

## بررسی لرزه‌خیزی، محاسبه و تحلیل سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها و مدل‌سازی تنش تکتونیکی در جزیره قشم و نواحی اطراف آن

سمیه حبیبی سه ساری<sup>۱</sup>، غلام جوان دلویی<sup>۲\*</sup> و سمیه احمدزاده<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۴/۱۰/۰۸، پذیرش: ۱۴۰۵/۰۱/۰۷)

### چکیده

شناسایی آهنگ لرزه‌خیزی، سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها و وضعیت میدان تنش تکتونیکی برای درک بهتر لرزه‌زمین‌ساخت هر منطقه اهمیت دارد. محاسبه مولفه‌های تنش و مدل‌سازی وارون تانسور تنش مستلزم بررسی لرزه‌خیزی، تحلیل مجموعه‌ای از زمینلرزه‌های دستگاهی و محاسبه سازوکار کانونی آن‌ها می‌باشد. مطالعه لرزه‌خیزی جزیره قشم به عنوان بزرگترین جزیره ایران در خلیج فارس در مجاورت تنگه هرمز، با توجه به برنامه‌ریزی‌های کلان با هدف توسعه صنعتی، تجاری، گردشگری و اقتصادی از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است. بررسی لرزه‌خیزی منطقه قشم براساس شواهد تاریخی و گزارش‌های علمی نشان می‌دهد که در هشتصد سال اخیر، زمینلرزه‌های نسبتاً زیادی در منطقه قشم رخ داده است به طوری که در یک صد سال اخیر، وقوع هفده زمینلرزه با بزرگی بیش از ۶ در این جزیره گزارش شده است. در پژوهش حاضر، ۲۱ زمینلرزه مهم اخیر با بزرگی بیش از ۴/۹ که در گستره شعاع یک صد کیلومتری مرکز جزیره قشم به وقوع پیوسته‌اند، به منظور حل تانسور ممان لرزه‌ای با استفاده از مدل‌سازی شکل موج مورد بررسی قرار گرفته‌اند. علاوه بر آن، سازوکار کانونی زمینلرزه‌های مهم دستگاهی از ۲۰۰۵ تا کنون که توسط سایر پژوهشگران محاسبه شده بود، برای تعیین میدان تنش در جزیره قشم انتخاب گردید. بررسی نتایج حاصل از سازوکارهای کانونی و وارون‌سازی آنها برای محاسبه مولفه تنش اصلی در گستره قشم، وجود دو رژیم تنش متمایز را آشکار می‌سازد. رژیم تکتونیکی غالب گسلش تراسی با روند شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد. از این رو، برای توسعه تاسیسات صنعتی، تجاری و اقتصادی در مجاورت گسله‌های فعال با روند یاد شده، رعایت دقیق استانداردهای فنی با هدف افزایش تاب‌آوری در مقابل حوادث لرزه‌ای محتمل آتی ضروری است. علاوه بر آن، پایش لرزه‌ای برخط در چارچوب پدافند غیرعامل برای کاهش ریسک لرزه‌ای با هدف توسعه و پیشرفت پایدار منطقه اقتصادی-تجاری قشم از اهمیت زیادی برخوردار است.

**کلمه‌های کلیدی:** لرزه‌خیزی، سازوکار کانونی، وارون‌سازی تنش، جزیره قشم، خلیج فارس ایران

## ۱ مقدمه

ارزیابی میدان تنش تکتونیکی فرآیندی مهم برای شناسایی و درک بهتر ساختارهای پیچیده لرزه‌زمین‌ساختی و الگوهای ژئودینامیکی در هر منطقه است. تنش‌های تکتونیکی عمدتاً به دلیل حرکت نسبی و برهمکنش صفحات تکتونیکی و رهاشدن انرژی در سطوح گسلی ایجاد می‌شوند. گسل‌ها به‌عنوان یک نشانگر مهم تغییر شکل‌های تکتونیکی پوسته زمین، حاوی اطلاعات خاصی در مورد تنش‌های تکتونیکی هستند. حرکت‌های لغزشی شکننده در امتداد گسل‌ها، باعث رخدادهای لرزه‌ای می‌شوند و سیگنال‌های لرزه‌ای ثبت شده در ایستگاه‌های متعدد اطراف کانون زمینلرزه، شامل اطلاعات ارزشمندی از هندسه گسل‌های مسبب زمینلرزه می‌باشد. هندسه گسل‌های لرزه‌زا از طریق حل سازوکانونی با روش‌های تعیین قطبش اولین رسید موج، نسبت دامنه موج و یا مدل‌سازی شکل موج لرزه‌نگاشت تعیین می‌شود. سازوکار کانونی زمینلرزه، میدان کرنش اطراف گسل را براساس محورهای فشار (P) و کشش (T) تعریف می‌کند که معمولاً در چارچوب دو صفحه گرهی عمود بر هم (صفحه اصلی گسل و صفحه کمکی عمود بر آن) بیان می‌شود.

سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها علاوه بر توصیف چگونگی آزاد شدن تنش در امتداد شکستگی‌ها و گسیختگی‌ها، اطلاعات مفیدی از تنش‌های اصلی و رژیم تنش در منطقه مورد مطالعه در اختیار محققان قرار می‌دهند (به‌عنوان مثال، فوسن، ۲۰۱۰). توصیف چگونگی آزاد شدن تنش در امتداد گسیختگی‌ها در قالب لغزش بر روی سطح گسل در راستای معین با رابطه‌های ریاضی میدان تنش بیان می‌شود. بنابراین محاسبه تنش برشی و تنش نرمال به‌عنوان مولفه‌های اصلی میدان تنش حائز اهمیت هستند. با توجه به عدم قطعیت بالا در اندازه‌گیری ویژگی‌های گسل‌ها و رابطه‌های

ریاضی موجود، وارون‌سازی میدان تنش مسئله‌ای کاملاً غیرخطی است. علاوه بر آن، ناهمگنی زمین از محدودیت‌هایی هستند که حل این مسئله را پیچیده‌تر می‌نمایند. به‌همین دلیل روش‌های عددی برای وارون‌سازی میدان تنش و ساده‌سازی آن در سه دهه اخیر ارائه شده است. به‌عنوان نمونه میچل (۱۹۸۴) برای خطی‌سازی مسئله فرض نمود که بزرگی تنش برشی روی سطوح گسلی ضعیف مشابه است. در نمونه‌ای از تحقیق دیگر، گفارت و فورسیت (۱۹۸۴) روش جستجوی شبکه‌ای را برای وارون‌سازی میدان تنش به‌عنوان رویکردی نوین در محاسبه مقدار عدم برازش برای زاویه لغزش پیشنهاد دادند. بدیهی است رهیافت‌های مختلف برای محاسبه سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها و وارون‌سازی میدان تنش، به نتایج مختلف با خطاهای متفاوت منجر می‌شوند. بنابراین ضرورت تحلیل مناسب پس از محاسبه سازوکار زمینلرزه‌ها و وارون‌سازی میدان تنش نیازمند لحاظ نمودن فرضیاتی است که به نتایج قابل اعتماد با عدم قطعیت کم منجر شود: الف) محیط انتشار موج از کانون تا ایستگاه لرزه‌نگاری همگن و همسانگرد فرض می‌شود؛ ب) تنش تکتونیکی در منطقه یکنواخت (همگن) است؛ ج) گسل‌های موجود با جهت‌های متغیر مسبب زمینلرزه هستند؛ د) لغزش گسل باید موازی با حداکثر تنش برشی در نظر گرفته شود.

هدف‌های اصلی پژوهش حاضر، بررسی لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت منطقه قشم، محاسبه و تحلیل سازوکارهای کانونی و وارون‌سازی تانسور تنش براساس سازوکار کانونی زمینلرزه‌های منطقه قشم و نواحی اطراف هستند.

## ۲ ویژگی‌های زمین‌شناسی، زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی منطقه

آهک در جزیره قشم مشهود است. این تراس‌ها اغلب بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر و ضعیف‌تر مانند ماسه سنگ قرمز و مارن سیلتی (تشکیلات میشان و آجاجاری مربوط به میوسن و پلیوسن) قرار دارند؛ ب) گنبد های نمکی: گنبد نمکی نمکدان، بخشی از سری هرمز (پرکامبرین)، یکی از شاخص‌ترین پدیده‌های زمین‌شناسی خلیج فارس است. این دیپایر نمکی نقش مهمی در شکل‌گیری مورفولوژی جزیره قشم دارد و طولانی‌ترین غار نمکی جهان (به طول ۶۶۰۰ متر) را دربر گرفته است؛ ج) تنوع سنگ‌ها: سنگ‌های برون‌زده شامل دولومیت بلورین، انواع سنگ آهک، ژیس، هالیت، انیدریت، هماتیت، مارن، ماسه‌سنگ و شیل است (حقی پور، ۱۳۸۴) که تاریخچه زمین‌شناسی پیچیده‌ای از پرکامبرین تا کواترنری را برای جزیره قشم نشان می‌دهند.

## ۲-۲ وضعیت تکتونیکی

جزیره قشم به‌عنوان بخشی از کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس جنوبی از نظر تکتونیکی فعال است. سه ویژگی اساسی تکتونیکی شامل تأثیرپذیری از کوهزایی آلپ، چین‌خوردگی‌ها و بالا آمدگی و قرارگیری در مرز صفحات همگرایی عربی-اوراسیا ساختارهای تکتونیکی جزیره قشم را تشکیل داده‌اند. الف) تأثیر کوهزایی آلپ: ساختار جزیره حاصل نیروهای فشاری ناشی از آخرین مرحله کوهزایی آلپ در پلیو-پلیستوسن است؛ ب) چین‌خوردگی و بالا آمدگی: طاق‌دیس‌ها و ناودیس‌های بزرگ اغلب بر اثر دی‌پایرسم و چین‌خوردگی شکل گرفته‌اند. مشاهده تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها با راستای شمال غربی- جنوب شرقی و شرقی - غربی احتمالاً یکی از علت‌های پیدایش جزیره قشم است. وجود دو روند کاملاً متفاوت برای ساختارهای مهم جزیره از سیماهای ویژه این منطقه می‌باشد (شاه پسندزاده و حسامی، ۱۳۸۵). علاوه بر آن، شکستگی‌ها و گنبد های نمکی از

جزیره قشم به‌دلیل وسعت بسیار زیاد و موقعیت راهبردی آن در مجاورت تنگه هرمز و دهانه خلیج فارس در سه دهه اخیر با رشد و توسعه اقتصادی-صنعتی قابل توجهی همراه بوده است و این پیشرفت‌ها از منظر زیرساخت‌های گردشگری و توسعه تاسیسات و مراکز صنعتی و تجاری برنامه‌ریزی شده، شتاب زیادی به خود گرفته است. بنابراین منطقه قشم از نظر گردشگری، اقتصادی و توسعه پایدار در خلیج فارس جایگاه حایز اهمیتی دارد. در این راستا بررسی وضعیت زمین‌شناختی، ساختارهای تکتونیکی و شناسایی گسل‌های جنب و وضعیت لرزه‌خیزی منطقه برای طراحی سازه‌ها براساس آیین‌نامه‌های استاندارد امری ضروری و اجتناب‌ناپذیر است. جزیره قشم به‌عنوان بخشی از کمربند چین‌خورده زاگرس (نیسن و همکاران، ۲۰۰۷) از لحاظ زمین‌ساختی در انتهای جنوب شرقی کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس، در بین عرض جغرافیایی ۲۶/۵۰ تا ۲۷/۱۶۷ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۵/۳۳۴ تا ۵۶/۶۶۷ درجه شرقی واقع شده است. مساحت این جزیره ۱۴۸۶ کیلومتر مربع و دارای بیشینه طولی بالغ بر ۱۱۰ کیلومتر و پهناى بین ۱۰ تا ۳۰ کیلومتر است. مرتفع‌ترین نقطه آن قله کوه نمکدان با بیش از ۳۸۰ متر ارتفاع از سطح دریا می‌باشد.

