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

تصویر توموگرافی دو بعدی سرعت Pn در ایران

پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد

سیما یوسفی

استاد راهنما: دکتر فرهاد ثبوتی

استاد مشاور: دکتر عبدالرضا قدس

تیر ۱۳۹۰

تقدیم به بهترین‌های زندگی‌ام

مادر مهربانم و پدر نازنینم

تقدیر و تشکر

از اساتید راهنمای نازنیم جناب آقای دکتر فرهاد ثبوتی و جناب آقای دکتر عبدالرضا قدس بابت تمام زحمات و صبر پایان ناپذیرشان در طول این پایان نامه نهایت تشکر را دارم.
از آقای دکتر مجید عباسی به خاطر تمام مهربانی‌ها و کمک‌های بیدریغشان بی‌نهایت سپاسگذارم.
از سرکار خانم دکتر مهناز رضائیان، دوست و استاد دوست داشتنی‌ام، به خاطر تمام محبت‌ها و مشاوره‌های سازنده‌ی ایشان بسیار متشکرم.

چکیده

در این پژوهش ما با روش توموگرافی تغییرات جانبی سرعت موج Pn در ایران را محاسبه کرده‌ایم. ۱۶۵۸ پرتو Pn مورد استفاده قرار گرفتند. میانگین سرعت Pn در ایران ۸ کیلومتر بر ثانیه است. این سرعت بین ۷/۳ و ۸/۶ کیلومتر بر ثانیه تغییر می‌کند. نتایج به دست آمده همخوانی خوبی با زون‌های تکتونیکی مهم ایران دارد. در غرب ناحیه‌ی خزر که موهو در عمق کمتری قرار دارد (احتمالا به دلیل اقیانوسی بودن پوسته در این ناحیه) سرعت Pn بیشتر از میانگین است. این مقدار در حدود ۸/۴ کیلومتر بر ثانیه به دست آمده است. در اطراف رشته کوه‌های زاگرس نیز سرعت به دست آمده بیشنه‌ی ۸/۴ کیلومتر بر ثانیه را دارد. چنین سرعتی نشان از سرد بودن پوسته در این منطقه دارد. در البرز مرکزی و شمال غرب ایران سرعت Pn کمتر از مقدار میانگین است. این مشاهده دلیلی بر وجود گوشته‌ی داغ دراین دو منطقه است. در کپه داغ سرعت Pn بیشتر از میانگین به دست آمده است که این نتیجه با زمین شناسی منطقه تطابق خوبی دارد. بیشتر مناطق ایران مرکزی سرعت Pn را کمتر از میانگین نشان می‌دهند. وجود کمربند آتش‌فشانی ارومیه دختر می‌تواند دلیل این مشاهده باشد.

فهرست

مقدمه ۱

فصل ۱ : ساختار موهو در ایران ۳

۱-۱ زون زاگرس ۳

۱-۲ زون البرز و منطقه‌ی خزر ۶

۱-۳ ایران مرکزی، شرق و جنوب شرقی ایران ۵

فصل ۲ : محاسبه‌ی زمان سیر موج Pn ۱۱

۲-۱ زاویه‌ی بحرانی ۱۱

۲-۲ رخدادهای لرزه‌ای ۱۱

۲-۳ فاصله بحرانی ۱۲

۲-۴ منحنی زمان سیر بر حسب فاصله کانونی ۱۴

۲-۵ جبهه‌ی موج و محاسبه‌ی زمان سیر موج Pn ۱۵

فصل ۳ : تئوری توموگرافی موج Pn و روش حل مسئله‌ی وارون ۲۰

۳-۱ توموگرافی و روش‌های توموگرافی موج Pn ۲۱

۳-۱-۱ مدل رگرسیون خطی ۲۱

۳-۱-۲ روش جملات زمانی کلاسیک ۲۳

۳-۲ رابطه‌ی توموگرافی مورد استفاده در این پایان نامه ۲۴

۳-۳ روش وارون‌سازی مورد استفاده در این پایان نامه ۲۴

۳-۳-۱ روش کمترین مربعات ۲۶

فصل ۴: مدل سازی با استفاده از داده‌های مصنوعی ۲۶

۴-۱ تولید داده‌های مصنوعی ۲۶

۴-۱-۲ زمان سیر امواج روی مرز موهو ۲۷

۴-۲-۲ محاسبه‌ی زمان‌های تاخیر ایستگاه و زلزله ۲۸

۴-۲ مدل سازی وارون ۲۹

فصل ۵: داده‌های مورد استفاده در این پروژه ۴۱
۵-۱ داده‌های مورد استفاده در این پایان نامه ۴۱
۵-۱-۱ روش اچ دی سی ۴۲
فصل ۶: آزمون‌های توموگرافی ۴۶
۶-۱ منحنی‌های زمان سیر ۴۶
۶-۲ پردازش داده‌ها ۴۸
۶-۳ اعمال قید به مدل ریاضی ۵۱
۶-۴ آزمون شطرنجی ۵۸
۶-۵ آزمایش مقادیر جملات زمان ۶۱
فصل ۷: نتایج حاصل از توموگرافی در ایران ۶۵
۷-۱ امواج Sn و Lg ۶۵
۷-۲ نقشه‌ی توموگرافی سرعت موج Pn در ایران ۶۶
۷-۳ مقادیر زمان‌های تاخیر ۷۲
مراجع ۸۰
واژه‌نامه فارسی انگلیسی ۸۵
واژه‌نامه انگلیسی فارسی ۸۷

مقدمه

امروزه کاربرد جهانی توموگرافی در علم زلزله شناسی به عنوان روشی جهت مطالعه‌ی قسمت‌های داخلی زمین مطرح می‌شود. زمان سیر امواج زلزله بهترین منبع برای مطالعه‌ی داخل زمین است.

