

تحلیل پس لرزه‌های زمین لرزه ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ جزیره قشم (بزرگای گشتاوری ۵/۹) بر اساس داده‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه

فرزام یمینی‌فرد، استادیار، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

چکیده

زمین لرزه اصلی گسیخته نشده است، این امکان وجود دارد که بخشهای زیرین نیز در اثر وقوع زمین لرزه‌های آتی گسیخته شود.

کلیدواژه‌ها: پس لرزه، تعیین محل، قشم، روش تفاضل دوتایی، زاگرس

۱- مقدمه

رشته کوههای زاگرس واقع در جنوب غرب ایران یکی از مناطق چین خورده و فعال لرزه‌ای در حال تغییر شکل سریع در جهان است که تقریباً نصف کوتاه‌شدگی بین صفحه عربی و اوراسیا را تعدیل کرده است. با توجه به وقوع زمین لرزه‌های متعدد در زاگرس این منطقه یک آزمایشگاه طبیعی مناسب برای مشاهده پدیده‌هایی است که در یک منطقه قاره‌ای چین خورده و تراستی مورد انتظار هست. با این حال زمین لرزه‌ها در زاگرس به ندرت گسلش سطحی ایجاد می‌کنند و تا به حال بیشتر مشاهدات زمین لرزه‌های با بزرگی متوسط از مطالعات زلزله‌شناسی استنباط شده است. این در صورتی است که بهترین تعیین محلها از راه دور دارای دقت رومرکز ۱۰-۱۵ کیلومتر و عمق ۴ کیلومتر می‌باشند که تعیین محل دقیق و هندسه گسلش حاصل از زمین لرزه و برقراری ارتباط آن با ساختارهای زمین‌شناسی را دشوار می‌سازد [۱]. یکی از سؤالهای مهم باقیمانده در این منطقه پتانسیل وقوع زمین لرزه‌های بزرگتر از ۶ در پوشش رسوبی زاگرس با ضخامت ۱۰-۱۵ کیلومتر است. آنجا همچنین جدایش تغییر شکل لایه رسوبی و لایه کریستالین توسط لایه‌ای ضعیفتر مانند نمک هرمز نیز از مباحث مطرح شده در این منطقه می‌باشد. زمین لرزه شهریور ماه ۱۳۸۷ با بزرگای گشتاوری ۵/۹ سه

کوههای زاگرس در جنوب غرب ایران یکی از فعالترین کمربندهای تراستی و چین خورده فعال در حال تغییر شکل سریع در جهان است. جزیره قشم با ۱۱۰ کیلومتر طول، ۱۰-۳۵ کیلومتر پهنا و امتداد شرق شمال شرق در شمال غرب تنگه هرمز در حاشیه جنوبی منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس واقع شده است و بزرگترین جزیره در خلیج فارس است. زمین لرزه‌ها در زاگرس به ندرت گسلش سطحی ایجاد می‌کنند و تا به حال بیشتر مشاهدات زمین لرزه‌های با بزرگی متوسط از مطالعات زلزله‌شناسی استنباط شده است. پس از وقوع زمین لرزه ۲۰ شهریور ماه ۱۳۸۷ با بزرگای گشتاوری ۵/۹ در جزیره قشم که بزرگترین زمین لرزه دستگاهی ثبت شده در این منطقه است شبکه لرزه‌نگاری موقت متشکل از پنج ایستگاه لرزه‌نگاری توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به مدت دو ماه و نیم در منطقه جهت مطالعه عمق و هندسه گسلش نصب شد. در این مقاله برای کاهش اثر ناهمگنی ساختار سرعت در تعیین محل پس لرزه‌ها از روش اختلاف دوتایی استفاده گردید. آنالیز پس لرزه‌های ثبت شده در این شبکه حکایت از فعال شدن بخش شرقی جزیره در غرب شهر قشم دارد. امتداد شمال شرق جنوب غرب و شیبی به سمت جنوب از توزیع پس-لرزه‌ها قابل استنباط است که با نتایج تحلیل تصاویر *InSAR* و مدل‌سازی شکل موج زمین لرزه‌های دور تطابق خوبی نشان می‌دهد. عمق پس لرزه‌ها بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر عمیقتر از عمق سنترئوئید برای این زمین لرزه، نشاندهنده رخداد آنها در لایه پی سنگی در اثر انتقال تنش می‌باشد. به نظر می‌رسد نمک هرمز به عنوان یک لایه سست در زیر پوشش رسوبی مانع انتشار گسیختگی به لایه‌های زیرین شده است. از آنجایی که تمام ضخامت لایه سائزموژن در اثر

ثبت شده توسط یک شبکه لرزه‌نگاری محلی موقت و متراکم نشان‌دهنده جدایش زون گسیخته شده و پس‌لرزه‌ها است [۳]. این زمین‌لرزه باعث گسیختگی بخش زیرین ۱۰ کیلومتر پوشش رسوبی شده است در حالی که پس‌لرزه‌ها در عمقهای ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر در پی سنگ زیرین تعیین محل شده‌اند. مدلسازی امواج دور برای این زمین‌لرزه گسلش معکوس با شیب ۵۰ درجه به سمت شمال یا ۴۰ درجه به سمت جنوب-جنوب شرق را نشان می‌دهد. عمق سنتروئید برای این زمین‌لرزه 3 ± 9 کیلومتر تخمین زده شده و دلالت بر قرارگیری چشمه در رسوبات پایینی یا بخش فوقانی پی سنگ دارد. مدلسازی دررفتگی کچسان^۱ منتهج از آنالیز داده‌های ASAR^۲ با سه مدل گسلش با شیب در جهت شمال، شمال-شمال شرق یا جنوب شرق-جنوب شرق سازگاری دارد. امتداد مدل با شیب به سمت جنوب-جنوب شرق با امتداد ۷۱ درجه یکی از صفحات کانونی حاصل از مدلسازی امواج دور همخوانی دارد. عمق سنتروئید برای هر سه مدل ۶ کیلومتر دلالت بر گسیختگی بخش زیرین پوشش رسوبی دارد. این در صورتی است که اکثریت پس‌لرزه‌ها در عمقهای ۱۷-۱۴ کیلومتر در بخش فوقانی پی سنگ تعیین محل شده‌اند و نشان‌دهنده سایزموژنیک بودن پوسته فوقانی تا ۲۰ کیلومتر می‌باشند. توزیع پس‌لرزه‌ها در عمق پراکنده بوده و تعدادی از آنها شیب به سمت شمال را نشان می‌دهند.

