

سازوکار گسله پیشانی کوهستان (MFF) زاگرس در طول جغرافیایی ۴۶ تا ۴۸/۵ درجه شرقی

ستوده محمدنیا^۱، محمدرضا عباسی^۲، غلام جوان دلویی^{۳*}، و محسن ازقندی^۴

^۱دانش آموخته کارشناسی ارشد زلزله شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۲دانشیار، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۳استادیار، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۴دانشجوی دکتری ژئوفیزیک - زلزله شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۲۸، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۲۲)

چکیده

زمین ساخت زاگرس به خاطر پوشش لایه‌های نمک در پوسته به گونه‌ای است که حتی زمین‌لرزه‌های بزرگ نیز به ندرت به صورت گسیختگی به سطح می‌رسند و رخنمون دارند. از این رو عوارض گسله‌های فعال به آسانی امکان‌پذیر نیست. مناسب‌ترین روش مطالعه گسله‌ها در این گونه موارد استفاده از تکنیک‌های زلزله‌شناسی است. از اهداف مهم مشترک زلزله‌شناسان و زمین‌شناسان پی بردن به سازوکار گسله‌ها و شناخت گسله مسبب زمین‌لرزه است. از این رو حل سازوکار کانونی به روش‌های مختلفی در مناطق گوناگون انجام می‌گیرد. در این مطالعه با روش شبیه‌سازی شکل موج اقدام به حل سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها در پهنه گسله پیشانی کوهستان شده است و به دنبال آن با روش برگردان حل‌های صورت گرفته به حل و بررسی وضعیت تنش و شناخت صفحات گسلی منطقه پرداخته شده است. برای تعیین میزان صحت و درستی سازوکارهای کانونی به دست آمده از روش پلاریته (اولین رسید موج) نیز استفاده شده است. روندهای غالبی که به عنوان صفحه گسلی همخوان با تانسور تنش انتخاب شده است به دو دسته خاوری-باختری و شمال باختری تقسیم‌بندی شده‌اند. آن دسته از روندهای خاوری-باختری با شیب رو به شمال همخوان با گسله پیشانی کوهستان هستند. همین روندها با شیب رو به جنوب در این منطقه تاکنون به نقشه در نیامده است. روندهای خاوری-باختری خود به دو دسته پر شیب دارای مؤلفه افقی بیشتر و کم‌شیب با مؤلفه شاقولی بیشتر تقسیم شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سازوکار کانونی، مدل‌سازی شکل موج، وضعیت تنش، گسله پیشانی کوهستان، زاگرس

۱ مقدمه

قرار گرفتن ایران در یکی از مناطق لرزه خیز جهان و احتمال وقوع زلزله‌های شدید در همه نقاط کشور، شناخت سرشت لرزه‌ای ایران را از دیدگاه لرزه‌خیزی با اهمیت ساخته است. تحلیل داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد که ایران به‌طور متوسط هر پنج سال زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۶/۵ ریشتر را تجربه می‌کند (عبادی و همکاران، ۱۳۸۹). نوار چین‌خورده - راندگی زاگرس که یکی از جوان‌ترین و فعال‌ترین کوهزاد کره زمین است، بخشی از کمربند آلپ- هیمالیا را تشکیل می‌دهد (اسنادر و برازنگی، ۱۹۸۶). نوار چین‌خورده زاگرس در نتیجه‌ی یک برخورد قاره‌ای - قاره‌ای به‌وجود آمده است (علوی ۱۹۹۴، بربریان ۱۹۹۵) که از جنوب شرق ترکیه تا جنوب ایران کشیده شده است.

زاگرس یکی از مناطق لرزه‌خیز ایران است و گسله‌های بسیار زیادی در برگرفته است. تعدادی از این گسله‌های مهم عبارتند از: گسله اصلی عهد حاضر زاگرس، گسله معکوس اصلی زاگرس، گسله زاگرس مرتفع، و گسله پیشانی کوهستان. از میان تمامی گسله‌هایی که در منطقه زاگرس واقع شده‌اند گسله پیشانی کوهستان (MMF) یکی از گسله‌های فعال است. این گسله توسط فالکون (۱۹۶۱)، به‌عنوان خمیدگی پیشانی کوهستان (Mountain Front Flexural) معرفی شده است و مرز جنوبی کمربند ساده چین‌خورده زاگرس را تشکیل می‌دهد. این راندگی، کور و قطعه‌قطعه با خصوصیات ساختاری، توپوگرافی، زمین‌ریخت‌شناسی و لرزه‌زمین‌ساختی خاص است. گسله پیشانی کوهستان ترکیبی از قطعات رانده ناپیوسته با طول‌های ۱۵ تا ۱۱۵ کیلومتر می‌باشد که طول کلی آن در ایران ۱۳۵۰ کیلومتر است. قطعات گسله موجود در عمق به همراه چین‌های نامتقارن سطحی مرتبط با آنها توسط شکاف‌ها (gaps) و پله‌ای شدن‌ها (steps)، در عوارض توپوگرافی و

ریخت‌زمین‌ساختی سطحی از یکدیگر جدا گشته‌اند (بربریان، ۱۹۹۵). وجود شواهد زمین‌شناسی بر پایه موقعیت کنونی سازند ائوسن - الیگوسن آسماری فوقانی که از اطلاعات چینه‌شناسی، لرزه‌ای و چاه‌های حفاری شده حاصل شده‌اند، جابه‌جایی قائم بیش از شش کیلومتر را در طول این راندگی به اثبات می‌رساند (فالکون، ۱۹۷۴؛ هابر، ۱۹۷۷). در اثر حرکت قائم گسله پیشانی کوهستان، لبه جنوبی کمربند ساده چین‌خورده به‌ویژه در طول گسله پیشانی کوهستان زیرین، بالا آمده و چین‌های سطحی نامتقارن جلویی روی آن قرار گرفته‌اند. این گسله توسط گسله عرضی و فعال کازرون - برازجان به میزان ۱۴۰ کیلومتر به‌صورت راست‌گرد، جابه‌جا گشته است (بربریان، ۱۹۹۵).

بعد از وقوع زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۴/۰۸/۱۸ مورموری اهمیت بررسی بخشی از گسله پیشانی کوهستان بیش‌ازپیش مورد توجه قرار گرفته است زیرا با تعیین مکان این زمین‌لرزه مشاهده می‌شود که رومرکز این زمین‌لرزه منطبق بر گسله‌های فعال منطقه طبق نقشه‌ی گسله‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) قرار نگرفته است. پس سؤالی که در اینجا مطرح می‌شود این است که گسله مسبب زمین‌لرزه‌ی مورموری چه گسله‌ای است؟ از آنجایی که رومرکز این زمین‌لرزه میان پهنه گسلی بالارود و گسله پیشانی کوهستان قرار گرفته است می‌توان پهنه گسلی بالارود و یا گسله پیشانی کوهستان را مسبب این زمین‌لرزه دانست. در این مقاله با حل سازوکارهای رویدادهای مهم به دو روش و مقایسه آنها با سازوکارهای معتبر دیگر پاسخی نیز به این سؤال داده خواهد شد. با روش برگشتی گسله مربوطه از دیدگاه سازوکار و هندسه مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

پهنه گسلی بالارود با توجه به نقشه گسله‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) با روند عمومی خاوری - باختر (ESE-WNW) و آرایش ناپیوسته و

