

وزارت علوم، تحقیقات و فناوری  
دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه  
گاوزنگ - زنجان



# مطالعه ساختار لیتوسفر در شمال غرب ایران با استفاده از توموگرافی امواج P دور لرز و منطقه‌ای

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

کیوان باولی بهمنی

استاد راهنما: دکتر سید خلیل متقی

استاد مشاور: دکتر مهناز رضائیان

تیر ۱۳۹۳

به نام حضرت عشق

به پاس محبت‌های عاشقانه‌شان، حمایت‌های بی‌دریغ‌شان،

و به پاس زحمات فراوان و عواطف سرشار از شور انسانی‌شان

این رساله تقدیم به

مادر فداکارم، روح بزرگ پدر عزیزم

برادر بزرگوارم، وحید

و همچنین تقدیم به

زهره، هاشم، فرزاد، آنیسا کوچولو و عموهای مهربانم.

## تشکر و قدردانی

بر خود لازم می‌دانم از تمامی کسانی که در انجام این پایان‌نامه مرا همراهی کردند، مراتب سپاس و تشکر خود را به عمل آورم. در ابتدا از خانواده‌ی عزیزم سپاس‌گزارم، که همواره در کنارم بوده‌اند و حمایت‌شان را از من دریغ نکرده‌اند. از استاد راهنمای عزیزم جناب آقای دکتر سید خلیل متقی تشکر فراوان دارم، چرا که همواره راهنمای خوبی برایم بوده‌اند و با راهنمایی‌هایشان شوق و انگیزه‌ی فراوانی در کسب علم و دانش برایم ایجاد کرده‌اند. از ریاست محترم دانشکده‌ی علوم زمین جناب آقای دکتر فرهاد ثبوتی به خاطر تلاش‌های زیادشان در ایجاد شور و تفکر علمی، سپاس فراوان دارم. همچنین از استاد پر انرژی، دکتر عبدالرضا قدس، استاد مشاور گرامی و مهربان دکتر مهناز رضائیان، محققان فرزانه و خوش‌اخلاق دکتر اسماعیل شبانیان و دکتر مجید عباسی، دوست مهربان و معلم صبورم، دکتر مسعود ساعت‌ساز و استاد گرامی جناب آقای دکتر حبیب رحیمی، احترام و تشکر فراوان دارم.

در پایان از تمامی دوستانم، که در طول این مدت خاطرات خوب و شیرینی همراه با آموزه‌های اخلاقی در ذهنم به یادگار گذاشته‌اند، آقایان میثم رحمانی، علی حسین‌زاده، محسن خلیلی، آرش سجادی، امیر عبادتی، علی رضایی، علی‌رضا علیپور، مهران پاشنه‌ساز و همچنین از همکلاسی‌های عزیزم به خصوص امیر زارع، فائزه اسکندری، زهرا ضرونی، مینوش بیجاری، فاطمه علیزاده و فرزانه عزیززنجانی سپاس فراوان دارم.

## چکیده

در این پژوهش، برای مطالعه‌ی ساختارهای عمیق شمال غرب ایران از روش توموگرافی دورلرز ACH استفاده می‌شود. داده‌های مورد استفاده در این مطالعه توسط ۲۳ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت متعلق به دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان جمع‌آوری شده است. برای استخراج داده از زمین‌لرزه‌هایی در حد فاصل ۲۰ تا ۹۵ درجه، ۱۶۶۶ فاز P قرائت شد. این زمین‌لرزه‌ها در امتداد نیم‌رخ لرزه‌ای با بازه‌ی بک‌آزیموتی  $\pm 20^\circ$  درجه به ایستگاه‌ها رسیده‌اند. بعلاوه از زمین‌لرزه‌هایی در فاصله‌های ۱۱۶ تا ۱۵۰ درجه، ۹۷۰ قرائت زمان‌رسید فاز PKPdf انجام شد. برای این فاز، محدودیت آزیموتی در نظر گرفته نشده است. بزرگای زمین‌لرزه‌های انتخابی بیش از ۵/۵ است.

پس از آماده‌سازی داده‌ها، منطقه‌ی مورد مطالعه با شبکه‌ای از گریدها به صورت منظم، پارامتربندی شد. روش‌های وارون‌سازی کمترین مربعات میرا شده، وارون کلی و گاوس-مارکوف، برای تعیین پارامترهای مدل سرعت در هر گره، به کار گرفته شد. نتایج توموگرافی در هر سه روش، مدل‌های تقریباً مشابهی را نشان می‌دهد. در روش کمترین مربعات میرا شده، بی‌هنجاری‌های کوچکی وجود دارد که از تفسیر آنها خودداری شده است و تنها بی‌هنجاری‌های بزرگ مقیاس تفسیر شده است.

