

## بررسی مکانیزم‌های شرکت کننده در جابجایی‌های بعد لرزه‌ای، زلزله ۱۳۸۲ بم ایران با استفاده از تصاویر راداری

سمانه شکرزاده<sup>۱\*</sup>، بهزاد وثوقی<sup>۲</sup>، م‌عصومه آمیغ‌پی<sup>۳</sup>

۱- کارشناس ارشد ۲- دانشیار ۳- دکتری، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی

(دریافت: ۹۲/۱۱/۱۶، پذیرش: ۹۳/۰۲/۱۳)

### چکیده

در این پژوهش میدان جابجایی بم، برای حدود ۷ سال پس از زلزله ۵ دی ماه ۱۳۸۲ با استفاده از داده‌های تداخل‌سنجی راداری ماهواره ENVISAT به‌دست آمده است. سری زمانی تغییر شکل‌ها با استفاده از روش پراکنش‌کننده‌های دائمی تداخل‌سنجی استخراج شده است. نتایج حاصل از میدان جابجایی بعدلرزه‌ای بم نشان می‌دهد که بیشترین مقدار جابجایی در جهت خط دید ماهواره و خلاف جهت خط دید ماهواره به ترتیب  $4/5 \pm 0/5$  و  $4/3 \pm 0/5$  سانتی‌متر می‌باشد. با استفاده از داده‌های تداخل‌سنجی راداری با دریچه مصنوعی، مکانیزم‌های ممکن برای حرکت بعدلرزه‌ای بم مورد بررسی قرار گرفته است. لغزش گسل برای جابجایی بعدلرزه‌ای  $20/45 \pm 0/38$  سانتی‌متر تخمین زده شد. نتایج نشان می‌دهد، بیشتر جابجایی‌های بعدلرزه‌ای با مکانیزم لغزش گسل قابل بیان است و لغزش گسل به‌عنوان محتمل‌ترین مکانیزم شرکت‌کننده در جابجایی‌های بعدلرزه‌ای بم محسوب می‌شود. همچنین حرکت ارتجاعی پروالاستیک نیز با استفاده از داده‌های در جهت خط دید ماهواره قابل مشاهده است و تأثیر تعادل ویسکوالاستیک در میدان جابجایی اندک است.

### واژگان کلیدی

حرکت بعدلرزه‌ای، تداخل‌سنجی راداری، تکنیک پراکنش‌کننده‌های دائمی، حرکت ارتجاعی پروالاستیک، لغزش گسل، تعادل ویسکوالاستیک.

### ۱. مقدمه

(۱۵-۰) اتفاق می‌افتد. حرکت ارتجاعی پروالاستیک دوره زمانی کوتاه چند ماهه دارد و در مقیاس کوچکی در نزدیکی گسل، معمولاً در ۱۰-۳۰ کیلومتری گسل اتفاق می‌افتد [۶]، در حالی که مکانیزم لغزش گسل، به ویژه تعادل ویسکوالاستیک در مقیاس زمانی طولانی‌تر چند ساله رخ می‌دهد. برای نمونه تحقیقات نشان داد که حرکت بعدلرزه‌ای برای ۴ سال بعد از زلزله ۱۹۹۷ ثبت می‌تواند با مکانیزم لغزش گسل و تعادل ویسکوالاستیک توضیح داده شود [۳]. همچنین در زلزله  $7/4 M_w$  ۱۹۹۲ لندنر، حرکت ارتجاعی پروالاستیک در فاصله ۱۰-۲۰ کیلومتری گسل اتفاق افتاده است [۱]. به‌عنوان نمونه دیگر، مطالعات نشان داد که جابجایی‌ها در ۱-۲ ماه اول بعد از زلزله ۲۰۰۰ جنوب ایسلند، مربوط به حرکت ارتجاعی پروالاستیک بود [۴]. به‌دلیل نرخ پایین جابجایی‌های بعدلرزه‌ای تکنیک پراکنش‌کننده‌های دائمی برای استخراج میدان جابجایی

جابجایی‌های بعدلرزه‌ای<sup>۱</sup> می‌تواند در اثر مکانیزم‌های مختلف ایجاد شود که شامل حرکت ارتجاعی پروالاستیک<sup>۲</sup> نسبت به جریان مایع منفذ در پاسخ به زمین‌لرزه اصلی [۱]، لغزش گسل<sup>۳</sup> در مجاورت زمین‌لرزه [۲]، تعادل ویسکوالاستیک<sup>۴</sup> در پایین پوسته و بالای منتل<sup>۵</sup> توصیف‌شده با رئولوژی ماکسول و SLS [۳،۴] و بازیابی اتساع<sup>۶</sup> (متلاشی شدن منطقه گسل) می‌باشد [۵]. هر دو مکانیزم لغزش عمیق گسل و تعادل ویسکوالاستیک در پایین پوسته (۱۵-۳۰ km) و بالای منتل و حرکت ارتجاعی پروالاستیک در بالای پوسته

\* رایانامه نویسنده پاسخگو: Shnk.2006@yahoo.com

<sup>1</sup> postseismic  
<sup>2</sup> Poroelastic rebound  
<sup>3</sup> afterslip  
<sup>4</sup> Viscoelastic relaxation  
<sup>5</sup> Mantle  
<sup>6</sup> Dilatancy recovery

داده‌ها را که احتمال بیشتری دارد که پراکنش‌کننده دائمی باشند، انتخاب کرد. هوپر و همکارانش دریافتند که  $D_A < 0.4$  حد آستانه مناسب برای انتخاب بیشترین پراکنش‌کننده دائمی است. پس از انتخاب مجموعه‌ای از پیکسل‌ها به‌عنوان پراکنش‌کننده‌های دائمی بر اساس تحلیل دامنه آنها، در مرحله بعد پایداری فاز آنها از طریق تحلیل فاز در یک فرآیند تکراری برآورد می‌شود. مقدار تغییرات فاز باقیمانده برای هر پیکسل به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\gamma_X = 1/N \left| \sum_{i=1}^N \exp\{j(\phi_{int,x,i} - \hat{\phi}_{int,x,i} - \Delta\hat{\phi}_{\varepsilon,x,i})\} \right| \phi_{int,x,i} \quad (3)$$

که در آن N تعداد اینترفروگرام،  $\gamma_X$  معیاری است که معرف پایداری فاز است،  $\phi_{int,x,i}$  برآورد فاز وابسته به مکان هر کدام از جمله‌های سمت راست معادله (۱) و  $\Delta\hat{\phi}_{\varepsilon,x,i}$  بخش غیر وابسته به مکان  $\phi_{int,x,i}$  می‌باشد. بعد از هر تکرار خطای کمترین مربعات در  $\gamma_X$  محاسبه می‌شود. در صورتی که  $\gamma_X$  کاهش نداشته باشد، مسئله همگرا خواهد شد و الگوریتم متوقف می‌شود [۷].

