophys. J. Int.*, 158, 1024-1040.
- Amini, S., Shomali, Z. H., Koyi, H. and Roberts, R. G., 2012, Tomographic upper-mantle velocity structure beneath the Iranian Plateau. *Tectonophysics*, 554, 42-49.
- Angus, D. A., Wilson, D. C., Sandvol, E. and Ni, J. F., 2006, Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1335-1346.
- Azizzanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S. and Rezaeian, M., 2013, Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains, *Geophysic. J. Int.*, 195, 799-814.
- Bavali, K., Motaghi, K., Sobouti, F., Ghods, A., Abbasi, M., Priestley, K., Mortezaejad, G. and Rezaeian, M., 2016, Lithospheric structure beneath NW Iran using regional and teleseismic travel-time tomography, *Physic of the Earth and Planetary Interiors*. 253, 97-107.
- Chen, L., Zheng, T. and Xu, W., 2006, A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration, *Journal of Geophysical Research*, B09312 (111), doi:10.1029/2005JB003974.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y., 2013, Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos*, 162-163, 70-87.
- Ghods, A., Shabanian, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, S., Mortezaejad, Gh. and Azizzanjani, A., 2015, The Varzaghan-Ahar, Iran, Earthquake Doublet ( $M_w$  6.4, 6.2): implications for the geodynamics of northwest Iran. 203, 522-540.
- Gök, R., Pasyanos, M. E. and Zor, E., 2007, Lithospheric structure of the continent—continent collision zone: eastern Turkey. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1079-1088.
- Hearn, T. M. and Ni, J. F., 1994, P<sub>n</sub> velocities beneath continental collision zones: the Turkish-Iranian Plateau. *Geophysical Journal International*, 117(2), 273-283.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabasi, H., Shabanian, E., Abbasi, M. R., Feghhi, K. and Soleymani, S., 2003, Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, *Annals of Geophysics*, 46 (5), 903-915.
- Jackson, J., 1992, Partitioning of strike-slip and convergent mountain between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 97, 471-479.
- Kennett, B. L. N. and Engdahl, E. R. 1991, Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465.
- Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., Saadat, S.A., Walpersdorf, A., Hosseini, S., Tavakoli, P. and Aghamohammadi, A. 2019, An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophysical Journal International*, 217(2), 832-843.
- Lü, Y., Ni, S., Chen, L. and Chen, Q. F. 2017, P<sub>n</sub> tomography with Moho depth correction from eastern Europe to western China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(2), 1284-1301.
- Maggi, A. and Priestley, K., 2005, Surface Waveform Tomography of the Turkish-Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.*, 160, 1068-1080.
- McKenzie, D. and Priestley, K. 2008, The influence of lithospheric thickness variations on continental evolution. *Lithos*, 102(1-2), 1-11.
- Priestley, k., McKenzie, D., Barron, J., Tatar, M., and Debayle, E., 2012, The Zagros core: Deformation of the continental lithospheric mantle *Geochemistry Geophysics*

آتش فشان سبلان نسبت به نواحی اطراف ضخیم‌ترند که این ضخیم‌شدگی را می‌توان ناشی از وجود سیستم فشارشی بلوک خزر جنوبی و لیتوسفر قاره‌ای شمال غرب ایران دانست.

#### تشکر و قدردانی

از داوران محترم که با ارائه نظرات و پیشنهاداتشان ما را

- Geosystems, v. 13, Q11014, doi:10.1029/2012GC004435.
- Schulte-Pelkum, V. and Mahan, K. H., 2014, A method for mapping crustal deformation and anisotropy with receiver functions and first results from USArray. *Earth and Planetary Science Letters*, 402, 221-233.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N. and Ghassemi, M. R., 2010, Lithospheric structure of NW Iran from P and S receiver functions. *Journal of seismology*, 14(4), 823-836.
- Taghizadeh Farahmand, F. and Afsari, N., 2018, Variation of Lithosphere-Asthenosphere boundary beneath Iran by using S Receiver function. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 10(1), 11-19.

## Lithospheric Structure of the NW Iran revealed by S Receiver Functions

Ghorbanalizadeh, V.<sup>1</sup>, Motaghi, S. K.<sup>2\*</sup> and Sobouti, F.<sup>3</sup>

1. M.Sc. Graduated, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran
2. Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran
3. Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

(Received: 19 Jan 2020, Accepted: 9 June 2020)

### Summary

Iran Plateau is part of the Alpine-Himalayan orogenic system in western Asia. It is located in a seismically active region affected by a transpressional tectonic regime of oblique convergence, generated by the convergence of the Arabian plate toward Eurasia. The current morphology of Iranian plateau had been dominated by opening and closing of the Paleo-Tethys and Neo-Tethys oceans in the past. Current lithospheric deformation in the NW Iran is shaped by the convergence of Arabia and Eurasia and the westward motion of the rigid South Caspian Basin. The South Caspian Basin is a relatively aseismic rigid basement block and has affected the deformation history of its surrounding continental regions. The South Caspian Basin and the Kura depression to its west are thought to be a relic back-arc of the Tethyan Mesozoic subduction caught up in a continental collision zone similar to the Black Sea and the eastern Mediterranean. The South Caspian Basin is a piece of unusually-thick oceanic-like crust, because of its low elevation and its west and southward motion relative to central Iran.

Here we present results of a S-receiver function analysis for a 290 km long temporary seismic network in the NW Iran. The network is a linear array stretching from the western coast of the South Caspian Basin to the Lake Urumieh. We computed the individual S receiver functions for 23 broad-band seismic stations and then we stacked them based on their piercing points at depth of 80 km. To calculate S receiver functions, the teleseismic S waveforms were cut from 200 s before to 100 s after the theoretical S wave onset. ZNE-component waveforms were rotated into the ZRT coordinate system and the R component was deconvolved from the Z component. To make S receiver functions similar to P receiver functions, we reversed the time axis and the polarity of S receiver function time series. The Gaussian smoothing factor was selected equal to 1.0 for both data sets, which is equivalent to the application of a Gaussian low pass filter with a corner frequency of ~0.2 Hz to the receiver functions.

Piercing points at north and south of the linear profile were separated into two different data sets to avoid the stacking of 3D heterogeneities. Stacking receiver functions confirms a thin crust east of the Talesh Mountains juxtaposing with a thick continental crust beneath the NW Iran. We interpret the thin crust as an oceanic-like crust belonging to the South Caspian Basin. The detected Lithosphere-Asthenosphere boundary is almost shallow with an average depth of ~100 km. However, its variations across the profiles are different in each data set. Variations beneath the region south of the profile are minor revealing a flat, thin lithosphere beneath the region. The lithosphere (as well as crust), however, becomes thick beneath Sabalan volcano, north of the profile, probably due to convergence of the NW Iran and the South Caspian basin above the North Tabriz Fault. This interpretation implies that the North Tabriz Fault is a continental suture between the NW Iran and Central Iran plateau.

**Keywords:** NW Iran, S receiver function, Moho boundary, Lithospheric thickness.

\* Corresponding author:

kmotaghi@iasbs.ac.ir