## ۱-۲ وضعیت زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه قشم

جزیره قشم، بزرگ‌ترین جزیره خلیج فارس، به‌دلیل تنوع و برون‌زدگی‌های زمین‌شناسی خود شهرت دارد. مهمترین ویژگی‌های زمین‌شناسی این جزیره لایه‌بندی رسوبی، گنبد های نمکی، تنوع پترولوژیکی و خصوصیات فرسایشی هستند که به اختصار بررسی می‌شوند. الف) لایه‌های رسوبی: تراس‌های دریایی دوره سوم و چهارم شامل رسوبات مرجانی، ماسه‌سنگ و سنگ

۲- زمینلرزه ۱۳۶۱ میلادی جزیره قشم باشدت VII که آسیب فراوان به جزیره قشم رساند (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲)؛

۳- زمینلرزه ۱۸ فوریه ۱۴۸۳ میلادی در تنگه هرمز بوقوع پیوست و باعث خرابی‌های زیادی در بندرعباس شد و در جزیره قشم و عمان کاملاً احساس گردید (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۱۹۷۷)؛

۴- زمینلرزه ۱۴۹۷ میلادی جزیره هرمز که به احتمال زیاد سراسر گامبرون (بندرعباس)، به تمامی ویران شد و ساکنان آن در زیر ویرانه‌ها جان باختند (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲)؛

۵- زمینلرزه ۱۷۰۳ میلادی جزیره قیس - هنگام باعث ویرانی در جزیره‌های قیس و هنگام شد (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). نوریخس (۱۳۶۹) این زمینلرزه را به قشم نسبت داده است؛

۶- زمینلرزه مارس ۱۸۲۹ میلادی جزیره قشم (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲).

۷- زمینلرزه ۱۸۸۳ میلادی قشم. وقوع حادثه در روستاهای قشم و بندرخمیر (نوریخس، ۱۳۶۹)؛

۸- زمینلرزه ماه مه ۱۸۸۴ میلادی جزیره قشم (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲)؛ که به نظر بربریان (۱۹۷۷) در بخش مرکزی جزیره خرابی‌های زیادی را سبب شده است؛

۹- زمینلرزه ماه مه ۱۸۸۵ میلادی جزیره قشم که شب هنگام جزیره قشم را لرزاند و پس از آن تعداد زیادی پسرلرزه روی داد. تلفات انسانی این رویداد ۲۱۸ نفر بوده است، در حالیکه مرکز آن در شهر قشم نبوده است (نوریخس، ۱۳۶۹)؛

۱۰- زمینلرزه یازدهم ژانویه ۱۸۹۷ میلادی جزیره قشم (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲)؛

۱۱- زمینلرزه ۱۸۹۸ میلادی قشم. این زمینلرزه در شهر قشم رخ داده است (نوریخس، ۱۳۶۹)؛

ساختارهای مهم زمین‌ساختی در جزیره قشم هستند که در روند ایجاد شکل ظاهری جزیره تأثیر بسزایی داشته‌اند. (ج) مرز صفحات: قشم در حاشیه همگرای صفحات عربی و اوراسیا قرار دارد که منجر به تکتونیک فشاری و دگرشکلی پوسته‌ای می‌شود (نیسن و همکاران، ۲۰۰۷). راستای گسل‌های موجود در جزیره قشم تحت تأثیر سامانه گسلی زاگرس است که در بخش‌های جنوب و جنوب غربی جزیره در جهت شمال غربی-جنوب شرقی و در بخش‌های مرکزی و شمالی به راستای فرعی شمال شرقی-جنوب غربی تبدیل می‌شوند. این جزیره تحت تأثیر گسل‌های فعالی قرار دارد که اغلب به سطح زمین نمی‌رسند اما می‌توانند زمینلرزه‌هایی با بزرگی ۶ و بالاتر ایجاد نمایند.

## ۲-۳ لرزه‌خیزی تاریخی و دستگاهی گستره قشم و اطراف آن

با توجه به پیشینه وقوع زمینلرزه‌های متوسط به بالا، منطقه قشم از لرزه‌خیزی بالائی برخوردار است و چندین زمینلرزه مخرب تاریخی را تجربه کرده است (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲)، که عمده این زمینلرزه‌ها با لغزش معکوس همراه بوده‌اند. اغلب گسل‌های مسبب این زمینلرزه‌ها مدفون هستند و گاهی با شواهد سطحی شامل ترک‌های موازی با لایه‌بندی و تراس‌های دریایی مرتفع رخنمون دارند که بیانگر دگرشکلی تکتونیکی فعال هستند.

مهمترین زمینلرزه‌های تاریخی گستره قشم و نواحی اطراف آن براساس متون تاریخی و مطالعات قبلی به شرح زیر خلاصه و ارائه می‌شود:

۱- زمینلرزه ۲۶ رمضان ۷۳۶ هجری قمری (مطابق با ۱۶۰۵/۱۳۳۶ میلادی) در روستای کوشه واقع در جزیره قشم باشدت VI رخ داده است (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). این زمینلرزه باعث تخریب مسجد شیخ بری در روستای کوشه شده است (نوریخس، ۱۳۶۹)؛

۱۲- زمینلرزه ۲۸ دسامبر ۱۸۹۸ میلادی (مطابق با چهاردهم ماه شعبان ۱۳۱۶ هجری قمری) جزیره قشم به لرزه درآمد و بیش از ۷۵۰ نفر جان خود را از دست دادند. در اثر این زمینلرزه و زمینلرزه شدید روز دوشنبه هفته بعد از آن، اغلب خانه‌های گلی و سنگی تخریب شده‌اند به گونه‌ای که بعد از آن عموم ساکنان شهر خانه‌های چوبی برای سکونت ساختند (نوربخش، ۱۳۶۹).

در جدول (۱) فهرست زمینلرزه‌های مهم تاریخی منطقه قشم با ذکر تاریخ وقوع، مختصات رومرکز (طول و عرض جغرافیایی) براساس مرجع تاریخ زمینلرزه‌های ایران (آمبرسیز و ملویل) خلاصه شده است. علاوه بر آن بزرگی (M) تخمین زده شده براساس میزان خرابی‌های گزارش شده و شدت در کانون (IO) و شدت احساس شده در شهر قشم (ID) و فاصله رومرکز از شهر قشم (D) برحسب کیلومتر در جدول (۱) آورده شده است (اسلامی و اشعری، ۱۳۸۷).

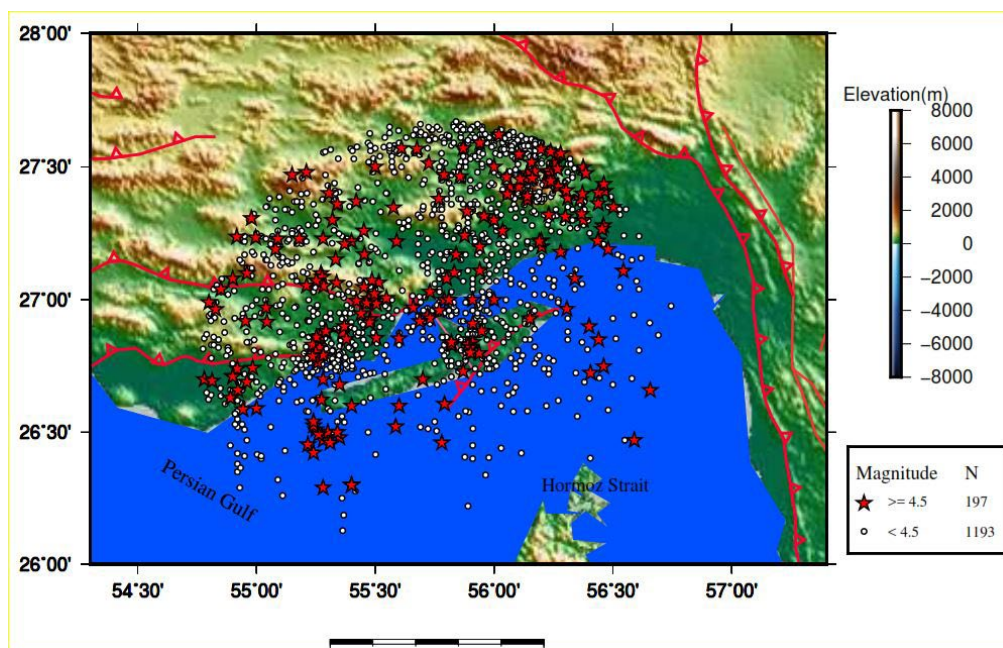
بررسی رویدادهای سده بیستم و چند ده اخیر که به دوره دستگاهی معروف است نشان می‌دهد که تعداد ۳۶۵ زمینلرزه با بزرگای بیش از ۳ در گستره صد کیلومتری مرکز جزیره قشم رخ داده است. علاوه بر آن بیش از ۱۴۰۰ رویداد لرزه‌ای با بزرگای بیش از ۲.۵ در ۲۵ سال اخیر در گستره یک صد کیلومتری قشم به ثبت رسیده است. بررسی‌های پژوهش حاضر نشان می‌دهد از

سال ۱۹۰۲ میلادی تاکنون بیش از ۱۷ زمینلرزه با بزرگای بیش از ۶ در جزیره قشم بوقوع پیوسته است. شکل (۱) نقشه لرزه‌خیزی جزیره قشم و نواحی اطراف از ابتدای سده بیستم تاکنون را نشان می‌دهد. بررسی ناحیه کلانلرزه‌ای نشان می‌دهد رویداد ساعت ۱۳:۵۲ عصر روز ششم آذر ۱۳۸۴ هجری شمسی با بزرگی ۶ که در فاصله ۴۶ کیلومتری جنوب غربی شهر قشم بوقوع پیوسته است منطبق بر منطقه کلانلرزه‌ای زمینلرزه تاریخی سال ۱۸۹۷ (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲) می‌باشد. علاوه بر آن، بزرگترین پس‌لرزه این رویداد در ساعت ۲۰:۰۰ همان روز با بزرگی ۵/۸ در مجاورت کانون زمینلرزه اصلی و در ۴۷ کیلومتری جنوب غربی شهر قشم رخ داد و آسیب‌های زیادی برای زیرساخت‌های اقتصادی منطقه به همراه داشت. پس‌لرزه‌های زمینلرزه ششم آذرماه ۱۳۸۴ تا مدت‌ها ادامه داشت که پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله با نصب یک شبکه لرزه‌نگاری موقت فشرده بیش از چند هزار پس‌لرزه را ثبت و پردازش نمود (غلامزاده، ۱۳۸۸).