در این مطالعه، برای قدرت دادن به پرتوها در بازیابی بی‌هنجاری‌های پوسته بالایی از فاز منطقه‌ای Pn، استفاده شد. ۱۴۴ داده‌ی فاز Pn از رویدادهایی در امتداد پروفیل قرائت شد و زمان‌رسید نسبی موج Pn به روش ACH، به مدل سرعتی برگردانده شد. نتیجه‌ی توموگرافی فاز Pn در پوسته، ساختارهای مشابهی را در مقایسه با نتایج توموگرافی دورلرزها در پوسته نشان می‌دهد. تشابه مدل‌ها، نشان‌دهنده‌ی پایداری نتایج توموگرافی در پوسته است. بعلاوه داده‌های منطقه‌ای به داده‌های دورلرز افزوده شد و توموگرافی تمامی فازها به طور همزمان انجام شد. نتیجه‌ی وارون‌سازی داده‌ها تا عمق ۲۲۰ کیلومتری ساختارهای کم سرعتی را در زیر سهند و سبلان و ساختار پر سرعتی در زیر ارتفاعات تالش نشان می‌دهد. بی‌هنجاری کم‌سرعت سهند پهنای بیشتر و عمق کمتری نسبت به بی‌هنجاری کم‌سرعت سبلان دارد و گسترش آن در پوسته به سمت غرب آتشفشان است. بی‌هنجاری‌های کم‌سرعت مشاهده شده در پوسته و گوشته بالایی آتشفشان سبلان و سهند به عنوان بی‌هنجاری‌های حرارتی در زیر این آتشفشان‌ها تفسیر می‌شوند. محدوده‌ی بی‌هنجاری سبلان، از زیر آتشفشان شروع شده و به سمت شرق آن گسترش یافته است. بی‌هنجاری پرسرعت و پرچگالی در زیر رشته‌کوه‌های تالش مشاهده می‌-

شود که به عنوان لیتوسفر نازک و احتمالاً اقیانوسی حوضه‌ی خزر جنوبی تفسیر می‌شود. مرز بین لیتوسفر قاره-  
ای شمال غرب ایران و استنوسفر واقع در زیر لیتوسفر کاسپین جنوبی در  $x=۸۰$  کیلومتر دیده شده است.

## فهرست

۱	..... مقدمه
۵	..... فصل اول- منطقه‌ی مورد مطالعه و مطالعات زمین‌ساختی
۶	..... ۱-۱ مقدمه
۷	..... ۲-۱ زمین‌شناسی شمال‌غرب ایران
۸	..... ۳-۱ حوضه خزر جنوبی و تالش
۱۰	..... ۴-۱ سهند و سبلان
۱۰	..... ۵-۱ مطالعات ژئوفیزیکی
۱۰	..... ۱-۵-۱ تالش و خزر جنوبی
۱۳	..... ۲-۵-۱ سایر مطالعات ژئوفیزیکی در منطقه شمال‌غرب ایران
۱۷	..... فصل دوم- توموگرافی زمان‌سیر امواج P دور لرز: روش ACH
۱۷	..... ۱-۲ مقدمه
۱۹	..... ۲-۲ روش ACH
۲۰	..... ۱-۲-۲ داده‌ها و قرائت زمان رسید نسبی
۲۲	..... ۲-۲-۲ محاسبه مقدار باقیمانده نسبی
۲۴	..... ۳-۲-۲ مبانی توموگرافی
۲۹	..... ۴-۲-۲ تئوری وارون‌سازی
۲۹	..... ۱-۴-۲-۲ روش کمترین مربعات
۳۲	..... ۲-۴-۲-۲ مسائل فرامعین
۳۳	..... ۳-۴-۲-۲ مسائل فرومعین
۳۵	..... ۴-۴-۲-۲ مسائل ترکیبی فرا و فرومعین
۳۶	..... ۵-۴-۲-۲ حل مسائل ترکیبی و روش کمترین مربعات میراشده
۳۹	..... ۶-۴-۲-۲ وارون‌سازی فراگیر یا کلی
۴۲	..... ۷-۴-۲-۲ روش گاوس-مارکوف
۴۴	..... ۵-۲-۲ ماتریس قدرت تفکیک و کواریانس

۴۸	..... ۶-۲-۲ تصحیح اثر پوسته
۵۱	..... فصل سوم- داده‌ها و نتایج توموگرافی
۵۱	..... ۱-۳ شبکه و داده‌ها
۵۵	..... ۲-۳ قرائت زمان رسید نسبی
۵۸	..... ۳-۳ محاسبه مقدار باقیمانده زمان رسید نسبی
۶۰	..... ۴-۳ حذف داده‌های پرت
۶۲	..... ۵-۳ پارامتر بندی مدل
۶۴	..... ۶-۳ انتخاب فاکتور میرایی
۶۵	..... ۷-۳ نتایج وارون سازی فازهای دورلرز
۶۹	..... ۸-۳ آزمون‌های کیفیت
۶۹	..... ۱-۸-۳ درایه‌های قطری ماتریس قدرت تفکیک
۷۲	..... ۲-۸-۳ کاهش واریانس (Variance Reduction)
۷۲	..... ۳-۸-۳ آزمون‌های مدل مصنوعی
۷۴	..... ۹-۳ توموگرافی فاز منطقه‌ای Pn به منظور جلوگیری از نفوذ اثرات پوسته بالایی
۸۱	..... ۱۰-۳ نتایج توموگرافی با ترکیب امواج دورلرز و منطقه‌ای
۸۳	..... ۱-۱۰-۳ آزمون‌های کیفیت
۹۰	..... فصل چهارم- بحث و نتیجه گیری
۹۰	..... ۱-۴ تفسیر داده‌ها
۹۷	..... ۲-۴ تفسیر نتایج توموگرافی
۱۰۷	..... ۱-۲-۴ بی‌هنجاری بوگه
۱۰۹	..... ۳-۴ نتیجه گیری
۱۱۱	..... مراجع
۱۱۶	..... واژه‌نامه فارسی به انگلیسی
۱۱۹	..... واژه‌نامه انگلیسی به فارسی



## مقدمه

منطقه‌ی شمال غرب ایران، بخشی از فلات ایران-ترکیه<sup>۱</sup> است، که از نظر زمین‌شناسی میان دو کوهزاد قفقاز<sup>۲</sup> در شمال و زاگرس در جنوب قرار دارد (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). وجود گسله‌یه‌ها، زمین‌لرزه‌ها و ساختارهای زمین‌ساختی مهمی مانند مناطق آتشفشانی سهند و سبلان، اهمیت مطالعه منطقه را دوچندان می‌کند. یافتن ارتباط ساختارهای زمین‌ساختی سطحی با ساختارهای عمقی، کنجکاوای دربارهی وضعیت ساختارهای عمقی منطقه را بیشتر می‌کند.

