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

برآورد عمق ناپیوستگی موهو برای ایران با استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی زمینی

پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد

سامان ثنایی

اساتید راهنما: دکتر مجید عباسی

دکتر فرهاد ثبوتی

شهریور ۱۳۹۰

چکیده

تعیین ضخامت پوسته با استفاده از داده‌های بی‌هنجاری گرانی یکی از تحقیقات بنیادی در علم ژئوفیزیک و زمین‌شناسی محسوب می‌شود. هدف از این مطالعه برآورد عمق موهو (تعیین ضخامت پوسته) برای ایران با استفاده از داده های گرانی‌سنجی زمینی است. به همین منظور در ابتدا با استفاده از داده‌های بی‌هنجاری هوای آزاد و اعمال تصحیح توپوگرافی، بی‌هنجاری بوگه محاسبه شده و سپس اطلاعات بی‌هنجاری بوگه در یک فرآیند وارون سازی وارد می شوند. این فرآیند بر اساس روش تکراری در فضای فرکانس استوار است. پارکر- اولدنبرگ است، که با استفاده از داده‌های بی‌هنجاری گرانشی بوگه‌ی کامل شبکه بندی شده انجام می‌پذیرد. برای محاسبه‌ی بی‌هنجاری بوگه روشهای متفاوتی وجود دارد که در این رساله به چند روش اشاره خواهد شد. روشی که در این مطالعه برای به‌دست آوردن بی‌هنجاری بوگه مورد استفاده قرار گرفته است بر اساس منشور بندی اجرام بالاتر از سطح ژئویید می‌باشد. با استفاده از این روش، بیشترین مقدار بی‌هنجاری بوگه را برای دریای عمان، حاشیه‌ی شمالی دریای عمان، حاشیه‌ی جنوبی دریای خزر و کمترین مقدار بی‌هنجاری بوگه برای زاگرس محاسبه گردید. بر این اساس انتظار داریم که در حاشیه‌ی جنوبی دریای خزر، دریای عمان و حاشیه‌ی شمالی دریای عمان پوسته‌ی نازکتر و برای زون زاگرس پوسته‌ی با ضخامت بیشتر داشته باشیم.

قبل از انجام فرآیند وارون‌سازی با توجه به اینکه داده‌های بی‌هنجاری بوگه شبکه‌بندی شده نیست، بر روی داده‌های مذکور فرآیند شبکه‌بندی و درون‌یابی انجام شده است. برای به‌دست آوردن عمق موهو از یک روش وارون‌سازی در فضای فرکانس در قالب یک برنامه استفاده شده است که داده‌های شبکه‌بندی شده و درون‌یابی شده بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل به عنوان ورودی برنامه مورد استفاده قرار گرفته است.

در این روش، پارامترهای متوسط عمق موهو و اختلاف چگالی بین پوسته و گوشته نقش کلیدی ایفا می‌کنند، بنابراین برنامه، یکبار برای کل ایران با در نظر گرفتن متوسط عمق موهو و اختلاف چگالی بین پوسته و گوشته برای کل ناحیه اجرا شده است و در ادامه براساس ساختارهای زمین‌شناسی، ایران را به ۸ ناحیه تقسیم کرده و عمق موهو برای هر ناحیه محاسبه شده است. برای هر ناحیه، نمودار جذر میانگین مربعی اختلاف بین بی‌هنجاری بوگه اندازه‌گیری شده و بی‌هنجاری بوگه‌ی محاسبه شده از برنامه از طریق مدل‌سازی مستقیم، به ازای عمق‌های مرجع و اختلاف چگالی‌های مختلف بین پوسته و گوشته محاسبه شده و برنامه برای نقطه‌ی کمینه‌ی به دست آمده از نمودار اجرا شده است. نتایج به‌دست آمده نشان‌دهنده بیشینه

ضخامت پوسته در زاگرس در حدود ۶۰ کیلومتر و کمترین ضخامت پوسته در دریای عمان در حدود ۷ کیلومتر است. همچنین نتایج نشان می‌دهد که پوسته در زیر حاشیه جنوبی دریای خزر نازک می‌شود و مقدار متوسط ضخامت پوسته در ایران مرکزی در خدود ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر مشاهده شده است.

فهرست

فصل اول: مقدمه ۱
فصل دوم: مروری بر ساختارهای زمین‌شناسی ایران ۵
۱.۲ مقدمه ۵
۲.۲ واحدهای زمین‌ساختی ایران ۷
۱.۲.۲ زون زاگرس ۸
۲.۲.۲ زون کپه‌داغ ۱۰
۳.۲.۲ زون البرز ۱۱
۴.۲.۲ زون شمال‌غرب ۱۲
۵.۲.۲ زون ایران مرکزی ۱۳
۶.۲.۲ زون فلیش شرق ۱۴
۷.۲.۲ زون مکران ۱۴
فصل سوم: معرفی داده‌های ورودی ۱۶
۱.۳ مقدمه ۱۶
۲.۳ مدل ارتفاعی رقومی ۱۸
۳.۳ داده‌های توپوگرافی کف دریا ۲۱
۴.۳ نقشه بی‌هنجاری هوای آزاد ۲۱
فصل چهارم: محاسبه بی‌هنجاری‌های بوگه ۲۴
۱.۴ مقدمه ۲۴
۱.۱.۴ تصحیح مربوط به جرم، شکل و چرخش زمین نرمال ۲۴
۲.۱.۴ ارتفاع نقطه اندازه‌گیری نسبت به سطح ژئویید و بی‌هنجاری هوای آزاد ۲۷
۳.۱.۴ اثرات جزر و مدی ۲۸
۴.۱.۴ اثر حرکت دستگاه ۲۸
۵.۱.۴ اثرات گرانشی ناشی از توپوگرافی نقطه اندازه‌گیری و نواحی اطراف نقطه اندازه‌گیری ۲۹
۱.۵.۱.۴ محاسبه بی‌هنجاری بوگه ساده به روش لایه بی‌نهایت تخت ۲۹
۲.۵.۱.۴ محاسبه بی‌هنجاری بوگه ساده به روش پوسته کروی ۳۰
۳.۵.۱.۴ اثرات گرانشی ناشی از توپوگرافی اطراف نقطه اندازه‌گیری ۳۲

۲.۴ محاسبه بی‌هنجاری بوگه کامل به روش منشوربندی اجرام نسبت به سطح ژئویید..... ۳۴
۱.۲.۴ محاسبه بی‌هنجاری بوگه کامل برای خشکی‌های بالاتر از سطح ژئویید..... ۴۰
۲.۲.۴ محاسبه بی‌هنجاری بوگه کامل برای خشکی‌های پایین‌تر از سطح ژئویید..... ۴۱
۳.۲.۴ محاسبه بی‌هنجاری بوگه کامل برای خلیج‌فارس و دریای عمان..... ۴۱
فصل پنجم: روش وارون‌سازی..... ۴۴
۱.۵ مقدمه..... ۴۴
۲.۵ تئوری روش پارکر اولدنبرگ..... ۴۴
۱.۲.۵ تبدیل فوریه دوبعدی..... ۴۵
۲.۲.۵ پتانسیل گرانشی و میدان گرانشی ناشی از یک لایه ناصاف و تبدیل فوریه آن..... ۴۵
۳.۲.۵ روش اولدنبرگ، فرآیند وارون‌سازی و الگوریتم تکرار جهت محاسبه ارتفاع لایه..... ۴۸
۱.۳.۲.۵ همگرایی روش پارکر- اولدنبرگ..... ۴۹
۲.۳.۲.۵ فیلتر پایین‌گذر در روش اولدنبرگ..... ۵۱
۳.۵ آماده‌سازی داده‌های بی‌هنجاری بوگه کامل در فرآیند وارون‌سازی..... ۵۱
۱.۳.۵ درون‌یابی بی‌هنجاری بوگه کامل..... ۵۱
۲.۳.۵ فیلتر کردن بی‌هنجاری بوگه کامل..... ۵۳
۳.۳.۵ اجرای برنامه وارون‌سازی گومز ۵۴
۱.۳.۳.۵اجرای برنامه وارون‌سازی گومز برای کل ایران..... ۵۴
۲.۳.۳.۵ محاسبه عمق موهو برای البرز..... ۵۷
۳.۳.۳.۵ محاسبه عمق موهو برای زون زاگرس..... ۵۸
۴.۳.۳.۵ محاسبه عمق موهو برای زون ایران مرکزی..... ۵۹
۵.۳.۳.۵ محاسبه عمق موهو برای شمال‌غرب ایران..... ۶۰
۶.۳.۳.۵ محاسبه عمق موهو برای شرق و جنوب‌شرق ایران..... ۶۱
۷.۳.۳.۵ محاسبه عمق موهو برای خلیج‌فارس..... ۶۱
۸.۳.۳.۵ محاسبه عمق موهو برای دریای عمان..... ۶۴
۹.۳.۳.۵ محاسبه عمق موهو برای شمال‌شرق ایران..... ۶۴
فصل ششم: بررسی نتایج و مقایسه آنها با کارهای انجام گرفته در این زمینه..... ۶۷
۱.۶ مقدمه..... ۶۷
۲.۶ محاسبه عمق موهو برای ایران توسط دهقانی و ماکریس..... ۶۸
۳.۶ محاسبه عمق موهو برای ایران با استفاده از داده‌های لرزه‌ای..... ۶۹