بررسی سازوکار و عمق زمینلرزه‌های گستره زاگرس نشان می‌دهد که اغلب این زمینلرزه‌ها ژرفای کمتر از ۲۰ کیلومتر با میانگین حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر دارند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۱) که در جزیره قشم هم این ویژگی به خوبی مشاهده شده است.

جدول ۱. مشخصات زمینلرزه‌های مهم تاریخی جزیره قشم.

ID	Dist. (Km)	شدت (I <sub>o</sub> ) رومرکز	بزرگی (Ms)	طول جغرافیایی (°E)	عرض جغرافیایی (°N)	سال وقوع (میلادی)	
IV+	50	VI	5	55.8	26.8	1336	1
VII	10	VI+	5.3	56.2	26.9	1361	2
IV+	50	VI	5	55.8	26.8	1829	3
III	100	VI	5	55.3	26.7	03/-/1829	4
V	28	VI	5	56	26.9	05/19/1884	5
VII	28	VIII	6.4	56	26.9	01/10/1897	6
IV+	50	VI	5	55.8	26.8	1897	7



شکل ۱. لرزه‌خیزی گستره صد کیلومتری قشم از سال ۱۹۰۲ میلادی تاکنون.

لرزه‌نگاشتها و شتابنگاشتهای ثبت شده از زمینلرزه‌ها را دارد. معمولاً این وظیفه از طریق حل صفحه گسل برای تعیین رژیم‌های تنش منطقه‌ای غالب انجام می‌شود. گاهی اوقات، هنگام وقوع زمینلرزه بر روی صفحه گسل از پیش موجود، لغزش می‌تواند رخ دهد، که جهت‌گیری متفاوتی نسبت به تنش‌های اصلی دارند. در نتیجه، حل صفحه گسل در مناطقی که پارامترهای تنش محلی و منطقه‌ای متغیر و با عدم قطعیت بالا همراه باشند، از نظر موقعیت مکانی (سطحی و یا عمقی) متفاوت هستند (یادوف و همکاران، ۲۰۰۹). سازوکارهای مشابه زمینلرزه‌های یک منطقه، نشان دهنده ساختار اصلی لرزه‌خیزی هستند، در حالی که سازوکارهای متنوع مویید تغییر شکل در یک محیط پیچیده هستند.

روش‌های متعددی تاکنون برای محاسبه سازوکار قانونی ارائه شده است (اسنوکه و همکاران، ۱۹۸۴؛ آنجلیه و همکاران، ۲۰۰۴؛ فوسن، ۲۰۱۰؛ عصارعنایتی و همکاران، ۲۰۲۳؛ احمدزاده و جوان دلویی، ۲۰۲۴). روش‌های محاسبه سازوکار قانونی زمینلرزه‌ها با هدف

### ۳ محاسبه سازوکار قانونی، وارون‌سازی و تعیین تنش

معمولاً منشا تنش در پوسته زمین را به دو دسته تکتونیکی و غیرتکتونیکی تقسیم می‌کنند (زوباک، ۱۹۹۲). منشا اصلی تنش غیرتکتونیکی بارگذاری گرانشی است که تنش عمودی با بزرگترین تغییر جانبی در نزدیکی سطح زمین و همگن‌تر شدن با عمق را ایجاد می‌کند. درحالی‌که تنش تکتونیکی بیشتر افقی است. این تنش از نیروهایی که فرآیندهای "فشار پشته‌ای" را ایجاد می‌کنند، در جایی که صفحات لیتوسفری از یک پشته گسترشی دور می‌شوند، یا فرآیندهای "کشش-لغزش"، در نتیجه برخورد و فرورانش صفحه ایجاد می‌شوند، ناشی می‌شود (بچمانف و همکاران، ۲۰۰۴؛ ژانگ و استفانسن، ۲۰۱۰؛ ووری چوک، ۲۰۱۵). انواع گسل‌های فعال و جهت‌گیری آنها و جهت لغزش در امتداد این گسل‌ها، پارامترهای مهم برای ارزیابی رژیم‌های تنش و تغییرات مکانی و جانبی آنها درون پوسته زمین هستند. بخشی از علم زلزله‌شناسی وظیفه استخراج این پارامترها از پردازش

پیش تعیین شده محاسبه می‌نمایند و بهترین تطابق با داده‌های مشاهده‌ای که شامل قطبش‌های حرکت اولیه موج لرزه‌ای P و نسبت دامنه‌ها می‌شود، را مشخص می‌کنند.

از طرف دیگر، نمودارهای مثلثی (سه گانه) و تحلیل خوشه بندی، ابزارهای گرافیکی و آماری هستند که به تفسیر مناسب و دسته‌بندی توزیع سازوکارهای کانونی بین زمینلرزه‌های متعدد کمک می‌نمایند و در تفسیرهای لرزه‌زمین‌ساختی استفاده می‌شوند. در این راستا استفاده از سیستم مختصات محورهای اصلی (P, T, B) به ترتیب برای فشار (مقدار تنش بیشینه، P)، کشش (مقدار تنش کمینه، T) و خنثی (B) ضروری است.

برای نمایش گرافیکی سازوکارهای کانونی براساس زاویه شیب نسبت به محورهای افقی P، T و محور عمود B، نخستین بار فروهلیش (۱۹۹۲) نمودار مثلث را به عنوان ابزاری گرافیکی با هدف کمیت سازی سهم نسبی سازوکار کانونی نرمال، تراستی و امتدادلغز ارائه داده است. براساس این روش، گسلش نرمال (No) هنگامی است که محور P تقریباً عمودی (زاویه بیشتر از ۶۰ درجه) می‌باشد؛ گسلش تراستی (Th) زمانی است که محور T تقریباً عمودی (زاویه بیش از ۶۰ درجه) می‌باشد و سرانجام گسلش امتدادلغز (Ss) زمانی خواهد بود که محور B تقریباً عمودی (بیش از ۶۰ درجه) باشد. برای سایر انواع سازوکارها نوع ترکیبی (Odd) در نظر گرفته می‌شود.

#### ۴ بانک داده زمینلرزه‌های گسترده قشم و

##### الگوریتم‌های محاسبه پارامترها

وضعیت آماری زمینلرزه‌ها در این پژوهش با تعیین مرکز جزیره قشم به شعاع یکصد کیلومتر، از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۵، با جستجوی کاتالوگ زمینلرزه در وبگاه پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله بررسی

تعیین هندسه و آهنگ لغزش (Slip Rate) گسل به طور معمول براساس داده‌های لرزه‌ای مانند نخستین قطبش حرکت اولیه موج P، نسبت‌های دامنه فازهای لرزه‌ای P و S و مدل‌سازی شکل موج پایه گذاری شده است.

در روش قطبش جهت اولیه حرکت موج P (انقباض یا انبساط) در ایستگاه‌های مختلف اطراف زمینلرزه بررسی می‌شود. با تطبیق این مشاهدات با مدل چشمه برشی دوزوجی (DC)، دو صفحه گسل عمود بر هم تعیین می‌شوند (اسنوکه و همکاران، ۱۹۸۴). نمودار کره کانونی برای نمایش گرافیکی دو صفحه عمودبرهم و مقایسه با شواهد زمین‌ساختی مفید است. چنانچه کانون زمینلرزه با تعداد ایستگاه‌های زیادی پوشش داده شده باشد، پارامترهای سازوکار کانونی شامل راستا و امتداد گسل (Strike) نسبت به شمال جغرافیایی، زاویه شیب گسل (Dip Angle) نسبت به سطح افق و جهت لغزش صفحه گسل (Rake) با دقت نسبتاً خوبی تعیین می‌شود. برای رفع ابهام در تعیین صفحه گسل بخاطر عدم پوشش مناسب کانون زمینلرزه ناشی از کمبود تعداد ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، استفاده از توزیع پس‌لرزه‌ها یا داده‌های تکمیلی و یا استفاده از نسبت دامنه موج‌های لرزه‌ای S به P ضروری است.

تجربه نشان داده است، استفاده از نسبت دامنه بازتاب‌های سطحی و یا مدل‌سازی شکل موج، علاوه بر روش قطبش اولین حرکت موج لرزه‌ای P، در محاسبه دقیق‌تر پارامترهای سازوکار کانونی زمینلرزه‌های کوچک و یا عمیق از اهمیت زیادی برخوردار است (کیسلینگر و همکاران، ۱۹۸۲؛ سایکیا و هرمن، ۱۹۸۵).

الگوریتم‌های جستجوی شبکه‌ای (Algorithm Grid Search) و گام به گام (Iterative Algorithm) روش‌های مبتنی بر رویکرد جستجوی شبکه‌ای هستند و به طور سیستماتیک جهت‌گیری‌های محتمل برای حرکت صفحه گسل را از طریق سعی و خطا در بازه از

شده است. در این کاتالوگ باز پردازش شده، وقوع ۱۳۹۰ زمینلرزه در گستره یکصد کیلومتری مرکز جزیره قشم در بازه ۱۲۵ سال اخیر گزارش شده است که تعداد ۱۹۷ رویداد بزرگی بیش از ۴.۵ را داشته‌اند (شکل ۱).

بررسی لرزه‌خیزی منطقه قشم نشان می‌دهد، آهنگ تقریبی وقوع یک رویداد با بزرگی ۵ و بیشتر در سال، در دو دهه اخیر در این منطقه مشهود است. بنابراین بررسی سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها و تعیین رژیم تنش در منطقه از اهمیت بالایی برخوردار است.

در پژوهش حاضر، برای ارزیابی سازوکار کانونی زمینلرزه‌های منطقه از سه دسته داده استفاده شده است. دسته اول شامل سازوکارهای کانونی ۴۶ زمینلرزه برگرفته از نتایج مطالعه غلامزاده (۱۳۸۸) و یمینی فرد و همکاران (۲۰۱۲) می‌باشد که پس از نصب و راه اندازی شبکه لرزه‌نگاری موقت وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله در منطقه قشم، داده‌ها ثبت، پردازش و منتشر شده‌اند. دسته دوم شامل سازوکار کانونی ۲۲ زمینلرزه بزرگتر از ۵ گزارش شده در بولتن دانشگاه هاروارد (GCMT) از منطقه مورد مطالعه است که با نتایج پژوهش حاضر مورد مقایسه قرار گرفته‌اند. دسته سوم شامل شکل موج ۲۱ زمینلرزه با بزرگی بیش از ۴.۸ می‌باشد که در ۶ سال اخیر (۲۰۱۹-۲۰۲۵) در منطقه مورد مطالعه بوقوع پیوسته‌اند. شکل موج ۲۱ زمینلرزه اخیر از تلفیق رویدادهای ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران (INSN) وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و ایستگاه شارجه امارات تهیه شده است.