موج Pn سر موجی است که با عبور از پوسته در گوشته شکسته می‌شود. این موج بیشترین قسمت مسیرش را در بالاترین قسمت گوشته می‌گذراند. بنابراین زمان سیر این موج در بردارنده‌ی اطلاعات مهمی درباره‌ی بالاترین قسمت گوشته یا مرز موهو است. توموگرافی موج Pn با استفاده از زمان سیر این موج به بررسی تغییرات سرعتی مرز موهو می‌پردازد.

با داشتن یک مدل خوب برای سرعت قسمت بالایی گوشته و ضخامت پوسته، می‌توان مدل زمین دقیقی را برای یک منطقه پیشنهاد داد. وجود این مدل برای به دست آوردن بهتر زمان سیر امواج و در نتیجه مکان‌یابی‌های بهتر زمین لرزه‌ها بسیار مهم است. با داشتن تصویر توموگرافی دقیق تغییرات سرعت Pn در یک منطقه می‌توان در مورد ساختار دمایی موهو نیز اظهار نظر کرد.

جهت توموگرافی موج Pn از روش عبارات زمانی[1] استفاده می‌شود [۲۲، ۵۵ و ۵۹]. در این روش زمان سیر موج Pn با استفاده از یک رابطه‌ی ریاضی مدل سازی می‌شود. در این روش علاوه بر تغییرات سرعت موهو می‌توان عمق موهو را نیز در صورت پوشش پرتو کافی و مکان‌یابی دقیق زمین لرزه‌ها تا حد خوبی برآورد کرد.

در ایران تا کنون در دو مطالعه به توموگرافی تغییرات سرعت موج Pn پرداخته شده است. اولین مطالعه توسط هرن و نی [۱۱] انجام شده است. آن‌ها با هدف مطالعه‌ی صفحه‌ی ایران – ترکیه قسمت‌هایی از ایران را نیز مورد بررسی قرار دادند. در کار ایشان پوشش پرتو در ایران بسیار کم بوده است. آن‌ها بیشترین پوشش پرتو را در قسمت‌هایی از زاگرس و شمال غرب ایران داشتند. سرعت Pn را در زاگرس بیشتر از ۸/۲ کیلومتر بر ثانیه گزارش کردند. آن‌ها سرعت Pn را در خزر جنوبی کمتر از ۷/۹ و در شمال غرب ایران حدود ۷/۶ کیلومتر بر ثانیه به دست آوردند. در سایر نقاط ایران به علت تراکم بسیار کم پرتو نتایج خاصی در گزارش آن‌ها بیان نشده است.

اللزکی و همکاران [۳۰] دومین تصویر توموگرافی را در ایران به دست آوردند. پوشش پرتو مورد استفاده در کار آن‌ها نسبت به مطالعه‌ی قبلی بهتر بود. آن‌ها بهترین پوشش را در زاگرس، شمال

[1] Time term method

غرب و قسمت‌های محدودی از خزر داشتند. نتایج آن‌ها در زاگرس وجود منطقه‌ی سرعتی بالا (بیشتر از ۸/۴ کیلومتر بر ثانیه) را گزارش می‌دهد که سرعت آن بیشتر از ۸/۴ کیلومتر بر ثانیه است. اللزکی و همکاران [۳۰] در بلوک لوت و ایران مرکزی سرعت Pn کمی را به دست آوردند (حدود ۷/۸ کیلومتر بر ثانیه). وجود فعالیت‌های آتش‌فشانی دوران پالئوژن و نئوژن دلیلی بر کم بودن سرعت Pn و درنتیجه گرم بودن پوسته در این مناطق گزارش شده است.

داده‌های مورد استفاده در این پایان نامه توسط اریک برگمن و با روش مکان‌یابی اچ دی سی[1] تولید شده‌اند. این داده‌ها دقت مکان‌یابی بسیار خوبی (بهتر از ۵ کیلومتر) دارند. پوشش پرتوهای این مطالعه در قسمت‌های مرکزی ایران از تراکم بالایی برخوردار است. در شمال شرق و قسمت‌هایی از شمال غرب و زاگرس نیز پوشش پرتوها نسبتا خوب است.

نتایج حاصل از تصویر توموگرافی ما تا حد خوبی با ساختار حرارتی موهو در پهنه‌های تکتونیکی-رسوبی ایران همخوانی دارد. همچنین این نتایج تا حد زیادی تایید کننده‌ی سایر مطالعات توموگرافی صورت گرفته در ایران است. ما در منطقه‌ی زاگرس سرعتی در حدود ۸/۴ کیلومتر بر ثانیه را به دست آوردیم. سرعت کم Pn در زیر آتشفشان‌های دماوند و سبلان و کمربند آتش‌فشانی ارومیه دختر با پوسته‌ی گرم این مناطق تا حد زیادی همخوانی دارد. نتایج حاصل از این مطالعه با گزارش‌های موج Sn و Lg در ایران نیز همخوانی خوبی دارد.

در فصل اول این پایان نامه به صورت مختصر تکتونیک پهنه‌های ایران از دیدگاه سرعت و عمق موهو مورد بررسی قرار گرفته است. در فصل دوم تئوری محاسبه‌ی زمان سیر موج Pn توضیح داده شده است . در فصل سوم انواع روش‌هایی که از زمان سیر موج Pn برای توموگرافی استفاده می‌کنند را توضیح دادیم. سپس به رابطه‌ی توموگرافی و روش وارون سازی مورد استفاده در این پایان نامه را پرداختیم. در فصل چهارم ابتدا در مورد ساختار ماتریسی رابطه‌ی زمان سیر بحث کردیم. به دنبال آن چگونگی تولید داده‌های مصنوعی و محاسبه‌ی مدل سرعتی با آن‌ها را به همراه چند مثال بیان کرده‌ایم.