۴.۶ برآورد عمق موهو برای البرز و زاگرس توسط ابولقاسم و همکاران..... ۷۰
۵.۶ نقشه عمق موهو برای خاورمیانه و ایران، تهیه شده توسط شبر و همکاران..... ۷۱
۶.۶ محاسبه عمق موهو با استفاده از داده‌ها لرزه‌ای برای زاگرس و ناحیه شمال زاگرس توسط پول و همکاران..... ۷۲
۷.۶ بررسی ساختار پوسته در شمال‌شرق ایران به روش تحلیل توابع گیرنده توسط مقصودی و همکاران..... ۷۲
۸.۶ بررسی ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال‌شرق پهنه ایران مرکزی و پهنه بینالود با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده توسط نوروزی و همکاران..... ۷۶
۹.۶ محاسبه ساختار پوسته شمال‌غرب با استفاده از امواج تبدیل‌یافته دورلرز توسط تقی‌زاده و همکاران..... ۷۶
۱۰.۶ نتایج به‌دست آمده برای ضخامت پوسته در شمال‌غرب ایران توسط مرتضی‌نژاد..... ۷۷
۱۱.۶ بررسی ساختار پوسته در ناحیه مرکزی البرز توسط رجایی و همکاران با استفاده از تحلیل توابع گیرنده..... ۷۷
۱۲.۶ بررسی پروفیل‌های عمق موهو برای ایران..... ۷۸
۱.۱۲.۶ پروفیل‌های عمق موهو در زاگرس..... ۸۰
۲.۱۲.۶ پروفیل‌های عمق موهو در البرز..... ۸۳
۳.۱۲.۶ پروفیل‌های عمق موهو در ناحیه شمال‌غرب..... ۸۶
۴.۱۲.۶ پروفیل‌های عمق موهو در شمال‌شرق..... ۸۸
۵.۱۲.۶ پروفیل‌های عمق موهو در ناحیه شرق و جنوب شرق..... ۹۰
۶.۱۲.۶ پروفیل‌های عمق موهو در ناحیه ایران مرکزی..... ۹۰
۷.۱۲.۶ پروفیل‌های عمق موهو در دریای عمان..... ۹۲
۸.۱۲.۶ پروفیل‌های عمق موهو در خلیج‌فارس..... ۹۳

فصل اول

مقدمه

زیر سطح زمینی که ما بر آن گام می‌گذاریم، بر خلاف سطح سخت و جامد آن ویژگی‌های خاص خود را دارد. با افزایش عمق هم جنس و هم حالت مواد سازنده زمین تغییر می‌کند. زمین را بر اساس تغییر خواص فیزیکی و شیمیایی و سرعت امواج زلزله در آن به چند لایه تقسیم می‌کنند، که لایه‌های اصلی آن عبارت از پوسته، گوشته، هسته خارجی و هسته داخلی است. ضخامت پوسته از جایی به جای دیگر متفاوت است، ولی به طور کلی در زیر رشته‌کوه‌های قاره‌ای حداکثر مقدار خود را دارد. نازکترین بخش پوسته را در اقیانوسها، مخصوصاً در نزدیکی محور پشته‌های اقیانوسی، می‌توان مشاهده کرد. پوسته با ضخامت تقریبی بین ۲۰ تا ۷۰ کیلومتر در قاره‌ها و ۷ تا ۱۲ کیلومتر در اقیانوسها، لایه نسبتاً نازکی را بر روی کره زمین تشکیل می‌دهد. در زیر این لایه گوشته قرار دارد. مرز جدا کننده بین گوشته و پوسته زمین که اولین بار در ۱۹۱۰ توسط محقق کروات، آندریژا موهورویچ با مشاهده‌ی افزایش ناگهانی در سرعت امواج زلزله در زیر نواحی کم‌ضخامت پوسته در اروپا تشخیص داده شد، مرز موهو نامیده می‌شود. این مرز بیان کننده‌ی تغییر عمده در سرعت‌های لرزه‌ای، ترکیبات شیمیایی و سنگ‌شناسی است و عمق آن در تشخیص ساختار کلی پوسته، زمین‌شناسی و تکتونیک ناحیه مورد استفاده قرار می‌گیرد. در صفحات پوسته‌ای سرعت امواج فشارشی در محدوده ۶/۴ تا ۷ کیلومتر بر ثانیه می‌باشد. در ناپیوستگی موهو که در آن امواج فشارشی در گوشته سیر می‌کنند، سرعت آنها تا ۸ کیلومتر بر ثانیه افزایش می‌یابد. با مطالعه عمق موهو می‌توان ضخامت پوسته را در نواحی مختلف مورد بررسی قرار داد. از آنجایی که ایران از لحاظ ساختار زمین‌شناسی و حرکات تکتونیکی، دارای پیچیدگی‌های خاصی می‌باشد، بررسی ضخامت پوسته در مطالعه ساختارهای زمین‌شناسی نواحی مختلف آن حائز اهمیت است. نکته‌ای که در بررسی و مطالعه عمق موهو باید مورد توجه قرار گیرد، مطالعه دلایل اختلاف عمق موهو در نواحی مختلف منطقه مورد مطالعه است. مطالعات مختلف در ایران نشان می‌دهد که پوسته در تمام نقاط دارای ضخامت یکسانی نیست، متوسط ضخامت پوسته در ایران ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر برآورد شده است [۱۵ و ۵۰]. اختلاف بین مقدار بیشینه و کمینه ضخامت پوسته برای ایران به ۳۰ کیلومتر می‌رسد [۱۵ و ۵۰]. یکی از اهداف بررسی عمق موهو می‌تواند بررسی و مطالعه دلایل اختلاف ضخامت پوسته در مناطق مختلف و بررسی ارتباط آن با

ساختارهای زمین‌شناسی و حرکات تکتونیکی ناحیه مورد مطالعه باشد. نتایج به‌دست آمده از مطالعه عمق موهو راهنمای خوبی برای تفاسیر زمین‌شناسی از جمله: بررسی نواحی کوهستانی از لحاظ ریشه‌دار بودن یا فاقد ریشه‌دار بودن کوه‌ها، مطالعه نواحی فرورانشی و ارتباط نواحی تحت فشارش و نواحی تحت کشش با ضخامت پوسته خواهد بود. همچنین بررسی عمق موهو و وضعیت پوسته یکی از مهمترین مطالعات سال‌های اخیر زلزله‌شناسان در جهان بوده است. شناخت دقیق ناپیوستگی‌های پوسته، در تعیین درست محل زمین‌لرزه‌ها، ژرفای منطقه لرزه‌زا، سازوکار زمین‌لرزه‌ها و محاسبه روابط کاهندگی حائز اهمیت است. به عنوان مثال در ناپیوستگی موهو که تغییر عمده‌ای در سرعت‌های لرزه‌ای و ترکیبات شیمیایی را نشان می‌دهد، تعیین پارامتر ژرفا می‌تواند توصیفی از ساختار کلی پوسته را به ما بدهد، که با زمین‌شناسی و تکامل زمین‌ساختی منطقه مرتبط است [۵۳].

