

شناسایی گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ گوه‌ران با استفاده از مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌ها و سازوکار کانونی آن

مجیدرضا آزادفر^۱، محمدرضا قیطانچی^{۲*}

^۱دانش‌آموخته کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
^۲استاد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۰۹۳/۱۱/۲۹، تاریخ پذیرش: ۰۹۴/۰۴/۰۹)

چکیده

در ساعت ۶:۳۸ روز ۲۱ اردیبهشت ۱۳۹۲ زمین‌لرزه‌ای به بزرگی ۶/۱ و به گزارش برخی مراکز دیگر ۶/۲ در مقیاس گشتاوری (M_w)، در نزدیکی روستایی به نام گوه‌ران روی داد. روستای گوه‌ران از توابع شهرستان بشاگرد واقع در استان هرمزگان می‌باشد. این زمین‌لرزه، پس‌لرزه‌های بزرگی را به دنبال داشت که بزرگ‌ترین آنها با بزرگی ۵/۸ ثبت شده است. در فاصله سه ماه بعد از رویداد اصلی توسط ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کشوری، ۲۸۴ پس‌لرزه ثبت و مکان‌یابی شده‌اند. در این پژوهش با استفاده از روش اختلاف زمانی دوگانه، مجدداً زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های آن مکان‌یابی شدند که در طی این فرایند خطا نسبت به قبل بهینه شده و با استفاده از تحلیل مکانی و زمانی پس‌لرزه‌ها، راستای گسل مسبب اصلی این زمین‌لرزه با امتداد تقریبی جنوب غرب-شمال شرق شناسایی شد. همچنین با استفاده از روش وارون‌سازی تانسور گشتاور، سازوکارهای کانونی مربوط به این زمین‌لرزه و پس‌لرزه‌های بزرگ آن به دست آمد که با توجه به امتداد به دست آمده از توزیع پس‌لرزه‌ها، صفحه اصلی از صفحه کمکی تشخیص داده شد. در نهایت با تلفیق این دو نتیجه گسل مسبب اصلی با مولفه امتدادلغز چپ‌گرد با شیب تقریباً قائم شناسایی شد. تطبیق نتایج زمین‌شناختی با نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که این زمین‌لرزه تحت تأثیر عملکرد گسل ناشناخته است که تاکنون در نقشه‌ها مشاهده نشده و بعد از وقوع این زمین‌لرزه آشکار شده است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌لرزه گوه‌ران، اختلاف زمانی دوگانه، وارون‌سازی تانسور گشتاور، گسل امتداد لغز چپ‌گرد

۱ مقدمه

روستاهای اطراف کانون زمین‌لرزه تخریب شدند (بلورچی و همکاران، ۱۳۹۲).

با توجه به اینکه این زمین‌لرزه، اولین رویداد بزرگ‌تر از ۶ ثبت شده در این منطقه بوده و جمعیت قابل توجهی که در این محدوده زندگی می‌کنند (حدود ۴۰۰۰۰ نفر)، در نوع خود حایز اهمیت می‌باشد که در مورد خصوصیات و ویژگی‌های آن مطالعاتی انجام شود.

در ساعت ۶:۳۸ بامداد ۲۱ اردیبهشت ماه ۱۳۹۲ زمین‌لرزه‌ای به بزرگی ۶/۲ حوالی روستای گوه‌ران از توابع شهرستان بشاگرد واقع در استان هرمزگان را لرزاند که در پی آن خسارات زیادی بر جای ماند. متأسفانه بر اثر این زمین‌لرزه یک کودک جان باخته و ده‌ها تن مجروح، راهی بیمارستان‌ها شدند. همچنین حدود ۷۰٪ منازل

ب- گسل‌های مزدوج که از نظر روند و نوع به دو گروه قابل تقسیم اند. گروه نخست دارای روند شمال غربی هستند که سازوکار امتدادلغز راست گرد دارند. گروه دوم دارای روند شمال شرقی با سازوکار حرکتی امتدادلغز چپ گردند.

گسل‌های مزدوج، روند شرقی-غربی ساختارها را قطع می‌کنند و به یک همگرایی به طرف شمال، در داخل منشور برافزاینده اشاره دارند.

ج- گسل‌های نرمال که در ساحل مکران دیده می‌شوند. زمان پیدایش آنها را کواترنر دانسته و پذیرفته شده است که خطی بودن حاشیه شمالی پادگانه‌های دریایی و همچنین، بالا آمدن سواحل مکران نتیجه عملکرد این گسل‌ها است و حرکت‌های قائم این گسل‌ها سبب شده تا پادگانه‌های دریایی در سطوح تراز گوناگون سامان گیرند (آقانباتی، ۱۳۸۵).

مکران از لحاظ لرزه‌خیزی نسبت به بقیه نقاط ایران، میزان فعالیت کمتری را نشان می‌دهد که علت آن مشخص نمی‌باشد. شکل ۱ نقشه لرزه‌خیزی محدوده مورد نظر را با محوریت زمین‌لرزه اخیر نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود به غیر از این زمین‌لرزه، تنها رویداد مهم مربوط به سال ۱۹۸۳ با بزرگی ۵/۹ می‌باشد که دارای سازوکار غالب امتدادلغز با مولفه کوچک معکوس می‌باشد. رخداد ثبت شده قابل توجه دیگر مربوطه به زمین‌لرزه سال ۲۰۰۴ به بزرگی گشتاوری ۵/۲ می‌باشد که با سازوکار غالب معکوس در شکل ۱ نمایش داده شده است.

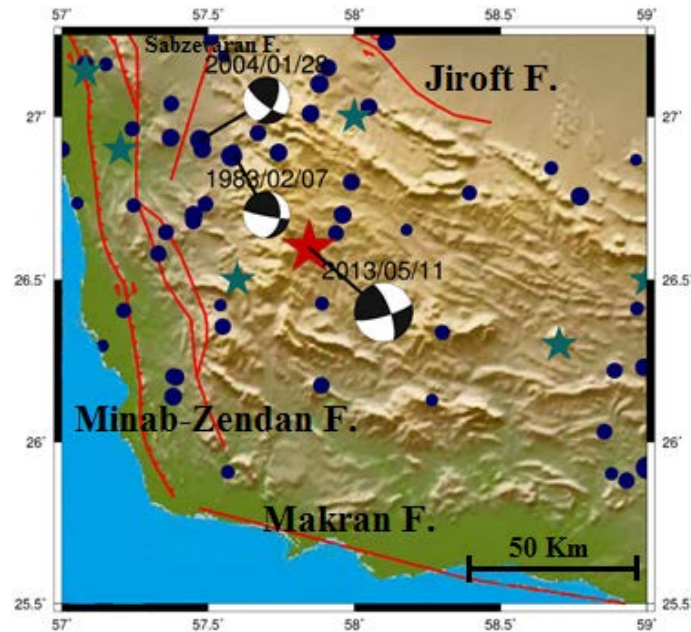
همان‌طور که گفته شد وضعیت پوشش ایستگاهی در این منطقه مناسب نیست و همین امر منجر به از دست رفتن تعداد زیادی از رویدادهای مرتبط به این زمین‌لرزه شده است، به طوری که در فاصله سه ماه بعد از رویداد اصلی تنها ۲۸۴ پس‌لرزه توسط ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده‌اند. در شکل ۲ تعداد پس‌لرزه‌ها و

