

چکیده

زمین لرزه ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷ که در مرز شمالی عراق و غرب ایران ($M_w = 7/3$) به وقوع پیوست، تنها زمین لرزه‌ی دستگاهی است که با بزرگای بیش از ۷ در ناحیه شمال غربی زون تراستی زاگرس (ZTZ) ثبت شده است. بزرگ‌ترین زلزله‌ای که در منطقه نزدیک به چشمه زمین لرزه‌ی اخیر رخ داده است، زلزله ۱۱ ژانویه ۱۹۶۷ ($M = 6/1$) است که در حدود ۱۰۰ کیلومتری جنوب مرکز زمین لرزه ۲۰۱۷ قرار دارد. نزدیک‌ترین شهر به کانون زمین لرزه اخیر، شهر ازگله با فاصله تقریبی ۵ کیلومتر است. همچنین عمق زمین لرزه حدود ۱۱ کیلومتر گزارش شده است. در این مطالعه با استفاده از اطلاعات لرزه‌ای دور لرز ثبت شده در شبکه لرزه‌ای جهانی (GDSN)، گشتاور لرزه‌ای این زمین لرزه با استفاده از روش کلیس - بورک (Kelis-Borok) محاسبه و مقدار متوسط آن برابر $27 + 1/45E$ دین - سانتی متر تعیین گردیده است. با توجه به تابع زمانی چشمه و به دست آوردن اوج تابع زمان چشمه ($\delta t_1 = 1/935$ s) و گستره زمانی که بیشترین شکستگی طی آن ایجاد می‌شود ($\delta t_2 = 3/225$ s) و زمان شروع افت شکستگی بر روی سطح گسل ($\delta t_3 = 1/612$ s)، مدت زمان کل گسیختگی این زمین لرزه $4/998$ ثانیه تعیین شده است.

واژگان کلیدی: گشتاور لرزه‌ای، مدت زمان گسیختگی، دور لرز، تابع زمانی چشمه.

بررسی ویژگی‌های دینامیکی و سینماتیکی زمین لرزه ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷ سرپل ذهاب در استان کرمانشاه

ناهید خودی آغمیونی

دانش‌آموخته کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

مهرداد مصطفی زاده (نویسنده مسئول)

استادیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران، mehrdad@iiees.ac.ir

۱- مقدمه

جنوب باختری فشرده می‌شود. به همین دلیل در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگرشکلی قرار دارد. دگرشکلی‌ها هم‌راستای ساختارها و شکستگی‌های آلپی (NW-SE) و پیش از آلپی (N-S) هستند. از این رو، عملکرد مشترک این دو، بر روی هم باعث برآیند نوزمین ساختی و لرزه‌زمین ساختی و در نتیجه لرزه‌خیزی کنونی زاگرس می‌شود. عموم زمین لرزه‌های زاگرس، بزرگای کمتر از ۷ دارند و کم عمق‌اند و بیشتر زمین لرزه‌های زاگرس در زیر رسوبات چین خورده رخ داده و زمین لرزه‌های عمیق تر و مربوط به زیر پوسته قاره‌ای به تقریب وجود ندارند. به دلیل وجود لایه‌های نمکی سری هرمز در مرز پی سنگ و پوشش رسوبی رویی که با تعدیل انرژی‌ها از رسیدن همه آنها به سطح زمین جلوگیری می‌کند، بیشتر زمین لرزه‌های زاگرس بدون گسلش سطحی هستند. همچنین وجود رسوبات گچی - انیدریتی وابسته به سازندهای دالان (پرمین)، دشتک و کنگان (تریاس)،

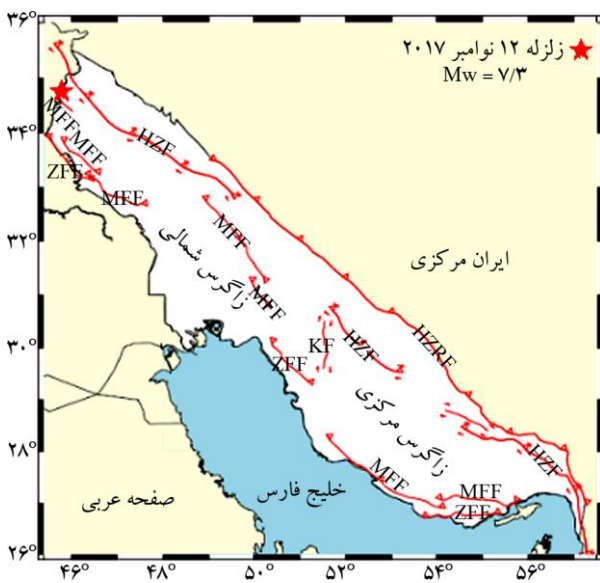
کمربند چین و تراستی زاگرس به درازای تقریبی ۱۵۰۰ تا ۱۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر می‌باشد که از غرب ایران تا تنگه هرمز تحت تأثیر همگرایی صفحه‌های عربی و اوراسیا شکل گرفته است. گسل‌های موجود در این کمربند بیشتر روند موازی چین‌ها دارند و از نوع تراست با شیب‌های تند به سوی شمال تا شمال شرقی هستند. در بخش‌های شمالی و مرکزی کمربند زاگرس مکانیسم‌های راستالغز مشاهده می‌شود. واحد ساختاری زاگرس با مساحتی حدود ۴۰۰۰۰۰ کیلومترمربع، از شمال غرب ایران شروع شده و تا جنوب و جنوب شرق ادامه می‌یابد و استان‌های کرمانشاه، کردستان، همدان، لرستان، خوزستان، کهگیلویه و بویر احمد، فارس، بوشهر و بخش عمده‌ای از استان هرمزگان را در بر می‌گیرد.

زاگرس چین خورده، در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران، در راستای شمال خاوری-

هدف اصلی از این مطالعه بررسی ویژگی‌های دینامیکی و سیستماتیک این رخداد لرزه‌ای در زاگرس شمالی می‌باشد به گونه‌ای که بتوانیم نحوه شکست الاستیکی را در بازه‌های زمانی مختلف که گشتاوری لرزه‌ای آن به‌طور مؤثر عمل نمود ارزیابی نماییم.

۲- تکتونیک منطقه

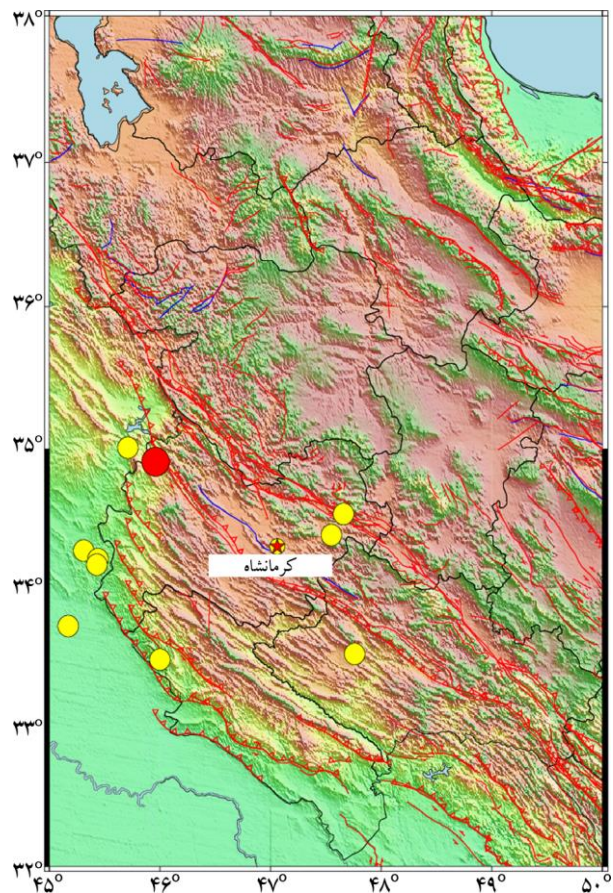
زون زاگرس بر پایه نظر نبوی [۲] و به پیشنهاد اشتوکلین [۳] به سه زون کوچک‌تر به نام‌های دشت خوزستان، زاگرس چین‌خورده و زاگرس مرتفع (زاگرس روانده) تقسیم شده است. بربریان [۴] این پهنه را بر پایه داده‌های مورفوتکتونیک، لرزه‌ای، ساختاری و رخساره‌های رسوبی به پنج واحد تقسیم کرده است که عبارتند از: نوار چین‌خورده-راندگی زاگرس بلند، نوار ساده چین‌خورده زاگرس، فروبار زاگرس، فروافتادگی دزفول و دشت ساحلی زاگرس و خلیج فارس. این پنج واحد با گسله‌های ژرفی پی‌سنجی و به‌طور عموم پنهان از یکدیگر جدا می‌شوند. در شکل (۲)، گسل زاگرس مرتفع (HZF)، گسل جبهه کوهستان (MFF)، گسل لبه‌گودال زاگرس (ZFF)، گسل معکوس اصلی زاگرس (MZRF) و گسل کازرون (KF) مشخص شده‌اند (شکل ۲).



شکل (۲): نقشه گسل‌های منطقه زاگرس.

هیت و گوتیا (ژوراسیک بالا)، به‌ویژه سازند تبخیری گچساران (میوسن)، از عوامل مؤثر در کاهش انرژی و جلوگیری از گسلش سطحی هستند؛ بنابراین برای داشتن گسلش سطحی به یکی از دو عامل زمین‌لرزه‌های کم‌عمق و یا زمین‌لرزه با بزرگی بیشتر از ۷ نیاز است [۱].