### ۳. معرفی داده‌های راداری مورد استفاده در تحقیق

داده‌های راداری ENVISAT ASAR (باند C دارای طول موج ۵۶ میلی‌متر) استفاده شده در این مطالعه شامل ۱۲ تصویر گذر پایین<sup>۱</sup>، با شماره مسیر ۱۲۰ در بازه زمانی ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۰ می‌باشد که از آژانس فضایی اروپا ESA<sup>۲</sup> تهیه شد. زاویه دید سنجنده ۲۳ درجه، زاویه آزیموت ۱۲۰ درجه و شماره مسیر ۱۲۰ می‌باشد.

جدول ۱. مشخصات تصاویر ENVISAT پردازش شده

مدار	تاریخ تصویربرداری YYYY MM DD	خط مبنای عمودی (m)	خط زمانی (day)
۱۰۱۹۴	۲۰۰۴/۰۲/۱۱	۷۰/۰۷	-۶۶۵
۱۱۱۶۹	۲۰۰۴/۰۴/۲۱	۳۵۲/۴	-۵۹۵
۱۴۲۰۲	۲۰۰۴/۱۱/۱۷	-۱۸۶/۲	-۳۸۵
۱۵۲۰۴	۲۰۰۵/۰۱/۲۶	۵۹/۲	-۳۱۵
۱۸۷۱۱	۲۰۰۵/۰۹/۲۵	۹۲/۴	-۷۰
۳۱۹۷۱	۲۰۰۵/۱۲/۰۷	.	.
۲۱۲۱۶	۲۰۰۶/۰۳/۲۲	۲۳۸/۳	۱۰۵
۲۴۲۲۲	۲۰۰۶/۰۱/۱۸	-۲۶۵/۹	۳۱۵
۲۸۲۳۰	۲۰۰۷/۰۷/۲۵	۲۴/۳	۵۹۵
۳۲۲۳۸	۲۰۰۸/۰۴/۳۰	-۸۰/۷	۸۷۵
۳۷۷۴۹	۲۰۰۹/۰۵/۲۰	-۳۵/۹	۱۲۶۰
۴۴۲۶۲	۲۰۱۰/۰۸/۱۸	-۲۲/۴	۱۷۱۵

<sup>۱</sup> Descending track

<sup>۲</sup> European Space Agency

زلزله‌ای با بزرگی گشتاوری  $6.6 M_w$  در تاریخ ۵ دی ماه ۱۳۸۲ شهر تاریخی بم را به شدت تخریب کرد. فیلدینگ و همکاران در سال ۲۰۰۹ جابجایی بعدلرزه‌ای را برای تقریباً ۳ سال بعد از زلزله ۱۳۸۲ بم با روش تداخل‌سنجی راداری متداول استخراج کردند. آنها برای کاهش طول موج‌های بلند خطای اتمسفر و اطلاعات مداری غیر دقیق از برازش و حذف صفحه فازی  $40 \times 40$  کیلومتری برای هر مجموعه از داده‌های مسئله استفاده کردند. به همین دلیل مقداری از طول موج‌های بلند سیگنال‌های جابجایی حذف شد. بنابراین نتوانستند به بررسی جابجایی‌های بعدلرزه‌ای نسبت به لغزش گسل و تعادل ویسکوالاستیک در بالای منتل و یا پایین پوسته بپردازند. در این مقاله میدان جابجایی بم، برای تقریباً ۷ سال بعد از زلزله با استفاده از تکنیک پراکنش‌کننده‌های دائمی استخراج شده است. به‌دلیل استفاده از روش پراکنش‌کننده‌های دائمی که خطای توپوگرافی باقیمانده و اثر اتمسفر را تا حدود زیادی تصحیح می‌کند [۷،۸]، قادر به بررسی و مدل‌سازی حرکت لغزش گسل و تعادل ویسکوالاستیک در بالای منتل و یا پایین پوسته خواهیم بود. همچنین تکنیک پراکنش‌کننده‌های دائمی در مواردی که نرخ جابجایی در منطقه کم بوده و پیکسل‌ها دچار عدم همبستگی زمانی می‌شوند مفید است [۷،۸]. به‌دلیل نرخ پایین جابجایی‌های بعدلرزه‌ای این تکنیک برای استخراج سری زمانی از جابجایی‌ها بسیار مناسب خواهد بود.

### ۲. روش پراکنش‌کننده‌های دائمی

در نرم‌افزار StaMPS که از روش پراکنش‌کننده‌های دائمی برای استخراج میدان جابجایی استفاده می‌کند، اثر توپوگرافی با استفاده از مدل رقومی زمین حذف می‌شود. فاز باقیمانده در اینترفروگرام  $x$  و پیکسل  $i$  به‌صورت زیر بیان می‌شود:

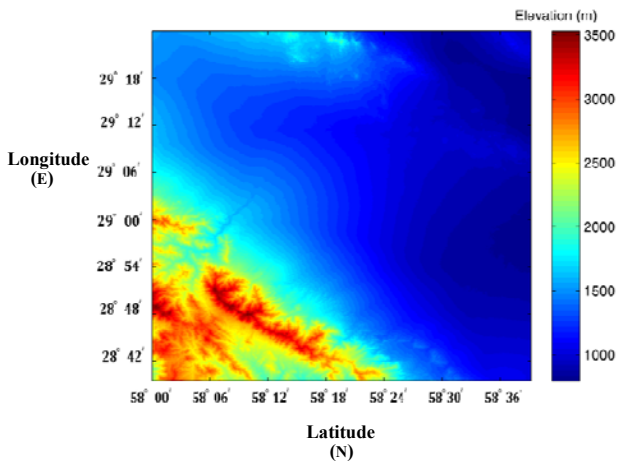
$$\phi_{int,x,i} = \phi_{def,x,i} + \phi_{atm,x,i} + \Delta\phi_{orb,x,i} + \Delta\phi_{\varepsilon\varepsilon,x,i} + \phi_{n,x,i} \quad (1)$$

در این رابطه  $\phi_{def,x,i}$  تغییرات فاز با توجه به جابجایی پیکسل در جهت خط دید ماهواره،  $\phi_{atm,x,i}$  فاز مربوط به اختلاف در تأخیر اتمسفری دو گذر،  $\Delta\phi_{orb,x,i}$  مؤلفه خطای مداری، مؤلفه  $\phi_{n,x,i}$  نویز و  $\Delta\phi_{\varepsilon\varepsilon,x,i}$  باقیمانده فاز توپوگرافی نسبت به خطا در مدل رقومی زمین می‌باشد.