این زمین‌لرزه از لحاظ لرزه‌زمین‌ساختی در منطقه مکران واقع شده است. بر طبق نظر اشتوکلین (۱۹۷۴)، مکران یک زمین‌درز کهن است که به صورت منشور برافزایشی در فرادپواره یک زون فرورانش کم ژرفا قرار دارد. اضمحلال پوسته در اثر این فرورانش با آزیموت $N10^{\circ}E$ در حال انجام است و سرعت همگرایی در شرق و غرب آن متفاوت است. سرعت همگرایی برآورد شده، از ۳۶٫۵ میلیمتر در سال در نزدیکی تنگه هرمز در غرب تا ۴۲٫۰ میلیمتر در سال در مرز شرقی مکران افزایش می‌یابد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). فرورانش که از اواخر کرتاسه پسین آغاز شده و هنوز ادامه دارد منجر به کوتاه‌شدگی‌هایی در مکران شده که همراه با فعالیت‌های کوه‌زایی در منطقه می‌باشد که منجر به ایجاد ساختار زمین‌ساختی پیچیده‌ای در منطقه شده است. زلزله گوهران در قسمت غربی مکران واقع شده و این حوضه در مطالعات گذشته به زون انتقال زاگرس-مکران شهرت دارد. زون انتقال زاگرس-مکران از طریق انتقال فرآیند برخورد زاگرس به فرورانش مکران، نقش مهمی در مقیاس پوسته‌ای دارد. این زون شامل دو سیستم گسلی میناب-زندان-پالامی و سیستم گسلی جیرفت-سبزواران است. اگر تمام همگرایی زاگرس به لبه مکران منتقل شود، تمامی زون متحمل یک آهنگ لغزش به میزان ۱۰ میلیمتر در سال با روند $N10^{\circ}E$ می‌باشد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). از گسل‌های مهم این منطقه می‌توان به گسل میناب، شمال بشاگرد، فنوج و گسل ساحلی مکران اشاره کرد. گسل‌های مکران از نظر زمان پیدایش و نقش، از چند نوع اند:

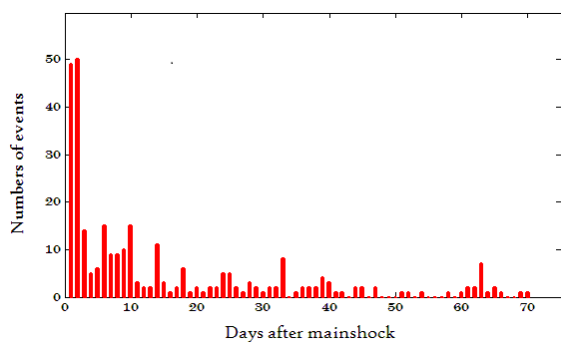
الف- گسل‌های طولی که در آغاز از نوع گسل‌های نرمال بوده و همزمان با شکل‌گیری حوضه به وجود آمده‌اند ولی در رژیم‌های فشارشی بعدی به گسل‌های راندگی با شیب تند به سمت شمال و شمال‌شرقی تبدیل شده‌اند.

رویدادها با بزرگی بیشتر از ۳ ثبت شده‌اند و این نشان می‌دهد که تعداد زیادی از رویدادهای با بزرگی کمتر از ۳ به علت نبود پوشش ایستگاهی مناسب ثبت نشده‌اند.

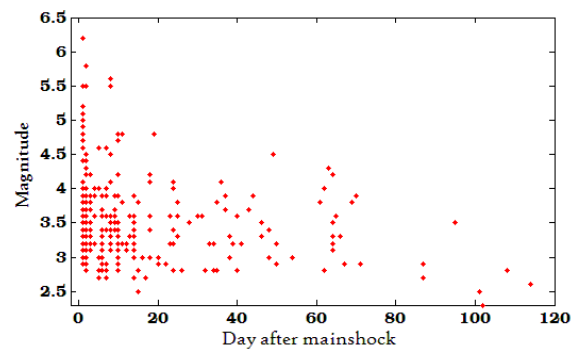
بزرگی‌های ثبت شده، بعد از وقوع رویداد اصلی را بر حسب روز بعد از زمین‌لرزه اصلی نمایش داده‌ایم. همان‌طور که از نمودار شکل ۲-ب دیده می‌شود اکثر



شکل ۱. نقشه لرزه خیزی محدوده با محوریت زمین‌لرزه گوهران (ستاره قرمز) که با استفاده از داده‌های ISC و مرکز لرزه‌نگاری کشوری تهیه شده است (دایره‌های آبی)، همچنین زمین‌لرزه‌های تاریخی از کاتالوگ آمبرسیز و ملویل استخراج شده و رسم شده‌اند (ستاره آبی)، سازوکارهای کانونی از وبگاه پروژه هاروارد اقتباس شده است. گسل‌ها از نقشه گسل‌های فعال ایران آورده شده است (حسامی و جمالی، ۱۹۹۶)



(ب)



(الف)

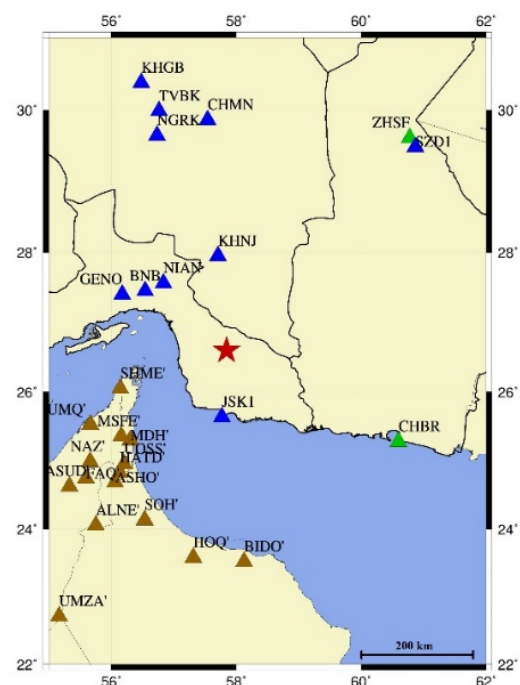
شکل ۲. (الف) نمودار هیستوگرام تعداد پس‌لرزه‌های ثبت شده بر حسب روز بعد از رویداد اصلی، (ب) نمودار پراکنندگی بزرگی بر حسب روز بعد از رویداد اصلی.

استفاده از روش وارون‌سازی تانسور گشتاور، سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های بزرگ آن را به دست آورده و در نهایت با استفاده از این اطلاعات اظهار نظری درباره خصوصیات چشمه گسل مسبب این زمین‌لرزه خواهیم داشت.