در پنجمین فصل این پایان نامه داده‌های مورد استفاده را معرفی کرده‌ایم. در فصل شش آزمون‌های توموگرافی و همچنین روش ریاضی مورد استفاده برای محاسبه‌ی بهترین جواب‌ها را مورد بحث قرار قرار داده‌ایم. در نهایت نتایج حاصل از این مطالعه در فصل هفتم آورده شده است.

[1] Hypocentroidal decompositon (HDC)

فصل ۱

ساختار موهو در ایران

فلات ایران در اثر عواملی مانند شکل قطعات و نحوه‌ی حرکت آن‌ها نسبت به هم و ایجاد محیط‌های رسوبی با شکل، ابعاد و سن مختلف و در نهایت عملکرد نیروهایی که در طی دوران‌های زمین شناسی در جهات مختلف و با شدت مختلف به آن وارد شده است، دارای مناطق با ساختمان و سرگذشت زمین شناسی متفاوت است. در این فصل به مروری اجمالی در مورد پهنه‌های رسوبی- تکتونیکی فلات ایران می‌پردازیم. تکتونیک یک منطقه را از جنبه‌های مختلفی می‌توان مورد بررسی قرار داد. با توجه به اهداف این پایان نامه، در این فصل عمق موهو (ضخامت پوسته) و دمای پوسته در زون‌های مهم ایران را بررسی می‌کنیم (شکل ۱-۱).

معمولا در مطالعاتی که برای ساختار سرعتی و جنس پوسته تا مرز موهو صورت می‌گیرد از سر موج‌های Pn، Sn و موج Lg استفاده می‌شود. چون امواج Pn و Sn قسمت بیشتر مسیرشان از زیر موهو می‌گذرند، نسبت به تغییرات این محیط حساس هستند. در مطالعات مختلفی تایید شده است که موج Pn در محیط‌های سرد با سرعت بیشتر و در محیط‌های گرم با سرعت کمتری حرکت می‌کند. موج Sn به عنوان سر موجی با رفتار شبیه موج Pn شناخته می‌شود. موج Sn بیشتر از Pn وابسته به دمای محیط است و جهت تفسیر ویژگی‌های فیزیکی پوسته و موهو می‌توان از اطلاعات آن استفاده کرد. این موج در مناطق با شار گرمایی بالا و مناطق کوهزایی فعال میرا می‌شود (در فصل ۷ در مورد این موج توضیحات بیشتری داده شده است). همچنین وجود آب که به ذوب بخشی کمک می‌کند بر میرایی این موج تاثیر زیادی دارد. موج Lg موج دیگری است که مطالعه‌ی آن اطلاعات بسیار مهمی راجع به پوسته به دست می‌دهد. این موج به دلیل انعکاس مکرر امواج S بین سطح زمین و موهو و یا هر ناپیوستگی دیگری در پوسته به وجود می‌آید. در اثر انعکاس چندگانه‌ی امواج S و تداخل آن‌ها با یکدیگر یک گروه موجی[1] ساخته می‌شود که نام این گروه را Lg می‌نامند [۳]. این

[1] Group wave

موج نسبت به تغییرات ضخامت پوسته بسیار حساس است، به‌طوری‌که انتشار این موج در مکان‌هایی با تغییرات سریع در ضخامت پوسته و رسوبات عمیق هرگز دیده نشده است. موج Lg در پوسته‌ی اقیانوسی و هم‌چنین در پوسته‌ی قاره‌ای ضعیف و کم سرعت نیز منتشر نمی‌شود (در فصل ۷ در مورد این موج توضیحات بیشتری داده شده است).

۱-۱ زون زاگرس

رشته کوه‌های زاگرس با روند شمال غرب- جنوب شرق زاگرس از لحاظ جغرافیایی در غرب و جنوب غرب ایران قرار دارد. رشته کوه‌های زاگرس به دلیل برخورد صفحات عربستان و اوراسیا بعد از بسته شدن اقیانوس تتیس در دوره‌ی الیگو- میوسن به وجود آمده‌اند [۲]. از نظر زمین ریخت‌شناسی از جنوب غرب به شمال شرق، زاگرس شامل دشت خوزستان، زاگرس چین‌خورده (زاگرس بیرونی) و زاگرس مرتفع (زاگرس داخلی) است [۱]. دشت خوزستان شامل قسمتی از دشت وسیع بین‌النهرین است که از نظر زمین شناسی قسمتی از سکوی[1] عربستان محسوب می‌شود. زاگرس چین خورده در جنوب غربی ایران واقع شده است و پهنای آن در حدود ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است. روند کلی این منطقه تقریبا شمال غربی- جنوب شرقی است. زاگرس چین خورده حاشیه‌ی سپر عربستان است [۱]. نوار چین خورده‌ی زاگرس به تدریج در سمت شمال شرق به یک منطقه‌ی رورانده منتهی می‌شود که در آن‌جا زونی کاملا خرد شده و گسل خورده پدید می‌آید. این قسمت از زاگرس، به زاگرس مرتفع[2]، زاگرس رورانده و زاگرس داخلی نیز معروف است [۱]. این زون به صورت نواری با پهنای بین ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر بین زون‌های سنندج-سیرجان و زاگرس چین خورده قرار دارد. از آن‌جایی که بلندترین قسمت کوه‌های زاگرس نیز در این زون واقع شده‌اند، آن را زاگرس مرتفع می‌نامند [۱]. یکی از ویژگی‌های مهم این قسمت از زاگرس وجود روراندگی‌های فراوان در آن است. به دلیل وجود این روراندگی‌ها، نام زاگرس رورانده یا تراستی نیز بر آن نهاده شده است [۱]. پوسته و موهو در زاگرس در مطالعات بسیاری مورد بررسی قرار گرفته‌اند. تقریبا در تمام مطالعات انجام شده ضخامت زیاد پوسته و سرد بودن آن در بیشتر نقاط زاگرس مورد تایید قرار گرفته است [۵، ۶، ۷، ۸ و ۹].