برای محاسبه پارامترهای سازوکار کانونی روش‌ها و الگوریتم‌های متعددی تاکنون ارائه شده است. در پژوهش حاضر از نرم افزار SEISAN (هافسکوف و

همکاران، ۱۹۹۹ & ۲۰۲۰) برای همسان سازی فرمت داده از همه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری قابل دسترسی، استفاده شده است. علاوه بر آن، برای محاسبه سازوکار کانونی سه زمینلرزه با استفاده از روش پلاریته نخستین رسید موج P، نسخه ۱۲ نرم افزار SEISAN مورد استفاده قرار گرفت که نتایج آن در شکل (۲) و جدول (۳) ارائه شده است. بدیهی است، موج P به دلیل سرعت بالا به عنوان نخستین موج دریافتی در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری است و پلاریته آن در ایستگاه‌های مختلف متفاوت است. برای حل سازوکار کانونی زمینلرزه علاوه بر تشخیص الگوی فشارشی یا کششی اولین موج دریافتی، زاویه سمت (Azimuth) و زاویه خروج موج از کانون نیز برای نشان دادن موقعیت موج در هر ایستگاه مورد نیاز است که این دو کمیت با تعیین محل زمینلرزه مشخص می‌شوند. سپس براساس این اطلاعات، نرم افزار برای حل سازوکار کانونی، بهترین صفحاتی که می‌تواند از بین نقاط فشاری و کششی عبور کنند را محاسبه و ترسیم می‌نماید (شکل ۲). البته عدم قطعیت قابل قبول برای سازوکارهای کانونی محاسبه شده با این روش منوط به پوشش پرتویی مناسب برای ایستگاه‌های لرزه‌نگاری توزیع شده در اطراف کانون زمینلرزه (گپ آزمون حد اکثر ۱۶۰ درجه) می‌باشد.

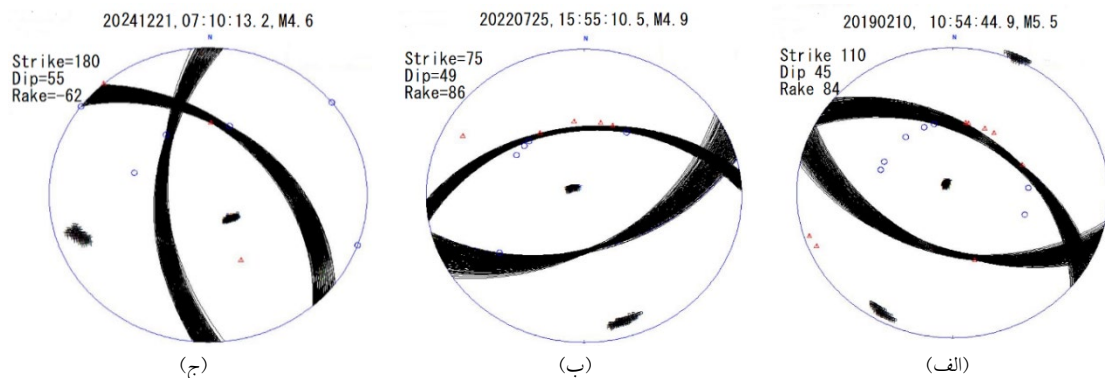
موقعیت جغرافیائی منطقه مورد مطالعه قشم و گستره پیرامونی آن به گونه‌ای هست که تعداد ایستگاه‌های لرزه‌نگاری اندکی از سمت جنوب می‌توانند رویدادها را ثبت و پوشش دهند. بنابراین روش پلاریته نخستین رسید موج در این منطقه از عدم قطعیت بالایی برخوردار است. با توجه به این موضوع، ضروری است از طریق مدل‌سازی شکل موج به حل تانسور گشتاور لرزه‌ای برای محاسبه سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها اقدام شود. بدیهی است، شناخت قابل اعتماد پارامترهای زمینلرزه، پیش نیاز درک فرآیندهای فیزیکی عملکرد گسل‌ها در هنگام وقوع

ناسازگاری داده‌ها و فراداده، نوسان‌های دوره بلند و ارزیابی ایستگاه براساس اندازه‌گیری‌های چگالی طیف توان در اجرای موازی بهره می‌برد.

در این پژوهش سازوکار کانونی ۲۱ زمینلرزه گستره قشم و نواحی اطراف آن برای وارون‌سازی تانسور گشتاور لرزه‌ای به کمک نرم افزار GISOLA محاسبه شده است. برای نمونه نتایج جزئیات حل سازوکار کانونی زمینلرزه اول اوت ۲۰۲۲ ساعت ۲۳:۲۵ به وقت جهانی و با بزرگی  $M_w=6.1$  در شکل (۳a,b) و برای زمینلرزه سی ام نوامبر ۲۰۲۲ ساعت ۱۵:۱۷ بوقت جهانی با بزرگی  $M_w=5.6$  در شکل (۴a,b) نمایش داده شده است.

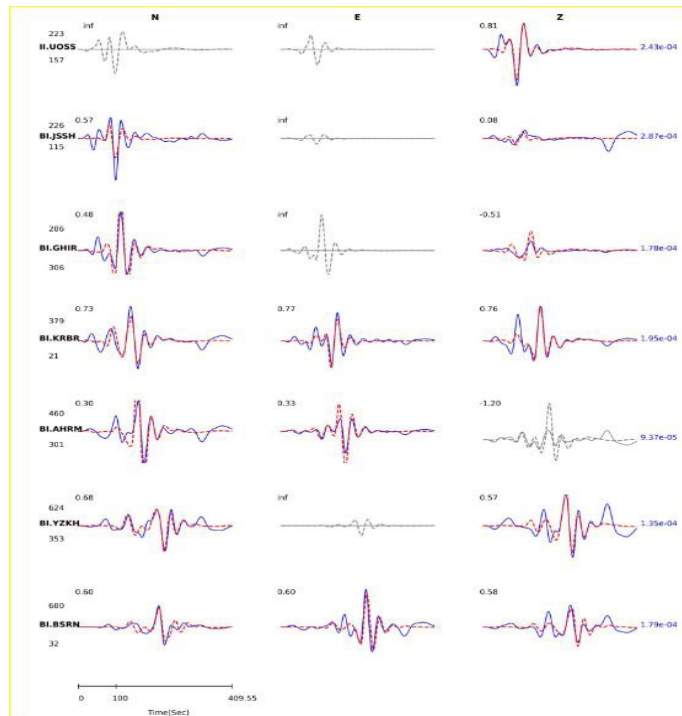
رژیم تنش تکتونیکی جزیره قشم و گستره پیرامونی آن، پس از تکمیل بانک داده سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها به روش زویاک (۱۹۹۲) و با استفاده از نرم افزار Win-Tensor (دلواکس و اسپرنر، ۲۰۰۳) تعیین می‌شود. در نرم افزار Win-Tensor از یک معیار عددی، تمایل لغزش که شامل ارزیابی پتانسیل صفحات گسل برای فعال شدن مجدد تحت یک میدان تنش خاص است، نیز استفاده می‌شود (موریس و همکاران، ۱۹۹۶).

زمینلرزه است. اگرچه اطلاعات مهم را می‌توان حتی از چند ثانیه اول لرزه‌نگاشت استخراج کرد، اما برای مطالعه دقیق، استفاده از شکل موج کامل لرزه‌نگاشت چند ایستگاه برای محاسبه پارامترهای عمق و گشتاور لرزه‌ای از اهمیت بالایی برخوردار است. از سوی دیگر، روش‌های مختلفی برای مدل‌سازی وارون شکل موج‌ها با هدف توصیف فرآیند گسیختگی و توزیع لغزش ارائه شده است که از میان آنها، تجزیه و تحلیل تانسور گشتاور لرزه‌ای رویدادهای محلی و منطقه‌ای یک روش استاندارد است که در شبکه‌های لرزه‌نگاری به طور وسیع بکار می‌رود. نرم افزارهای متعددی در سه دهه اخیر برای مدل‌سازی وارون شکل موج و محاسبه تانسور گشتاور لرزه‌ای ارائه شده است که جدیدترین نسخه آن در حوزه مدل‌سازی شکل موج زمینلرزه‌ها و حل تانسور گشتاور لرزه‌ای، نسخه GISOLA (تریانتالیس و همکاران، ۲۰۲۲) می‌باشد. این نرم افزار از الگوریتم‌های بهبود یافته‌ای برای انتخاب داده‌های شکل موج با استفاده از معیارهای کیفیتی مانند نسبت سیگنال به نویز، قطع شدگی دامنه شکل موج به دلیل اثرات حوزه نزدیک،



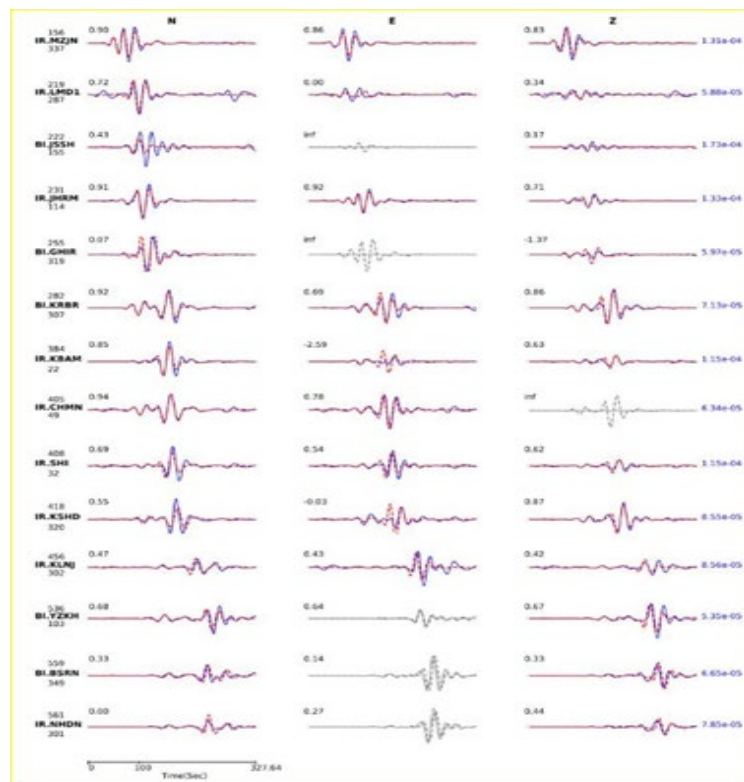
شکل ۲. محاسبه سازوکار کانونی براساس نخستین پلاریته موج P: الف؛ زمینلرزه ۲۰۱۹/۱۰/۰۲ با بزرگی ۵/۵؛ ب؛ زمینلرزه ۲۰۲۲/۰۷/۲۵ با بزرگی ۴/۹؛ ج؛ زمینلرزه ۲۰۲۴/۱۲/۲۱ با بزرگی ۴/۶.