پراکنش‌کننده‌های دائمی در دو مرحله، با استفاده از تحلیل دامنه و تحلیل فاز تعیین می‌شوند. شاخص پراکنندگی دامنه  $D_A$  به صورت زیر محاسبه می‌شود [۹].

$$D_A \equiv \frac{\sigma_A}{\mu_A} \quad (2)$$

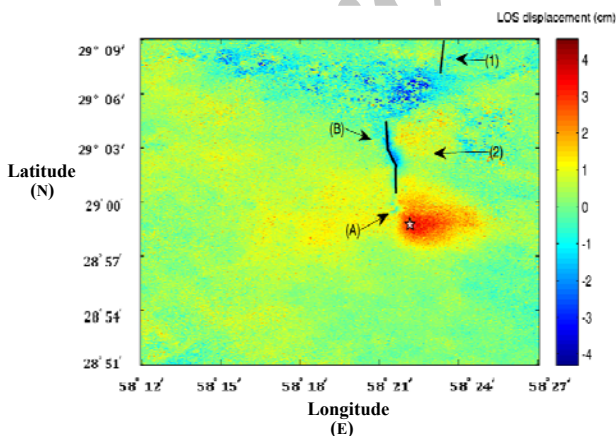
$\sigma$  و  $\mu_A$  به ترتیب برابر با میانگین و انحراف معیار یکسری از مقادیر دامنه است. با اعمال حد آستانه مناسب روی  $D_A$  می‌توان تعدادی از



شکل ۲. مدل رقومی استفاده شده در منطقه برای حذف خطای توپوگرافی.

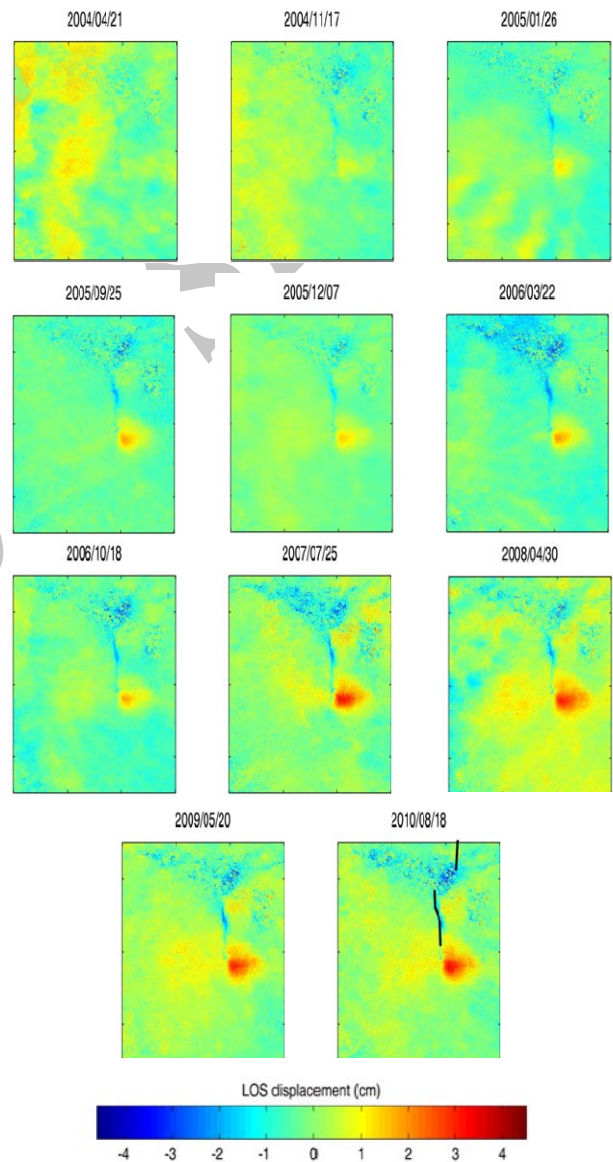
#### ۴. استخراج میدان جابجایی بعد لرزه‌ای بم

سری زمانی جابجایی‌های به دست آمده، متشکل از ۱۱ اینترفروگرام می‌باشد که در شکل ۱ نشان داده شده است. به منظور نمایش بهتر جابجایی به صورت تدریجی و واقعی، جابجایی تمام تصاویر از تصویر اول در تاریخ ۲۱/۰۴/۲۰۱۴ کم شده است؛ به همین دلیل تصویر اول فاقد جابجایی بوده و به تدریج جابجایی بعد لرزه‌ای ایجاد شده است. برای حذف فرینج‌های توپوگرافی از مدل رقومی ۹۰ متری SRTM ناسا استفاده شده است. مدل رقومی استفاده شده در محدوده مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است. به دلیل ۷ متر عدم قطعیت در داده‌های ارتفاعی مدل رقومی SRTM، وجود ارتفاعات در بخش جنوب غربی محدوده مورد مطالعه، موجب شده است تا سیگنال مربوط به خطای توپوگرافی این محدوده در



شکل ۳. میدان جابجایی بعد لرزه‌ای ۵ دی ماه ۱۳۸۲ بم، اینترفروگرام از تاریخ ۲۰۰۴/۰۲/۱۱ تا ۲۰۱۰/۰۸/۱۸ است. محدوده (A) در جنوب گسل مسبب زلزله بم، جابجایی مثبت در جهت خط دید ماهواره و محدوده (B) از منطقه در امتداد گسل جابجایی در خلاف جهت خط دید ماهواره اتفاق افتاده است.

به منظور پردازش داده‌های راداری، تاریخ تصویر پایه بر اساس بیشینه‌سازی همبستگی مکانی، زمانی و داپلر در تاریخ ۲۰۰۵/۱۲/۰۷ تعیین شده است. تشکیل اینترفروگرام‌ها نسبت به تصویر پایه صورت گرفت و خط مبنای مکانی عمودی و خط مبنای زمانی، تمام تصاویر نسبت به تصویر پایه محاسبه شد. این اطلاعات در جدول ۱ آورده شده است.