[1] Platform
[2] High Zagros

ساختار موهو در زاگرس در چندین مطالعه با استفاده از تغییرات سرعت Pn بررسی شده است. سرعت موج Pn در همه‌ی گزارش‌ها مقدار بالایی (حدود ۸/۳ کیلومتر بر ثانیه) است [۲۷و۲۹]. با تکیه بر این موضوع که سرعت موج Pn وابسته به دمای محیط است، سرعت زیاد Pn در این منطقه را به سرد بودن پوسته‌ی زاگرس ربط می‌دهند [۲۷و۲۹].

همان‌گونه که در ابتدای این فصل نیز در مورد رابطه‌ی سرعت Sn با حرارت محیط انتشارش اشاره شد، سرعت بالای امواج Sn در زاگرس نشانه‌ی سرد بودن پوسته در این منطقه است. امواج Sn در این منطقه از سرعت انتشار بالایی برخوردار هستند، این سرعت بالا بر سرد بودن پوسته در این منطقه دلالت می‌کند [۵]. با مطالعه‌ی هم زمان سرعت انتشار امواج Pn، Sn و Lg در صفحه‌ی عربستان و مناطق اطراف آن، از شمال کمربند تراستی زاگرس تا غرب مکران سرعت Sn بالایی گزارش شده است [۹]. سرعت زیاد Sn در این مناطق به دلیل سرد بودن پوسته در سکوی عربستان (زاگرس قسمتی از آن محسوب می‌شود) دانسته شده است [۹]. در تحقیقی با استفاده از توموگرافی Pn در صفحه‌ی آناتولی و مناطق اطرافش، قسمت‌هایی از پهنه‌ی ایران نیز بررسی شده است. در این مطالعه در محل برخورد زاگرس– بیتلیس (در ترکیه) منطقه‌ای با سرعت Pn بالاتر از مناطق اطرافش گزارش شده است [۸].

با توموگرافی موج Pn روی صفحه‌ی ایران و عربستان، سرعت Pn در زاگرس بین ۸/۱ تا ۸/۴ کیلومتر بر ثانیه گزارش شده است. بیشترین مقدار سرعت Pn نیز در جنوب زاگرس به دست آمده است در تفسیر سرعت بالا در این منطقه، زاگرس به عنوان بخشی از سکوی سرد عربستان معرفی شده است و سرعت Pn بالا در این منطقه را به همین مطلب ربط داده شده است [۸ و۳۰].

در مورد ضخامت پوسته‌ی زاگرس نیز مطالعات بسیاری صورت گرفته است که همگی بر این نکته تاکید دارند که زاگرس یکی از ضخیم‌ترین قسمت‌های پوسته در ایران را تشکیل می‌دهد[۳۰، ۸ و۱۶]. مطالعه‌ی انتشار موج Lg در زاگرس نشان می‌دهد که در قسمت‌هایی از آن موجLg هیچ انتشاری ندارد [۸]. منطقه‌ای که موج Lg در آن کاملا متوقف می‌شود دقیقا در مرز برخورد صفحه‌ی عربستان – اوراسیا واقع شده است [۸]. این منطقه بین کوه‌های بیتلیس در ترکیه و زاگرس چین خورده قرار دارد. در ابتدای این فصل اشاره کردیم که موج Lg به تغییرات ناگهانی در ضخامت پوسته بسیار حساس است. عدم انتشار موج Lg نیز به تغییرات جانبی پوسته‌ی زاگرس در این مناطق ربط داده شده است [۱]. دلیل دیگری که برای این مشاهده ارائه شده است، پوشش ضخیم رسوبات در جلگه‌ی بین‌النهرین و میزان ضخامت ریشه‌ی پوسته در زاگرس است. در این قسمت ضخامت زیاد رسوبات و ریشه‌ی زاگرس محیط مناسبی برای میرایی بالای موج Lg فراهم

شده است [۹]. یکی از قدیمی‌ترین مطالعات انجام شده در مورد ضخامت پوسته‌ی ایـران مربـوط بـه گرانی سنجی پوسته این پهنه است که در آن ضخامت پوسته‌ی زاگرس در رورانـدگی اصلی آن ۵۰ تـا ۵۵ کیلومتر به دست آورده شده است [۳۱]. ضخامت پوسته‌ی زاگرس بین ۴۵ کیلومتر تـا حـدود ۷۰ کیلومتر در زیر منطقه‌ی سنندج سیرجان نیز گزارش شده است [۳۲]

۱-۲ زون البرز و منطقه‌ی خزر

پهنه‌ی رسوبی – ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه‌ی ایران است که بـه شـکل تاقدیـسی مرکب، در یک راستای عمومی شرقی – غربی، از آذربایجان تا خراسان امتـداد دارد. رشـته کـوه‌هـای البرز با روند شرقی _ غربی به دلیل برخورد صفحات گندوانا و اوراسیا در اواخر دوران تریاس شکل گرفته‌اند [۲]. کوه‌های البرز از شمال به حوضه‌ی خزر و از جنوب به فـلات ایـران مرکـزی محـدود می‌شوند. زون البرز را به سه بخش اصـلی کپـه داغ و البـرز شـرقی، البـرز مرکـزی و البـرز غربـی و آذربایجان تقسیم می‌کنند [۲].

پوسته و موهو در این مناطق از جنبه‌های مختلفی بررسی شده‌اند. مطالعه‌ی تغییرات سـرعت موج Sn در مناطق البرز و کپه داغ سرعت زیادی را برای موج Sn در این منطقه نـشان مـی‌دهـد [۱۴ و۵] . منطقه‌ی کپه‌داغ که نام آن از روی بلندترین ساختار زمین‌شناسی منطقه یعنی رشته کوه کپه‌داغ گرفته شده است از نظر ساختاری مرز بین ایران مرکزی و صفحه تـوران را تـشکیل مـی‌دهـد [۱]. از آن‌جایی که در مطالعات زمین شناسـی انجـام شـده درمنطقـه‌ی کپـه داغ، فعالیـت ماگمـایی در طـول پیدایش و دوام این حوضه هرگز دیده نشده است [۲]، می‌توان وجود پوسته‌ی سرد در این منطقـه را توجیه کرد.

