

بررسی اثر جهت دید ماهواره در شناسایی بهینه پارامترهای گسل مسبب زلزله اسفند ۱۳۸۳ زرنند، مبتنی بر روش تداخل سنجی راداری

محمدصادق پاکدامن^{۱*}، زینب گلشادی^۲، مهدی رضاپور^۳

۱- گروه سنجش از دور و GIS، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران.

۲- موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

۳- موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

پذیرش: ۱۳۹۷/۰۵/۱۵

دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۱۷

چکیده

در تاریخ ۴ اسفند ۱۳۸۳ زمین‌لرزه‌ای با بزرگی $M_w=6.5$ زرنند کرمان را به لرزه درآورد. درک ویژگی و استخراج پارامترهای گسل مسبب این زمین‌لرزه و تعیین و تحدید ارقام، به‌منظور دستیابی به رقم اعتمادبرانگیز از این پارامترها مسئله عددی بسیاری از محققین است. داده‌های ماهواره‌ای راداری به جهت برخورداری از تکنیک برداشت در دو گذر متفاوت (روبه‌بالا و پایین) قادرند اطلاعات متفاوتی از شرایط فیزیکی و هندسی یک گسل ارائه دهند؛ این خود امکان استخراج بهینه پارامتر گسل مسبب زمین‌لرزه را فراهم می‌آورد. بدین‌منظور با استفاده از روش کاتوره‌ای گسل محدود و شبیه‌سازی شتاب‌نگاشت مصنوعی، پارامترهای گسل مسبب در هر مدار به دست آمد و نتایج هر ایستگاه، در هر دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر، با مقادیر مشاهده‌ای مقایسه گردید. نتایج نشان داد کمترین میزان اختلاف بیشینه شتاب ثبت‌شده در هر مدار، به نتایج به‌دست‌آمده از مدل‌سازی پارامترهای ماهواره‌ای مدار پایین‌گذر به میزان ۵/۳۶٪، در مقایسه با مدار بالاگذر به میزان ۷/۵۱٪ تعلق داشت. بدین ترتیب می‌توان گفت دسته پارامترهای گسل محاسبه‌شده برای زلزله مذکور، از داده‌های مدار پایین‌گذر دقت بالاتری نسبت به داده‌های مدار بالاگذر دارند.

واژگان کلیدی: زرنند، InSAR، جنبش نیرومند زمین.

۱- مقدمه

مطالعه گسل‌های فعال به منظور شناخت فیزیک زلزله‌ها و بهبود امکان پیش‌بینی آن‌ها موضوع موردتوجه محققین علوم زمین است. ازطرفی امکان برآورد تغییر شکل سطحی زمین توسط مشاهدات راداری با دقت بالا (شریفی کیا، ۱۳۹۶؛ شریفی کیا، ۱۳۹۱) و ثبت شتاب‌نگاشت^۱‌های مربوط به یک زلزله، مرجع‌های مناسبی برای بررسی پدیده‌های مختلف ژئودینامیکی را فراهم کرده است. جابجایی صفحات گسلی که ممکن است به‌صورت امتدادلغز و یا شیب‌لغز و یا ترکیبی از این‌دو باشد، می‌تواند به سطح زمین برسد و خود را به‌صورت جابجایی در سه جهت نشان دهد. این جابجایی با استفاده از مشاهدات ماهواره‌های راداری و روش تداخل‌سنجی رادار روزه مصنوعی^۲ قابل‌اندازه‌گیری است. ازاین‌روش برای ترسیم تغییرشکل‌های ایجادشده در سطح زمین در اثر زلزله می‌توان استفاده کرد (اکادا^۳، ۱۹۸۵). مدل‌های متفاوتی به‌منظور برآورد تغییر شکل سطح زمین با معلوم‌بودن ویژگی‌های هندسی گسل مسبب زمین‌لرزه و چگونگی و میزان نابرجایی اتفاق‌افتاده بر سطح گسل ارائه شده است (طالبیان^۴ و همکاران، ۲۰۰۶).

به‌منظور استخراج مقادیر مربوط به پارامترهای گسل، با درنظرگرفتن فرضیاتی در مورد رفتار و خصوصیات لیتوسفر منطقه اطراف گسل، می‌توان از میدان جابجایی به‌دست‌آمده از مشاهدات راداری به‌عنوان مسئله مقدار مرزی مدل‌های الاستیک و ویسکوالاستیک بهره جست و با حل معکوس به پارامترهای ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی منطقه دست یافت. جابجایی در سطح زمین ناشی از تغییر شکل صورت گرفته در کانون زلزله است. مدل‌سازی این جابجایی، ما را در جهت شناخت پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه یاری می‌کند. این پارامترها شامل امتداد، شیب، ریک، موقعیت جغرافیایی، طول، عرض، عمق و لغزش در صفحه گسل است که علاوه بر اینکه نوع گسل را برای ما آشکار می‌سازد، ویژگی‌های ساختارهای مؤثر بر زمین‌ساخت منطقه که از دسترس خارج هستند را نیز مشخص می‌کند (نیسن^۵ و همکاران، ۲۰۱۰).

پژوهش حاضر با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری در دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر، دودسته پارامتر برای گسل مسبب زمین‌لرزه زرنده کرمان به‌دست می‌آورد. برای به‌دست‌آوردن بهترین پارامترها برای گسل مسبب زمین‌لرزه، از داده‌های شتاب‌نگاشت استفاده شد.

1- Accelerometer

2- Synthetic Aperture Radar Interferometry

3- Okada

4- Talebian

5- Nissen



یکی از روش‌های مطالعه زمین‌لرزه‌ها با استفاده از شتاب‌نگاشت‌ها، شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین^۱ می‌باشد. بزرگی زمین‌لرزه، طول و عرض گسل، راستا و شیب گسل، ابعاد المان، سرعت امواج برشی، سرعت گسیختگی و نقطه شروع گسیختگی، پارامترهایی هستند که برای شبیه‌سازی مورد نیاز می‌باشند. در این پژوهش، دودسته پارامتر گسل مسبب زمین‌لرزه ۴ اسفند ۱۳۸۳ زرنده استان کرمان با بزرگی $M_w=6/5$ که با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری در دور مدار بالاگذر^۲ و پایین‌گذر^۳ ماهواره به‌دست آمده، به‌عنوان ورودی برنامه شبیه‌سازی مورد استفاده قرار گرفت و نتایج شبیه‌سازی با شتاب‌نگاشت‌های ثبت‌شده توسط ۲۸ ایستگاه شتاب‌نگاری سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن به روش کاتوره‌ای گسل محدود^۴ مورد بررسی و مقایسه قرار گرفت. اساس روش کاتوره‌ای بر این اصل استوار است که می‌توان مدل‌های ارائه شده برای طیف دامنه حرکات زمین را با توجه به تصادفی بودن حرکات با فرکانس بالا ترکیب نمود. مدل گسل محدود یک ابزار مهم برای پیش‌بینی حرکات زمین در نزدیکی مرکز زمین‌لرزه‌های مهم به‌شمار می‌رود. در روش گسل محدود، شبیه‌سازی حرکات تعدادی زمین‌لرزه کوچک ناشی از ریزگسل‌ها که تشکیل‌دهنده یک گسل می‌باشند، به‌عنوان روشی برای پیش‌بینی حرکات در میدان نزدیک مطرح گردیده است. در این تحقیق پس از دستیابی به دودسته پارامتر (مدارهای بالاگذر و پایین‌گذر ماهواره) برای گسل مسبب زمین‌لرزه زرنده استان کرمان، با استفاده از روش گسل محدود، شتاب‌نگاشت‌های مربوط به دودسته پارامتر شبیه‌سازی شدند و در نهایت با شتاب‌نگاشت‌های ثبت‌شده در ایستگاه‌های سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن مقایسه و بهترین دسته پارامتر برای گسل مسبب زمین‌لرزه زرنده ارائه شدند. در نهایت اهداف این پژوهش به‌صورت زیر قابل بیان است:

- به‌دست آوردن دودسته پارامتر برای گسل مسبب زمین‌لرزه زرنده ۱۳۸۳ استان کرمان با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری در دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر؛
- استفاده از نتایج تداخل‌سنجی راداری به‌عنوان داده‌های ورودی برای مدل‌سازی مستقیم داده‌های شتاب‌نگاشت مصنوعی؛
- مقایسه نتایج مدل‌سازی شتاب‌نگاشت‌های ثبت‌شده در ایستگاه‌های شتاب‌نگاری و مقایسه آن با داده‌های مشاهده‌ای؛
- بررسی اثر دید ماهواره در شناسایی پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه زرنده استان کرمان.