برای محاسبه‌ی عمق موهو روش‌های متفاوتی وجود دارد که از جمله‌ی آنها می‌توان به روش‌های لرزه‌ای شامل تحلیل امواج سطحی وحجمی زمین‌لرزه‌های ثبت شده و بررسی ساختار پوسته با استفاده از تحلیل توابع گیرنده و نیز روش‌های مبتنی بر استفاده از داده‌های گرانی اشاره کرد.

مطالعات زیادی بر اساس روش‌های لرزه‌ای در ایران به منظور محاسبه‌ی ساختار پوسته‌ای انجام گرفته است که البته اکثر مطالعات محدود به یک ناحیه زمین‌شناسی خاص از ایران است. از مطالعات انجام گرفته با روش‌های لرزه‌ای می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱. تعیین عمق موهو و نسبت vp/vs (سرعت امواج زلزله) پوسته در دامنه‌ی شمالی ارتفاعات بینالود و دشت مشهد با استفاده از روش توابع گیرنده [۱]
۲. بررسی ساختار لیتوسفر زاگرس با استفاده از امواج زلزله [۱۱]
۳. بررسی ساختار پوسته زاگرس با استفاده از مطالعه رویدادهای لرزه‌ای [۱۲]
۴. مطالعه در ناحیه‌ی البرز و نازک‌شدگی لیتوسفر در ناحیه‌ی البرز مرکزی با استفاده از تحلیل توابع گیرنده [۱۳]
۵. تغییرات عمق موهو در قسمت مرکزی البرز، شمال ایران [۱۴]

روشی که در این رساله برای به‌دست آوردن عمق موهو مورد استفاده قرار گرفته است استفاده از داده‌های شتاب گرانی است. اولین مطالعه‌ی انجام شده برای ایران با استفاده از داده‌های شتاب گرانی مطالعه‌ی دهقانی وماکریس است [۱۵]. آن‌ها ساختار پوسته‌ی ایران را با استفاده از داده‌های گرانی مورد مطالعه قرار دادند که نتایج حاصل از این مطالعه به این صورت ارائه شد:

ضخامت پوسته در دشت کویر و کویر لوت کمتر از ۴۰ کیلومتر، در شرق ایران بین ۴۵ تا ۴۸ کیلومتر، در امتداد کوه‌های البرز این ضخامت کمتر از ۳۵ کیلومتر، در زاگرس مرتفع این مقدار به ۵۵ کیلومتر می‌رسد. بر اساس مطالعه‌ی دهقانی و ماکریس پوسته‌ی ایران در زیر راندگی اصلی زاگرس (زاگرس مرتفع) بیشترین

ضخامت را دارد. ولی، به سوی جنوب غربی، ناپیوستگی موهو در ژرفای ۴۰ کیلومتر است با توجه به این مطالعه به نظر می‌رسد که در زاگرس، پوسته از شمال شرق به جنوب غرب نازک می‌شود.

از دیگر مطالعاتی که بر روی ساختار پوسته ایران با استفاده از داده‌های شتاب گرانی انجام شده است، می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱. برآورد حالات ایزوستازی در ایران با استفاده از داده‌های شتاب گرانی، داده‌های جی‌پی‌اس و داده‌های لرزه‌ای [۱۶].
۲. تخمین عمق موهو در منطقه زاگرس غربی با استفاده از روش پارکر- اولدنبرگ [۲].
۳. ارائه مدل سه‌بعدی عمق موهو برای ایران بر اساس داده‌های شتاب گرانی زمینی و مدل EIGEN - 5s [۱۷].

همانطور که اشاره شد روشی که در این رساله برای به‌دست آوردن عمق موهو استفاده شده است، براساس استفاده از داده‌های شتاب گرانی استوار است.

داده‌های گرانی مورد استفاده در این رساله به صورت بی‌هنجاری هوای آزاد از عبداله‌زاده [۳] مورد استفاده قرار گرفته است. این داده‌ها برای ۲۵۹۳۷ نقطه در ایران به‌صورت غیریکنواخت در اختیار قرار گرفتند. روشی که در این رساله برای محاسبه‌ی بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل مورد استفاده قرار گرفته است، براساس منشوربندی اجرام نسبت به سطح ژئویید است. این کار توسط برنامه‌ی تی‌سی[1] که یک برنامه‌ی شناخته شده در زمینه محاسبه تصحیح توپوگرافی است، انجام شده است [۱۸]. بیشترین مقدار بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل مربوط به حاشیه‌ی جنوبی دریای خزر، دریای عمان، حاشیه‌ی شمالی دریای عمان و قسمتی از خلیج‌فارس در حدود ۱۵۰ میلی‌گال و همچنین کمترین مقدار بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل مربوط به زاگرس در حدود ۲۹۱- میلی‌گال محاسبه گردید. روش محاسبه بی‌هنجاری بوگه و نتایج مربوط به بی‌هنجاری بوگه در فصل چهارم ارائه شده است.

برآورد عمق موهو به روش سه‌بعدی و براساس روش تکراری پارکر- اولدنبرگ با استفاده از داده‌های بی‌هنجاری گرانشی شبکه‌بندی شده، انجام پذیرفت [۴۸]. برای محاسبه عمق موهو با استفاده از این روش از یک برنامه متلب که براساس رابطه‌ی بین تبدیل فوریه از بی‌هنجاری گرانشی ومجموع تبدیل فوریه از توپوگرافی سطح پوسته بنا شده، استفاده شده است [۱۹]. با معلوم بودن متوسط عمق مرجع واختلاف چگالی بین پوسته و گوشته در یک فرآیند تکراری توپوگرافی عمق پوسته برآورد می‌شود. در فصل پنجم مراحل محاسبه عمق موهو و نتایج حاصل از محاسبه‌ی عمق موهو برای کل ایران و برای ساختارهای عمده‌ی زمین‌شناسی ایران ارائه شده است. بر اساس نتایج به دست آمده بیشترین ضخامت پوسته برای زاگرس در حدود ۶۰ کیلومتر و کمترین ضخامت برای دریای عمان در حدود ۷ کیلومتر

[1] Terrain Corresction (TC)

محاسبه گردید. در فصل ششم نتایج به دست آمده برای عمق موهو در این مطالعه با توجه به نقشه‌ی زمین‌شناسی ایران مورد بررسی قرار گرفته است و محدوده‌ی نواحی با ضخامت زیاد و ضخامت کم با استفاده از رسم پروفیل‌هایی در هر منطقه بررسی شده است. در فصل ششم همچنین مقایسه‌ای بین نتایج به دست آمده در این مطالعه و مطالعات انجام گرفته بر روی پوسته‌ی ایران انجام گرفته است.