۲ روش مکان‌یابی اختلاف زمانی دوگانه

از اقدامات اولیه بعد از وقوع زمین‌لرزه تعیین محل آن می‌باشد. برای تعیین محل زمین‌لرزه‌ها از روش خطی تکرار شوند (گایگر، ۱۹۱۲) استفاده می‌شود. این روش معمولاً با خطای قابل توجهی همراه است که می‌توان با استفاده از روش‌های جدیدتر و پیشرفته‌تر از این خطا کاست. یکی از روش‌هایی که در مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌ها استفاده می‌شود روش اختلاف زمانی دوگانه (Double-Difference) می‌باشد. این روش، از روش‌های مکان‌یابی نسبی است که در سال ۲۰۰۰ والدهاسر و الزورث آن را معرفی کردند. یک سال بعد والدهاسر این الگوریتم را تحت زبان برنامه‌نویسی فرتن در قالب برنامه HypoDD منتشر کرد (والدهاسر، ۲۰۰۱). اساس نظری روش‌های مکان‌یابی نسبی در این خلاصه می‌شود که اگر اختلاف مکانی دو زمین‌لرزه در مقایسه با فاصله چشمه تا ایستگاه خیلی کوچک باشد، می‌توان مسیر موج پیموده شده را برای دو زمین‌لرزه و یک ایستگاه مشخص خیلی مشابه دانست. در این حالت اختلاف زمان-سیر مشاهده شده بین دو زمین‌لرزه را می‌توان به اختلاف مکانی آنها نسبت داد و بدین‌صورت مکان آنها را با دقت بالایی سنجید. در روش اختلاف زمانی دوگانه زمین‌لرزه‌ها به صورت جفت-جفت با هم ارتباط برقرار کرده و زمان باقی‌مانده جفت زمین‌لرزه‌ها از هم کم می‌شود. در نتیجه برای هر جفت زمین‌لرزه یکسان، زمان باقی‌مانده دوگانه خواهیم داشت که رابطه آن به صورت زیر است:

با توجه به اینکه در منطقه پوشش آزمون‌های ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری مناسب نیست به منظور کاهش گپ آزمون‌های، داده‌های زمان رسید ایستگاه‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مرکز لرزه‌نگاری امارات نیز به اطلاعات فازی رویدادها اضافه شده است. در شکل ۳ موقعیت ایستگاه‌های مربوط به مراکز مختلف که حوالی این زمین‌لرزه قرار دارند نمایش داده شده است. متوسط فاصله نزدیک‌ترین ایستگاه نسبت به محل رویدادها ۱۲۰ کیلومتر می‌باشد.



شکل ۳. موقعیت ایستگاه‌های اطراف زمین‌لرزه گوهران (ستاره سرخ)، مثلث‌های آبی ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری و سبز مربوط به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله و قهوه‌ای مربوط به شبکه لرزه‌نگاری امارات است.

اصولاً مکان‌یابی اولیه با خطای زیادی همراه است که می‌توان این خطا را با مکان‌یابی مجدد به وسیله روش‌های جدیدتر و پیشرفته‌تر بهبود بخشید. ما در این پژوهش با استفاده از روش اختلاف زمانی دوگانه، زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه گوهران را مکان‌یابی می‌کنیم و با

جزئی می باشد، d یک بردار شامل تفاضل‌های دو گانه، m یک بردار به طول $4N$ ، $[\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta T]^T$ شامل تغییرات در پارامترهای کانونی (مکانی و زمانی) است که ما در صدد تعیین آنها هستیم و W یک ماتریس قطری برای وزن‌دهی به هر معادله می باشد. ماتریس G در هر معادله که بین دو زمین‌لرزه ارتباط برقرار می کند بسیار پراکنده است، به این معنی که ستون‌های $4N$ در هر از M سطر از ماتریس G تنها ۸ عنصر یا مولفه غیر صفر دارد. برای بهبود پایداری مسئله، ماتریس G از طریق بهنجارش آن با نرم L_2 در هر ستون از G درجه‌بندی می‌شود، به عبارتی $|G.e_i|=1$ برای $i = 1, 4N$. اگر یک زمین‌لرزه با سایر زمین‌لرزه‌ها ارتباط ضعیفی داشته باشد، ماتریس G نامنظم خواهد شد و سبب ناپایداری حل عددی مسئله می‌شود. یک راه برای منظم‌سازی دستگاه معادلات، اعمال میرایی بر حل مسئله می‌باشد که در آن صورت داریم:

$$W \begin{bmatrix} G \\ \lambda I \end{bmatrix} m = W \begin{bmatrix} d \\ 0 \end{bmatrix}, \quad (4)$$

که λ ضریب میرایی است و پارامتر اساسی در تعیین محل به این روش می‌باشد. برای تعیین دقیق λ می‌توان از روش تجربی استفاده کرد، به طوری که به ازای مقادیر مختلف λ خروجی‌های برنامه را چک کرده و آنجا که "عدد حالت" (condition number) و خطای زمان باقی‌مانده مطلوب است، جواب مسئله قرار می‌دهیم. پارامتر عدد حالت در واقع میزان خوش‌رفتاری ماتریس را در فرایند وارون‌سازی مشخص می‌کند.

۳ تعیین محل مجدد زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های گوهرا

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal}, \quad (1)$$

که i و j مربوط به دو رویداد متفاوت نسبت به ایستگاه k می‌باشند و $(t_k^i - t_k^j)^{cal}$ اختلاف زمان رسیده‌های محاسبه‌ای و $(t_k^i - t_k^j)^{obs}$ اختلاف زمان رسیده‌های مشاهده‌ای برای این دو رویداد می‌باشد. فرض وجود یک بردار کندی (slowness) نسبی برای زمین‌لرزه‌هایی که به اندازه کافی به یکدیگر نزدیکند معتبر می‌باشد، اما برای زمین‌لرزه‌هایی که از یکدیگر دور می‌باشند این فرض برقرار نیست. یک معادله کلی معتبر برای تغییر در فاصله کانونی بین دو زمین‌لرزه i و j با گرفتن مشتق از معادله (۱) و استفاده از یک بردار کندی مناسب و عبارت زمان وقوع برای هر رویداد به دست می‌آید:

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta \tau^j = dr_k^{ij}. \quad (2)$$

مشتقات جزئی زمان سیر t برای زمین‌لرزه‌های i و j ، نسبت به مکان (x, y, z) و زمان وقوع (τ) برای ایستگاه k ام محاسبه می‌شوند. Δx ، Δy ، Δz و $\Delta \tau$ تغییرات مورد نیاز در تعیین پارامترهای زمین‌لرزه برای ایجاد مدل مورد نظر با بهترین تطبیق با داده‌ها می‌باشند. معادله (۲) برای تمام جفت‌زمین‌لرزه‌های ثبت شده در یک ایستگاه و سپس برای همه ایستگاه‌ها ترکیب می‌شود تا یک دستگاه خطی معادلات به شکل زیر به دست آید:

$$WGm = Wd, \quad (3)$$

که G یک ماتریس $M \times 4N$ (تعداد مشاهدات اختلاف دو گانه، N تعداد زمین‌لرزه‌ها) و شامل مشتقات

