رهیافت مقایسه‌ای بر دو روش مدل‌سازی در پوسته البرز مرکزی

امیرهوشنگ رجایی، محمد مختاری:
پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله
کیت پریستلی : دانشگاه کمبریج – انگلستان)

تاریخ: دریافت ۸۵/۵/۲۵ **پذیرش** ۸٦/۱۰/۲۲

چکیده

در ایـن مقاله نتایج مدل‌سازی ساختار سرعت امواج لرزهای در پوسته با استفاده از روش تحلیل توابع گیرنده و روش تحلیل برگردان ادغام ده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی با نگرش مقایسه‌ای ارائه شده است. داده‌های مورد استفاده نگاشت‌های وقایع دورلـرزه‌ای ثبـت شـده در یـک ایستگاه باند پهن نصب شده در منطقهٔ البرز مرکزی را شامل مـی‌شـود. مـدل سرعت به دست آمده از هر دو روش مدل‌سازی بیان‌گر تطابق و همخوانی در موقعیـت عمقـی ناپیوسـتگی‌هاسـت در حالـی که تفاوت‌های چشم‌گیری را در مقدار سرعت لـرزهای نشان می‌دهد. همچنین تفاوت در نتایج مدل محاسبه‌ای حاصل از کاربرد ساختارهای مختلف سرعتی برای مدل اولیه در مدل‌سازی به روش تحلیل برگردان توابع گیرنده یکتا نبودن ایـن روش را مورد تأیید قرار می‌دهد، در حالی که نتایج حاصل برای مقادیر سرعت حاصل از روش دوم دارای روند بسیار منطقی و با ثبات است.

مقدمه

روش تحلیل برگردان توابع گیرنده[1] به عنوان روش دقیقی که قادر است ساختار سرعتی پوسته را در یک بعد و زیر محل هر ایستگاه لرزه‌نگاری مدل‌سازی کند شناخته شده است.

1. Receiver Function Inversion

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

توابع گیرنده نسبت به ناپیوستگی‌های سرعت امواج لرزهای در پوسته حساسیت زیاد ولی نسبت به مقادیر مطلق ساختار سرعت امواج لرزهای حساسیت کم‌تری دارد. این نکته بدین معنی است که ساختار سرعت به دست آمده برای پوسته با روش تحلیل توابع گیرنده به تنهایی می‌تواند تا حد زیادی به مدل سرعت اولیه در آغاز مدل‌سازی وابسته باشد. در واقع نتایج حاصل از کاربرد این تکنیک می‌تواند تنوعی از ترکیب مدل‌های مختلف با مقادیر سرعتی و ضخامتی مختلف باشد. از طرف دیگر، اطلاعات سرعت فاز و سرعت گروه به دست آمده از داده‌های امواج سطحی به مقادیر متوسط سرعت مطلق امواج برشی حساسیت بیش‌تری دارد تا ناپیوستگی‌های سرعت امواج لرزهای در پوسته، لذا مدل سرعتی به دست آمده از این روش به صورت قابل توجهی مستقل از ساختار سرعتی مدل اولیه است. انتظار می‌رود که یک مدل‌سازی سرعتی که به طور رضایت‌بخشی از هر دو روش مدل‌سازی پردازش برگردان توابع گیرنده و پردازش برگردان سرعت فاز و یا گروه امواج سطحی را در برگیرد، هم مستقل از مدل اولیه سرعتی و هم دارای قدرت تفکیک خوب در ناپیوستگی‌های لرزهای واقع در اعماق مختلف پوسته باشد. از آن‌جا که در مناطقی با ساختارهای پیچیده نظیر رشته کوه‌های البرز انتخاب روش مدل‌سازی مناسب باعث ارتقا قابل توجهی در نتایج بررسی‌های پوسته‌ای و لذا افزایش قطعیت در مقادیر به دست آمده می‌گردد، مقایسه بین دو روش مدل‌سازی بر اساس داده‌های منطقه مورد توجه قرار گرفت.

تحلیل توابع گیرنده

یک تابع گیرنده از بخشی از یک لرزه‌نگاشت به دست می‌آید که نشان دهندهٔ پاسخ پوستهٔ واقع در زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری در مقابل عبور امواج P و یا S رویدادهای دورلرزه‌ای است. تحلیل توابع گیرنده در حوزهٔ زمان برای مدل کردن فازهای تبدیلی موج برشی و چندگانه‌های[۲] ثبت شده روی مؤلفه افقی شکل موج‌هایP است(Ammon, 1991). وقتی موج P از میان پوسته و گوشتهٔ بالایی عبور می‌کند، با ناپیوستگی‌های سرعتی مواجه می‌شود که در این ناپیوستگی‌ها موج P می‌تواند بازتابیده، انتقال یافته و یا به موج SV تبدیل گردد.