مطالعات انجام شده در حوضه‌ی خزر نشان می‌دهد که حوضه‌ی خزر جنـوبی دارای لایـه‌ی رسـوبی ضخیمی بر روی پوسته‌ی اقیانوسی است [۳۴]. گمان می‌رود که این پوسـته‌ی اقیانوسـی مربـوط بـه اواخر پالئوزوییک – ترشیاری یا اواخر مزوزوئیک و اوایل ترشیاری باشد [۳۴]. مرز بین خزر جنوبی و شمالی منطقه‌ی آبشوران- بالکان نامیده می‌شود. بنا بر تحقیقات انجام شده در این منطقه و هم‌چنین لرزه‌خیزی بالای آن به نظر می‌رسد که در آن‌جا پوسته‌ی خزر جنوبی به زیر خـزر شـمالی فـرورانش می‌کند [۳۴]. نتایج حاصل ازتوموگرافی امواج Pn و Sn سرعت Pn بـالایی را در جنـوب حوضـه‌ی خزر نشان می‌دهد[۳۰،۱۱و۳۵]. سرعت زیاد Pn در جنـوب حوضـه‌ی خـزر بـه پوسـته‌ی اقیانوسـی دوران مزوزوئیک در زیر آن ربط داده شده اسـت [۱۱ ، ۳۰ و ۳۵]. بـا تومـوگرافی مـوج Pn در ایـن

منطقه سرد بودن پوسته در آن‌جا تایید شده است و سرعت این موج را در حوضه‌ی خزر تا ۸/۴ کیلومتر بر ثانیه گزارش شده است [۳۰]. سرعت امواج Pn در ناحیه‌ی خزر بین ۸/۱ تا ۸/۵ کیلومتر بر ثانیه نیز گزارش شده است و بیشترین سرعت آن به سمت ترکمنستان ربط داده شده است [۳۳]. مطالعه‌ی امواج Lg و Sn در ناحیه‌ی خزر اقیانوسی بودن این پوسته را نشان می‌دهد [۱۵]. در مطالعات زیادی تاکید شده است که امواج Sn در خزر دارای سرعت بالایی هستند، در حالی که انتشار امواج Lg در خزر دیده نمی‌شود [۹ و۳۶]. یکی از ویژگی‌های مهم امواج Lg عدم انتشار این امواج در پوسته اقیانوسی است. با نتایجی که از توموگرافی موج Lg در صفحه‌ی عربستان و مناطق اطراف آن به دست آمده است، عدم انتشار این موج در حوضه‌ی خزر تایید شده است. عدم انتشار موج Lg در این حوضه را به علت اقیانوسی بودن پوسته در آن می‌دانند [۳۶]. سخت بودن پوسته در قسمت جنوبی خزر دلیلی بر اقیانوسی بودن این پوسته دانسته شده است [۳۶].

با استفاده از توموگرافی Pn در صفحه‌ی عربستان در منطقه‌ی البرز غربی (کوه‌های تالش) و البرز شرقی (کپه داغ) سرعت زیادی به دست آورده شده است [۸]. با این‌که در منطقه‌ی البرز در بیشتر مناطق پوسته سرد است. اما در منطقه‌ی کوچکی از آن به طور معمول پوسته گرم‌تر از مناطق مجاور دیده می‌شود. گرم‌تر بودن پوسته که به همراه کاهش سرعت Pn است، در قسمتی از البرز مرکزی دیده می‌شود [۸]. در البرز مرکزی یک عارضه‌ی مهم آتش‌فشانی به نام دماوند وجود دارد. آتش‌فشان دماوند بارزترین فعالیت آتش‌فشانی دوران کواترنری در البرز است و اکنون در مرحله‌ی نیمه فعال به سر می‌برد و وجود چشمه‌های گوگردی و آب گرم در جنوب شرقی دماوند، نشانی از فعالیت آن است [۱]. آتش‌فشان دماوند دلیلی بر گرم بودن پوسته در این منطقه است. بنابراین کاهش سرعت Pn در این ناحیه می‌تواند به دلیل گرم بودن پوسته باشد.

ضخامت پوسته‌ی منطقه‌ی البرز و خزر نیز در مطالعات متعددی مورد بررسی قرار گرفته است. ضخامت پوسته‌ی خزر در مرز ایران و ترکمنستان حدود ۵۰ کیلومتر و در مرز جنوب‌غربی این حوضه، ضخامت این حوضه ۳۳ کیلومتر گزارش شده است [۳۷]. ضخامت پوسته درزیر کوه‌های البرز مرکزی با استفاده از تحلیل توابع گیرنده‌ی P بین ۵۰ تا ۵۶ کیلومتربه دست آورده شده است [۳۸]. در گزارشی دیگر ضخامت همین قسمت از البرز را بین ۵۶ تا ۶۰ کیلومتر به دست آورده‌اند [۱۳]. ضخامت پوسته در منطقه کپه داغ را با استفاده از تحلیل توابع گیرنده‌ی P، ۴۴ تا ۵۰ کیلومتر به دست آورده شده است [۲۱].