Hypocenter IRSC			
Origine Time: 2022-07-01 23:25:14.00	Magnitude :6.1		
Latitude: 26.8000	Longitude: 55.3500	Depth: 13.0	
Gisola Solution			
<b>Centriod:</b>			
Time: 2022-07-01 23:25:15.25			
Latitude: 26.8402	Longitude: 55.3509	Depth: 5.0	
Magnitude: <b>6.1 Mw</b>	Mo(Nm) : 1.569e+18		
	Strike	Dip	Rake
<b>NP1 :</b>	83	24	81
<b>NP2 :</b>	273	66	93
	Azimuth	Plunge	
<b>P - Axis :</b>	0	21	
<b>T - Axis :</b>	190	68	
<b>Six Tensor Components :</b>			
Mrr: 1.059e+18	Mtt: -1.250e+18	Mpp: 1.911e+17	
Mrt: -1.047e+18	Mrp: 8.143e+16	Mtp: -2.667e+16	
<b>Quality Metrics:</b>			
Correlation: 0.770	Variance Reduction: 0.592		
DC(%): 77.60	CLVD(%): 22.40	ISO(%): 0.00	
Min Singular: 3.542e-16	Max Singular: 2.001e-15		
Condition Number: 5.65	STVAR: 0.30	FMVAR: 19.74	
<b>Used Station</b>			
Number of Used Stations: 7	azimuthal gap:144		
Frequencies (Hz): 0.007 0.008 0.02 0.03			



**شکل ۳.** جزئیات محاسبه مدل سازی شکل موج برای حل تانسورگشتاور لرزه ای (a) و (b) نمایش میزان برازش شکل موج تجربی آبی رنگ (ممتد) در مقایسه با شکل موج مصنوعی قرمز رنگ (نقطه چین) برای سه مولفه لرزه‌نگاشت‌های مورد استفاده برای زمینلرزه اول اوت ۲۰۲۲ ساعت ۲۳:۲۵ بوقت جهانی با بزرگی  $M_w=6.1$ .

Hypocenter IRSC			
Orgine Time:	2022-11-30 15:17:42.00	Magnitude:	5.6
Latitude:	26.7700	Longitude:	55.2800
		Depth:	8.0
Gisola Solution			
<b>Centriod:</b>			
Time:	2022-11-30 15:17:45.44		
Latitude:	26.8209	Longitude:	55.2808
		Depth:	5.0
Magnitude:	<b>5.6 Mw</b>	Mo(Nm):	2.965e+17
	Strike	Dip	Rake
<b>NP1:</b>	96	60	94
<b>NP2:</b>	267	29	81
	Azimuth	Plunge	
<b>P - Axis:</b>	183	15	
<b>T - Axis:</b>	18	73	
<b>Six Tensor Components :</b>			
Mrr:	2.301e+17	Mtt:	-2.729e+17
Mrt:	1.499e+17	Mrp:	-2.515e+16
Mpp:	4.280e+16	Mtp:	1.396e+16
<b>Quality Metrics:</b>			
Correlation:	0.814	Variance Reduction:	0.662
DC(%):	73.30	CLVD(%):	26.70
Min Singular:	1.738e-15	Max Singular:	4.929e-15
Condition Number:	2.84	STVAR:	0.11
		FMVAR:	7.99
<b>Used Station</b>			
Number of Used Stations:	14	azimuthal gap:	132
Frequencies (Hz):	0.02	0.02	0.05



شکل ۴. جزئیات محاسبه مدل سازی شکل موج برای حل تانسورگشتاور لرزه‌ای (a) و (b) نمایش میزان برازش شکل موج تجربی آبی رنگ (ممتد) در مقایسه با شکل موج مصنوعی قرمز رنگ (نقطه چین) برای سه مولفه لرزه نگاشته‌های مورد استفاده برای زمینلرزه سی ام نوامبر ۲۰۲۲ ساعت ۱۵:۱۷ بوقت جهانی با بزرگی  $M_w=5.6$ .

## ۵ بحث و بررسی نتایج









نتایج پردازش سه زمینلرزه منطقه قشم با روش نخستین پلاریته موج P در شکل (۲) ارائه شده است که در مقایسه با روش‌های مدل‌سازی شکل موج و حل تانسور گشتاور لرزه‌ای به دلیل عدم توزیع مناسب ایستگاه‌های لرزه‌نگاری نسبت به موقعیت خاص جغرافیایی کانون زمینلرزه‌ها، از کیفیت بسیار بالایی برخوردار نمی‌باشد (جدول (۳)). بررسی جدول (۳) نشان می‌دهد که تفاوت حل سازوکار کانونی از روش نخستین پلاریته موج P در مقایسه با روش مدل‌سازی شکل موج برای حل تانسور گشتاور لرزه‌ای منطقه قشم کاملاً مشهود است، بنابراین استفاده از روش پلاریته موج برای محاسبه و ارزیابی مولفه‌های تنش در مناطق مرزی توصیه نمی‌شود.

به همین دلیل در پژوهش حاضر از مدل‌سازی شکل موج برای حل تانسور گشتاور لرزه‌ای و محاسبه سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها به کمک نسخه ارتقایافته نرم‌افزار GISOLA استفاده شده است و نتایج آن برای ۲۱ زمینلرزه مهم اخیر منطقه قشم در مقایسه با حل دانشگاه هاروارد (GCMT) و سازمان زمین‌شناسی ایالات





















متحده (USGS) به طور خلاصه در جدول (۴) ارائه شده است. بررسی نتایج محاسبات پژوهش حاضر با نتایج سایر مراکز از جمله گزارش دانشگاه هاروارد (GCMT) همخوانی نسبتاً خوبی برای اکثر زمینلرزه‌ها نشان می‌دهد. هرچند تفاوت اندکی در برخی از سازوکارها مشاهده می‌شود.

















بدیهی است، مرکز لرزه‌نگاری جهانی همچون GCMT و USGS از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در فاصله بیش از ۷۰۰ کیلومتری از کانون زمینلرزه‌های فلات ایران در محاسبات استفاده می‌نمایند، این امر می‌تواند باعث خطای زیاد در تعیین موقعیت و سایر پارامترهای چشمه زمینلرزه شده و تاثیر قابل توجهی بر ناپایداری حل صفحه گسل بگذارد. با توجه به اینکه در پژوهش حاضر از مدل‌سازی شکل موج ثبت شده در ایستگاه‌های نزدیکتر به کانون زمینلرزه (در مقایسه با سایر مراکز GCMT و USGS) استفاده شده است، حل‌های سازوکار کانونی ما از پایداری بیشتری برخوردارند و مورد استناد برای سایر مراحل محاسباتی قرار می‌گیرد.

جدول ۳. مقایسه تطبیقی نتایج حل سازوکار کانونی روش نخستین پلاریته موج P با دو روش مدل‌سازی شکل موج (GISOLA) در پژوهش حاضر با حل تانسور گشتاور لرزه‌ای دانشگاه هاروارد (GCMT).

Date	Lat. (°)	Long. (°)	Depth (Km)	Mag. Mw	Str1 (°)	Dip1 (°)	Rake1 (°)	Str2 (°)	Dip2 (°)	Rake2 (°)	Beach-ball	Method
20190210	26.94	55.54	12	5.5	110	45	84	118	45	84		Polarity
					345	86	-177	255	87	83		GISOLA
					344	76	-178	254	88	-14		GCMT
20220725	26.85	55.37	11	4.9	75	49	86	261	41	95		Polarity
					315	84	173	46	83	5		GISOLA
					227	85	20	135	70	174		GCMT
20241221	26.78	55.23	9	4.6	180	55	-62	137	44	-124		Polarity
					247	37	37	126	68	121		GISOLA

جدول ۴. حل سازوکار کانونی زمینلرزه‌های پنج سال اخیر منطقه قشم و نواحی همجوار آن با روش مدل‌سازی شکل موج و مقایسه آن با روش GCMT و USGS

	Origin Time, Location and Magnitude					DC% /This Study	Variance Reduction% /This Study	Beach-Ball	Nodal Plane(°)						
	Date	Long. (°)	Lat. (°)	Depth (°)	Mw				Str1	Dip1	Rake1	Str2	Dip2	Rake2	
1	20200216 12:30:49	55.91	27	15	5.5	56.6	60.2		85	70	96	247	21	74	GCMT
									82	75	98	197	9	25	This study
2	20200315 22:04:24	55.35	27.23	10	5.4	96.10	67.6		240	64	50	121	46	142	GCMT
									259	52	70	109	41	113	This study
3	20210115 21:31:02	55.37	26.9	9	5.4	78.30	83.3		270	40	74	110	52	103	GCMT
									258	35	56	117	61	111	This study
4	20211010 16:11:25	55.30	27.40	12	4.7	86.5	48.4		81	72	72	307	25	133	GCMT
									106	68	92	279	21	83	This study
5	20211114 12:07:04.4	56.08	27.66	20	6.2	81.70	33		262	56	77	105	36	108	GCMT
									259	64	76	109	28	116	This study
6	20211114 12:08:38.1	56.37	27.56	10	6.3	74.50	52.7		276	65	99	75	27	72	GCMT
									254	77	87	86	13	101	This study
7	20220701 21:32:06	55.29	26.87	12	6.1	95.5	72.3		262	42	66	113	52	110	GCMT
									255	35	65	105	57	106	This study
8	20220701 21:39:52	55.26	26/82	17	4.7	79.70	10.0		11	84	167	103	77	5	This study
9	20220701 21:47:52	55.26	26.86	20	4.8	70.20	18.8		288	48	116	71	47	63	This study
10	20220701 23:24:13	55.25	26.85	13	5.7	84.10	07.5		262	47	80	96	43	100	USGS
									298	49	105	95	43	72	This study
11	20220701 23:25:14	55.29	26.88	13	6.1	77.6	59.2		245	62	54	121	45	138	GCMT
									273	66	93	83	24	81	This study

12	20220702 03:29:09	55.50	26.85	19	4.3	66.2	62.2		236	51	54	105	50	125	This study
13	20220723 16:07:44	55.25	26.76	8	5.4	85.20	7.9		307	62	144	56	59	34	GCMT
									276	43	77	113	47	101	This study
14	20220723 16:09:08	55.27	26.62	17	5.7	61	56.9		233	61	29	128	65	148	GCMT
									234	53	36	119	61	137	This study
15	20220725 15:55:14	55.37	26.85	11	4.9	83.9	44.5		227	85	20	135	70	174	GCMT
									315	84	173	46	83	5	This study
16	20220905 9:14:50	56.19	27.56	19	5.5	66.5	34.9		152	78	170	244	80	12	GCMT
									331	79	178	61	88	10	This study
17	20221111 18:44:09	56.16	27.46	19	4.4	67.3	34.3		251	43	115	37	51	67	This study
18	20221117 13:59:33	55.24	26.83	17	5.2	78.6	64.6		263	34	68	113	59	104	GCMT
									260	28	59	113	65	105	This study
19	20221130 15:17:42	55.24	26.80	8	5.6	73.3	66.2		268	37	75	107	54	101	GCMT
									276	29	81	96	60	94	This study
20	20221201 18:18:08	55.23	26.79	8	4.7	61.8	58.2		291	38	91	109	51	88	This study
21	20241221 07:10:13	55.23	26.78	9	4.6	99.40	68.0		247	37	37	126	68	121	This study

(CLVD) بیش از ۳۰٪ از چشمه برشی محض (DC) برخوردارند. این میزان انحراف از حالت چشمه دو زوجی، شاهدهی بر حضور ساختارهای رسوبی و گنبدیهای نمکی تاثیرگذار بر گسیختگی سطوح گسل می‌باشد که به احتمال زیاد تاثیر قابل ملاحظه‌ای بر محتوی فرکانسی شکل موج زمینلرزه‌ها و افزایش نسبت سیگنال به نوفه می‌گذارد.