به طور کلی، منطقه‌ی شمال غرب ایران به لحاظ مطالعات ژئوفیزیکی و زمین‌ساختی کمتر مورد توجه پژوهشگران بوده است و بسیاری از ویژگی‌های زمین‌ساختی منطقه در ابهام قرار دارند. از مهمترین مطالعات پیشین می‌توان به مطالعه‌ی اللزکی<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۴) و مگی و پرستلی (۲۰۰۵) اشاره کرد. موضوع مطالعه‌ی اللزکی و همکاران (۲۰۰۴) توموگرافی موج Pn در فلات ایران-ترکیه است، که منطقه‌ی شمال غرب ایران تنها بخش کوچکی از این مطالعه را شامل می‌شود. نتیجه‌ی توموگرافی آن‌ها نشان داده است که این موج در شمال غرب ایران، شرق آناتولی<sup>۴</sup> و قفقاز سرعت کمی دارد. آن‌ها این امر را به گرم بودن گوشته‌ی بالایی و احتمالاً وجود ذوب بخشی نسبت دادند. مگی و پرستلی (۲۰۰۵) مطالعه‌ی مشابهی را با امواج سطحی تا عمق ۱۰۰ کیلومتری انجام دادند. توموگرافی امواج سطحی در شمال غرب ایران نشان داد که این امواج سرعت پائینی در لیتوسفر شمال غرب ایران دارند. آن‌ها نتایج کارشان را به لیتوسفری گرم، ناپایدار، کم چگال و نازک در شمال غرب ایران تفسیر کردند.

---

<sup>1</sup> Turkish-Iranian Plateau

<sup>2</sup> Caucasus

<sup>3</sup> Al-Lazki

<sup>4</sup> Anatolian

تصاویر توموگرافی به دست آمده از کارهای مگی و پریستلی (۲۰۰۵) و اللزکی و همکاران (۲۰۰۴) در فلات ایران- ترکیه قدرت تفکیک پائینی دارند و جزئیات زیادی از بی‌هنجاری‌ها دیده نمی‌شود. در این مطالعات، تنها به صورت کلی اشاره‌ای به گرم و ناپایدار بودن لیتوسفر شمال غرب ایران و شرق آناتولی شده است. بدین سبب لازم شد که با استفاده از یک شبکه‌ی محلی در شمال غرب ایران، جزئیات بیشتری از ساختار لیتوسفر مطالعه شود. در این پژوهش از داده‌های شبکه‌ی محلی و موقت لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان (IASBS)، استفاده شد. ایستگاه‌های این شبکه در امتداد یک خط تقریباً راست با راستای شرقی- غربی چیده شده‌اند. این شبکه، از ساحل آستارا آغاز و با گذر از بلندی‌های تالش و مناطق آتشفشانی سبلان و سهند تا شرق دریاچه‌ی ارومیه می‌رسد. مدت زمان داده‌برداری ایستگاه‌های این شبکه از ۹ تا ۳۴ ماه متغیر است. بیشترین بازه‌ی زمانی داده‌برداری مربوط به ایستگاه‌هایی واقع شده در شرق نیم‌رخ لرزه‌ای (محدوده‌ی بلندی‌های تالش) است. پراکنش ایستگاه‌های این شبکه در نواحی مختلف، یکسان نیست و فاصله‌ی میان ایستگاهی در بلندی‌های تالش و نزدیکی گسله‌ی تبریز کمتر از مقدار متوسط فاصله‌ی میان ایستگاهی این شبکه است. مقدار متوسط فاصله‌ی میان ایستگاهی نزدیک به ۱۳ کیلومتر است.

برای مطالعه‌ی ساختارهای عمیق شمال غرب لازم است که تصویری از ساختار عمقی منطقه‌ی شمال غرب ایران با قدرت تفکیک بالاتر نسبت به مطالعات پیشین، فراهم شود. روش توموگرافی<sup>۵</sup> که برای اولین بار برای تصویربرداری از داخل بدن انسان مورد استفاده قرار گرفت، روشی است که در این مطالعه، برای تهیه‌ی تصویری از ساختارهای عمقی منطقه‌ی شمال غرب ایران استفاده می‌شود. این روش را اولین بار در سال ۱۹۷۷ پروفیسور آکی و همکاران برای تصویربرداری از مقاطع عمقی درون زمین، استفاده کردند که به روش ACH شهرت یافت. در این روش، معمولاً از زمین لرزه‌های دور لرزه<sup>۶</sup> در حد فاصل ۲۰ تا ۹۵ درجه استفاده می‌شود و تنها بخش پایانی مسیر پرتو برای انجام توموگرافی انتخاب می‌-

---

<sup>5</sup> Tomography

<sup>6</sup> Teleseismic

شود. از این رو لازم است که از اثرات خطای چشمه و مسیر موج چشم‌پوشی کنیم. به همین دلیل، محاسبه‌ی مقدار باقیمانده‌ی زمان‌سیر نسبی برای پردازش اولیه‌ی داده‌ها پیشنهاد می‌شود. استفاده از باقیمانده‌های زمان‌سیر نسبی، باعث نسبی بودن مدل می‌شود و با انجام توموگرافی، تغییرات نسبی پارامترهای مدل سرعت محاسبه می‌شود.