۱-۳ ایران مرکزی، شرق و جنوب شرقی ایران

ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و عمده‌ای است که به شکل مثلث در مرکز ایران قرار دارد و جزء بزرگ‌ترین و پیچیده‌ترین واحدهای زمین شناسی ایران به شمار می‌رود. در این واحد قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگون شده (پرکامبرین) تا آتش‌فشان‌های فعال و غیر فعال امروزی وجود دارند. در واقع این زون محل قدیمی‌ترین پوسته‌ی قاره‌ای ایران است که حوادث زمین شناسی فراوانی را به خود دیده است. حد شرقی ایران مرکزی چندان معین نیست. حد شمالی این زون ارتفاعات البرز است و از سمت غرب توسط مناطق فرورفته‌ای مانند دریاچه ارومیه، کویر اراک و فروافتادگی جازموریان به زون سنندج- سیرجان محدود می‌شود (شکل ۱-۱). بخش غربی ایران مرکزی عموما از سنگ‌های آتش‌فشانی و پیروکلاستیک‌های وابسته به آن تشکیل شده است که در امتداد نوار بلندی از سهند تا بزمان و با پهنای تقریبی ۱۵۰ کیلومتر به موازات زون دگرگون شده سنندج - سیرجان قرار دارد و به نام زون آتش‌فشانی سهند- بزمان یا ارومیه- دختر شناخته می‌شود. این آتشفشان‌ها عموما مربوط به دوران ترشیری هستند. آتش‌فشان‌های معروف سهند، سبلان، بزمان و تفتان روی این کمربند آتش‌فشانی قرار دارند [۲].

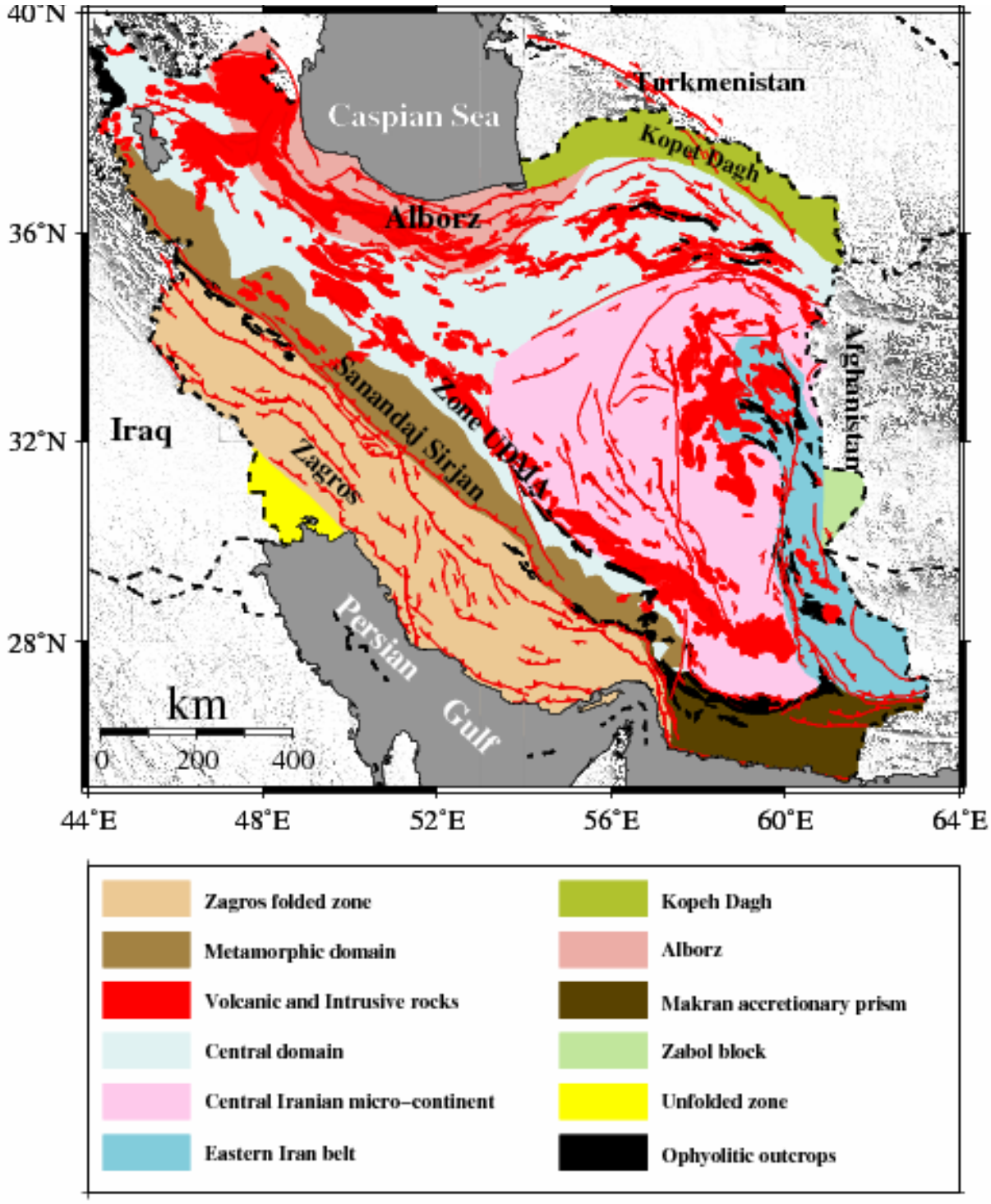
توموگرافی موج برشی S در مرز ترکیه - ایران تغییرات سرعت امواج S را در این منطقه کمتر از میانگین نشان می‌دهد [۱۲]. کم بودن سرعت امواج S به گرمای پوسته در ناحیه‌ی شمال‌غرب نسبت داده شده است [۱۲]. از آن‌جایی که این منطقه محل فعالیت آتش‌فشان‌های مهم ایران مانند سهند و سبلان است بنابراین این نتیجه دور از انتظار نیست. با مقایسه‌ی نتایج این توموگرافی با بی‌هنجاری گرانشی در ایران و ترکیه دیده می‌شود که در این منطقه علاوه بر این‌که پوسته گرم است، ضخامت کمی هم دارد [۱۲]. مناطق سهند وسبلان را به عنوان دو منطقه‌ی زمین گرمایی مهم معرفی کرده‌اند و گرم‌ترین چشمه‌ی آب گرم ایران در منطقه‌ی شمال غرب تشخیص داده شده است [۳۹]. ضخامت پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از تحلیل توابع گیرنده موج P بررسی شده است. تغییرات ضخامت پوسته‌ی موجود در این منطقه را از ۳۸/۵ تا ۵۰ کیلومتر گزارش شده است که ضخیم شدگی پوسته در این منطقه به سمت شرق زیاد می‌شود [۴۱].