1- Strong Ground Motion Simulation

2- Ascending

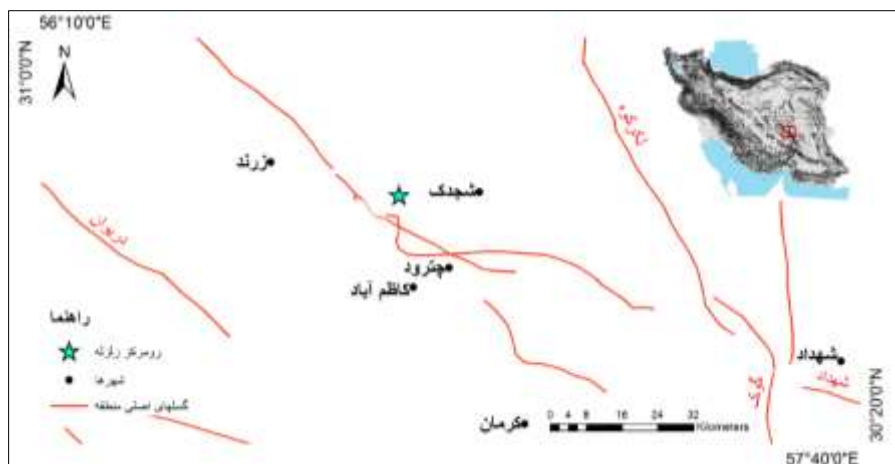
3- Descending

4- Stochastic Finite Fault

۲- روش تحقیق

شهرستان زرنند در استان کرمان، یکی از مناطق زلزله‌خیز محسوب می‌شود که متأثر از ده‌ها گسل مختلف است که از گسل کوهبنان آغاز و این گسل‌ها به سمت کرمان و شهرستان‌های جنوبی کشیده می‌شود.

در ساعت ۰۵:۵۵:۲۳، سه‌شنبه ۴ اسفند ۱۳۸۳ (۲۲ فوریه ۲۰۰۵، ساعت ۰۲:۲۵:۲۳) زمین‌لرزه‌ای با بزرگی $M_w=6/5$ منطقه زرنند کرمان را به لرزه درآورد. مرکز این زمین‌لرزه در مختصات $30^{\circ}17'54''$ شمالی و $56^{\circ}16'48''$ شرقی ثبت گردیده است. این زمین‌لرزه در ۲۸ ایستگاه شتاب‌نگار به ثبت رسید. رومرکز زمین‌لرزه در شرق شهرستان زرنند و در غرب روستای هجدک قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه منطقه موردبررسی به همراه گسل‌های اصلی در منطقه و محل مرکز زلزله

این منطقه دارای زلزله‌های تاریخی فراوانی در ۱۰۰۰ سال گذشته بوده است (امبرسیز و ملویل^۱، ۲۰۰۵). براساس داده‌های GPS در این منطقه صفحه عربستان به سمت اوراسیا با نرخ 2 ± 2 میلی‌متر در سال در مسیر $N13^{\circ}E$ همگراست (ورنانت^۲ و همکاران، ۲۰۰۴). با توجه به این جابجایی، تغییر شکل و لرزه‌خیزی در مرزهای بلوک‌های ایران مرکزی و لوت متمرکز شده است (واکر^۳ و همکاران، ۲۰۰۳). تغییرات مشاهده‌شده در مطالعات میدانی مربوط به این زمین‌لرزه، پیچیدگی فراوانی را در انتشار گسیختگی گسل نشان می‌دهد (جعفری و موسوی^۴،

1- Ambraseys & Melville

2- Vernant

3- Walker

4- Jafari & Moosavi



۲۰۰۸). زارع^۱ (۲۰۰۵) فعال شدن این گسل را مربوط به فعالیت دوباره گسل داهویه نسبت می‌دهد که در نهایت به گسل کوه بنان می‌رسد. طالبیان و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از امواج حجمی لرزه‌ای، تداخل‌سنجی رادار و بررسی‌های میدانی منبع این زمین‌لرزه را مورد بررسی قرار دادند. طبق این تحقیقات این گسل، گسلی معکوس با امتداد شرقی غربی است که به سمت شمال شیبی به اندازه ۶۰ درجه دارد و در عمق ۱۰ کیلومتری قرار دارد.

براساس تحقیقات صورت گرفته توسط نیسن و همکاران (۲۰۱۴) عمق مرکز گسیختگی این گسل حدود ۲ کیلومتر از عمق به دست آمده از تداخل‌سنجی رادار (طالبیان و همکاران، ۲۰۰۴) کمتر است. نیکنام^۲ و همکاران (۲۰۰۷) پارامترهای منبع این زلزله اعم از جهت صفحه گسل، هندسه، نقطه گسیختگی، افت تنش و میانگین لغزش را با استفاده از تابع تجربی گرین (ایریکورا، ۱۹۸۶) به دست آوردند. در این پژوهش از داده‌های جنبش نیرومند زمین (BHRC) استفاده شد. براساس تخمین پراکندگی عمق ریزلرزه‌ها، با توجه به شبکه‌های لرزه‌ای محلی، ضخامت زون لرزه‌خیز در این منطقه حداکثر ۲۰ کیلومتر تخمین زده شد (نعمتی و قیطانچی^۳، ۲۰۱۱). نعمتی^۴ و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از توزیع پس‌لرزه‌های این منطقه، عمق ۱۶/۵ کیلومتر را برای گسل مسبب این زمین‌لرزه به دست آورند. روح‌اللهی^۵ و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از معکوس‌سازی شکل موج جنبش نیرومند زمین در میدان نزدیک تاریخچه گسلش و توزیع لغزش را به دست آوردند.

زعفرانی^۶ و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از روش کاتوره‌ای گسل محدود (برسنو و آتکینسون^۷، ۱۹۹۷)، جنبش نیرومند زمین را پس از این زلزله شبیه‌سازی کرد و پارامترهای گسل مسبب این زمین‌لرزه را به دست آوردند. ماهانی^۸ و همکاران (۲۰۰۷) سعی کردند که جنبش نیرومند زمین را شبیه‌سازی کنند و پس از آن پارامترهای مربوط به گسل را به دست آورند. آن‌ها نتیجه گرفتند که شکست گسل از غرب به شرق و با شیب ۶۰ درجه به سمت شمال است و درواقع گسلی معکوس با مؤلفه امتداد لغز است.

1- Zare

2- Nicknam

3- Nemati & Gheitanchi

4- Nemati

5- Rouhollahi

6- Zafarani

7- Beresnev & Atkinson

8- Mahan

۱-۲- حل مسئله معکوس با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری به منظور مدل‌سازی گسل مسبب زمین‌لرزه

۱-۱-۲- داده‌ها و مشاهدات تداخل‌سنجی راداری ناشی از رویداد ۱۳۸۳/۱۲/۴ زرنند

پوشش وسیع و قدرت تفکیک مکانی مناسب تصاویر راداری و دقت قابل قبول، روش تداخل‌سنجی راداری را به عنوان ابزار نیرومندی برای مطالعه پدیده‌های مختلف ژئودینامیکی همچون زمین‌لرزه، فرونشست، زمین‌لغزش و غیره مطرح کرده است؛ اما به هر صورت این روش محدودیت‌هایی مانند حساسیت بالا به عدم همبستگی فاز تصاویر، بازیابی فازها^۱ و اندازه‌گیری در جهت خط دید ماهواره را دارد. از طرفی، به این دلیل که این روش قادر به اندازه‌گیری حداکثر جابه‌جایی نسبی بین دو نقطه متناظر، به اندازه نصف طول موج حاصله برای یک فرینج است، ممکن است بعضی فرینج‌ها در مکانی که گرادیان جابه‌جایی بیش از نصف یک طول موج است، از دست برود (ماسونت و فیگل^۲، ۱۹۹۸). در این تحقیق از میدان جابه‌جایی به دست آمده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری در راستای خط دید ماهواره به صورت ۲ تصویر بالاگذر و دو تصویر پایین‌گذر استفاده می‌شود (جدول ۱). در شکل ۲ محدوده برداشت^۳ تصاویر مورد استفاده برای تعیین جابه‌جایی آورده شده است.