در این مطالعه، استخراج باقیمانده‌های زمان‌سیر نسبی فاز P و PKPdf، از نگاشت‌های ۱۷۴ زمین- لرزه در حد فاصل ۲۰ تا ۹۵ درجه (برای فاز P) و ۱۰۷ رخداد در فاصله‌ی رومرکزی ۱۱۶ تا ۱۵۰ درجه (برای فاز PKPdf)، انجام شد. دورلرزه‌های فاز P، از زمین‌لرزه‌هایی در امتداد نیم‌رخ لرزه‌ای با بازه‌ی بک‌آزیموتی  $\pm 20^\circ$  درجه انتخاب شد، ولی برای دورلرزه‌های فاز PKPdf، محدودیت بک‌آزیموتی در نظر گرفته نشد. پس از حذف داده‌های پرت<sup>۷</sup>، در مجموع تعداد ۲۶۳۶ قرائت فاز P و PKPdf از نگاشت- های باکیفیت این رخدادها انجام شد. با تعیین بردار داده‌ها، برای مشخص شدن پارامترهای مدل سرعت از روش‌های وارون‌سازی کمترین مربعات میرا شده<sup>۸</sup>، وارون کلی<sup>۹</sup> و روش گاوس- مارکوف<sup>۱۰</sup> استفاده شد. پیش از انجام وارون‌سازی، منطقه‌ی مورد مطالعه براساس شبکه‌ای از نقاط گره به صورت منظم، پارامتربندی شد. فاصله‌ی نقاط گره در امتداد پروفیل، عمود بر پروفیل و در امتداد عمقی به ترتیب ۲۰، ۴۰ و ۲۰ کیلومتر است. با انجام روش‌های وارون‌سازی، پارامترهای مدل سرعت در هر کدام از این نقاط گره محاسبه شد. روش گاوس- مارکوف روش نوینی در حل مسائل توموگرافی دورلرز است که آن را در سال ۲۰۱۱ دو عضو اصلی ابداع‌کننده‌ی روش ACH (کریستوفرسن و هیوزبای)، پیشنهاد کردند. برتری اصلی استفاده از این روش، هموارسازی مدل با کنترل تغییرات طول مدل است، زیرا در روش- های کمترین مربعات میرا شده و وارون کلی، بی‌هنجاری‌های کوچک مقیاسی (به صورت دانه دانه) دیده می‌شود که باعث زبری و ناهمواری<sup>۱۱</sup> مدل است. بنابراین، چون در توموگرافی دورلرز به دنبال

<sup>7</sup> Outlier

<sup>8</sup> Damped Least Square

<sup>9</sup> Generalized Inverse

<sup>10</sup> Gauss-Markove approach

<sup>11</sup> Bumpy

ساختارهای بزرگ مقیاس بوده‌ایم از جدیدترین روش توموگرافی دورلرز برای هموارسازی مدل استفاده کرده‌ایم. نتایج وارون‌سازی به سه روش پیشنهادی، ساختارهای کم‌سرعت و پرسرعت قابل ملاحظه‌ای را در پوسته و گوشته بالایی (تا عمق ۲۲۰ کیلومتری) در شمال‌غرب ایران نشان می‌دهد.

یک مشکل کلی در روش توموگرافی دورلرز، ناتوانی در آشکار کردن بی‌هنجاری‌های پوسته‌ی بالایی است، که این موضوع به دلیل همگرا و موازی شدن پرتوها در قسمت‌های بالایی پوسته است. به منظور جلوگیری از نفوذ اثرات پوسته بالایی به گوشته، برای اولین بار در این مطالعه، استفاده از توموگرافی پرتوهای منطقه‌ای فاز Pn، به روش ACH پیشنهاد شده است. برای این کار تعداد ۱۴۴ قرائت زمان-رسید فاز Pn، از ۲۱ رخدادهای منطقه‌ای در امتداد پروفیل (با بازه‌ی بک‌آزیموتی  $\pm 20^\circ$ ) خوانده شد و وارد فرآیند وارون‌سازی شد. پس از وارون‌سازی این داده‌ها در پوسته، ساختارهای همانندی در مقایسه با ساختارهای آشکار شده‌ی پوسته توسط دورلرزها مشاهده شد، که این موضوع را می‌توان دلیلی بر پایداری ساختارهای بازیابی شده در پوسته توسط فازهای دورلرز دانست. در گام بعدی، همه‌ی فازهای دورلرز و منطقه‌ای به طور همزمان وارون‌سازی شدند. نتایج وارون‌سازی همزمان تمامی پرتوها، ساختارهای کم‌سرعت‌تر و پردامنه‌ای را در زیر مناطق آتشفشانی سهند و سبلان نشان می‌دهد.

در فصل اول این نوشتار، به معرفی منطقه‌ی مورد مطالعه، رژیم زمین‌ساختی<sup>۱۲</sup>، عوامل دگرریختی<sup>۱۳</sup> کنونی و مطالعات پیشین ژئوفیزیکی در منطقه می‌پردازیم. در فصل دوم به معرفی روش توموگرافی ACH، مبانی نظری توموگرافی و روش‌های وارون‌سازی پرداخته می‌شود. در فصل سوم این نوشتار، شبکه و داده‌ها، مراحل انجام کار و نتایج توموگرافی بحث می‌شود و در پایان در فصل چهارم به بحث، نتیجه‌گیری و ارائه تفسیر نتایج به‌دست آمده خواهیم پرداخت.