منطقه‌ی مکران از زون‌های مهم جنوب شرقی ایران محسوب می‌شود. مکران به عنوان منطقه‌ای معرفی شده است که در آن پوسته‌ی اقیانوسی عمان به زیر صفحه‌ی اوراسیا می‌رود [۴۱] و زاویه فرورانش در این منطقه کمتر از یک درجه است [۴۱].

توموگرافی امواج Lg انتشار غیر موثر این موج در مکران را نشان می‌دهد[۹]. این منطقه در جنوب شرقی صفحه‌ی عربستان قرار دارد. عدم انتشار موج Lg را در راستای چین خوردگی‌ها و کمر بند تراستی زاگرس تا مرز صفحه عربستان – آناتولی گزارش شده است [۹]. این مشاهدات هم‌خوانی بسیار خوبی با محل برخورد صفحه عربستان – اوراسیا دارد. در این منطقه تغییرات سرعت موج Sn در مکران نیز مورد بررسی قرار گرفته است. نتیجه‌ی این مطالعه انتشار موثر Sn در مکران را نشان می‌دهد. این مشاهده نشان می‌دهد که مکران باید پوسته سردی داشته باشد. این نتیجه می‌تواند نظریه‌ی اقیانوسی بودن پوسته در مکران را تقویت کند [۹].

دشت لوت منطقه‌ای است که آن را در ایران مرکزی و گاهی در زون شرقی و جنوب شرقی ایران قرار می‌دهند. این منطقه توسط دو گسل نهبندان در شرق و گسل نایبند در غرب از زون‌های اطرافش جدا می‌شود. این حوزه به عنوان یک بلوک مقاوم معرفی شده و با توجه به روند شمالی جنوبی کوه‌های حاشیه‌ای ، آن را توده‌ی سخت و مستحکم در نظر می‌گیرند. دلیل سختی بلوک لوت را به تراکم و سخت شدگی سنگ‌های دگرگونی پی سنگ آن نسبت می‌دهند [۲]. نتایج حاصل از توموگرافی موج Pn در این منطقه سرعت Pn را کمتر از میانگین نشان می‌دهد [۳۰]. وجود فعالیت‌های آتش‌فشانی دوران پالئوژن و نئوژن در این منطقه دلیل کم بودن سرعت Pn در آن‌جا دانسته شده است [۳۰].

از آتش‌فشان‌های تفتان و بزمان در جنوب شرقی ایران در مطالعاتی که در مورد انرژی زمین گرمایی صورت گرفته است به عنوان مناطقی که احتمال وجود این انرژی در آن‌ها وجود دارد نام برده شده است [۴۲]. این دو آتش‌فشان بر روی زون ارومیه دختر قرار دارند. در این قسمت از جنوب شرقی ایران با توجه به وجود آتش‌فشان‌ها پوسته باید گرم باشد.



شکل ۱-۱. زون‌های تکتونیکی مهم ایران [۱].

فصل ۲

محاسبه‌ی زمان سیر موج Pn

از آن‌جایی که در توموگرافی موج Pn از زمان سیر این موج استفاده می‌شود، در این فصل تئوری محاسبه‌ی زمان سیر این موج را توضیح می‌دهیم. مراحل مورد استفاده برای محاسبه‌ی زمان سیر موج Pn (بخش ۳-۲ به بعد) با اقتباس از کتاب زلزله شناسی اکتشافی [۲۰] نوشته شده است.

۲-۱ زاویه‌ی بحرانی

از قوانین ساده‌ی فیزیکی در مورد تابش و شکست موج می‌دانیم که موج در برخورد به مرز جداکننده دو محیط با سرعت متفاوت، دچار شکست می‌شود. در شکل ۲-۱ موج از محیط ۱ با سرعت V_1 وارد محیط ۲ با سرعت V_2 می‌شود. موج به مرز محیط ۱ تحت زاویه‌ی i برخورد می‌کند. این موج با زاویه‌ی i در محیط ۱ بازتاب می‌کند و تحت زاویه‌ی r وارد محیط ۲ می‌شود. قانون اسنل[1] رابطه‌ی بین سرعت دو طرف مرز، زوایای فرود و شکست را برای چنین موجی به صورت زیر بیان می‌کند:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2} \qquad (۱-۲)$$

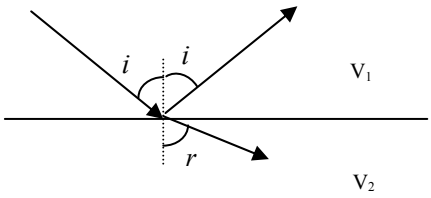
اگر سرعت موج در محیط دوم نسبت به محیط اول بیشتر باشد، زاویه‌ی شکست r بزرگ‌تر از زاویه‌ی فرود i خواهد بود (شکل ۲-۲- الف). اگر زاویه فرود بزرگتر از زاویه فرودی بحرانی شود، در این صورت پرتو فرودی دیگر شکسته نمی‌شود و تماما به داخل محیط اول بازتاب می‌کند، این