2- Multiples

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

با فرض اینکه مسافت بین رخداد زمین لرزه(چشمه) و ایستگاه لرزه نگاری(گیرنده) بزرگ‌تر از ۳۰ درجه باشد($\Delta \geq ۳۰^\circ$)، زاویه ورودی امواج P به سنگ کره در زیر مکان ایستگاه به وضعیت عمودی بسیار نزدیک شده و لذا این موج به صورت بسیار آشکار و قوی روی مؤلفهٔ قائم لرزه‌نگار ثبت می‌شود. از سوی دیگر امواج برشی تبدیل شده به‌صورت بسیار واضح و قوی روی مؤلفه‌های افقی لرزه‌نگار ثبت می‌شود. در تحلیل توابع گیرنده هر دو مؤلفه افقی لرزه‌نگاشت به گون‌های تبدیل دورانی[3] می‌یابد تا در امتداد موازی و امتداد عمود بر مسیر موج از گیرنده تا ایستگاه قرار گیرد. سیگنال ثبت شده توسط یک لرزه‌نگار می‌تواند یک هم‌آمیخت[4] در حوزهٔ زمان و متشکل از سه عبارت اصلی به‌صورت زیر دیده شود:

$$X_i(t) = S(t) * I(t) * E_i(t) \qquad i=Z,R,T \qquad (۱)$$

که در آن Z , R , T به ترتیب مؤلفه‌های قائم، شعاعی و مماسی حرکت، $S(t)$ اثرات انتشار جبه و مجاور چشمه[5] ، $I(t)$ پاسخ دستگاهی و $E(t)$ پاسخ زمین درست در زیر ایستگاه (ساختار سنگ کره در زیر گیرنده) است. لانگستون (۱۹۷۹) نشان داد که به دلیل زاویه تقریباً قائم امواج ورودی، فازهای SH رخدادهای دورلرزه‌ای اثر بسیار ضعیفی روی مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت دارند. بنا بر این:

$$X_Z(t) \approx S(t) * I(t) \qquad (۲)$$

یک تابع گیرنده که در واقع پاسخ زمین در زیرگیرنده است می‌تواند از طریق واهم‌آمیخت[6] پاسخ‌های دستگاهی و تابع چشمه که به مؤلفهٔ قائم مربوط می‌شود با لرزه‌نگاشت‌های شعاعی و مماسی جداسازی شود. شکل۱ فازهایی که به‌عنوان یک تعامل مابین پوسته تک لایه‌ای واقع در بالای یک نیم فضای گوشته بالایی، به یک ایستگاه لرزه‌نگاری می‌رسد را نشان می‌دهد. (همچنین مراجعه کنید به: Langston, 1977,، Burdick and Langston, 1977 و Ammon, 1991)

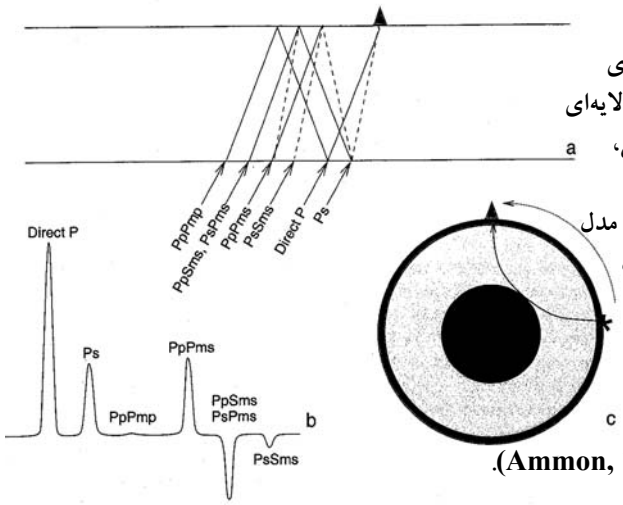
3. Rotation
4. Convolution
5. Near Source and Mantle Propagation Effects
6. Deconvolution

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

تکنیک‌های مختلفی تاکنون برای محاسبهٔ توابع گیرنده معرفی شده است که از جمله آن می‌توان به فرایند هم‌ترازسازی در حوزهٔ فرکانس[۷] (Clayton and wiggings, 1976)، رهیافت حوزه زمان[۸](Sheehan etal,1995) و همچنین روش تکرار واهم‌امیخت[۹] (Pablo Ligorria and Ammon, 1999) اشاره نمود. هر تکنیکی خود منفرداً دارای نکات قوت و ضعف است، ولی تکنیک‌های مختلف مزیت‌های خود را در وضعیت‌های متفاوت دارا هستند.

در این تحقیق از روش تکرار واهم‌آمیخت معرفی شده توسط پابلو لیگوریا و آمون(۱۹۹۹) در تهیه توابع گیرنده استفاده شده است. برای هر یک از رخدادهای دورلرزه‌ای انتخاب شده ابتدا یک پنجره زمانی۹۰ ثانیه که مرکز آن درست روی رسید موج مستقیم P(بازه زمانی٤٥- تا ٤٥+ ثانیه) منطبق می‌شود انتخاب، و روی هرسه مؤلفهٔ نگاشت‌های ثبت شده اعمال گردید. در این تکنیک پردازش، یک شاخص درصدی از عدم انطباق بین مؤلفه افقی لرزه‌نگاشت و هم‌آمیخت تابع گیرنده مربوط به آن با مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت محاسبه می‌شود. اگر این شاخص عدم انطباق متجاوز از۱۰٪ باشد تابع گیرنده برای مرحله بعدی پردازش مورد استفاده قرار نخواهد گرفت.



شکل۱. مثال مصنوعی از فازهای لرزهای که به‌عنوان یک تعامل مابین پوسته تک‌لایه‌ای واقع در بالای یک نیم‌فضای جبه بالایی، به ایستگاه لرزه‌نگاری می‌رسد.
a)مجموعه‌ای از فازهای لرزه‌ای که در مدل تک‌لایه‌ای در زیر گیرنده تولید شده‌اند،
b) توابع گیرنده شعاعی متناظر با مدل ساده شده تک‌لایه برای زمین،
c) مسیر پرتو بین چشمه(کانون رخداد دورلرزه‌ای) و گیرنده(لرزه‌نگار)(Ammon, 1991).