شناسایی فاز لرزه‌ای و اندازه‌گیری زمان ورود آنها و همچنین شناخت ساختار سرعتی بین کانون زمین‌لرزه و ایستگاه لرزه‌ای است (لی و والاس، ۱۹۹۵). از آنجایی که تعدادی از زمین‌لرزه‌ها به‌درستی و دقیق تعیین محل نشده بودند بنابراین شکل موج ثبت شده تعدادی از زمین‌لرزه‌ها در شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مستقر در منطقه دهلران با سایر شبکه‌های لرزه‌نگاری کشوری تلفیق و تعیین محل مجدد گردید که اطلاعات جدید از مشخصات رویدادها در مطالعه حاضر مورد استفاده قرار گرفته است. در هنگام وقوع زمین‌لرزه تشخیص سازوکار گسله مسبب و تنش‌های منطقه‌ای به وجود آورنده‌ی آن از اهمیت بسیار زیادی برخوردار هستند که برای تعیین این مسائل از سازوکار کانونی زمین‌لرزه استفاده می‌شود. برای محاسبه سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها روش‌های متعددی وجود دارد در بعضی از زمین‌لرزه‌ها که گسلش سطحی وجود دارد زمین‌شناسان با مشاهده مستقیم می‌توانند به سازوکار کانونی زمین‌لرزه پی ببرند اما در مناطقی مانند زاگرس به‌خاطر پوشش رسوبی خاصی که در منطقه وجود دارد معمولاً زمین‌لرزه‌ها گسلش سطحی ندارند و زمین‌شناسان ناچار به استفاده از روش‌های زلزله‌شناسی خواهند بود. همین مسئله می‌تواند دلیلی بر توجه و اهمیت روش‌های زلزله‌شناسی برای به دست آوردن سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در دهه‌های اخیر باشد. برای به دست آوردن سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها روش‌های متفاوتی وجود دارد که در این مقاله برای به دست آوردن سازوکارها در ابتدا با روش مدل‌سازی شکل موج سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها تعیین شده است. سپس برای تعیین صحت سازوکارهای به‌دست‌آمده از روش پلاریته (اولین رسید موج) نیز کمک گرفته شده است. سازوکار کانونی بعضی از زمین‌لرزه‌ها نیز توسط CMT گزارش شده است که در این حالت مقایسه بین سه حالت انجام می‌شود.

حرکت چپ‌گرد حد شمال غربی فروافتادگی دزفول را تشکیل می‌دهد. عملکرد این پهنه گسلی باعث خمش محور برخی از طاق‌دیس‌ها مثل طاق‌دیس کوه سیاه شده است. در طول این پهنه گسلی، گسله پیشانی کوهستان (MFF) حدود 120 Km جابه‌جایی در امتداد گسله چپ-گرد بالارود نشان می‌دهد (بربریان، ۱۹۹۵؛ بهرودی و کوی، ۲۰۰۳).

با شناخت سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها اطلاعات زیادی در مورد سازوکار گسل مسبب می‌توان به دست آورد. اگر تعداد سازوکارهای حل شده به‌اندازه کافی باشد روند غالب سازوکارها را به منطقه مورد مطالعه می‌توان نسبت داد. به دست آوردن سازوکارهای کانونی در زلزله‌شناسی با روش‌های متعددی می‌تواند محاسبه شود. دو روش در این پژوهش برای به دست آوردن سازوکارهای کانونی استفاده شده است. یکی از روش‌ها مدل‌سازی شکل موج با استفاده از مجموعه نرم‌افزاری ایزولا و دیگری روش پلاریته (قطبش اولین رسید موج لرزه‌ای) است. در پژوهش پیش رو از هر دو روش یاد شده بهره گرفته شده است.

۲ روش تحقیق

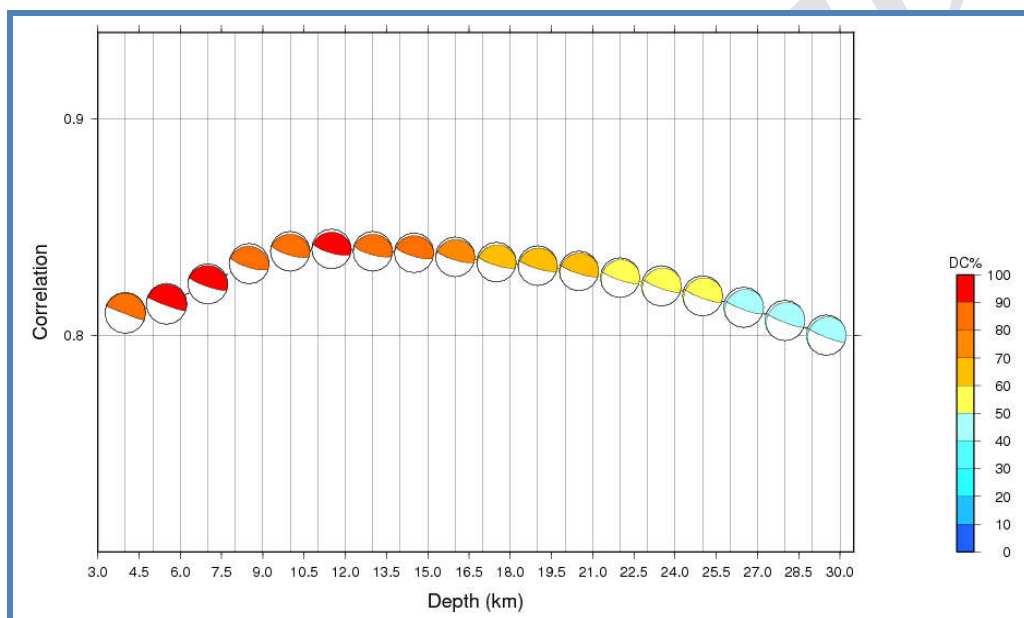
در این پژوهش از داده‌های یک شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه مشتمل بر چهارده ایستگاه کوتاه دوره و داده‌های مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران پس از تلفیق استفاده شده است. در این راستا زمین‌لرزه مورد بررسی قرار گرفته است که در طول جغرافیایی ۴۶ تا ۴۸/۵ درجه و عرض جغرافیایی ۳۲ تا ۳۴ درجه قرار گرفته‌اند. یکی از مهم‌ترین وظایف در زلزله‌شناسی مشاهده‌ای تعیین محل منابع لرزه‌ای است. این کار شامل تعیین مختصات کانون زمین‌لرزه و زمان وقوع منبع است. به‌طورکلی تعیین محل منبع نیازمند

جابه‌جایی تبدیل شد. برای به دست آوردن سازوکارها با این روش از مدل سرعتی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استفاده شده است. مدل سرعتی استفاده شده در این پژوهش در جدول ۱ نشان داده شده است. بعد از به دست آوردن سازوکارها با روش مدل‌سازی شکل موج برای تعیین میزان صحت این سازوکارها از روش پلاریته (اولین رسید موج) نیز استفاده شده است. سازوکارهای حاصل از روش پلاریته بر این اساس است که پلاریته موج P رسیده از ایستگاه‌های لرزه‌ای مختلف و از جهت‌های متفاوت زمین‌لرزه باهم فرق می‌کند. اولین رسید موج P می‌تواند به صورت فشارشی (حرکت اولیه مواد به سمت ایستگاه، حرکت رو به بالا در ایستگاه) یا به صورت انبساطی (حرکت اولیه مواد دور از ایستگاه، حرکت رو به پایین) باشد (لی و والاس، ۱۹۹۵). بعد از اینکه ایستگاه‌های مناسب برای این روش جدا شد اولین رسید موج P برای ایستگاه‌ها با توجه به اینکه بالا یا پایین بوده مشخص می‌شود. برای تعیین سازوکارها به روش پلاریته برای تمامی زمین‌لرزه‌ها حداقل از ۱۷ فاز لرزه‌ای و پلاریته آنها استفاده شده است تا بهترین صفحه ممکن به دست آید. به کمک نرم‌افزار بهترین صفحه‌ای که می‌تواند از بین این نقاط فشاری یا انبساطی عبور کند، انتخاب می‌شود. بعد از محاسبه سازوکارها با روش پلاریته و روش مدل‌سازی شکل موج از آنجایی که مرکز لرزه‌نگاری دانشگاه هاروارد با روش سنتروئید تانسور گشتاور (CMT) اقدام به محاسبه و گزارش سازوکار برخی از زمین‌لرزه‌ها می‌نماید از آن به‌عنوان مقایسه استفاده شده است. به‌عنوان نمونه نتایج حاصل از روش مدل‌سازی شکل موج برای زمین‌لرزه‌ای که در تاریخ ۲۰۱۴/۰۹/۲۸ به وقوع پیوسته است در شکل‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است.