شکل ۴. میدان جابجایی بعد لرزه‌ای بم در محدوده دور از گسل. خطوط سیاه در تصویر آخر گسل‌های منطقه بم را نشان می‌دهند.

<sup>۱</sup> Perpendicular baseline

<sup>۲</sup> Temporal baseline

به دلیل نرخ پایین تغییر شکل بعدلرزه‌ای، خطا در مدل رقومی باید در اینترفروگرام کاهش داده شود. برای نمایش مقدار توپوگرافی باقیمانده ناشی از عدم دقت مدل رقومی، در شکل ۴ میدان جابجایی بعدلرزه‌ای ۵ دی ماه ۱۳۸۲ برای اینترفروگرام در تاریخ ۲۰۱۰/۰۸/۱۸ به دست آمده است. در شکل (الف) اینترفروگرام بدون کاهش خطا در مدل رقومی می‌باشد. در شکل (ب) اینترفروگرام حاصل از کاهش خطای در مدل رقومی زمین نمایش داده شده است. در StaMPS از یکسری فیلترها برای کاهش خطاها استفاده می‌شود.

#### ۵. مدل‌سازی میدان جابجایی بعدلرزه

چهار روش مدل‌سازی به‌منظور بررسی تغییرات مشاهدات در سطح زمین مورد استفاده قرار گرفته است. اگرچه مطالعات نشان داده است که بیش از یک مکانیزم در یک زمان اتفاق می‌افتد [۳]، با این حال برای ارزیابی حرکت بعدلرزه‌ای، مکانیزم‌های حرکت ارتجایی پروالاستیک، تعادل ویسکوالاستیک، لغزش گسل و بازیابی اتساع به‌طور مجزا مدل‌سازی شده‌اند. هندسه گسل بم استخراج‌شده از جابجایی‌های هم‌لرزه بم در جدول ۲ نشان داده شده است [۱۱].

#### ۵-۱. لغزش گسل

طبق نظریه لغزش گسل، تغییر شکل پوسته پس از زلزله، لغزش آرامی در طول یا سطح گسل اصلی ایجاد می‌کند. لغزش گسل بر مبنای قانون اصطکاک وضعیت و نرخ تعریف می‌شود [۱۲، ۱۳].

در این قسمت از مدل‌سازی فرض شده است که لغزش گسل یکی از مکانیزم‌های شرکت‌کننده در حرکت بعدلرزه‌ای است. در این بخش مدل لغزش برای زلزله بم با استفاده از معکوس داده‌های راداری در جهت خط دید ماهواره در یک نیم فضای الاستیک به دست آمده است. مدل اوکادا راه حل تحلیلی برای محاسبه تغییر شکل سطح با توجه به گسل‌های برشی و کششی در نیم‌فضای الاستیک است. در این مدل میدان جابجایی، تابعی از پارامترهای هندسی گسل شامل عمق، امتداد، شیب، طول، عرض، زاویه پیچ، بازشدگی و لغزش است [۱۴].

مشاهدات جابجایی نسبت به لغزش گسل خطی است. بنابراین خواهیم داشت:

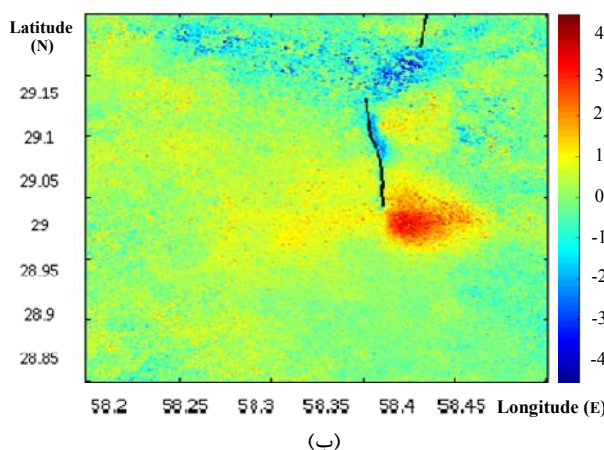
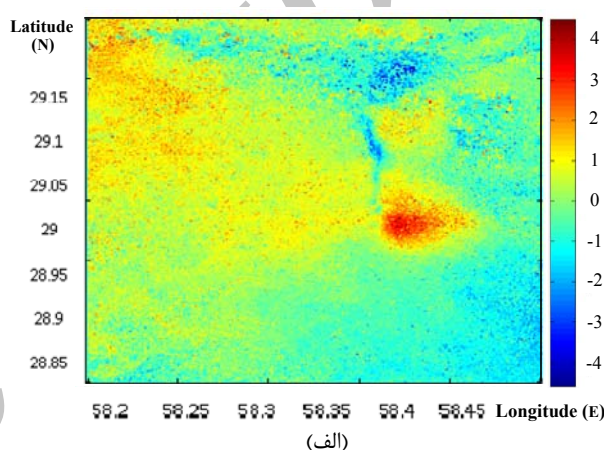
$$u = Gs \quad (۴)$$

جدول ۲. مشخصات هندسی گسل‌های بم

شماره گسل	عرض جغرافیایی deg	طول جغرافیایی deg	عمق km	راستا deg	شیب گسل deg	زاویه پیچ deg	لغزش m	طول km	عرض km
۲	۲۹/۰۳۸	۵۸/۳۵۷	۵/۵	۳۵۴/۶	۸۵/۵	-۱۷۷/۸	۲/۱۴	۱۲/۰	۸/۶
۱	۲۸/۹۸۸	۵۸/۴۰۶	۶/۷	۱۸۰/۰	۶۳/۹	۱۴۹/۵	۲/۰۴	۱۴/۸	۱/۴

سری زمانی جابجایی‌ها باقی بماند. در صورت دسترسی به مدل رقومی با دقت بیشتر، امکان حذف این خطا وجود داشت.

در شکل ۳ که جابجایی تجمعی در جهت خط دید ماهواره را از تاریخ ۲۰۱۴/۰۲/۱۱ تا تاریخ ۲۰۱۰/۰۸/۱۸ نشان می‌دهد، مختصات گسل بم (استخراج شده با مشاهدات GPS) مشخص شده است [۱۰]. گسل مسبب زلزله با شماره (۲) و گسل قدیمی بم که در ابتدا تصور می‌شد که منجر به زمین‌لرزه شده است، با شماره (۱) در شکل مشخص شده است. همان‌طور که در تصویر مشخص است، محدوده (A) در جنوب گسل مسبب زلزله بم، جابجایی مثبت در جهت خط دید ماهواره و محدوده (B) از منطقه در امتداد گسل جابجایی در خلاف جهت خط دید ماهواره اتفاق افتاده است.