7. Water level Stabilised frequancy Domain
8. Time Domain Approach
9. Iterative Deconvolution Method

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

اندازه‌گیری‌های پاشندگی امواج سطحی

برای درک ساختار متوسط پوسته و گوشته بالایی می‌توان از اطلاعات به دست آمده از اندازه‌گیری‌های پاشندگی امواج سطحی[10] استفاده کرد. اندازه‌گیری سرعت گروه و سرعت فاز امواج سطحی اطلاعاتی را در باره ساختار متوسط سرعتی از محیطی که موج از آن عبور می‌کند شامل شده و به‌طور خاصی نسبت به ساختار سرعت موج برشی نیز حساس است. اندازه‌گیری‌های پاشندگی ابتدا با استفاده از روش اندازه‌گیری فاصله زمانی مابین دو قله موج[11] توسط برون و همکاران(۱۹۶۰) برای لرزه‌نگاشت‌هایی که به‌صورت آنالوگ ثبت شده و به خوبی نیز پاشنده شده بودند مورد استفاده قرارگرفت. برای داده‌های دیجیتال، تحلیل فرکانس-زمان را لوشین و همکاران(۱۹۹۹) معرفی کردند که همچنین توسط ساییل و عثمان شاهین(۲۰۰۰) نیز مورد استفاده قرار گرفت. همچنین روش دو ایستگاهی را که گومبرگ ارائه کرد نیز می‌تواند در استخراج اطلاعات پاشندگی سرعت فاز برای ساختار سرعت انتشار موج در محدوده سنگ کره مابین دو ایستگاه زلزله‌نگاری مورد استفاده قرار گیرد (Priestley and Tilman,1999).

وقتی مؤلفه‌های فرکانسی مختلف یک موج با سرعت‌های مختلف حرکت می‌کنند، قطار موج به یک شکل موج پالس‌گونه پهن تبدیل می‌شود(پراشیده می‌شود) به‌گونه‌ای که مؤلفه‌های فرکانسی مختلف به‌صورت مکانی از هم جدا می‌شوند. به هر مؤلفه فرکانسی یک سرعت فاز وابسته است که بیان‌گر سرعت موج در آن فرکانس خاص است. وقتی شکل موجی که ابتدا به صورت یک پالس انرژی است شروع به پاشندگی می‌کند، مؤلفه‌های فرکانسی مختلف سیگنال شروع به تداخل با یکدیگر کرده و به‌غیر از زمان‌های مشخص و مخصوصی که به‌عنوان سرعت گروه موج تعریف می‌شود، در بقیهٔ زمان‌ها به‌طور کلی باعث از بین رفتن(میرایی) انرژی می‌شود؛ برای مثال، اگر فرض کنیم که یک سیگنال لرزه‌ای فقط انرژی دو فرکانس $\omega 1$ و $\omega 2$ را شامل شود خواهیم داشت:

$$U(x,t) = Cos(\omega_1 t - k_1 x) + Cos(\omega_2 t - k_2 x) \qquad (۳)$$

10. Surface Wave Dispersion Measurements
11. Peak- trough

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

که در آن $U(x,t)$ جابه‌جایی مشاهده شده مربوط به سیگنال لرزه‌ای، $\omega_1=\omega-\delta\omega$، $\omega_2=\omega+\delta\omega$ ، $k_1=k-\delta k$ و $k_1=k+\delta k$ و ω و k به ترتیب فرکانس و عدد موج متوسط هستند. سپس با جای‌گذاری در رابطه خواهیم داشت:

$$U(x,t)=2Cos(\omega t-kx)Cos(\delta kx-\delta\omega t) \qquad (۴)$$

شکل موج منتج شده شامل یک سیگنال با یک فرکانس متوسط ω که دامنه آن با فرکانس $\delta\omega$ مدوله شده است. سرعت موج برای سیگنال با پریود کوتاه‌تر برابر است با $c=\omega/k$ یا سرعت فاز و برای پریود بزرگ‌تر برابر است با $u=\delta\omega/\delta k$ یا سرعت گروه است (Lay and Wallace,1995).

تئوری پردازش برگردان

پردازش برگردان[۱۲] توابع گیرنده و همچنین برگردان ادغام شده[۱۳] توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی برای پیدا کردن یک مدل سرعتی با استفاده از برنامهٔ کامپیوتری زلزله‌شناسی تهیه شده هرمان و آمون(۲۰۰۳) به انجام رسیده است. پردازش برگردان تا یافتن یک مقدار حداقل برای تابع هدف زیر ادامه می‌یابد:

$$S=[(1-p)N_r+pN_s]\left[\frac{(1-p)}{N^r}\sum_{i=0}^{N^r}\left(\frac{O_{ri}-P_{ri}}{\sigma_{ri}}\right)+\frac{p}{N^s}\sum_{j=0}^{N^s}\left(\frac{O_{sj}-P_{sj}}{\sigma_{sj}}\right)\right] \qquad (۵)$$