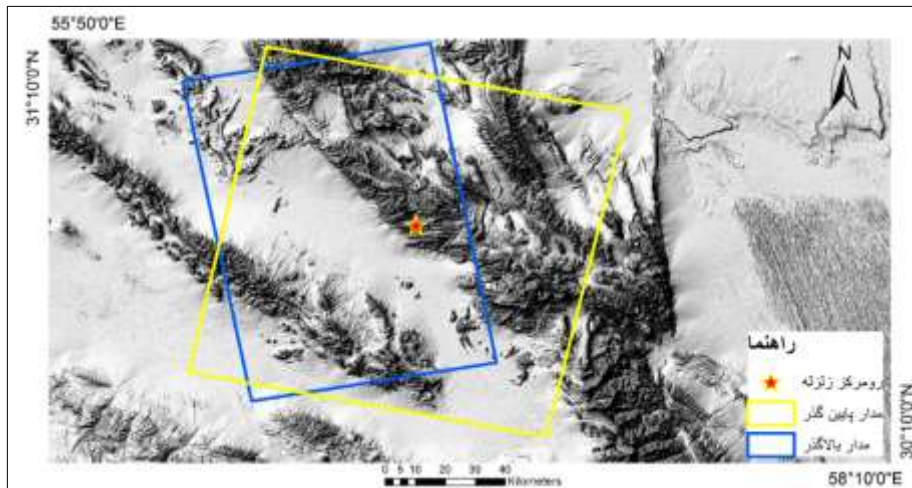
جدول ۱: مشخصات تصاویر مورد استفاده برای به دست آوردن جابه‌جایی بالاگذر و پایین‌گذر

نام ماهواره	سنجنده	طول موج راداری	مدار تصویربرداری ماهواره	تاریخ تصویربرداری
ENVISAT	ASAR	C	ASC	۱۳۸۳/۱۱/۱۸
ENVISAT	ASAR	C	ASC	۱۳۸۳/۱۲/۲۳
ENVISAT	ASAR	C	DSC	۱۳۸۳/۱۱/۱۷
ENVISAT	ASAR	C	DSC	۱۳۸۴/۰۱/۰۴

1- Phase Unwrapping

2- Massonnet & Feigl

3- Footprint



شکل ۲: محدوده اثر تصاویر مورد استفاده مدارهای بالاگذر و پایین گذر در منطقه مورد بررسی و محل مرکز زلزله

۳- مبانی نظری تداخل سنجی SAR

یک تصویر SAR ماتریسی متشکل از اعداد مختلط می باشد. مقادیر فاز ثبت شده در این تصاویر با فاصله سنجنده تا هدف، توپوگرافی سطح زمین، شرایط اتمسفری، پارامترهای مداری ماهواره، جابجایی سطح زمین، پوشش سطح زمین و نویز ناشی از سنجنده ارتباط تنگاتنگی دارد. مقدار فاز (Φ) ثبت شده در یک پیکسل (P) تصویر راداری را می توان به چهار مؤلفه جزئی تقسیم بندی نمود (فرتی^۱، ۲۰۱۴):

$$\phi(P) = \varphi + \frac{4\pi}{\lambda}r + a + v \quad [1]$$

φ : مقدار فازی که به موقعیت و ماهیت هر پراکنش کننده^۲ وابسته است که اغلب به فاز انعکاسی^۳ مشهور است.

$4\pi r/\lambda$: شامل مهم ترین مقدار فاز در تحلیل تداخل سنجی است، که به فاصله سنجنده تا هدف (r) و طول موج (λ) وابسته می باشد.

a : مقدار نویز فاز در اثر اغتشاشات اتمسفری (یونوسفر و تروپوسفر) می باشد که بیشتر توسط عواملی مانند بخار آب و بارندگی تحت تأثیر قرار می گیرد. a به دلیل اثر ناچیز، معمولاً در تحلیل های «تداخل سنجی مرسوم»^۱ نادیده گرفته می شود.

1- Ferretti

2- Scatterers

3- Reflectivity Phase

U: مقدار نویز فاز از دیگر منابع احتمالی می‌باشد. از مهم‌ترین عوامل ایجاد U نویز حرارتی حاصل از سیستم‌های سیگنال برداری راداری و متعاقباً نسبت سیگنال به نویز^۲ می‌باشد. به‌طور کلی می‌توان گفت هرگاه اکوی 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 به‌صورت پیکسل به پیکسل محاسبه کنیم که اختلاف فاز اینترفرومتریک نامیده می‌شود (فرتی^۳، ۲۰۱۴):

$$\Delta\Phi(P) = \Delta\varphi + \frac{4\pi}{\lambda} \Delta r + \Delta a + \Delta u \quad [2]$$

با محاسبه اختلاف فاز در هر دو تصویر امکان تولید تداخل‌نما برای ما ایجاد می‌گردد. به عبارت دقیق‌تر یک تداخل‌نما یا تداخل‌نگار از ضرب مختلط مقادیر فاز تصویر اول (معروف به تصویر پایه Master) در تصویر دوم (معروف به تصویر پیرو Slave) محاسبه می‌گردد:

$$I = Z_M Z_S^* = A_M A_S e^{j(\Phi_M - \Phi_S)} \quad [3]$$

۳-۱- سناریوی مدل‌سازی فاز تداخل‌سنجی برای محاسبه جابجایی سطح زمین

در سناریوی پیش رو که هدف محاسبه جابجایی سطح زمین می‌باشد، استفاده از تصاویر چندزمانه راداری که در گذرهای مختلف ماهواره به‌دست آمده است، بسیار متداول می‌باشد. این نوع از تحلیل، تداخل‌سنجی با گذرهای تکرارشونده^۴ نامیده می‌شود.

اگر فرض کنیم که موقعیت «خط مبنای مکانی»^۵ سنجنده در دو زمان تصویربرداری برای تصاویر پایه و پیرو از یک منطقه ثابت صفر باشد ($B=0$)، ما می‌توانیم تغییرات فاز برای همه پیکسل‌های برداشت‌شده را اندازه‌گیری کنیم (شکل ۳). اما باید توجه داشت مقدار فاز موجود در تداخل‌نگار ($\Delta\Phi_{int}$) علاوه بر فاز جابجایی سطح زمین ($\Delta\Phi_{def}$)، شامل اختلاف فاز توپوگرافی ($\Delta\Phi_{topo}$)، اختلاف فاز در اثر شرایط اتمسفری ($\Delta\Phi_{atm}$) و اختلاف فاز بر اثر نویزهای باقیمانده ($\Delta\Phi_{noise}$) می‌باشد:

1- Conventional Interferometry

2- SNR

3- Ferretti

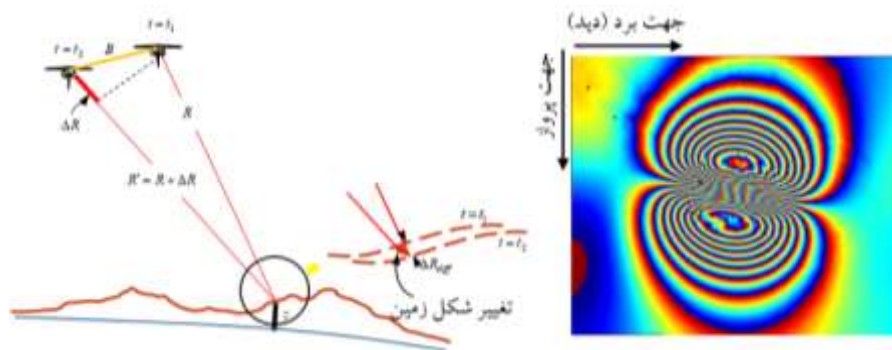
4 Repeat Pass Interferometry

5- Normal Spatial Baseline



$$\Delta\Phi_{int} = \Delta\Phi_{def} + \Delta\Phi_{topo} + \Delta\Phi_{atm} + \Delta\Phi_{noise} \quad [4]$$

در اینجا چون هدف بازیابی اختلاف فاز جابجایی زمین ($\Delta\Phi_{def}$) می باشد می بایست سایر عوامل را به نحوی اصلاح و یا حذف نمود تا در انتها صرفاً اختلاف فاز جابجایی زمین محاسبه گردد. بدین منظور برای اصلاح فاز توپوگرافی ($\Delta\Phi_{topo}$) سطح زمین از یک مدل ارتفاعی رقومی دقیق استفاده می گردد. در مورد اختلاف فاز در اثر شرایط اتمسفری ($\Delta\Phi_{atm}$) می بایست این نکته را مدنظر قرارداد که در صورت امکان باید از محصولات بخار آب سایر سنجنده ها که حتی الامکان در زمان تصویربرداری SAR در دو تصویر پایه و پیرو وجود دارند، استفاده کرد و اقدام به محاسبه فاز اتمسفری^۱ نمود (فرتی، ۲۰۱۴). اما در عمل دستیابی به محصولات بخار آب همزمان با تصاویر SAR بسیار مشکل می باشد. برای حل این مشکل می بایست با در نظر گرفتن طول موج راداری مورد استفاده، تصاویر پایه و پیرو را در زمان هایی سفارش داد که از وضعیت فصلی مشابه و شرایط اتمسفری (ابری و بارانی بودن) مناسبی برخوردار باشند. در تحقیق پیش رو به دلیل خشک و کویری بودن منطقه، پایین بودن پوشش گیاهی و رطوبت خاک و همچنین انتخاب تصاویر فاقد ابر، به طور کلی می توان انتظار همدوسی بالا بین فازها را داشت و ز اختلاف فاز ایجاد شده در اثر اتمسفر چشم پوشی کرد. اختلاف فاز در اثر سایر نویزهای باقیمانده معمولاً با اطلاعات مداری جانبی و یا فیلترگذاری های محدود و مشخص قابل اصلاح می باشند. پس از حذف اختلاف فازهای مذکور می توان اختلاف فاز باقیمانده را به جابجایی سطح زمین در اینترفروگرام نسبت داد.