بنا بر گزارش‌های اولیه پایگاه لرزه‌نگاری دانشگاه هاروارد، طول گسیختگی حدوداً ۵۰ تا ۱۵ کیلومتر، عمق زمین‌لرزه کمتر از ۲۰ کیلومتر و میزان لغزش تا ۹ متر گزارش شده است. این گسیختگی عمدتاً به سمت جنوب (به سوی ایران) است و به همین علت بیشترین خسارات را در استان کرمانشاه شاهد هستیم. در شکل (۱) نقشه لرزه‌خیزی، توپوگرافی و گسل‌های منطقه مورد مطالعه آورده شده است.



شکل (۱): نقشه لرزه‌خیزی، توپوگرافی و گسل‌های کرمانشاه: با توجه به داده‌های به‌دست‌آمده از سایت هاروارد، از سال ۱۹۷۶ تاکنون در استان کرمانشاه تعدادی زمین‌لرزه با بزرگای بین ۵ و ۶ رخ داده که این زمین‌لرزه‌ها با دایره زرد رنگ نمایش داده شده است. زمین‌لرزه اخیر رخ داده با بزرگای ۷/۳ در کرمانشاه با دایره قرمز رنگ نمایش داده شده است.

جنوب جنوب شرقی دارای حرکت راست گرد جزئی است. فراوانی زمین‌لرزه‌های زاگرس می‌تواند به دلیل حرکت گسل‌های شمالی جنوبی پرکامبرین باشد. ولی این گونه گسل‌ها به‌طور عموم، در سطح، دارای حرکت‌های نرمال و یا امتدادلغزند در حالی که سازوکار زمین‌لرزه‌های ژرف زاگرس، گویای حرکت‌هایی از نوع رو رانده است [۵].

کمبرند کوهستانی زاگرس ناشی از برخورد قاره‌ای است که به لحاظ تاریخی سه گذار مختلف را تجربه نموده است: پلتفرم پایدار دوره اول پالئوزوئیک، بازشدگی دوران پریمو-تریاسیک و شکل‌گیری گسل‌های نرمال با شیب‌های تند در این دوران و تراکم سنوزوئیک و فعال شدن گسل‌های نرمال قدیمی به‌صورت گسل‌های معکوس. فعالیت مجدد بخش‌های تکتونیکی قدیمی در سنگ کف و پی‌لایه چسبنده نقش مهمی در فازهای دگرشکلی امروزی کمربند چین‌خورده و تراستی زاگرس را ایفا می‌کنند.

از دیدگاه زمین‌شناسی، پی‌سنگ زاگرس یک کمپلکس متبلور دگرگونی است که به احتمال زیاد از گرانیت، گرانودیوریت، گرانیتوئید، شیسست، احتمالاً افیولیت، مرمر و رسوبات کمی دگرگون شده تشکیل شده است. سازند نمکی هرمز که در زون ساختاری زاگرس چین‌خورده رخنمون دارد، با سن معادل کامبرین و دارای ترکیب سنگ‌شناسی نمک، انیدریت، ژپس، ماسه‌سنگ قرمز و دولومیت بیشترین ضخامت در بخش‌های جنوبی و جنوب‌شرقی را دارد.

مرز جدایی سازند هرمز با بخش شمال باختری زون چین‌خورده زاگرس بر خطواره قطر-کازرون منطبق است. واحد ساختمانی زاگرس چین‌خورده، دارای روند عمومی شمال‌غربی-جنوب‌شرقی است اما در انتهای جنوب‌شرقی به روند شرقی-غربی می‌رسد و در آن رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیری به‌طور هم‌شیب روی هم قرار گرفته‌اند. در شکل (۲) نقشه گسل‌های منطقه زاگرس آورده شده است. با توجه به گزارش اولیه توسط مرکز هاروارد (CMT)، سازوکار کانونی زمین‌لرزه اخیر کرمانشاه دارای روند معکوس (تراست مایل) همراه با مؤلفه راست گرد بوده که دارای شیب کم به سمت شمال شرق را نشان می‌دهد.

گسل زاگرس مرتفع (HZF)، از نوع گسل‌های تراستی است که کمربند زاگرس مرتفع (در شمال شرق) را از کمربند چین‌خورده ساده (در جنوب غرب) در امتداد ناپیوستگی قطعات مختلف HZF جدا می‌کند. نمک هرمز در امتداد قطعات مختلف HZF به سطح زمین می‌رسد. نوار زاگرس مرتفع در راستای قطعات ناپیوسته گسل زاگرس مرتفع به سمت جنوب باختری رو رانده شده است. نمک‌های هرمز در بخش‌های متعددی از این گسل نفوذ کرده و به سطح رسیده‌اند. این مسئله نشان می‌دهد گسل زاگرس مرتفع، گسلی عمقی است که نمک‌های هرمز متعلق به کامبرین زیرین را بریده و فعالیت آن در پوشش رسوبی فانروزوئیک آشکار است.

گسل جبهه کوهستان (MFF)، کمربند چین‌خورده ساده زاگرس و برون‌زدگی سنگ آهک آسماری ائوسن-الیگوسن را به طرف جنوب و جنوب‌غرب جدا کرده و از نظر ساختمانی، توپوگرافی و لرزه‌زمین‌ساختی بسیار مهم بوده و می‌توان آن را به‌عنوان یک گسل اصلی راندگی که مدفون است، تصور کرد.

گسل لبه‌گودال زاگرس (ZFF)، منطقه گودال جلوی زاگرس را (در شمال و شمال‌شرق) از دشت ساحلی زاگرس (در جنوب و جنوب‌غرب) جدا می‌کند. این گسل حد شمالی و شمال‌شرقی دشت آبرفتی خلیج فارس را تشکیل داده و اصولاً یک سیستم معکوس لغز می‌باشد.

گسل معکوس اصلی زاگرس (MZRF) با امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق، حد برخورد دو قاره است که در میوسن به هم رسیده‌اند در واقع نمایانگر جدایی بین دو صفحه برخورد کننده ایران مرکزی (در شمال‌شرق) و لبه‌قاره‌ای غیر فعال صفحه عربی (کمبرند چین و تراست در جنوب‌غرب) است. طول این گسل حدود ۱۳۵۰ کیلومتر است و از جنوب مریوان تا حوالی میناب امتداد دارد.

گسل کازرون (KF) گسلی است پی‌سنگی و قدیمی با طول ۴۵۰ کیلومتر که ضمن کنترل مرز باختری حوضه نمکی هرمز، بر رسوبات زاگرس نیز اثرگذار بوده به‌گونه‌ای که ساختارهای زاگرس را با جهت راست گرد خمیده و جابه‌جا کرده است. گسل کازرون با روند تقریباً شمالی-جنوبی و یا شمال‌شمال‌غربی-

۳- داده‌ها

ایستگاهی ۳۰ تا ۹۰ درجه از محل زلزله قرار گرفته استفاده شده است. در جدول (۱) اطلاعات مربوط به این ایستگاه‌ها ارائه شده است.

در این بررسی از اطلاعات لرزه‌ای ثبت شده در شبکه لرزه‌ای فرا منطقه‌ای بین‌المللی (GDSN) که در فاصله

جدول (۱): اطلاعات ایستگاه‌های ثبت‌کننده زمین‌لرزه مورد مطالعه و نوع دستگاه‌ها.