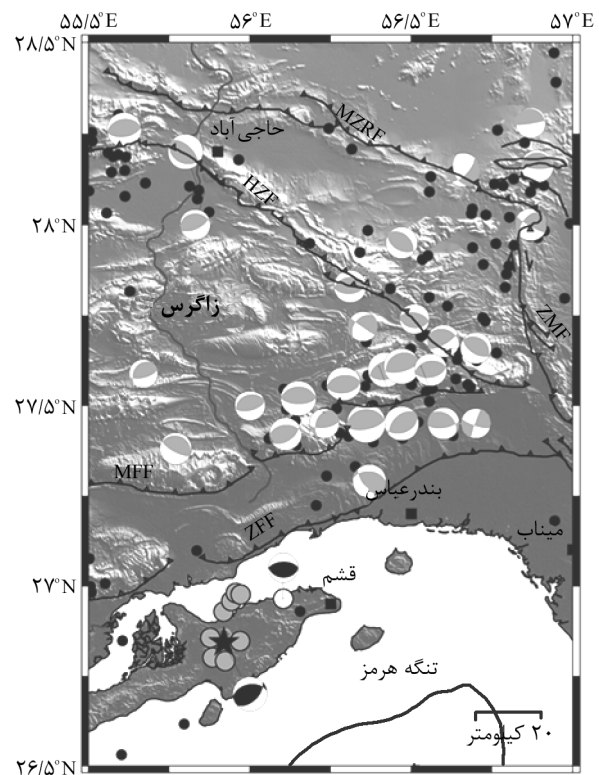
بررسی پس‌لرزه‌های یک زمین‌لرزه ثبت شده در یک شبکه محلی اگر چه الزاماً در زون شکسته شده حاصل از شوک اصلی رخ نمی‌دهند با این حال اطلاعات ارزشمندی در خصوص شناخت جزئیات گسلها مانند هندسه آنها و شناخت بیشتر سازوکار تغییرشکل منطقه در اختیار می‌گذارد که با توجه به دقت محدود آنالیز امواج دور حائز اهمیت می‌باشد. پس از زمین‌لرزه ۲۰ شهریور ماه ۱۳۸۷ نیز پژوهشگاه پنج دستگاه لرزه‌نگاری را به مدت دو ماه و نیم در منطقه نصب نمود که روشها و نتایج آنالیز داده‌های ثبت شده در این شبکه در این مقاله ارائه خواهد شد.

۲- مروری بر زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه

کوههای زاگرس با گسترش ۱۸۰۰ کیلومتری از عراق تا

سال پس وقوع زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ با بزرگای گشتاوری ۵/۸ جزیره قشم را به لرزه درآورد و باعث کشته شدن هفت نفر در این جزیره گردید. این زمین‌لرزه نیز مانند زمین‌لرزه سال ۱۳۸۴ دارای سازوکار راندگی بوده و بزرگترین زمین‌لرزه دستگاهی ثبت شده در منطقه قشم تا به امروز می‌باشد، شکل (۱). قابل توجه است که قبل از وقوع زمین‌لرزه ۶ آذر ماه ۱۳۸۴ لرزه‌خیزی دستگاهی منطقه قشم نسبت به منطقه شمال بندرعباس بسیار کمتر بوده است [۲].

زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ با بزرگای گشتاوری ۵/۸ باعث کشته شدن ۱۳ نفر از مردم جزیره و تخریب تعدادی از روستاها گردید. آنالیز زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ با استفاده از داده‌های دور و تصاویر رادار و مقایسه آن با عمق پس‌لرزه‌های



شکل (۱): لرزه‌خیزی منطقه (دایره‌های سیاه رنگ) با استفاده از کاتالوگ انگدال [۱]، سازوکارهای کانونی از کاتالوگ تانسور ممان دانشگاه هاروارد. ستاره موقعیت زلزله ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ و دایره سفید رنگ موقعیت بزرگترین پس‌لرزه با بزرگای گشتاوری ۵/۱ را نشان می‌دهد، سازوکارهای کانونی این دو زمین‌لرزه نیز نمایش داده شده است [۳]. دایره‌های خاکستری رنگ زمین‌لرزه‌های رخ داده در جزیره قشم با بزرگای بیش از ۵ از سال ۱۳۸۴ تاکنون می‌باشد که با روش HDC تعیین محل شده‌اند [۳].

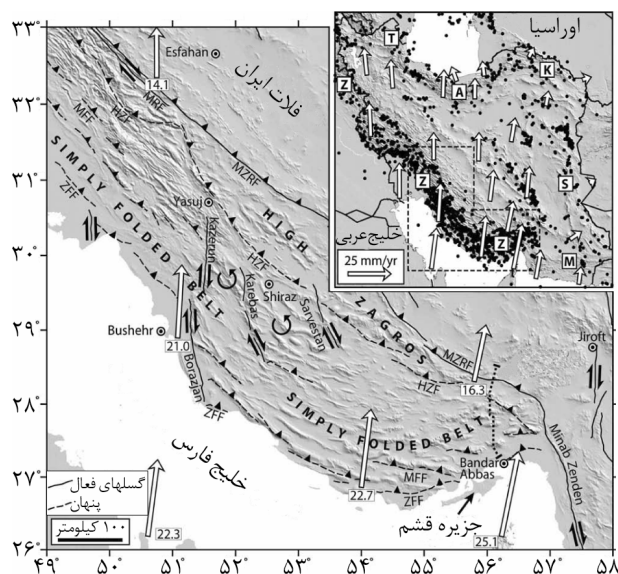
تنگه هرمز در حاشیه شمال شرقی صفحه عربی در نتیجه برخورد با ایران مرکزی ایجاد شده است، شکل (۲). اندازه‌گیریهای GPS در این منطقه نشان‌دهنده ۴ میلیمتر و ۹ میلیمتر کوتاه‌شدگی به ترتیب در شمال غرب و جنوب شرق زاگرس می‌باشد [۴]. با در نظر گرفتن توپوگرافی، ژئومورفولوژی، چینه‌شناسی و لرزه‌خیزی، زاگرس را می‌توان به دو منطقه زاگرس بلند در شمال شرق و کمربند چین‌خورده ساده زاگرس هم‌مرز با فلات ایران توسط گسل‌های معکوس و تراستی بریده شده و نسبتاً از لرزه‌خیزی کمی به استثناء گسل عهد حاضر برخوردار است که مؤلفه راستگرد حرکت ایران و عربی را در شمال غرب تعدیل می‌سازد [۵-۶].

کمربند چین‌خورده زاگرس هم‌مرز با خلیج فارس شامل رسوبات ضخیم چین‌خورده، ۱۰-۱۲ کیلومتر با تاقدیسها و ناودیسهای فراوان از لرزه‌خیزی نسبتاً زیادی برخوردار است [۷].

