



بررسی گسل مسبب زمین‌لرزه بم (۲۰۰۳) با استفاده از معکوس‌سازی همزمان داده‌های InSAR و جنبش نیرومند زمین

زینب گلشادی^۱، مهدی رضاپور^۲ و معصومه آمیغ‌پی^۳

۱- دانشجوی دکتری، گروه آموزشی زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۲- دانشیار، گروه آموزشی زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۳- استادیار، سازمان نقشه‌برداری کشور، تهران

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۱۰/۰۸؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۰۷/۳۰

* نویسنده مسئول مکاتبات: rezapour@ut.ac.ir

چکیده

با توجه به ابهامات و گاهی تناقضات گزارش‌های موجود در مورد پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه بم ۲۰۰۳ مثل: عدم توجیه‌پذیری مقدار لرزه‌ای آزاد شده در این گسل با روابط بزرگا، عدم تطابق گسل مرتبط با پس‌لرزه‌های این زلزله و گسل شناخته شده به وسیله تصاویر InSAR، رژیم تکتونیکی منطقه که علاوه بر مولفه امتداد لغز راست‌گرد، مولفه‌های تراست را نیز می‌طلبد و رویت دو فاز شدید انرژی بر روی شتاب نگاشت‌ها که یکی گسیختگی امتداد لغز راست‌گرد و دیگری گسیختگی معکوس را نشان می‌دهد، در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از معکوس‌سازی همزمان داده‌های InSAR (تداخلسنجی رادار روزه مصنوعی) و جنبش نیرومند زمین، پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه بم محاسبه شود. جایجایی استاتیکی بدست آمده از داده‌های جنبش نیرومند زمین، به عنوان داده‌های مکمل در نواحی‌ای که به دلیل پوشش گیاهی، امکان استفاده از داده‌های InSAR وجود ندارد، مورد استفاده قرار می‌گیرد. بررسی دقیق و معکوس‌سازی همزمان داده‌های InSAR و جنبش نیرومند زمین، نشان می‌دهد که لغزش همالرز در زلزله بم ناشی از حرکت دو گسل است که یکی از آن‌ها باعث انتقال تنش به دیگری و ایجاد لرزه در سطح شده است. گسل دوم با راستای 358° ، شیب 84° به سمت شرق دارد و گسلی امتداد لغز راست‌گرد است. طول، عرض و عمق این گسل از سطح به ترتیب برابر با ۱۲٫۵، ۶ و ۶ کیلومتر است. عمده ممان لرزه‌ای در زلزله بم در این گسل با بیشینه لغزش حدود ۲٫۴۹ متر، رها شده است. گسل اول با امتداد 172° و شیبی 45° به سمت غرب در زیر گسل سطحی‌تر، گسترده شده است. بررسی تنش منتقل شده از گسل اول به گسل دوم نشان می‌دهد که الگوی تنش انتقالی و الگوی لغزش روی گسل ثانویه تا حدودی مطابقت دارد که نشانگر انتقال تنش از گسل اول به گسل دوم است. در مدل‌سازی مستقیم داده‌های شتاب نگاشت، برای رومرکز زلزله بم طول جغرافیایی 58.27° و عرض جغرافیایی 29.05° بدست می‌آید.

واژگان کلیدی

مشاهده‌های راداری
زمین‌لرزه بم (۲۰۰۳)
معکوس‌سازی هم‌زمان
پارامترهای گسل
جنبش نیرومند زمین

۱- مقدمه

۲۶ دسامبر ۲۰۰۳ در ساعت ۰۱:۵۶:۵۶ بوقت UTC، برابر با ۵ دی ۱۳۸۲ و ساعت ۰۵:۲۶:۵۶ بوقت محلی زلزله‌ای با بزرگی $M_w=6.6$ منطقه بم در استان کرمان را به لرزه درآورد. رومرکز این زمین‌لرزه در نزدیکی شهر بم بود، که باعث تخریب ۵۰ درصد از ساختمان‌های این شهر شد (Funning et al., 2005). در مرکز این شهر تقریباً تمام خانه‌ها تخریب شدند و حداقل ۲۶۲۷۱ نفر کشته و ۳۰۰۰۰ نفر زخمی شدند (Oliveira et al., 2006). در این زلزله یک گسل پنهان که حدوداً ۵ کیلومتر از مرکز شهر فاصله دارد، فعال شد.

شناسایی گسل‌های لرزه‌زا کلید اساسی در آنالیز خطر لرزه‌ای است. در مورد گسل‌های مخفی یا کور هم این مساله به همین اندازه مهم است. از طرفی امکان برآورد تغییرشکل سطحی زمین توسط مشاهده‌های راداری دقیق و ثبت شتاب نگاشت‌های مربوط به یک زلزله، مرجع‌های مناسبی برای بررسی پدیده‌های مختلف ژئودینامیکی را فراهم کرده است. مشاهده‌های راداری دقیق، در منطقه‌ای که حتی هیچ ابزاری برای ثبت رکورد زلزله وجود ندارد، ارزیابی قابل توجهی از لرزش روی سطح زمین فراهم می‌کند و به طور بالقوه اطلاعاتی در مورد مکانیک شکست یا اثرات تقویت محلی بدست می‌دهد (Fielding et al., 2005). جابجایی صورت گرفته در اثر زلزله با استفاده از مشاهده‌های ماهواره‌ای و روش تداخل-سنجی رادار روزه مصنوعی قابل اندازه‌گیری است و به منظور استخراج مقادیر مربوط به پارامترهای گسل، با در نظر گرفتن فرضیاتی در مورد رفتار و خصوصیات لیتوسفر منطقه اطراف گسل، از مدل‌های متفاوتی که ارائه شده است (Okada, 1985)، استفاده می‌شود.

ایران یکی از مناطق فعال لرزه‌ای است که در کمربند آلپ-همیالیا قرار گرفته است. تغییرشکل فعال در ایران نتیجه همگرایی بین صفحات عربستان و اوراسیا است. همگرایی صفحات بین عربستان و اوراسیا سبب تغییرشکل زاگرس در جنوب و البرز و کپه‌داغ در شمال می‌شود (Funning et al., 2005). در نزدیکی شهر کرمان نرخ همگرایی حدود ۱۲-۱۴ میلی‌متر در سال است (Vernant et al., 2004). ایران مرکزی که بین زون‌های تغییرشکل یافته واقع شده است، نسبت به اوراسیا به سمت شمال حرکت می‌کند. مطالعات صورت گرفته بر اساس مشاهده‌های GPS یک کوتاه‌شدگی تقریباً شمالی-جنوبی را در ایران شرقی نشان می‌دهد (Sella et al., 2002). نرخ این کوتاه‌شدگی نسبت به مقادیر برآورد شده در مطالعات قدیمی‌تر (Chu & Gordon, 1998; DeMets

et al., 1994) کمتر است. همچنین مطالعه صورت گرفته با استفاده از داده GPS در منطقه بم یک سرعت جابجایی برابر ۱/۴ سانتیمتر در سال را برای این منطقه نشان می‌دهد (Nilforoushan et al., 2003). این حرکت سبب ایجاد برش‌های راستگرد در شرق ایران شده که روی دو سیستم گسلی امتداد لغز شمالی-جنوبی قابل مشاهده است.

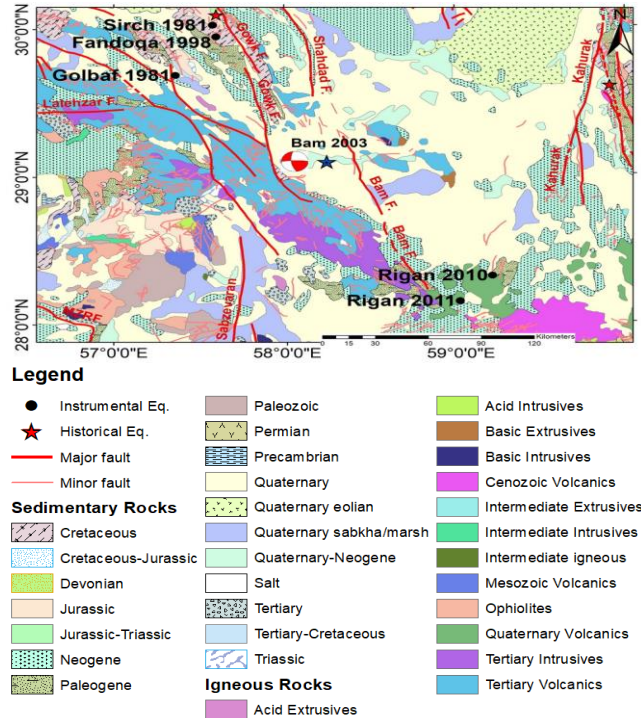
حرکت نسبی بین ایران مرکزی و افغانستان، ۱۵ میلی‌متر در سال است که ۱-۲ میلی‌متر از این حرکت نسبی در سیستم گسلی نایبند-گوک-سبزواران، جذب می‌شود (Walker & Jackson, 2002; Vernant et al., 2004).

منطقه بم در سمت غرب دشت لوت، که بیابانی صاف، کم‌ارتفاع و تغییر شکل نیافته، قرار دارد (شکل ۱). سیستم گسلی بم، متشکل از گسل‌های امتداد لغز شمالی-جنوبی است که مقداری مولفه تراست نیز دارد (Walker & Jackson, 2002). گسل بم در انتهای جنوبی گسل گوک که متعلق به سیستم گسلی امتداد لغز نایبند-گوک-سبزواران است، قرار گرفته است (Hessami et al., 2003). گسل بم، از ۴ کیلومتری شرق شهر بم و غرب براوات عبور می‌کند و احتمال می‌رود که در کواترنری پسین فعال بوده باشد (Berberian, 1976).