شماره	کد ایستگاه	شبکه	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	آزیموت (درجه)	ارتفاع از سطح دریا (متر)	نوع دستگاه
۱	ABPO	II	-۱۹/۰۱۸	۴۷/۲۲۹	-۱۶۸/۷۶	۱۵۲۸	STS-1V/VBB
۲	ADK	IU	۵۱/۸۸	-۱۷۶/۶۸	۲۹/۳۴	۱۳۰	STS-1VBB_w/E300
۳	ALE	II	۸۲/۵۰۳	-۶۲/۳۵	-۷/۱۸	۶۰	STS-1V/VBB
۴	BILL	IU	۶۸/۰۶۵	۱۶۶/۴۵۳	۲۱/۵۰	۳۲۰	STS-1V/VBB
۵	BJT	IC	۴۰/۰۱۸	۱۱۶/۱۶۸	۵۸/۷۸	۱۹۷	STS-1V/VBB, GS-13
۶	BORG	II	۶۴/۷۵	-۲۱/۳۳	-۲۸/۵۴	۱۱۰	KS-54000
۷	HIA	IC	۴۹/۲۷	۱۱۹/۷۴۱	۴۶/۹۶	۶۲۰	STS-1V/VBB, GS-13
۸	COLA	IU	۶۴/۸۷	-۱۴۷/۸۶	۹/۸۴	۲۰۰	KS-54000, STS-2
۹	DAV	IU	۷/۰۷	۱۲۵/۵۸	۹۲/۷۶	۱۵۰	STS-2_High-Gain, STS-1
۱۰	ESK	II	۵۵/۳۱۷	-۳/۲۰۵	-۳۹/۰۱	۲۴۲	STS-1V/VBB
۱۱	INCN	IU	۳۷/۴۷۸	۱۲۶/۶۲۴	۶۰/۴۱	۸۰	STS-1VBB_w/E300, STS-2
۱۲	KEV	IU	۶۹/۷۶	۲۷/۰۰	-۱۳/۳۹	۱۰۰	STS-1VBB_w/E300
۱۳	KMBO	IU	-۱/۱۲۷	۳۷/۲۵۲	-۱۴۴/۳۷	۱۹۵۰	STS-1VBB_w/E300, STS-2
۱۴	KONO	IU	۵۹/۶۵	۹/۶۰	-۳۰/۷۶	۲۱۶	STS-1VBB_w/E300
۱۵	LSZ	IU	-۱۵/۲۷۸	۲۸/۱۸۸	-۱۴۴/۱۸	۱۲۰۰	STS-1H/VBB
۱۶	LVZ	II	۶۷/۸۹۸	۳۴/۶۵۱	-۱۱/۴۸	۶۳۰	STS-1V/VBB
۱۷	MAJO	IU	۳۶/۵۴۶	۱۳۸/۲۰۴	۵۸/۷۳	۴۰۵	STS-1VBB_w/E300
۱۸	MBAR	II	-۰/۶۰	۳۰/۷۴	-۱۳۴/۵۴	۱۳۹۰	KS-54000
۱۹	MBWA	IU	-۲۱/۱۶	۱۱۹/۷۳	۱۲۱/۱۹	۱۹۰	KS-54000
۲۰	MSEY	II	-۴/۶۷۴	۵۵/۴۷۹	-۱۷۹/۳۲	۴۷۵	KS-54000
۲۱	PAB	IU	۳۹/۵۴	-۴/۳۵	-۵۹/۴۰	۹۵۰	STS-1VBB_w/E300
۲۲	PET	IU	۵۳/۰۲	۱۵۸/۶۵	۳۷/۱۸	۱۱۰	STS-1V/VBB, STS-1/VBB 3, GS-13
۲۳	SACV	II	۱۴/۹۷	-۲۳/۶۱	-۸۰/۹۷	۳۸۷	KS-54000
۲۴	SUR	II	-۳۲/۳۸	۲۰/۸۱۲	-۱۴۸/۱۶	۱۷۷۰	STS-1V/VBB
۲۵	TATO	IU	۲۴/۹۷۴	۱۲۱/۴۹۷	۷۵/۸۲	۱۶۰	KS-54000, KS-36000-i
۲۶	TSUM	IU	-۱۹/۲۰	۱۷/۵۸	-۱۳۷/۰۳	۱۲۶۰	STS-1H/VBB, STS-2
۲۷	ULN	IU	۴۷/۸۶۵	۱۰۷/۰۵۳	۴۷/۸۹	۱۶۱۰	STS-1V/VBB, GS-13
۲۸	YAK	IU	۶۲/۰۳۱	۱۲۹/۶۸	۳۱/۶۹	۱۱۰	STS-1V/VBB, GS-13
۲۹	YSS	IU	۴۶/۹۶	۱۴۲/۷۶	۴۶/۹۸	۱۵۰	STS-1V/VBB, STS-1/VBB 3, GS-13
۳۰	CHTO	IU	۱۸/۸۱۴	۹۸/۹۴۴	۹۲/۰۷	۴۲۰	KS-54000, KS-36000-i 3
۳۱	BFO	II	۴۸/۳۳۲	۸/۳۳۱	-۴۶/۵۴	۵۸۹	STS-1V/VBB

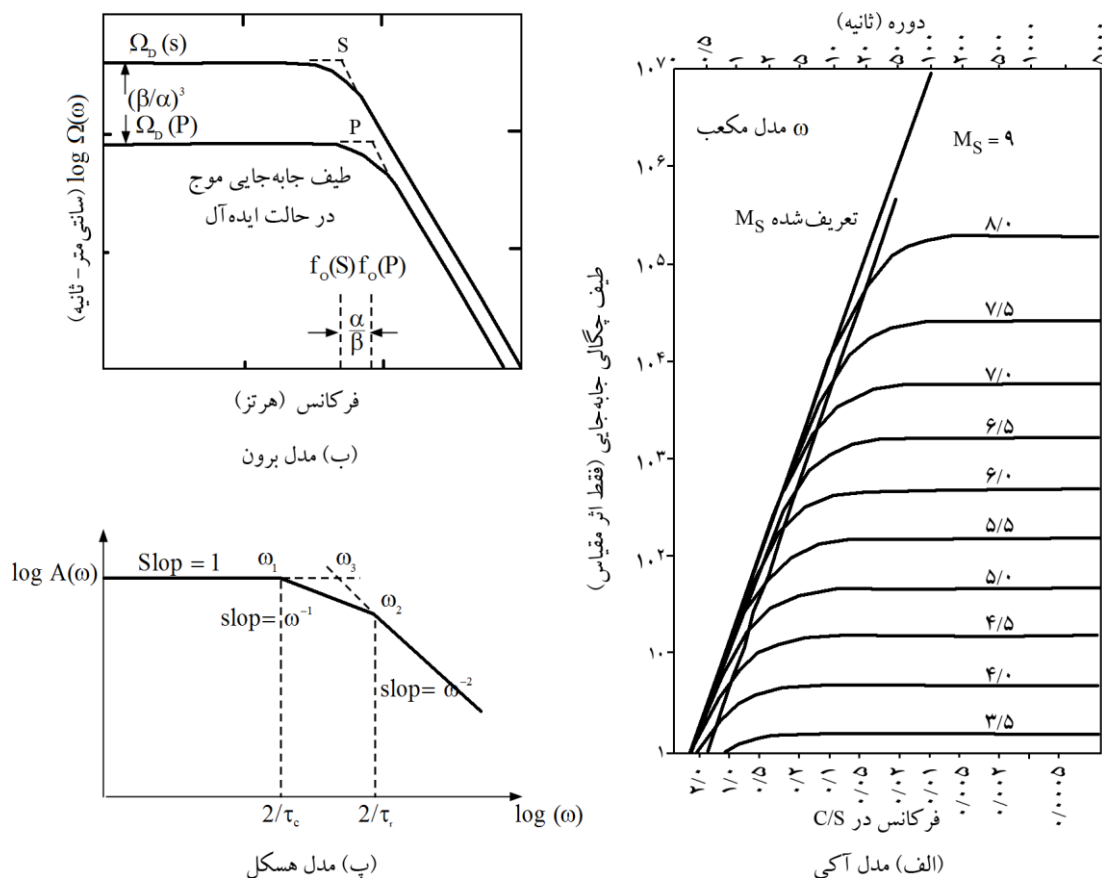
۴- روش مطالعه

در طول چند دهه گذشته مطالعات متعددی توسط محققین مختلف از لحاظ ساختاری و از نظر شناخت کانون زمین‌لرزه‌ها در قسمت‌های مختلف زاگرس انجام گرفته است. هر یک از این مطالعات، قدمی رو به جلو جهت روشن‌تر شدن ناشناخته‌های موجود بوده است، به همین منظور با ادامه این روند تلاش می‌شود امر فوق را تکمیل نماییم. از آنجا که منطقه مورد مطالعه دارای پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی است، مطالعه ویژگی‌های دینامیکی زمین‌لرزه‌های بزرگ منطقه امری اجتناب‌ناپذیر می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه، ساختار زمین‌شناسی به گونه‌ای است که بعد از وقوع زمین‌لرزه، شکستگی در سطح، قابل مشاهده نیست؛ به همین دلیل برای به دست آوردن پارامترهای چشمه زمین‌لرزه از روش دینامیکی استفاده کرده‌ایم که در این روش نیاز به مشاهده شکستگی در منطقه زلزله‌زده وجود ندارد و با استفاده از اطلاعات لرزه‌ای دور لرز و طیف‌های امواج پیکری به دست آمده می‌توان

این پارامترها را محاسبه نمود. از متداول‌ترین مدل‌های فیزیکی در حوزه زلزله‌شناسی که می‌توان از آنها به منظور تعیین پارامترهای دینامیکی بهره برد می‌توان به مدل برون [۶]، مدل آکی [۷] و مدل هسکل [۸] اشاره کرد (شکل ۳).

شکل طیف این نوع داده‌ها، دارای سه ویژگی است:

۱. بخش صاف و تخت در محدوده پریودهای بلند که متناسب با ممان لرزه‌ای M_0 است.
 ۲. بخش شیب‌دار در ناحیه فرکانس‌های بالا که اغلب دارای افتی از مرتبه ω^{-2} می‌باشد (مدل ω^{-2}).
 ۳. فرکانس گوشه (F_c) که در محل برخورد خطوط راست منطبق بر میانگین دامنه طیفی در فرکانس‌های پایین و بخش شیب‌دار منطبق بر میانگین دامنه طیفی فرکانس‌های بالا ظاهر می‌شود.
- سه بخش طیف توسط فرکانس‌های $2/\tau_c$ و $2/\tau_r$ موسوم به فرکانس‌های گوشه از یکدیگر جدا شده‌اند. طیف، برای فرکانس‌های کمتر از اولین فرکانس گوشه یعنی $2/\tau_c$ دارای مقدار



شکل (۳): مدل ایده‌آلیزه طیف چشمه زلزله. (الف) مدل نظری آکی [۷]؛ (ب) مدل برون [۶] و (پ) مدل نظری هسکل [۸].

خیلی سریع با افزایش فرکانس، افت می‌کنند؛ و به این علت فرکانس گوشه‌ای که در طیف دامنه ظاهر می‌شود، مقدار حدی تعیین کننده محدوده مطالعه ابعاد چشمه است.