شکل ۴. میدان جابجایی بعدلرزه‌ای ۵ دی ماه ۱۳۸۲، اینترفروگرام مربوط به تاریخ ۲۰۱۰/۰۸/۱۸ می‌باشد. (الف) اینترفروگرام بدون کاهش خطا در مدل رقومی (ب) اینترفروگرام حاصل از کاهش خطای در مدل رقومی زمین

### ۵-۲. حرکت ارتجاعی پروالاستیک

حرکت ارتجاعی پروالاستیک، مکانیزم فیزیکی است که در جابجایی‌های پس از زلزله شرکت می‌کند. پوسته زمین ماده ناهمگنی از فازهای جامد و سیال می‌باشد و در حالت کلی متخلخل است. جریان سیال منفذ در پاسخ به لرزه اصلی ناشی از تغییرات فشار منفذ<sup>۱</sup>، در محیط تغییر شکل ایجاد کرده و جابجایی در سطح به وجود می‌آید. در مورد جابجاشدگی امتداد لغزش، اساساً جابجایی قائم متناسب با نسبت پواسون از پوسته الاستیک است و انتظار می‌رود حرکت پروالاستیک در مؤلفه قائم از میدان جابجایی بزرگ باشد [۱] به دلیل حساسیت تداخل سنجی راداری به مؤلفه قائم از میدان جابجایی، این تکنیک برای شناسایی حرکت پروالاستیک بسیار مناسب می‌باشد [۲].

به دلیل اینکه ضریب پواسون تحت شرایط هم‌لرزه بزرگتر از مقدار آن تحت شرایط بعدلرزه می‌باشد [۲]، حرکت سطح در نتیجه سیال منفذ می‌تواند از اختلاف بین دو میدان جابجایی هم‌لرزه محاسبه شده با استفاده از نسبت پواسون مختلف در دو حالت هم‌لرزه و بعدلرزه تخمین زده شود [۳]. از آنجایی که حرکت ارتجاعی پروالاستیک می‌تواند از اختلاف بین دو میدان جابجایی هم‌زمان با زلزله محاسبه شده با استفاده از نسبت پواسون مختلف در دو حالت هم‌زمان با زلزله و پس از زلزله تخمین زده شود، در اینجا از مدل نیم فضای الاستیک برای تخمین حرکت پروالاستیک استفاده شده است. اختلاف بین نسبت پواسون در حالت هم‌لرزه و بعدلرزه‌ای عموماً ۰/۰۳ است و ضریب پواسون پس از زلزله کاهش می‌یابد [۱۵]. ضریب پواسون برای بزم در لایه‌های مختلف بین مقادیر ۰/۲۰ تا ۰/۲۸ تعیین گردیده است [۱۶]. با بررسی مقادیر مختلف در این بازه، جابجایی سطح زمین با انتخاب مقادیر ضرایب پواسون هم‌لرزه ۰/۲۵ و بعدلرزه‌ای ۰/۲۲ و از اختلاف بین دو میدان جابجایی در دو حالت هم‌لرزه و بعدلرزه‌ای محاسبه شده است. با توجه به شکل ۶ برای تبدیل جابجایی حاصل از مدل به جابجایی در جهت خط دید ماهواره از رابطه (۷) استفاده شده است که در این رابطه زاویه تقاطع، زاویه راستای ماهواره<sup>۲</sup> نسبت به شمال در جهت عقربه‌های ساعت و  $\vec{d}_r = (d_v, d_n, d_e)$  مؤلفه‌های جابجایی در جهت قائم، شمال و شرق را نشان می‌دهد و  $\delta_r$  خطای اندازه‌گیری است. این خطا به دلیل عواملی چون نویز اتمسفری، همبستگی پایین و اطلاعات ناقص در ارتباط با هندسه مدار و مدل رقومی زمین است [۱۷].

$$\vec{d}_r = \delta_r + d_v \cos \theta_{inc} - \sin \theta_{inc} [d_e \cos H - d_n \sin H] \quad (7)$$

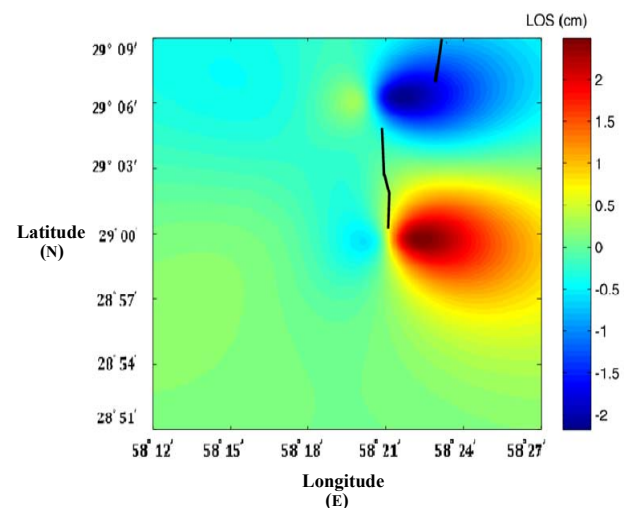
که در آن  $G$  ماتریس گرین می‌باشد که تابعی از پارامترهای هندسی گسل است و  $U$  و  $S$  به ترتیب داده‌های جابجایی در جهت خط دید ماهواره و لغزش پس از زلزله می‌باشند. از آنجایی که رابطه بین لغزش و جابجایی، خطی است، مدل به روش معکوس کم‌ترین مربعات حل خواهد شد.

$$\hat{s} = [G^T C_u^{-1} G]^{-1} G^T C_u^{-1} u \quad (5)$$

و دقت لغزش از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$\sigma_{\hat{s}} = [G^T C_u^{-1} G]^{-1} \quad (6)$$