در قسمت شرق و غرب شهر بم، توده‌های ولکانیکی ائوسن یافت می‌شود. شمال بم و رود پشت شامل مخروطه افکنه و سنگ‌های ولکانیکی کم ارتفاع است که سطح آن با سنگریزه و سنگفرش بیابانی سیمانی شده با نمک و کربنات پوشیده شده است (Jackson et al., 2006). لایه ضخیم‌تری از رسوبات سیمانی‌نشده یا کم‌سیمانی‌نشده در شمال منطقه وجود دارد. بستر شهر بم را نهشته‌های رودخانه‌ای ضخیم تشکیل می‌دهد (Parsons et al., 2006) که ضخامت این نهشته‌ها بسته به مکانش از چند متر تا ۱۰۰ متر متفاوت است (Motamed et al., 2007) (شکل ۱).

نسبت دادن چندین زلزله بزرگ تاریخی به گسل گوک (Ambraseys & Melville, 2005; Berberian & Yeats, 1999) و همچنین وقوع چندین زلزله با بزرگای بیشتر از ۶ در سال‌های اخیر، در این گسل (Berberian & Qorashi, 1994) بیانگر فعال بودن گسل گوک است، ولی منطقه بم که در حدود ۵۰ کیلومتری جنوب غرب این گسل قرار دارد، در طول صدها سال، تا قبل از زلزله ۲۰۰۳، هیچ زلزله‌ای را تجربه نکرده است (شکل ۱).

مطالعات صورت گرفته با روش تداخل‌سنجی و پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که زلزله اصلی در گسل شناخته شده و به نقشه درآمد، اتفاق نیافتاده است بلکه درگسلی پنهان در ۱۲ کیلومتری جنوب شهر بم، با سازوکار امتداد لغز راستگرد رخ داده است (Fu et al., 2004; Perski & Hanssen, 2005; Peyret et al., 2007; Talebian et al., 2004; P-SH). Tatar et al., 2005; Wang et al., 2004). آنالیز امواج حجمی $M_w=5.8$ حدود ۱۰ نشان داد که در زلزله بم رویداد کوچکی با بزرگی ثانیه بعد از رویداد اصلی با سازوکار معکوس رخ داده است (Talebian et al., 2004). مطالعه صورت گرفته با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای دو گسلش در این زلزله را نشان داد که ۸۵ درصد از ممان در گسل پنهان امتداد لغز با ماکزیمم لغزش ۲ متر در عمق ۵ کیلومتری و بقیه لغزش به صورت ترکیب امتداد لغز و تراست رخ داده است (Funning et al., 2005). فعال شدن دو گسل مجزا در زلزله بم توسط سایر پژوهشگران نیز تأیید گردیده است (Jackson et al., 2006; XIA & Ye, 2005; Zare & Hamzehloo, 2004). هر چند مطالعه صورت گرفته با استفاده از پس‌لرزه‌ها وجود دو گسل مجزا را تأیید نمی‌کند (Tatar et al., 2005). در جدول ۱ سازوکار و پارامترهای تعیین شده توسط تعدادی از مراکز زلزله‌شناسی و پژوهشگران برای زلزله بم درج گردیده است.



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه با اقتباس از (Pollastro et al., 1999) به همراه گسل‌ها (Hessami et al., 2003). موقعیت زلزله‌ها از کاتالوگ GCMT استخراج شده است. موقعیت زلزله تاریخی با علامت ستاره قرمز مشخص شده است (Ambraseys & Melville, 2005). موقعیت زلزله بم ۲۰۰۳ با ستاره آبی مشخص شده است.

جدول ۱- سازوکار و پارامترهای تعیین شده توسط تعدادی از مراکز زلزله‌شناسی و پژوهشگران برای زلزله بم.

گزارش	طول، عرض (کیلومتر)	لغزش (متر)	طول جغرافیایی ^(۰)	عرض جغرافیایی ^(۰)	عمق (کیلومتر)	امتداد، شیب، ریک ^(۰)
GCMT	- , -	-	۵۸,۲۴	۲۹,۱	۱۵	۱۶۸, ۵۹, ۱۷۲
USGS	- , -	-	۵۸,۲۶۶	۲۹,۰۱	۱۴	۱۷۴, ۸۸, ۱۷۸
(Funning et al., 2005)	۱۹, ۲۲	۲,۵۸	۵۸,۳۵۶	۲۹,۰۴	۸,۱	-۱۷۷,۶, ۸۳,۸, ۳۵۴,۶
(Peyret et al., 2006)	۹, ۲۰	۲	-	-	۰	-۸۰, ۳۶۰
(Jackson et al., 2006)	۱۵, ۲۰	۲,۶۹	۵۸,۳۵۶	۲۹,۰۴۰	۶,۴	۱۷۷,۸, ۸۵,۵, ۳۵۴
(Talebian et al., 2004)	۸, ۱۲	۲,۵	۵۸,۲۹۴	۲۸,۹۷۲	۶	۱۴۹,۵, ۶۳,۹, ۱۸۰
(Wang et al., 2004)	۱۲, ۱۶	۲,۷	۵۸,۲۹۴	۲۸,۸۶۴	۵	-۱۶۶, ۸۸, ۳۵۷
			-	-	۳	۹۰, ۳۰, ۱۸۰
			-	-	-	-۸۰, -

استاتیکی ناشی از زلزله در محل‌هایی است که پوشش گیاهی باعث عدم تولید تداخل‌نگار و در نتیجه ارزیابی درست پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه شده است، می‌باشد. برای بدست آوردن جایجایی استاتیکی از داده‌های جنبش نیرومند زمین استفاده شده است. درنهایت به منظور برآورد صحت نتایج بدست‌آمده جنبش نیرومند زمین در ایستگاه‌های شتاب‌نگاری مدل‌سازی شد و با مشاهده‌های مربوط به هر یک از ایستگاه‌ها مقایسه شد.

همانطور که ذکر شد، علی‌رغم مطالعات صورت گرفته توسط مشاهده‌های رادار روزنه مصنوعی، لرزه‌شناسی دورلرزه، مطالعات پس‌لرزه، شتاب‌نگاشت، ژئومورفولوژی، سنجش از دور و مطالعات سر زمین، این گسل هنوز به طور کامل شناخته شده نیست و هنوز ابهاماتی در مورد صفحه لغزش و علل به وجود آمدن و تخریب ناشی از این زلزله وجود دارد. دربررسی مجدد این زلزله ارائه دسته داده‌های تکمیلی برای تهیه پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه لازم است. این داده‌ها شامل جایجایی

طول موج بالا مانند L نادیده‌گرفتن α خیلی تاثیر ندارد. C و X و L باندهای امواج راداری هستند که برداشت تصاویر در این باندها صورت می‌گیرد و دارای طول موج‌های متفاوت می‌باشند.

۲- داده‌ها و روش‌های مورد استفاده

۲-۱- تداخل‌سنجی SAR

پوشش وسیع و قدرت تفکیک مکانی مناسب تصاویر راداری و دقت قابل قبول این داده‌ها، این روش را به عنوان ابزار نیرومندی برای مطالعه پدیده‌های مختلف ژئودینامیکی همچون زمین‌لرزه، فرونشست، زمین‌لغزش و ... مطرح کرده است (Massonnet & Feigl, 1998). در این تحقیق از میدان جابجایی بدست‌آمده از مشاهده‌های تداخل‌سنجی راداری در راستای خط دید ماهواره به صورت ۲ تصویر بالاگذر و ۲ تصویر پایین‌گذر استفاده می‌شود (جدول ۲)

جدول ۲: مشخصات تصاویر مورد استفاده برای بدست آوردن جابجایی در دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر.

ماهواره / سنجنده	مدار	تصویر پایه	تصویر پیرو	خط مبنای عمودی (متر)
ENVISAT/ASAR	بالاگذر	۲۰۰۳/۱۱/۱۶	۲۰۰۴/۰۱/۲۵	۱۵۹
ENVISAT/ASAR	پایین‌گذر	۲۰۰۳/۱۲/۰۳	۲۰۰۴/۰۱/۰۷	۵۱۶۳

در شکل ۲ داده‌های مورد اشاره در جدول ۲ نشان داده شده اند. در این شکل محدوده برداشت تصاویر مورد استفاده برای تعیین جابجایی مشخص شده است.

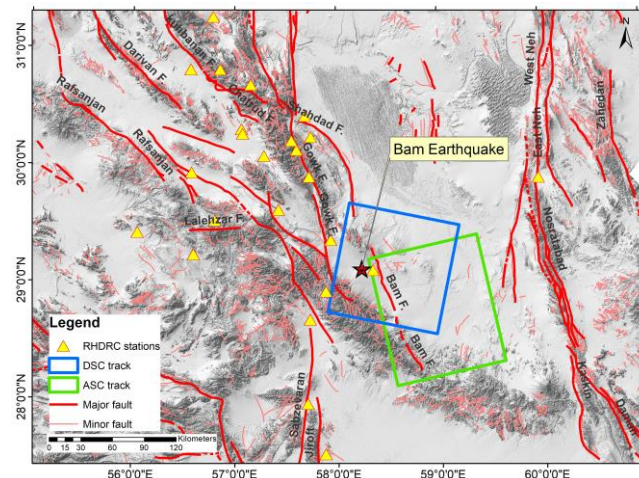
یک تصویر SAR ماتریسی متشکل از اعداد مختلط می‌باشد. مقادیر فاز ثبت‌شده در این تصاویر با فاصله سنجنده تا هدف، توپوگرافی سطح زمین، شرایط اتمسفری، پارامترهای مداری ماهواره، جابجایی سطح زمین، پوشش سطح زمین و نوبه ناشی از سنجنده ارتباط تنگاتنگی دارد. مقدار فاز (ϕ) ثبت شده در یک پیکسل (P) تصویر راداری را می‌توان به چهار مولفه جزئی تقسیم‌بندی نمود (Ferretti, 2014):

$$\phi(P) = \varphi + \frac{4\pi}{\lambda} r + \alpha + \nu \quad (1)$$

φ : مقدار فازی که به موقعیت و ماهیت هر پراکنش‌کننده وابسته است که اغلب به فاز انعکاسی مشهور است.