شکل ۳: تداخل نما از فاز اینترفرومتریک، اگر خط مبنای مکانی صفر باشد ($B=0$) و سطح زمین دچار تغییر شکل شده باشد، تداخل نما مقادیر فاز غیر صفر را در ناحیه دچار تغییر شکل با سیکلی از تغییر رنگ ها^۲ نشان می دهد.

- 1- Atmospheric Phase Screen
- 2- Fringe

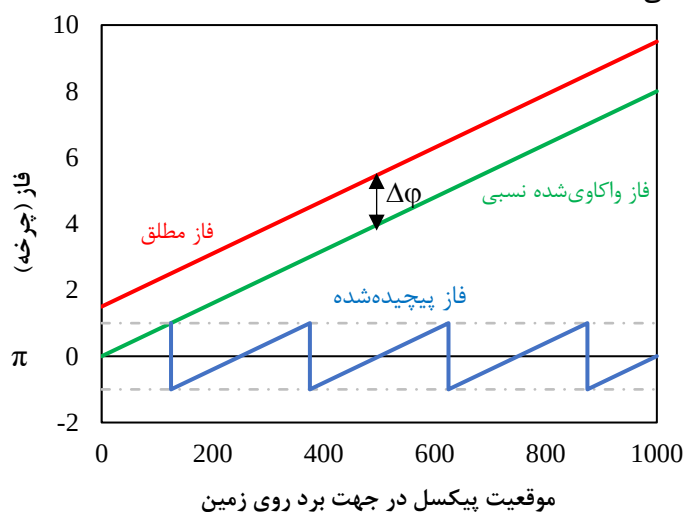
هر سیکل تغییرات رنگی در اینترفروگرام معادل جابجایی در سطح زمین به میزان نصف طول موج ($\lambda/2$) در راستای دید سنجنده^۱ می‌باشد (ماسونت و فیگل، ۱۹۹۸). محدوده‌ای که دچار تغییر شکل شده از لحاظ مکانی با یک الگوی مشخصی از فرینج‌ها که شبیه خطوط منحنی میزان می‌باشند، مشخص می‌شود (ماسونت و فیگل، ۱۹۹۸).

فازهای محاسبه‌شده در اینترفروگرام برای هر پیکسل فازهایی Wrapped هستند که مقادیر آن بین $-\pi$ و $+\pi$ محصور شده‌اند. اما همان‌طور که می‌دانیم بالطبع پیکسل‌هایی هستند که میزان اختلاف فاز جابجایی در آن‌ها بیش از 2π می‌باشد. بنابراین ما نیاز داریم تعداد چرخه‌های فازهای محصور را شمرده و آن‌ها را از حالت Wrapped به Unwrapped تبدیل کنیم که در ادامه این عملیات منجر به تغییر بازه فازها از $-\pi$ و $+\pi$ به $n\pi$ می‌شود (شکل ۴). این عملیات واکاوی یا بازیابی فازها نامیده می‌شود.

پس از عملیات واکاوی فازها در هر تداخل‌نگار، حال می‌توان فازهای موجود را به میزان جابجایی سطح زمین در جهت دید سنجنده تبدیل نمود:

$$D = \frac{\phi_{uw} * \lambda}{-4\pi} \quad [5]$$

ϕ_{uw} فاز واکاوی شده و λ طول موج سنجنده راداری می‌باشد. مقادیر منفی حاصله برای D در معادله ۵ نشان‌دهنده دور شدن سطح زمین از سنجنده و مقادیر مثبت به معنای نزدیک شدن به ماهواره می‌باشد.



شکل ۴: مفهوم عملیات واکاوی فازها

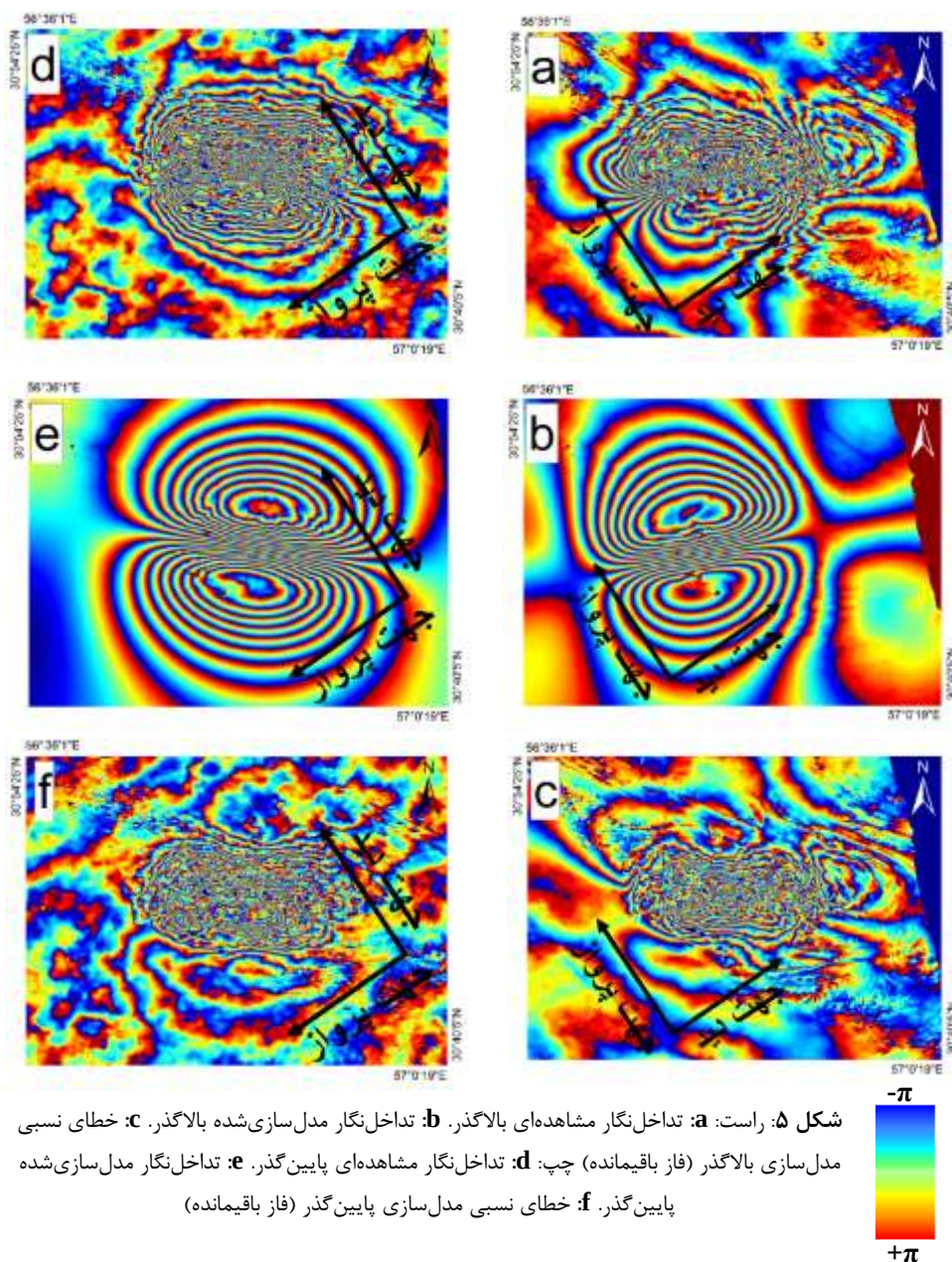


۳-۲- مدل سازی ویژگی های زمین ساخت زمین لرزه زرنند بر مبنای مشاهدات راداری

از آنجاکه تغییر شکل هم لرز زمین لرزه، تغییر شکلی الاستیک به شمار می آید، در این مدل سازی از مدل تحلیلی Okada استفاده شد (اکادا، ۱۹۸۵). در مدل استاندارد اکادا فرض می شود که سطح زمین مسطح و متناظر با صفحه محدود شده نیم فضای الاستیک است. این مدل، جابه جایی سطحی ناشی از یک نابرجایی که توسط بردار لغزش روی سطح گسلی مستطیلی، مشخص می شود را محاسبه می کند. این گسل مستطیلی نیز توسط پارامترهای طول و عرض و ژرفای گسل، شیب و آزیموت آن و مختصات مرکز گسل مشخص می شود. در این مدل سازی از الگوریتم مارکوارت استفاده شده است (مارکوارت^۱، ۱۹۶۳). جدول ۲ مشخصات تداخل نگارهای تشکیل شده از داده های جدول ۱ در دو مدار بالاگذر و پایین گذر را نشان می دهد. همچنین شکل ۵ تداخل نگار بالاگذر و پایین گذر و تداخل نگارهای حاصل از مدل سازی و بردار باقی مانده آن ها را نشان می دهد که بیانگر برازش مناسب میدان جابه جایی به دست آمده از الگوریتم مارکوارت با مشاهدات تداخل سنجی راداری است.