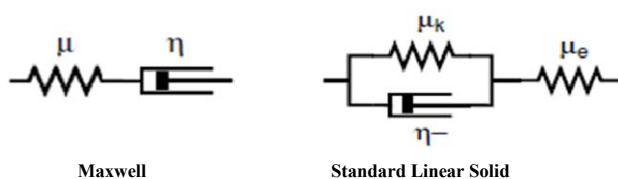
برای لغزش، دو گسل موازی هم‌لرزه‌ای استفاده شده است. مدل تحلیلی برای تابع گرین در نیم فضای الاستیک بیان شده است [۱۴]. لغزش محاسبه شده برای حرکت بعدلرزه‌ای  $s = 20/45 \pm 0/38 \text{ cm}$  می‌باشد. میدان جابجایی حاصل از مدل در شکل ۵ نشان داده شده است. با مقایسه بین مدل و میدان جابجایی به دست آمده از تصاویر راداری امکان بررسی ایجاد مکانیزم در جابجایی‌های بعدلرزه‌ای وجود دارد. جابجایی‌های بعدلرزه‌ای از ترکیب چندین مکانیزم ایجاد می‌شوند و لغزش گسل می‌تواند یکی از مکانیزم‌های شرکت کننده باشد و باقیمانده جابجایی‌ها ممکن است در اثر مکانیزم‌های دیگری ایجاد شده باشند. همچنین به دلیل وجود پارامترهای فیزیکی در واقعیت، مدل ریاضی محاسبه شده به طور کامل با واقعیت قابل انطباق نیست. نتایج نشان می‌دهد که لغزش می‌تواند به عنوان مکانیزم غالب در حرکت بعدلرزه‌ای بزم شرکت کند.



شکل ۵. معکوس داده‌های راداری میدان جابجایی بعدلرزه‌ای بزم برای محاسبه مدل لغزش گسل

<sup>۱</sup> Pore-pressure  
<sup>۲</sup> Incidence angle  
<sup>۳</sup> Heading angle





Maxwell

Standard Linear Solid

شکل ۸. نمایش مکانیکی رئولوژی ماکسول و SLS [۴].

مدول برشی مختلط برای تابع رئولوژی مدل SLS با رابطه (۸) بیان می‌شود که در آن مدول برشی نامتعادل،  $\eta$  ضریب ویسکوزیتی و مدول برشی تعادل است. ویسکوزیتی منتل عموماً مقداری بین  $10^{18}$  و  $10^{25}$  Pa s دارد [۲].

فرکانس زاویه‌ای،  $\omega$   $\beta = \frac{\mu_e}{\mu_k + \mu_e}$  ضریب تعادل است که مقداری بین صفر و یک دارد که برای حالت کاملاً الاستیک  $\beta=0$  و در حالت ماکسول  $\beta=1$  در نظر گرفته می‌شود و  $i = \sqrt{-1}$  است [۱۸].

$$\mu(i\omega) = \mu_e \frac{(1-\beta)\mu_e + \beta i \omega \eta}{\mu_e + \beta i \omega \eta} \quad (۸)$$

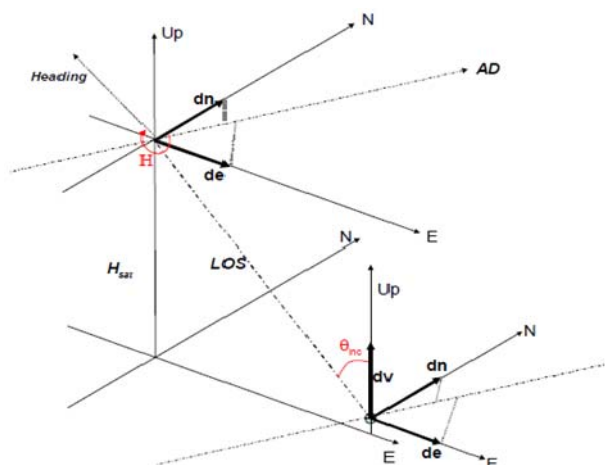
تعادل ویسکوالاستیک با استفاده از کد PSGRN/PSCMP نوشته شده توسط ونگ در سال ۲۰۰۶ محاسبه شده است. پارامترهای الاستیک محاسبه شده برای هر لایه در جدول ۳ گردآوری شده است که در آن  $v_p$ ,  $v_s$  به ترتیب سرعت موج‌های  $s$  و  $p$  می‌باشد و  $\rho$  چگالی است [۱۹، ۱۸].

$\eta$  ضریب ویسکوزیتی می‌باشد که برای بالای منتل مقادیر  $10^{18}$  تا  $10^{25}$  pas در نظر گرفته می‌شود [۲۰، ۲]. با تغییر ضریب ویسکوزیتی در منطقه بم میدان جابجایی حاصل از مدل ویسکوالاستیک تغییر چندانی نمی‌کند و این نشان‌دهنده این است که جابجایی‌های بعدلرزه‌ای مشاهده شده در سطح به تغییر رئولوژی در عمق حساس نیست.

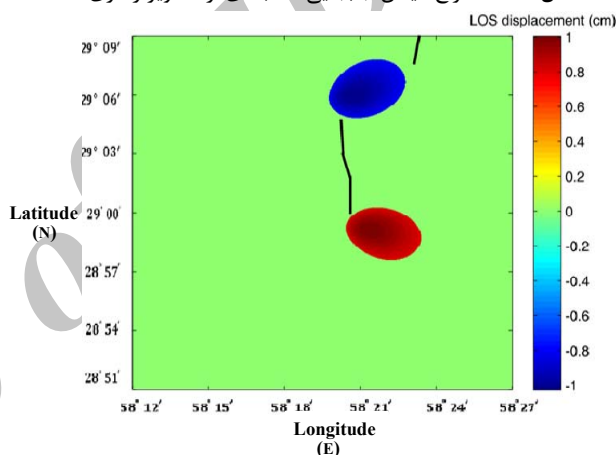
در کد PSGRN/PSCMP، اطلاعات جمع‌آوری شده در جدول ۳ به عنوان ورودی بوده و میدان جابجایی محاسبه می‌شود. پس از محاسبه سری زمانی بعدلرزه‌ای بم و شبیه‌سازی میدان جابجایی با

جدول ۳. ساختار لایه‌های افقی گسل بم

عمق km	$v_p$ km/s	$v_s$ km/s	$\rho$ ( $10^3 \text{ kg/m}^3$ )	$\eta$ pas
۵	۵/۵۷۷	۳/۲۱۷	۲/۶	
۱۰	۵/۸۳۰	۳/۴۶۴	۲/۶	
۱۵	۵/۹۲۹	۳/۵۱۲	۲/۶	
۲۰	۶/۰۰۰	۳/۵۰۹	۲/۶	$10^{19}$
۲۵	۶/۰۳۲	۳/۵۰۰	۲/۶	$10^{19}$
۳۰	۶/۰۴۵	۳/۵۰۰	۲/۶	$10^{19}$



شکل ۶. استخراج میدان جابجایی سه بعدی از تصاویر راداری [۱۷].