$4\pi r / \lambda$: مهم‌ترین میزان فاز در تحلیل تداخل‌سنجی را شامل می‌شود که به فاصله سنجنده تا هدف (r) و طول موج (λ) وابسته می‌باشد.

α : مقدار نوبه فاز در اثر اغتشاشات اتمسفری (یونوسفر و تروپوسفر) می‌باشد که بیشتر با عواملی مانند بخار آب و بارندگی تحت تاثیر قرار می‌گیرد. α به دلیل اثر ناچیز معمولاً در تحلیل‌های تداخل‌سنجی مرسوم نادیده گرفته می‌شود. ما اعمال ضریب α را در تحلیل‌های تداخل‌سنجی که از امواج راداری با فرکانس‌های بالا (C و X) استفاده می‌شود، را پیشنهاد می‌کنیم، زیرا امواج راداری با فرکانس بالا به اغتشاشات اتمسفری حساسیت بیشتری دارد، اما در مورد امواج راداری با



شکل ۲: محدوده مورد بررسی در هر مدار بالا رونده و پایین‌رونده به

همراه ایستگاه‌های شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی Road, Housing and Development Research Center (RHDR) برای ثبت جنبش نیرومند زمین بر روی توپوگرافی منطقه. DSC و ASC به ترتیب مدار بالا رونده و پایین‌رونده را نشان می‌دهند.

U : مقدار نوبه فاز از دیگر منابع احتمالی می‌باشد. از مهمترین عوامل ایجاد U نوبه حرارتی حاصل از سیستم‌های سیگنال برداری راداری و متعاقباً نسبت سیگنال به نوبه می‌باشد. به طور کلی می‌توان گفت هرگاه انعکاس بازگشتی هر پالس راداری از اهداف روی سطح زمین ضعیف گردد، منجر به افزایش U می‌شود.

حال فرض کنید از یک منطقه ثابت در دو زمان مختلف، دو تصویر SAR که از یک سنجنده با پارامترهای مداری مشخص برداشت شده است، در اختیار داریم. برای استخراج اطلاعات دقیق و کامل از هر عارضه (جابجایی یا ارتفاع) در منطقه مذکور، می‌بایست میزان اختلاف فاز $\Delta\phi(P)$ را در هر دو تصویر به صورت پیکسل به پیکسل محاسبه کنیم که اختلاف فاز تداخل‌سنجی نامیده می‌شود (Ferretti, 2014):

$$\Delta\phi(P) = \Delta\varphi + \frac{4\pi}{\lambda} \Delta r + \Delta\alpha + \Delta\nu \quad (2)$$

با محاسبه اختلاف فاز در هر دو تصویر امکان تولید تداخل‌نما فراهم می‌شود. به عبارت دقیق‌تر یک تداخل‌نما یا تداخل‌نگار از ضرب مختلط مقادیر فاز تصویر اول (معروف به تصویر پایه) در مزدوج مختلط تصویر دوم (معروف به تصویر پیرو) محاسبه می‌گردد:

$$I = Z_M Z_S^* = A_M A_S e^{j(\phi_M - \phi_S)} \quad (3)$$

برای مدل‌سازی ویژگی‌های زمین‌ساخت زمین‌لرزه بم بر مبنای مشاهده‌های راداری از مدل تحلیلی اوکادا استفاده شد (Okada, 1985). در این مدل فرض می‌شود که سطح زمین مسطح و متناظر با صفحه محدود شده نیم‌فضای الاستیک است. این مدل، جابه‌جایی سطحی

بدست آمده است، برازش می‌شود (MAINI, 2015):

$$\begin{aligned} r_1 &= m_1 t(0 : t_1) \\ r_2 &= m_2 t(t_1 : t_2) + q_2 \\ r_3 &= m_3 t(t_2 : t_3) + q_3 \end{aligned} \quad (4)$$

که m_1 و m_2 و m_3 به ترتیب ضرایب زاویه‌ای خطوط r_1 ، r_2 و r_3 هستند. خط رگرسیون r_1 از مبدا می‌گذرد. در این رابطه $q_2=r_1(t_1)$ قیدی است که استمرار تصحیحات بین بازه اول و دوم را تضمین می‌کند و از ایجاد پرش در رکورد سرعت جلوگیری می‌کند. همچنین $q_3=r_3(t_3)=v(t_3)$ قیدی است که سرعت نهایی را به صفر باز می‌گرداند.

پس از آن با کم کردن بخش رگرسیون مربوط به هر سه بازه، ردلرزه سرعت تصحیح شده، بدست می‌آید. با مشتق گرفتن و انتگرال گرفتن از رکورد سرعت تصحیح شده، به ترتیب رکورد شتاب و جابجایی تصحیح شده بدست می‌آید (MAINI, 2015).

زلزله‌های حوزه نزدیک به زلزله‌هایی اطلاق می‌شود که ایستگاه ثبت کننده زلزله در فاصله‌ای کمتر از حدود ۱۵ کیلومتری از منشأ وقوع آن قرار گرفته باشد. به دلیل فاصله کم اثر کاهندگی امواج زلزله ناچیز است و بنابراین این زلزله‌ها دارای محتوای فرکانسی بالایی هستند؛ که در آن پالس‌هایی با پیروید بالا نیز دیده می‌شود. با توجه به موقعیت ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری مرکز RHDRC فقط ایستگاه بم با فاصله ۵/۸ کیلومتر از رویداد اصلی، در نزدیکی این گسل واقع شده است و مقدار جابجایی استاتیکی آن قابل‌بازیابی است. با دور شدن از گسل نتایج این روش قابل قبول نیست.

همان گونه که ذکر گردید، برای اعتبارسنجی پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه بم، که به روش تداخل‌سنجی و مدل‌سازی برآورد گردیده است و تعیین بهترین دسته پارامتر به شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین با استفاده از روش کاتوره‌ای گسل محدود و مقایسه آن با ایستگاه‌هایی که این زلزله را ثبت کرده‌اند؛ پرداخته می‌شود. این زلزله توسط ۲۵ ایستگاه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی (RHDRC) ثبت شده است و برای پردازش و مقایسه نتایج شبیه‌سازی مورد استفاده قرار گرفته است.

مدل گسل محدود یک ابزار مهم برای پیش‌بینی حرکات زمین در نزدیکی رومرکز زمین‌لرزه‌های مهم به شمار می‌رود. برای شبیه‌سازی با استفاده از روش گسل محدود از روش تأخیر زمانی و جمع شتاب نگاشت‌های مربوط به یک شبکه دو بعدی از المان‌ها استفاده می‌شود. از این مدل که توسط (Irikura, 1992) مورد استفاده عملی قرار گرفته است؛ برای توصیف فرآیند لغزش گسل از مدل چشمه سینماتیکی استفاده می‌شود. مدل چشمه سینماتیکی شامل هندسه شکست گسل (مساحت شکست خورده، راستای گسل و شیب گسل)، نقطه شروع شکست و سرعت شکست می‌باشد. سرعت انتشار شکست معمولاً ۸۰ درصد سرعت موج برشی در نظر گرفته می‌شود. بزرگی، طول و عرض گسل، راستا و شیب گسل، ابعاد المان، سرعت امواج برشی، سرعت

ناشی از یک نابرجایی که توسط بردار لغزش روی سطح گسلی مستطیلی، مشخص می‌شود را محاسبه می‌کند. این گسل مستطیلی نیز توسط پارامترهای طول و عرض و ژرفای گسل، شیب و آزیموت آن، و مختصات مرکز گسل مشخص می‌شود. در این مدل‌سازی از الگوریتم بهینه‌سازی مارکووات استفاده شده است (Marquardt, 1963). در تمام مراحل پردازش از نرم‌افزار *SARscape* استفاده شده است (*SARscape* "sarmap software, الگوریتم مارکووات روشی برای یافتن کمترین مقدار یک تابع غیرخطی چندمتغیره است که برای حل مسائل کمینه مربعات مورد استفاده قرار می‌گیرد. این الگوریتم در نرم‌افزار *SARscape* پیاده شده است و با استفاده از آن می‌توان بهینه نتایج را برای پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه بدست آورد. تابع هزینه در این روش اختلاف بین مقادیر جابجایی مشاهده‌ای و مدل‌سازی شده می‌باشد که باید در نهایت کمینه شود. برای رسیدن به جواب یکتا در این الگوریتم از قیدهایی مانند امتداد و شیب عمومی گسل‌های منطقه، حدود مرکز گسل که با تصاویر تداخل‌نگاشت قابل دستیابی است، عمق عمومی زلزله‌های منطقه که از کاتالوگ‌های زمین‌لرزه قابل دستیابی است و ... استفاده می‌شود.

۲-۲- جنبش نیرومند زمین

در این مطالعه جهت دستیابی به مقدار جابجایی دائمی و استاتیک از شتاب نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های شتاب‌نگاری استفاده می‌شود (شکل ۲). در پردازش این داده‌ها از الگوریتم (MAINI, BASCO, 2015) استفاده گردید که در آن با تصحیح خط مبنا، نوفه بلنددوره ترکیب‌شده با رکورد هم حذف می‌شود. هدف این تصحیح تا حد امکان بازیابی دقیق سرعت و جابجایی می‌باشد. برای بازیابی سرعت و جابجایی از رکورد جنبش نیرومند زمین در دو مرحله انتگرال گرفته می‌شود. در این برنامه رکورد سرعت به سه بازه که توسط دو مقدار زمانی t_1 و t_2 مشخص شده است، تقسیم می‌شود. در این بازه‌های معین رگرسیون کمترین مربعات خطی، برازش می‌شود و در نهایت این بخش از کل رکورد سرعت حذف می‌شود.