یکی از مسائلی که به هنگام وقوع زمین‌لرزه نیاز به اطلاع از آن وجود دارد شناخت دقیق پارامترهای چشمه لرزه‌ای است. معمولاً با استفاده از چند ثانیه اول نگاهت‌ها اطلاعات مهمی می‌توان به دست آورد که این اطلاعات شامل محل و حل صفحه‌ی کانونی است اما برای به دست آوردن جزئیات هنگام وقوع زمین‌لرزه، باید تمام نگاهت را مورد بررسی قرار داد. یکی از روش‌های زلزله‌شناسی که برای به دست آوردن جزئیات زمین‌لرزه‌ها مانند عمق کانونی و گشتاور لرزه‌ای در این مقاله مورد استفاده قرار گرفته است روش مدل‌سازی شکل موج به‌منظور محاسبه تانسور گشتاور لرزه‌ای است. هسته اصلی این روش بر اساس واهمامیخت تکراری کیکوچی و کاناموری (۱۹۹۱) است که برای تعیین پارامترهای چشمه‌ی زمین‌لرزه در فواصل دور لرزه‌ای به کار رفته است. مدل‌سازی شکل موج با نرم‌افزار ایزولا توسط زهرادنیک و همکاران (۲۰۰۵) با استفاده از محاسبه کامل تابع گرین با روش عدد موج گسسته (بوشون، ۱۹۸۱) برای فواصل محلی و منطقه‌ای گسترش داده شده است. در این روش برای وارون‌سازی خطی تانسور گشتاور در حوزه زمان از شکل موج کامل داده‌های منطقه‌ای استفاده می‌شود. قبل از شروع کار با نرم‌افزار ایزولا از آنجایی که فرمت داده‌های مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بر حسب نانومتريکس، SEGY بوده است ابتدا فرمت آنها را به ساین تغییر داده و با داده‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله تلفیق شده‌اند که در تعیین سازوکار کانونی به روش پلاریته موج P از آنها به‌صورت هم‌زمان استفاده شود. سپس داده‌ها به فرمت SAC تبدیل فرمت شده‌اند تا برای انتقال به نرم‌افزار ایزولا آماده شوند. با اعمال تصحیح دستگاهی روی لرزه‌نگاشت‌های سرعت و با انتخاب فیلتر مناسب میان‌گذر برای مثال در محدوده‌ی ۰/۰۱ تا ۰/۱ هرترز، مورد استفاده قرار می‌گیرد. لرزه‌نگاشت سرعت به

برای مقایسه، سازوکارهای حل شده از دو روش مدل‌سازی شکل موج و روش پلاریته و سازوکارهایی که توسط CMT دانشگاه هاروارد و IRSC مؤسسه ژئوفیزیک گزارش شده‌اند را در شکل‌های ۳، ۴ و ۵ به تصویر درآورده‌ایم. شایان ذکر است که فقط ۲۰ زمین‌لرزه از ۳۱ زمین‌لرزه مطالعه حاضر در گزارش CMT و IRSC ارائه شده است. خلاصه نتایج در جدول ۲ آورده شده است.

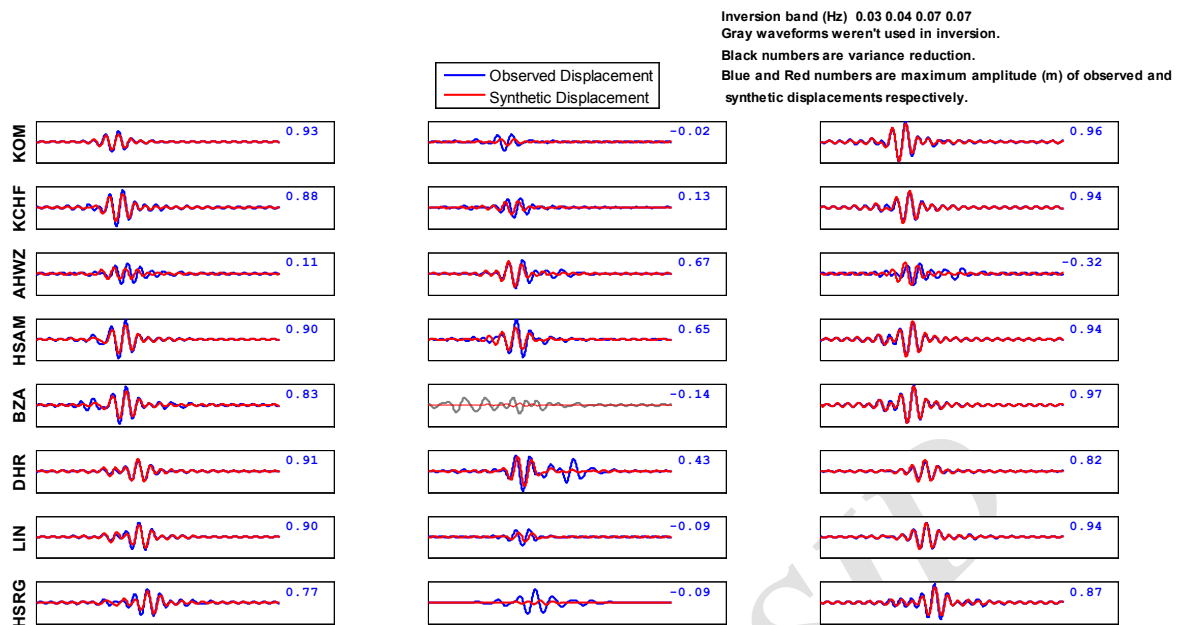
همان‌طور که در شکل‌های ۱ و ۲ مشاهده می‌شود میزان برازش شکل موج واقعی با شکل موج شبیه‌سازی انجام شده بسیار خوب است به طوری که این انطباق برای ۱۶ مؤلفه از ۲۴ مؤلفه بیشتر از ۰/۵ می‌باشد. این امر در کیفیت تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه ۲۸/۰۹/۲۰۱۴ و همبستگی مشاهده شده در شکل ۱ تأثیرگذار بوده است. تمامی سازوکارهایی که به روش مدل‌سازی شکل موج به دست آمده‌اند از چنین انطباق خوبی برخوردارند.



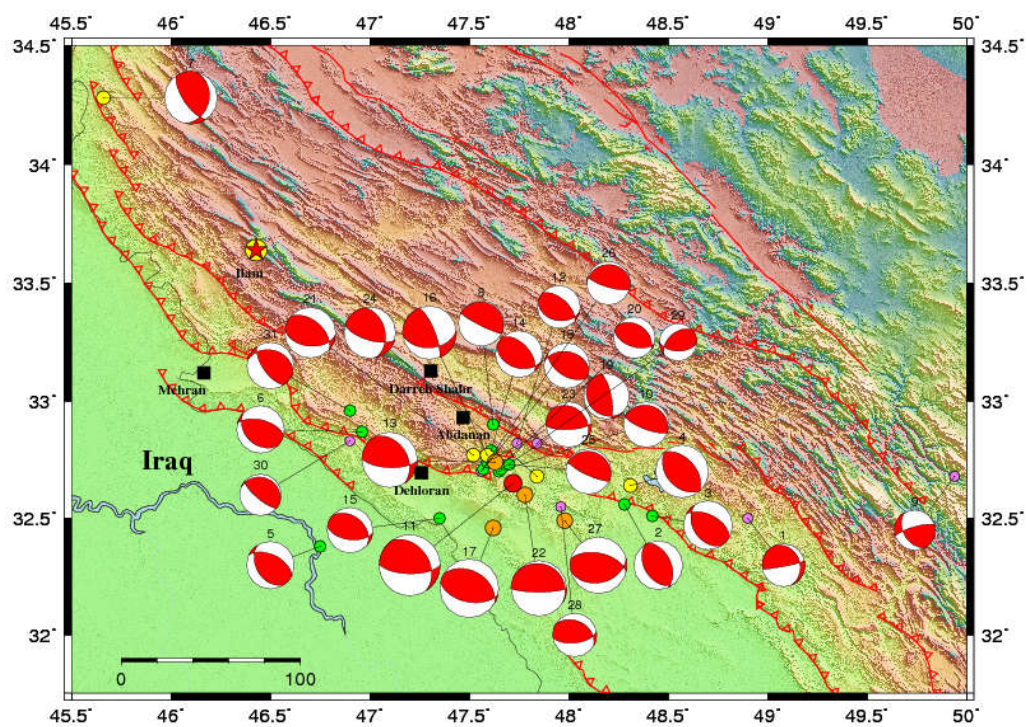
شکل ۱. میزان همبستگی سازوکار کانونی حل شده با عمق ستروئید برای زمین‌لرزه ۲۸/۰۹/۲۰۱۴.