شکل ۷. مدل پروالاستیک پیش‌بینی شده برای حرکت بعدلرزه‌ای بم و تصویر شده در جهت خط دید ماهواره

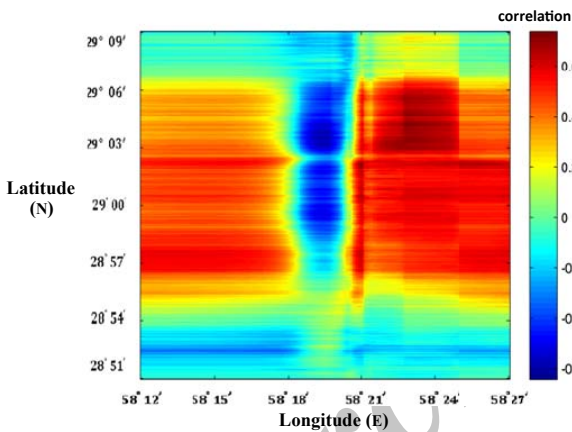
شکل ۷ میدان جابجایی مدل حرکت ارتجاعی پروالاستیک در جهت خط دید ماهواره را نشان می‌دهد.

### ۳-۵. تعادل ویسکوالاستیک

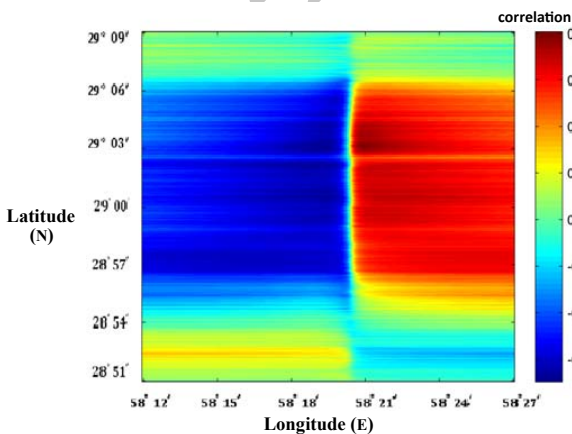
قسمت پایین پوسته و بالای منتل خاصیت ویسکوزیتی سیال را شامل می‌شود و جابجایی بعدلرزه در طولانی مدت به دلیل همین حرکت‌ها است. تعادل ویسکوالاستیک نسبت به حرکت ارتجاعی پروالاستیک و لغزش گسل، در مقیاس زمانی طولانی‌تر و در فاصله مکانی دور از گسل اتفاق می‌افتد. داده‌های دور از گسل و با مقیاس زمانی طولانی، عموماً مقدار جابجایی کوچکی را شامل می‌شوند. برای شبیه‌سازی مدل ویسکوالاستیک نسبت به میدان جابجایی حاصل از زلزله، از رئولوژی ماکسول و SLS<sup>۱</sup> در زمین استفاده می‌شود که در شکل ۸ نمایش مکانیکی ساده‌ای از این دو رئولوژی نشان داده شده است [۴ و ۱۸].

<sup>۱</sup> Standard Linear Solid

این است که نسبت به روش خط مبنای کوتاه، خطای توپوگرافی باقیمانده و اثر اتمسفر را تا حدود زیادی تصحیح می‌کند. همچنین تکنیک پراکنش‌کننده‌های دائمی در مواردی که نرخ جابجایی در منطقه کم بوده و پیکسل‌ها دچار عدم همبستگی زمانی می‌شوند، مفید است [۸،۷]. به دلیل نرخ پایین جابجایی‌های بعدلرزه‌ای این تکنیک برای استخراج سری زمانی از جابجایی‌ها بسیار مناسب خواهد بود و نیز امکان بررسی مکانیزم‌های مختلف شرکت کننده در جابجایی‌های بعدلرزه‌ای وجود دارد. مکانیزم‌های مختلف ایجادکننده جابجایی‌های بعدلرزه‌ای که شامل حرکت ارتجاعی پروالاستیک [۱]، لغزش گسل در مجاورت زمین لرزه [۲]، تعادل ویسکوالاستیک در پایین پوسته و بالای منتل [۳،۴] می‌باشد، مدل سازی شد. به منظور ارزیابی نتایج، در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ به ترتیب همبستگی میدان جابجایی مدل لغزش گسل و حرکت پروالاستیک با میدان جابجایی بعدلرزه‌ای حاصل از تصاویر راداری محاسبه شده است و نتایج نشان می‌دهد که مدل لغزش گسل، همبستگی بیشتری با میدان جابجایی دارد.



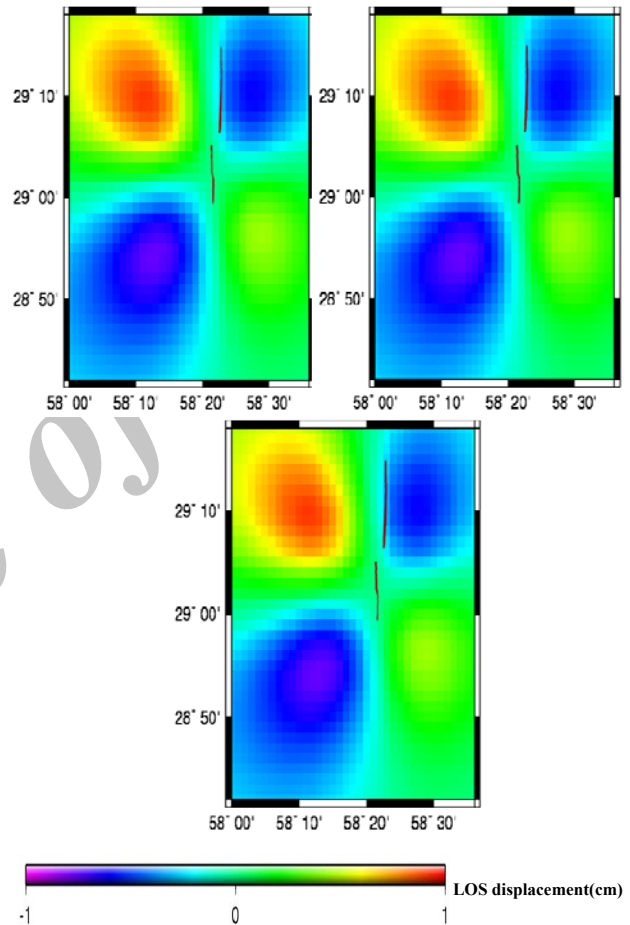
شکل ۱۰. محاسبه همبستگی مدل لغزش گسل با میدان جابجایی حاصل از تصاویر راداری.



