

کاربرد داده‌های پیوسته در تشخیص لایه‌بندی زیر ایستگاهی در پهنه ایران

روشنک غفاری^۱، علی اصغرمتقی^۲

^۱ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله rghaffari965@gmail.com

^۲ استادیار پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله aamottaghi@iiees.ac.ir

۱ مقدمه

روش‌های کلاسیک مربوط به زلزله‌شناسی و مطالعه ساختارهای زمین، بر پایه رکورد‌های حاصل از زمین‌لرزه‌ها می‌باشند که این موضوع منجر به دو نقص مهم در این مطالعات می‌گردد. نخست این که بیشتر روش‌ها بر اساس داده‌های حاصل از زمین‌لرزه‌هایی هستند که در مناطق فعال از قبیل مرزهای صفحه‌اتفاق می‌افتند. این موضوع دلیل اصلی دقت ناکافی مطالعات در مناطقی است که معمولاً زمین‌لرزه‌ها به ندرت اتفاق می‌افتند. دوم اینکه به دلیل نرخ پایین رویداد زمین‌لرزه‌ها، امکان تشخیص تغییرات لحظه‌ای لرزه‌ای بخصوص در اطراف گسل‌ها و آتشفشان‌ها وجود ندارد.

برخلاف روش‌های کلاسیک که تنها از اطلاعات زمین‌لرزه‌ها بهره برده‌اند، امروزه روش جایگزین مطالعه ساختارهای زمین با استفاده از اطلاعات حاصل از امواج نوفه محیطی می‌باشد. در این نوع مطالعات از عملگر خودهمبستگی استفاده می‌شود. در واقع وقتی فاصله بین دو ایستگاه لرزه‌نگاری کم شود حضور امواج حجمی نسبت به امواج سطحی برجسته‌تر می‌شود که در حالت حدی وقتی این فاصله به صفر میل کند همبستگی متقابل دو ایستگاه به خودهمبستگی یک ایستگاه تبدیل می‌شود که با استفاده از خودهمبستگی یک ایستگاه تابع گرین را برای همان ایستگاه بدست می‌آورند.

مطالعات تئوری که در این مورد انجام شده نشان می‌دهد که می‌توان با استفاده از عملگر خودهمبستگی، امواج بازتابیده از مرزهای بازتابی ساختار زمین را استخراج کرد. در مطالعه تیبولیک و همکاران (۲۰۱۲) کاربرد خودهمبستگی در استخراج امواج لرزه‌ای PmP و SmS و تخمینی از ضخامت پوسته در ایالت نوادا آمریکا گزارش شده است. مطالعه‌ی دیگری که در استرالیا توسط گورباتو و همکاران (۲۰۱۳) انجام شد نیز تاییدی بر این روش از مطالعات پوسته است.

در این مقاله برآنیم تا با استفاده از امواج درونی حاصل از نوفه لرزه‌ای محیطی و ثبت شده بر روی مولفه‌های قائم ایستگاههای شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و دیگر داده‌های قابل دسترس، به بررسی ساختار پوسته در فلات ایران بپردازیم. مهمترین مزیت روش مذکور عدم نیاز به تصحیحات زمانی ایستگاه‌ها و تشخیص تنوع لایه‌بندی و سطوح انعکاسی در پوسته و بخصوص تشخیص عمق موهو می‌باشد