استفاده از روش برازش خط مبنا باعث می‌شود که رکورد جابجایی مقدار ثابتی را در انتها نشان دهد؛ که همان مقدار جابجایی باقیمانده در اطراف گسل است. در حالی که تاریخچه زمانی سرعت در انتهای رکورد به مقدار صفر برمی‌گردد؛ ولی از آنجا که زمین پس از زلزله مقدار جابجایی دائمی نیز خواهد داشت، نیازی نیست که این اتفاق برای رکورد جابجایی نیز رخ دهد. درجه بزرگای مقدار جابجایی باقیمانده پس از زلزله بستگی به فاصله از گسل مسبب زمین‌لرزه، عمق زلزله و بزرگای رویداد دارد. در نهایت نتایج بدست آمده برای جابجایی دائمی پس از زلزله با نتایج داده‌های GPS قابل مقایسه است. به دلیل این که در این منطقه قبل از زلزله ایستگاه GPS در نزدیکی گسل مسبب وجود نداشت؛ لذا از این روش برای دستیابی به جابجایی دائمی استفاده می‌شود.

سه خط رگرسیون با کمترین مربعات بصورت زیر بر داده‌های سه بازه مشخص شده در رکورد سرعت که از انتگرال‌گیری داده‌های شتاب نگاشت

گسیختگی و نقطه شروع گسیختگی، پارامترهای مورد نیاز برای شبیه سازی اند. نگاشت ثبت شده، حاصل از هم آمیخت تابع چشمه، تابع انتشار و اثر ساختگاه است؛ که در حوزه بسامد به صورت زیر نمایش داده می شود:

$$A_S(f, r) = S(f) \cdot D_{geo}(r) \cdot D_{An}(f, r) \cdot P(f) \cdot Z(f) \quad (5)$$

که $S(f)$ تابع چشمه، $D_{geo}(r)$ ضریب کاهیدگی هندسی، $D_{An}(f, r)$ ضریب کاهیدگی مسیر، $P(f)$ ضریب پوسته بالای و $Z(f)$ اثر ساختگاه است. (Motazedian & Atkinson, 2005) روشی را برای شبیه سازی نگاشت های نزدیک گسل به صورت برنامه EXSIM (EXtended fault Simulation) عرضه کردند. در این روش جنبش های نیرومند زمین در هر ریزگسل با استفاده از روش کاتوره ای چشمه نقطه ای محاسبه و سپس در نقطه مورد نظر که در این تحقیق، محل ایستگاه های شتاب نگاری است، با یک تاخیر زمانی مناسب، برای بدست آوردن جنبش زمین در کل گسل، جمع می شوند:

$$a(t) = \sum_{j=1}^{nw} \sum_{i=1}^{nl} a_{ij}(t + \Delta t_{ij}) \quad (6)$$

که nw و nl تعداد ریزگسل ها در امتداد طول و پهنای گسل اصلی است و Δt_{ij} تاخیر زمانی مربوط به امواج منتشر شده از i زمین ریزگسل به نقطه مورد نظر است. $a_{ij}(t)$ نیز مقدار محاسبه شده شتاب به روش کاتوره ای نقطه ای است.

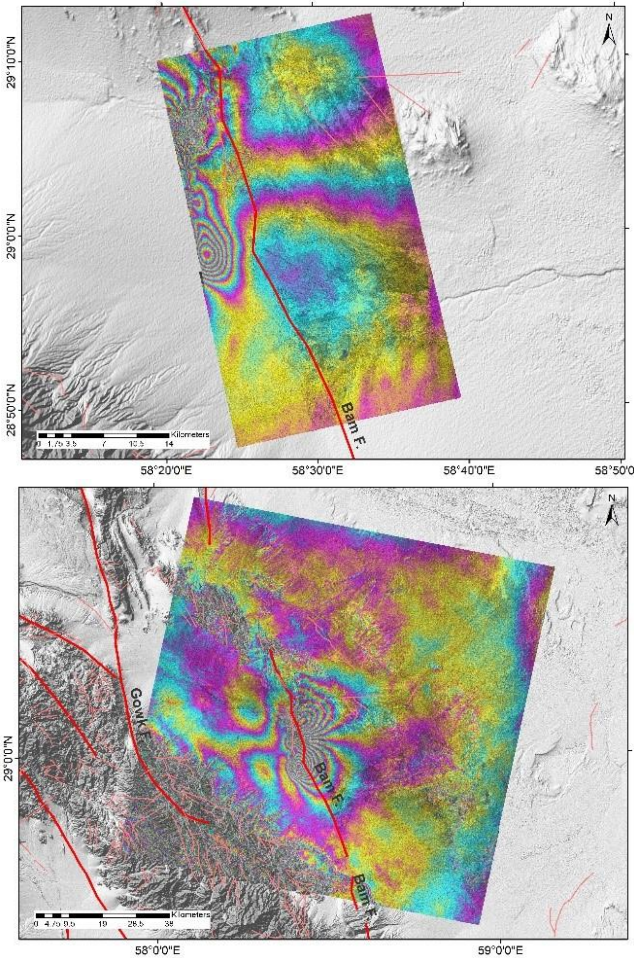
تعدادی از پارامترهای مورد نیاز در این روش از پژوهش های گذشته استخراج شد. در این پژوهش، $KAPPA=0.07$ (پارامتر افت طیفی یا میرایی منطقه ای) برای منطقه بم در نظر گرفته شد. (Nicknam et al., 2008). (Mahood & Hamzehloo, 2009) نیز مقدار Q_c (ضریب کیفیت بدست آمده از امواج کدا) را برای شرق ایران مرکزی محاسبه کردند.

$$Q_c = (88.17 \pm 6.3) f^{(1.1 \pm 0.06)} \quad (7)$$

سرعت موج برشی در ناحیه بم را می توان به طور میانگین حدود ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفت. نگاشت های جنبش نیرومند زمین اغلب دارای مشکل انحراف از خط مبنا (خط صفر) هستند. در این تحقیق، شتاب نگاشت های زمین لرزه بم با استفاده از روش (Boore, 2001) تصحیح خط مبنا شده اند. بیشتر نگاشت ها با برازش چند جمله ای درجه یک، بهتر تصحیح می شوند. البته چون هم زمان فیلتر باترورث ۰/۱ تا ۲۵ هرتز نیز اعمال می شود، در بیشتر موارد حذف بسامدهای کم، کار تصحیح خط مبنا را عملی می کند.

۳- تفسیر و بررسی

پس از اعمال روش های تداخل سنجی SAR مقدار تداخل نگاشت مربوط به مدارهای بالارونده و پایین رونده تهیه گردید (شکل ۳).



شکل ۳: تداخل نگاشت های بالارونده (شکل بالا) و پایین رونده (شکل پایین). مقادیر رنگ ها بین $-\pi$ تا $+\pi$ تغییر می کند؛ که با توجه به طول موج ۰٫۶۵۳۲۶۵ متر که مربوط به تصاویر ASAR است قابل تفسیر است.

برای بدست آوردن مقادیر جابجایی مربوط به این تصاویر، از طول موج تصاویر ASAR استفاده می شود. همان طور که در تصاویر مشخص است، مناطقی در این تصاویر وجود دارد؛ که به دلیل عدم همبستگی فازها قابل مدل سازی نیست. در این مناطق از داده های جابجایی استاتیکی بدست آمده از رکوردهای جنبش نیرومند زمین استفاده می شود. ایستگاهی که در این مورد باید مورد توجه قرار گیرد، ایستگاه بم است. با استفاده از روش BASCO مقدار جابجایی باقیمانده در اطراف ایستگاه شتاب نگاری بم برابر با ۰٫۱۱۲۰ متر بدست آمد؛ که در نهایت به عنوان یک داده برای مدل سازی جابجایی سطحی مورد استفاده قرار گرفت (علامت منفی نمایانگر حرکت قائم زمین به سمت پایین است).

در شکل ۴ مقدار شتاب، سرعت و جابجایی تصحیح شده مربوط به مولفه قائم ایستگاه شتاب نگاری بم به همراه جابجایی استاتیکی آمده است. پس از اعمال مقدار جابجایی استاتیکی بدست آمده از شتاب نگاشت مربوط به ایستگاه بم در مقادیر جابجایی استخراج شده از تصاویر ماهواره ای، مقادیر جابجایی نمونه برداری شدند.

نشانه‌ای مبنی بر وجود این گسل اعم از عوارض توپوگرافی نزدیک گسل یا کانال‌های زهکشی وجود نداشت؛ بازه مناسب برای پارامترهای این گسل با ثابت نگه داشتن پارامترهای گسلی که نخست برآورد شد، به صورت آزاد در نظر گرفته شد.