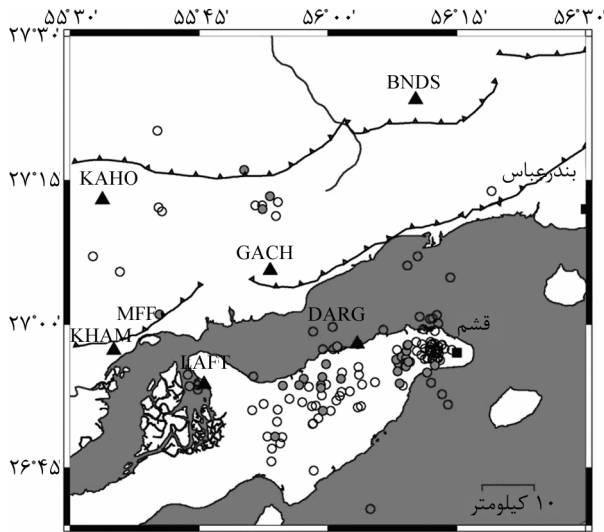
چینه‌شناسی جنوب شرق زاگرس شامل تشکیلات نمک هرمز در بخشهای زیرین می‌شود که در مرکز و جنوب شرقی کمربند چین‌خورده به شکل گنبدها و دیابیرهای نمکی به سطح می‌رسد [۸]. از مشاهدات چینه‌شناسی، GPS و ژئومورفولوژی استنباط می‌شود تغییرشکل از زاگرس بلند به کمربند چین‌خورده مهاجرت نموده است [۹-۱۰]. در کمربند چین‌خورده ساده بیشتر زمین‌لرزه‌ها بر روی گسل‌های معکوس رخ داده‌اند که امتداد آنها با امتداد گستره موازی و شیبهای تند بین ۳۰ تا ۶۰ درجه دارند [۶] که احتمالاً نتیجه دوباره فعال شدن گسل‌های نرمالی هستند که در زونهای فرورانش در اثر کشش ایجاد شده‌اند [۱۱]. یک تعداد گسل‌های امتدادلغز هم در بخش مرکزی این کمربند فعال هستند که اتساع در جهت شمال غرب جنوب شرق را باعث می‌گردند [۶، ۱۲]. عمق‌های سنتروئید زمین‌لرزه‌ها در این منطقه بین ۴ تا ۱۸ کیلومتر نشان‌دهنده آن است که زمین‌لرزه‌ها هم در پوشش رسوبی و هم سنگ بستر رخ می‌دهند [۶، ۱۳، ۱۴]. مطالعات تداخل سنجی رادار نیز ساینموزونیک بودن لایه رسوبی را تأیید می‌کند [۳، ۱۵]. با وجود رخداد زمین‌لرزه‌های متعدد در کمربند چین‌خورده ساده، تغییرشکل ناشی از رخداد زمین‌لرزه‌ها تنها بخش کوچکی از همگرایی کل زاگرس را باعث می‌شود، ۱۰ تا ۱۵ درصد، و باقیمانده آن به طور غیرلرزه‌ای با چین‌خوردگی تعدیل می‌یابد [۱۶]. چین‌ها عموماً به طور تقریبی ۱۰ کیلومتر پهنا و طول آنها به ۱۰۰ کیلومتر هم می‌رسد. چین‌خوردگی در پوشش رسوبی را می‌توان نتیجه خمش بدون تأثیر گسل‌ها یا نتیجه عملکرد مستقیم گسل‌ها و یا ترکیبی از دو مکانیسم در زمانهای متفاوت زمین‌شناسی در نظر گرفت [۸، ۱۷]. قابل توجه است که مدل‌های متفاوتی با مشاهدات سطحی سازگاری دارند که تعیین دقیق عمق و هندسه زمین‌لرزه می‌تواند به انتخاب مدل مناسب و ارتباط گسلش مدفون و ساختار سطحی در منطقه کمک کند.

جزیره قشم با ۱۱۰ کیلومتر طول، ۳۵-۱۰ کیلومتر پهنا و امتداد شرق شمال شرق بزرگترین جزیره در خلیج فارس در شمال غرب تنگه هرمز واقع شده و چین‌خوردگیهای ملایمی را

شکل (۲): نقشه فوق نقاط زمین‌لرزه‌ها از کاتالوگ انگدال [۱] و فلش‌ها بردارهای سرعت حاصل از اندازه‌گیریهای GPS نسبت به اوراسیا از ورنانت و همکاران [۴] می‌باشد. کمربندهای مهم لرزه‌خیز با Z (زاگرس)، T (تالش)، A (البرز)، K (کپه‌داغ)، S (سیستان)، و M (مکران) نمایش داده شده‌اند. محل شکل اصلی با خط چین نمایش داده شده است. شکل اصلی: جنوب شرقی زاگرس با سرعت‌های GPS بر حسب میلیمتر در سال و گسل‌های اصلی مهم. منطقه درز بین حاشیه عربی و ایران مرکزی با گسل معکوس اصلی زاگرس، MZRF، و گسل راستگرد عهد حاضر، MRF، مشخص و تراست‌های پنهان HZF (گسل زاگرس بلند)، MFF (گسل جبهه کوهستان) و ZFF (گسل پیش ژرفای زاگرس) از بربریان [۵] گرفته شده است.



۱۳



شکل (۳): توزیع ۱۴۶ پس‌لرزه ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری نصب شده در منطقه در حداقل چهار ایستگاه تعیین محل شده به روش مطلق. رومرکز ۳۵ واقعه از کل ۱۴۶ رویداد که با خطای کمتر از ۵ کیلومتر در افق و عمق تعیین محل شده‌اند با رنگ تیره نمایش داده شده است. مثلثها محل ایستگاههای لرزه‌نگاری هستند. توزیع رومرکز پس‌لرزه‌ها پخش و در امتداد جزیره است. خوشه متمرکزی از وقایع در غرب شهر قشم مشاهده می‌شود.

پهن بندرعباس متعلق به شبکه باند پهن پژوهشگاه بین-المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله تعداد ۱۴۶ پس‌لرزه ثبت شده در حداقل چهار ایستگاه از داده پیوسته استخراج و فازهای آنها قرائت گردید.

تعیین محل این وقایع با استفاده از مدل محاسبه شده برای این منطقه توسط یمنی‌فرد و همکاران [۲۰] و بکارگیری برنامه *HYPOCENTER* [۲۱] و برنامه *HYPODD* به روش تفاضل دوتایی [۲۲] انجام گرفته است، جدول (۲).