۲ داده و روش

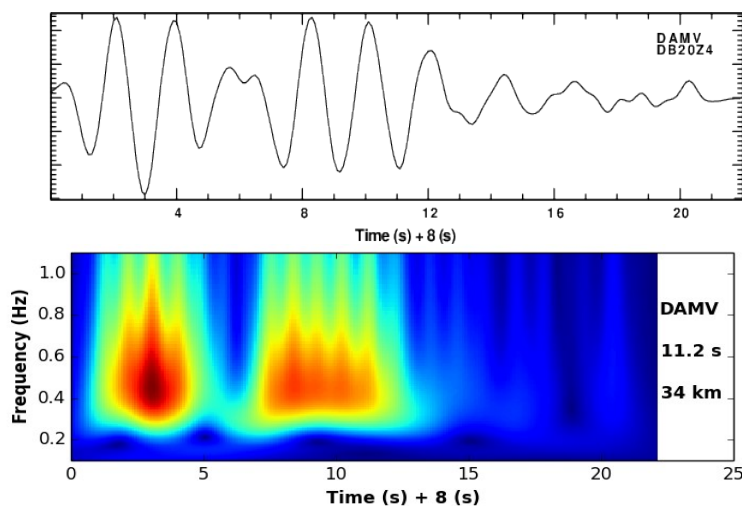
در این مطالعه از شکل‌موج‌های پیوسته مولفه‌های قائم لرزه‌نگاشت‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) ۲۴ ایستگاه باندپهن، مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران نیز با ۵ ایستگاه باندپهن و ۶ ایستگاه میان‌باند و شبکه لرزه‌نگاری دانشگاه فردوسی مشهد (FUM) با داشتن ۴ ایستگاه باند پهن قابل استفاده از ۷ ایستگاه موجود، به عنوان داده استفاده شده است. داده‌های قابل استفاده برای این مطالعه در بازه زمانی سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰ انتخاب شدند.

1.2 پردازش داده‌ها

ما برای استخراج عمق موهو در پهنه ایران از روش اتوکرولیشن استفاده کردیم. برای استخراج عمق بازتابنده‌های برجسته (عمق موهو)، پردازش داده‌ها در دو مرحله انجام شد. در مرحله اول پردازش داده‌ها، نخست همه داده‌های مربوط به هر یک از ایستگاه‌ها به پنجره‌های زمانی ۲۴ ساعته بریده می‌شوند و بقیه مراحل پردازش داده‌ها بر روی بازه زمانی ۲۴ ساعته تکرار می‌شوند. در مرحله بعد، اثر پاسخ دستگاهی از همه شکل‌موج‌ها حذف شده و داده‌ها بین فرکانس ۱/۰ تا ۵ هرتز فیلتر می‌شوند. البته حذف اثر دستگاهی و اعمال فیلتر به صورت همزمان انجام می‌گیرد و محدوده فرکانسی نیز با توجه به فرکانس احتمالی امواج حجمی انتخاب می‌شود. سپس باید باید اثر زمین‌لرزه‌ها از شکل‌موج‌های موجود حذف می‌شوند. این مرحله که اصطلاحاً به مرحله نرمالیزه کردن موقتی (Temporal Normalization) دامنه معروف است از روش نرمالیزه کردن یک بیتی (بنسن و همکاران، ۲۰۰۷) جهت کاهش اثر زمین‌لرزه‌ها استفاده می‌شود.

در مرحله نهایی سیگنال‌های ۲۴ ساعته تهیه شده از مراحل قبل و مربوط به همه ایستگاه‌ها را به بازه‌های زمانی ۶ ساعته تقسیم می‌کنیم و خودهمبستگی حاصل از سیگنال‌های ۶ ساعته را بدست می‌آوریم. سپس با برانبارش همه توابع خودهمبستگی ۶ ساعته در طول بازه زمانی دو ساله، توابع خودهمبستگی نهایی همه ایستگاه‌ها به دست می‌آیند. توابع خودهمبستگی، سری‌های زمانی دوطرفه (مثبت و منفی) هستند یعنی هم تاخیرهای زمانی مثبت دارند و هم منفی اما تاخیرهای مثبت و منفی همواره دارای تقارند. بزرگ‌ترین دامنه این توابع در تاخیر زمانی صفر اتفاق می‌افتد. با توجه به تقارن این توابع، یک طرف از سیگنال برای بررسی بیشتر انتخاب می‌شود.

در مرحله دوم از پردازش داده‌ها، از روش فیلتر کردن موجک یا تبدیل موجک استفاده می‌شود. این کار بیشتر به خاطر امواج مخرب نوفه‌ای است که امواج بازتابی را در خود پنهان می‌کنند و تشخیص زمان دقیق بیشینه دامنه‌های بازتابی را مشکل می‌کنند. تحلیل موجک یکی از روش‌هایی است که برای غلبه بر کمبودها و نقایص روش تبدیل فوریه‌ی زمان- کوتاه توسعه یافته است. در شکل زیر نتایج حاصل از خودهمبستگی در ایستگاه دماوند نشان داده شده است. همان طور که قابل مشاهده است بیشتر سیگنال‌ها به دلیل نوفه‌های مخرب، امواج بازتابی از مرز لایه‌ها را به خوبی نشان نمی‌دهند و یا تشخیص بیشینه دامنه بسیار سخت می‌نماید. با استفاده از تبدیل موجک بیشترین انرژی بازتابیده که از مرز موهو یا پایین‌ترین بخش پوسته می‌باشد به خوبی نمایان شده است.