شاخص درصد مؤلفه دو زوجی (DC٪) نشان دهنده تطابق چشمه لرزه‌ای با مدل گسیختگی برشی محض (دبل-کوپل) است. بررسی درصد چشمه دو زوجی (DC) زمینلرزه‌ها در ستون هفتم جدول (۴) نشان می‌دهد که اغلب رویدادها (بیش از ۷۰ درصد) از مدل چشمه دوزوجی (DC) تبعیت می‌کنند و تعداد اندکی از آنها (رویدادهای ردیف ۱، ۱۲، ۱۴، ۱۶، ۱۷ و ۲۰) انحراف

رویداد ردیف ۱۶ (Mw 5.5) سازوکار از نوع گسلش امتدادلغز راستگرد محض می‌باشد؛  
 رویداد ردیف ۲۱ (۲۱ دسامبر ۲۰۲۴) با بزرگی Mw (4.6) در عمق ۹ کیلومتری بوقوع پیوسته است و پارامترهای صفحه گسل آن دارای مشخصات  $Str1=247^\circ$ ,  $Dip1=37^\circ$ ,  $Rake1=37^\circ$  می‌باشد و بیانگر آن است که گسلش از نوع امتدادلغز چپگرد با مولفه تراستی در محیط‌های فشاری (Compressional) می‌باشد. عمق کم ۹ کیلومتر بیانگر گسلش در پوسته فوقانی متأثر از تنش فشاری می‌باشد.

بررسی مقایسه زمان، مکان، عمق و سازوکار کانونی زمینلرزه‌های ردیف‌های ۸ و ۲۱ نشان می‌دهد این دو رویداد در فاصله اندک ۵ کیلومتری از هم به ترتیب در سال ۲۰۲۲ و ۲۰۲۴ با اختلاف زمانی حدود دو سال و نیم در عمق‌های ۱۷ و ۹ کیلومتری با سازوکارهای کاملاً متفاوت امتدادلغز چپگرد با مولفه تراستی و امتدادلغز راستگرد محض بوقوع پیوسته‌اند. این تفاوت قابل ملاحظه تفسیرهای متفاوتی را به همراه دارد: الف) ممکن است میدان تنش با عمق تغییر کند؛ ب) گسل‌های مسبب متفاوت داشته باشند، به عبارت دیگر این دو زمینلرزه ممکن است روی گسل‌های متفاوتی با راستاهای مختلف رخ داده باشند که در پاسخ به یک میدان تنش یکنواخت، مکانیسم‌های متفاوتی تولید می‌کنند. ج) زمین‌لرزه اول (۲۰۲۲) باعث تغییر در توزیع تنش در منطقه شده است، که می‌تواند با افزایش یا کاهش تنش سبب فعال شدن یک گسل فرعی با هندسه متفاوت در فاصله نزدیک شود که خود نشان دهنده پیچیدگی میدان تنش القایی در مقیاس محلی می‌باشد (برای نمونه کلارک و همکاران، ۲۰۲۰)؛ د) پوسته زمین یک محیط کاملاً همگن نیست. وجود ناهمگنی‌ها (مانند تغییر در جنس سنگ و یا سطوح زون برشی) می‌تواند سبب گردد که یک تنش منطقه‌ای

شاخص کاهش واریانس (Variance Reduction) نشان می‌دهد مدل ارائه شده چقدر توانسته داده‌های تجربی را توضیح دهد. در ستون هشتم جدول (۴) مقادیر این شاخص از حدود ۸٪ تا ۸۳٪ متغیر است که نشان می‌دهد برای برخی رویدادها (مانند رویدادهای شماره ۱۰ و ۱۳ با مقدار شاخص کمتر از ۱۰٪)، سازگاری بین مدل و داده‌ها ایده‌آل نمی‌باشد. این امر احتمالاً ناشی از پیچیدگی چشمه لرزه‌ای و یا پوشش ضعیف ایستگاهی می‌باشد. بنابراین نتایج محاسبات این رویدادهای لرزه‌ای با احتیاط بیشتری باید تحلیل شود.

بررسی نوع سازوکارهای کانونی محاسبه شده از جدول (۴) نشان می‌دهد که ۷۵٪ زمینلرزه‌ها دارای مقدار زاویه لغزش در بازه  $[Rake \approx 90^\circ \pm 45^\circ]$  هستند که بیانگر مکانیسم غالب از نوع راندگی با مولفه‌ای از راستالغز برای فعالیت لرزه‌ای گسل‌های مسبب می‌باشد. علاوه بر آن، دو مجموعه صفحه گسلی (fault planes) نشان‌دهنده ساختارهای فشاری (Thrust) با جهت‌گیری‌های شمال غرب-جنوب شرق (NW-SE) و شمال شرق-جنوب غرب (NE-SW) هستند.

پنج زمینلرزه (ردیف‌های ۸، ۱۴، ۱۵، ۱۶ و ۲۱) که در جدول با رنگ خاکستری مشخص شده‌اند، اغلب از امتدادلغز راستگرد محض و یا امتدادلغز چپگرد همراه با کمی مولفه فشاری هستند.

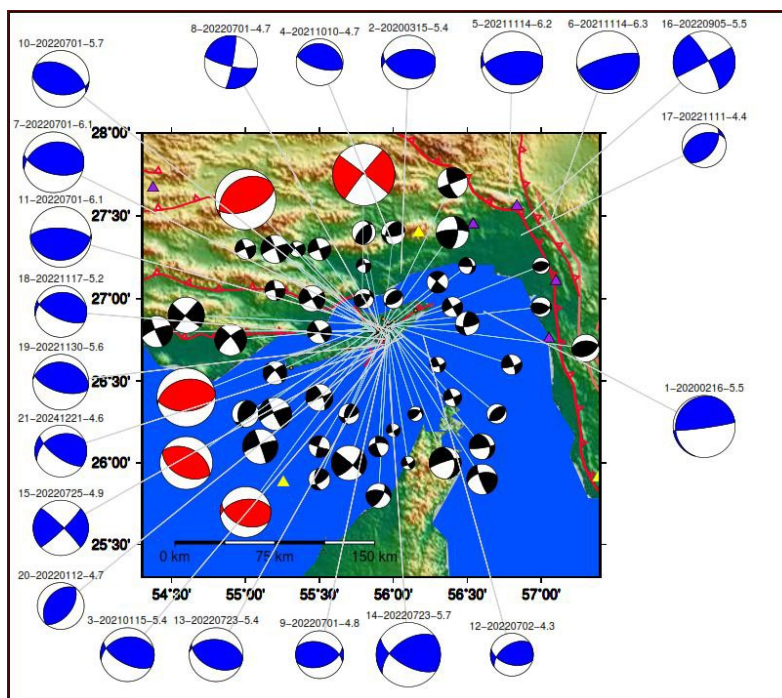
رویداد ردیف ۸ (اول اوت ۲۰۲۲ با بزرگی ۴/۷ در عمق ۱۷ کیلومتری) نشان می‌دهد که براساس پارامترهای صفحه اول گسل ( $Str1=11^\circ$ ,  $Dip1=84^\circ$ ,  $Rake1=167^\circ$ )، گسلش امتدادلغز راستگرد است.

رویداد ردیف ۱۴ (Mw 5.7) سازوکار (Strike=234,  $Dip=53$ ,  $Rake=36$ ) یک گسلش امتدادلغز چپگرد با مولفه تراستی را نشان می‌دهد؛ رویداد ردیف ۱۵ (Mw 4.9) سازوکار امتدادلغز راستگرد محض را نشان می‌دهد؛

سازوکارهای محاسبه شده در پژوهش حاضر برای زمینلرزه‌های شش سال اخیر در شکل (۵) با سه رنگ متفاوت (به ترتیب مشکی، قرمز و آبی) نمایش داده شده‌اند و برای تحلیل دقیق‌تر تنش مورد استفاده قرار می‌گیرند. برای مدل‌سازی تنش منطقه‌ای (Stress Tensor Modeling)، جهت تنش اصلی ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ) با استفاده از نرم‌افزار Win-Tensor برای دو دسته رویداد به صورت جداگانه و سپس به صورت ترکیبی با روش زوباک (۱۹۹۲) محاسبه شده است که نتایج آن به ترتیب در جدول‌های (۵)، (۶) و (۷) ارائه شده است. از روش بهینه‌سازی چرخشی تانسور تنش پارامترهای زاویه پلانژ و آزیموت هر یک از محورهای تنش،  $R$  نسبت تنش،  $R'$  مشخصه رژیم تنش،  $F5$  تابع عدم برآزش،  $SH_{max}$  و  $SH_{min}$  به ترتیب تنش‌های افقی بیشینه و کمینه،  $Q$  کیفیت و رژیم تنش براساس طبقه‌بندی زوباک (۱۹۹۲) محاسبه و در جدول (۵) ارائه شده است. به روش مشابه پارامترهای تنش برای ۲۱ زمینلرزه جدول (۴) محاسبه

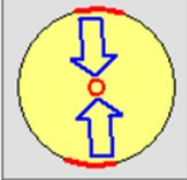
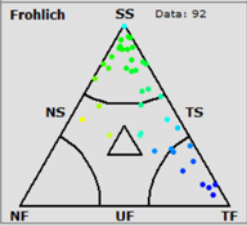
یکسان، روی سطوح گسلی با هندسه‌های مختلف لغزش‌هایی با سازوکارهای متفاوت ایجاد کند. همانطوری که در بررسی وضعیت زمین‌شناختی و تکتونیکی منطقه مشخص شد، منطقه قشم در حاشیه شمالی تنگه هرمز و در محل برخورد صفحه عربستان با ایران قرار دارد و علاوه بر ساختارهای اصلی منطقه مانند گسل خمیدگی قشم (Qeshm Flexural Fault) و گسل هرمز (Hormuz Fault)، متاثر از چین‌خوردگی‌های فشاری مرتبط با سامانه کوهزایی زاگرس می‌باشد. بطور کلی این منطقه تحت فشردگی شدید با جهت کلی شمال غرب-جنوب شرق (NW-SE) قرار دارد که با سازوکارهای راندگی نتایج پژوهش حاضر مطابقت دارد. روند تغییر سازوکارها نشان می‌دهد که در رویدادهای بزرگ‌تر ( $M_w > 6.0$ ) سازوکارها پایدارتر و نزدیک به راندگی خالص هستند.

همه سازوکارهای کانونی منطقه قشم شامل شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سایر مطالعات تا سال ۲۰۱۹ و

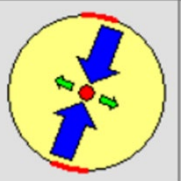
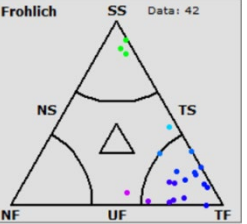


شکل ۵. سازوکارهای کانونی برای ۲۱ زمینلرزه منطقه قشم از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۲۴.

جدول ۵. مدل‌سازی محورهای تنش اصلی ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$ ) در منطقه قشم برای تعداد ۴۶ سازوکار کانونی از زمینلرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مستقر در جزیره قشم براساس روش بهینه‌سازی چرخشی تانسور تنش.