که در آن S مقدار خطای استاندارد مابین داده‌های پیش‌بینی شده[۱٤] و مقادیر مشاهده‌ای[۱۵]، p یک مقدار وزن‌دهی، i O_{ri} امین تابع گیرنده مشاهده شده، j O_{sj} امین اندازه‌گیری پاشندگی امواج سطحی مشاهده شده، P_{ri} و P_{rj} مقادیر پیش بینی شده متناظر براساس مدل سرعتی فعلی است. N^T و N^S نیز به ترتیب مقدار توابع گیرنده ومقادیر پاشنده امواج سطحی و σ_{ri} و σ_{sj} محدوده‌های خطای استاندارد[۱٦]به ترتیب برایiامین و jامین بخش از تابع گیرنده و اطلاعات امواج سطحی است. برای یک مجموعه بزرگ داده با خطای استانداردی که به

12. Inversion
13. Inversion
14. Predicted Data
15. Obsereved Data
16. Standard Error Limits

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

درستی به آن اختصاص داده شده، حداقل مقدار مورد انتظار $S=1.0$ است. نسخه فعلی از نرم‌افزار به‌کار رفته قادر به درنظر گرفتن اندازه‌گیری‌های خطای استاندارد σ_r برای توابع گیرنده نمی‌باشد، لذا این خطا معادل با محدوده‌های $\pm 1SD$ (انحراف معیار) مربوط به یک سری از توابع گیرنده برانبارش شده[17] است.

برای این‌که دستورالعمل روش پردازش برگردان ادغام شده موفق باشد، ضروری است که داده‌هایی که برای دو روش به‌کار برده می‌شود و مربوط به یک منطقه یک‌سان از سنگ کره باشد. برای توابع گیرنده، دامنه تغییرات جانبی برای نمونه‌ها به این بستگی دارد که چه مقدار فازهای تبدیل شده فاز موج P مستقیم را دنبال می‌کنند.

پردازش داده‌ها

داده‌های صحرایی مشتمل بر نگاشت وقایع دورلرزه‌ای مربوط به یک ایستگاه باند پهن سه مؤلفه‌ای نصب شده در منطقه البرز مرکزی به مختصات'۱۳ °۵۱ شرقی و '۰٤ °۳٦ شمالی است که طی سه مرحله مورد پردازش قرار گرفته است. در مرحله اول فرمت رکوردهای ثبت شده با لرزه‌نگار از حالت فشرده خارج شده و رخدادهای دورلرزه‌ای با بزرگای بیش از ۵ ریشتر از رکوردهای ثبت شده استخراج شد. جدول۱ مشخصات رخدادهای انتخاب شده را نشان می‌دهد. در مرحله دوم مؤلفه‌های قائم و افقی توابع گیرنده تولید گردید. در تهیه توابع گیرنده از روش تکرار واهم‌آمیخت استفاده شده است. سپس توابع گیرنده تولید شده که دارای کیفیت مطلوب بوده انتخاب و برانبارش شد. در مرحله سوم ابتدا مؤلفه‌های شعاعی توابع گیرنده برانبارش شده، با استفاده از روش تحلیل برگردان[18] پردازش شد و ساختار سرعتی پوسته در یک بعد و زیر محل هر ایستگاه لرزه‌نگاری مدل‌سازی گردید. در این روش ابتدا یک مدل اولیه سرعت بر اساس اطلاعات مختلف برای ساختار پوسته زیر ایستگاه مورد نظر فرض می‌شود، سپس نگاشت تابع گیرندهٔ مصنوعی متناظر با این مدل اولیه سرعتی به دست آمده و با نگاشت تابع گیرنده واقعی مقایسه می‌شود. اختلاف بین مقادیر محاسبه شده و مقادیر واقعی برای اعمال تصحیح روی مدل اولیه سرعت به‌کار رفته و نگاشت تابع گیرندهٔ مصنوعی مجدداً

17. Stacked Receiver Functions
18. Inversion

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

برای مدل جدید سرعت به دست می‌آید، سپس این نگاشت با نگاشت تابع گیرنده واقعی مقایسه و اختلاف آن مجدداً برای تصحیح مدل سرعت مورد استفاده قرار می‌گیرد. این حلقه محاسبات تا حصول بهترین برازش بین نگاشت مصنوعی و نگاشت واقعی تابع گیرنده تکرار می‌شود. مدل سرعتی وابسته به نگاشت مصنوعی تابع گیرنده در آخرین مرحله از تکرار محاسبات و یا به عبارت دیگر آخرین مدل سرعتی محاسبه شده به‌عنوان خروجی محاسبات در نظر گرفته می‌شود. در مدل‌سازی به روش دیگر داده‌ها به روش تحلیل برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی که یکی از کامل‌ترین روش‌های در بررسی‌های پوسته‌ای با توجه به داده‌های موجود است مورد پردازش قرار گرفت.

جدول۱ . مشخصات رخدادهای دورلرزه‌ای انتخاب شده.