جدول ۲: مشخصات تداخل نگارهای تولیدی

مدار	تاریخ تصویر پایه	تاریخ تصویر پیرو	خط مبنای مکانی (متر)	فاصله زمانی (روز)	میانگین هم دوسی فازها
۱ بالاگذر	۱۳۸۳/۱۱/۱۸	۱۳۸۳/۱۲/۲۳	۳۱۳	۳۵	۰/۶۱
۲ پایین گذر	۱۳۸۳/۱۱/۱۷	۱۳۸۴/۰۱/۰۴	۷۷	۳۵	۰/۶۴



شکل ۵: راست: **a**: تداخل نگار مشاهده‌ای بالاگذر. **b**: تداخل نگار مدل‌سازی شده بالاگذر. **c**: خطای نسبی مدل‌سازی بالاگذر (فاز باقیمانده) چپ: **d**: تداخل نگار مشاهده‌ای پایین‌گذر. **e**: تداخل نگار مدل‌سازی شده پایین‌گذر. **f**: خطای نسبی مدل‌سازی پایین‌گذر (فاز باقیمانده)

پس از محاسبه جابجایی سطح از مشاهدات راداری ماهواره‌ای در دو مدار مختلف و مدل‌سازی معکوس مارکورات، پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه زرنده استان کرمان مطابق جدول ۳ گزارش شدند. همان‌گونه که مشخص است تفاوت عمده پارامترهای استخراج‌شده



محمدصادق پاکدامن و همکاران ----- بررسی اثر جهت دید ماهواره در شناسایی بهینه پارامترهای گسل ...

برای گسل مسبب در دو مدار مختلف مربوط به زاویه ریک^۱ گسل‌ها می‌باشد. از این رو برای بررسی صحت پارامترهای به دست آمده از مدار ماهواره نیاز به مقایسه نتایج با مقادیر ثبت شده در ایستگاه‌های شتاب‌نگاشت بوده که در بخش بعدی به تفصیل بحث خواهد شد.

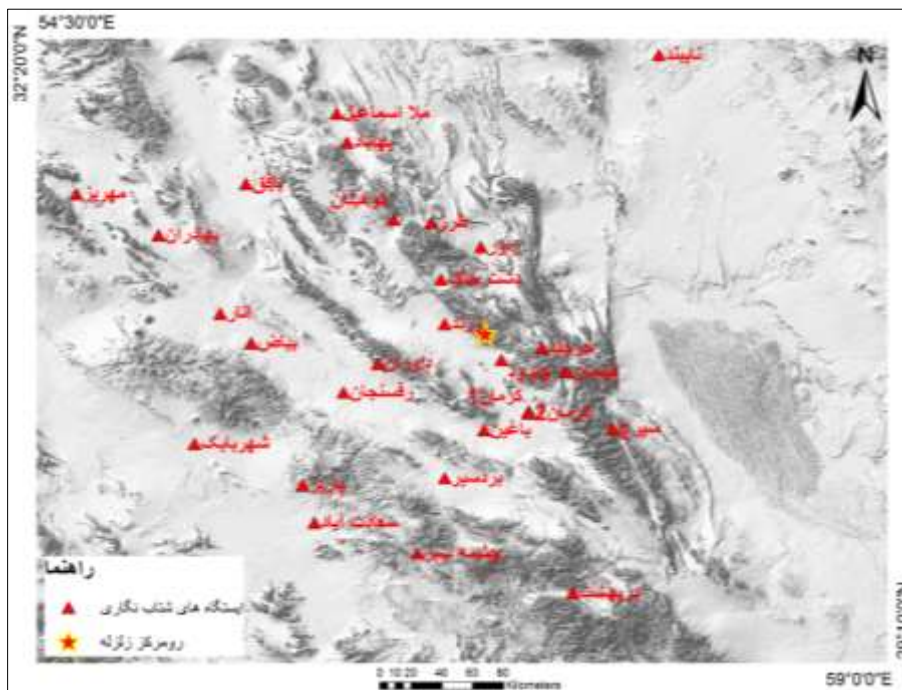
به طور کلی در روش تداخل سنجی راداری جهت اندازه‌گیری جابجایی سطح زمین، هرگاه راستای جابجایی سطح زمین عمود بر جهت پرواز (موازی با جهت دید) ماهواره باشد، این روش توانایی ناچیزی در ثبت جابجایی‌های سطح زمین دارد. در حالی که راستای جابجایی موازی با جهت پرواز (عمود بر جهت دید) ماهواره، ایده‌آل‌ترین حالت ممکن برای اندازه‌گیری جابجایی‌های سطحی می‌باشد. با توجه به نتایج ارائه شده در شکل-۵، زاویه راستای جابجایی به دست آمده (خط شکست گسل) در شکل e (مربوط به مدار پایین‌گذر) نسبت به جهت پرواز، مقدار بسیار کمتری نسبت به زاویه راستای جابجایی به دست آمده (خط شکست گسل) در شکل b (مربوط به مدار بالاگذر) نسبت به جهت پرواز در همان مدار دارد. با توجه به استدلال بیان شده می‌توان انتظار نتایج حاصل از داده‌های مدار پایین‌گذر نتایج دقیق‌تری ارائه دهد.

جدول ۳: پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه ۴ اسفند ۱۳۸۳ زرنند با استفاده از جابجایی‌های بالاگذر و پایین‌گذر

لغزش (متر)	ریک (درجه)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	شیب (درجه)	امتداد (درجه)	عمق (km)	طول (km)	عرض (km)	پارامتر
۳/۷	۱۳۴	۳۴۰۶۴۳۷	۴۷۸۰۸۶/۳	۸۶	۲۵۶	۵	۱۴	۶/۵	بالاگذر
۲/۹	۵۵	۳۴۰۶۴۳۷	۴۸۳۳۳۳/۴	۹۰	۲۷۹	۵	۱۵	۶/۵	پایین‌گذر

۳-۳- مدل‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود

همان‌گونه که ذکر گردید، برای تعیین قطعیت پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه زرنند که به روش تداخل سنجی و مدل‌سازی آن به دست آمد و تعیین بهترین دسته پارامتر به شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین و مقایسه آن با ایستگاه‌هایی که این زلزله را ثبت کرده‌اند می‌پردازیم. این زلزله توسط ۲۸ ایستگاه شتاب‌نگاری سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن ثبت شد و برای پردازش و مقایسه نتایج شبیه‌سازی مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۶).



شکل ۶: ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری که زلزله زرد ۱۳۸۳ را ثبت کرده‌اند به همراه موقعیت و مرکز زلزله

جنبش‌های فرکانس بالای زمین به صورت کاتوره‌ای رفتار می‌کنند. روش‌های کاتوره‌ای به صورت گسترده‌ای در پیش‌بینی جنبش‌های زمین استفاده شده‌اند. روش‌های کاتوره‌ای بر دو نوع‌اند: یک نوع از چشمه لرزه‌ای نقطه‌ای و نوع دیگر از چشمه لرزه‌ای گسل محدود استفاده می‌کند. نوع چشمه نقطه‌ای از مدل چشمه W^2 با یک فرکانس گوشه (f_c) و یک افت تنش ثابت $\Delta\theta$ استفاده می‌کند.

مدل گسل محدود ابزاری مهم برای پیش‌بینی حرکات زمین در نزدیکی مرکز زمین‌لرزه‌های مهم به شمار می‌رود. برای شبیه‌سازی با استفاده از گسل محدود از روش تأخیر زمانی و جمع شتاب‌نگاشت‌های مربوط به یک شبکه دوبعدی از المان‌ها استفاده می‌شود. در این مدل که بعداً توسط ایریکورا^۱ (۱۹۹۲) مورد استفاده عملی قرار گرفت، برای توصیف فرآیند لغزش گسل از مدل چشمه سینماتیکی استفاده می‌شود. مدل چشمه سینماتیکی شامل هندسه شکست گسل (مساحت شکست‌خورده، راستای گسل و شیب گسل)، نقطه شروع شکست و سرعت شکست می‌باشد. در این روش یک صفحه مستطیلی برای گسل در نظر گرفته می‌شود و صفحه گسل نیز به المان‌های مستطیلی تقسیم می‌شود و فرض می‌شود که شکست که از مرکز یکی از

1- Irikura



محمدصادق پاکدامن و همکاران ----- بررسی اثر جهت دید ماهواره در شناسایی بهینه پارامترهای گسل ...

المان‌ها شروع شده و به صورت شعاعی انتشار می‌یابد. سرعت انتشار شکست معمولاً ۸۰ درصد سرعت موج برشی در نظر گرفته می‌شود. وقتی که شکستگی به مرکز هر خرد گسل می‌رسد، به صورت چشمه‌ای کوچک مستقل لرزه‌ای عمل کرده و شروع به تشعشع انرژی لرزه‌ای می‌کند. تاریخچه زمانی شتاب با در نظر گرفتن روابط زمانی تجربی وابسته به فاصله، میرایی هندسی و مدل‌های میرایی Q به نقطه مشاهده انتشار می‌یابد.