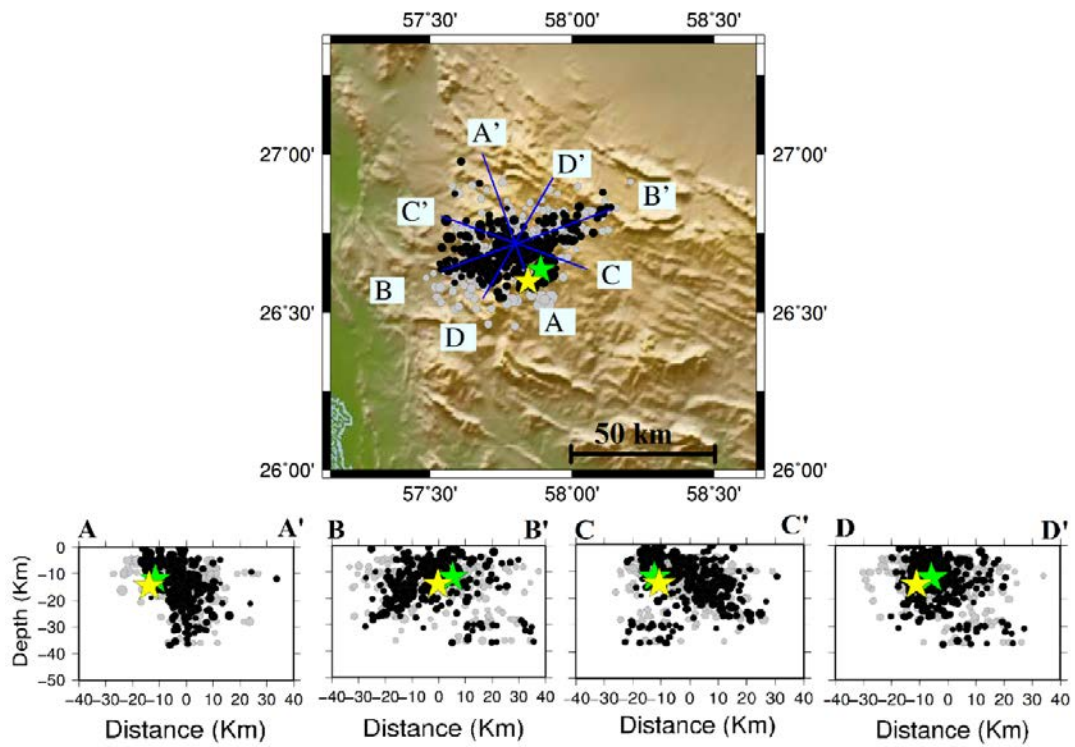
فرایند تعیین محل با استفاده از الگوریتم اختلاف زمانی دو گانه شامل دو مرحله است. مرحله اول بایستی با استفاده از رویدادهای اولیه و اطلاعات زمان رسید فازها، جفت زمین لرزه‌هایی تشکیل شود که این عمل با برنامه ph2dt که یکی از برنامه‌های جانبی HypoDD است، انجام می‌شود (والدهاوسر، ۲۰۰۱). نکته‌ای که در مرحله اول باید در نظر گرفته شود این است که بایستی پارامترهای ورودی برنامه ph2dt خوب انتخاب شوند تا رویدادها ارتباط قوی داشته باشند. این مسئله با پارامترهای خروجی این برنامه کنترل می‌شود که برای این زمین لرزه و پس لرزه‌های آن با استفاده از آزمون و خطا کنترل شده است و در نهایت حدود ۹۰ درصد از داده‌های ورودی دارای ارتباط قوی بوده‌اند.

در ادامه کار با استفاده از جفت-رویدادهای حاصله، مکان‌یابی با برنامه HypoDD در دو حالت انجام شده است که در حالت اول وزنی برای ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری امارات در نظر گرفته نشده و در حالت دوم وزنی به مقدار ۰/۵ به آنها اختصاص داده شده است. عمل مکان‌یابی را در این دو حالت برای مقادیر مختلف ضریب

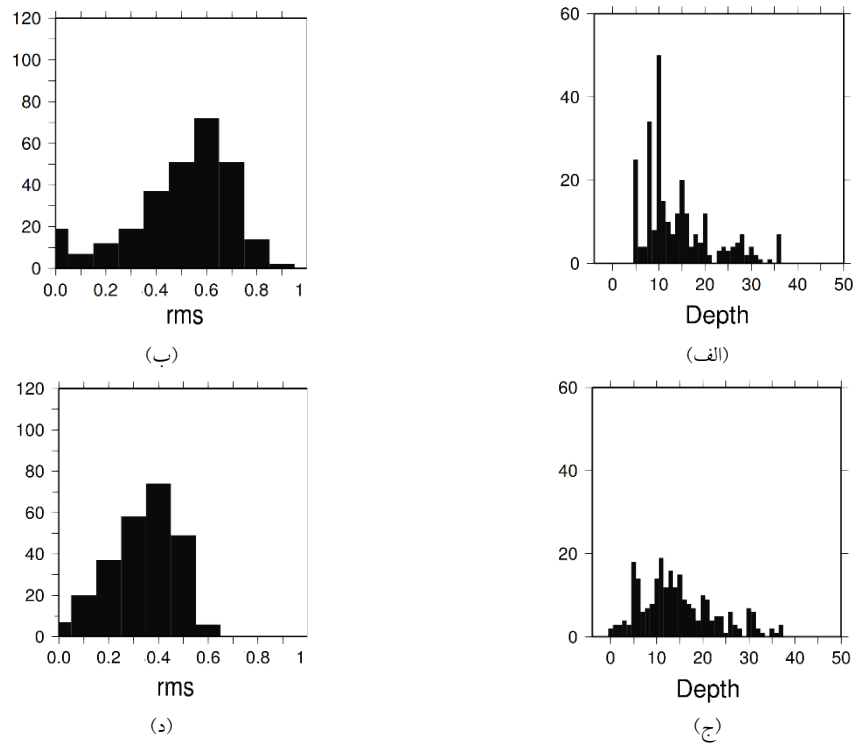
میرایی انجام داده و در نهایت گزینه‌ای که در آن میزان خطای زمان باقی‌مانده (RMS) کمتر و عدد حالت بین ۴۰ تا ۸۰ داشته، به‌منزله جواب بهینه مسئله انتخاب شده است، چرا که برطبق نظر والدهاوسر (۲۰۰۱) برای مقادیر ضریب میرایی بین ۰ تا ۱۰۰، عدد حالت بین ۴۰ تا ۸۰ مناسب می‌باشد. نتایج در جدول ۱ نمایش داده شده و همانطور که دیده می‌شود در حالتی که وزنی برای ایستگاه‌های شبکه امارات اختصاص داده نشده، میزان RMS قابل قبول نبوده و به همین دلیل کنار گذاشته شده است (شکل ۴). نمودارهای هیستوگرام شکل ۵ توزیع عمق و خطای باقی‌مانده قبل و بعد از مکان‌یابی را نشان می‌دهند و با توجه به آنها توزیع خطای زمان باقی‌مانده، قبل و بعد از مکان‌یابی بهبود یافته است و همچنین توزیع عمق‌ها که در مکان‌یابی اولیه در اعماق ۵ و ۱۰ (به علت عدم توانایی روش خطی-تکرار شونده در تعیین عمق) ثابت شده بودند، در وضعیت معقولی قرار گرفته است. لازم به ذکر است که برای مکان‌یابی از مدل پوسته مورد استفاده شده در مرکز لرزه‌نگاری کشوری استفاده شده است.