YEAR	MO	DA	ORIG TIME	Lot.	Lon.	DEP	MAGNITUDE	Scale
2003	5	21	184420.10	36.96	3.63	12	6.90	Ms
2003	5	21	185110.30	36.97	3.81	10	5.7	Mb
2003	5	26	092433.40	38.85	141.57	68	7.00	Mw
2003	5	26	192327.94	2.35	128.85	31	7.10	Ms
2003	5	26	231329.72	6.76	123.71	565	6.80	Mw
2003	5	26	232631.89	6.81	123.88	583	5.90	Mb
2003	6	10	084030.83	23.52	121.63	44	6.00	Mw
2003	6	15	192433.15	51.55	176.92	20	6.50	Mw
2003	6	16	220802.14	55.49	160.00	174	6.90	Mw
2003	6	23	121234.47	51.44	176.78	20	7.00	Ms
2003	6	28	152942.26	-3.33	146.15	10	6.3	Mw
2003	7	1	055225.92	4.53	122.51	653	6.00	Mw
2003	7	2	235226.28	42.32	144.84	23	5.80	Mb
2003	7	4	071644.72	76.37	23.28	10	5.70	Mb
2003	7	15	202750.53	-2.60	68.38	10	7.6	Ms
2003	7	19	212037.01	-8.68	111.23	56	5.90	Mb
2003	7	21	135358.49	-5.48	148.85	189	6.3	Mw
2003	7	23	163837.21	-15.59	-13.35	10	5.80	Mb
2003	7	24	102321.67	0.14	124.58	73	5.80	Mw
2003	7	25	093745.84	-1.53	149.69	24	6.4	Mw
2003	7	25	221329.97	38.42	141.00	6	6.10	Mw

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

YEAR	MO	DA	ORIG TIME	Lot.	Lon.	DEP	MAGNITUDE	Scale
2003	7	27	062531.95	47.15	139.25	470	6.80	Mw
2003	8	11	001909.28	1.14	128.15	10	6.00	Mw
2003	8	31	090132.12	10.54	146.35	57	5.80	Mb
2003	9	5	012301.96	5.32	95.90	124	5.90	Mw
2003	9	21	181613.41	19.92	95.67	10	6.90	Ms
2003	9	25	205713.39	41.73	143.64	33	5.7	Mb
2003	9	25	210800.03	41.77	143.59	33	7.40	Ms
2003	9	26	062657.15	42.16	144.67	33	5.90	Mb
2003	9	26	203822.10	41.99	144.58	33	6.00	Mw
2003	9	27	113325.08	50.04	87.81	16	7.50	Ms
2003	9	27	185246.98	50.09	87.76	10	6.60	Ms
2003	9	27	233606.90	44.67	150.35	33	5.90	Mb
2003	9	29	023653.14	42.45	144.38	25	6.50	Mw
2003	10	1	010325.24	50.21	87.72	10	7.10	Ms
2003	10	8	090655.34	42.65	144.57	32	6.70	Mw
2003	10	8	231517.49	42.21	144.69	33	5.90	Mb
2003	10	9	221913.85	13.76	119.94	33	6.2	Mw
2003	10	11	000849.14	41.92	144.36	33	5.9	Mb
2003	10	11	011131.18	43.97	148.21	51	6.2	Mb
2003	10	18	222713.25	0.44	126.10	33	6.4	Mw
2003	10	22	114530.84	-6.06	147.73	53	6.3	Mw
2003	10	25	124135.25	38.40	100.95	10	5.8	Mb
2003	10	25	124758.83	38.38	100.97	10	5.8	Mw
2003	10	28	214821.01	43.84	147.75	65	6.10	Mb
2003	10	31	010628.30	37.81	142.63	10	7.0	Mw
2003	11	1	131007.99	37.82	143.09	10	5.9	Mb
2003	11	9	192328.61	1.56	127.34	133	5.8	Mw
2003	11	11	184825.16	22.32	143.23	113	6.0	Mb
2003	11	12	002945.45	1.60	126.54	33	6.2	Ms
2003	11	12	082643.74	33.19	137.08	384	6.4	Mw
2003	11	14	184350.88	36.39	141.06	39	5.7	Mb

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

در این پردازش، مدل ساده متشکل از یک نیم فضا با سرعت یک‌نواخت به‌عنوان مدل اولیهٔ ساختار سرعتی مورد استفاده قرار گرفته است. داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی مورد استفاده در پردازش برگردان ادغام شده از رام و همکاران(۲۰۰۵) گرفته شده است. تفاوت عمده الگوریتم محاسباتی در این روش با روش تحلیل توابع گیرنده در کنترل پروفیل محاسبه‌ای برای ساختار سرعت پوسته براساس داده‌های پاشندگی است.

یافته‌ها

نتایج حاصل از روش برگردان تحلیل توابع گیرنده برای داده‌های مربوط به یک ایستگاه باند پهن در منطقه البرز مرکزی در شکل۲ ارائه شده است(رجایی۱۳۸۵). نتایج ارائه شده با استفاده از دو مدل اولیه سرعتی به دست آمده است. یک مدل سرعتی بر اساس تلفیقی از اطلاعات برگرفته شده از بربریان و همکاران(۱۹۸۳)، مانگینو و پریستلی(۱۹۹۸)و آلن و همکاران(۲۰۰۳) تعریف و مدل سرعتی دیگر یک نیم‌فضا با سرعت یک‌نواخت را شامل می‌شود. از آن‌جا که روش پردازش برگردان توابع گیرنده به مدل اولیهٔ ساختار سرعتی بسیار وابسته است، مقادیر سرعت به دست آمده از آن بسیار متأثر از مقادیر فرض شده برای مدل اولیه سرعت است، از همین روی، خطا در فرض اولیه منجر به بروز خطا در نتیجه نهایی خواهد شد. ناپیوستگی‌های سرعتی که در این روش پردازش به دست می‌آید تقریباً دقت بسیاری دارد..