الگوریتم تفاضل دوتایی سعی در کمینه کردن اختلاف باقیمانده‌های زمانی برای هر جفت رویداد در یک ایستگاه را دارد. نتایج به دست آمده با این روش خطاهای سیستماتیک زمان سیر ناشی از ناهمسانگردی سرعتی را به مقدار زیادی کاهش می‌دهد. اولین قدم در تعیین محل دوباره با استفاده از تفاضل دوتایی تعیین زمان سیر بین کانون تا ایستگاه است [۲۲].

$$T_k^i = \tau^i + \int_i^k u ds \quad (1)$$

T در معادله (۱)، معرف زمان سیر یک پرتو مربوط به

شامل می‌شود. بیشتر چین‌خوردگیها در جهت شرق شمال شرق موازی با امتداد جزیره به استثناء تاقدیس لافت با امتداد شمال غرب می‌باشد. نمک هرمز در کوه نمکدان در جنوب غرب جزیره قشم و جزیره هنگام در نزدیکی جنوب جزیره به شکل گنبد نمکی نمود یافته است. تراسه‌های دریایی مشاهده شده در سواحل جزیره حکایت از بالا آمدگی بخشی از جزیره دارد [۱۸]. قبل از سال ۲۰۰۵ زمین‌لرزه دستگاهی مهمی نزدیک قشم ثبت نشده است، اما به نظر می‌رسد در سالهای ۱۳۶۰، ۱۷۰۳، ۱۸۸۴، ۱۸۹۷، ۱۹۰۲ و ۱۹۰۵ میلادی زمین‌لرزه‌های مخربی در منطقه رخ داده است [۱۹]. از سال ۱۳۸۴ فعالیت قابل توجه لرزه‌ای با وقوع زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ آغاز شد که زمین‌لرزه ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ مطالعه شده در این مقاله یکی از آنها می‌باشد.

۳- داده و روش آنالیز

دو روز پس از رخداد زمین‌لرزه ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ جزیره قشم، شبکه لرزه‌نگاری موقت متشکل از پنج ایستگاه لرزه‌نگاری سه مؤلفه‌ای از روز ۲۲ شهریور جهت ثبت پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه نصب گردید، جدول (۱) و شکل (۳). قابل ذکر است که این شبکه شامل پنج دستگاه سرعت سنج سه مؤلفه‌ای کوتاه دوره از نوع *6TD* بوده است. ثباتها از نوع ۲۴ بیتی و داده را با بسامد ۱۰۰ هرتز به طور پیوسته ثبت نموده‌اند. ساعت ایستگاهها، با یک گیرنده *GPS* به طور پیوسته همزمان می‌شد. این شبکه تا تاریخ ۱۰ آذر ۱۳۸۷ تقریباً به مدت دو ماه و نیم به کار خود ادامه داد. با ترکیب داده این شبکه موقت با داده ایستگاه لرزه‌نگاری باند

جدول (۱): موقعیت ایستگاههای شبکه لرزه‌نگاری نصب شده در جزیره قشم در سال ۱۳۸۷.

ردیف	نام ایستگاه	نام اختصاری	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۱	بندر خمیر	KHAM	۵۵/۵۸۴۴	۲۶/۹۵۴۷
۲	کهورستان	KAHO	۵۵/۵۶۲۴	۲۷/۲۱۶۲
۳	گچین پائین	GACH	۵۵/۸۸۷۵	۲۷/۰۹۳۲
۴	بندر لافت	LAFT	۵۵/۷۵۹۵	۲۶/۸۹۵۳
۵	درگهان	DARG	۵۶/۰۵۶۷	۲۶/۹۶۵۸
۶	بندرعباس	BNDS	۵۶/۱۷۰۰	۲۷/۳۹۰۰

x, y, z معرف پارامترهای کانونی و τ زمان وقوع زمین‌لرزه می‌باشد. باقیمانده‌های زمانی از اختلاف در میزان تغییر در هر چهار پارامتر، برای هر جفت زمین‌لرزه تعیین می‌گردند. معادله (۶) می‌تواند به صورت زیر ساده‌سازی شود:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m} \Delta m^j \quad (7)$$

m بیان‌کننده پارامترهای کانونی و زمان وقوع رویداد می‌باشد.

معادله (۷) را می‌توان با یک سیستم معادلات خطی

ترکیب کرد به صورتی که:

$$WGm = Wd \quad (8)$$

ماتریس G با اندازه $M \times 4N$ در بردارنده مشتقات جزئی است به طوری که M تعداد مشاهده تفاضل دوتایی و N معرف تعداد رویدادهاست. d بردار داده m ، تغییر در مکان و زمان رویداد و W ماتریس وزنی که قطری می‌باشد. W در بردارنده وزنه‌های قبلی بر پایه کیفیت قرائت زمان رسیده است، یک (وزن کامل) و صفر (وزن صفر).

روش استفاده شده توسط والدهازر و السورس [۲۲]، پیدا

کردن راه‌حلی برای حداقل مجذورات وزنی با استفاده از یک سیستم معادلات نرمال است که به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\hat{m} = (G^T W^{-1} G)^{-1} G^T W^{-1} d \quad (9)$$

به طوری که $\hat{m}(x, y, z, \tau)$ دلالت بر تخمین حداقل

مجذوراتی از m دارد. دو روش برگردان SVD و $LSQR$ برای به حداقل رساندن باقیمانده‌های زمان رسید و محاسبه پارامترهای کانونی شامل عرض جغرافیایی، طول جغرافیایی، عمق و زمان رویداد در هنگام اجرای برنامه $HYPODD$ قابل انتخاب هستند.

۴- توزیع رومرکز و عمق پس‌لرزه‌ها

۱۴۶ زمین‌لرزه ثبت شده در حداقل چهار ایستگاه از هشتاد روز داده‌های پیوسته استخراج گردید، شکل (۳). توزیع تمامی ۱۴۶ واقعه با روند تقریبی شمال شرق جنوب غرب نشان از قرارگیری بیشتر آنها در داخل جزیره و خارج از شبکه دارد که به شکل قابل توجهی باعث کاهش کیفیت داده‌ها شده است.

زمین‌لرزه i ام تا ایستگاه لرزه‌ای k ام، در امتداد یک مسیر، τ^i زمان وقوع رویداد i ام، u میدان کندی و ds یک المان از طول مسیر است. ارتباط بین زمان سیر و محل رویداد غیرخطی است که می‌توان آن را با استفاده از بسط تیلور به صورت زیر خطی کرد:

$$\frac{\partial t_k^i}{\partial m} \Delta m^i = r_k^i \quad (2)$$

به طوری که:

$$r_k^i = (t_k^{obs} - t_k^{cal})^i \quad (3)$$

معادله (۳)، باقیمانده‌های زمان رسید، r ، برای یک

رویداد، i ، را به صورت خطی به بردار انحراف، Δm^i ، ربط می‌دهد؛ که این بردار میزان تغییر در پارامترهای کانونی x, y, z و زمان رسید t ، است. باقیمانده‌های زمانی به عنوان اختلاف بین زمان سیر محاسبه شده (t^{cal}) و زمان سیر مشاهده شده (t^{obs}) معرفی می‌شود. روابط فوق مربوط به یک زمین‌لرزه می‌باشد. برای تعیین محل توسط تفاضل دوتایی لازم است ارتباط بین دو زمین‌لرزه برقرار گردد:

$$\frac{\partial t_k^{ij}}{\partial m} \Delta m^{ij} = r_k^{ij} \quad (4)$$

رابطه (۴)، بیان‌کننده ارتباط بین پارامترهای کانونی

دو زمین‌لرزه است. میزان تغییر در پارامترهای کانونی نسبی توسط Δm^{ij} بیان می‌شود به طوری که $\Delta m^{ij} = (\Delta dx^{ij}, \Delta dy^{ij}, \Delta dz^{ij}, \Delta dt^{ij})$

مشتقات جزئی زمان t ، نسبت به m^{ij} ، مؤلفه‌های بردار کندی هستند. با فرض ثابت نگهداشتن بردار کندی، تفاضل دوتایی زمان رسیده‌های دو رویداد به صورت زیر می‌باشد:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (5)$$

باقیمانده‌های زمان سیر دو رویداد i و j ، برای هر فاز k

(P یا S)، با محاسبه اختلاف زمان سیرهای مشاهده شده و محاسبه شده برای دو زمین‌لرزه تعیین می‌شود.