جدول ۱. مقادیر به‌دست آمده برای RMS و CND به ازای مقادیر ضریب میرایی مختلف (ستون A مربوط به حالتی است که به ایستگاه‌های امارات وزن ۰,۵ اختصاص داده شده و ستون B مربوط به زمانی است که وزنی برای این ایستگاه‌ها در نظر گرفته نشده است).

(A)			(B)		
Damping factor	RMS mean (sec)	condition number	Damping factor	RMS mean (sec)	condition number
10	0.40	311	10	0.19	166
20	0.42	131	20	0.24	82
30	0.44	85	30	0.26	53
40	0.45	63	40	0.29	38
50	0.46	47	50	0.31	29
60	0.47	39	60	0.32	23
70	0.48	34	70	0.34	20
80	0.49	30	80	0.35	18
90	0.50	26	90	0.32	4



شکل ۴. موقعیت رویدادهای زمین‌لرزه گوهران و پس‌لرزه‌ها قبل (دایره‌های خاکستری و ستاره زرد) و بعد از مکان‌یابی مجدد (دایره‌های مشکی و ستاره سبز) به روش اختلاف زمانی دوگانه.



شکل ۱. هیستوگرام توزیع عمق و خطای باقی‌مانده قبل و بعد از مکان‌یابی مجدد، (الف) هیستوگرام توزیع عمق قبل از مکان‌یابی، (ب) هیستوگرام توزیع خطای زمان باقیمانده قبل از مکان‌یابی، (ج) هیستوگرام توزیع عمق بعد از مکان‌یابی، (د) هیستوگرام توزیع خطای زمان باقیمانده بعد از مکان‌یابی.

هم بیان کردیم، پر شدن گپ آزیموتی ایستگاهی توسط ایستگاه‌های JSK1 و KHJN منجر به بالارفتن دقت مکان‌یابی شده است، از این رو پس‌لرزه‌های دسته دوم نظم خاصی به خود گرفته و در راستای یک صفحه که به احتمال زیاد صفحه گسل مسبب می‌باشد، توزیع یافته‌اند. همان‌طور که در شکل ۶ دیده می‌شود ناحیه در برگیرنده پس‌لرزه‌ها به طول در حدود ۴۰ کیلومتر و عرض ۲۵ کیلومتر بوده ولی بیشتر پس‌لرزه‌ها در ناحیه‌ای به طول ۱۵ و عرض ۱۰ کیلومتر گسترش دارند (شکل ۶، مستطیل قرمز).

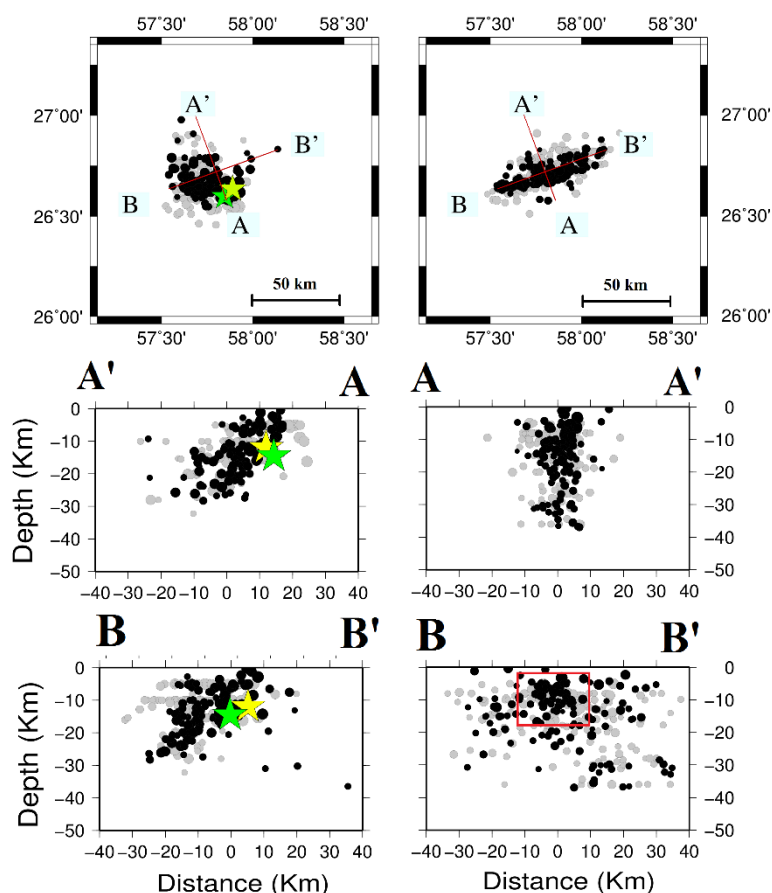
۵ سازوکارهای کانونی

در ادامه پژوهش، سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های بزرگ آن با استفاده از روش وارون‌سازی تانسور گشتاور توسط نرم‌افزار ایزولا (Isola) که به روش زاهدانیک (Zahradnik) معروف است به دست آورده شد. وارون‌سازی تانسور گشتاور از روش‌های به دست آوردن سازوکار کانونی با استفاده از مدل‌سازی کامل شکل موج‌ها می‌باشند. در این روش با استفاده از به دست آوردن تابع گرین با تعریف مدل پوسته‌ای برای منطقه و تعیین تانسورهای گشتاور، اقدام به مدل‌سازی جابجایی محاسبه‌ای کرده و با تطبیق آنها با جابه‌جایی مشاهده‌ای روی لرزه‌نگاشت‌ها، می‌توانیم تانسور گشتاوری که اختلاف بین شکل‌موج‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای آن حداقل می‌باشد را تعیین کنیم. این پارامتر با کاهش واریانس (variance reduction) و مخفف VR در خروجی برنامه بیان می‌شود (پاکزاد و میرزایی، ۱۳۸۶ و زاهدانیک و همکاران، ۲۰۰۵).