این پدیده به خوبی در شکل۲ قابل مشاهده است. در این شکل تابع گیرنده آبی رنگ نگاشت مشاهده شده(واقعی)، تابع گیرنده قرمز رنگ نگاشت مصنوعی محاسبه شده(بر اساس مدل سرعت محاسبه‌ای)، مدل ساختار سرعتی ترسیم شده به رنگ آبی مربوط به مدل ساختار سرعت اولیه و مدل ساختار سرعتی قرمز مربوط به مدل سرعت محاسبه شده است. با ملاحظه نواحی نسبتاً پرسرعت و همچنین نسبتاً کم‌سرعت که در هر دو مدل سرعتی شکل۲ برای اعماق متناظر قابل تشخیص است می‌توان اذعان نمود که روند کلی تغییرات و وضعیت افزایش و کاهش مقادیر در مدل سرعت نهایی به دست آمده با استفاده از هر دو مدل سرعت اولیه به‌کار

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

گرفته شده تقریباً مشابه است، در حالی‌که مقادیر سرعت تفاوت‌های چشم‌گیری را شامل می‌شود. نتایج حاصل از هر دو مدل سرعت اولیه به‌کار رفته افزایش سرعت مربوط به ناپیوستگی موهو در عمق حدود ۵۶ کیلومتر را نشان می‌دهد. تفاوت آشکار در مقادیر سرعت محاسبه شده و وابستگی آن به مدل اولیه به‌کار رفته تأیید کننده عدم قطعیت چشم‌گیر مقادیر سرعت محاسبه شده در این روش پردازش است.

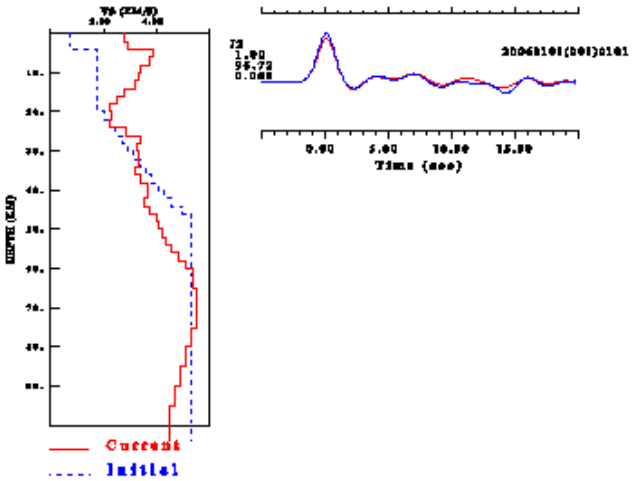
شکل۳ نتیجه حاصل از یک مورد تحلیل برگردان ادغام شده تابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی بر اساس داده‌های به‌کار رفته در مدل‌سازی شکل۲ را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در شکل۳ مشاهده می‌شود، نتایج حاصل از پردازش برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی دارای برازش بسیار خوبی بین نگاشت تابع گیرنده محاسبه شده (مصنوعی) و نگاشت تابع گیرنده مشاهده شده(حقیقی) است. مدل سرعتی حاصل از پردازش به این روش دارای تغییرات نسبتاً مشابه با مدل سرعتی حاصل از پردازش برگردان توابع گیرنده با کاربرد مدل اولیه نیم‌فضا(شکل۲ راست) بوده ولی در مقایسه با نتایج حاصل از روش تحلیل برگردان تابع گیرنده(شکل۲)، روند منطقی‌تر شدن مقادیر سرعت کاملاً قابل تشخیص است. این در حالی است که موقعیت عمقی ناپیوستگی‌ها در مدل‌های سرعت به دست آمده از هر دو روش با یک‌دیگر تطابق و همخوانی دارد. افزایش سرعت ناشی از ناپیوستگی موهو در عمق حدود ۵۶ کیلومتر که در این روش پردازش به دست آمده تقریباً مشابه نتیجه حاصل از روش تحلیل برگردان تابع گیرنده(شکل۲) است. این مقایسه به‌خوبی نشاندهنده برتری روش تحلیل برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی در مقایسه با روش تحلیل برگردان توابع گیرنده به تنهایی است.

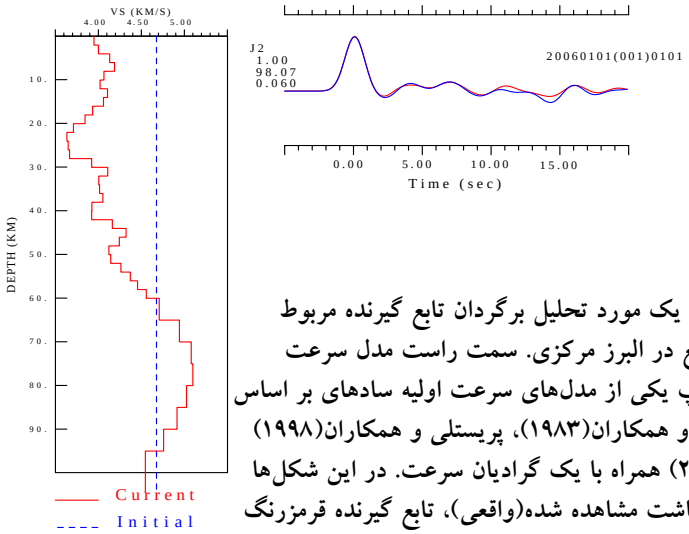
جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این تحقیق نگاشت رخدادهای ثبت شده در یک ایستگاه باند پهن ابتدا با روش تحلیل برگردان توابع گیرنده و سپس با روش پردازش تحلیل برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی مربوط به ایستگاه بررسی شده پردازش شد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