در صورتی که بردار کندی ثابت فرض نگردد:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta \tau^j \quad (6)$$

زمان رویداد به عنوان متوسط زمان رسید منهای متوسط زمان سیر تعریف شده است. سه معادله نرمال حداقل مربعات برای مختصات کانون با عبارات قطری معادل یک به صورت تکرار با اضافه نمودن یک میرایی متغیر، همیشه باقیمانده‌هایی را نتیجه می‌دهد که کمتر یا معادل با تعیین محل با برنامه‌های *HYPO71* و *HYPOINVERSE* است. الگوریتم به کار رفته در این نوع برنامه‌ها معمولاً مشابه روش گایگر^۵ و عمل خطی‌سازی معادله زمان سیر با استفاده از سری تیلور اولین مرتبه انجام می‌شود که اختلاف بین زمان رسید مشاهده شده و پیش‌بینی شده را به واسطه مشتقات جزئی زمان رسید نسبت به مجهولات، به تنظیمات در مختصات کانونی ارتباط می‌دهد.

در روش تفاضل دوتایی به کار گرفته شده از این فرض استفاده می‌شود که چنانچه فاصله بین دو زمین‌لرزه در مقایسه با فاصله کانونی و مقیاس ناهمگنی کم باشد در این صورت مسیرهای پرتو بین ناحیه چشمه و ایستگاه مشترک تقریباً در امتداد تمام مسیر پرتو مشابه می‌باشد. در این حالت اختلاف در زمان رسید برای دو واقعه مشاهده شده در یک ایستگاه می‌تواند به اختلاف مکانی بین رویدادها نسبت داده شود. در این روش باقیمانده بین اختلاف زمان سیر محاسبه شده و مشاهده شده بین دو رویداد در یک ایستگاه مشترک بواسطه مشتقات جزئی زمانهای سیر برای هر واقعه نسبت به مجهول، به تنظیمات در موقعیت نسبی کانون و زمانهای رویداد ارتباط داده می‌شوند.

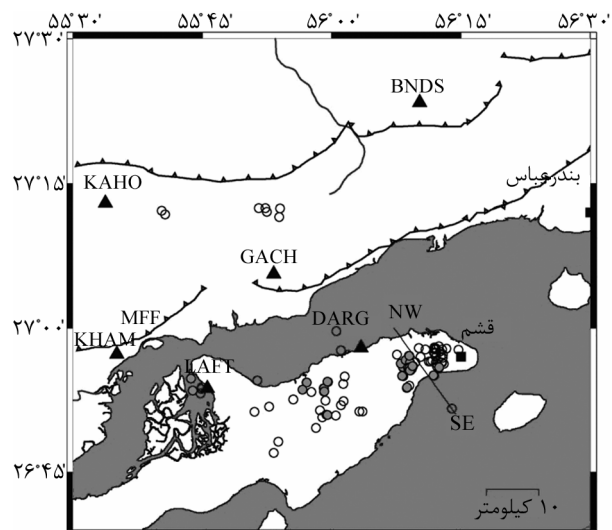
توزیع عمق پس‌لرزه‌ها نیز در مقطعی عمود بر روند لرزه‌خیزی مشاهده شده در غرب شهر قشم مورد بررسی قرار گرفت، شکل (۵). این مقطع برای کل رویدادها نشانگر روندی با شیب به سوی جنوب می‌باشد. پس‌لرزه‌های انتخابی با خطای تعیین محل کمتر از ۵ کیلومتر عمدتاً بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر تعیین محل شده‌اند.

جدول (۲): مدل پوسته محاسبه شده برای منطقه قشم [۲۰]

عمق سطح مشترک (کیلومتر)	سرعت موج <i>p</i> (کیلومتر بر ثانیه)
۰	۵/۵
۸	۵/۹
۱۲	۶/۲

به نظر می‌رسد از آنجایی که زمین‌لرزه بین بندر لافت و خمیر تعیین محل شده و بیشتر خرابیها در ضلع شمالی جزیره بویژه در بندر درگهان گزارش شده است ایستگاههای این شبکه نیز بر این اساس چیده شده است. نکته حائز اهمیت در این شکل فعال شدن بخش شرقی جزیره بعد از وقوع زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ می‌باشد. شبکه ۱۷ ایستگاهی نصب شده پس از وقوع زمین‌لرزه سال ۱۳۸۴ هیچ زمین‌لرزه‌ای را در این قسمت که در غرب شهر قشم واقع می‌شود ثبت نکرده بود [۳]. نکته دیگر تمرکز بیشتر این وقایع نسبت به وقایع ثبت شده در غرب زون پس‌لرزه‌ها می‌باشد. برای مشاهده دقیقتر توزیع پس‌لرزه‌ها، وقایعی که با دقت کمتر از ۵ کیلومتر تعیین محل شده بودند مورد بررسی قرار گرفتند، شکل (۳). توزیع این دسته از پس‌لرزه‌های انتخابی نیز تأییدکننده موارد ذکر شده در توضیحات فوق می‌باشند. جهت کاهش خطای تعیین محل ناشی از تأثیر مدل یک بعدی توزیع پس‌لرزه‌ها با تعیین محل نسبی آنها [۲۲] نیز مورد بررسی قرار گرفت که نتایج به دست آمده با روش مطلق را تأیید می‌کند، شکل (۴).

در الگوریتم به کار رفته در برنامه *HYPOCENTER* هر ستون ماتریس شرط خطی شده که تغییرات در زمان رسید را به تغییرات در موقعیت کانون مرتبط می‌سازد، مرکزیت یافته و به داشتن متوسط صفر و نرم یک مقیاس شده است.