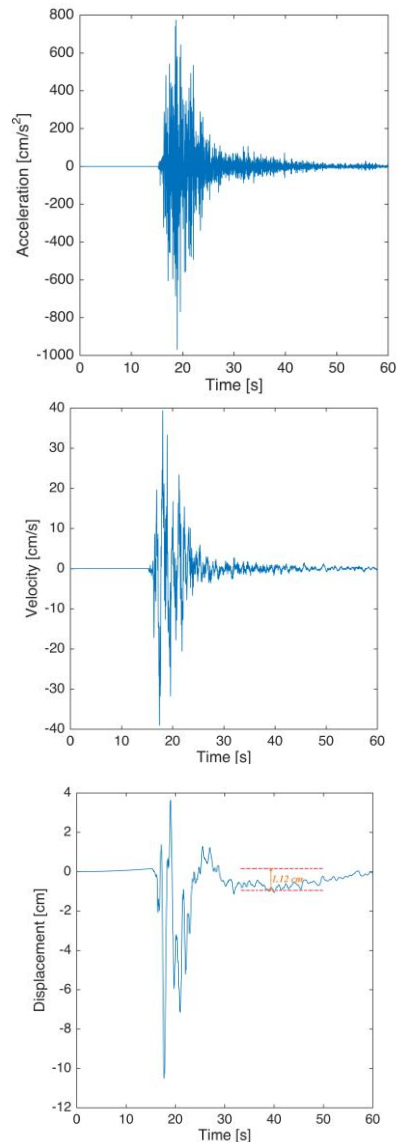
با توجه به بررسی‌های انجام‌شده توسط (Tatar et al., 2005) روی پس‌لرزه‌های این زلزله، بیشینه مقدار عمق برای این گسل برابر با بیشینه مکان مشاهده شده برای پس‌لرزه‌ها در نظر گرفته شد. نتایج مربوط به این بررسی در شکل ۵ نشان داده شده است.

پس از بررسی مقادیر باقیمانده در مدل‌سازی جابجایی سطحی، مشاهده می‌شود که این مقادیر در اکثر مناطق بسیار کوچک است که نشانگر اختلاف پایین بین مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای دارد. در شکل ۵ نقطه تکمیلی میزان جابجایی در نقشه که با استفاده از شتابگاشت در ایستگاه بم بدست آمد؛ با ستاره قرمز رنگ مشخص شده است. مقدار مشاهده‌ای برای این نقطه برابر با $1/12$ - سانتیمتر است؛ که بعد از مدل‌سازی پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه بم، مقدار $1/11$ - سانتیمتر برای آن بدست می‌آید. مقدار RMS مربوط به مدل‌سازی برابر با $0/009$ و مقدار درصد شباهت $99/1$ درصد بدست آمد. اطلاعات مربوط به این ایستگاه در مدل‌سازی همزمان با اطلاعات تصاویر ماهواره‌ای بکار رفت. در نهایت پارامترهای گسل‌های مسبب زمین‌لرزه بم در جدول ۳ ذکر شده‌اند.

با توجه به این که مقادیر جابجایی بدست‌آمده برای تصاویر بالارونده و پایین‌رونده، در جهت خط‌دید ماهواره است؛ این مقادیر را به سه مولفه شمالی، جنوبی، شرقی غربی و قائم تبدیل می‌شوند. این سه جهت در شکل ۶ نشان داده شده است. برای این کار با استفاده از زاویه فرود و زاویه آزیموت در جهت دید ماهواره و توپوگرافی منطقه (DEM) مقدار بردار تبدیل مولفه جابجایی در جهت دید ماهواره، در سه جهت مشخص می‌شود. بعد از آن با ضرب بردار تبدیل در جابجایی بدست آمده از تصاویر ماهواره‌ای، مقادیر جابجایی در سه جهت بدست می‌آید.

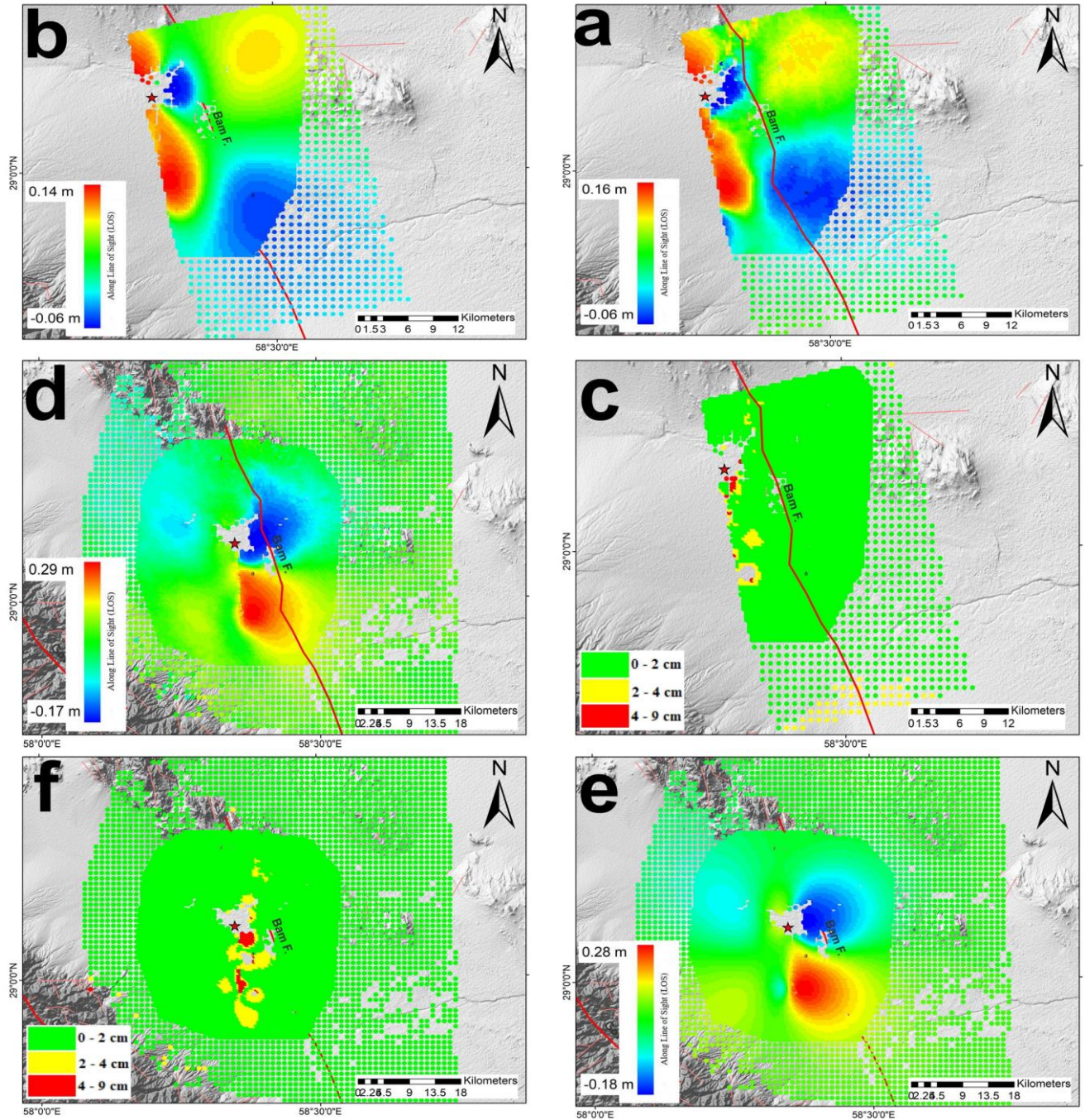
پس از ارزیابی پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه بم با استفاده از روش معکوس‌سازی خطی مقدار لغزش در گسل دوم بدست آمد (شکل ۷).

در این روش با ثابت نگه داشتن پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه به غیر از لغزش در صفحه گسل و تقسیم صفحه گسل به ریزگسل‌های مساوی، سعی در بازسازی جابجایی مشاهده‌شده، با استفاده از روش معکوس‌سازی خطی است.






شکل ۴: برآورد مقدار جابجایی استاتیکی و ثابت در ایستگاه شتابنگاری بم. از بالا به پایین مقادیر شتاب نگاشت، سرعت‌نگاشت و جابجایی - نگاشت تصحیح‌شده را می‌توان مشاهده کرد. مقدار جابجایی باقی‌مانده در اطراف ایستگاه بم برابر با $1/12$ - سانتیمتر است؛ که در شکل سوم قابل مشاهده است.

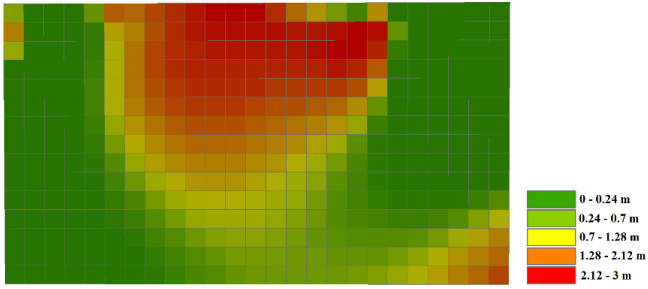
پس از آن با استفاده از روش بهینه‌سازی مارکوارت پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه بم بدست آمد. در ابتدا مدل‌سازی با یک گسل انجام شد؛ پس از آن با توجه به مقادیر باقیمانده فراوان پس از مدل‌سازی نتیجه شد که باید تعداد گسل‌ها افزایش پیدا کند؛ تا بتوان با مدل کردن دو گسل این مقادیر باقیمانده را به حداقل رساند. با توجه به این که هیچ



شکل ۵: a: جابجایی مشاهده‌شده در تصاویر بالارونده، b: جابجایی مدل‌شده در تصاویر بالارونده، c: مقدار باقیمانده حاصل اختلاف بین جابجایی مشاهده‌شده و مدل‌شده در تصاویر بالارونده، d: جابجایی مشاهده‌شده در تصاویر پایین‌رونده، e: جابجایی مدل‌شده در تصاویر پایین‌رونده، f: مقدار باقیمانده حاصل اختلاف بین جابجایی مشاهده‌شده و مدل‌شده در تصاویر پایین‌رونده. ستاره قرمز رنگ مقدار جابجایی استاتیکی به‌دست‌آمده از شتابنگاشت مربوط به ایستگاه بم است

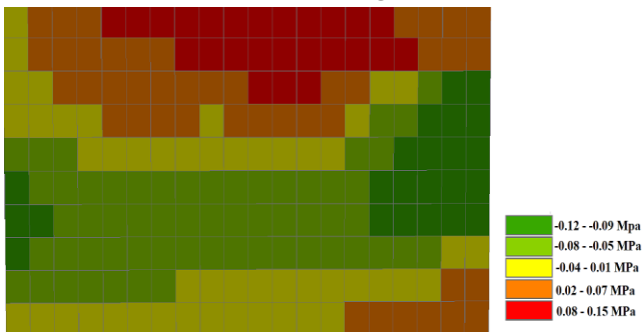
جدول ۳ پارامترهای گسل‌های مسبب زمین‌لرزه بم. عمق برحسب کیلومتر مربوط به لبه بالایی گسل مسبب زمین‌لرزه است. مختصات مربوط به تصویر مرکز گسل بر روی زمین است و نشان‌دهنده کانون زلزله نیست.