با اجرای HYPODD برای توالی پس‌لرزه‌های گوهران، یک خوشه (cluster) برای ۲۴،۳۰۷ فاز p جفت شده و ۶۲۳ فاز S جفت شده تشخیص داده شد. در مجموع ۲۵۱ رویداد مجدداً مکان‌یابی شدند که حدود ۸۸٪ زمین‌لرزه‌های اولیه می‌باشند و بعضی از رویدادهایی که با فاصله زیادتری از خوشه قرار گرفته‌اند، در نظر گرفته نشدند. مابقی فازها به دلیل نبود اتصال میان رویدادها و فاصله ایستگاهی بیشتر از فاصله انتخابی حذف شده بودند. در طی فرایند مکان‌یابی مجدد، زمین‌لرزه اصلی در مختصات عرض جغرافیایی شمالی ۲۶/۶۳ و طول جغرافیایی غربی ۵۷/۸۹ و عمق ۱۱ کیلومتری سطح زمین با خطای حدودی ۰/۴ ثانیه تعیین محل شده و بزرگ‌ترین پس‌لرزه آن با بزرگی ۵/۸ یک روز بعد از زمین‌لرزه اصلی در مختصات ۲۶/۶۶ شمالی و ۵۷/۸۲ غربی در عمق ۱۲/۵ کیلومتری زمین یعنی حدود ۹ کیلومتری غرب زمین‌لرزه اصلی وقوع یافته است. مقایسه مکان‌یابی انجام شده با مکان‌یابی شبکه لرزه‌نگاری کشوری تغییرات زیادی را در توزیع پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد.

۴ تحلیل مکانی و زمانی پس‌لرزه‌ها

همان‌طور که پیشتر اشاره شد با توجه به اضافه شدن دو ایستگاه نزدیک به رویدادها در چهار روز بعد از زلزله اصلی، کاهش خطای مکان‌یابی بارزی در روند مکان‌یابی پس‌لرزه‌ها مشاهده شده که منجر به تغییر در توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها گردیده است. در شکل ۶ نتایج مکان‌یابی به‌طور جداگانه برای این دو بازه زمانی آورده شده است. بازه اول شامل پس‌لرزه‌هایی که در بازه ۵/۱۱ تا ۵/۱۴ ثبت شده بودند و دسته دوم شامل داده‌های از روز ۵/۱۵ تا ۸/۱۱ می‌باشد. در توضیح این شکل همان‌طور که پیشتر



شکل ۶. تحلیل مکانی و زمانی پس‌لرزه‌های گوهرا، ستون سمت چپ مربوط به توزیع پس‌لرزه‌ها در ۴ روز اول و ستون سمت راست مربوط به مابقی روزها می‌باشد.

و همچنین برای ورودی اولیه مکان و زمان زلزله‌ها از اطلاعات به‌دست آمده در قسمت قبل توسط روش اختلاف زمانی دوگانه استفاده شد. نتیجه حاصل در جدول ۲ نمایش داده شده است. برای به‌دست آوردن نتایج دقیق ابتدا چشمه‌ها را روی یک مقطع عمقی با گام یک کیلومتر، انتخاب کرده و بعد از پیدا کردن عمق بهینه، چشمه‌ها بر روی یک شبکه صفحه‌ای با فاصله نقاط ۳ کیلومتر از هم انتخاب شده است. مدل سرعتی مورد استفاده برای ساختن تابع گرین در جدول ۳ نمایش داده شده است. با توجه به فاصله ایستگاه‌ها، تنها این عمق موهو است که تاثیر زیادی بر روند محاسبات تابع گرین خواهد

جدول ۲. مدل سرعتی استفاده شده برای حل تانسور گشتاور.

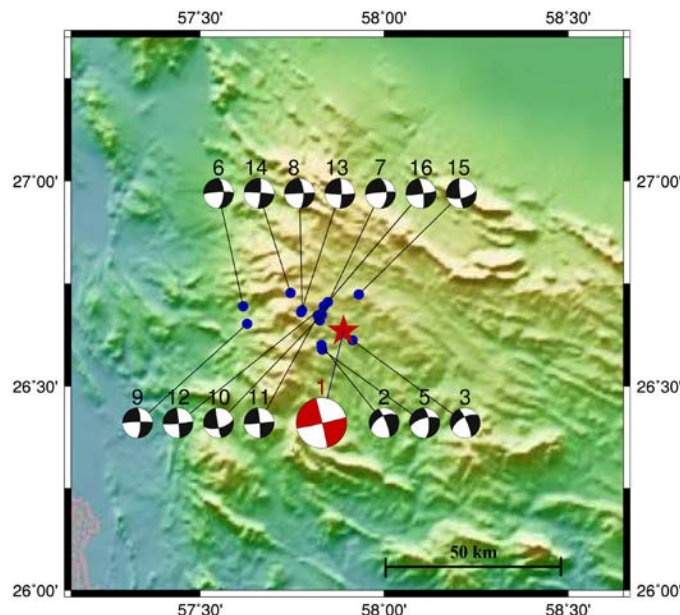
عمق لایه	سرعت موج P	سرعت موج S
0	5.38	3.057
7	5.95	3.38
12	6.15	3.49
20	6.42	3.64
47	8.06	4.5

با استفاده از اطلاعات شکل موج اخذ شده مربوط به ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری و پژوهشگاه بین-المللی زلزله و به کار بردن روش ایزولا، سازوکارهای کانونی رویدادهای بزرگ تعیین شد. از مدل پوسته مرکز لرزه‌نگاری کشوری برای ساختن تابع گرین استفاده شده

غالب بودن حرکت امتدادلغز می‌باشد. حل سازوکار کانونی برای رویداد اصلی دارای امتداد ۷۷ و شیب ۸۸ و زاویه لغزش ۲ درجه بوده است. جواب به‌دست آمده همچنین با جواب حاصل از دیگر مراکز از جمله Global CMT (شکل ۱) مطابقت دارد. برای تشخیص صفحه اصلی از صفحه کمکی می‌توان از راستای توزیع پس‌لرزه‌ها استفاده کرد. با در نظر گرفتن حل CMT و خطواره اشاره شده که شاید با مطالعه دقیق‌تر توسط زمین شناسان دارای شواهد سطحی نیز باشد (که در این صورت دیگر نمی‌تواند گسل پنهان باشد) صفحه با امتداد شرق-شمال شرقی، غرب-جنوب غربی نزدیک شرقی-غربی می‌تواند امتداد قطعه گسلی شکسته شده در اثر زمین‌لرزه گوه‌ران باشد.

داشت. لذا با استفاده از تغییراتی که در عمق موهو داده‌ایم، عمق موهو مناسب و بهینه را معادل ۴۷ کیلومتر در نظر گرفته‌ایم. در جدول ۲ زمان نسبی (time relative) معرف اختلاف بین زمان وقوع و زمان بیشترین گسیختگی (زمان مرکزوار) می‌باشد. در واقع از لحاظ فیزیکی، معرف زمانی است که از آغاز شکستگی سپری می‌شود تا بیشترین گسیختگی روی سطح گسل رخ دهد. این پارامتر وابسته به عدم قطعیت در تعیین مکان و زمان رومرکز می‌باشد و انتظار می‌رود برای زلزله‌های بزرگ‌تر که رومرکز آنها با دقت بالایی تعیین شده است، میزان بیشتری نسبت به زلزله‌های کوچک‌تر داشته باشد. همچنین میزان دقت در نتایج جدول ۲ در شکل ۷ با استفاده از نرم افزار GMT نمایش داده شده است.