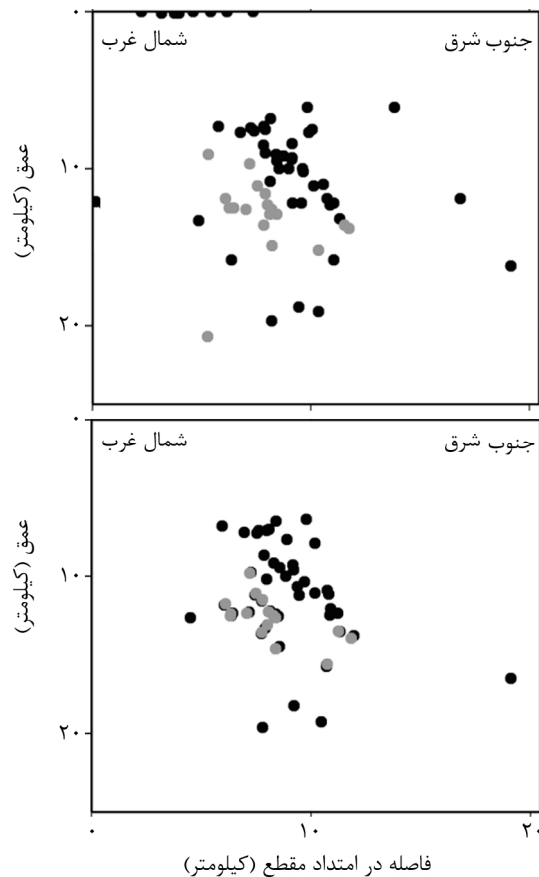


شکل (۴): تعیین محل مجدد با روش تفاضل دوتایی. رویدادهای انتخابی با رنگ تیره نمایش داده شده‌اند. خط NW-SE محل مقطع عمقی نمایش داده شده در شکل (۵) می‌باشد.

های دور تطابق خوبی نشان می‌دهد [۳]. عمق پس‌لرزه‌ها بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر با عمق‌های تعیین شده برای پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴، ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر قابل مقایسه و بیشتر از عمق سنتروئید ۸ کیلومتر برای این زمین‌لرزه است که نشان‌دهنده رخداد آنها در لایه پی سنگی گستره می‌باشد.

مدل منتهجه برای زمین‌لرزه‌های ۶ آذر ۱۳۸۴ و ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ حاصل از برگردان داده‌های رادار با گسیختگی در بخش پایینی لایه رسوبی با مرز بالایی گسل در ۲-۳ کیلومتر و مرز پایینی گسل در ۷-۹ کیلومتر عمق همخوانی دارد در صورتی که پس‌لرزه‌ها در عمق‌های بیشتری رخ داده‌اند [۳]. با توجه به نتایج داده رادار به نظر می‌رسد که گسیختگی در انتهای لایه رسوبی پایان یافته یا به علت وجود لایه نمکی هرمز در نزدیکی مرز پایینی پوشش رسوبی قویاً تضعیف شده است. با در نظر گرفتن این جدایش بین شکستگی اصلی و پس‌لرزه‌ها به نظر می‌رسد پس‌لرزه‌ها نتیجه انتقال تنش از بخش‌های فوقانی به سنگ بستر به واسطه لایه سست نمکی باشند تا ادامه گسیختگی اصلی به پی سنگ زیرین. از آنجایی که زمین‌لرزه‌های رخ داده در زاگرس بزرگایی کمتر از ۶/۲ دارند استنباط می‌شود که لایه‌های ضعیفتر مانند نمک هرمز مانند یک سد برای گسترش بیشتر گسیختگی عمل می‌کنند.

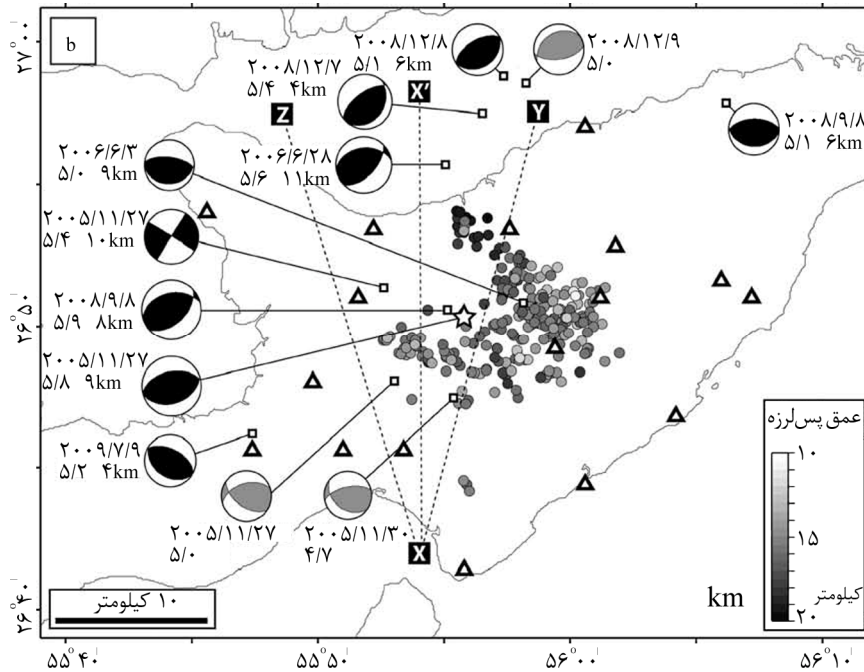
مدلسازی امواج حجمی زمین‌لرزه ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ شبیه به زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ لغزش معکوس روی یک گسل معکوس با شیب به سمت شمال با مؤلفه راستگرد یا شیب به سمت جنوب شرق با مؤلفه چپگرد را نشان می‌دهد [۳]. عمق سنتروئید برای این زمین‌لرزه 3 ± 8 کیلومتر و رومرکز محاسبه شده به روش *HDC* نزدیک به رومرکز زمین‌لرزه ۱۳۸۴ است، شکل (۶). عمق سنتروئید برای این زمین‌لرزه نیز بین ۴-۶ کیلومتر محاسبه شده است. پس‌لرزه ۲۷ شهریور ماه در ۲۰ کیلومتری شمال شرق زمین‌لرزه اصلی در شرق جزیره با سازوکار معکوس خالص در امتداد شرق-غرب تعیین محل شده است. دو پس‌لرزه دیگر این زمین‌لرزه در شمال جزیره با سازوکار معکوس تعیین محل شده‌اند شکل (۶).



شکل (۵): مقطع *SE-NW* عمود بر روند لرزه‌خیزی با پهنای ۱۰ کیلومتر (برای دیدن محل مقطع به شکل (۴) مراجعه شود). شکل بالا تعیین محل مطلق و شکل پایین تعیین محل با روش تفاضل دوتائی می‌باشند. دایره‌های روشن وقایع انتخابی می‌باشند. در این مقطع شیبی به سمت جنوب شرق از توزیع پس‌لرزه‌ها قابل استنباط است.