گسل	سازوکار منبع	طول، عرض (کیلومتر)	طول جغرافیایی (°)	عرض جغرافیایی (°)	عمق (کیلومتر)	امتداد، شیب، ریک (°)
۲		۵۶، ۱۲	۵۸، ۲۴	۲۹، ۱	۶	۱۷۸، ۴۹، ۸۴، ۳۵۸، ۲۳
۱		۹، ۲۲	۵۸، ۲۶۶	۲۹، ۰، ۱	۹	۱۴۲، ۳۸، ۴۵، ۱۷۲
کلی		-	-	-	-	-



شکل ۷: مقدار لغزش روی سطح گسل دوم در زمین لرزه بم.

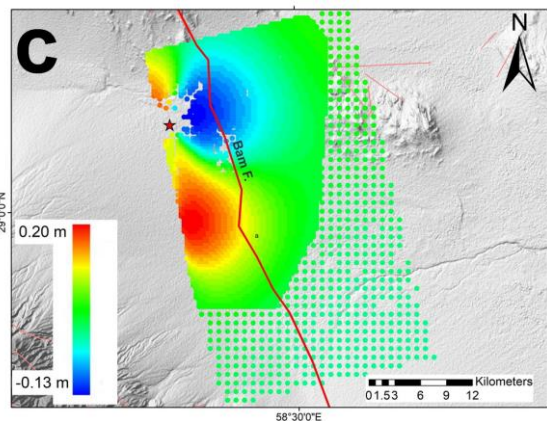
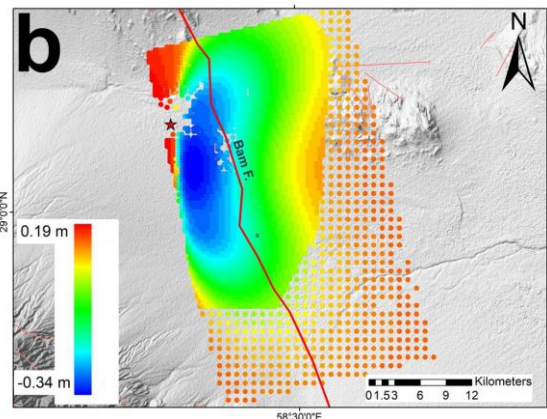
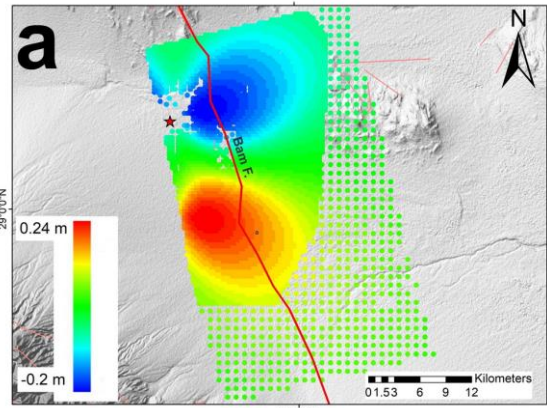
با توجه به این که جهت گسترش تنش در گسل دوم و الگوی آن با مقادیر لغزش هماهنگ است، می‌توان نتیجه گرفت که انتقال جابجایی از گسل اول به گسل دوم انجام شده است و در این میان تخریب ناشی از گسل دوم، به خاطر نزدیکی بیشتر به سطح، بیشتر است. موقعیت دو گسل نسبت به یکدیگر در شکل ۹ نشان داده شده است. موقعیت پس-لرزه‌های مربوط به این زلزله (Nakamura et al., 2005; Tatar et al., 2005) با گسل اول و انتهای عمیق گسل دوم مطابقت دارد و می‌توان نتیجه گرفت که تنش در گسل معکوس راستگرد عمیق، که منطبق بر پس‌لرزه‌ها نیز می‌باشد، شروع شده و به گسل دوم که گسلی امتداد لغز است و موجب تخریب در سطح شده است، منتقل شده است.



شکل ۸: میزان تنش انتقالی از گسل شماره ۱ به گسل شماره ۲.

در این مرحله اطلاعات مربوط به پارامترهای گسل مسبب (جدول ۳) به عنوان ورودی برای مدل‌سازی مستقیم مورد استفاده قرار می‌گیرد. همه پارامترها به غیر از مختصات جغرافیایی ثابت در نظر گرفته می‌شوند. مختصات جغرافیایی گزارش شده در جدول ۳ مربوط به تصویر مرکز گسل مسبب روی زمین است و شروع گسیختگی را نشان نمی‌دهد. با تغییر این پارامتر در مدل‌سازی مستقیم شتاب نگاشت‌ها، تلاش برای یافتن نقطه شکست و مقایسه شتاب نگاشت‌های مشاهده‌ای و مدل‌سازی شده در ایستگاه‌های شتاب‌نگاری RHDRC است.

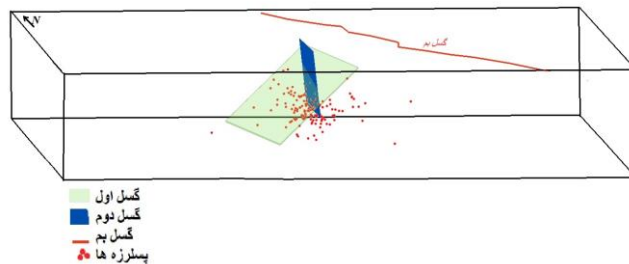
با توجه به این که زلزله‌های بزرگ تا متوسط می‌توانند مکان و زمان رویدادهای آتی را تحت تاثیر قرار دهند (Harris Ruth, 1998; King & Cocco, 2001; Stein, 1999) برای تعیین این که آیا گسل شماره ۱ باعث حرکت و لغزش و ویرانی ناشی از گسل شماره ۲ شده است یا نه، با استفاده از معیار انتقال تنش کولمب، میزان انتقال تنش از گسل شماره ۱ به ۲ بررسی می‌شود (Harris Ruth, 1998). میزان تنش انتقالی از گسل شماره ۱ به گسل شماره ۲ در شکل ۸ نشان داده شده است.



شکل ۹: مقدار جابجایی سطحی در جهت شرقی غربی، b: مقدار جابجایی سطحی در جهت شمالی جنوبی، c: مقدار جابجایی سطحی در جهت قائم.

مقادیر مدل سازی شده متناظر، مقایسه گردید. این مقادیر در ۶ ایستگاه شتابنگاری که تا فاصله ۱۱۰ کیلومتر از زلزله بم قرار دارند مورد بررسی قرار گرفت. مقدار تصویر کانون زلزله بر روی سطح برابر با طول جغرافیایی $58^{\circ}27'$ و عرض جغرافیایی $29^{\circ}05'$ بدست آمد.

با بررسی بیشینه شتاب (PGA)، سرعت (PGV) و جابجایی (PGD) در مولفه‌های L (عرضی) و T (مماسی) ایستگاه‌های شتاب نگاشت و مقادیر متناظر و قابل قیاس در شتاب نگاشت‌های مدل سازی شده (مقادیر محاسبه‌ای)، مشاهده می‌شود؛ که این مقادیر به خوبی مدل شده‌اند و اختلاف قابل ملاحظه‌ای در بیشینه شتاب، سرعت و جابجایی مشاهده‌ای و محاسبه‌ای مربوط به ایستگاه‌های گلباف، محمدآباد مسکون، راین، بم، جیرفت و ابارق وجود ندارد (جدول ۴).



شکل ۹: موقعیت دو گسل مسبب زمین لرزه بم، امتداد گسل شماره ۱ به گسل بم می‌رسد. موقعیت پس لرزه‌ها (Nakamura et al., 2005; Tatar et al., 2005) با نقاط قرمز نشان داده شده‌اند. که منطبق بر گسل اول و انتهای عمیق گسل دوم است.

پس از پردازش اولیه داده‌های ایستگاه‌های شتابنگاری، مقادیر بیشینه شتاب، بیشینه سرعت و بیشینه جابجایی مشاهده شده در هر ایستگاه با

جدول ۴: مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای بیشینه شتاب (PGA)، سرعت (PGV) و جابجایی (PGD) در ۶ ایستگاه شبکه شتابنگاری تا فاصله ۱۱۰ کیلومتری زمین لرزه بم.