جدول ۱. مدل سرعتی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای منطقه ایلام (که از پردازش پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۶/۲ ریشتری ۲۰۱۴/۸/۱۸ مورموری ایلام ثبت شده در چهارده ایستگاه لرزه‌نگاری موقت حاصل شده است).

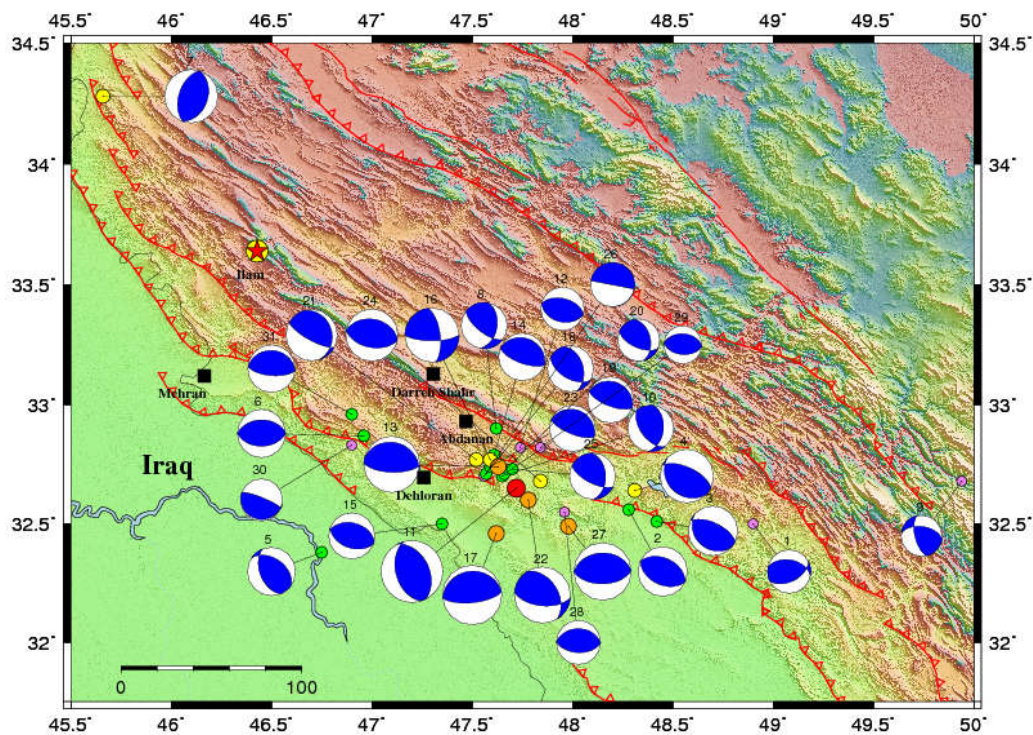
IIIES_ILAM crustal model					
Depth (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Rho (gr/cm**3)	Qp	Qs
0	5.31	2.983	2.780	600	300
5	5.74	3.224	2.880	600	300
13	5.98	3.359	2.960	600	300
18	6.50	3.652	3.000	600	300
46	8.05	4.522	3.310	600	300
72	8.10	4.551	3.320	600	300



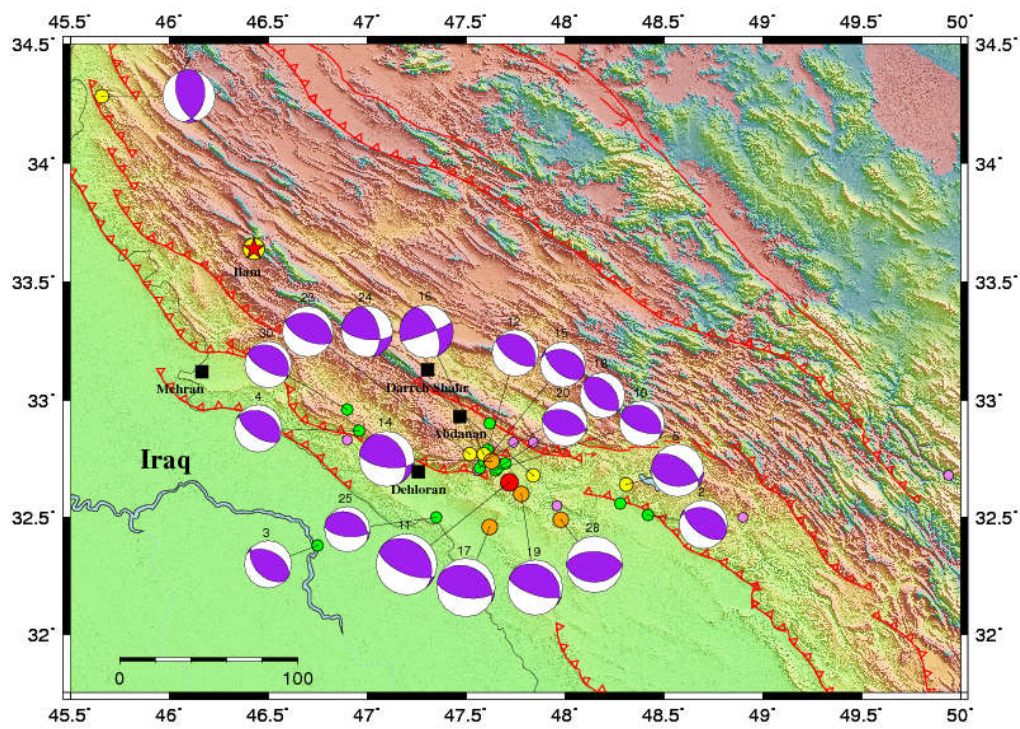
شکل ۲. میزان برازش شکل موج‌های واقعی با شبیه‌سازی شده برای زمین‌لرزه ۲۸/۰۹/۲۰۱۴.



شکل ۳. سازوکارهای کانونی حل شده به روش مدل‌سازی شکل موج برای زمین‌لرزه‌های جدول ۲.



شکل ۴. سازوکارهای کانونی حل شده به روش پلاریته برای زمین‌لرزه‌های جدول ۲.



شکل ۵. سازوکارهای کانونی گزارش شده توسط دانشگاه هاروارد به روش CMT برای ۲۰ رویداد جدول ۲.

جدول ۲. مشخصات سازوکارهای کانونی حل شده با دو روش مدل‌سازی شکل موج و پلاریته در پژوهش حاضر و مقایسه برخی از آنها با گزارش CMT و