در مدل هسکل [۸] (شکل ۳) شکستگی محدود در کانون زلزله حاصل جابه‌جایی با سرعت بر روی صفحه گسل به طول L و عرض W معرفی شده است. در این حالت طیف دامنه جابه‌جایی کانون نقطه‌ای با گسلش جهت‌دار دو گانه تابعی از فاصله ایستگاهی است مشروط بر اینکه در یک محیط همگن-یکنواخت و با سرعت شکستگی و جابه‌جایی به اندازه کافی همراه باشد. در این مدل طیف موج با سه پارامتر فرکانس گوشه کاراکتریزه می‌شود. سطح فرکانسی بین ω_0 تا ω_1 یک سطح یکنواخت بدون شیب، ω_1 تا ω_2 شیب به مقدار -1 و سطح فرکانس بیش از ω_2 دارای شیب به میزان -2 می‌باشد. منبع تولید زلزله با تقریب نسبتاً خوبی رفتاری همانند یک چشمه نقطه‌ای از خود نشان می‌دهد. در شرایطی که طول و عرض گسل برابر باشد آنگاه خواهیم داشت $\omega_1 \cong \omega_2 \cong \omega_3$. در این حالت طیف کانون مدل هسکل [۸] مقدار شیب بعد از فرکانس گوشه برابر -2 خواهد بود.

در حالتی که $W \ll L$ باشد یعنی گسل دارای طول خیلی زیاد و عرض خیلی کم باشد آنگاه $\omega_1 \ll \omega_2$ می‌باشد. در این حالت طیف کانونی با دو پارامتر فرکانس گوشه معرفی می‌شود؛ که بعدها هنکس و ویس [۹] آن را به دومین مقدار فرکانس گوشه f_{max} (ماکزیمم فرکانس گوشه) اطلاق نمود.

پایه و اساس مدل آکی [۷] بر اساس مدل ارائه شده توسط هسکل می‌باشد که بر مبنای آمار و عدم قطعیت استوار است. آکی [۷] بر اساس این مبانی طیف کانونی زمین‌لرزه را تعمیم بخشیده که در اینجا به آن اشاره خواهد شد. در این مدل طیف دامنه کانون $|A(\omega)|$ بر اساس نتیجه خودهمبستگی مقدار جابه‌جایی بر روی صفحه گسل تعریف شده است.

ویژگی این تابع خودهمبستگی بدین صورت است که هم‌زمان پارامترهای زمان و مکان را در کنار هم در غالب مدلی که از بی‌نهایت توابع زمانی و مکانی تشکیل شده به صورت یک تابع کانونی به شکل آماری معرفی نموده است.

ثابتی است و در فرکانس‌های میانی و فرکانس‌های بالا به ترتیب با توان‌های اول و دوم فرکانس رابطه عکس دارد (شکل ۳).

لذا طیف را می‌توان با سه پارامتر مشخص نمود که شامل یک گشتاور لرزه‌ای و دو فرکانس گوشه می‌باشند. در برخی موارد می‌توان بخش دیگری از طیف که با توان سوم فرکانس رابطه عکس دارد نیز به مدل اضافه نمود که حاصل اثر پهنای گسل است. در بعضی از مدل‌ها فقط یک فرکانس معرفی می‌شود. به این ترتیب شکل طیف به مدل تعریف شده بستگی پیدا می‌کند، اما در همه مدل‌ها یک بخش ثابت و حداقل یک فرکانس گوشه ظاهر می‌شود. وجود بخش تخت و فرکانس گوشه در طیف چشمه را می‌توان با استفاده از مفهوم فیزیکی موج به این شرح توجیه نمود:

از علم اپتیک می‌دانیم که توسط یک میکروسکوپ نوری نمی‌توان هندسه ذراتی که ابعادشان از طول موج نور مورد آزمایش کمتر باشد را به وضوح تشخیص داد. در این گونه موارد ذره به صورت یک لکه کوچک و یا یک نقطه به نظر می‌رسد؛ اما با استفاده از میکروسکوپ‌های الکترونی به علت اینکه مقیاس طولی آنها به مراتب کمتر از طول موج نور مرئی است، می‌توان جزئیات ذره مورد آزمایش را مورد مطالعه دقیق‌تر قرار داد. این پدیده در زلزله‌شناسی نیز مشهود است، به این معنی که اگر در بررسی یک منبع زلزله با ابعاد L ، از امواج منتشره از آن با طول‌موج‌های λ استفاده شود که $L \ll \lambda$ باشد، نمی‌توان با تفسیر این نوع امواج به جزئیات فرآیند گسیختگی چشمه زمین‌لرزه دست یافت. بلکه در این مورد فقط یک سری اطلاعات کلی که در حقیقت مجموع جزئیات چشمه است حاصل می‌شود و فقط خواص چشمه در ابعاد ماکروسکوپیک ظاهر می‌شوند، به عبارت دیگر در این محدوده طول‌موجی، منبع زمین‌لرزه به صورت یک چشمه نقطه‌ای رفتار می‌کند و انتظار می‌رود که طیف دامنه در محدوده این طول‌موج‌ها، یکسان و نزدیک به بخش تخت منحنی تئوری طیفی مشاهده شوند. از طرف دیگر در محدوده طول‌موج‌های خیلی کوچک‌تر از مقیاس طولی چشمه ($L \ll \lambda$)، امکان بررسی جزئیات چشمه موج، نظیر ناهمواری‌ها وجود دارد و به همین دلیل دامنه طیف مرتبط با این طول‌موج‌ها

ماکزیم دامنه، $R_{0p} = 1/0.1$ الگوی پرتو برای موج P، $\rho = 2/7$ گرم بر سانتی‌متر مکعب چگالی، $\alpha = 6/5$ کیلومتر بر ثانیه سرعت موج P، R فاصله ایستگاه از رومرکز زلزله.

۵- تابع زمان چشمه^۱

تغییرات گسلش نسبت به تابع زمان چشمه $\Omega(t)$ از یک رشته پالس‌های کمپلکس $\beta(t)$ تشکیل شده که به صورت رابطه (۲) ارائه می‌گردد [۱۱]:

$$\Omega(t) = \sum_{k=1}^N \omega_k \beta_{\Delta t}(t - \tau_k) \quad (2)$$

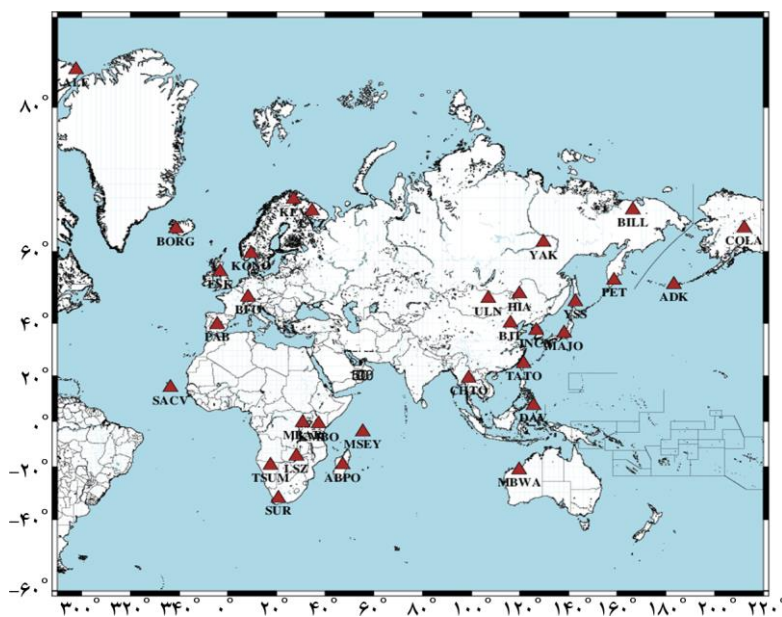
که k شماره اعضای تشکیل دهنده تابع چشمه، N شماره چشمه، ω_k مقدار دامنه مربوط به عضوهای تابع چشمه و τ_k تغییر زمان است. ارائه تابع زمان چشمه به صورت این رابطه معرف نامتجانس بودن گسلش می‌باشد، لذا دو دیدگاه ناهمواری^۲ و مرزی^۳ در این مدل فیزیکی به کار گرفته شده است. از دیدگاه ناهمواری، گسل که عامل وقوع زمین‌لرزه است توسط حوزه‌های تنجش احاطه گردیده است که در لحظه فرایش^۴ تنها یک پالس و به دنبال آن موجک‌ها^۵ ایجاد می‌شوند. از دیدگاه مرزی، گسلش از ترک‌هایی تشکیل شده که در صورت تفکیک آنها می‌توان تابع زمان چشمه را به صورت پالس‌های متعدد تحلیل نمود. تابع گرین

بر اساس مدل آکی تابع کانونی برای محیطی که فاقد کاهندگی می‌باشد طیف جابه‌جایی آن به میزان ω^{-2} خواهد بود. باید به این نکته توجه داشت که بخش ثابت طیف با گشتاور لرزه‌ای زلزله متناسب است و این کمیت که یکی از کمیت‌های اساسی در برآورد اندازه زلزله است به ابعاد گسل و جابه‌جایی در هنگام وقوع زمین‌لرزه و مدول برشی سنگ بستگی دارد و بر این اساس، شکل طیف از لحاظ دامنه بخش صاف و فرکانس‌های گوشه، برای زلزله‌های مختلف متفاوت می‌باشد (شکل ۳).