بزرگی، طول و عرض گسل، راستا و شیب گسل، ابعاد المان، سرعت امواج برشی، سرعت گسیختگی و نقطه شروع گسیختگی، پارامترهای مورد نیاز برای شبیه‌سازی اند. نگاشت ثبت‌شده، حاصل از هم‌آمیخت تابع چشمه، تابع انتشار و اثر ساخت‌گاه است که در حوزه بسامد به صورت معادله ۶ نمایش داده می‌شود:

$$A_s(f, r) = S(f) \cdot D_{geo}(r) \cdot D_{An}(f, r) \cdot P(f) \cdot Z(f) \quad [6]$$

که $S(f)$ تابع چشمه، $D_{geo}(r)$ ضریب کاهیدگی هندسی، $D_{An}(f, r)$ ضریب کاهیدگی مسیر، $P(f)$ ضریب پوسته بالایی و $Z(f)$ اثر ساخت‌گاه است. معتضدیان و آتکینسون^۱ (۲۰۰۵) روشی را برای شبیه‌سازی نگاشت‌های نزدیک گسل به صورت برنامه^۲ EXSIM عرضه کردند. در این روش از مدل‌سازی کاتوره‌ای گسل محدود بر اساس بسامد گوشه دینامیکی استفاده شده است. در این روش جنبش‌های نیرومند زمین در هر ریزگسل با استفاده از روش کاتوره‌ای چشمه نقطه‌ای محاسبه و سپس در نقطه مورد نظر (در این تحقیق محل ایستگاه‌های شتاب‌نگاری) با یک تأخیر زمانی مناسب، برای به دست آوردن جنبش زمین در کل گسل، جمع می‌شوند:

$$a(t) = \sum_{j=1}^{nw} \sum_{i=1}^{nl} a_{ij}(t + \Delta t_{ij}) \quad [7]$$

که nw و nl تعداد ریزگسل‌ها در امتداد طول و پهنا ی گسل اصلی است و Δt_{ij} تأخیر زمانی مربوط به امواج منتشرشده از j امین ریزگسل به نقطه مورد نظر است. $a_{ij}(t)$ نیز مقدار محاسبه‌شده به روش کاتوره‌ای نقطه‌ای است.

۳-۴- پارامترهای مورد نیاز برای شبیه‌سازی

در این پژوهش، با توجه به نبود مدل پوسته مناسب برای زرد از مدل بم استفاده شد و سرعت موج برشی در ناحیه زرد را می‌توان به طور میانگین حدود ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفت. نگاشت‌های جنبش نیرومند زمین اغلب دارای مشکل انحراف از خط مبنا (خط صفر) هستند.

1- Motazedian & Atkinson

2- EXtended fault SIMulation

در این تحقیق، شتاب‌نگاشت‌های زمین‌لرزه ۴ اسفند ۱۳۸۳ زرنده با استفاده از نرم‌افزار seismosignal تصحیح خط مبنا شده‌اند. بیشتر نگاشت‌ها با برازش چندجمله‌ای درجه یک، بهتر تصحیح می‌شوند. البته چون هم‌زمان فیلتر باتروورث ۰/۱ تا ۲۵ هرتز نیز اعمال می‌شود، در بیشتر موارد حذف بسامدهای کم، کار تصحیح خط مبنا را عملی می‌کند. پارامتر آفت طیفی و رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی ازجمله پارامترهای ورودی به‌منظور شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود هستند. این پارامترها با توجه به نزدیکی منطقه زرنده به منطقه ریگان از کار صفرشاهی^۱ و همکاران (۲۰۱۳) استخراج شد. پارامترهای موردنیاز دیگر برای شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین و تهیه شتاب‌نگاشت‌ها، از نتایج مدل‌سازی تداخل‌سنجی SAR (جدول ۳) به دست آمد. ایستگاه زرنده با توجه به نزدیک بودن به کانون زلزله بیشترین مقادیر را ثبت نموده، از طرفی به دلیل نزدیک‌تر بودن این ایستگاه می‌توان انتظار داشت که مقادیر دقیق‌تری را نسبت به سایر ایستگاه‌ها ثبت نماید. نتایج شتاب‌نگاشت مشاهده‌ای در ایستگاه زرنده به همراه نتایج شتاب‌نگاشت شبیه‌سازی‌شده در شکل ۷ آورده شده است که نشان‌دهنده دقت بالای مقادیر شبیه‌سازی‌شده‌ی از مشاهدات ماهواره‌ای و مدل‌سازی با مقادیر ثبت‌شده واقعی در ایستگاه زرنده می‌باشد.

۴- تفسیر و بررسی نتایج

پس از تهیه شتاب‌نگاشت‌های مصنوعی و شبیه‌سازی شتاب‌نگاشت در ۲۸ مکان ایستگاه شبکه شتاب‌نگاری به بررسی شباهت بیشینه شتاب ثبت‌شده در هر ایستگاه با مقدار مشاهده‌شده در زمان وقوع زلزله می‌پردازیم (بولتون^۲ و همکاران، ۱۹۷۶). این مقادیر به همراه درصد اختلاف از مقادیر مشاهده‌ای واقعی در جدول ۴ آورده شده است.

1- Safarshahi

2- Bolton



شکل ۷: مقایسه نتایج شتاب‌نگاشت مشاهده‌ای (قرمز) و شبیه‌سازی شده (سبز) براساس مشاهدات راداری پایین‌گذر در ایستگاه زرنند

براساس نتایج به دست آمده در جدول ۴، بیشترین مقدار شتاب مشاهده‌ای ثبت شده برای نزدیک‌ترین ایستگاه یعنی زرنند به میزان $3.09 \text{ (m/s}^2\text{)}$ و کمترین آن برای ایستگاه دربهشت به میزان $3 \text{ (m/s}^2\text{)}$ می‌باشد. بدون در نظر گرفتن شرایط الاستیکی زمین می‌توان گفت که با دور شدن از مرکز زمین لرزه، میزان شتاب ثبت شده در هر ایستگاه کاهش می‌یابد؛ اما در واقعیت بعضاً مشاهده می‌گردد که لزوماً فاصله کمتر متضمن ثبت مقادیر بالاتر شتاب نیست. به عنوان مثال در ایستگاه‌های حرجند و دشت خاک با در نظر گرفتن فاصله کمتر نسبت به مرکز زمین لرزه، در مقایسه با ایستگاه راور انتظار می‌رود که مقادیر شتاب بالاتری ثبت شود اما مشاهده می‌گردد که اثر عوامل زمین‌ساخت باعث شده تا ایستگاه راور علی‌رغم فاصله بیشتر مقادیر بالاتری را ثبت نماید.

بیشترین مقادیر شتاب مدل‌سازی شده در هر دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر به ترتیب به میزان $4.96 \text{ (m/s}^2\text{)}$ و $3.04 \text{ (m/s}^2\text{)}$ نیز متعلق به ایستگاه زرنند و کمترین آن به میزان $1 \text{ (m/s}^2\text{)}$ برای هر دو مدار برای ایستگاه مهریز می‌باشد. برای بررسی دقت مقادیر شتاب‌نگاشت‌های مدل‌سازی شده و مقادیر مشاهده‌ای در هر ایستگاه، می‌بایست مقادیر بیشینه شتاب در هر اکوی دریافتی ایستگاه و مدل‌سازی شده با هم مقایسه گردد (بولتون و همکاران، ۱۹۷۶). از این رو هرچقدر مقادیر بیشینه با یکدیگر اختلاف کمتری داشته باشند نشان‌دهنده دقت بالاتر سیگنال‌های شتاب‌نگاشت شبیه‌سازی شده با توجه به مقادیر مشاهده‌ای می‌باشد. این مقایسه در تمامی ایستگاه‌ها برای تمامی مقادیر مدل‌سازی شده داده‌های بالاگذر و پایین‌گذر ماهواره صورت پذیرفت (جدول ۴).