IRSC

شماره	تاریخ	زمان وقوع	عرض شمالی (درجه)	طول شرقی (درجه)	بزرگی	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	روش حل
۱	۲۰۰۸/۰۶/۰۳	۹:۲۱:۵۲	۳۲/۵	۴۸/۹	۴/۳	۷۱	۸۸	۶۵	مدل‌سازی
						۶۳	۵۱	۶۳	پلاریته
۲	۲۰۱۰/۰۱/۱۶	۲۰:۲۳:۳۸	۳۲/۵۶	۴۸/۲۸	۴/۳	۱۴۸	۴۳	۸۴	مدل‌سازی
						۱۱۵	۴۵	۹۰	پلاریته
۲	۲۰۱۰/۰۲/۲۳	۷:۲۸:۰۲	۳۲/۵۱	۴۸/۴۲	۴/۹	۲۹۸	۵۴	۷۲	مدل‌سازی
						۲۹۵	۶۳	۸۲	پلاریته
۴	۲۰۱۰/۰۲/۲۳	۱۰:۲۵:۵۵	۳۲/۶۴	۴۸/۳۱	۵/۳	۲۸۶	۳۳	۷۲	CMT
						۳۱۸	۴۹	۹۰	مدل‌سازی
۴	۲۰۱۰/۰۲/۲۳	۱۰:۲۵:۵۵	۳۲/۶۴	۴۸/۳۱	۵/۳	۳۰۴	۴۵	۶۴	پلاریته
						۳۰۷	۵۵	۱۱۱	CMT
۵	۲۰۱۲/۰۲/۲۸	۲۳:۱۸:۴۹	۳۲/۳۸	۴۶/۷۵	۴/۸	۲۹۶	۵۳	۷۰	مدل‌سازی
						۲۶۹	۴۴	۸۹	پلاریته
۵	۲۰۱۲/۰۲/۲۸	۲۳:۱۸:۴۹	۳۲/۳۸	۴۶/۷۵	۴/۸	۲۹۸	۴۵	۷۸	CMT
						۲۸۵	۵۸	۷۴	مدل‌سازی
۶	۲۰۱۲/۰۳/۰۸	۱۸:۲۱:۳۸	۳۲/۸۷	۴۶/۹۶	۴/۸	۱۹	۳۸	۹۰	پلاریته
						۲۹۴	۳۰	۸۱	CMT
۷	۲۰۱۳/۱۱/۲۴	۱۸:۰۵:۴۳	۳۴/۲۸	۴۵/۶۶	۵/۳	۱۲	۳۱	۱۳۱	مدل‌سازی
						۱۲۸	۶۶	۵۱	پلاریته
۷	۲۰۱۳/۱۱/۲۴	۱۸:۰۵:۴۳	۳۴/۲۸	۴۵/۶۶	۵/۳	۱۳	۴۱	۱۱۶	CMT
						۲۷	۴۴	۱۴۰	IRSC
۸	۲۰۱۳/۱۲/۲۸	۲۲:۵۶:۳۳	۳۲/۹	۴۸/۶۲	۴/۶	۱۱۷	۸۲	۹۰	مدل‌سازی
						۱۲۸	۶۶	۵۱	پلاریته
۹	۲۰۱۴/۰۲/۲۰	۴:۱۸:۳۶	۳۲/۶۸	۴۹/۹۴	۴/۱	۲۵۴	۷۷	۴۷	مدل‌سازی
						۲۷۸	۵۳	۳۳	پلاریته
۹	۲۰۱۴/۰۲/۲۰	۴:۱۸:۳۶	۳۲/۶۸	۴۹/۹۴	۴/۱	۱۱۱	۷۳	۹۰	مدل‌سازی
						۱۴۳	۵۵	۶۰	پلاریته
۱۰	۲۰۱۴/۰۸/۱۷	۱۴:۴۷:۲۰	۳۲/۷۰	۴۷/۶۵	۴/۶	۱۱۱	۶۲	۸۰	CMT
						۱۱۵	۷۲	۸۹	IRSC
۱۰	۲۰۱۴/۰۸/۱۷	۱۴:۴۷:۲۰	۳۲/۷۰	۴۷/۶۵	۴/۶	۳۲۶	۳۷	۱۳۸	مدل‌سازی
						۳۳۱	۴۵	۹۸	پلاریته
۱۱	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۲:۳۲:۰۶	۳۲/۶۵	۴۷/۷۲	۶/۱	۳۱۷	۲۷	۱۱۱	CMT
						۳۲۰	۳۲	۱۲۱	IRSC
۱۲	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۴:۳۹:۳۲.۱	۳۲/۸۲	۴۷/۷۴	۴/۳	۱۰۳	۳۵	۶۷	مدل‌سازی
						۱۰۵	۳۹	۹۰	پلاریته
۱۲	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۴:۳۹:۳۲.۱	۳۲/۸۲	۴۷/۷۴	۴/۳	۹۲	۶۷	۶۰	مدل‌سازی
						۱۰۴	۶۹	۹۰	پلاریته
۱۳	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۵:۲۵:۵۱.۳	۳۲/۷۴	۴۷/۶۳	۵/۶	۹۸	۶۵	۶۰	CMT
						۹۸	۵۹	۵۵	IRSC

ادامه جدول ۲.

شماره	تاریخ	زمان وقوع	عرض شمالی (درجه)	طول شرقی (درجه)	بزرگی	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	روش حل
						۱۰۹	۴۵	۶۷	مدل سازی
۱۴	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۸:۰۵:۲۷.۹	۳۲/۷۹	۴۷/۶۱	۴/۷	۱۱۱	۶۵	۹۰	پلاریته
						۱۲۴	۶۲	۸۹	CMT
						۱۱۱	۴۳	۷۴	IRSC
						۳۱۰	۳۹	۱۱۶	مدل سازی
۱۵	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۱۱:۰۱:۳۷	۳۲/۵	۴۷/۳۵	۴/۶	۲۸۳	۴۴	۸۴	پلاریته
						۳۰۰	۲۹	۱۱۱	CMT
						۸۶	۴۳	۲۴	مدل سازی
						۹۰	۷۳	۴۳	پلاریته
۱۶	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۱۱:۵۱:۳۵	۳۲/۷	۴۷/۵۹	۵/۴	۷۰	۸۳	۳۱	CMT
						۷۵	۴۲	۲۵	IRSC
						۱۰۲	۵۱	۷۹	مدل سازی
						۸۴	۶۹	۹۰	پلاریته
۱۷	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۱۸:۰۸:۲۳	۳۲/۴۶	۴۷/۶۲	۵/۹	۹۹	۶۲	۸۰	CMT
						۹۷	۴۲	۶۸	IRSC
						۱۲۴	۵۴	۱۰۴	مدل سازی
						۱۲۰	۵۵	۶۰	پلاریته
۱۸	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۱۸:۵۴:۵۸	۳۲/۷۱	۴۷/۵۷	۴/۶	۱۳۰	۵۷	۱۰۴	CMT
						۱۳۳	۲۰	۵۷	مدل سازی
						۱۱۱	۶۸	۹۰	پلاریته
						۱۲۶	۴۷	۵۹	CMT
۱۹	۲۰۱۴/۰۸/۱۸	۲۱:۴۴:۲۹	۳۲/۷۴	۴۷/۵۹	۴/۶	۱۲۶	۴۷	۵۹	CMT
						۱۲۶	۳۰	۶۵	IRSC
						۱۰۹	۵۳	۸۰	مدل سازی
						۱۱۴	۶۰	۵۵	پلاریته
۲۰	۲۰۱۴/۰۸/۱۹	۱۰:۳۲:۵۳	۳۲/۷۳	۴۷/۶۷	۴/۲	۹۶	۴۵	۶۴	مدل سازی
						۱۱۹	۷۴	۷۲	پلاریته
						۱۱۶	۶۱	۹۳	CMT
						۱۰۵	۴۶	۷۴	IRSC
۲۱	۲۰۱۴/۰۸/۱۹	۲۱:۳۲:۱۶	۳۲/۷۷	۴۷/۵۲	۵/۱	۹۰	۷۹	۸۳	مدل سازی
						۹۶	۵۹	۵۷	پلاریته
						۱۰۹	۶۹	۸۲	CMT
						۱۱۵	۷۷	۸۸	IRSC
۲۲	۲۰۱۴/۰۸/۲۰	۱۰:۱۴:۱۶	۳۲/۶	۴۷/۷۸	۵/۶	۸۷	۷۱	۷۳	مدل سازی
						۱۱۲	۷۱	۹۰	پلاریته
						۱۰۱	۴۶	۸۲	CMT
						۱۳۳	۷۴	۱۰۴	IRSC
۲۳	۲۰۱۴/۰۸/۲۲	۱۰:۴۰:۰۰	۳۲/۷۱	۴۷/۶۶	۴/۶	۱۰۷	۶۷	۵۶	مدل سازی
						۱۰۱	۵۱	۹۰	پلاریته
						۹۸	۶۶	۴۳	CMT
						۱۰۵	۶۱	۵۱	IRSC
۲۴	۲۰۱۴/۰۸/۲۳	۲۰:۰۵:۲۰	۳۲/۶۸	۴۷/۸۴	۵/۲				

ادامه جدول ۲.