	بهینه‌سازی چرخشی تانسور تنش											
	Q	SH <sub>min</sub>	SH <sub>max</sub>	F5	R'	R	$\sigma_3$ (محور P)		$\sigma_2$ (محور B)		$\sigma_1$ (محور T)	
							AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL
رژیم تنش: تراست با مولفه امتدادلغز	C	۸۵	۱۷۵	۷۲/۴	۲	۰/۴۶	۲۸۸	۵۴	۶۷	۲۸	۱۶۸	۲۰
توزیع سازوکارهای کانونی براساس جهت‌گیری محورهای P، B و T در نمودار مثالی فروهلیش (۱۹۹۲)												

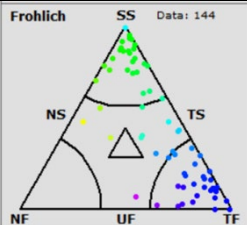
جدول ۶. مدل‌سازی محورهای تنش اصلی ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$ ) در منطقه قشم برای تعداد ۲۱ زمینلرزه‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری داخلی و بین‌المللی در اطراف منطقه قشم از ۲۰۱۹ الی ۲۰۲۴ براساس روش بهینه‌سازی چرخشی تانسور تنش.

	بهینه‌سازی چرخشی تانسور تنش											
	Q	SH <sub>min</sub>	SH <sub>max</sub>	F5	R'	R	$\sigma_3$ (محور P)		$\sigma_2$ (محور B)		$\sigma_1$ (محور T)	
							AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL
رژیم تنشی: تراست	C	۱۱۲	۲۲	۳۲/۱	۲/۰	۰	۲۹۲	۷۰	۱۱۲	۲۰	۲۱	۰
توزیع سازوکارهای کانونی براساس جهت‌گیری محورهای P، B و T در نمودار مثالی فروهلیش (۱۹۹۲)												

میدان تنش به دست آمده از کل مجموعه داده با  $R'=2.5$  نشان دهنده میدان تنش غالب فشاری می‌باشد. همانگونه که از جدول (۷) مشاهده می‌شود جهت تنش افقی بیشینه ( $SH_{max}=174^\circ$ ) شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد. این مقدار با نتایج ارائه شده در جدول (۵) برای ۴۶ زمینلرزه سال ۲۰۰۵ ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه و نتایج مدل‌سازی تنش پور بیرانوند (۲۰۲۲) همخوانی دارد. پس از زمینلرزه سال ۲۰۰۵ میدان تنش در بخش مرکزی جزیره نسبت به سایر نواحی آن

شده است که نتایج آن در جدول (۶) ارائه شده است. برای ارزیابی تنش کلی منطقه در دو دهه اخیر (۲۰۰۵-۲۰۲۴) همه زمینلرزه‌های به نمایش درآمده در شکل (۵)، از روش بهینه‌سازی چرخشی تانسور تنش پارامترهای زاویه پلانژ و آزیموت هریک از محورهای تنش، R نسبت تنش،  $R'$  مشخصه رژیم تنش، F5 تابع عدم برازش،  $SH_{min}$  و  $SH_{max}$  به ترتیب تنش‌های افقی بیشینه و کمینه، Q کیفیت و رژیم تنش براساس طبقه‌بندی زوباک (۱۹۹۲) محاسبه و در جدول (۷) ارائه شده است.

جدول ۷. مدل سازی محورهای تنش اصلی ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$ ) در منطقه قشم برای تعداد ۷۲ سازوکار کانونی از سال ۲۰۰۵ تاکنون براساس زاویه پلانژ و آزیموت؛ R نسبت تنش،  $R'$  مشخصه رژیم تنش، F5 نشان دهنده تابع عدم برازش. SHmax و SHmin به ترتیب تنش های افقی بیشینه و کمینه، Q کیفیت رژیم تنش براساس طبقه بندی زویاک (۱۹۹۲).

	بهینه سازی چرخشی تانسور تنش											
	Q	SH <sub>min</sub>	SH <sub>max</sub>	F5	R'	R	$\sigma_3$ (محور P)		$\sigma_2$ (محور B)		$\sigma_1$ (محور T)	
							AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL
رژیم تنشی: تراست	C	۸۴	۱۷۴	۵۷/۱	۲/۵	۰/۲۴	۲۹۳	۶۲	۷۵	۲۳	۱۷۲	۱۶
توزیع سازوکارهای کانونی براساس جهت گیری محورهای P، B و T در نمودار مثلی فروهلش (۱۹۹۲)												

(۲۰۰۵). اختلاف رئولوژی ناشی از ناهمگنی پوسته در مقیاس زمین ساختی و یا وجود واحدهای سنگی با اختلاف مقاومت شاخص (مانند وجود دیاپیرهای نمکی، توده های آذرین و یا افق های جدایشی در یک منطقه) می تواند سبب تغییر محلی در رژیم منطقه ای شوند (اسپادا و همکاران، ۱۹۹۲) که وسعت آن می تواند تا سه برابر شعاع ناهنجاری باشد (ژانگ و استفانسن، ۲۰۰۹). در محدوده قشم، توالی سنگ های رسوبی مانند ماسه سنگ، سنگ آهک و گنبد های نمکی وجود دارد که احتمالاً از عوامل موثر در تغییر تنش محلی منطقه قشم می باشد.

رخداد زمین لرزه های بزرگ در یک منطقه می تواند منجر به انحراف محلی تنش شوند. چنین زمین لرزه هایی سبب افزایش لرزه خیزی پوسته، توزیع مجدد تنش همبرز و آشفستگی میدان تنش منطقه ای می شود. بررسی های تاریخی نشان می دهد زمین لرزه های متعددی (زمین لرزه های ۱۸۸۴، ۱۸۹۷ و ۱۹۰۲ میلادی) در این منطقه رخ داده اند. این زمین لرزه ها باعث آسیب های جدی به جزیره قشم و نواحی همجوار آن شده اند. علاوه بر آن، وقوع زمین لرزه های دو دهه اخیر (۲۰۰۵-۲۰۲۴)، موجب

متفاوت است که احتمالاً به دلیل آزاد شدن انرژی بر اثر رخداد تعداد زیاد پس لرزه ها پس از زمین لرزه اصلی باشد. با توجه به اهمیت مخاطرات لرزه ای ناشی از میدان تنش منطقه ای ناهمسانگردی ها و ناهمگنی های مختلفی می تواند با تغییر جهت و وضعیت میدان تنش منطقه ای، ویژگی میدان تنش محلی را تحت تاثیر قرار دهند (هیدباخ و همکاران ۲۰۱۰؛ کیفیت و همکاران، ۲۰۱۴؛ گائو و همکاران، ۲۰۱۷؛ لی و گائو، ۲۰۱۸). از دیدگاه زلزله شناسی ویژگی هایی همانند اختلاف توپوگرافی (ژانگ و استفانسن، ۲۰۰۹)، اختلاف رئولوژی (فیالکو و همکاران، ۲۰۰۵)، رخداد زمین لرزه های بزرگ قبلی و وجود ناپیوستگی های عمیق پی سنگی می تواند مهم ترین نقش را در انحراف محلی تنش منطقه ای داشته باشند.

در محدوده تاقدیس گورزین در قشم بیشینه اختلاف ارتفاع موجود حدود ۱۰۰ متر و میانگین شیب توپوگرافی حدود ۴/۵ درجه می باشد که می تواند، سبب تغییر تنش در محدوده قشم گردد. به طور مثال شیب سطح زمین که منجر به تغییر تنش در بخش های خم گسل سن-آندریاس شده است، حدود ۵ درجه می باشد (فیالکو و همکاران،

گسل‌های امتدادلغز و نرمال پراکنده، پیچیدگی ساختارهای محلی ناشی از حضور گنبد‌های نمکی و گسل‌های انتقالی را نشان می‌دهد. بطور کلی مطالعه حاضر براساس مدل‌سازی شکل موج با وضوح بالا، نشان می‌دهد که زمینلرزه‌های منطقه قشم عمدتاً (۷۶٪) توسط گسل‌های رورانده با راستای NW-SE تولید می‌شوند. این الگو حاکی از تسلط سازوکار برخوردی عربی-اوراسیا در منطقه است. با این حال، حضور قابل توجه گسل‌های امتدادلغز (۱۹٪) در بخش شمال شرقی منطقه، احتمالاً نشان‌دهنده تقسیم تنش در حاشیه شرقی دیاپیر نمک هرمز یا اثر گسل‌های انتقالی عمیق است. مدل حاضر، گسل قشم (با راستای NW-SE و شیب به سوی شمال شرق) را به عنوان ساختار لرزه‌زای اصلی در خوشه جنوب غربی معرفی می‌کند. این نتایج همچنین به طور مستقیم با ویژگی‌های زمین‌شناسی و ساختارهای تکتونیکی جزیره مرتبط هستند و برای مدیریت خطرات ناشی از زمینلرزه‌ها و به ویژه برای برنامه‌ریزی‌های صنعتی و توسعه‌ای در جزیره قشم، ضرورت ارزیابی تحلیل خطر لرزه‌ای در منطقه را اجتناب ناپذیر نموده است.

#### تقدیر و تشکر

از مرکز لرزه‌نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (<https://irsc.ut.ac.ir>) و مرکز ملی شبکه‌نگاری باند پهن وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (<http://epp.iiees.ac.ir>) برای در دسترس قراردادن داده مورد نیاز این تحقیق سپاسگزار می‌شود. از دو داور محترم که با ارائه نظرات و نقدهای سازنده ارتقا محتوی مقاله را فراهم نموده‌اند، صمیمانه قدردانی می‌شود.

تغییرات عمده‌ای در میدان تنش و ساختار تکتونیکی منطقه گردیده است.

فعالیت گسل‌های بزرگ نیز می‌تواند منجر به انحراف میدان تنش محلی (آنجلیه و همکاران، ۲۰۰۴؛ بارتون و زوباک، ۱۹۹۴) در پیرامون آن تا فواصلی کمتر از طول گسله شود. راستای گسل نسبت به میدان تنش منطقه‌ای و حل سازوکار کانونی زمینلرزه‌ها (آنجلیه و همکاران، ۲۰۰۴) نشان داده‌اند که راستای محور ( $\sigma_1$ ) در بخش کششی پایانه‌ها به صورت ساعتگرد و در بخش فشارشی پایانه‌ها به صورت پادساعتگرد دچار چرخش می‌شود و به عنوان یک شاخص مهم در نظر گرفته می‌شود. از آنجایی که محور تنش بیشینه در این مطالعه راستای شمال غربی - جنوب شرقی بدست آمده است، این نتایج نقش موثر سامانه گسلی پی سنگی قشم را در کنترل وضعیت تنش محلی و رفتار لرزه‌خیزی منطقه قشم و تنگه هرمز را تأیید می‌کنند.