۵- بحث

توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۰ شهریور ماه ۱۳۸۷ در مقایسه با رومرکز زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ و پس‌لرزه‌های آن حکایت از فعال شدن بخش شرقی جزیره در غرب شهر قشم علاوه بر بخش مرکزی جزیره دارد. نزدیکی رومرکز پس‌لرزه این زمین‌لرزه با بزرگای ۵/۱ به توزیع این گروه از پس‌لرزه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط آنها با یکدیگر باشد. گروه بعدی پس‌لرزه‌ها نزدیک به رومرکز این زمین‌لرزه و زمین‌لرزه سال ۱۳۸۴ در بخش‌های مرکزی تعیین محل شده‌اند. امتداد شمال شرق جنوب غرب و شیبی به سمت جنوب از توزیع عمقی قابل استنباط است که با نتایج تحلیل تصاویر *InSAR* و مدلسازی شکل موج زمین‌لرزه-

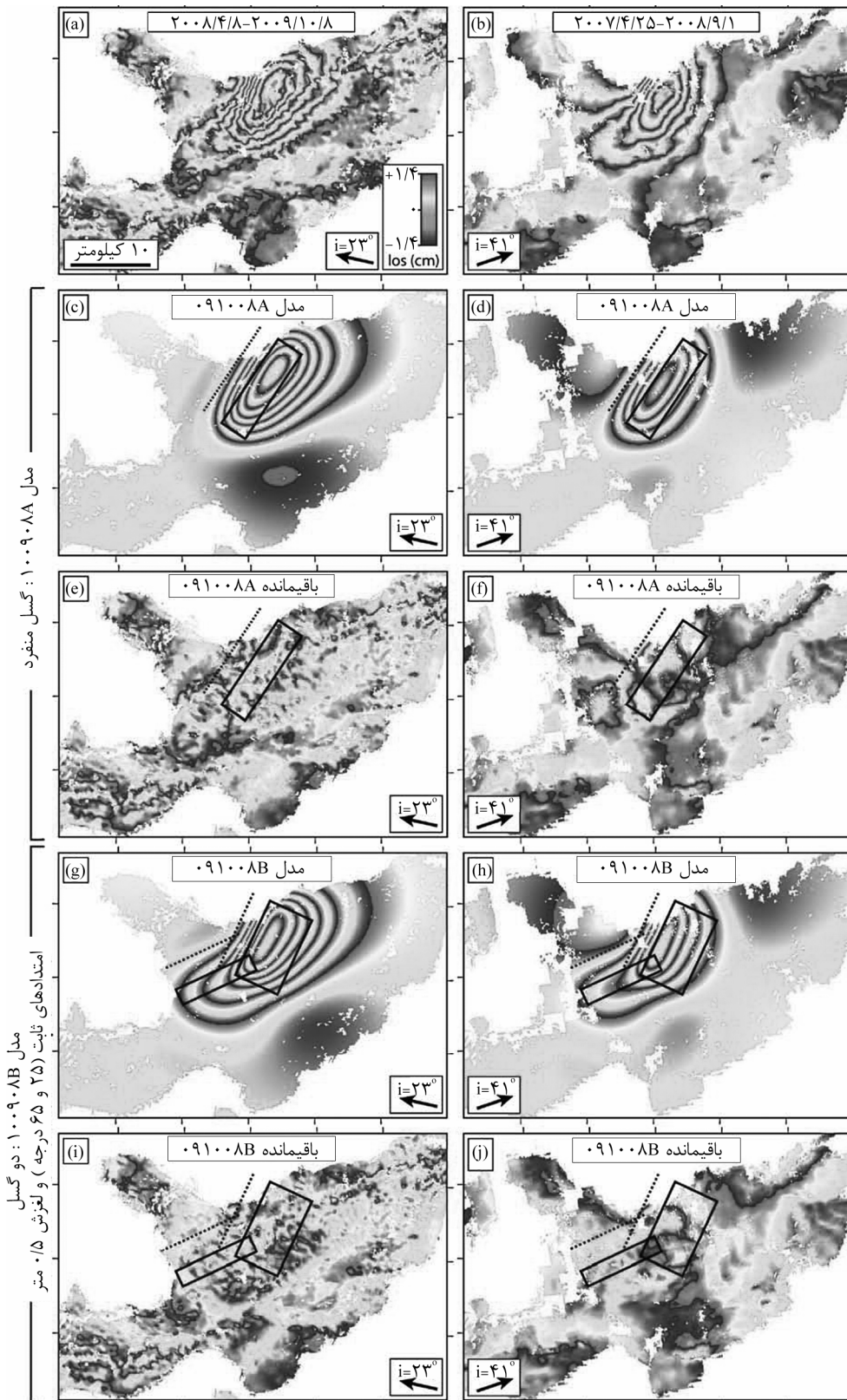


شکل (۶): ساز و کارهای کانونی و رومرکزهای پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۸۴. ساز و کارهای سیاه رنگ نتیجه مدلسازی امواج حجمی و ساز و کارهای خاکستری رنگ حل‌های تانسور ممان CMT هستند. ستاره رومرکز زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ نتیجه مدلسازی *InsAR* و مربعها رومرکز دیگر زمین‌لرزه‌های بزرگ نسبت به این زمین‌لرزه با روش *HDC* می‌باشد. دایره‌ها رومرکز ۲۴۴ پس‌لرزه با تعیین محل دقیق، و رنگ آنها تابعی از عمق می‌باشد. عدم وجود پس‌لرزه‌ها در عمق کم می‌تواند به علت فاصله بین ایستگاهها باشد. مثلثها محل ایستگاههای لرزه‌نگاری نصب شده در منطقه توسط پژوهشگاه جهت ثبت پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۸۴ می‌باشد [۳].

۶- نتایج

پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ با دو روش مطلق و نسبی مورد مطالعه قرار گرفتند. توزیع رومرکز پس‌لرزه‌ها نشان‌دهنده توزیع پراکنده آنها در دو مجموعه یکی نزدیک به رومرکز زمین‌لرزه ۱۳۸۴ و دیگری در غرب شهر قشم می‌باشد که می‌توانند پس‌لرزه‌های پس‌لرزه ۲۷ شهریور ماه با بزرگای گشتاور ۵/۱ باشند. مقایسه رومرکز پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه و زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ تأیید کننده وقوع این زمین‌لرزه در شمال شرق آن و گسترش گسلش به سمت شمال شرق می‌باشد. توزیع عمقی به سختی شیئی به سمت جنوب سازگار با نتایج حاصل از آنالیز تصاویر رادار را نشان می‌دهد. گستره عمق پس‌لرزه‌ها بین ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر نشان‌دهنده رخداد غالب پس‌لرزه در پی سنگ فوقانی می‌باشد که با توجه به عمق سنتروئید کم محاسبه شده برای این زمین‌لرزه شاهد دیگری بر جدایش بخش عمده منطقه گسلش اصلی از منطقه وقوع پس‌لرزه‌ها می‌باشد.