فصل دوم

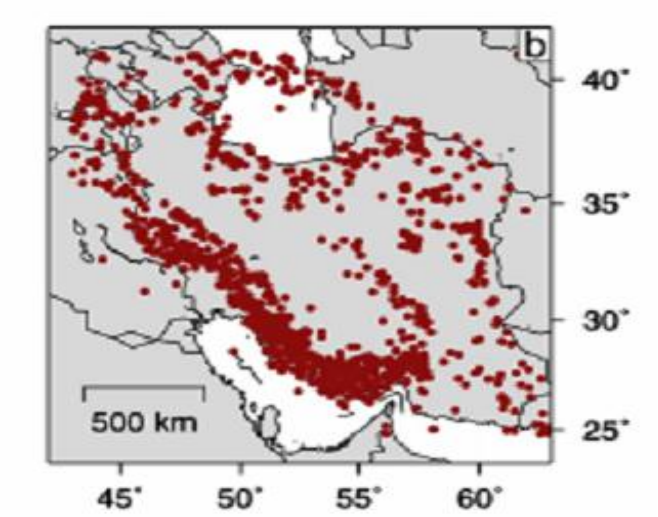
مروری بر ساختارهای زمین‌شناسی ایران

۱.۲) مقدمه

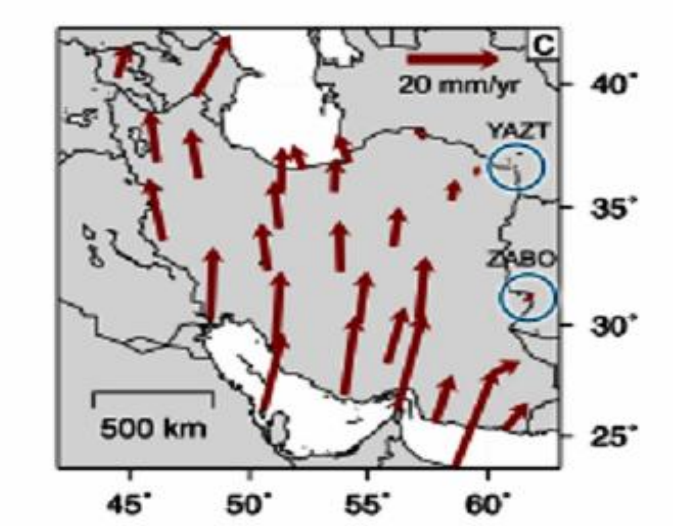
از آنجایی که در این رساله، ایران به عنوان منطقه‌ی مورد مطالعه برای تعیین ضخامت پوسته مورد توجه قرار گرفته است، بنابراین مروری بر واحدهای زمین‌ساختی مربوط به آن در بررسی نتایج حاصل مفید خواهد بود. البته در این فصل پرداختن به بحث‌های تخصصی زمین‌شناسی مدنظر نبوده و علاقمندان برای آگاهی بیشتر به مراجع مربوطه ارجاع داده خواهند شد.

فلات ایران، به عنوان بخشی از زون فعال زمین‌ساختی آلپ- هیمالایا، طرح پیچیده‌ای از مجموعه پوسته‌ها، قطعات زمین‌ساخت و زون‌های متفاوت زمین‌ساختی است که از نگاه نو زمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی، ویژگی‌های خاص دارد و سطح بالایی از فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۱.۲). فلات ایران بین دو صفحه‌ی عربستان و اوراسیا، واقع گردیده است، که با سرعت متوسط ۲۴ میلیمتر در سال بر اساس مطالعات و اندازه‌گیری‌های جی‌پی‌اس انجام شده در سالهای اخیر به سمت یکدیگر در حرکت می‌باشند (شکل ۲.۲) [۲۳]. این فلات از شمال توسط صفحه‌ی اوراسیا، از شرق توسط صفحه‌ی هند و از غرب توسط صفحه‌ی آناتولی احاطه شده است (شکل ۳.۲). از نظر لرزه زمین‌ساختی ایران را می‌توان به نوار چین خورده‌ی زاگرس، البرز، کپه داغ، ایران مرکزی و دشت لوت که با توجه به لرزه‌خیزی به عنوان صفحه‌ی سخت شناخته شده‌اند، تقسیم نمود. بازشدگی دریای سرخ و حرکت صفحه‌ی آفریقا- عربستان در راستای شمال- شمال شرقی و همچنین حرکت صفحه‌ی هند در راستای شمال- شمال غربی عامل فراوانی زمین لرزه‌ها در ایران است. چنین حرکت‌هایی که با دگرشکلی، شکستگی، فرورانش و برخورد صفحه‌های کوچک و قطعات گوناگون ایران همراه است، سبب می‌شود تا توان لرزه‌خیزی ایران بالا باشد. در ایران پوسته از نوع قاره‌ای و اقیانوسی است، که به صورت نوار و یا قطعات نامتجانس در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. از میان دو نوع پوسته‌ی گفته شده، پوسته قاره‌ای سهم بیشتری دارد، که از حدود ۲۰ میلیون سال پیش تا کنون، در یک رژیم زمین‌ساختی فشاری، ستبر شدگی و کوتاه شدگی بر آن تحمیل شده است.

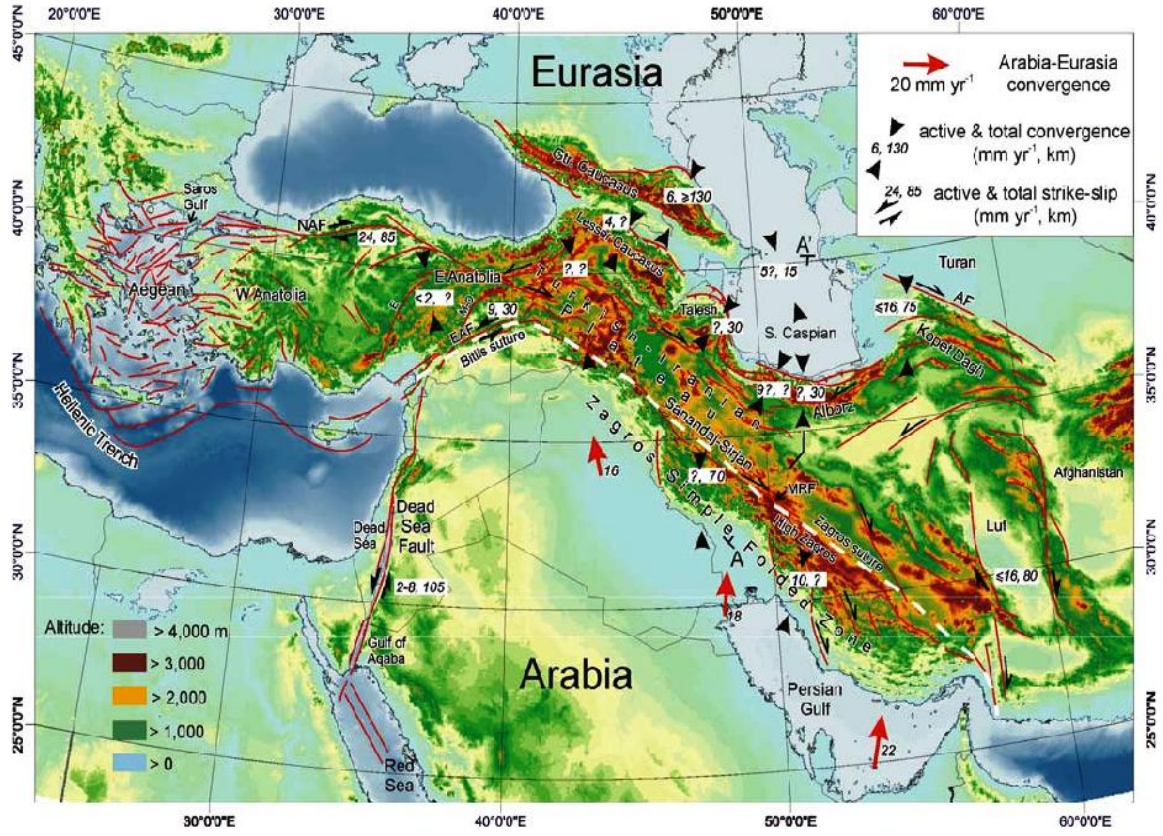
داده‌های گوناگون نشان می‌دهند که میانگین ضخامت پوسته در ایران، حدود ۴۰ کیلومتر است. بر اساس مطالعات گرانی‌سنجی موهو، توسط دهقانی و ماکریس [۱۵] متوسط عمق موهو در ایران در حدود ۴۰ کیلومتر است . اشنایدر و برازنگی [۲۰] نشان داده‌اند که در کمربند چین‌خورده‌ی زاگرس، ناپیوستگی موهو به سمت شمال شرقی حدود یک درجه شیب دارد و در ژرفای ۴۰ کیلومتری است. در شرق ایران هم پوسته دارای ضخامتی در حدود ۴۰ کیلومتر است و در فرونشست‌های کویر و لوت، پوسته‌ی قاره‌ای با ضخامتی کمتر از ۴۰ کیلومتر در تعادل ایزوستازی قرار دارد.