نام ایستگاه	PGA			PGV			PGD		
	مشاهده‌ای (مولفه L)	مشاهده‌ای (مولفه T)	محاسبه‌ای	مشاهده‌ای (مولفه L)	مشاهده‌ای (مولفه T)	محاسبه‌ای	مشاهده‌ای (مولفه L)	مشاهده‌ای (مولفه T)	محاسبه‌ای
گلباف	۳۰	۲۷	۲۷	۱،۹۴	۲،۷۰	۱،۷۰	۰،۵۰	۰،۴۲	۰،۸۰
محمدآباد مسکون	۱۱۵	۶۶	۸۴	۱۱،۳۸	۳،۰۹	۸،۰۰	۲،۰۰	۰،۷۲	۴،۰۰
راین	۱۴	۱۳	۱۶	۲،۳۹	۱،۷۴	۱،۳۰	۰،۸۹	۰،۵۹	۰،۶۰
بم	۷۷۸	۶۲۳	۶۷۲	۱۲۳،۵۱	۵۹،۶۰	۷۴،۰۰	۳۴،۲۶	۲۰،۲۸	۲۱،۰۰
جیرفت	۴۰	۲۷	۳۳	۳،۸۸	۲،۵۲	۳،۰۰	۱،۲۱	۰،۵۵	۲،۰۰
ابارق	۱۶۶	۱۰۹	۱۲۹	۴،۰۹	۳،۹۸	۵،۰۰	۱،۱۴	۱،۲۸	۲،۰۰

داده‌های InSAR و شتاب نگاشت تعیین گردید. بررسی دقیق با استفاده از تصاویر InSAR و جابجایی استاتیکی بدست آمده از شتاب نگاشت ایستگاه بم، نشان می‌دهد که لغزش همالرز در زلزله بم ناشی از حرکت دو گسل است که یکی از آن‌ها باعث انتقال تنش به دیگری و ایجاد لرزه در سطح شده است. گسل دوم با راستای 358° شیب 84° به سمت شرق دارد و گسلی امتداد لغز راست گرد است. مولفه تراست در این گسل بسیار ناچیز است. طول، عرض و عمق این گسل از سطح به ترتیب برابر با ۱۲، ۶ و ۶ کیلومتر است. عمده ممان لرزه ای در زلزله بم در این گسل با بیشینه لغزش حدود ۲،۴۹ متر، رها شده است. گسل اول با امتداد 172° و شیبی 45° به سمت غرب در زیر گسل ناچیز، باعث انتقال تنش به گسل دوم که گسل امتداد لغز است، شده است. امتداد و تصویر گسل اول روی سطح به گسل بم در سمت شرق گسل دوم می‌رسد. این گسل یک گسل معکوس است که با گسل بم که قبلاً گسلی مخفی و معکوس بوده است و در کواترنری پسین فعال بوده است؛ مطابقت دارد. توزیع پس لرزه‌های مربوط به این زلزله (Nakamura

۴- بحث و نتیجه گیری

هر چند که مقالات و گزارش‌های زیادی در مورد گسل مسبب زلزله بم منتشر شده است؛ ولی ابهامات و تناقضات زیادی در مورد گسل مسبب وجود دارد؛ که برای مثال تعدادی از این تناقضات عبارتند از: ۱- مقدار ممان لرزه‌ای آزاد شده در این گسل با روابط بزرگای (Wells & Coppersmith, 1994) توجیه پذیر نیست. ۲- پس لرزه‌های این زلزله بر روی گسلی عمیق (۶ تا ۲۰ کیلومتر) که به سمت غرب شیب دارد و کاملاً متفاوت با گسل شناخته شده به وسیله تصاویر InSAR^۱ است، قرار گرفته است (Tatar et al., 2005). ۳- رژیم تکتونیک در این منطقه علاوه بر مولفه امتداد لغز راست گرد، مولفه‌های تراست را نیز می‌طلبد. ۴- دو فاز شدید انرژی بر روی شتاب نگاشت‌ها قابل مشاهده است؛ که یکی گسیختگی امتداد لغز راست گرد و دیگری گسیختگی معکوس را نشان می‌دهد (Zare & Hamzehloo, 2004). در این مطالعه جهت بررسی این تناقضات، پارامترهای گسل مسبب به روش معکوس سازی همزمان

1-Interferometric Synthetic Aperture Radar

al., 2004) و همچنین دو فاز شدید انرژی بر روی شتاب نگاشت‌ها (Zare & Hamzehloo, 2004) نیز ساز و کار دو گسیختگی بدست آمده در این پژوهش را تایید می‌کند.

۵- سپاس‌گزاری

نویسندگان از مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی به دلیل همکاری و در اختیار قرار دادن داده‌های جنبش نیرومند زمین کمال تشکر را دارند. همچنین از آقایان Salvi, Atzori و خانم D'Amico از پژوهشگاه زلزله-شناسی و آتشفشان‌شناسی ایتالیا، به دلیل کمک به پردازش داده‌ها و در اختیار قراردادن نرم‌افزارهای مورد نیاز قدردانی می‌کنند.

۶- منابع

- Ambraseys, N. N., & Melville, C. P. (2005). *A History of Persian Earthquakes*: Cambridge University Press.
- Berberian, M. (1976). Contribution to the seismotectonics of Iran (part II-III) : in commemoration of the 50th anniversary of the Pahlavi dynasty. Tehran: Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tectonic and Seismotectonic Section.
- Berberian, M., & Qorashi, M. (1994). Coseismic fault-related folding during the South Golbaf earthquake of November 20, 1989, in southeast Iran (Vol. 22).
- Berberian, M., & Yeats, R. S. (1999). Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 120-139 .
- Boore, D. M. (2001). Effect of baseline corrections on displacements and response spectra for several recordings of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5), 1199-1211. doi:10.1785/0120000703
- Chu, D., & Gordon, R. G. (1998). Current plate motions across the Red Sea. *Geophysical Journal International*, 135(2), 313-328. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00658.x
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191-2194. doi:10.1029/94GL02118
- Ferretti, A. (2014). *Satellite InSAR Data: Reservoir Monitoring from Space*: EAGE Publications.
- Fielding, E. J., Talebian, M., Rosen, P. A., Nazari, H., Jackson, J. A., Ghorashi, M., & Walker, R. (2005). Surface ruptures and building damage of the 2003 Bam, Iran, earthquake mapped by satellite synthetic aperture

et al., 2005; Tatar et al., 2005) با گسل اول و انتهای عمیق گسل دوم منطبق می‌باشد (شکل ۹).

برای بررسی این ایده که گسل اول باعث به حرکت درآمدن گسل دوم شده است، مقدار تنش انتقالی از گسل اول بر روی گسل دوم مورد بررسی قرار گرفت. در این بررسی از معیار تنش کولومب استفاده شده است. پس از آن الگوی تنشی منتقل شده از گسل اول بر روی گسل دوم با مقدار لغزش سطحی بر روی گسل دوم مقایسه شد. این مقادیر تا حدودی این ایده را تایید می‌کند.

در نهایت برای اثبات صحت پارامترهای بدست آمده و همچنین برای بدست آوردن نقطه شروع شکستگی از روش گسل محدود برای مدل-سازی مستقیم داده‌های شتاب نگاشت استفاده شد. در این بررسی بیشینه شتاب، سرعت و جابجایی در هر ایستگاه برای مقایسه مورد بررسی قرار گرفت. در نهایت با بررسی بیشینه شتاب، سرعت و جابجایی مشاهده‌ای و مدل‌شده، تصویر کانون زلزله بر روی سطح برابر با طول جغرافیایی $58/27^{\circ}$ و عرض جغرافیایی $29/05^{\circ}$ بدست آمد.

مسئله استفاده از هر کدام از داده‌های InSAR، شتاب‌نگاری و پس-لرزه‌ها به‌تنهایی همراه با کاستی‌هایی خواهد بود. مثلاً در پردازش InSAR به دلیل وجود پوشش گیاهی، مقدار جابجایی سطحی محاسبه شده کامل نخواهد بود. در این مطالعه با استفاده از دو سری داده InSAR و داده شتاب‌نگاری، معکوس‌سازی همزمان انجام شد و داده‌های InSAR بازسازی گردید. در پردازش تصاویر ماهواره‌ای، مکان‌هایی که همبستگی بالایی ندارند؛ برای تهیه مقدار جابجایی مناسب نیستند. متأسفانه در منطقه بم هم ناحیه‌ای وجود دارد که به دلیل وجود پوشش گیاهی، همبستگی بین تصاویر قبل و بعد از زلزله وجود ندارد و به همین دلیل ساخت جابجایی برای این نقاط غیر ممکن است. این مساله در مدل‌سازی تصاویر ماهواره‌ای که دیگر پژوهشگران آنرا انجام داده‌اند؛ در جدول ۱ آمده است. به همین دلیل، مقدار جابجایی در ایستگاه شتاب-نگاری بم که معادل مقدار جابجایی باقیمانده در اطراف این ایستگاه پس از زلزله است، تعیین گردید. این مقدار جابجایی همراه با داده‌های از قبل موجود جابجایی که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای بدست آمده بود، برای اعمال معکوس‌سازی همزمان روی سه دسته داده مورد استفاده قرار گرفت. فعال شدن دو گسل مجزا در زلزله بم توسط سایر پژوهشگران (Jackson et al., 2006; XIA & Ye, 2005; Zare & Hamzehloo, 2004) نیز تایید شده است؛ اما در این پژوهش به طور دقیق عمق گسیختگی ابتدایی و میزان تنش انتقالی به گسیختگی سطحی مورد بررسی قرار گرفت. موقعیت پس‌لرزه‌ها (Nakamura et al., 2005; Tatar et al., 2005) که منطبق بر گسل اول و انتهای عمیق گسل دوم است (شکل ۹)، تاییدی بر انتقال تنش و گسیختگی دوگانه در این زلزله است. آنالیز امواج حجمی توسط (Talebian et