#### ۶ نتیجه‌گیری

در این پژوهش، سازوکار کانونی زمینلرزه‌های منطقه قشم با استفاده از شکل موج‌های ثبت شده در مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، مرکز لرزه‌نگاری کشوری وابسته به دانشگاه تهران و ایستگاه لرزه‌نگاری الشارجه امارات از روش مدل‌سازی تانسور گشتاور لرزه‌ای محاسبه گردید. در مرحله دوم با استفاده از روش مدل‌سازی تانسور تنش، مولفه‌های تنش اصلی و پارامترهای مختلف آن در منطقه قشم محاسبه گردید. ارزیابی نتایج نشان می‌دهد داده‌های پژوهش حاضر از کیفیت بالایی برخوردارند و تصویر همخوانی با زمین‌ساخت فعال زاگرس ارائه می‌دهند. غالب بودن سازوکار رورانده تأیید می‌کند که منطقه قشم تحت فشردگی افقی شدیدی قرار دارد. علاوه بر آن، حضور

- Active faults in the Zagros and central Iran. *Tectonophysics*, 380(3-4), 221-241.
- Barton, C.A., and Zoback, M.D. (1994). Stress perturbations associated with active faults penetrated by boreholes: Possible evidence for near-complete stress drop and a new technique for stress magnitude measurement. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B5), pp.9373-9390. <https://doi.org/10.1029/93JB03359>.
- Berberian, M. (1976). Contribution to the seismotectonics of Iran. Part II. Geological Survey of Iran.
- Berberian, M. (1977). Contribution to the seismotectonics of Iran. Part III. Geological Survey of Iran.
- Clark, D. J., Brennand, S., Brenn, G., Garthwaite, M. C., Dimech, J., Allen, T. I., & Standen, S. (2020). Surface deformation relating to the 2018 Lake Muir earthquake sequence, southwest Western Australia: new insight into stable continental region earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 11(2), 691–717. <https://doi.org/10.5194/sc-11-691-2020>.
- Delvaux, D. and Sperner, B. (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.
- Fialko, Y., Rivera, L. and Kanamori, H. (2005). Estimate of differential stress in the upper crust from variations in topography and strike along the San Andreas Fault. *Geophysical Journal International*, 160(2), pp.527- 532. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02511.x>.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*, 1st ed. Cambridge University Press, New York.
- Frohlich, C. (1992). Triangle diagrams: Ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. *Phys. Earth Planet. In.* 75 (1), 193–198. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(92\)90130-N](https://doi.org/10.1016/0031-9201(92)90130-N).
- Gao, K., Harrison, J.P., Lei, Q. and Latham, J-P. (2017). Investigating the relationship between far-field stress and local values of the stress tensor. *Procedia engineering*, 191, pp.536-542. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2017.05.215>.
- Gephart, J.W., & Forsyth, D.W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal
- منابع  
اسلامی، آ. و اشعری، ع. (۱۳۸۷). گزارش زمینلرزه ۲۰ شهریور ۱۳۸۷، جزیره قشم. پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله. ۸ ص.
- حق‌پور، ع. (۱۳۸۴). زمین‌شناسی منطقه قشم. انتشارات منطقه آزاد جزیره قشم، ۵ ص.
- شاه‌پسندزاده، م. و حسامی‌آذر، خ. (۱۳۸۵). بررسی گسیختگی‌های سطحی ناشی از زمین‌لرزه ششم آذر ماه ۱۳۸۴ جزیره قشم. پژوهشنامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۲، ۳۴-۴۱.
- غلامزاده، ع. (۱۳۸۸). مطالعه لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت در زون زاگرس شرقی، رساله دکتری زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
- نوربخش، ح. (۱۳۶۹). جزیره قشم و خلیج فارس. انتشارات امیرکبیر، تهران، ۵۶۳ ص.
- Ahmadzadeh, S., Javan-Doloei, G. (2024). The high-frequency decay parameter Kappa ( $\kappa$ ) in the Alborz Region using broadband seismic waveforms. *Journal of Seismology*, 28, 1471–1488. <https://doi.org/10.1007/s10950-024-10256-x>.
- Amberaseys, N and Melville, Ch.P. (1982). *A history of Persian earthquakes*. Cambridge University Press, UK, 219p.
- Angelier, J., Slunga, R., Bergerat, F., Stefansson, R. and Homberg, C. (2004). Perturbation of stress and oceanic rift extension across transform faults shown by earthquake focal mechanisms in Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3-4), pp.271-284. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00704-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00704-0).
- Assar-Enayati, M., Javan-Doloei, G., Ahmadzadeh, S., Afshar, A.S., (2023). Investigation of the Dorounh fault system based on the focal mechanism of the earthquakes of the last two decades. *Journal of the Earth and Space Physics*, 49(2), 353-369. <https://doi.org/10.22059/JESPHYS.2023.347529.1007452>.
- Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, K., Kozhurin, A.I., Ivanova, T.P., Rogozhin, E.A., Hademi, M.C., Jamali. F. (2004).

- mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, 9305–9320.
- Griffith, W. Ashley., Becker, James., Cione, Krysta., Miller, Tim. and Pan, Ernian. (2014). 3D topographic stress perturbations and implications for ground control in underground coal mines. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 70, pp.59-68. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2014.03.013>.
- Havskov, J., and Ottemoller, L. (1999). *SeisAn Earthquake analysis software*, *Seismological Research Letters*, 70.
- Havskov, J., Voss, P.H. and Ottemoller, L. (2020). *Seismological Observatory Software: 30 Yr of SEISAN*. *Seismological Research Letters*, 91 (3): 1846-1852. <https://doi.org/10.1785/0220190313>.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfes, D., & Müller, B. (2010). Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. *Tectonophysics*, 482 (1), 3–15.
- Hessami, K., Koy, H., Talbot, C., Tabasi, H., and Shabanian, E. (2001). Progressive unconformities within an evolving foreland fold–thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of the Geological Society*, Volume 158. Pages 969 – 981. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-007>
- Kisslinger, B., and Hasegawa, H. S. (1982). Determination of focal mechanism from polarization of P waves from small earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(5), 1627-1639.
- Lei, Q., and Gao, K. (2018). August. Effects of far-field stress state on local stress perturbation in heterogeneous fractured rocks. In 52nd US Rock Mechanics/Geomechanics Symposium. American Rock Mechanics Association.
- Michael, A.J. (1984). Determination of stress from slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B13), 11517–11526.
- Morris, A., Ferrill, D.A. Henderson, D.B. (1996). Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24 (3), 275–278. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>.
- Nissen, E., Ghorashi, M., Jackson, J., Parsons, B., Talebian, M., (2007). The 2005 Qeshm Island earthquake (Iran) – a link between buried reverse faulting and surface folding in the Zagros simply folded belt. *Journal of Geophysical Research*, 91, 8205-8218.
- Pourbeyranvand, Sh. (2022). Stress mapping, focal mechanism display and stress tensor inversion in Qeshm Island, Southern Iran. *Iranian Journal of Geophysics*, 15(4), Page 53 – 69. DOI:10.30499/IJG.2021.260899.1307.
- Saikia, C. K., and Herrmann, R. B. (1985). Application of waveform modeling to determine focal mechanisms of four 1982 Miramichi aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1021-1040.
- Snoke, J.A., Munsey, J.W., Teague, A.G., Bollinger G.A. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data. *Earthquake Notes*. 55. p15.
- Spada, G., Sabadini, R., Yuen, D.A., and Ricard, Y. (1992). Effects on post-glacial rebound from the hard rheology in the transition zone. *Geophysical Journal International*, 109(3), pp.683-700. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00125.x>.
- Triantafyllis, N., Venetis, I.E., Fountoulakis, I., Pikoulis, E.V., Sokos, E., Evangelidis, Ch.P. (2022). Gisola: A High-Performance Computing Application for Real-Time Moment Tensor Inversion. *Seismological Research Letters*, 93 (2A). 957–966. <https://doi.org/10.1785/0220210153>.
- Vavryčuk, V. (2015). *Earthquake Mechanisms and Stress Field*, *Encyclopedia of Earthquake Engineering*. DOI 10.1007/978-3-642-36197-5-295-1.
- Yadav, R., Bali, S. (2009). *Seismotectonic modeling of NW Himalaya: a perspective on future seismic hazard* [Ph.D. thesis]. Department of Earthquake Engineering, Indian Institute of Technology, Roorkee, India. 198 pp.
- Yaminifard, F., Tatar, M., Hessami, K., Gholamzadeh, A., Bergman, E.A. (2012). Aftershock analysis of the 2005 November 27 (Mw 5.8) Qeshm Island earthquake (Zagros-Iran): Triggering of strike-slip faults at the basement, *Journal of Geodynamics*, 61, 138-147, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.04.005>.
- 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 the*

- Seismological Society of America, 95, 159-172.
- Zang, A., and Stephansson, O. (2009). Stress field of the Earth's crust. Springer, Science & Business Media.
- Zang, A., Stephansson, O. (2010). Stress field of the earth's crust. Springer. New York
- Zoback, M.L. (1992). First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map project. *Journal of Geophysical Research*, 97. 11703-1172.
- MD (2007) Reservoir geomechanics. Cambridge University Press, Cambridge.

## Focal mechanism analysis and stress inversion: a comprehensive approach to understanding seismic activity of Qeshm Island and its adjacent area

Somayeh Habibi-Sesari<sup>1</sup>, Gholam Javan-Doloei<sup>2\*</sup> and Somayeh Ahmadzadeh<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

(Received: 29 December 2025, Accepted: 26 March 2026)

### Summary

Our knowledge from tectonic stress field, seismicity and the type of focal mechanism of earthquakes can help to better understand the seismotectonics of each region. Calculating stress components and inverse modeling of the stress tensor requires studying the seismicity and analyzing a set of earthquakes and calculating their focal mechanisms. This study is of great importance for Qeshm Island, as the largest island in Iran within the Persian Gulf and adjacent to the Strait of Hormuz, due to large-scale planning aimed at industrial, commercial, tourism, and economic development. The study of the seismicity of the Qeshm region based on historical evidence and scientific reports shows that relatively many earthquakes have occurred in the Qeshm region in the last eight centuries, with seventeen earthquakes larger than 6 in the 20th century. In addition, in the present study, based on the analysis of the focal mechanism of significant earthquakes, 76 events have been selected to calculate the stress field on Qeshm Island. The results of focal mechanisms and their inversion to calculate the principal stress component in Qeshm show the existence of two distinct stress regimes; however, the prevailing tectonic regime is characterized by thrust faulting with a northwest-southeast trend. The stress field derived from the entire data set indicates an  $R'$  value of 2.5, with a maximum horizontal stress ( $SH_{max}$ ) oriented in the northwest-southeast direction. Evaluation of the results indicates that the data of the present study are of high quality and present a coherent image consistent with the active tectonics of the Zagros. The dominance of the thrust mechanism confirms that the Qeshm region is under intense horizontal compression. Furthermore, the presence of scattered strike-slip and normal faults reveals the complexity of local structures caused by the presence of salt domes and transfer faults. Overall, this study, based on high-resolution waveform modeling, shows that earthquakes in the Qeshm region are predominantly (76%) generated by thrust faults with a NW-SE trend. This pattern suggests the dominance of the Arabia-Eurasia collision mechanism in the region. However, the significant presence of strike-slip faults (19%) in the northeastern part of the region likely indicates stress partitioning at the eastern margin of the Hormuz salt diapir or the effect of deep-seated transfer faults. Only one event with a normal mechanism was identified, which could be due to local extension associated with layer bending from anticline growth. The present model introduces the Qeshm fault (with a NW-SE trend and a dip towards the northeast) as the main seismogenic structure in the southwestern cluster. Therefore, the development of industrial, commercial, and economic facilities in the vicinity of active northwest-southeast trending faults with strict adherence to technical standards will contribute significantly to the sustainable development and progress. In addition, the seismic risk of the region is significant due to the possibility of moderate to severe earthquakes without surface fracture outcrops, and requires online seismic monitoring within the framework of passive defense to reduce seismic risk of the Qeshm commercial region.

**Keywords:** Focal mechanism, seismicity, Qeshm Island, stress inversion, Persian gulf

---

\* Corresponding author:

javandoloei@iiees.ac.ir