شکل ۱.۲) محل رویداد زلزله‌هایی با بزرگای بیش از ۵ در بازه‌ی ۱۹۸۸-۱۹۶۴ [۲۲]



شکل ۳.۲) بردار جابجایی نسبی نقاط مختلف مربوط به حرکت ایران نسبت به صفحه‌ی اوراسیا. مقادیر نشان داده شده توسط جی‌پی‌اس اندازه‌گیری شده و شاهدی بر کوتاه‌شدگی صفحه‌ی ایران در بین صفحات عربی و اوراسیا در راستای شمالی جنوبی می‌باشد [۲۳].



شکل ۳.۲) نقشه‌ی توپوگرافی و نرخ تغییر شکل در محل برخورد صفحات عربستان- اوراسیا [۲۱]

۲.۲) واحدهای زمین‌ساختی ایران

اگرچه در دوره‌ی پرکامبرین، ایران ساختار ساده‌ای داشته است ولی در اثر عوامل زیر مناطقی با ساختمان و سرگذشت زمین‌شناسی متفاوت بوجود آمده‌اند [۴]:

۱) قطعه قطعه شدن پی‌سنگ پرکامبرین ایران در امتداد گسلهای بزرگ و عمیق.

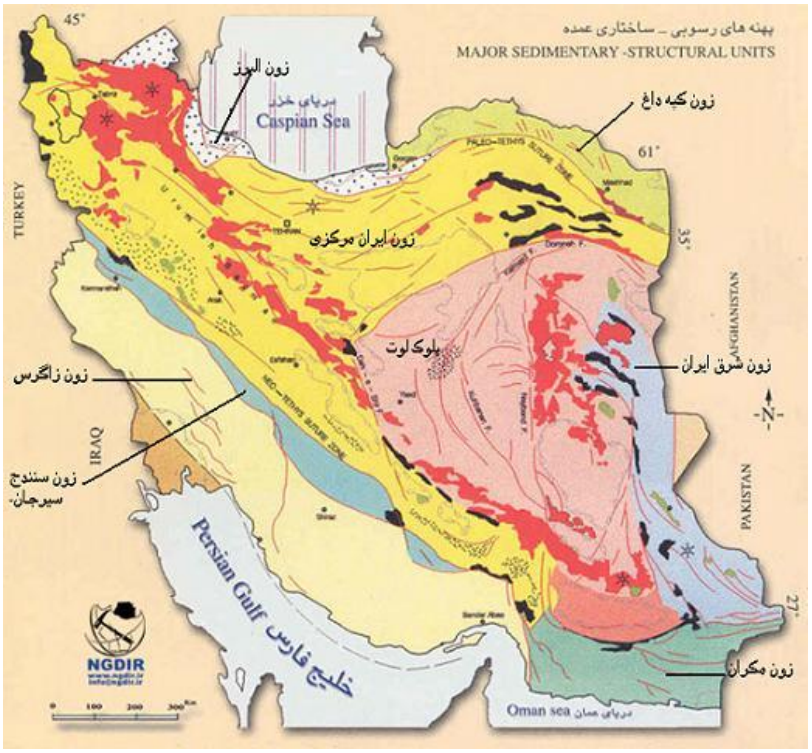
۲) حرکت متفاوت قطعات نسبت به هم، در جهت قائم یا افقی.

۳) شکل قطعات و نحوه‌ی حرکت آنها نسبت به هم.

۴) ایجاد محیط‌های رسوبی با شکل، ابعاد و سن متفاوت.

۵) عملکرد نیروهایی که طی دوران‌های زمین‌شناسی در جهت‌های متفاوت و با شدت‌های مختلف، ایران را تحت تاثیر قرار داده‌اند.

از این رو با در نظر گرفتن، نوع پوسته، شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی، تفاوت رخساره‌های سنگی- زیستی در نواحی گوناگون، تحولات زمین‌ساختی و پیامدهای آن، نقشه‌ی حوضه‌های عمده‌ی رسوبی ساختاری مطابق شکل (۴.۲) ارائه شده است [۵].



شکل ۴.۲) پهنه بندی رسوبی- ساختاری عمده‌ی ایران [۵]

۱.۲.۲) زون زاگرس

سه ناحیه تکتونیکی موازی ارومیه- دختر، سنندج- سیرجان و کمربند چین‌خورده زاگرس که به ترتیب از شمال شرق تا جنوب غرب ایران گسترش یافته است، ناحیه کوهستانی زاگرس را تشکیل می‌دهد [۵۴]. این ناحیه قسمتی از کوهزایی آلپ- هیمالیا می‌باشد که در ناحیه‌ای به طول ۲۰۰۰ کیلومتر در راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق یعنی از شرق ترکیه تا حاشیه شمالی دریای عمان کشیده شده است [۵۴]. بطور کلی به قسمتی از ایران که در غرب راندگی اصلی زاگرس قرار دارد و از سمت شرق به گسل میناب محدود می‌گردد، زون زاگرس گفته می‌شود. این ناحیه‌ی زمین‌ساختی، شامل زیر ناحیه‌های دشت خوزستان، زاگرس چین‌خورده یا زاگرس خارجی و زاگرس مرتفع یا زاگرس داخلی است. دشت خوزستان از نظر ساختمانی ساده بوده و منحصر به چین‌خوردگی‌های بسیار ملایم با محور شمالی- جنوبی است، که از محور چین‌خوردگی صفحه‌ی عربی تبعیت می‌کند. این دشت به وسیله‌ی رسوبات آبرفتی کاملاً پوشیده شده است. زاگرس چین‌خورده در جنوب غربی ایران واقع است و احتمالاً در برخی از نواحی به زیر زاگرس رورانده کشیده می‌شود. سواحل ایرانی خلیج‌فارس و جزایر آن را باید جزء این واحد ساختمانی محسوب کرد. زاگرس داخلی یا مرتفع، ناحیه‌ی کم عرضی با چین‌خوردگی شدیدی است که بین زون سنندج- سیرجان و زاگرس چین‌خورده قرار دارد. این ناحیه شامل مرتفع‌ترین کوه‌های زاگرس نیز است