---

<sup>12</sup> Tectonic

<sup>13</sup> Deformation

## فصل اول

### منطقه مورد مطالعه و مطالعات زمین‌ساختی

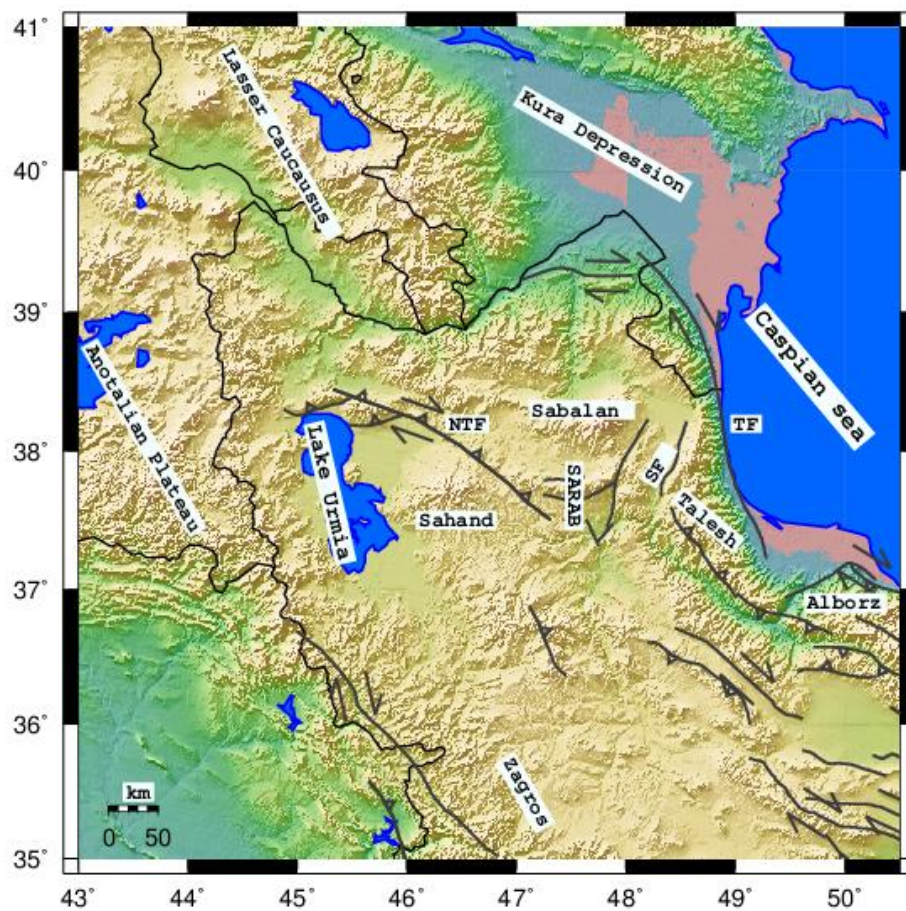
منطقه مورد مطالعه در عرض‌های جغرافیایی ۳۷ تا ۴۰ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۵ تا ۵۰ درجه شرقی قرار دارد. این ناحیه بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا در شمال غرب فلات ایران- ترکیه است و به لحاظ زمین‌شناسی و رژیم زمین‌ساختی تشابه بسیاری با نواحی پیرامون خود در قفقاز کوچک<sup>۱۴</sup> و شرق ترکیه دارد (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶). شمال غرب ایران را حوضه‌ی خزر جنوبی<sup>۱۵</sup> و کوه‌های تالش از شرق، فلات آناتولی از غرب، ناحیه‌ی قفقاز کوچک و ناحیه فروافتاده‌ی کورا<sup>۱۶</sup> از شمال و رشته‌کوه‌های زاگرس از جنوب محصور کرده‌اند (شکل ۱-۱). از میان مهم‌ترین ویژگی‌های این نواحی می‌توان به فعالیت‌های آتشفشانی و میانگین ارتفاع نزدیک به ۲ کیلومتری اشاره کرد (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶). در این فصل مقدمه‌ای مختصر از تاریخچه‌ی تکتونیک فلات ایران- ترکیه را شرح خواهیم داد، سپس درباره‌ی مهم‌ترین ساختارهای زمین‌ساختی در شمال غرب ایران به لحاظ رژیم تکتونیک، لرزه‌خیزی، زمین‌شناسی و از نظر مطالعات ژئوفیزیکی بحث خواهیم کرد.

---

<sup>14</sup> Lesser Caucasus

<sup>15</sup> South Caspian Basin

<sup>16</sup> Kura Depression



شکل (۱-۱). نقشه‌ی شمال غرب ایران به همراه موقعیت ساختارهای زمین‌ساختی مهم در همسایگی منطقه. مهم‌ترین ساختارهای زمین‌ساختی شمال غرب ایران در این شکل عبارتند از: گسله‌ی شمال تبریز (NTF)، گسله‌ی سنگاور (SF)، گسله‌ی تالش (TF)، ارتفاعات تالش (Talesh) و مناطق آتشفشانی سهند (Sahand) و سبلان (Sabalan).