همان‌طور که در شکل ۷ دیده می‌شود، سازوکارهای کانونی برای اکثر رویدادها از جمله رویداد اصلی، نشان از



شکل ۷. موقعیت و سازوکار کانونی به‌دست آمده برای زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها.

همان‌طور که در شکل ۸-الف مشاهده می‌شود، نتایج به-دست آمده در این پژوهش با نتایج مراکز معتبر جهانی یکسان است. همچنین در شکل ۸-ب مشاهده می‌شود که نتایج به‌دست آمده توسط مرکز هاروارد برای این رویداد اصلی و پس‌لرزه‌ها با نتایج این پژوهش مطابقت دارند. فقط در بحث موقعیت رویدادها اختلاف بارزی مشاهده می‌شود که علت آن، خطای زیادی است که مرکز جهانی هاروارد به علت استفاده از ایستگاه‌های دور در تعیین محل دارد.

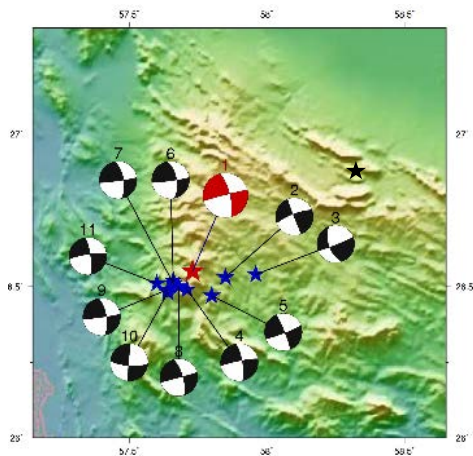
اطلاعات ایستگاه‌های استفاده شده برای حل تانسور گشتاور در جدول ۴ نمایش داده شده است. همان‌طور که از موقعیت ایستگاه‌ها در شکل ۳ مشاهده می‌شود، گپ آزیموتی از ۱۸۰ کمتر است و برای رویدادهایی که در آن از ایستگاه JSK1 استفاده شده است به حدود ۹۰ درجه می‌رسد. در شکل ۸ نتایج حل سازوکار کانونی برای این زمین‌لرزه و پس‌لرزه‌های آن که توسط مراکز لرزه‌نگاری دیگر به دست آمده، نشان داده شده است.

جدول ۳. مقادیر پارامترهای مربوط به سازوکارهای کانونی به‌دست آمده برای هر رویداد.

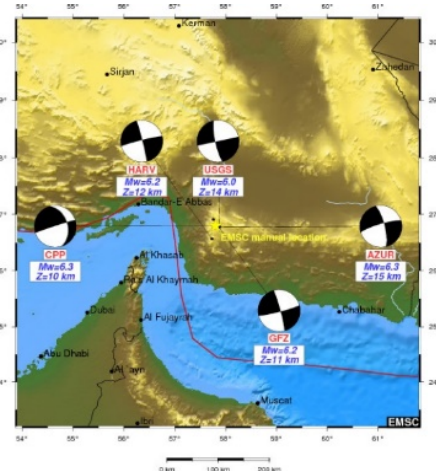
VR	Moment scalar (N.m)	slip	dip	strike	DC%	Corr	Mag. (Mw)	Time relative (s)	Centroid			Origin time	date	No.
									depth (km)	Long.	Lat.			
0.52	2.1e+18	2	88	77	80	0.72	6.1	4	11	57.98	26.65	2:08:8.9	2013/05/11	1
		178	88	347										
0.61	1.80e+17	-14	53	240	90.1	0.79	5.4	-0.1	8	57.83	26.60	3:09:47	2013/05/11	2
		-142	79	339										
0.61	4.52e+16	-13	60	240	55.8	0.79	5	0.1	8	57.90	26.66	3:41:27	2013/05/11	3
		-149	79	337										
0.5	2.26e+16	-161	64	354	73.4	0.71	4.8	0	10	58.00	26.61	8:42:34	2013/05/11	4
		-27	73	256										
0.48	3.3e+16	-152	67	356	43	0.69	4.9	-1	9	57.94	26.56	21:51:29	2013/05/11	5
		-26	65	255										
0.59	1.95e+16	-171	62	1	90.3	0.81	4.8	1.8	11	57.74	26.77	22:23:06	2013/05/11	6
		-29	82	267										
0.51	2.59e+17	-34	85	266	88.7	0.75	5.5	2.8	9	57.71	26.72	00:07:02	2013/05/12	7
		-173	56	359										
0.64	2.36e+17	22	90	87	67.2	0.80	5.5	4	11	57.76	26.76	10:54:48	2013/05/12	8
		180	68	357										
0.4	3.6e+15	-174	74	360	66.5	0.64	4.3	1.6	13	57.52	26.73	14:45:22	2013/05/17	9
		-17	84	268										
0.57	3.25e+17	-6	62	76	76	0.76	5.5	4	7	57.79	26.69	10:03:16	2013/05/18	10
		-151	84	169										
0.61	2.9e+17	178	86	355	80	0.80	5.6	3.4	9	57.81	26.70	10:57:49	2013/05/18	11
		4	88	85										
0.48	7.3e+15	176	86	355	74	0.72	4.5	3.6	7	57.82	26.73	12:09:42	2013/05/18	12
		4	86	85										
0.51	1e+16	175	82	360	67.5	0.73	4.6	3.6	8	57.80	26.74	7:02:28	2013/05.20	13
		8	85	91										
0.67	2e+16	-176	82	5	70.8	0.75	4.8	1.8	7	57.85	26.77	9:16:28	2013/05/20	14
		-8	86	274										
0.57	1.65e+16	-10	64	78	78.5	0.77	4.7	3	7	57.97	26.77	23:38:45	2013/05/21	15
		-153	81	173										
0.47	7.1e+15	177	77	351	74.5	0.73	4.5	3	11	57.76	26.74	5:20:03	2013/05/31	16
		13	87	82										

جدول ۴. ایستگاه‌های مورد استفاده برای حل تانسور گشتاور برای هر رویداد جدول ۳. (برای رویداد شماره ۱ با توجه به بزرگی رویداد از ایستگاه‌های JHRM و GHIR و YZKH و SHRT و SZD1 نیز استفاده شده که به خاطر کمبود فضا در جدول آورده نشده است).