جهت تدقیق مقایسه یک ضریب وزنی که براساس فاصله هر ایستگاه به مرکز زلزله می‌باشد، نیز اعمال گردید. در مدار بالاگذر ماهواره، بیشترین دقت سیگنال‌های شتاب شبیه‌سازی شده با مقادیر ثبت شده در ایستگاه‌های بیاض، انار، بهاباد و دربهبشت به دست آمد؛ اما در مدار پایین‌گذر ماهواره، بیشترین دقت سیگنال‌های شتاب شبیه‌سازی شده با مقادیر ثبت شده در ایستگاه‌های بهاباد، دربهبشت، پاریز و بافق می‌باشد. جهت بررسی دقت کلی مقادیر مدل‌سازی شده براساس تحلیل‌های تداخل‌سنجی راداری مدار بالاگذر و پایین‌گذر اقدام به میانگین‌گیری از محاسبات گردید که مقادیر سیگنال‌های شتاب شبیه‌سازی شده با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای پایین‌گذر با دقت اختلاف $5/36\%$ دارای دقت بالاتری نسبت به مقادیر سیگنال‌های شتاب شبیه‌سازی شده با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای بالاگذر با دقت اختلاف $7/51\%$ می‌باشد. این تفاوت در دقت محاسبات مدل‌سازی را می‌توان به وضعیت توپوگرافی منطقه، زاویه دید سنجنده و در نتیجه مقادیر مشاهده‌ای متفاوت در راستای LOS در هر مدار مرتبط دانست. همچنین با توجه به فاصله زمانی یکسان (۳۵ روز) بین هر دو تصویر پایه و پیرو در هر دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر، می‌توان گفت دلیل اصلی بهبود مقادیر همدوسی فازها در مدار پایین‌گذر و در نتیجه بهبود دقت اختلاف به دست آمده از تحلیل‌ها، کم بودن میزان فاصله خط مبنای مکانی بین داده‌های مدار پایین‌گذر (۷۷ متر) نسبت به مدار بالاگذر (۳۱۳ متر) می‌باشد (جدول-۲).

جدول ۴: مقادیر بیشینه شتاب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده برای دودسته پارامتر به دست آمده از مدل‌سازی تداخل‌سنج راداری (بالاگذر و پایین‌گذر)

ردیف	نام ایستگاه	وزن دهی براساس فاصله از مرکز	بیشینه شتاب مشاهده‌ای (m/s^2)	بیشینه شتاب مدل‌سازی شده در مدار بالاگذر (m/s^2)	درصد اختلاف مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در مدار بالاگذر	بیشینه شتاب مدل‌سازی شده در مدار پایین‌گذر (m/s^2)	درصد اختلاف مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در مدار پایین‌گذر
۱	زرند	۱	۳۰۹	۴۹۶	61%	۳۰۴	2%
۲	چترود	$0/708$	۹۵	۱۰۸	10%	۱۰۰	4%
۳	راور	$0/371$	۷۴	۴۲	16%	۵۸	12%
۴	حرجند	$0/476$	۶۴	۶۰	3%	۷۲	6%
۵	دشت خاک	$0/533$	۶۰	۷۹	17%	۱۰۰	36%

۶	داوران	۰/۳۰۶	۴۶	۶۳	٪۱۱	۴۵	٪۱
۷	کرمان ۱	۰/۲۹۷	۳۳	۳۵	٪۲	۴۶	٪۱۲
۸	هینمان	۰/۳۱۸	۳۱	۲۹	٪۲	۳۴	٪۳
۹	کرمان ۲	۰/۲۹۱	۲۶	۲۵	٪۱	۲۵	٪۱
۱۰	باغین	۰/۲۷۱	۲۳	۲۸	٪۶	۲۸	٪۶
۱۱	طرز	۰/۲۶۳	۲۳	۲۸	٪۶	۲۲	٪۱
۱۲	رفسنجان	۰/۲۱۳	۲۱	۲۹	٪۸	۱۸	٪۳
۱۳	بردسیر	۰/۱۸۵	۱۲	۱۴	٪۳	۱۶	٪۶
۱۴	سیرچ	۰/۱۸۴	۱۲	۱۱	٪۲	۱۳	٪۲
۱۵	کوهبنان	۰/۲۲۳	۱۱	۲۱	٪۲۰	۲۲	٪۲۲
۱۶	شهربابک	۰/۱۰۶	۱۱	۵	٪۶	۴	٪۷
۱۷	بیاض	۰/۱۴۵	۱۰	۱۰	٪۰	۶	٪۶
۱۸	انار	۰/۱۳۰	۸	۸	٪۰	۸	٪۰
۱۹	بهبادران	۰/۰۹۹	۷	۴	٪۴	۴	٪۴
۲۰	بهباد	۰/۱۳۴	۷	۷	٪۰	۷	٪۰
۲۱	پاریز	۰/۱۳۰	۶	۷	٪۲	۶	٪۰
۲۲	باقق	۰/۱۱۷	۵	۶	٪۲	۵	٪۰
۲۳	ملا اسماعیل	۰/۱۱۸	۵	۶	٪۲	۴	٪۲
۲۴	نایبند	۰/۰۹۲	۵	۲	٪۶	۳	٪۴
۲۵	مهریز	۰/۰۷۸	۴	۱	٪۶	۱	٪۶
۲۶	چشمه سبز	۰/۱۲۳	۴	۶	٪۶	۳	٪۳
۲۷	سعادت آباد	۰/۱۱۸	۴	۷	٪۹	۵	٪۳
۲۸	در بهشت	۰/۱۰۳	۳	۳	٪۰	۳	٪۰
میانگین درصد اختلاف شتاب مدل سازی شده برای مدارهای بالاگذر و پایین گذر							
				٪۷/۵۱		٪۵/۳۶	

پس از تعیین پارامترهای دقیق گسل با استفاده از داده‌های مدار پایین‌گذر، سایر پارامترهای گسل مسبب زلزله مذکور که در سایر تحقیقات محاسبه شده است نیز مورد بررسی قرار گرفت (جدول ۵).

جدول ۵: پارامترهای گسل مسبب زلزله زرنده، ارائه‌شده توسط سایر منابع

منبع	طول (km)	عرض (km)	دک (°)	شیب (°)	امتداد (°)	بزرگا	عمق (km)	تغییر عمق (km)	تغییر طول (km)	تغییر عرض (km)
مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی ^۱	—	—	—	—	—	۶/۴	۱۰	۳۰/۸۰	۵۶/۷۳	—
موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ^۲	—	—	—	—	—	۶/۴	—	۳۰/۷۹	۵۶/۹	—
سازمان نقشه‌برداری‌های زمین‌شناسی آمریکا ^۳	—	—	۱۲۴	۴۶	۲۷۹	—	۱۲	۳۰/۷۵	۵۶/۸۰	—
پژوهشکده بین‌المللی زلزله-شناسی و مهندسی زلزله ^۴	—	—	—	—	—	۶/۴	—	۳۰/۷۶	۵۶/۷۴	—
طالبیان و همکاران (۲۰۰۶)	—	—	۱۰۴	۶۰	۲۷۰	۶/۴	۷	۳۰/۷۷	۵۶/۷۳	—
نیکنام و همکاران (۲۰۰۷)	۱۵/۴	۱۱	۱۰۴	۶۰	۲۷۰	۶/۴	۱۰	۳۰/۷۶	۵۶/۷۶	۰/۸
کاتالوگ CMT ^۵	—	—	۹۷	۵۱	۲۷۱	۶/۴	۱۲	۳۰/۷۶	۵۶/۹	—
مرکز لرزه‌نگاری بین‌المللی ^۶	—	—	—	—	—	—	—	۳۰/۷۱	۵۶/۷۹	—
روح‌اللهی و همکاران (۲۰۱۲)	۱۸	۱۴	۱۰۴	۶۰	۲۶۰	۶/۴	۱۲-۶	—	—	۲/۴
زعفرانی و همکاران (۲۰۰۷)	۱۴	۱۰	۹۰	۷۶	۲۷۰	—	۹	۳۰/۸۰	۵۶/۷۳	—
مقاله حاضر: مدار پایین‌گذر	۱۵	۶/۵	۵۵	۹۰	۲۷۹	—	۸	۳۰/۷۹	۵۶/۸۳	۲/۹

براساس پارامترهای ارائه‌شده می‌توان گفت که عمق مرکز زلزله که در این پژوهش ۸ کیلومتر ارائه‌شده با عمق ۷ کیلومتر توسط طالبیان و همکاران (۲۰۰۶) همخوانی دارد اما عمق ۱۲ کیلومتری ارائه‌شده توسط CMT و USGS با پارامترهای به‌دست‌آمده از محاسبات InSAR و مدل‌سازی معکوس تفاوت دارد. طول گسل مسبب که در این پژوهش ۱۵ کیلومتر محاسبه گردیده با طول‌های ارائه‌شده توسط نیکنام و همکاران (۲۰۰۷)، روح‌اللهی و همکاران

1- BHRC

2- IGTU

3- USGS

4- IIEES

5- Centroid-Moment-Tensor

6- ISC



محمدصادق پاکدامن و همکاران ----- بررسی اثر جهت دید ماهواره در شناسایی بهینه پارامترهای گسل ...
(۲۰۱۲) و همچنین زعفرانی و همکاران (۲۰۰۷) همگی در یک محدوده قرار دارند. البته در محاسبات تداخل سنجی راداری و مدل سازی معکوس صورت گرفته توسط طالبیان و همکاران (۲۰۰۶) طول گسل محاسبه نگردیده است. عرض گسل محاسبه شده در این پژوهش با عدد ۶/۵ کیلومتر علی رغم تفاوت با اعداد ارائه شده توسط سایر مطالعات مشابه، به دلیل بررسی صحت و همبستگی قطعی با داده های شتابنگاشت از دقت بالایی نسبت به سایر محاسبات مشابه برخوردار بوده است.