## ۱.۱ مقدمه

در نتیجه‌ی همگرایی رو به شمال صفحه عربستان نسبت به اوراسیا، یک برخورد قاره-قاره میان دو صفحه بوجود آمده است. این برخورد از دوره‌ی میوسن میانی آغاز شده است و تاکنون سبب دگرریختی و فعالیت‌های زمین‌ساختی بسیاری در فلات ایران شده است (دویی<sup>۱۷</sup> و همکاران، ۱۹۸۶؛

<sup>17</sup> Dewey

شنگور و ایلماز<sup>۱۸</sup>، (۱۹۸۱). بخشی از این همگرایی در فلات ایران- ترکیه و قفقاز جذب شده است. در لبه‌ی شمالی برخورد، گسله‌یش رورانده و کوتاه‌شدگی، باعث چین‌خوردگی و پیدایش رشته‌کوه‌های قفقاز شده است. بخشی از مولفه‌ی حرکت همگرایی که در قفقاز جذب نشده است، در شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه باعث ایجاد گسله‌ی‌های امتداد لغز راستگرد شده است (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶). از مهمترین این گسله‌ی‌ها می‌توان به گسله‌ی شمال تبریز اشاره کرد.

اما مهم‌ترین ساختارهای زمین‌ساختی مرتبط با همگرایی صفحه‌ی عربی- اوراسیا در شمال‌غرب ایران حوضه‌ی خزر جنوبی و مناطق آتشفشانی سهند و سبلان هستند. هر کدام از این نواحی را به لحاظ فعالیت زمین‌ساختی، لرزه‌خیزی و زمین‌شناسی بررسی می‌کنیم.

## ۲.۱ زمین‌شناسی شمال‌غرب ایران

دگرشکلی سنوزوئیک کوهزاد آلپ- هیمالیا مهم‌ترین عامل شکل‌گیری ریخت امروزی منطقه‌ی شمال‌غرب ایران و آذربایجان است. ویژگی بارز منطقه‌ی آذربایجان، فعالیت‌های آتشفشانی در سنوزوئیک (ائوسن و کواترنری<sup>۱۹</sup>) است. این فعالیت از ائوسن تا کواترنری در فلات آذربایجان مشخص است. از جمله‌ی مهم‌ترین نواحی آتشفشانی این منطقه می‌توان به قله‌ی ۴۸۱۸ متری سبلان اشاره کرد. بر اثر حرکات کوهزایی در اوایل الیگوسن، این منطقه درگیر چین‌خوردگی و گسلش شده است و توده‌های نفوذی به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخنه کرده‌اند. این امر سبب سفت و سخت شدن ناحیه شده و رفتار صلبی از این بلوک در پی داشت. در حدود ۲۰ میلیون سال پیش زاگرس توسط این بلوک صلب به قفقاز متصل بوده است. با ادامه‌ی همگرایی رو به شمال صفحه‌ی عربی نسبت به اوراسیا و صلب بودن حوضه‌ی خزر، این ناحیه نسبت به امتداد البرز دچار خمش شده و به شکل امروزی در آمده است (درویش‌زاده، ۱۳۸۲).

---

<sup>18</sup> Yilmaz

<sup>19</sup> Quaternary

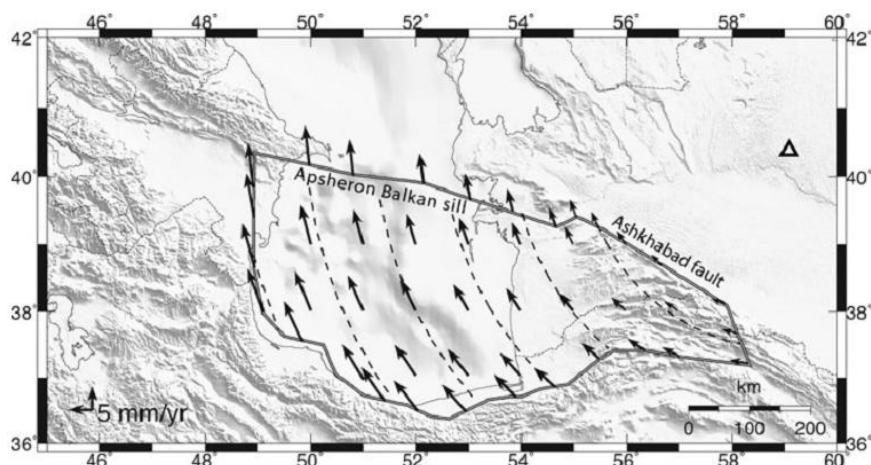
### ۳.۱ حوضه‌ی خزر جنوبی و تالش

حوضه‌ی دریای خزر در بخش شمالی کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا به سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم می‌شود. این سه بخش، با گسله‌ی‌های پی‌سنگی از یکدیگر جدا شده‌اند. بخش جنوبی این حوضه، از جنوب با کوهزاد البرز و از غرب با کوه‌های تالش احاطه شده است. مطالعات سونداژ لرزه‌ای عمیق (مانجینو و پرستلی، ۱۹۹۸) در پوسته‌ی حوضه‌ی خزر جنوبی، نشان می‌دهد که این پوسته لایه‌ی گرانیته‌ی ندارد و ماهیتی مانند پوسته‌های اقیانوسی با ضخامت غیر عادی از رسوبات و یا یک پوسته‌ی قاره‌ای قدیمی نازک شده دارد (بربریان، ۱۹۸۳). پوشش رسوبی این حوضه بسیار ضخیم می‌باشد و ضخامتی نزدیک به ۲۰ تا ۲۸ کیلومتر است (نپ<sup>۲۰</sup> و کونور<sup>۲۱</sup>، ۲۰۰۴). مطالعات لرزه‌خیزی حوضه‌ی خزر جنوبی، یک ناحیه‌ای با کمبود زلزله را نشان می‌دهد. نبود لرزه‌خیزی، بیانگر صلب بودن این صفحه است. اما کمربندهای کوهزایی تالش، البرز و کپه‌داغ در اطراف این بلوک صلب، لرزه‌خیزی بالایی دارند. مدل‌سازی بردارهای سرعت جی‌پی‌اس در مرز جنوبی حوضه‌ی خزر جنوبی (البرز) (جمهور<sup>۲۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۰)، تصویری از حرکت این بلوک را نشان می‌دهد. بردارهای سرعت مدل‌سازی شده در شکل (۱-۲) تغییرات آزیموتی از ۳۱۵ درجه در جنوب به صفر درجه در شمال حوضه را دارند. جهت بردارهای سرعت این بلوک، یک حرکت چرخشی ساعتگرد را نسبت به اوراسیا نشان می‌دهد.