[۴]. زاگرس به عنوان فعالترین ناحیه از لحاظ تکتونیکی در ایران شناخته شده است [۵۰]. این ناحیه بیشترین سهم همگرایی صفحات عربی- اوراسیا را در خود جای داده است. لرزه‌خیزی این ناحیه از شمال غرب به جنوب‌شرق افزایش یافته و با رسیدن این ناحیه به حاشیه شمالی دریای عمان یعنی جایی که کوه‌های زاگرس از زون مکران جدا می‌شود، فعالیت‌های لرزه‌ای کاهش می‌یابد [۵۰]. مطالعات انجام گرفته بر روی سرعت امواج Sn و Pn در منطقه زاگرس، نشان دهنده سرعت بالای این امواج بوده که بر سرد بودن پوسته در این ناحیه دلالت دارد [۵۸ و ۵۷]. در مطالعاتی که بر روی ساختار پوسته توسط بربریان [۵۵]، مختاری [۵۰]، اللزکی [۵۶]، در ناحیه زاگرس انجام شده است، ضخامت زیاد پوسته و سرد بودن آن در بیشتر نقاط ناحیه مورد تأیید قرار گرفته است. آسوده [۵۷] با مطالعه سرعت فاز Pn در فلات ایران به این نتیجه رسید که دلیل میرایی امواج لرزه‌ای و کاهش سرعت مشاهده شده در گوشته فوقانی شمال غرب ایران، بالا آمدن گوشته گرم در زیر این نواحی است. در ضمن با توجه به مشاهده سرعت‌های بالا در زیر زاگرس ناحیه کمربند چین‌خورده را مشابه با نواحی سپری[۲] دانسته است. گیس و همکاران [۵۹] بر اساس داده‌های با کیفیت پایین لرزه‌ای در پروفیل‌های بین لوت و زاگرس، که عملیات داده‌برداری آن در قسمت‌های جنوبی این پروفیل به صورت یک‌طرفه انجام شده است، عمق موهو را در زیر ناحیه دگرگونی سنندج- سیرجان، ۶۰ کیلومتر به‌دست آورده‌اند. از جمله مطالعات گرانی‌سنجی که بر روی زاگرس انجام شده است می‌توان به مطالعه دهقانی و ماکریس [۱۵] و اشنایدر و برازنگی [۲۰] اشاره کرد. در مطالعه‌ای که توسط دهقانی و ماکریس [۱۵] انجام گرفت، بی‌هنجاری بوگه کامل از ۵۰- میلی‌گال در خلیج‌فارس تا حدود ۲۳۰- میلی‌گال در طول گسل راندگی اصلی زاگرس می‌رسد. بر اساس این مطالعه مقادیر منفی بزرگ در زاگرس، نشان‌گر ضخیم‌شدگی پوسته در زیر راندگی اصلی زاگرس است. بیشترین ضخامت پوسته در این مطالعه در زیر گسل راندگی اصلی زاگرس، در شمال شیراز بین ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر به‌دست آمده است. در مطالعه اشنایدر و برازنگی [۲۰]، حدود ۹۰۰۰ داده گرانی، یک سری مشاهدات محدود زلزله‌شناسی و مشاهدات مربوط به مقاطع زمین‌شناسی تا عمق ۱۰ کیلومتری پوسته، جهت مطالعه ساختار پوسته در ناحیه زاگرس مورد استفاده قرار گرفت. مدل‌های پوسته‌ای به‌دست آمده از آنومالی بوگه و سایر داده‌های زلزله‌شناسی و زمین‌شناسی، نشانگر این هستند که موهو در زیر ناحیه چین‌خورده زاگرس دارای شیبی برابر ۱ درجه به سمت شمال‌شرق است، که این شیب تا حدود ۵ درجه در نزدیکی گسل راندگی اصلی زاگرس افزایش می‌یابد. بر اساس مطالعه اشنایدر و برازنگی [۲۰] عمق موهو از ۴۰ کیلومتر در زیر خلیج‌فارس تا ۶۵ کیلومتر در زیر گسل اصلی راندگی زاگرس در تغییر است. در مطالعه‌ای که توسط مولینارو و همکاران [۶۰]، با استفاده از مدل‌سازی توپوگرافی، بی‌هنجاری بوگه و ژئویید انجام گرفته است، نشان داده شده است که سنگ‌کره در زیر زاگرس و حاشیه ایران، نازک‌تر از سنگ‌کره در زیر خلیج‌فارس

[2] Shield

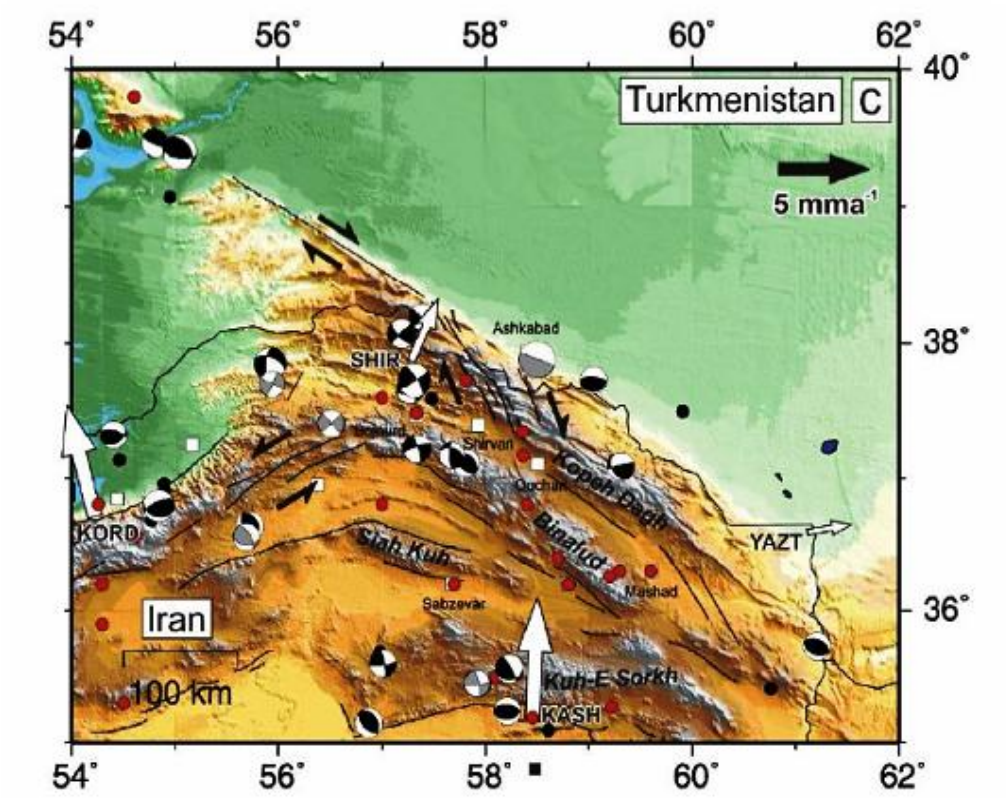
است. همچنین نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهد که بیشترین ضخیم‌شدگی پوسته در شمال‌شرق راندگی اصلی زاگرس رخ داده است. این مطلب بیانگر این است که راندگی به زیر زون سنندج- سیرجان رخ داده است.

۲.۲.۲) زون کپه داغ

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 صفحه‌ی توران را تشکیل می‌دهد. منطقه‌ی کپه‌داغ حد شمالی کمربند کوهستانی آلپ- هیمالیا را در شمال شرقی ایران تشکیل داده و دو رشته کوه مهم آن یعنی کپه‌داغ و بینالود به همراه یکدیگر یک کمربند طویل کوهستانی به طول ۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰ کیلومتر ایجاد کرده‌اند [۲۴]. بیشترین ارتفاع در این مجموعه حدود ۳۰۰۰ متر و دارای مرزی آشکار با ارتفاع ۱۰۰ متری صفحه‌ی توران است. مرز غربی منطقه‌ی کپه‌داغ ساحل دریاچه‌ی خزر و در حدود ۵۵ درجه‌ی شرقی است و مرز شرقی در حدود ۶۰ درجه‌ی شرقی، جایی که لرزه‌خیزی به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد، در نظر گرفته می‌شود [۲۵]. بر اساس مطالعه دهقانی و ماکریس [۱۵] ضخامت پوسته در این ناحیه بین ۳۷ کیلومتر تا ۴۶ کیلومتر گزارش شده است. با توجه به مطالعه آن‌ها تعادل ایزوستازی در منطقه برقرار است. بر اساس نتایجی که از تحلیل توابع گیرنده در ناحیه شمال‌شرق ایران توسط نوروزی و همکاران [۷] انجام گرفته است، عمق موهو در پهنه سبزوار- تکنار ۴۶ تا ۴۸ کیلومتر و در منطقه بینالود عمق موهو در حدود ۴۸ تا ۵۰ کیلومتر برآورد شده است. از دیگر بررسی‌های صورت گرفته برای تعیین ضخامت پوسته در این ناحیه می‌توان به مطالعه پوسته توسط جوان‌دولویی [۷۲] در زیر ایستگاهی در نزدیکی مشهد با استفاده از داده‌های زلزله اشاره کرد که عمق موهو را در این ناحیه ۵۲ کیلومتر برآورد کرده است. بر اساس مطالعه‌ای که توسط مقصودی و همکاران [۸] انجام گرفته است، عمق موهو در جنوب شرقی دریای خزر ۳۲ تا ۳۴ کیلومتر، در محدوده سیاه‌کوه تا انتهای غربی بینالود ۴۶ تا ۴۸ کیلومتر، در محدوده بین بینالود و کپه‌داغ ۵۰ تا ۵۲ کیلومتر و در شرق ایران در مجاورت محدوده ایران مرکزی ۴۲ تا ۴۴ کیلومتر برآورد شده است.