گشتاور لرزه‌ای یکی از پارامترهای دینامیکی کانون لرزه‌ای می‌باشد که در محاسبات لرزه‌ای کاربرد فراوان دارد. به منظور محاسبه این پارامتر، از اطلاعات لرزه‌ای پی‌یود بلند ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌ای شبکه جهانی (GDSN) استفاده شده است که در جدول (۱) ارائه شده است. در شکل (۴) نقشه توزیع ایستگاه‌های ثبت کننده زمین‌لرزه مورد مطالعه آورده شده است. برای هر ایستگاه با توجه به ماکزیم دامنه‌ای که در هر طیف مشاهده شده است، مقدار گشتاور لرزه‌ای با استفاده از رابطه (۱) به دست آورده شده است [۱۰]:

$$M_0(P) = \frac{\Omega_0(P)}{R_{0p}} 4\pi\rho R\alpha^3 \quad (1)$$

که در آن $M_0(P)$ گشتاور لرزه‌ای برای موج P، $\Omega_0(P)$



شکل (۴): نقشه توزیع ایستگاه‌های ثبت کننده زمین‌لرزه مورد مطالعه.

برای امواج P و S به صورت رابطه (۳) تعریف شده است:

$$g(t) = C^R(t) * M(t) * g^s(t) \quad (3)$$

که در این رابطه، $C^R(t)$ پاسخ زمین نسبت به امواج P و S در ایستگاه، $M(t)$ پاسخ گوشته نسبت به امواج P و S، $g^s(t)$ پاسخ زمین نسبت به امواج P و S در کانون می‌باشد.

عدم یکنواختی موجود در ساختار زمین باعث شده انرژی موج نسبت به زمان و فاصله تغییر نماید، لذا برای به کارگیری موارد مذکور در محاسبات کاربرد $t^* = 1s$ برای موج P و $t^* = 4s$ برای موج S رابطه (۴) در نظر گرفته شده است:

$$t^* = \frac{t}{\phi} \quad (4)$$

در این رابطه، t زمان انتشار موج و ϕ مقدار متوسط کاهندگی است. عدم قطعیت موجود در پارامتر t^* موجب می‌گردد محاسبه گشتاور لرزه‌ای، خطایی حدود ۵ تا ۱۵ درصد به همراه داشته باشد. تعیین ابعاد هندسی چشمه، از گشتاور لرزه‌ای تأثیرپذیر نیست، لذا می‌توان با اطمینان بیشتری در مورد پارامترهای هندسی چشمه اظهار نظر نمود. در این مدل، مجموع زمان شکستگی روی صفحه گسل به صورت رابطه (۵) تعریف شده است [۱۲]:

$$T_R = \left(\frac{1}{2}\right)\delta t_1 + \delta t_2 + \left(\frac{1}{2}\right)\delta t_3 \quad (5)$$

که در این رابطه، δt_1 اوج تابع زمان چشمه، δt_2 گستره زمانی که بیشترین شکستگی طی آن ایجاد می‌شود و δt_3 شروع افت شکستگی بر روی سطح گسل می‌باشد.

در زمان وقوع زمین لرزه‌های بزرگ، شکستگی‌هایی به طول ده‌ها کیلومتر در سطح زمین ایجاد می‌گردد، لذا در این شرایط، تصور تک‌نقطه‌ای بودن کانون زمین لرزه‌ها دور از واقعیت است. در این شرایط، بحث جهت‌پذیری کانون و گستره زمانی شکست برای کانون‌های چند نقطه‌ای در این مدل فیزیکی گنجانده شده است. رابطه جهت‌پذیری به صورت رابطه (۶) معرفی می‌گردد [۱۲]:

$$Z = \tau_0 (1 - p v_r \cos \psi) \quad (6)$$

در رابطه (۶)، τ_0 گستره زمانی متغیر، p پارامتر کاهندگی (از نمودار مسافت-زمان به دست می‌آید)، ψ زاویه بین صفحه شکست با

پرتو و v_r سرعت شکستگی بر روی سطح گسل می‌باشد.

۶- نتایج

بر آورد پارامترهای چشمه نظیر گشتاور لرزه‌ای M_0 ، جابه‌جایی متوسط روی گسل Δ ، افت استرس به هنگام وقوع زلزله $\Delta\sigma$ ، زمان خیزش TD و بیشینه سرعت لغزش روی گسل V_{max} ، با کمک طیف جابه‌جایی امواج دریافتی از فاصله‌های دور از منبع تولید موج، امکان‌پذیر است. به این منظور استفاده از داده‌های امواج بلند دوره P که با فرکانس نمونه‌برداری ۱ هرتز، توسط ایستگاه‌های بین‌المللی GDSN، واقع در فواصل ۳۰ تا ۹۰ درجه از محل وقوع زلزله، ثبت شده‌اند در دستور کار قرار گرفته شده است.

همان‌گونه که در مباحث مربوط به روش انجام کار مطرح شد، شکل طیف این نوع داده‌ها، دارای سه ویژگی است که از این ویژگی‌های بهره‌برده در مدل محاسباتی خود اقدام به تعیین پارامترها شده است. از منحنی‌های طیفی رسم شده برای همه ایستگاه‌ها، مقادیر Ω_0 (دامنه طیف جابه‌جایی در بخش تخت) قرائت و فرکانس گوشه (f_c) بر اساس مدل هسکل تعیین شده است. از آنجایی که زمین دارای ساختاری غیر هموزن می‌باشد عملاً دامنه نوسانات ثبت امواج لرزه‌ای در ایستگاه‌های مختلف متفاوت خواهد بود. جهت بالا بردن دقت محاسباتی در تعیین پارامترها استفاده از اطلاعات لرزه‌ای در آزمون‌های مختلف ایستگاهی در دستور کار قرار گرفته شده است. به طوری که برای پارامتر گشتاور لرزه‌ای M_0 و فرکانس گوشه f_c به ترتیب خواهیم داشت [۱۳]:

$$\langle M_0 \rangle = \text{anti log} \left[\left(\frac{1}{N} \right) \sum_{i=1}^N \log M_{oi} \right] \quad (7)$$

$$\langle f_c \rangle = \text{anti log} \left[\left(\frac{1}{N} \right) \sum_{i=1}^N \log f_{ci} \right] \quad (8)$$

انحراف استاندارد (SD) و فاکتور خطای EX با استفاده از رابطه‌های (۹) و (۱۰) محاسبه شده است.

$$SD (\log \langle M_0 \rangle) = \left[\left(\frac{1}{(N-1)} \right) \sum_{i=1}^N (\log M_{oi} - \log \langle M_0 \rangle)^2 \right]^{1/2} \quad (9)$$

$$EX = \text{anti log} \left(SD (\log \langle M_0 \rangle) \right) \quad (10)$$

در شکل (۵) نمودارهای طیف دامنه برای ایستگاه‌های ثبت‌کننده زلزله کرمانشاه آورده شده است. طیف‌های به‌دست آمده از امواج P در ایستگاه‌های مختلف مبنای اولیه برای تعیین گشتاور لرزه‌ای است. به این منظور در مرحله اول جدا کردن حوزه‌های فرکانس بالا و پایین طیف از یکدیگر و تعیین محل تقاطع این دو حوزه به‌منظور مشخص نمودن فرکانس گوشه در دستور کار قرار گرفته است، جدول (۲).