[1] Snell's law

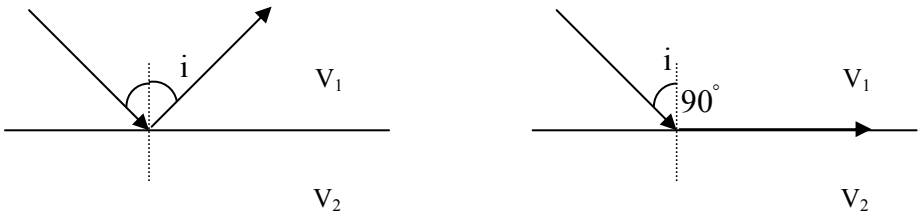
پدیده را بازتاب کلی[1] می‌نامند (شکل ۲-۲- ب). در صورتی که زاویه فرود برابر زاویه بحرانی باشد، قانون اسنل به صورت رابطه‌ی زیر نوشته می‌شود:

$$\sin i_c = \frac{V_1}{V_2} \qquad (۲-۲)$$

همان‌طور که در این رابطه دیده می‌شود، سینوس زاویه بحرانی وابسته به سرعت‌ها در دو طرف مرز است.



شکل ۲-۱. موج از محیط ۱ با سرعت V_1 تحت زاویه‌ی فرودی i به مرز دو محیط برخورد می‌کند، از آن‌جا تحت زاویه‌ی شکست r وارد محیط ۲ که دارای سرعت V_2 است، می‌شود.



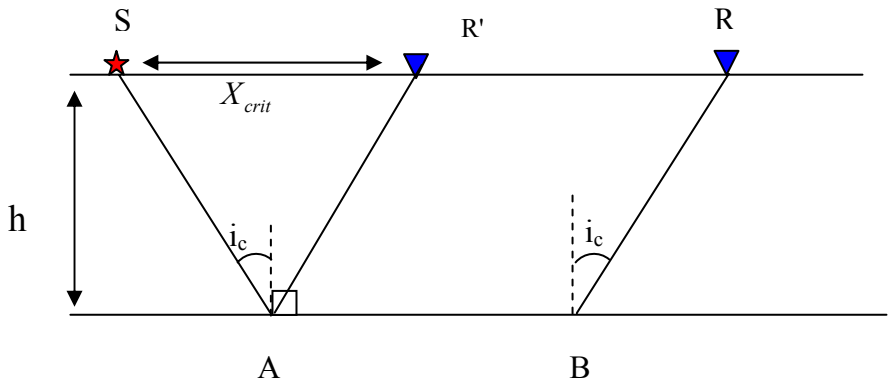
شکل ۲-۲ (الف) اگر زاویه تابش برابر زاویه بحرانی شود آن‌گاه پرتو شکسته شده، زاویه ۹۰ درجه یا قائم می‌سازد. (ب) اگر زاویه تابش از زاویه بحرانی بزرگتر باشد موج به داخل محیط دوم شکسته نمی‌شود و تماما به داخل محیط اول بازتاب می‌کند. این حالت را بازتاب کلی می‌نامند.

۲-۲ رخدادهای لرزه‌ای

در این بخش با استفاده از مفهوم زاویه بحرانی به توضیحاتی در مورد موج Pn می‌پردازیم. به طور کلی رخدادهای[2] زمین لرزه به سه دسته تقسیم می‌شوند. اولین گروه فاصله کانونی کمتر از ۱۰ درجه

[1] Total reflection
[2] Event

دارند. این دسته را رخداد محلی[1] می‌نامند. گروه دوم رخدادهایی هستند که فاصله کانونی آن‌ها بین ۱۰ تا ۱۲ درجه است و به عنوان رخداد منطقه‌ای[2] شناخته می‌شوند. آخرین گروه رخدادهای دور لرز[3] نامیده می‌شوند که فاصله کانونی آن‌ها بیشتر از ۱۲ درجه است [۳]. در رخداد محلی معمولا موج Pg که به صورت مستقیم با گذر از پوسته از محل وقوع زلزله به سمت ایستگاه می‌رود، اولین موج ثبت شده در لرزه نگاشت‌ها است. در فاصله‌ی کانونی ۲ تا ۱۲ درجه اولین موج ثبت شده در ایستگاه‌ها معمولا موج Pn است. در شکل ۲-۳ زلزله باحرف S و ایستگاه با R و 'R نشان داده شده است. در بیشتر مطالعات موج Pn جهت ساده سازی، مرز موهو را یک مرز تخت در نظر می‌گیرند. با این فرض پرتو مسافت AB را روی این مرز طی می‌کند. با توجه به ویژگی موج Pn که پوسته و موهو را می‌پیماید از اطلاعاتی مانند زمان سیر[4] این موج، جهت مطالعه‌ی لایه بندی پوسته‌ی زمین استفاده می‌شود. در یک مدل دو لایه شامل پوسته‌ی تخت با سرعت یکنواخت بر روی نیم فضای همگن می‌توان مسیر حرکت موج Pn را به صورت شکل ۲-۳ نشان داد. موج Pn از محل وقوع زلزله به سمت مرز موهو پیش می‌رود و با برخورد به این مرز تحت زاویه بحرانی می‌شکند، این موج بعد از طی مسافتی روی مرز موهو دوباره تحت زاویه بحرانی می‌شکند و وارد پوسته می‌شود و به سطح زمین باز می‌گردد.



شکل۲-۳. موج Pn موجی است که از محل زلزله (S) با حرکت در پوسته تحت زاویه بحرانی به مرز موهو برخورد می‌کند، با طی مسیری روی مرز موهو دوباره تحت زاویه بحرانی به سمت سطح پوسته می‌رود تا در نهایت در ایستگاه (R) دریافت شود. در مدل‌سازی‌ها معمولا مرز موهو را به صورت تخت در نظر می‌گیرند. مسافت پیموده شده‌ی پرتو روی مرز موهوی تخت برابر AB است.

[1] Local event
[2] Regional event
[3] Teleseismic event
[4] Travel time