- Motamed, R., Ghalandarzadeh, A., Tawhata, I., & Tabatabaei, S. H. (2007). Seismic Microzonation and Damage Assessment of Bam City, Southeastern Iran. *Journal of Earthquake Engineering*, 11(1), 110-132. doi:10.1080/13632460601123164
- Motazedian, D., & Atkinson, G. M. (2005). Stochastic Finite-Fault Modeling Based on a Dynamic Corner Frequency. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3), 995-1010 .
- Nakamura, T., Suzuki, S., Sadeghi, H., Fatemi Aghda, S. M., Matsushima, T., Ito, Y., Hosseini, S. K., Gandomi, A. J., & Maleki, M. (2005). Source fault structure of the 2003 Bam earthquake, southeastern Iran, inferred from the aftershock distribution and its relation to the heavily damaged area: Existence of the Arg-e-Bam fault proposed. *Geophysical Research Letters*, 32(9).
- Nicknam, A., Yaghmaei Sabegh, S., & Yazdani, A. (2008). Estimating the strong-motion of the december 26, 2003 bam (iran), earthquake using stochastic techniques. *IUST*, 19(3), 45-55 .
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P., & Chéry, J. (2003). GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *Journal of Geodesy*, 7-۴۱۱, (۷)۴۲۲. doi:10.1007/s00190-003-0326-5
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1135-1154 .
- Oliveira, C. S., Roca, A., & Goula, X. (2006). Assessing and Managing Earthquake Risk, Geo-scientific and Engineering Knowledge for Earthquake Risk Mitigation: developments, tools, techniques. Netherlands: Springer
- Parsons, B., Wright, T., Rowe, P., Andrews, J., Jackson, J., Walker, R., Khatib, M., Talebian, M., Bergman, E., & Engdahl, E. R. (2006). The 1994 Sefidabeh (eastern Iran) earthquakes revisited: new evidence from satellite radar interferometry and carbonate dating about the growth of an active fold above a blind thrust fault. *Geophysical Journal International*, 164(1), 202-217. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02655.x
- Perski, Z., & Hanssen, R. (2005). The Interpretation of Bam Fault Kinematics Using Envisat SAR Interferometric Data. Paper presented at the Fringe 2005 Workshop, Italy.
- Peyret, M., Chéry, J., Djamour, Y., Avallone, A., Sarti, F., Briole, P., & Sarpoulaki, M. (2007). The source motion of 2003 Bam (Iran) earthquake constrained by satellite and ground-based geodetic data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 849-865.
- radar interferometric correlation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B3), n/a-n/a. doi:10.1029/2004JB003299
- Fu, B., Ninomiya, Y., Lei, X., Toda, S., & Awata, Y. (2004). Mapping active fault associated with the 2003 Mw 6.6 Bam (SE Iran) earthquake with ASTER 3D images. *Remote Sensing of Environment*, 92(2), 153-157. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.05.019
- Funning, G. J., Parsons, B., Wright, T. J., Jackson, J. A., & Fielding, E. J. (2005). Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B9), n/a-n/a. doi:10.1029/2004JB003338
- Harris Ruth, A. (1998). Introduction to Special Section: Stress Triggers, Stress Shadows, and Implications for Seismic Hazard. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B10), 24347-24358. doi:10.1029/98JB01576
- Hessami, K., Jamali, F., & Tabassi, h. (Cartographer). (2003). Major active faults of Iran
- Irikura, K. (1992). The construction of large earthquake by a superposition of small events. Paper presented at the Proc. 10th World Conf. Earthq. Eng.
- Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M., Tatar, M., Walker, R., & Wright, T. (2006). Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1270-1292. doi:doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03056.x
- King, G. C. P., & Cocco, M. (2001). Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences. In R. Dmowska & B. Saltzman (Eds.), *Advances in Geophysics* (Vol. 44, pp. 1-VIII): Elsevier.
- Mahood, M., & Hamzehloo, H. (2009). Estimation of coda wave attenuation in East Central Iran. *Journal of Seismology*, 13(1), 125-139. doi:10.1007/s10950-008-9130-2
- MAINI, C. (2015). Near-source seismic displacement evaluation: from data processing to code provisions politecnico di milano (Matr. 798950)
- Marquardt, D. (1963). An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431-441. doi:10.1137/0111030
- Massonnet, D., & Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 441-500. doi:10.1029/97RG03139

- Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., & Chéry, J. (2004). Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- Walker, R., & Jackson, J. (2002). Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system. *Journal of Structural Geology*, 24(11), 1677-1698. doi:https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00170-5
- Wang, R., Xia, Y., Grosser, H., Wetzel, H. U., Kaufmann, H., & Zschau, J. (2004). The 2003 Bam (SE Iran) earthquake: precise source parameters from satellite radar interferometry. *Geophysical Journal International*, 159(3), 917-922. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02476.x
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- XIA, & Ye. (2005). Bam earthquake: Surface deformation measurement using radar interferometry. *Acta Seismologica Sinica*, 18(4), 451—459. doi:1000-9116(2005)04-0451-09
- Zare, M., & Hamzehloo, H. (2004). A Study of the Strong Ground Motions of 26 December 2003 Bam Earthquake: Mw6. 5. *Journal of seismology and earthquake engineering*, 5(4), 33.
- Peyret, M., Dominquez, S., Jamour, Y., Avallone, A., Briole, P., Tavakoli, F., Chery, J., Nankali, H., & Doerflinger, E. (2006). Co-seismic surface displacement induced by the bam earthquake, iran (26/12/2003, m=6.6): Insights from insar, gps, spot5 analyses and levelling. *Journal of seismology and earthquake engineering*, 8(3), 145-152.
- Pollastro, R. M., Persits, F., & Steinshouer, D. (1999). Geologic provinces (ir_prov.pat, ir_prov_g.pat, ir_prov.dbf).
- SARscape sarmap software (Version 5.4). Retrieved from <http://www.sarmap.ch>
- Sella, G. F., Dixon, T. H., & Mao, A. (2002). REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4), ETG 11-11-ETG 11-30. doi:10.1029/2000JB000033
- Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402, 605. doi:10.1038/45144
- Talebian, M., Fielding, E. J., Funning, G. J., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Rosen, P. A., Walker, R., & Wright, T. J. (2004). The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault. *Geophysical Research Letters*, 31(11), doi:10.1029/2004GL020058
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A. S., & Paul, A. (2005). The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence. *Geophysical Journal International*, 163(1), 90-105. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02639.x
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J.,



Investigation of causative fault of Bam (2003) earthquake using joint inversion of InSAR and strong ground motion data

Zeinab Golshadi¹; Mahdi Rezapour^{2*}; Masoome Amighpey³

1. Ph.D. Student, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.
2. Associate Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.
3. Ph.D., National Cartographic Center of Iran, Tehran, Iran.

Received: 29 December 2018; Accepted: 22 October 2019

Corresponding author: rezapour@ut.ac.ir

Keywords

InSAR
Bam earthquake (2003)
Joint inversion
Source parameters
Stress transfer

Extended Abstract

Summary

The source parameters of Bam (2003) earthquake such as the unjustifiability of the released seismic moment in this fault with magnitude relation, the mismatch for post-seismic fault and InSAR faults, not convincing tectonic regime with reported faults and seeing two extreme peaks on accelerometers need to be investigated. As there are ambiguities and sometimes inconsistencies in the reports about these source parameters, we have decided to estimate the source parameters of the causative faults of Bam earthquake using joint inversion of InSAR and strong ground motion data. Static displacement obtained from strong ground motion data has a complementary role for areas covered by vegetation. Our results show two faults that are responsible for breakdowns in Bam city. One of these faults has transferred stress to another one that reaches to surface. The second fault is a right-lateral strike-slip fault with strike 358° , dip 84° and rake 178° to the east that has maximum moment release with 2.49 m slip. The first fault is laid beneath the second fault with strike 172° and dip 45° to west. The stress transfer pattern of the first fault on the second one is comparable with slip distribution on the second fault. Using forward modeling of strong ground motion data and fixing parameters obtained from joint inversion of InSAR and strong ground motion data, the epicenter of the earthquake is 58.27° and 29.05° . Thus, in this study, the exact fault parameters for the Bam earthquake have been determined using joint inversion of InSAR and strong ground motion data, and it is tried to show that the tectonic of this region is related to this fault.

Introduction

The study of recognition of causative faults of earthquakes and prediction of the physics of these earthquakes is a favorite topic of earth science researchers. The parameters of an earthquake causative fault could demonstrate attributes of tectonic plates and provide critical information about the earthquake hazard assessment.

Methodology and Approaches

In the first step, we need to determine the fault displacement obtained from InSAR and strong ground motion data. This displacement could be measured using the observations of radar satellites via the synthetic aperture radar interferometry method. This method can be used to map the deformations created on the ground by earthquakes (Okada, 1985). Using SANS cape software, the displacement is extracted from interferograms that are obtained from InSAR data. To obtain the displacement from strong ground motion data, the BASCO code is used to extract static displacement from acceleration data. To find the parameters of causative fault as analytical models, the joint inversion processing is aimed such that to minimize the difference between the observed and predicted data in a least-squares sense. The non-linear inversion is based on the Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963) minimization algorithm. It has multiple restarts to reasonably guarantee the convergence of the cost Function to the global minimum. Finally, the synthetic accelerations are created with finite fault model to demonstrate the best fit between the observed and synthetic accelerograms at stations.

Results and Conclusions

The results of this study show that two faults are responsible for breakdowns in Bam city. One of these faults has transferred stress to another one that reaches to surface. The second fault is a right-lateral strike-slip fault with strike 358° , dip 84° and rake 178° to the east that has maximum moment release with 2.49 m slip. The first fault is laid beneath the second fault with strike 172° and dip 45° to west. The stress transfer pattern of the first fault on the second one is comparable with slip distribution on the second fault. Using forward modeling of strong ground motion data and fixing parameters obtained from joint inversion of InSAR and strong ground motion data, the estimated epicenter of the earthquake is determined to be 58.27° and 29.05° .