مطالعات جی‌پی‌اس در ایران میزان کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف ایران را با جزئیات بیشتری آشکار کرده است. از کوتاه‌شدگی رخ داده در ایران نیمی در زاگرس و بقیه در نواحی البرز، خزر مرکزی و کپه‌داغ رخ می‌دهد [۲۳]. حرکت روبه شمال صفحه‌ی عربی در شرق طول جغرافیایی ۵۶ درجه‌ی شرقی، باعث تغییر شکل و جابجایی در منطقه‌ی مکران (در جنوب شرق) و رشته کوه‌های کپه‌داغ و بینالود (در شمال شرق) شده است[۲۳]. اندازه‌گیری‌های جی‌پی‌اس در شمال شرق ایران (شکل ۶.۲)، ۷ میلی‌متر کوتاه‌شدگی در سال را برای امتداد شمال- جنوب بین کاشمر (در جنوب بینالود) و شمال کپه‌داغ نشان داده‌اند. لیبریس و منبی [۲۶] با مطالعه‌ی ساختارهای زمین‌شناسی این منطقه، ۷۵ کیلومتر کوتاه‌شدگی را

تخمین زده‌اند و با فرض رویداد آن در ۵ میلیون سال، نرخ بالاتری از کوتاه‌شدگی (تقریباً ۱۶ میلی‌متر در سال) برای این منطقه به‌دست آورده‌اند.



شکل ۶.۲) نقشه‌ی سایزموتکتونیک شمال شرق ایران به همراه ۴ بردار جابجایی به‌دست آمده از جی‌پی‌اس [۲۷].

۳.۲.۲) زون البرز

رشته کوه البرز در قسمت شمالی ایران، جزیی از قسمت شمالی کوهزایی آلپ- هیمالایا در آسیای غربی به شمار می‌رود. این ناحیه به صورت یک کمربند تغییرشکل یافته‌ی پوسته‌ای فعال در امتداد قسمت جنوبی دریای خزر و در گستره‌ی زون برخوردی عربی- اوراسیا قرار دارد. کوه‌های البرز در اثر فعالیت‌های کمربند چین‌خورده و رورانده در طول سواحل جنوبی دریای خزر تشکیل شده‌اند، که از انتهای جنوبی کوه‌های تالش در غرب تا کوه‌های کپه‌داغ در شرق کشیده شده‌اند (شکل ۷.۲). اگرچه متوسط توپوگرافی در این ناحیه ۳۰۰۰ متر و بیشترین ارتفاع ناحیه، مربوط به قله‌ی آتشفشانی دماوند، به ۵۶۷۱ متر می‌رسد، مطالعات اولیه‌ی گراویمتری توسط دهقانی و ماکریس نشان داد که پوسته در زیر این ناحیه ضخیم‌تر از پوسته‌ی اطرافش نیست و بر اساس این مطالعات کوه‌های البرز فاقد ریشه هستند [۲۸ و ۱۵].

در حدود ۲۵ درصد از کل همگرایی صفحات عربی- اوراسیا، با سرعت ۲ ± ۵ میلی‌متر در سال در این ناحیه از زون برخوردی اتفاق می‌افتد [۲۳]. بررسی سازوکار کانونی گسل‌ها در این ناحیه وجود

گسل‌های معکوس و گسل‌های امتداد لغز را در این زون نشان می‌دهد، اکثر زلزله‌ها در این ناحیه در عمق کمتر از ۳۰ کیلومتر اتفاق می‌افتند [۲۹]. پهنای کوه‌های البرز در حدود ۱۲۰-۱۵۰ کیلومتر است. کوه‌های البرز دارای شیب زیادی هستند، که توسط گسل‌های تراستی عمده‌ای نظیر گسل خزر در شمال و گسل‌های شمال تهران و شمال قزوین در جنوب محدود شده است [۳۰]. بررسی و مطالعه‌ی عمق موهو در زیر زون البرز به دلیل وجود ساختارهای پیچیده‌ی تکتونیکی در این ناحیه، و نیز بررسی و برآورد خطرات وقوع زلزله در ناحیه‌ی مذکور از اهمیت بالایی برخوردار است. البرز یک زون جوان به حساب می‌آید [۳۳]. زون البرز همواره توسط خطرات ناشی از زلزله تهدید شده است، و زلزله‌های زیانباری در طول تاریخ در این ناحیه رخ داده است. تعدادی از گسل‌های اصلی البرز مرکزی به عنوان گسل‌های فعال در این زون شناخته شده‌اند [۳۴]. بنابراین برآورد بهتر و مناسب‌تر از خطرات ناشی از زلزله در این ناحیه، نیازمند مکان‌یابی بهتر و دقیقتر زلزله‌ها و نیز بررسی ساختار پوسته و عمق موهو در این زون است. مطالعات لرزه‌ای انجام گرفته در این ناحیه، توسط رجایی و همکاران [۲۸] با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده، ضخیم‌شدگی پوسته از ۴۸ کیلومتر در زیر قسمت شمالی صفحه‌ی ایران تا ۵۵- ۵۸ کیلومتر در زیر قسمت مرکزی البرز و نازک شدگی پوسته در قسمت شمالی البرز در حاشیه‌ی جنوبی دریای خزر را نشان می‌دهد. نتایج مطالعات لرزه‌ای نشان می‌دهد که البرز مرکزی دارای یک ریشه‌ی متوسط پوسته‌ای[3] اما با ضخامت ناکافی جهت جبران ارتفاع این ناحیه است [۲۸]. آنالیزهای گرانشی بی‌هنجاری هوای آزاد نشان می‌دهد که ارتفاع رشته کوه‌های البرز تا حدود زیادی، بوسیله‌ی نیروی الاستیک صفحه‌ی ایران و صفحه‌ی خزر جنوبی جبران می‌شود [۲۸]. در مطالعه‌ای که توسط صودودی و همکاران [۱۳] بر اساس تحلیل توابع گیرنده انجام گرفته است، عمق موهو در ایران مرکزی ۴۷ کیلومتر و در ناحیه البرز به ۵۴ کیلومتر می‌رسد، که نشان دهنده تأثیر کوتاه‌شدگی پوسته و تغییر شکل پوسته در این ناحیه است. در این مطالعه شواهدی برای وجود ریشه در زیر دماوند دیده نشده است. دهقانی و ماکریس [۱۵] با استفاده از مطالعات گرانی‌سنجی، مقدار ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر را برای ناحیه البرز مرکزی برآورد کرده‌اند. همچنین نتایج آن‌ها نشان دهنده نبود ریشه برای کوه‌های البرز است.