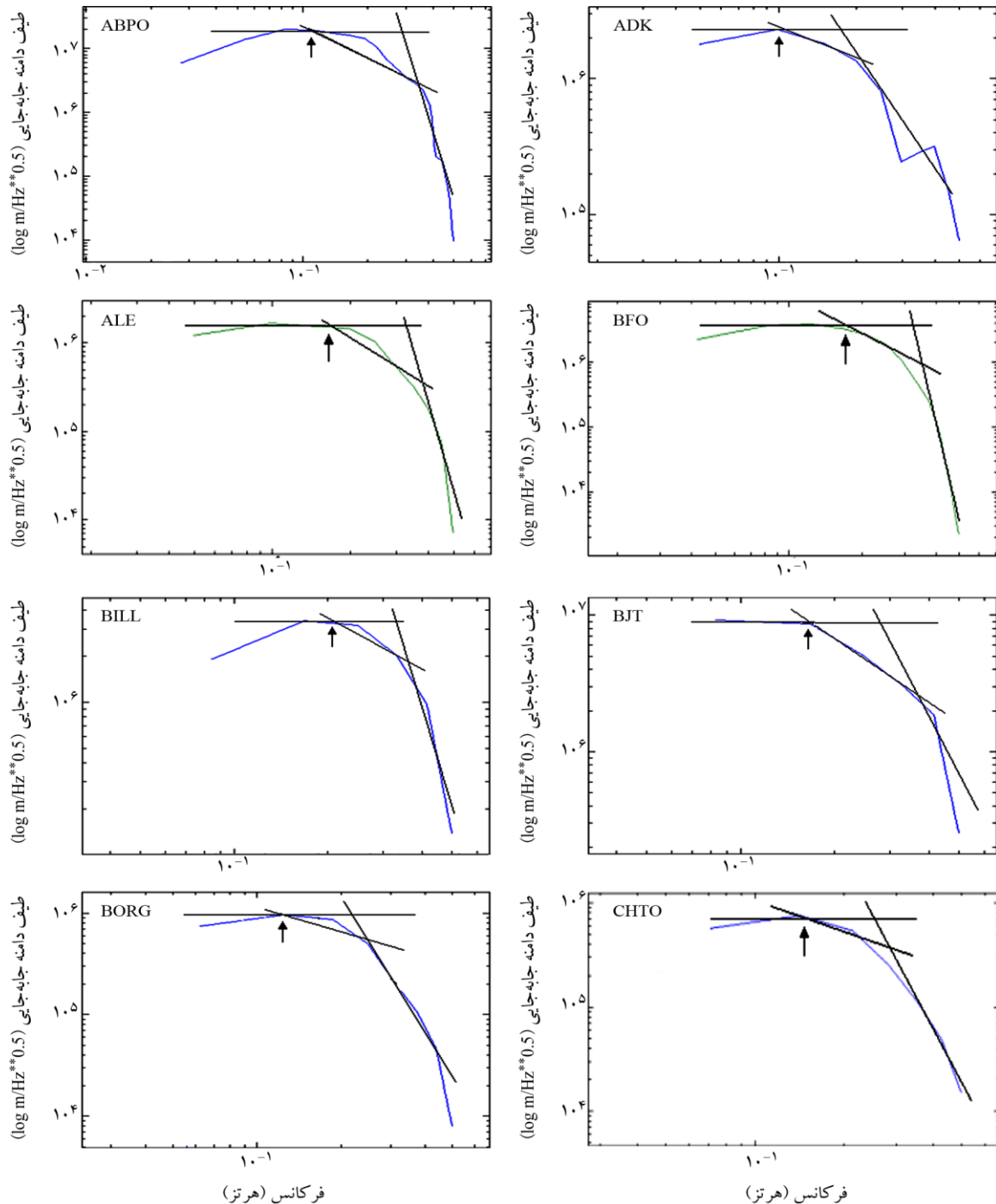
از آنجایی که زمین به لحاظ ساختاری غیر هموزن است طیف سیگنال‌های محاسبه‌ای با مدل‌های ایده‌آلیزه تئوریک (شکل ۳) تماماً یکسان نخواهد بود. لیکن تلاش می‌شود با رعایت مراحل پردازش داده‌ها شامل حذف تأثیر اثر دستگاهی، اثر کاھندگی و انتخاب پنجره زمانی مناسب برای فاز مورد نظر (P فاز)، طیف داده‌ها را به‌صورت (log-log)، برای هر ایستگاه جداگانه رسم نماییم.

جدول (۲): اطلاعات ایستگاهی و مقادیر استخراجی از طیف سیگنال P در این جدول ارائه شده است.

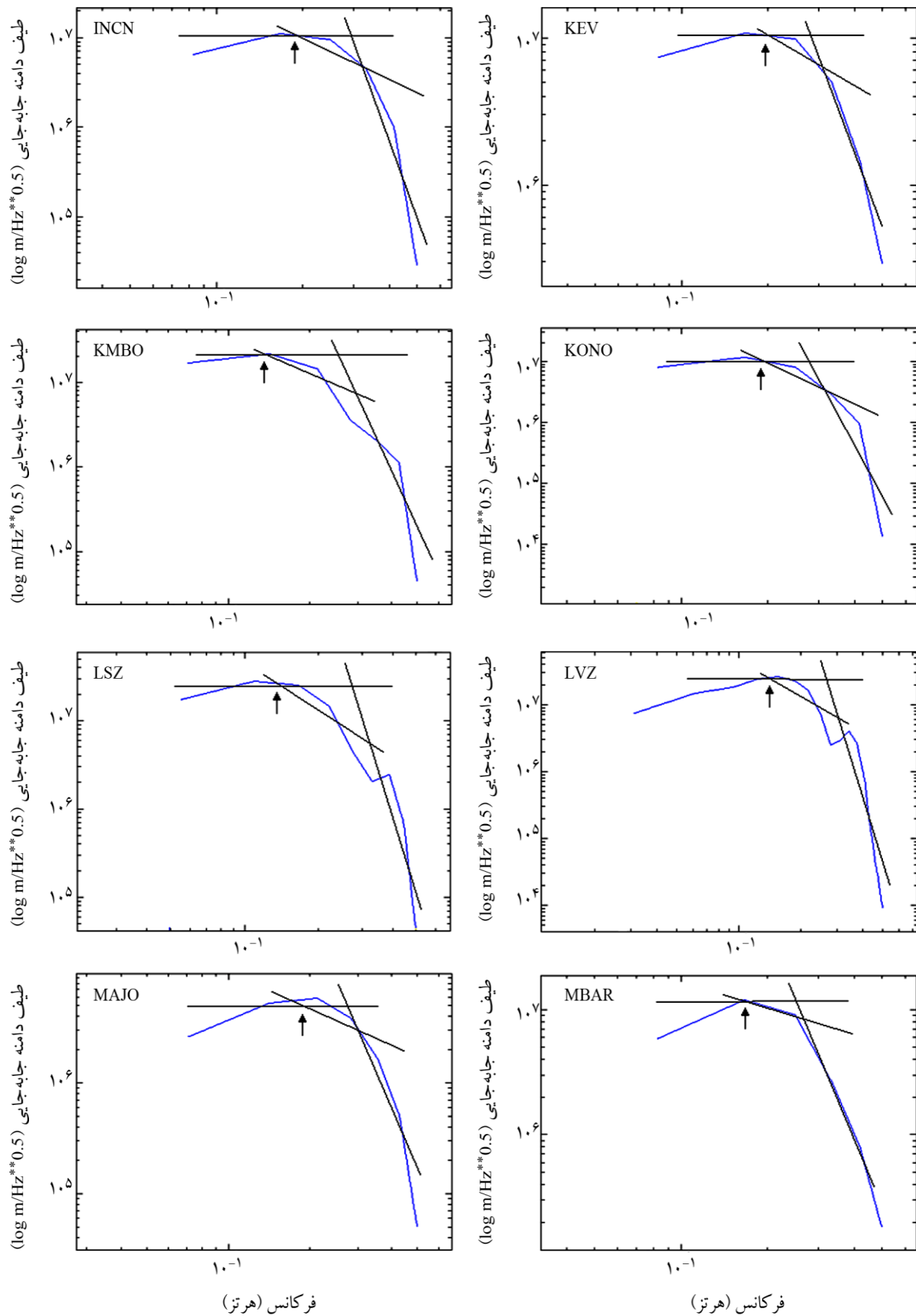
شماره	کد ایستگاه	فاصله (درجه)	فرکانس گوشه (هرتز)	فاصله (متر)	دامنه طیف (متر ثانیه)	گشتاور لرزه‌ای (دین-سانتی‌متر) ($\times 10^{22}$)	انحراف استاندارد	فاکتور خطا (درصد)
۱	ABPO	۵۳/۹۴	۰/۰۹	۵۹۸۷۳۴۰	۰/۳	۱/۶۵	۰/۵۶۱	۱/۵۲
۲	ADK	۸۵/۵۴	۰/۱	۹۴۹۴۹۴۰	۰/۲۶۴	۲/۳۱	۰/۲۰۲	۵/۴۸
۳	ALE	۵۷/۷۴	۰/۱۱	۶۴۰۹۱۴۰	۰/۲۵۸	۱/۵۲	۰/۲۰۴	۵/۵۴
۴	BILL	۶۷/۹۶	۰/۱۶	۷۵۴۳۵۶۰	۰/۲۶۸	۱/۸۶	۰/۱۰۸	۲/۹۳
۵	BJT	۵۴/۵۱	۰/۱	۶۰۵۰۶۱۰	۰/۲۰۳	۱/۱۳	۰/۱۰۸۲	۲/۹۳
۶	BORG	۴۹/۲۶	۰/۱۴	۵۴۶۷۸۶۰	۰/۲۴۶	۱/۲۴	۰/۰۶۷۹	۱/۸۴
۷	HIA	۴۹/۲۷	۰/۲	۵۴۶۸۰۰۰	۰/۲۸۸	۱/۴۵	۰/۰	۰/۰
۸	COLA	۷۹/۶۳	۰/۲	۸۸۳۸۹۳۰	۰/۲۳۳	۱/۸۹	۰/۱۱۵	۳/۱۱
۹	DAV	۷۷/۴۷	۰/۱۶	۸۵۹۹۱۷۰	۰/۰۹۱	۰/۷۲	۰/۳۰۴	۸/۲۵
۱۰	ESK	۳۹/۱۳	۰/۱۴	۴۳۴۳۴۳۰	۰/۲۸۷	۱/۱۴	۰/۱۰۴	۲/۸۳
۱۱	INCN	۶۳/۰۲	۰/۱۶	۶۹۹۵۲۲۰	۰/۲۸۸	۱/۸۵	۰/۱۰۵	۲/۸۵
۱۲	KEV	۳۶/۳۷	۰/۱۶	۴۰۳۷۰۷۰	۰/۲۹	۱/۰۸	۰/۱۲۷	۳/۴۴
۱۳	KMBO	۳۶/۹۴	۰/۱۴	۴۱۰۰۳۴۰	۰/۳	۱/۱۳	۰/۱۰۸	۲/۹۳
۱۴	KONO	۳۴/۱۶	۰/۱۶	۳۷۹۱۷۶۰	۰/۲۸۷	۱	۰/۱۶۱	۴/۳۷
۱۵	LSZ	۵۲/۹۴	۰/۱۵	۵۸۷۶۳۴۰	۰/۲۷۹	۱/۵۱	۰/۰۱۷	۰/۴۶۱
۱۶	LVZ	۳۳/۶۲	۰/۱۵	۳۷۳۱۸۲۰	۰/۲۸۳	۰/۹۷	۰/۱۷۴	۴/۷۳
۱۷	MAJO	۷۱/۶۵	۰/۱۶	۷۹۵۳۱۵۰	۰/۲۸۲	۱/۱	۰/۱۱۹	۳/۲۵
۱۸	MBAR	۳۸/۲۵	۰/۱۷	۴۲۴۵۷۵۰	۰/۲۹۹	۱/۱۷	۰/۰۹۳۱	۲/۵۲
۱۹	MBWA	۸۹/۵۹	۰/۱۶	۹۹۴۴۴۹۰	۰/۲۲۶	۲/۰۷	۰/۱۵۴	۴/۱۸
۲۰	MSEY	۴۰/۵۸	۰/۱۱	۴۵۰۴۳۸۰	۰/۲۹۳	۱/۲۱	۰/۰۷۸	۲/۱۳
۲۱	PAB	۳۹/۸۱	۰/۱۲	۴۴۱۸۹۱۰	۰/۲۸۳	۱/۱۵	۰/۱۰۰	۲/۷۳
۲۲	PET	۷۴/۵۲	۰/۱۴	۸۲۷۱۷۲۰	۰/۲۶۵	۲/۰۲	۰/۱۴۳	۳/۹۰
۲۳	SACV	۶۴/۸۹	۰/۱۲	۷۲۰۲۷۹۰	۰/۲۵۴	۱/۶۸	۰/۰۶۳	۱/۷۳
۲۴	SUR	۷۱/۳۱	۰/۱۴	۷۹۱۵۴۱۰	۰/۲۹۷	۲/۱۶	۰/۱۷۸	۴/۶۶
۲۵	TATO	۶۴/۷۱	۰/۱۶	۷۱۸۲۸۱۰	۰/۲۷۵	۱/۸۲	۰/۰۹۸	۲/۶۸
۲۶	TSUM	۶۰/۴۵	۰/۱۲	۶۷۰۹۹۵۰	۰/۲۹۱	۱/۸	۰/۰۹۳	۲/۵۵
۲۷	ULN	۴۶/۳۵	۰/۱۸	۵۱۴۴۸۵۰	۰/۲۸۱	۱/۳۳	۰/۰۳۷	۱/۰۱۸