شماره	تاریخ	زمان وقوع	عرض شمالی (درجه)	طول شرقی (درجه)	بزرگی	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	روش حل
۲۵	۲۰۱۴/۰۸/۲۵	۶:۰۱:۳۶	۳۲/۷۳۵	۴۷/۷۰	۴/۶	۱۱۵	۷۷	۹۱	مدل سازی
						۱۱۷	۶۶	۵۲	پلاریته
۲۶	۲۰۱۴/۰۹/۲۸	۰۰:۰۰:۴۰	۳۲/۷	۴۷/۵۶	۴/۴	۱۰۷	۷۵	۹۵	مدل سازی
						۱۰۱	۹۰	۷۴	پلاریته
۲۷	۲۰۱۴/۱۰/۱۵	۱۳:۳۵:۵۵	۳۲/۴۹	۴۷/۸۴	۵/۷	۷۷	۳۸	۶۹	مدل سازی
						۸۹	۵۴	۹۰	پلاریته
۲۸	۲۰۱۴/۱۰/۱۵	۲۱:۳۱:۴۴	۳۲/۵۵	۴۷/۹۶	۴/۴	۸۹	۳۷	۸۸	CMT
						۹۵	۳۲	۹۲	IRSC
						۸۳	۵۹	۷۰	مدل سازی
۲۹	۲۰۱۴/۱۰/۱۶	۰۰:۲۷:۱۸	۳۲/۸۲	۴۷/۸۴	۳/۹	۹۲	۵۲	۹۰	پلاریته
						۹۱	۵۱	۱۲۱	مدل سازی
۳۰	۲۰۱۵/۰۱/۱۴	۹:۴۸:۰۳	۳۲/۸۳	۴۶/۹	۴/۲	۹۵	۴۸	۹۰	پلاریته
						۱۳۰	۷۴	۹۵	مدل سازی
۳۱	۲۰۱۵/۰۲/۱۵	۸:۰۴:۴۰	۳۲/۹۶	۴۶/۹	۴/۷	۱۰۱	۹۰	۷۴	پلاریته
						۱۴۶	۶۵	۱۱۲	مدل سازی
						۹۵	۶۶	۹۰	پلاریته
						۱۱۹	۶۸	۸۶	CMT
						۱۲۵	۷۱	۱۰۰	IRSC

۳ حل وضعیت تنش با استفاده از وارون سازی

داده‌های سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها

حل وضعیت تنش نو زمین ساختی در مناطق مختلف جهان یکی از پارامترهای مهم در بررسی لرزه زمین ساخت به شمار می‌رود. روش‌های متفاوتی برای رسیدن به تانسور تنش معرفی شده است. یکی از این روش‌ها به کارگیری صفحه‌های گسلی و خش لغزهای مربوطه است. این روش برای به دست آوردن تنش قدیمی و حال حاضر است (آنجلیه، ۱۹۷۵؛ بلیه و زباک، ۱۹۹۵ و شبانیان و همکاران، ۲۰۱۰). روش دیگر استفاده از داده‌های سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها برای به دست آوردن تنش عهد حاضر است (آنجلیه، ۲۰۰۲؛ کری گیلهاردیس و مرسیه، ۱۹۸۷). در این مقاله تنش عهد حاضر مورد بررسی قرار گرفته است. معرفی جنبه‌های نظری این روش‌ها در مقالات مختلفی (لیسل و همکاران، ۲۰۰۲؛ شان و فری، ۲۰۰۶) ارائه شده

با توجه به حل سازوکارهای کانونی ترسیم شده در شکل‌های ۳، ۴ و ۵ مشاهده می‌شود که این سازوکارها دارای روندهای مشابهی با هر سه روش می‌باشند. در بعضی از سازوکارها شباهت بسیار زیادی در هر سه روش مشاهده می‌شود مانند رویدادهای شماره ۳، ۴، ۵، ۱۲، ۱۵، ۲۷ که اختلاف بین سه روش بسیار ناچیز است. بسیاری از این سازوکارها دارای روندهای مشابهی هستند که این روندها با روند اصلی زاگرس مطابقت دارد و این مسئله درستی نتایج به دست آمده را تأیید می‌کند. همان‌طور که در شکل‌های ۳، ۴ و ۵ مشاهده می‌شود بعضی از این زمین لرزه‌ها در مکان‌هایی اتفاق افتاده است که هیچ گسله فعالی طبق نقشه گسله‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) وجود ندارد؛ بنابراین، نتایج مهمی از این تحقیق در حل سازوکار گسله‌های ناشناخته یا کمتر شناخته شده مسبب زمین لرزه‌های منطقه زاگرس میانی به دست آمده است.

به کار رفته اهمیت دارد که بیانگر رژیم زمین‌ساختی هر منطقه بوده و مقادیری بین صفر و یک دارد.

۴ نتایج تنش حاصل از برگردان داده سازوکار کانونی

از میان ۳۱ سازوکار کانونی حل شده به روش شبیه‌سازی شکل موج در این پژوهش، ۲۸ سازوکار کانونی منجر به حلی با کیفیت و پایداری مناسب شده است. پس از انجام مراحل مختلف روش شرح داده شده به تفسیر نتایج به‌دست‌آمده پرداخته شده است. جهت تنش بیشینه در این منطقه در راستای N32E به دست آمده است (شکل ۶). از فاکتورهایی که نشان‌دهنده‌ی پایداری حل انجام شده است می‌توان به تعداد داده‌ها اشاره کرد که حداقل آن چهار صفحه گسلی می‌باشد و مورد دیگر نسبت تنش برشی به نرمال است که دایره مور (گوشه سمت راست بالا در شکل ۶) بیانگر آن است و در نهایت از پارامترهای مهم دیگر میزان زاویه ناهمخوانی بین بردار لغزش واقعی و محاسبه شده است. هر چقدر میزان آن کمتر باشد پایداری تانسور تنش بالاتر می‌رود. توزیع پواسونی زاویه‌های ناهمخوانی نشان از دقت بالای حل این تانسور دارد که در شکل ۶ (گوشه‌ی پایین سمت چپ) نشان داده شده است. شکل بیضوی تنش (R) بیانگر رژیم زمین‌ساختی است و در این حل مقدار 0.290 را نشان می‌دهد که بیانگر رژیم زمین‌ساختی میان‌فشاری محض تا فشاری شعاعی است. آرایش محورهای اصلی تنش نیز سازوکار فشارشی را بیان می‌کنند زیرا در این حل σ_3 به‌صورت قائم است. روند صفحات به‌دست‌آمده به‌عنوان صفحه لرزه‌ای با روش معکوس که در نمودار گل سرخی شکل ۶ (گوشه پایین سمت راست) نشان داده شده است به دو دسته شرقی - غربی و شمال غربی تقسیم شده‌اند.

ارائه شده است که علاقه‌مندان برای فراگیری روش توصیه می‌شود به این منابع مراجعه نمایند.

در این روش محاسبه تنش با استفاده از سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ها نیازمند دانستن بردار لغزش لرزه‌ای و به دنبال آن تشخیص و انتخاب صفحه اصلی گسلش از صفحه کمکی می‌باشد. تشخیص صفحات اصلی می‌تواند مستقیم از روی گسیختگی سطحی بعد از رویداد، پراکندگی پس‌لرزه‌ها و یا محاسبات معکوس انجام گیرد. در این روش تشخیص صفحه اصلی گسلش امکان‌پذیر است زیرا فقط یکی از دو بردار لغزش صفحات هر سازوکار کانونی لرزه‌ای با محورهای تنش همخوانی دارد (کری گیل هاردیس و مرسیه، ۱۹۸۷ و ۱۹۹۲). به زبان ساده‌تر این گفته بدان‌معنی است که تنها یکی از دو صفحه کمکی از یک حل سازوکار کانونی می‌توانند در یک جهت تنش مشخص فعال شوند و یکی از دو صفحه باید از محاسبه تانسور تنش حذف شوند. در این مطالعه از روش معکوس برای انتخاب صفحه گسلی استفاده شده است.