شکل ۱۱. محاسبه همبستگی مدل پروالاستیک گسل با میدان جابجایی حاصل از تصاویر راداری

استفاده از مدل ویسکوالاستیک که در جهت خط دید ماهواره تصویر شده، امکان بررسی این مکانیزم در حرکت بعدلرزه‌ای بم وجود دارد. می‌توان جابجایی به دست آمده از این مدل را با میدان جابجایی حاصل از تصاویر راداری مقایسه کرد.

در شکل ۹ میدان جابجایی بعدلرزه‌ای بم برای سه زمان ۲/۵، ۵ و ۷ سال پس از زلزله با استفاده از مدل ویسکوالاستیک نمایش داده شده است.



شکل ۹. شبیه‌سازی جابجایی در جهت خط دید ماهواره با استفاده از مدل ویسکوالاستیک برای سه زمان ۲/۵، ۵ و ۷ سال پس از زلزله.

جابجایی مدل شده در این سه زمان ناچیز است و تغییر چندانی نکرده است. نتایج نشان می‌دهد که مدل ویسکوالاستیک بر تعداد کمی از مشاهدات راداری قابل انطباق است و تأثیر تعادل ویسکوالاستیک در میدان جابجایی بعدلرزه‌ای بم خیلی کوچک است.

## ۶. نتیجه‌گیری

در این مقاله میدان جابجایی بعدلرزه‌ای بم با استفاده از تکنیک پراکنش‌کننده‌های دائمی محاسبه شده است. دلیل انتخاب این روش

- [11] J. Funnig, Gareth & B. Parsons, J. Wright, Tim, "Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery", Science direct, Journal of Geophysical Research, Vol. 110, 2005.
- [12] C. Marone, C. Scholz, & R. Bilham, , "On the mechanics of earthquake afterslip", J. geophys., Vol. 96, pp. 8441-8452, 1991 .
- [13] A. Helmstetter, E. Shaw, Bruce, ".Afterslip and aftershocks in the rate-and-state friction law", Journal of Geophysical Research, Vol. 114, 2009.
- [14] Y. Okada, "Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space", Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 75, pp. 1135-1154, 1985.
- [15] G. Peltzer, P. Rosen, & F. Rogez, , "Postseismic rebound in fault step overs caused by pore fluid flow", Science, Vol. 273, pp. 1202-1204, 1996 .
- [16] H. Sadeghi, , S.M. Fatemi Aghda, , S. Suzuki, , T. Nakamura, , "3D velocity structure of the 2003 Bam earthquake area (SE Iran): Existence of a Low-Poisson's ration layer and its relation to heavy damage" Science direct, Journal of Tectonophysics, Vol 417, pp 269-283, 2003,.
- [17] E. Erten, A. Reigber, & O. Hellwich, "Generation of three-dimensional deformation map at low resolution using a combination of spectral diversity via least aquare approach", Envisat Symposium, Montreux, Switzerland 23-27, (ESA SP-636, July 2007).
- [18] R. Wang, F. Lorenzo-Martin, F. Roth, , "PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic- gravitational dislocation theory", Computers & Geosciences Vol. 32, pp. 527-541, 2006.
- [19] A. Zohoorian, A. Mohajer-Ashjai, , A. Kabiri, , and M. Hosseinian-Ghamsari, "Damage distribution and aftershock sequence of tow destructive earthquake in 1981 in eastern Kerman", J. Earth Space Phys. Vol. 10, No. 1,2, 1984.
- [20] S. Barbot, & Y. Fialko, "A unified continuum representation of post-seismic relaxation mechanisms: semi-analytic models of afterslip, proelastic rebound and viscoelastic flow", Geophysical Journal International, Vol. 182, p. 1124-1140, 2010 .

جابجایی بعدلرزه‌ای بم بسیار سازگار با مکانیزم لغزش گسل است. لغزش گسل تخمین زده شده برای حرکت بعدلرزه‌ای  $۲۰/۴۵ \pm ۰/۳۸$  سانتی متر می باشد و نتایج نشان می دهد که بیشتر جابجایی های بعدلرزه‌ای با لغزش گسل قابل بیان است. همچنین حرکت ارتجاعی پروالاستیک با داده های راداری قابل کشف و مشاهده است و تأثیر تعادل ویسکوالاستیک در میدان جابجایی بعدلرزه‌ای بم کوچک است.

## ۷. مراجع

- [1] G. Peltzer, P. Rosen, & F. Rogez, "Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. Journal of Geophysical Research", Vol. 103, No. B12, pp. 30,131-30,145, 1998.
- [2] S. Barbot, Y. Hamiel, & Y. Fialko, "Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003  $M_W$  7.2 Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology", Journal of Geophysical Research, Vol 113, No.7, 2008 .
- [3] I. Ryder, B. Parsons, T. Wright, & G. Funning, "Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modeling", Geophysical Journal International, Vol. 169, pp. 1009-1027, 2007.
- [4] L. Wang, R. Wang, F. Lorenzo-Martin, F. Roth, "Afterslip and viscoelastic relaxation following the 1999 M 7.4 Izmit earthquake from GPS measurements". Geophysical Journal International, 2009.
- [5] J. Fielding, Eric, R. Lundgren, Paul , R. bürgmann, , & J. Funning Gareth , "Shallow fault-zone dilatancy recovery after the 2003 Bam earthquake in Iran", LETTERS, Vol. 458, 2009 .
- [6] F. F. Pollitz, G. Peltzer, & R. Burgmann, "Mobility of continental mantle: Evidence from postseismic geodetic observation following the 1992 Landers earthquake", Journal of Geophysical Research, Vol. 105, pp. 8035-8054, 2000.
- [7] A. Hooper, "Persistent Scatterer Radar Interferometry for Crustal Deformation Studies and Modeling of Volcanic Deformation", PH.D. thesis, Standford Universit, 2006.
- [8] A. Hooper, & D. Bekaert, "Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation", Tectonophysics, The International Journal of Integrated Solid Earth Ssiences, Vol.514-517, pp.1-13, 2012.
- [9] A. Ferretti, C. Prati, and F. Rocca, "Permanent scatterers in SAR interferometry", IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing, Vol.39, No.1, pp.8 – 20 , 2001.
- [10] J. Jackson, & M. Bouchon, "Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake", Geophysical Journal International, Vol. 166, pp. 1270-1292, 2006.