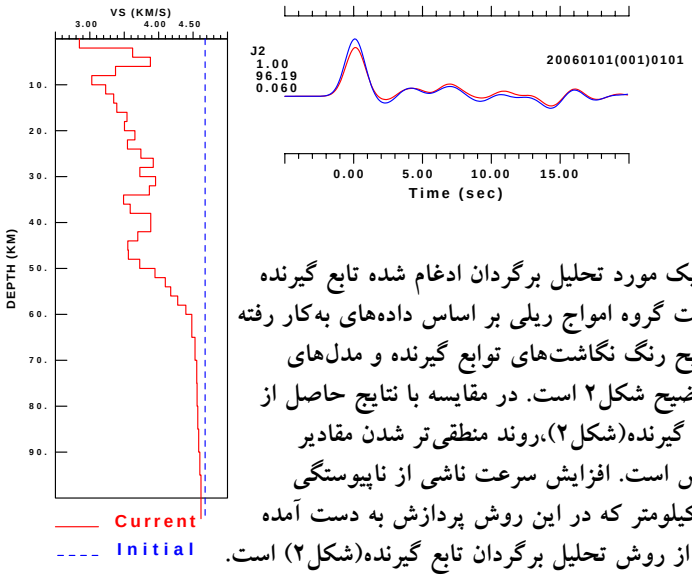
[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]





شکل۲. نتیجه حاصل از یک مورد تحلیل برگردان تابع گیرنده مربوط به ایستگاه باند پهن واقع در البرز مرکزی. سمت راست مدل سرعت اولیه نیم‌فضا، سمت چپ یکی از مدل‌های سرعت اولیه سادهای بر اساس تلفیق اطلاعات بربریان و همکاران(۱۹۸۳)، پریستلی و همکاران(۱۹۹۸) و آلن و همکاران (۲۰۰۳) همراه با یک گرادیان سرعت. در این شکل‌ها تابع گیرنده آبی‌رنگ نگاشت مشاهده شده(واقعی)، تابع گیرنده قرمزرنگ نگاشت مصنوعی محاسبه شده(براساس مدل سرعت محاسبه‌ای)، مدل ساختار سرعتی ترسیم شده به رنگ آبی مربوط به مدل ساختار سرعت اولیه و مدل ساختار سرعتی قرمز مربوط به مدل سرعت محاسبه شده است. نتایج حاصل از هر دو مدل سرعت اولیه به‌کار رفته افزایش سرعت مربوط به ناپیوستگی موهو در عمق حدود ۵۶ کیلومتر را نشان می‌دهد. تفاوت آشکار در مقادیر سرعت محاسبه شده و وابستگی آن به مدل اولیه به‌کار رفته تأییدکننده عدم قطعیت چشم‌گیر مقادیر سرعت محاسبه شده در این روش پردازش است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]



شکل۳ . نتیجه حاصل از یک مورد تحلیل برگردان ادغام شده تابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی بر اساس داده‌های به‌کار رفته درمدل‌سازی شکل۲ توضیح رنگ نگاشت‌های توابع گیرنده و مدل‌های ساختار سرعتی همانند توضیح شکل۲ است. در مقایسه با نتایج حاصل از روش تحلیل برگردان تابع گیرنده(شکل۲)،روند منطقی‌تر شدن مقادیر سرعت کاملاً قابل تشخیص است. افزایش سرعت ناشی از ناپیوستگی موهو در عمق حدود ۵۶ کیلومتر که در این روش پردازش به دست آمده تقریباً مشابه نتیجه حاصل از روش تحلیل برگردان تابع گیرنده(شکل۲) است. این مقایسه بخوبی نشان‌دهنده برتری روش تحلیل برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی در مقایسه با روش تحلیل برگردان توابع گیرنده به تنهایی است.

این بررسی با هدف تعیین کارایی روش‌ها در منطقه‌ای با ساختارهای پیچیده سرعتی صورت پذیرفت. نتیجه این مدل‌سازی به‌صورت پروفیل عمقی سرعت انتشار امواج برشی زیر هر یک از ایستگاه‌ها حاصل شده است. بر اساس نتایج این تحقیق روند کلی تغییرات و وضعیت افزایش و کاهش مقادیر در مدل سرعت نهایی به دست آمده با استفاده از هر دو مدل سرعت اولیه به‌کار گرفته شده در پردازش برگردان توابع گیرنده تقریباً مشابه است، در حالی‌که مقادیر سرعت تفاوت‌های چشم‌گیری را شامل می‌شود. به بیان دیگر مقادیر سرعت به دست آمده از مدل‌سازی با روش پردازش برگردان توابع گیرنده به مدل اولیه ساختار سرعتی بسیار وابسته است؛ لذا خطا در فرض اولیه منجر به بروز خطا در نتیجه نهایی شده، از یکتا بودن مقادیر به‌دست آمده برای سرعت کاسته و تأیید کننده عدم قطعیت چشم‌گیر مقادیر سرعت محاسبه شده در این روش پردازش است. هر چند ناپیوستگی‌های سرعتی که در این روش پردازش به دست می‌آید تقریباً دقت بسیاری دارد. در مدل سرعتی حاصل از پردازش به روش تحلیل برگردان ادغام شده توابع گیرنده توأم با داده‌های پاشندگی، مدل سرعتی محاسبه شده دارای