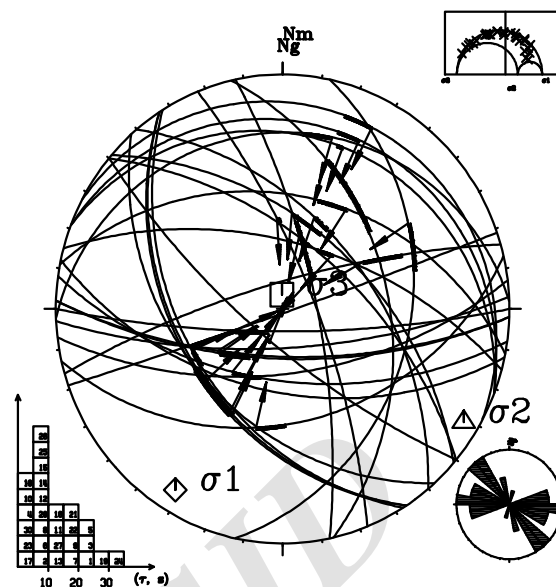
برگردان داده‌های حرکتی گسله در همه روش‌ها بر پایه فرضیاتی استوار است (مرسیه، ۱۹۹۱ و کری گیل‌هاردیس و مرسیه، ۱۹۹۲) که عبارتند از: ۱- لغزش مربوط به خش‌لغز در روی صفحه گسلی در جهت تنش برشی بیشینه حل شده رخ می‌دهد ۲- بردارهای لغزش روی صفحات گسلی مستقل از همدیگر هستند ۳- مواد تشکیل‌دهنده صفحات گسلی همگن هستند و ۴- جابه‌جایی روی گسله نسبت به طول گسله محدود و هیچ‌گونه تغییر شکل خمیری و چرخشی صورت نمی‌گیرد.

تانسور تنش شامل چهار پارامتر که سه تا از آنها σ_1 و σ_2 و σ_3 به‌عنوان بردارهای اصلی و دیگری نسبت تنش،

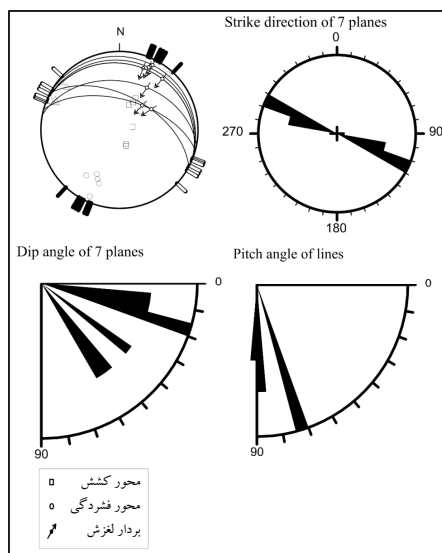
$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_2}$$

است. نسبت تنش در تفسیر روش معکوس

زمین‌شناسی موجود بر روی نقشه‌ها که حاکی از جهت شیب صفحه گسلی به سوی شمال شرق است مشخص شد که صفحه‌های اصلی گسلس شیب به سوی شمال دارند و دربرگیرنده محورهای فشارش شمال شرقی - جنوب غربی هستند (شکل ۷ تصویر بالا سمت چپ) و روند میانگین آنها در طیف (N100-120E) قرار می‌گیرند که هم‌سو با روندهای اصلی زاگرس هستند (شکل ۷ تصویر بالا سمت راست). هندسه گسلس از طیفی میان ۵ درجه تا ۶۰ درجه به سوی شمال متغیر است (شکل ۷ تصویر پایین سمت چپ). سازوکار گسلس با بردارهای لغزش تعریف می‌شوند که در شکل ۷ (تصویر پایین سمت راست) به نمایش درآمده‌اند. بردارهای لغزش بیانگر سازوکار فشاری با مؤلفه‌های کوچک افقی چپ‌بر هستند و مؤلفه‌های شاقولی به‌طور یقین چپ‌بر هستند.



شکل ۶. تانسور تنش محاسبه شده از سازوکارهای کانونی. صفحات گسلی با بردار لغزش آنها در استریونوت (نیمکره جنوبی) بیانگر روندها و شیب گسلی مشخص شده به‌عنوان صفحات اصلی و بردارهای لغزش آن می‌باشد. سمت راست پایین: نمودار گل سرخی صفحات، سمت چپ پایین: هیستوگرام زوایای ناهمخوانی بین بردارهای لغزش واقعی و محاسبه شده که از توزیع پواسونی پیروی می‌کند.



شکل ۷. بررسی آماری صفحه‌های گسلس اصلی به‌دست‌آمده از حل سازوکار کانونی و روش برگشتی (بالا سمت چپ)، رز دیاگرام صفحه‌ها (بالا سمت راست)، هندسه صفحه‌های گسلی (پایین سمت چپ) و بردارهای لغزش صفحه‌های مربوطه (پایین سمت راست). در پایین تصویر نشانه‌های به‌کار گرفته شده در شکل مانند محورهای فشارش و کشش توضیح داده شده‌اند.

تقریباً ۶۰ درصد صفحات به‌دست‌آمده شیب رو به شمال و شمال شرقی دارند که با نقشه‌های گسله‌های فعال موجود همخوانی دارد؛ اما ۴۰ درصد باقیمانده شیبی رو به جنوب و جنوب غربی دارند که تاکنون گسلی با این مشخصات معرفی نشده است. با توجه به این موضوع احتمال وجود گسله‌هایی پنهان در میان پهنه گسلی بالارود و MFF وجود داشته باشد که با این زمین‌لرزه فعال شده‌اند. طیفی از گسله‌ها با روندهای N90 تا N110 به دو دسته پر شیب و کم‌شیب تقسیم می‌شوند که پر شیب‌ها دارای مؤلفه افقی بیشتر هستند و این مجموعه در ادامه زمین‌لرزه اصلی فعال شده است. در شکل ۷ محاسبات آماری برای صفحه‌های گسلس انجام شد تا اندازه‌های مختلف آن بهتر مشخص شوند. از هفت صفحه گسلس که به روش برگشتی از حل سازوکار کانونی به دست آمده و روابط

۵ بحث و نتیجه‌گیری

با بررسی سازوکارهای کانونی روی گسله پیشانی کوهستان درمی‌یابیم که روند گسلش نزدیک به روندهای اصلی زاگرس یعنی طیفی بین N100-120E است. از آنجایی که تعدادی از زمین‌لرزه‌ها در راستای گسله پیشانی کوهستان در مکان‌هایی قرار گرفته‌اند که طبق نقشه گسله‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) با هیچ گسلی مطابقت نمی‌کنند می‌توان امتداد گسله پیشانی کوهستان را ترسیم کرد. همچنین با توجه به قرارگیری رومرکز زمین‌لرزه مورموری و فاصله‌ای که با گسله بالا رود دارد باید انتظار داشت که مسبب این زمین‌لرزه گسله دیگری است که به موازات گسله بالا رود نمی‌باشد. گسله مسبب این زمین‌لرزه در راستای MFF قرار می‌گیرد که در این بخش با روند نزدیک به شرقی - غربی بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی لحاظ شوند و یا به عبارت دیگر گسله MFF بر روی نقشه گسله‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) به صورت کامل ترسیم نشده است و با انقطاع روبه‌رو است. با توجه به نتایج کوپلی و همکاران (۲۰۱۵) که نتایج تقریباً مشابه با نتایج پژوهش حاضر را به دست آورده‌اند می‌توان مدعی شد که شوربختانه تعیین محل زمین‌لرزه اصلی مورموری و پنج پس‌لرزه آن توسط آنها بر اساس داده دورلرز شبکه‌های غیر محلی است؛ بنابراین با تقریب بسیار بالایی همراه است که انحراف در نتایج آنها را مشهود نموده است. دلیل این مدعا عدم ارائه نتایج رومرکز محاسبه شده در تحقیق آنها می‌باشد که صرفاً نتایج سازوکار کانونی‌های محاسبه شده را مورد بحث قرار داده‌اند. نتیجه مهم دیگری که در این پژوهش می‌توان به آن اشاره کرد این است که با توجه به نتایج حاصل از حل سازوکارهای کانونی در این پژوهش که غالباً روند خاوری - باختری را نشان می‌دهند که در توافق بیشتر با نتایج پژوهش متق و همکاران (۲۰۱۵) می‌باشد، می‌توان نتیجه گرفت که بخشی از گسله MFF که در

نقشه گسله‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) ترسیم نشده است و به صورت قطعه‌ای پنهان تاکنون ناشناخته مانده است نیز دارای روند خاوری - باختری است. داده‌های به دست آمده از روش برگشتی بر روی سازوکارهای کانونی حل شده، نشان‌دهنده‌ی تنش بیشینه افقی شمال شرقی است که در رژیم زمین ساختی فشارشی فعالیت می‌کند و با سازوکار گسله پیشانی کوهستان (MFF) در هماهنگی قرار می‌گیرد و در این پژوهش آن را به عنوان مسبب زمین‌لرزه مورموری معرفی کردیم.