شکل ۱. سری زمانی مربوط به خودهمبستگی امواج (قطعه بالا) و تبدیل موجک آن (قطعه پایین) در ایستگاه DAMV. بسیار محتمل است که بازتاب اول ناشی از یک گرادبان سرعتی در پوسته پایین باشد و بازتاب دوم در بازه زمانی ۱۶ تا ۲۰ ثانیه و عمق تقریبی ۴۸ تا ۶۰ کیلومتری مربوط به لایه‌ای باشد که در بیشتر مطالعات به عنوان عمق موهو تخمین زده شده است.

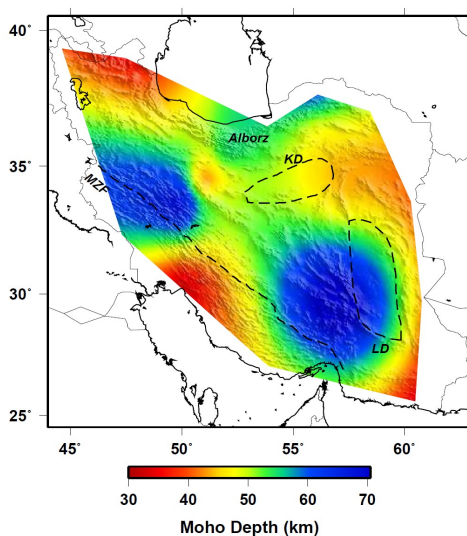
۳. نتایج و مباحثه

نقشه موهوی تخمینی حاصل از مطالعه مان (شکل ۲) را مطالعات قبلی تأیید می‌کنند. با توجه به پراکندگی ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده در این مطالعه، ما نقشه موهوی به دست آمده در خارج از محدوده ایستگاه‌ها با روش درون‌یابی محاسبه کردیم. لذا بررسی نتایج به دست آمده تنها از روی بعضی از ایستگاه‌ها در ساختارهای زمین‌ساختی مختلف پهنه ایران صورت گرفت. تمام ایستگاه‌هایی که در زون البرز واقع شده‌اند، دو بازتاب قابل توجه را در توابع خودهمبستگی نشان دادند (به عنوان مثال به شکل ۱ رجوع شود). بازتاب اول در همه ایستگاه‌ها برجسته‌تر از بازتاب دوم بود و در عمق تقریبی ۳۵ کیلومتری تخمین زده شد و بازتاب دوم با پراکندگی بیشتر در اعماق تقریبی ۴۸ تا ۶۰ کیلومتری متفاوت بود. نتایج نشان می‌دهد که عمق موهو در این منطقه یکنواخت نیست و بسته به مکان ایستگاه‌ها اختلاف قابل توجهی در ساختار لایه‌های پایین ایجاد خواهد شد. بررسی‌های گرانی‌سنجی (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴) و مدل پوسته CRUST (بیسین و همکاران، ۲۰۰۰) ضخامتی در حدود ۳۵ کیلومتر را برای پوسته این منطقه تخمین زده‌اند، که احتمال دارد لایه بازتابی اول را به عنوان عمق موهو در نظر گرفته باشند. این در حالی است که نتایج مطالعات توابع گیرنده (صدودی و همکاران، ۲۰۰۹) و امواج سطحی