No.	station									
	GENO	CHBR	NGRK	CHMN	ZHSF	KHGB	NIAN	JSK1	BNDS	KHNJ
1	✓	✓	✓	✓	✓	✓				
2		✓	✓	✓	✓	✓			✓	
3		✓	✓	✓	✓	✓			✓	
4	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓	
5	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓	
6	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓	
7	✓		✓	✓	✓	✓			✓	
8	✓	✓	✓	✓	✓	✓				
9		✓	✓	✓	✓	✓			✓	
10	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓	
11	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓		
12	✓		✓			✓	✓	✓		
14	✓		✓	✓		✓	✓	✓		✓
15	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓		
16	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓		✓

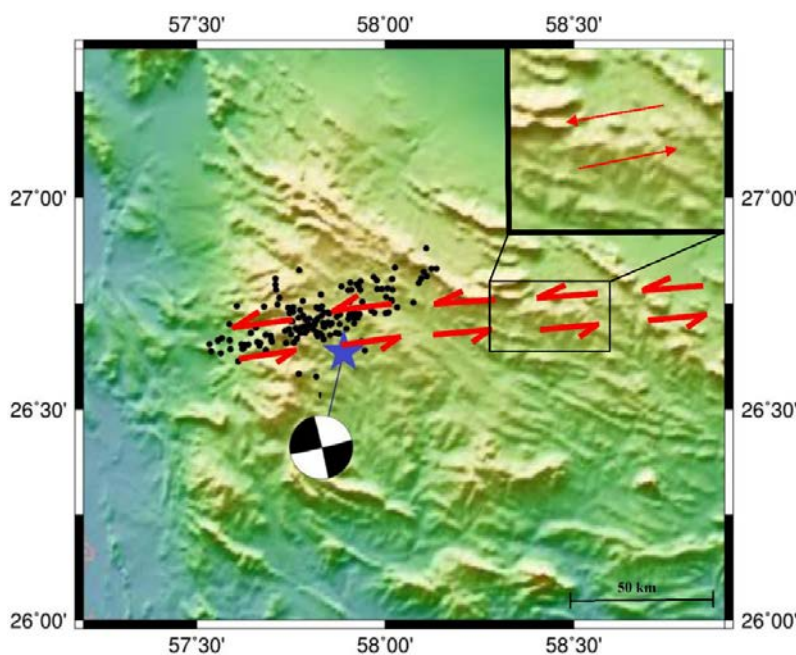


(ب)



(الف)

شکل ۲. نتایج به دست آمده برای سازوکار کانونی دیگر مراکز جهانی. (الف) برگرفته از وبگاه لرزه‌نگاری مرکز مدیترانه (ESMC). (ب) نتایج حل سازوکار کانونی برای رویداد اصلی (رنگ قرمز) و پس‌لرزه‌ها (آبی) توسط مرکز هاروارد. رویداد سبز مربوط به این مطالعه است.



شکل ۹. گسل احتمالی مسبب زمین‌لرزه گوهران بر اساس توزیع پس‌لرزه‌ها و سازوکار کانونی رویداد اصلی.

۷ نتیجه‌گیری

عمق کانونی زمین‌لرزه گوهران به‌طور تقریبی در حوالی حدود ۱۱ کیلومتری سطح زمین به دست آمده و پس‌لرزه‌های مرتبط با آن از ۵ تا ۴۰ کیلومتر گستره داشته که نامعقول است. ولی اکثر پس‌لرزه‌ها عمقی در فاصله ۵ تا ۱۵ کیلومتری سطح زمین درست در حوالی رویداد اصلی دارند.

با توجه به سازوکار کانونی رخ داده که امتداد لغز چپ-گرد می‌باشد انتظار می‌رود که جابه‌جایی‌هایی روی صفحه گسلی در این راستا داشته باشیم. در شکل ۸ خطواره‌ای در روی نقشه دیده می‌شود که به احتمال زیاد گسل اصلی مسبب این زمین‌لرزه می‌باشد و همان‌طور که در شکل دیده می‌شود جابه‌جایی‌های بارز چپ‌گرد در بعضی از نقاط آن بارز است.

با توجه به پراکندگی رویدادهای مشاهده شده در شکل ۷ و همچنین تغییراتی که در بعضی سازوکارها دیده می‌شود، می‌توان اظهار داشت که به احتمال زیاد تمامی پس‌لرزه‌ها بر روی یک گسل واحد اتفاق نیفتاده باشند و

در نقشه‌های زمین‌شناسی به‌دست آمده برای این منطقه هیچ‌گونه گسل فعال حائز اهمیتی که توان لرزه‌زایی برای یک چنین زمین‌لرزه‌ای را داشته باشد، ترسیم نشده است. با توجه به راستای توزیع پس‌لرزه‌ها و سازوکار کانونی به‌دست آمده در این پژوهش می‌توان اظهار نظر کرد که گسل اصلی مسبب این زمین‌لرزه احتمالاً دارای امتداد جنوب غرب-شمال شرق با سازوکار امتداد لغز چپ‌گرد می‌باشد. نتایج به‌دست آمده در مورد سازوکارهای کانونی این زمین‌لرزه تاییدکننده نتایج به‌دست آمده در دیگر مراکز تحقیقاتی، به‌ویژه وبگاه دانشگاه هاروارد تحت پروژه جهانی CMT است.

راستای نیروهای فشارشی منتج از سازوکار این زمین‌لرزه منطبق با راستای فشارشی به‌علت همگرایی صفحه عربستان به اوراسیا به‌ویژه در منطقه مکران بوده که همگرایی مایل در جهت شمال شرق می‌باشد.

- Seismological Society of America, **71**(4), 959-971.
- Byrne, D. E., Sykes, L. R., and Davis, D. M., 1992, Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran Subduction Zone: *J. Geophys. Res.*, **97**, 449-478.
- Geiger, L., 1912, Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only: *Bull. St. Louis Univ.*, **8**(1), 56-71
- Hessami, K., and Jamali, F., 1996, Active faulting in Iran: *J. Earthquake Prediction Research*, **5**(3), 403-412.
- Kikuchi, M., and Kanamori, H., 1982, Inversion of complex body waves: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**(2), 491-506.
- Stöcklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz Mountains: *J. the Geological Society, London*, **4**(1), 213-234.
- Waldhauser, F., 2001, hypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations: *USGS Open File Rep.*
- Waldhauser, F., and Ellsworth, W. L., 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**(6), 1353-1368.
- Zahradník, 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**(1), 159-172.
- رویداد اصلی منجر به درگیر شدن (triggering) گسل‌های اطراف گسل اصلی شده باشد. البته اظهار نظر دقیق‌تر نیازمند شبکه تراکم در منطقه می‌باشد.
- تشکر و قدردانی**
- از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای در اختیار گذاشتن داده‌های ایستگاه‌های زلزله‌نگاری کمال قدردانی و تشکر را داریم.
- منابع**
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۶، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- بلورچی، م.ج.، انصاری مقدم، ف.، درزاده، ح.، ۱۳۹۲، گزارش فوری - مقدماتی زمین لرزه بشاگرد استان هرمزگان: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- پاکزاد، م.، میرزایی، ن.، ۱۳۸۶، بررسی سازوکار کانونی زلزله ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب آستانه سیلاخور: *مجله فیزیک زمین و فضا*، **۳۳**(۳)، ۷۳-۸۶.
- Antonijevic, S. K., Arroucau, P., and Vlahovic, V., 2013, Seismotectonic model of the Kraljevo 3 November 2010 Mw 5.4 earthquake sequence: *Seismological Research Letters*, **84**(4), 600-611.
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media: *Bulletin of the*