منابع

عبادی، ر.، زارع، م.، سلگی، ع.، و سینائیان، ف.، ۱۳۸۹، مطالعه خطر زمین‌لرزه در محدوده جزیره خارک:

فصلنامه زمین، ۱۵(۱)، ۲۲-۲۸.

- Alavi, M., 1994, Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran, New data and interpretations: *Tectonophysics*, **229**, 211-238.
- Angelier, J., and Mechler, P., 1977, Sur une methode graphique de recherche des contraintes principes egalement utilisable en tectonique et en seismologie: La methode des diedres droits: *Bullitain Society Geology France*, **7**, 1309-1318.
- Angelier, J., 1975. Sur l'analyse des mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques: *Academic Science Paris*, **281**, 1805-1808. (Erratum: *Ibid (D)* 1976, 283, 466).
- Angelier, J., 2002, Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress: A new method free of choice among nodal planes: *Geophysic Journal International*, **150**, 588-609.
- Bahroudi, A., and Koyi, H., 2003, Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: An analogue modeling approach: *Journal Geology Society*, **160(5)**, 719-733.
- Bellier, O., and Zoback, M., 1995. Recent state of stress change in the Walker Lane zone, western Basin and Range province: *United States Tectonics*, **14** (3), 564-593.
- Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds, *Active*

- Extensional system: *Tectonophysics*, **148**, 93-103.
- Kikuchi, M., and Kanamori, H., 1991, Inversion of complex body waves-III : *Bulletin de la Société Géologique de France*, **81**, 2335-2350.
- Lay, T., and Wallace, T. C., 1995, *Modern Global Seismology*: San Diego, Academic Press, 521 p.
- Lisle, R. J., and Orife, T., 2002. STRESSTAT: a Basic program for numerical evaluation of multiple stress inversion results: *Computers and Geosciences*, **28**(9), 1037-1040.
- Mercier, J. L., Carey-Gailhardis, E., and Sébrier, M., 1991, Palaeostress determinations from fault kinematics, application to the neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes: Royal society publication, **337**(1645).
- Motagh, M., Bahroudi, A., Haghshenas Haghghi, M., Samsonov, S., Fielding, E., and Wetzell, H. U., 2015, The 18 August 2014 Mw 6.2 Mormori, Iran, Earthquake: A Thin-Skinned Faulting in the Zagros Mountain Inferred from InSAR Measurements: *Seismological Research Letters*, **86**(3), 775-782.
- Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M. R., Siame, L., and Farbod, Y., 2010. Plio-Quaternary stress states in NE Iran, Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges: *Tectonophysics*, **480** (1-4), 280-304.
- Shan, Y., and Fry, N., 2006, The moment method used to infer stress from fault/slip data in sigma space, invalidity and modification: *Structural of geology*, **28**, 1208-1213.
- Snyder, D. B., and Barazangi, M., 1986, Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations: *Tectonics*, **5**, 361-373.
- Zahradnik, J., Serpetsidaki, A., Sokos, E., and Tselentis, G. A., 2005, Iterative Deconvolution of Regional waveforms and a Double-Event Interpretation of the 2003 Lefkada Earthquake, Greece: *Bulletin of Seismological Society of America*, **95**, 159-172.
- basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, **241**(3/4), 193-224.
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's function for elastic layered media: *Bulletin of Seismological Society of America*, **71**(4), 959-971.
- Carey-Gailhardis, E., and Mercier, J. L., 1987, A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations, Application to Tibetan teleseismics and microseismicity of southern Peru: *Earth Planetary Science Letter*, **82**, 165-179.
- Carey-Gailhardis, E., and Mercier, J. L., 1992, Regional state of stress, fault kinematics and adjustments of blocks in a fractured body of rocks: application to the micro seismicity of the Rhine graben: *Journal of Structural Geology*, **14**(8/9), 1007-1017.
- Carey-Gailhardis, E., and Vergely, P., 1992, Graphical analysis of fault kinematics and focal mechanisms of Falcon, N. L., 1961; Major earth-flexuring in the Zagros Mountains of Southwest Iran: *Quarterly: Journal Geological Society of London*, **117**, 367-376.
- Copley, A., and Nissen, E., Karasozen, E., Oveisi, B., Elliott, J. R., and Samsonov, S., 2015, Seismogenic faulting of the sedimentary sequence and laterally variable material properties in the Zagros Mountains (Iran) revealed by the August 2014 Murmuri (E. Dehloran) earthquake sequence: *Geophysical Journal International*, **203**, 1436-1459.
- Falcon, N. L., 1974, Southern Iran: Zagros mountains. In: A. Spencer (Ed.), *Mesozoic-Cenozoic Orogeny Belts: Special. Publication: Journal Geological Society London*, **4**, 199-211.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, Major Active Faults of Iran map: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran, scale: 1:2,500,000.
- Huber, 1977, *Tectonic Map of Iran*, 1:2500000, NIOC Exploration and Production, Hussein, M. I., 1988, *The Arabian Infracambrian*

Focal mechanism of Mountain front fault (MFF) at a longitude of 46 to 48.5 Degree

Sotodeh Mohammadnia¹, Mohammadreza Abbassi², Gholam Javan-Doloei^{3*}, and Mohsen Azqandi⁴

¹ M. Sc., International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

² Associate Professor International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

³ Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

⁴ Ph. D. Student, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

(Received: 18 June 2017, Accepted: 13 December 2017)

Summary

One of the most seismically active parts of Iran is Zagros area. The basement-involved active fold-thrust belt of the Zagros in southwest Iran is underlain by numerous seismogenic blind basements thrust covered by the folded Phanerozoic sedimentary rocks. The present morphology of the Zagros active fold-thrust belt is the result of its structural evolution and depositional history: a platform phase during the Paleozoic; rifting in the Permian Triassic; passive continental margin (with sea-floor spreading to the northeast) in the Jurassic-Early Cretaceous; subduction to the north-east and ophiolite-radiolarite emplacement in the Late Cretaceous; and collision-shortening during the Neogene. Besides, there are a lot of different faults in Zagros, for example, the Main Zagros Reverse Fault (MZRf), the Main Recent Fault (MRF), the High Zagros thrust belt, the High Zagros Fault (HZF), and Mountain Front Fault (MFF). This study is focused on the last-mentioned one. The MFF flexure is introduced for the first time by Falcon (1961) and then is presented as the mountain front fault by Berberian and Tchalenko (1976), which delimits the Zagros simple fold belt and the Eocene-Oligocene Asmari limestone outcrops to the south and southwest. The Mountain front fault (MFF), is a segmented master blind thrust fault with important structural topographic, geomorphic and seismotectonic characteristics. Therefore, the study and recognition of seismic parts of Iran are important. The aim of this study is to determine the focal mechanisms of Mountain Front Fault (MFF) at a latitude of 46 to 48.5 degree in Zagros. Due to the salt layers, large earthquakes rarely reach the surface. In such cases, the seismic method is an appropriate tool to understand the faulting mechanisms. By means of focal mechanisms, it is possible to gain information about the fault geometry and its related mechanism. The data used in this study are from International Institute of Earthquake Engineering, and Seismology (IIEES) and Institute of Geophysics of the University of Tehran (IGUT). Because of some wrong relocation, during this study relocated them to reach a well-relocated data base and better results. Getting the focal mechanism of an earthquake can occur in various ways. In this study, first, the waveform modeling by Isola software was used to find the focal mechanisms. To determine the accuracy of focal mechanism solutions obtained by waveform modeling, the polarity method was used to solve focal mechanisms. Besides, some of these earthquakes have also been reported by CMT. After determining focal mechanism solutions with the stated method, they were compared with CMT, and all the focal mechanism were mapped in the area so that the trend of this part of MFF can be recognized better. Because there are many earthquakes in this area, a reliable decision can be made. By looking at the maps, it is easily understandable that the trend in this part is obviously EW. Finally, the prevailing trend that obtained in the study area is found. Most of these earthquakes are trending EW. The study of 31 focal mechanisms in the area has permitted to constrain the faulting mechanism of MFF.

Keywords: : focal mechanism, mountain front faulting (MFF), state of stress, waveform modeling, Zagros

*Corresponding author:

Javandoloei@iiees.ac.ir