(شاد و شمالی، ۲۰۱۰) و گرانی سنجی (متولی و همکاران، ۲۰۱۱) حاکی از افزایش ناگهانی و شدید ضخامت پوسته (۵۰ تا ۶۷ کیلومتر) در البرز مرکزی، بخصوص در زیر دماوند است که با نتایج ما مطابقت می‌کند. مطالعاتی که از روی وارون مشترک توابع گیرنده و امواج سطحی (رام، ۲۰۰۹) انجام شده است، نشان می‌دهند که عمق موهو از ۴۲ تا ۵۰ کیلومتر در کوه‌های البرز در نوسان است. نتایج مطالعات مان نشان می‌دهد که تخمین عمق موهوی این منطقه در مطالعات مختلف، تحت تاثیر میزان گرادیان سرعتی در بازتابنده‌ها بوده است که باعث سردرگمی محققان شده است. با توجه به گسترش و پراکندگی بازتاب‌ها در لایه‌های عمیق‌تر، بسته به کمیت و کیفیت داده‌های مورد استفاده، عمق موهوی مختلف به دست خواهد آمد که می‌تواند بین ۴۸ تا ۶۰ کیلومتر در نوسان باشد. تصور بر این است که لایه بازتابی ضخیمی در این منطقه وجود دارد که تنها نوع داده مورد استفاده در تخمین ساختار بخشی از آن دخیل خواهد بود. در شمال غرب پهنه ایران، بیشتر ایستگاه‌ها عمق موهوی کمتری را نشان دادند. در ایستگاه‌های GRMI، MAKU و FTB زمان مربوط به بازتابنده‌ها از ۱۲ تا ۱۴ ثانیه متغیر بود که عمق موهوی تقریبی ۳۶ تا ۴۲ کیلومتری را پیشنهاد می‌کنند.

عمق موهو در شمال شرق ایران از حدود ۶۰ کیلومتر در ایستگاه MRVT تا ۵۰ کیلومتر در ایستگاه BJR در نوسان است. در ایستگاه MRVT سه بازتابنده مختلف قابل مشاهده بود که بازتابنده سوم در عمق ۶۰ کیلومتری قویتر از بقیه بازتابنده‌ها به عنوان عمق موهو محاسبه شد که در مطالعات قبلی بازتاب دوم (در عمق تقریبی ۴۵ کیلومتری) به عنوان موهو تخمین زده شده است. ضخامت پوسته در کپه‌داغ به طور متوسط ۵۰ کیلومتر تخمین زده می‌شود که با نتایج منگینو و پریستلی (۱۹۹۸) و تقی زاده-فرهمند (۲۰۱۳) و جیمز-موند و همکاران (۲۰۱۳) همخوانی دارد.

تغییرات موهو در ایران مرکزی (ایستگاه‌های ASAO، KRBR، NASN و GHVR) از ۳۵ تا ۵۵ کیلومتر تخمین زده می‌شود. عمق تقریبی موهو به ۶۰ کیلومتر در شمال ناحیه سنندج-سیرجان (ایستگاه KHMZ) و ۴۵ کیلومتر در زیر ایستگاه GHIR می‌رسد. طبق بررسی‌های آنومالی گرانی بوگه (Bouger) و توابع گیرنده پائول و همکاران (۲۰۰۶) و مطالعات توابع گیرنده هاتزفلد و همکاران (۲۰۰۳)، متوسط ضخامت پوسته در بخش شمالی کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس و زون سنندج-سیرجان به ۵۶ کیلومتر می‌رسد و در روی کمان ماگمایی ارومیه-دختر تا ۴۲ کیلومتر تخمین زده می‌شود. مطالعات توموگرافی و ناهمسانگردی امواج سطحی (کاوایانی و همکاران، ۲۰۰۹؛ شاد و شمالی، ۲۰۱۰) و توموگرافی امواج درونی P (کاوایانی و همکاران، ۲۰۰۷) نتایج مشابهی را ارائه می‌کنند. نتایج به دست آمده در این مطالعه نیز الگوی مشابهی را معرفی کردند که اختلاف چندانی در تخمین عمق موهوی این مناطق مشاهده نشد. نتایج مطالعه حاضر نشان می‌دهد که متوسط ضخامت پوسته در ایران حدود ۵۰ کیلومتر است. ولی الگوی به دست آمده برای ساختار موهوی منطقه با مطالعات قبلی مطابقت دارد.



شکل ۲. نقشه تقریبی موهوی پهنه ایران. مقادیر تخمین زده شده برای عمق موهو با فرض متوسط سرعت امواج 6 (p کیلومتر بر ثانیه) در پوسته و زمان بیشینه دامنه توابع خودهمبستگی در ۳۲ ایستگاه محاسبه شده است. در ترسیم شکل از روش درون‌یابی بهره گرفته شده است. علامت‌های اختصاری KD، LD و MZF به ترتیب مرتبط با صحرای کویر، لوت و گسل اصلی زاگرس می‌باشند.