ادامه جدول (۲).

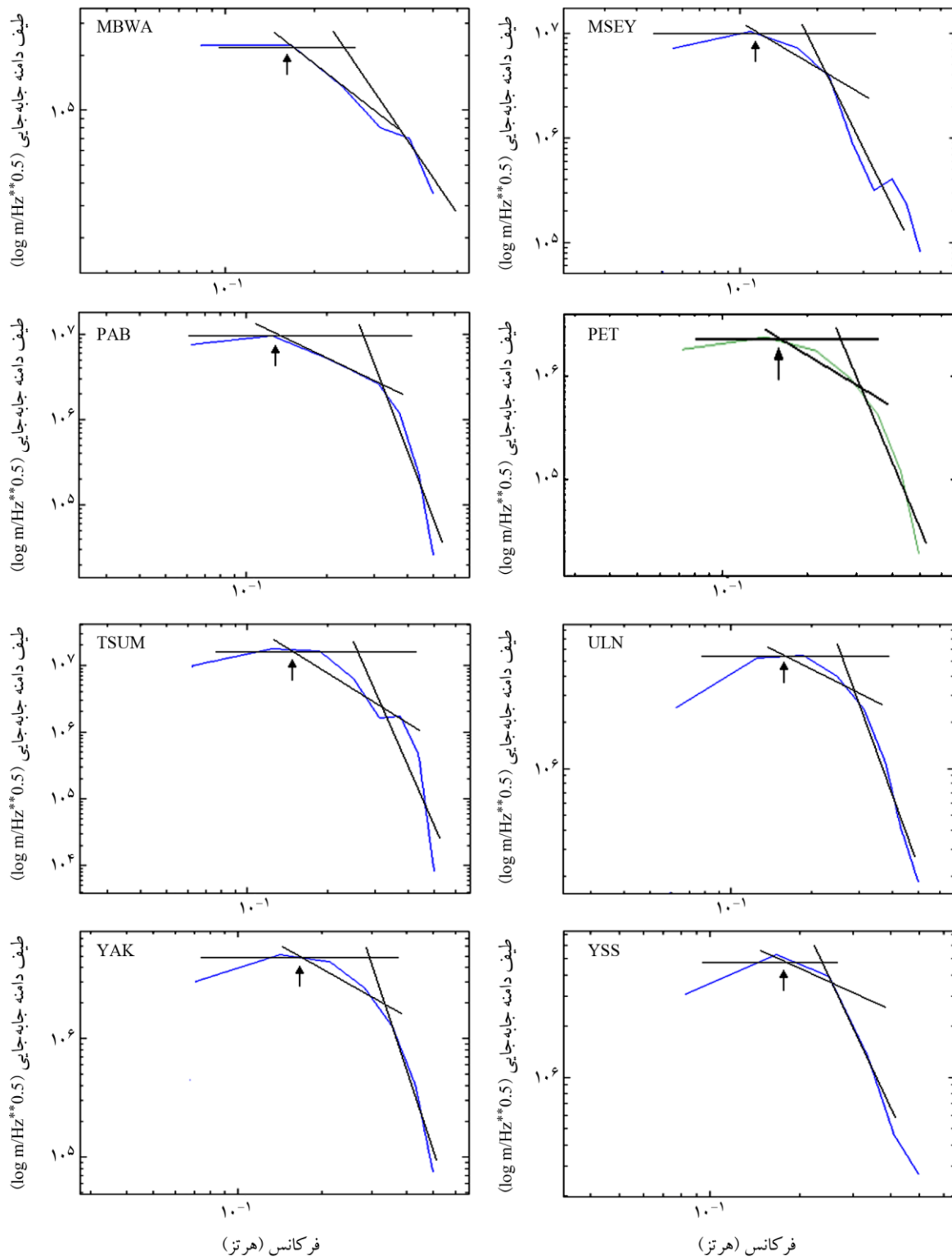
شماره	کد ایستگاه	فاصله (درجه)	فرکانس گوشه (هرتز)	فاصله (متر)	دامنه طیف (متر ثانیه)	گشتاور لرزه‌ای ($\times 10^{27}$) (دین - سانتی‌متر)	انحراف استاندارد	فاکتور خطا (%)
۲۸	YAK	۵۶/۸۱	۰/۱۴	۶۳۰۵۹۱۰	۰/۲۷۷	۱/۶۱	۰/۰۴۵	۱/۲۳
۲۹	YSS	۶۹/۴	۰/۱۶	۷۷۰۳۴۰۰	۰/۲۷۷	۱/۳۹	۰/۰۱۸	۰/۴۹
۳۰	CHTO	۴۹/۳۲	۰/۱۴	۵۴۷۴۵۲۰	۰/۲۴۴	۱/۲۳	۰/۰۷۱	۱/۹۳
۳۱	BFO	۳۰/۷۷	۰/۱۲	۳۴۱۵۴۷۰	۰/۲۷۲	۰/۸۵	۰/۲۳۲	۶/۳۰



شکل (۵): طیف دامنه در ایستگاه‌های ثبت‌کننده زلزله کورمانشاه، محل قرائت فرکانس گوشه با علامت پیکان مشخص شده است.



ادامه شکل (۵).



ادامه شکل (۵).

جابه جایی روی گسل به بیشترین مقدار می رسد. سه پارامتر τ_p ، τ_r و τ_i برای تابع چشمه این زمین لرزه در شکل (۶) با علامت فلش مشخص شده است.

مدت زمان گسیختگی^۸ به مدت زمانی گفته می شود که لغزش در یک نقطه روی گسل کامل می شود. به عبارت دیگر مدت زمانی است که دامنه موج به حد ماکزیمم می رسد و

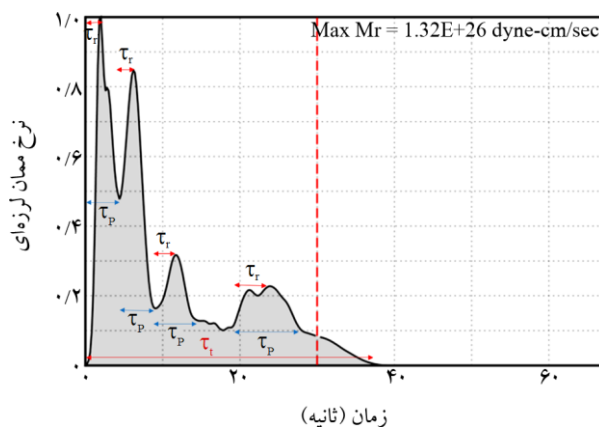
بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس، بدون گسلش سطحی هستند که دلیل آن می‌تواند ویژگی‌های خاص زمین‌شناسی یعنی وجود رسوبات تبخیری و نمکی بر روی سنگ کف (وجود لایه‌های نمکی سری هرمز در مرز پی سنگ و پوشش رسوبی رویی) باشد که از ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ و بریدگی پوسته در سطح مانع می‌کند و به همین علت به ندرت شاهد بریدگی‌های سطحی ناشی از زمین‌لرزه در پهنه زاگرس هستیم و دوره بازگشت چند صدساله برای زمین‌لرزه‌ها برآورد می‌شود. به دلیل وجود همین ساختار نمکی است که اندازه‌گیری گشتاور لرزه‌ای با استفاده از روش سینماتیکی امکان‌پذیر نیست، لذا مقدار گشتاور لرزه‌ای از روش دینامیکی تعیین گردیده است. مقدار میانگین گشتاور لرزه‌ای $1/45E+27$ دین - سانتی متر به دست آورده شده است و مقدار گشتاور لرزه‌ای برای این زمین‌لرزه در سایت دانشگاه هاروارد (Harvard CMT) برابر با $1/6E+27$ دین - سانتی متر می‌باشد که تفاوت اندک این دو مقدار، نشان‌دهنده دقت کافی در محاسبات است (مقادیر انحراف معیار و درصد خطا در جدول (۲) ارائه شده است).