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

تغییرات نسبتاً مشابه با مدل سرعتی حاصل از پردازش برگردان توابع گیرنده با مدل اولیه نیم‌فضا بوده ولی دارای مقادیر بسیار منطقی در مقایسه با مدل سرعتی حاصل از پردازش برگردان توابع گیرنده است. این در حالی است که موقعیت عمقی ناپیوستگی‌ها در مدل‌های سرعت به دست آمده از هر دو روش با یک‌دیگر تطابق و همخوانی دارد. به‌طور خلاصه روند کلی تغییرات و وضعیت افزایش و کاهش مقادیر در مدل سرعت نهایی به دست آمده با استفاده از هر دو مدل سرعت اولیه به‌کار گرفته شده تقریباً مشابه است در حالی‌که مقادیر سرعت تفاوت‌های چشم‌گیری را شامل می‌شود. صرف‌نظر از انحراف مقادیر سرعتی حاصل از روش برگردان توابع گیرنده از مقادیر مطلق سرعت، افزایش سرعت ناشی از ناپیوستگی موهو برای هر دو روش در عمق حدود ۵۶ کیلومتر به دست آمده که تأیید کننده یک‌دیگر است. بر اساس نتایج حاصل از این تحقیق، در صورت وجود اطلاعات از سرعت گروه و سرعت فاز امواج سطحی در محیطی که موج از آن عبور می‌کند، روش پردازش تحلیل برگردان ادغام شده توابع گیرنده با داده‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی از برتری بیش‌تری برخوردار است؛ هر چند در صورت عدم وجود چنین اطلاعات روش تحلیل برگردان توابع گیرنده قادر است موقعیت عمقی ناپیوستگی‌ها را با دقت قابل قبولی تعیین کند ولی به مقادیر سرعت محاسبه شده خیلی نمی‌توان استناد کرد.

قدردانی

بدیـن‌وسـیله از پژوهشـگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، دپارتمان علوم زمین دانشـگاه کمـبریج (انگلسـتان) و دانشـگاه ژوزف فوریـه گرونبل(فرانسه) که فرصت انجام این پژوهش را مهیا کرده‌اند قدردانی می‌شود.

منابع

۱. رجایی، امیرهوشنگ، *تعیین ساختار پوسته و گوشته بالایی در ناحیه البرز مرکزی به روش تحلیل توابع گیرنده*، پایان نامه دکتری ژئوفیزیک، زلزله شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله(۱۳۸۵).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

2. Allen, M., Ghassemi M.R., Shahrabi M., Qorashi M., Accommodation of Late Cenozoic Oblique Shortening in the Alborz Range, Northern Iran. *J. Struc.Gelog*., 25(2003) 659-672.
3. Ammon, C.J.,The Isolation of Receiver Effects from Teleseismic *P* Waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 81(1991) 2504-2510.
4. Berberian, M.,The Southern Caspian: a Compressional Depression Floored by a Trapped, Modified Oceanic Crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20(1983)163-183.
5. Brune, J.N., Nafe, J.E., Oliver, J.E., A Simplified Method for the Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains. *J. Geophys. Res*. 65(1960) 287-304.
6. Burdick, L.J. and Langston, C.A., Modeling Crustal Structure Through the use of Converted Phases in Teleseismic Body-Wave Forms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67(3)(1977) 6777-691.
7. Clayton, R.W., Winggins, R.A.,Source Shape Estimation and Deconvolution of Teleseismic Body-Waves, *Geopys. J. R., Astr. Soc*., 47(1976) 151-177.
8. Hermann, R.B., Ammon. C.J., Computer Programs in Seismology(2002).
9. Langston, C.A.,Corvallis, Oregon, Crustal and Upper Mantle Receiver Structure from Teleseismic P and S Waves. *Bull. Seismol. Soc. Am*. 67(1977) 713- 724.
10. Langston, C.A., Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res*. 84(1979) 4749-4762.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]

11. Lay, T.,Wallace T.C., *Modern Global Seismology*. Academic Press (1995).

12. Levshin, A.L., Ritzwoller, M.H., Resovsky, J.S., Source Effects on Surface Wave Group Travel Times and Group Velocity Maps, *Phys. Earth planet. Inter.,* 115(1999) 293-312.

13. Mangino, S., Priestley, K., The Crustal Structure of the South Caspian Region. *Geophys. J. Int.* 133(1998) 630-648.

14. Pablo Ligorria, J., Ammon, C.J., Iterative Deconvolution and Receiver Function Estimation. *Bull. Seismol. Soc. Am*. 89(1999) 1395-1400.

15. Priestley, K., Tilmann, F., Shear-Wave Structure of the Lithosphere above the Hawaiian hot Spot from Two-Station Rayleigh Wave Phase Velocity Measurements. *Geophy. Res. Lett*., 26(1999)1493-1496.

16. Rham, D., Priestley K., Tatar, M., Poul, A., Hatzfeld, A., Radjaee, A., Nowrouzi, G., Kaviani, A., Tiberi, C.,Variation of Fundamental Mode Rayleigh Wave Group Velocity Dispersion in Iran and Surrounding Region, *Eos Trans. Aug.,* 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract (2005)S51A-0984.

17. Sayil, N., Osmansahin, I.,Investigation of Crust and Upper-Mantle Structure in the Black Sea with Group-Velocity Data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90(2000) 870-875

18. Sheehan, A.F., Abers, G.A., Jones, C.H., Lernerlam, A.L., Crustal thickness variation across the Colorado Rocky-mountain from Teleseismic Receiver Function. *Geophy. J. R. Astr. Soc*. 100(10)(1995) 20391-20404.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1386.2.1.4.4]