۵- نتیجه گیری

شناسایی پارامترهای مسبب هر زمین لرزه بخشی از فرآیند درک صحیح از فعالیت های تکتونیکی در مناطق لرزه خیز می باشد. ایران با قرارگیری بر روی کمربند زلزله همواره در معرض این پدیده طبیعی بوده و هست. از این رو استفاده از روش های نوین و دقیق جهت شناسایی پارامترهای گسل مسبب هر زلزله همواره مورد تأکید متخصصان بوده است. روش های اندازه گیری ماهواره ای با هزینه پایین و دقت قابل قبول به همراه اندازه گیری های زمینی، دقت محاسبات در تخمین مشخصه های هر گسل مسبب زلزله را به مقدار قابل توجهی افزایش داده است. روش تداخل سنجی راداری و استفاده از روش های مدل سازی معکوس از سریع ترین متدهای مطالعات تکتونوفیزیکی می باشد که دقت قابل قبولی را به کاربر ارائه می دهد. مقایسه نتایج به دست آمده از این روش ها با داده های شتابنگاشت ثبت شده در ایستگاه زمینی، بیش از پیش به بالا رفتن دقت تحلیل کمک می کند. در این پژوهش با در نظر گرفتن هندسه تصویربرداری تصاویر راداری در دو مدار بالاگذر و پایین گذر، اثر جهت تصویربرداری در شناسایی پارامترهای مسبب زلزله زرد مورد بررسی قرار گرفت و نتایج با داده های شتابنگاشت ثبت شده در ایستگاه های زمینی مقایسه گردید. با توجه به فاصله خط مبنای مکانی جفت تصویر مدار پایین گذر (۷۷ متر) نسبت به مدار بالاگذر (۳۱۳ متر) و در نتیجه میانگین همدوسی بالاتر نتایج تحلیل داده های پایین گذر نسبت به بالاگذر و همچنین راستای جابجایی (خط شکست گسل) به دست آمده، پارامترهای گسل به دست آمده از داده های پایین گذر دارای دقت بالاتری نسبت به داده های بالاگذر بودند.

تقدیر و تشکر

پژوهش پیش رو حاصل تحقیق و مطالعات علمی نگارندگان مقاله می‌باشد. نویسندگان مقاله سپاس فراوان خود را از سازمان فضایی اروپا به جهت در اختیار قراردادن داده‌های ماهواره‌ای موردنیاز اعلام می‌دارند. همچنین از سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن به دلیل در اختیار قراردادن داده‌های شتاب‌نگاشت ثبت‌شده زلزله ۱۳۸۳ زرنده استان کرمان بسیار سپاس‌گذاریم.

منابع

- شریفی کیا، محمد (۱۳۹۶) «تحلیل تغییرات مورفولوژیکی رودخانه ناشی از احداث سد طالقان بر پایه تفاضل‌سنجی زمانی داده‌های سنجش‌ازدوری»، *مجله برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، دوره ۲۱، شماره ۲، صص ۱۱۹-۱۳۹.
- شریفی کیا، محمد (۱۳۹۱)، «تعیین میزان و دامنه فرونشست زمین به کمک روش تداخل‌سنجی راداری (DInSAR) در دشت نوق-بهرمان»، *مجله برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، دوره ۱۶، شماره ۳، صص ۷۷-۵۵.

- Ambraseys, N. N., & Melville, C. P. (2005). *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press. doi.org/10.1002/eqe.4290110412
- Beresnev, I. A., & Atkinson, G. M. (1997). "Modeling finite-fault radiation from the ω spectrum", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87.
- BHRC. *Building and House Research Center accelerometer network*. Retrieved from www.bhrc.gov.ir
- Bolton Seed, H., Murarka, R., Lysmer, J., & Idriss, I. M. (1976). "Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source, and local site conditions for moderately strong earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(4), 1323-1342.
- CMT. Harvard Un. catalogue, Department of Geological Sciences, *Centroid Moment Tensor catalogue*. Retrieved from <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch>.
- Feigl, K. (2002). "Estimating Earthquake Source Parameters from Geodetic Measurements". In H. K. P. C. J. William H.K. Lee & K. Carl (Eds.), *International Geophysics* (Vol. Volume 81, Part A, pp. 607-cp601): Academic Press.
- Ferretti, A. (2014). *Satellite InSAR Data: Reservoir Monitoring from Space*, EAGE Publications. DOI: 10.1109/MGRS.2015.2398392
- IGTU. Institute of Geophysics, the University of Tehran. Retrieved from <http://irsc.ut.ac.ir>.
- IIEES. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology. Retrieved from <http://www.iiees.ac.ir>.
- Irikura, K. (1986). "Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function", Paper presented at the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, Tokyo.
- Irikura, K. (1992). "The construction of large earthquake by a superposition of small events. Paper presented at the Proc", 10th World Conf. Earthq. Eng.



- ISC. International Seismological Center, Engdahl Catalogue. Retrieved from <http://www.isc.ac.uk>.
- Jafari, M. K., & Moosavi, S. M. (2008). "Lessons to be Learned from Surface Fault Ruptures in Iranian Earthquakes". Paper presented at the *Sixth International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering*.
- Mahani, A. B., & Kazemian, J. (2007). "Strong Ground Motion Parameters Of February 22, 2005 Dahuiyeh (Zarand) Earthquake In Central Iran", *international earthquake symposium kocaeli 2007*.
- 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. G03139. doi.org/10.1029/97RG03139
- 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. DOI: 10.4236/ojer.2016.52009
- Nemati, M. (2015). "Insights into the Aftershocks and Inter-Seismicity for Some Large Persian Earthquakes", *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, University of Tehran, 26, 35 - 48.
- Nemati, M., & Gheitanchi, M. (2011). "Analysis of 2005 Dahuiyeh (Zarand) aftershocks sequence in Kerman province southeast of Iran", *journal of Earth and Space Physics*, Institute of Geophysics, University of Tehran, 37, 1-9.
- Nicknam, A., Eslamian, Y., & Bozorgnasab, M. (2007). "Modification of seismological parameters of Zarand earthquake (2005 February 22), in central Iran ,Using Empirical Green's function method", Paper presented at the *Australian Conference*.
- Nissen, E., Jackson, J., Jahani, S., & Tatar, M. (2014). "Zagros "phantom earthquakes" reassessed—The interplay of seismicity and deep salt flow in the Simply Folded Belt?", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3561-3583. doi:10.1002/2013JB010796
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J. R., . . . Parsons, B. (2010). "The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran", *Earth and Planetary Science Letters*, 296(3-4), 181-194. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.049
- 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.
- Rouhollahi, R., Ghayamghamian, M. R., Yaminifard, F., Suhadolc, P., & Tatar, M. (2012). "Source process and slip model of 2005 Dahuiyeh-Zarand earthquake (Iran) using inversion of near-field strong motion data", *Geophysical Journal International*, 189(1), 669-680. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05387.x
- Safarshahi, M., Rezapour, M., & Hamzehloo, H. (2013). "Stochastic Finite Fault Modeling of Ground Motion for the 2010 Rigan Earthquake, Southeastern Iran", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(1), 223-235. DOI:10.1785/0120120027

- Sharifikia, Mohammad (2012) "Subsidence Value Estimation Through Differential Interferometric SAR in Nough-Bahreman Plain", *The Journal of Spatial Planning*. [In Persian]
- Sharifikia, Mohammad (2017) "River Morphologic Analysis Caused by Taleghan Dam Construction Based on Temporal Diffrential of Remote Sensing Data", *The Journal of Spatial Planning*. [In Persian]
- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., . . . Saiidi, A. (2006). "The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault", *Geophysical Journal International*, 164(1), 137-148. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02839.x
- Talebian, M., Fielding, E. J., Funning, G. J., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Wright, T. J. (2004). "The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault", *Geophysical Research Letters*, 31(11), n/a-n/a. doi:10.1029/2004GL020058
- USGS. United State Geological Survey. Retrieved from <http://www.neic.usgs.gov>.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, 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 . doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x
- Walker, R., Jackson, J., & Baker, C. (2003). "Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences", *Geophysical Journal International*. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01886.x
- Zafarani, H., Noorzad, A., & Bargi, K. (2007). "Stochastic Finite-Fault Strong Ground-Motion Simulation Of The 22 February 2005 (Mw 6.4) Zarand (Central Iran) Earthquake", Paper presented at the *4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*.
- Zare, M. (2005). "The Dahuiyeh (Zarand, Iran) Earthquake of 22 February 2005", Ms6.5, *A preliminary Field and Seismological Observation*.