بر اساس رابطه (۱۴) که توسط هیوسبای و میکلتویت [۱۵] ارائه شده، می‌توان فرکانس گوشه را نیز به روش سینماتیکی (بر اساس تابع زمانی کانون) محاسبه نمود؛ که در اینجا τ_p برابر ۵ ثانیه (گستره زمانی بزرگ‌ترین پالس تابع کانون) می‌باشد.

$$f_0 = 1 / \pi \tau_p \quad (14)$$

یک مقایسه اجمالی بین مقادیر محاسبه‌ای محاسبه شده فرکانس گوشه به روش دینامیکی (بر اساس داده‌های طیفی برابر $0/14$ هرتز) و روش سینماتیکی (بر اساس تابع زمانی کانون برابر $0/06$ هرتز) با مدل نظری آکی (برای زلزله $7/3$ ریشتری تقریباً $0/065$ هرتز) نشان می‌دهد مقدار محاسبه شده این پارامتر به روش سینماتیکی به مدل نظری آکی نزدیک‌تر است.

داده‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای نشان می‌دهد که بخش بیشتر استان کرمانشاه از نوع حوضه رسوبی - ساختاری زاگرس است و گستره استان کرمانشاه را می‌توان به دو زیر پهنه جدا تقسیم کرد



شکل (۶): تابع زمانی کانون برای زمین‌لرزه کرمانشاه ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷.

با توجه به رابطه (۵) و نمودار شکل (۶) مقدار محاسبه شده مدت زمان گسیختگی (بزرگ‌ترین پالس) $4/998$ ثانیه می‌باشد.

$$\begin{aligned} \delta t_1 &= 1.935 \text{ s} \\ \delta t_2 &= 3.225 \text{ s} \\ \delta t_3 &= 1.612 \text{ s} \end{aligned} \quad (11)$$

$$T_R = \left(\frac{1}{2} \right) 1.935 + 3.225 + \left(\frac{1}{2} \right) 1.612 = 4.998 \text{ s}$$

از طرفی، با توجه به رابطه تجربی (۱۳) که به کمک آن طول گسل مسبب حدوداً ۶۱ کیلومتر برآورد شده است مدت زمان گسیختگی بر اساس رابطه (۱۲) برابر $4/523$ ثانیه محاسبه شده است [۱۴]:

$$\begin{aligned} T_R &= L \left(\frac{1}{V_R} - \frac{\cos \theta}{V} \right) = \frac{L}{V} \left(\frac{V}{V_R} - \cos \theta \right) \\ V_R &= 3.4 \text{ km/s} \end{aligned} \quad (12)$$

$V = 4.2 \text{ km/s}$
که در آن θ آزیموت و برابر با 22 درجه می‌باشد و L مقدار تقریبی طول گسل مسبب می‌باشد که با استفاده از رابطه (۸) به دست می‌آید.

$$\begin{aligned} \log L &= 0.5M - 1.86 \quad 6 \leq M \leq 7.5 \\ M &= 7.3 \quad L = 61.659 \text{ km} \quad T_R = 4.523 \text{ s} \end{aligned} \quad (13)$$

۷- نتیجه‌گیری و بحث

کمر بند چین و تراستی زاگرس توسط زلزله‌های متعددی که عموماً بزرگای کمتر از ۷ و عمقی بین ۸ تا ۱۵ کیلومتر در پوسته بلورین بالایی قرار دارند تحت تأثیر قرار می‌گیرد.

10. Keilis-Borok, V.I. (1960) Investigation of the mechanism of earthquakes. *Sov. Res. Geophys.* (English Transl.) **4**, 29.
11. McCaffery, R., Abers, G., and Zwick, P. (1991) 'Inversion of teleseismic body waves'. In: *Digital Seismogram Analysis and Waveform Inversion* (Ed. By W.H.K. Lee), IASPEI Software Library, **3**, 81-166.
12. Langston, C.A. and Helmberger, D.V. (1975) A procedure for modeling shallow dislocation sources. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **42**, 117-130.
13. Archuleta, R.J., Cranswick, E., Mueller, C., and Spudich (1982) Source Parameters of the 1980 Mammuth Lakes, California, Earthquake Sequence. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 4595-4607.
14. Chung, W.Y. and Kanamori, H. (1980) Variations of seismic source parameters and stress drops within a descending slab and its implications in plate mechanics. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **23**, 134-159.
15. Husebye, E.S. and Mykkeltveit, S. (1980) Identification of Seismic Sources Earthquake or Underground Explosion. *Proceeding of the NATO Advanced study Institute Held at Voksenasen, Oslo, Norway*, 72-97.

واژه‌نامه

Source Time Function	۱- تابع زمان چشمه
Asperity	۲- ناهمواری
Barrier	۳- مرزی
Rising Portion	۴- لحظه فرایش
Ripples	۵- موجک‌ها
Point Source	۶- تک نقطه‌ای بودن کانون
Directivity	۷- جهت‌پذیری
Rise Time	۸- مدت زمان گسیختگی

که مرز بین آنها با گسل‌های مروارید و صحنه مشخص می‌شود. از آنجایی که لایه سست نمکی در اعماق زمین منطقه مورد مطالعه از شکستگی‌های سطحی جلوگیری می‌کند، در نتیجه اندازه‌گیری جابه‌جایی در سطح غیرممکن است بنابراین اندازه‌گیری گشتاور لرزه‌ای با استفاده از روش سینماتیکی (بر اساس اطلاعات زمین سطحی) امکان‌پذیر نیست و در خیلی از مناطق استفاده از روش سینماتیکی جواب نمی‌دهد، به همین منظور استفاده از روش دینامیکی ابزارای قوی و مطمئن برای تعیین گشتاور لرزه‌ای محسوب می‌شود.

مراجع

1. Berberian, M. (1976) *Contribution to the Seismotectonics of Iran (part II)*. Report No. 39, Geological Survey of Iran.
2. Nabavi, M.S. (1977) *Aspects of Seismic Behavior of Iran, Especially the Zagros Area*. Ph.D. Thesis, University London, London, 227p.
3. Stocklin, J. (1968a) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **52**, 1229-1258.
4. Berberian, M. (1995) Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, **241**, 193-224.
5. Aghanabati, S.A. (2005) *Geological of Iran*. Geological Survey of Iran, Ministry of Industries and Mines, Tehran, 45p. (In Persian).
6. Brune, J.N. (1971) Correction (to Brune, 1970). *Journal of Geophys. Res.*, **76**, 5002.
7. Aki, K. (1967) Scaling Law of Seismic Spectrum. *Journal of Geophy. Res.*, **72**(4).
8. Haskell, N. (1966) Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, 2, A statistical source model. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 125-140.
9. Hanks, T.C. and Wyss, M. (1972) The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 561-589.

Evaluation of Dynamic and Kinematic Parameters of November 12, 2017 Sarpol-e Zahab Earthquake in Zagros Region

Nahid Aghmioni Khodi¹ and Mehdad Mostafazadeh^{2*}

1. M.Sc. Graduate, Seismology Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran
2. Assistant Professor, Seismology Research Centre, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran, *Corresponding Author, email: mehrdad@iiees.ac.ir

The Zagros fold Thrust belt is approximately 1,500 to 1,600 km long and 200 to 300 km wide, formed from western Iran to the Strait of Hormuz under the influence of the convergence of the Arabian and Eurasian plateaus. The faults in this belt are mainly parallel to the folds and are of the thrust type with slopes to the north to the northeast. The Zagros zone is divided into five units based on morpho-tectonic, seismic, and structural data, and it is separated by deep faults called the High Zagros Fault (HZF), Mountain Front Fault (MFF), Zagros Foredeep Fault (ZFF), Main Zagros Reverse Fault (MZRF) and Kazerun Fault (KF). The earthquake of November 12, 2017, which occurred in the Zagros region near to Iran-Iraq border ($M_w = 7.3$), is the only earthquake with a magnitude of more than 7 recorded in the northwestern part of the Zagros Thrust Zone (ZTZ). The largest earthquake in the region near the source of the recent earthquake was the January 11, 1967 earthquake ($M = 6.1$), located about 100 km south of the epicenter of the 2017 earthquake. The closest city to the epicenter of the recent earthquake is the city of Azgeleh with a distance of approximately 5 km. The depth of the earthquake was also reported to be about 11 km. In this study, using seismic data recorded in the Global Digital Seismic Network (GDSN), the seismic moment of this earthquake was calculated using the Kelis-Borok method and its average value obtained was $1.45E+27$ dyne-cm. According to the source time function of this earthquake and obtaining the peak value of the rise time, duration of the most fracturing and fall time, the total rupture time is calculated that is 4.998 seconds.

Keywords: Source Time Function, Seismic Moment, Sarpol-e Zahab, Zagros.