---

<sup>20</sup> Knapp  
<sup>21</sup> Connor  
<sup>22</sup> Djamour





شکل (۱-۲). بردارهای سرعت بلوک خزر جنوبی نسبت به صفحه اوراسیا. علامت مثلث قطب اولر خزر جنوبی - اوراسیا را نشان می‌دهد (جمور و همکاران، ۲۰۱۰).

چرخش ساعتگرد بلوک صلب خزر جنوبی، حرکت این حوضه را به سمت غرب به دنبال دارد، که این حرکت از ترکیب مولفه‌ی حرکتی گسله‌ی‌های راستگرد عشق‌آباد و چپگرد شاهرود، ایجاد می‌شود. از طرفی همگرایی عمومی صفحه‌ی عربستان با اوراسیا برخورد بلوک خزر جنوبی با تالش را تشدید می‌کند. بنابراین از ترکیب تمامی مولفه‌های حرکتی، گمان می‌رود پوسته‌ی خزر به زیر تالش رانده شود (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). زیرراندگی احتمالی پی‌سنگ خزر جنوبی، ممکن است دگرشکلی در کمربندهای حاشیه این حوضه و پیدایش بلندی‌های تالش را به همراه داشته باشد (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

تالش رشته‌کوهی شمالی - جنوبی در امتداد ساحل غربی خزر جنوبی و ادامه‌ی غربی البرز است. سنگ‌های این ناحیه بیشتر شبیه سنگ‌های البرز و شامل توالی آذراواری ضخیمی از آندزیت‌های پالئوژن است. ساختارهای اصلی منطقه تالش، چین‌های شمالی - جنوبی و راندگی‌هایی هستند که در انتهای شمالی رشته‌کوه در محلی که به دشتهای مسطح حوضه‌ی کورا می‌رسد، روند شرقی - غربی ملایمی می‌یابند (بربریان، ۱۹۹۷؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲).

## ۴.۱ سهند و سبلان

کوه سهند، در ۴۰ کیلومتری جنوب تبریز، یک آتشفشان بزرگ استراولکانو با بلندی نزدیک به ۳۷۰۰ متر است. این آتشفشان از پایان میوسن تا پلیستوسن به صورت متناوب فعالیت انفجاری خروج گدازه داشته است. فعالیت‌های آتشفشانی این کوه در چندین مرحله صورت گرفته و در میان این مراحل آرامش نسبی وجود داشته است. تعیین سن مطلق گدازه‌های مختلف آن سنی از ۱۲ میلیون تا ۱۴۰ هزار سال را نشان می‌دهد. این کوه از نظر ژئوشیمی گدازه‌ها، شبیه به آتشفشان‌های کوچک‌تر شمال‌غرب دریای ارومیه و مرکز آتشفشانی ارمنستان و آارات است. فراوانی خاکستر که تا فواصل زیادی از کوه پراکنده شده نشان‌گر انفجارات شدید سهند است (درویش‌زاده، ۱۳۸۲).

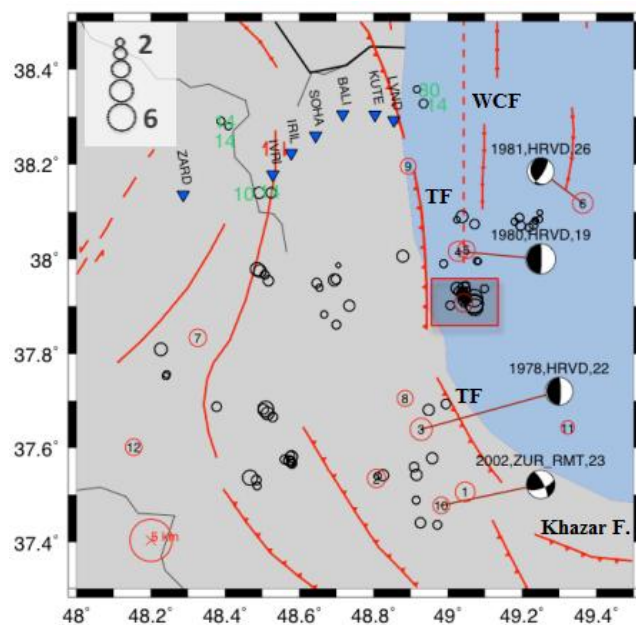
آتشفشان سبلان یک آتشفشان آندزیتی با ارتفاع ۴۸۱۸ متری و بلندترین نقطه در شمال‌غرب ایران است. این آتشفشان از نظر ساختمان و حجم شبیه آتشفشان‌های حاشیه‌ی قاره‌ای است ولی از نظر ترکیب شیمیایی شباهتی به آن‌ها ندارد. فعالیت قدیمی سبلان از ائوسن شروع شده، ولی آنچه کوه سبلان را بوجود آورده در پلیوسن آغاز به فعالیت کرده و تا عصر بعد از آخرین یخبندان ادامه داشته است. بعد از آتشفشان‌های ائوسن، مرحله بعدی فعالیت این کوه متعلق به میوسن است. بنابراین تکامل ماگمایی در طی زمانی طولانی انجام شده است (درویش‌زاده، ۱۳۸۲).