مدل منته حاصل از آنالیز تصاویر رادار زمین‌لرزه ۲۰ شهریور ۱۳۸۷، ۶۵ سانتیمتر لغزش معکوس با مؤلفه چپگرد روی یک صفحه گسل با طول ۱۲/۸ کیلومتر و شیب به سوی جنوب شرق را نشان می‌دهد، شکل (۷). مرز بالایی و پایینی این صفحه به ترتیب ۳/۲ و ۷/۷ کیلومتر و عمق مرکزی آن ۵/۵ کمتر از عمق سنتروئید 3 ± 8 کیلومتر محاسبه شده از مدلسازی امواج حجمی می‌باشد که تأیید دیگری بر گسیختگی در پوشش رسوبی و احتمالاً ادامه گسل مسبب زمین‌لرزه ۶ آذر ۱۳۸۴ در شمال شرق آن می‌باشد. امتداد این زون گسلی مدفون در جهت شمال شرق عمود بر امتداد تاقدیس لافت شاهدهی بر جدایش گسلش و چین‌خوردگی در این بخش از زاگرس می‌باشد. از آنجایی که پس‌لرزه‌ها می‌توانند خارج از زون شکستگی اصلی رخ دهند اظهارنظر در خصوص طول گسیختگی درونی با استفاده از آنها با دقت مناسب امکانپذیر نمی‌باشد، ضمن آن که وقوع چند زمین‌لرزه پی در پی در منطقه الگوی پیچیده‌ای از رویدادهای لرزه‌ای را در منطقه باعث شده است.



شکل (۷): تداخل نگاشت‌های باقیمانده، مدل و مشاهده شده برای زمین‌لرزه ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ جزیره قشم [۳]. a و b تداخل نگاشت مشاهده شده و c و d مصنوعی برای مدل 091008A و e و f تداخل نگاشت‌های باقیمانده محاسبه شده با تفریق جابه‌جایی‌های مدل از داده واقعی هستند. g و z تداخل نگاشت‌های باقیمانده و ساختگی برای مدل 091008B شامل دو گسل مجزا هستند. فلش سیاه جهت دید ماهواره و زاویه دید در گوشه پایین سمت چپ، هر فرانتز نمایش نصف طول موج رادار (۲/۸ سانتیمتر) در جهت دید ماهواره، مستطیل‌های مشکی رنگ تصویر صفحات گسل در افق و خط چین محل برخورد امتداد صفحه گسل با سطح زمین می‌باشند.

8. Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J.C., Frizon de Lamotte, D., and Eshraghi, S.A. (2005). The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics, *Tectonics*, **24**, TC33007.
9. Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tabasi, H., and Shabanian, E. (2001). Progressive unconformities within an evolving foreland fold thrust belt, Zagros mountains, *J. Geol. Soc. London*, **158**, 969-981.
10. Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J., and Masson, F. (2006). Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran), *Geophys. J. Int.*, **167**, 1077-1088.
11. Jackson, J.A. (1980). Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts, *Nature*, **283**, 343-346.
12. Hessami, K., Koyi, H.A., and Talbot, C.J. (2001b). The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt, *J. Pet. Geol.*, **24**, 5-28.
13. Adams, A., Brazier, R., Nyblade, A., Rodgers, A., and Al-Amri, A. (2009). Source parameters for moderate earthquakes in the Zagros Mountains with implications for the depth extent of seismicity, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **99**, 2044-2049.
14. Maggi, A., Jackson, J.A., Priestly, K., and Baker, C. (2000). A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and Northern India: do Earthquakes really occur in the continental mantle, *Geophysical Journal International*, **143**, 629-661.
15. Roustaei, M., Nissen, E., Abbasi, M., Gholamzadeh, A., Ghorashi, M., Tatar, M., Yaminifard, F., Bergman, E., Jackson, J., and Parsons, B. (2010). The 25 March 2006 Fin earthquakes (Iran): insights into the vertical extents of faulting in the Zagros Simply Folded Belt, *Geophys. J. Int.*, **181**, 1275-1291.

۷- تشکر و قدردانی

بدینوسیله از تیم لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله آقایان پروازه و ذوالفقاری که کار نصب شبکه و جمع‌آوری داده‌های لرزه‌نگاری را در منطقه انجام داده‌اند و آقای دکتر جوان دولوئی رئیس محترم پژوهشکده زلزله‌شناسی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله که داده‌های این عملیات را در اختیار اینجانب قرار داده‌اند، کمال تشکر و قدردانی را دارم.

۸- مراجع

1. Engdahl, E.R., Jackson, J.A., Myers, S.C., Bergman E.A., and Priestley, K. (2006). Relocation and assessment of seismicity in the Iran Region, *Geophysical Journal International*, **167**, 761-778.
2. Ambraseys, N.N. and Melville, C.P. (1982). A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, UK, 219p.
3. Nissen, E., Yaminifard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J. R., Jackson, J. A., and Parsons, B. (2010). The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm Island in the Zagros fold-and-thrust belt, *Iran. EPSL*, **296**, 181-194.
4. Vernant, P. et al (2004). Present-day crustal deformation and plate Kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman, *Geophys. Journal International*, **157**, 381-398.
5. Berberian, M. (1995). Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Iran Tectonophysics*, **241**, 193-224.
6. Talebian, M. and Jackson, J. (2004). A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, **156**, 506-526.
7. Colman-Sadd, S.P. (1978). Fold development in Zagros simply folded belt, southwest Iran, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **62**, 984-1003.

داده‌های ثبت شده در یک شبکه لرزه‌نگاری موقت، گزارش پروژه پژوهشی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

21. Lienert, B.R.E., Berg, E., and Frazer, L.N. (1986). Hypocenter: An earthquake location method using centered, saced, and adaptively least squares, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 771-783.
22. Waldhauser, F. and Ellsworth, W.L. (2000). A double difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.

۹- پانویس

- ۱- *Elastic Dislocation*
۲- *Advanced Synthetic Aperture Radar*
۳- *Singular Value Decomposition*
۴- *Conjugate Gradient Least Square*
۵- *Geiger*
۶- *Interferograms*
۷- *Synthetic*

16. Jackson, J. and Mckenzie, D.P. (1984). Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **77**, 185-264.
17. Sherkati, S., Letouzey, J., Frizon, and Lamotte, D. (2006). Central Zagros fold-thrust belt (Iran): new insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling, *Tectonics*, **25**, TC4007.
18. Haghpor, A. and Fontugne, M. (1993). Quaternary uplift of Qeshm Island (Iran), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **317**, 419-424.
19. Berberian, M. and Papastamatiou, D. (1978). Khurgu (North Bandar Abbas, Iran) earthquake of March 21, 1977: a preliminary field report and a seismotectonic discussion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 411-428.

۲۰. یمینی فرد، فرزاد، حسامی، خالد، تاتار، محمد و غلامزاده، عباس (۱۳۸۹). مطالعه لرزه زمین‌ساخت و ساختار سرعتی پوسته در منطقه قشم به کمک