۴.۲.۲) زون شمال غرب

شمال غرب ایران ناحیه‌ای است که حوزه‌ی خزر جنوبی[4] و کوه‌های تالش از شرق، فلات آناتولی[5] از غرب، ناحیه‌ی قفقاز کوچک و ناحیه‌ی فروافتادگی کورا از شمال و رشته کوه‌های زاگرس از جنوب، آن‌را محصور کرده‌اند (شکل ۸.۲). این ناحیه بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالایا است و بر اساس آخرین مرزبندی زمین‌ساختی در منطقه ساختاری البرز غربی- آذربایجان قرار دارد. منطقه شمال‌غرب ایران

[3] Moderate crustal root
[4] South Caspian Baisn
[5] Anatolian Plateau

دارای ساختاری به شدت تغییرشکل یافته و گسل‌خورده است که بین دو کمربند روراندگی قفقاز در شمال و کوه‌های زاگرس در جنوب واقع شده است [۵۸]. به‌طور کلی تغییرشکل و لرزه‌خیزی در این منطقه ناشی از کوتاه‌شدگی قاره‌ای بین صفحه‌های اوراسیا و عربستان است [۵۹]. در مطالعه‌ای که توسط تقی‌زاده فرهمند و همکاران [۹] با استفاده از امواج تبدیل‌یافته دورلرز در ناحیه شمال‌غرب انجام گرفته است، عمق موهو در زیر ایستگاه‌های این ناحیه از ۴۰ تا کمی بیش از ۵۰ کیلومتر تغییر می‌کند. با توجه به نتایج به دست آمده در مطالعه مذکور ضخامت پوسته در شمال‌غرب ایران از غرب به شرق افزایش یافته است. بیشینه ضخامت پوسته در حدود ۱ ± ۵۳/۵ کیلومتر در زیر ایستگاه‌های سراب و مرند در شرق ناحیه و کمینه ضخامت پوسته در حدود ۱ ± ۳۸/۵ در زیر ایستگاه شبستر که در غرب ناحیه واقع شده است، مشاهده می‌شود [۹]. ناحیه شمال‌غرب ایران تحت تأثیر همگرایی صفحات اوراسیا و عربستان واقع شده است و این امر باعث شده است که بیشتر گسل‌های منطقه از نوع معکوس باشند. ضخیم‌شدگی پوسته در این ناحیه ناشی از برخورد صفحات عربستان و اوراسیا است. در مطالعه‌ای که توسط دهقانی و ماکریس [۱۵] با استفاده از داده‌های گرانی در ایران گرفته است، بیشترین مقدار ضخامت پوسته برای شمال‌غرب ایران، در حدود ۴۷ کیلومتر، در مرکز ناحیه و کمترین مقدار ضخامت پوسته کمتر از ۳۰ کیلومتر در حاشیه غربی خزر مشاهده شده است. آن‌ها ضخامت پوسته را در اطراف دریاچه ارومیه ۴۲ کیلومتر برآورد کرده‌اند. در مطالعه‌ای که توسط مرتضی‌نژاد [۱۰] با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده برای ناحیه شمال‌غرب ایران انجام شده، مقادیر بالای vp/vs به‌دست آمده در این ناحیه ناشی از گرم بودن پوسته و گوشته فوقانی معرفی شده است. مرتضی‌نژاد [۱۰] مقدار میانگین عمق موهو را برای این ناحیه ۴۴/۳ کیلومتر برآورد کرده است، که کمترین و بیشترین مقدار آن به ترتیب ۳۸/۵ کیلومتر مربوط به ایستگاه شبستر و ۴۷/۵ کیلومتر مربوط به ایستگاه بستان‌آباد برآورد شده است. نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهد که عمق موهو در شرق به سمت حوزه خزر جنوبی و در غرب به سمت ترکیه کمتر از بقیه مناطق است. همچنین نتایج نشان می‌دهد که عمق موهو در شمال‌غرب این ناحیه و به سمت قفقاز کوچکتر و در جنوب شرقی و به سمت ایران مرکزی در حال افزایش است. با توجه به مقادیر به‌دست آمده برای عمق موهو و توپوگرافی ۱/۵ تا ۲ کیلومتری در این ناحیه، بیشتر به نظر می‌رسد که این توپوگرافی توسط یک گوشته گرم و کم‌چگال که تمایل به بالا آمدن دارد پشتیبانی می‌شود تا بوسیله جبران ایزوستاتیکی یک پوسته ضخیم [۱۰].

۵.۲.۲) زون ایران مرکزی

ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و عمده‌ای است که به شکل مثلث در مرکز ایران قرار دارد. این زون از شمال به ارتفاعات البرز و از غرب، توسط یک منطقه‌ی فرورفته، به زون سنندج- سیرجان، که در واقع جزیی از ایران مرکزی محسوب می‌شود، محدود است. حد شرقی این زون چندان مشخص نیست زیرا برخی زمین‌شناسان بلوک لوت را جز ایران مرکزی محسوب می‌کنند و بعضی دیگر آنرا مجزا از زون

ایران مرکزی به شمار می‌آورند. یکی از رئوس مثلث ایران مرکزی از جنوب به مکران ختم می‌گردد. این زون بزرگترین و پیچیده‌ترین واحد زمین‌شناختی به شمار می‌رود. در این واحد قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگون شده با آتش‌فشان فعال و نیمه فعال امروزی وجود دارد. در واقع این منطقه را می‌توان محل قدیمی‌ترین قاره در ایران محسوب داشت که حوادث زمین‌شناسی فراوانی به خود دیده است [۴]. الگوی ساختاری حاکم بر این ناحیه از نوع بلوک‌های جداشده با گسل‌های عمده است، که هر یک ویژگی‌های متفاوتی دارند [۵]. دهقانی و ماکریس [۱۵] ضخامت پوسته را برای این ناحیه بین ۳۷ تا ۴۲ کیلومتر برآورد کرده‌اند.

۶.۲.۲) زون فلیش شرق

این زون از شرق به مغرب افغانستان و پاکستان، از غرب به گسل نهبندان، از جنوب به زون مکران و گسل بشاگرد محدود است. گسترش شمالی- جنوبی این زون در حدود ۸۰۰ کیلومتر و پهنای آن حدوداً ۲۰۰ کیلومتر است. از نگاه لرزه‌خیزی، بخش میانی حوزه‌ی فلیشی شرق، اطراف زاهدان در گذشته کاملاً آرام بوده است. اما بخش‌های شمالی و جنوبی آن لرزه‌زا است و پاره‌ای از کانون لرزه‌ها بر تلاقی بلوک لوت و این زون قرار دارد [۵]. در مطالعه دهقانی و ماکریس [۱۵] عمق موهو برای این ناحیه ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر برآورد شده است.

۷.۲.۲) زون مکران

منطقه مکران از زون‌های مهم جنوب‌شرقی ایران محسوب می‌شود. مکران به عنوان منطقه‌ای معرفی شده است که در آن پوسته اقیانوسی عمان به زیر صفحه اوراسیا فرورانش می‌کند و زاویه فرورانش در این منطقه کمتر از یک درجه است [۶۳]. این زون در جنوب فرورفتگی جازموریان قرار دارد. مرز غربی آن گسل میناب است و از جنوب به دریای عمان و در مشرق به پاکستان منتهی می‌شود. ولی در آنسوی مرز ایران نیز ادامه می‌یابد [۴]. بستر دریای عمان به دلیل ژرفای زیاد، خصلت امواج صوتی و امواج در پی‌سنگ، بی‌هنجاری مغناطیسی شرقی- غربی و رسوبات افقی در دشت مغاکی، اقیانوسی فرض می‌شود. این بخش از صفحه‌ی عربستان با آهنگ در حدود ۵۰ میلیمتر در سال، به زیر مکران فرو می‌رود و در واقع هنوز برخورد قاره‌ای رخ نداده است [۵]. البته هنگامی‌که صفحه‌ای به زیر صفحه‌ای دیگر فرو می‌رود، مقدار لرزه خیزی بالاست، در حالی‌که در مکران این‌طور نیست. این به دو دلیل است، فرورانش کم شیب و وجود آب در منافذ سنگهای سازنده‌ی پوسته که آن‌را از حالت الاستیک به حالت پلاستیک در می‌آورد [۴]. انتشار موثر امواج Sn در مکران نشان دهنده سرد بودن پوسته در این ناحیه است و این مطلب نظریه اقیانوسی بودن پوسته را در مکران تقویت می‌کند [۶۴].