## ۵.۱ مطالعات ژئوفیزیکی

### ۱.۵.۱ تالش و خزر جنوبی

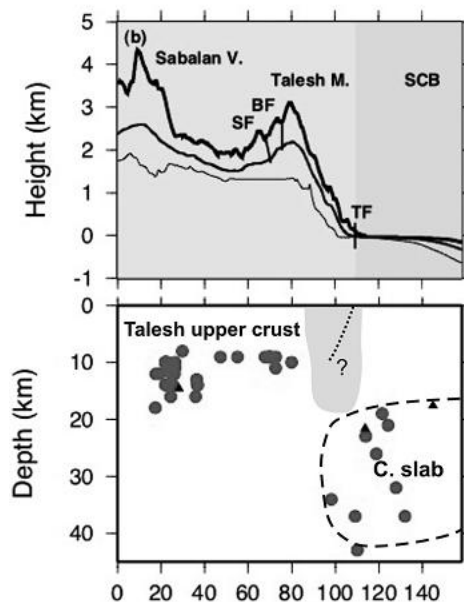
لرزه‌زمین‌ساخت تالش افزون بر متأثر شدن از حرکت صفحه‌ی عربی- اوراسیا، متأثر از حرکت حوضه خزر جنوبی نیز هست. بلوک صلب حوضه خزر جنوبی که منشأ آن مورد بحث است، یک قطعه‌ی باقیمانده از لیتوسفر اقیانوسی با پوسته‌ی غیرمعمول ضخیم یا پوسته‌ی قاره‌ای کشیده شده و نازک شده است. مطالعات سرعت امواج  $Lg$  و  $Sn$  سرعت غیر معمول بالایی را نشان می‌دهد. مشاهدات سرعت امواج لرزه‌ای، فرورانش بلوک خزر جنوبی به زیر دریای خزر در بخش شمالی و

همچنین وجود زمین‌لرزه‌های عمیق در حدود ۸۰ کیلومتری نشانگر این امر است که دست‌کم بخشی از این بلوک ماهیتی اقیانوسی دارد (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). موقعیت رومرکزی زمین‌لرزه‌های تالش همگی در نزدیکی خط ساحلی و در غرب محور چین‌های شمالی- جنوبی است. سازوکار زمین‌لرزه-های تالش نشان‌دهنده‌ی راندگی بر روی گسله‌های کم شیب در اعماق ۱۵-۲۶ 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 پی-سنگ خزر جنوبی یک راندگی با شیب کم به زیر کوه‌های تالش تا جایی که چین‌های سطحی مشاهده می‌شوند، داشته باشد (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). براساس مطالعات کادیرو و همکاران (۲۰۰۸)، عمق زمین‌لرزه‌ها در تالش میان ۸ تا ۱۵ کیلومتر است.



شکل (۱-۳). نتایج حاصل از مکان‌یابی چند رویدادی خوشه لرزه‌ای حوضه‌ی خزر جنوبی (عزیززنجانی، ۱۳۹۱). دایره‌های سیاه‌رنگ مکان‌یابی رخدادها در مطالعه‌ی این ناحیه توسط عزیززنجانی (۱۳۹۱) و دایره‌های قرمز رنگ مربوط به رخدادها وارد شده از کاتالوگ EHB است. خوشه‌ی لرزه‌ای با کادر مستطیلی سیاه رنگ مشخص شده است. موقعیت گسله‌های تالش (TF)، گسله‌ی غرب خزر (WCF) و گسله‌ی خزر مشخص شده است. مثلث‌های آبی رنگ موقعیت ایستگاه‌های استفاده شده در این مطالعه را نشان می‌دهد.

مطالعه‌ی لرزه‌خیزی در حوضه خزر جنوبی و تالش با مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌های محلی، بیان‌گر حضور یک پهنه لرزه‌زا با امتداد شمالی- جنوبی در بخش باختری حوضه خزر جنوبی است (شکل ۱-۳) که با گسله‌ی‌های شناخته شده در بخش ساحلی و خشکی توجیه‌پذیر (گسله‌ی‌های تالش و خزر) نیستند. خطواره غربی (مشخص شده با کادر مستطیلی سیاه‌رنگ در شکل ۱-۳) تأییدی بر وجود گسله‌ی غرب خزر در بخش دور از ساحل و درون حوضه است (عزیززنجانی و همکاران، ۲۰۱۳- مرتضی‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۰). نهایتاً براساس سازوکارهای پیشنهادی در ترکیب با کاتالوگ EHB، پیشنهاد شد که صفحه‌ی گسله‌ی یک راندگی با شیب بسیار کم به سمت غرب دارد (شکل ۱-۴).



شکل (۱-۴). تصویری شبیه‌سازی شده از راندگی کم شیب گسله‌ی غرب خزر به زیر بلندی‌های تالش (عزیززنجانی و همکاران، ۲۰۱۳).

نتایج تحلیل توابع گیرنده موج P (ثبوتی و همکاران، ۱۳۹۱) نشان می‌دهد که ضخامت پوسته از ۴۸ کیلومتر در جنوب غربی سبلان به ۵۸ کیلومتر در زیر تالش افزایش می‌یابد و یک ناپیوستگی میان پوسته‌ای در عمق ۲۰ تا ۲۵ کیلومتری در تالش دیده می‌شود. عمق موهو در ساحل خزر ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر است و دو توالی رسوبی با ضخامت‌های تقریبی ۱۰ و ۱۵ کیلومتر قسمت بالایی پوسته خزر را