

# کاهش اثرات تروپسفری از جابجایی‌های میان‌لرز تداخل سنجی راداری

محمد کاوه ئی<sup>۱</sup>، مهران یزدی<sup>۲</sup>، مریم دهقانی<sup>۳\*</sup>، محمود شرزه‌یی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش‌ازدور - گروه مهندسی راه، ساختمان و محیط‌زیست - دانشکده مهندسی -

دانشگاه شیراز

mohammad.kaveh90@gmail.com

<sup>۲</sup> دانشیار دانشکده مهندسی برق و کامپیوتر - دانشگاه شیراز

yazdi@shirazu.ac.ir

<sup>۳</sup> دانشیار گروه مهندسی راه، ساختمان و محیط‌زیست - دانشکده مهندسی - دانشگاه شیراز

maryamdehghani@shirazu.ac.ir

<sup>۴</sup> استادیار پژوهشکده مکانیک - پژوهشگاه فضایی ایران

msharzh@yahoo.com

(تاریخ دریافت آذر ۱۳۹۸، تاریخ تصویب تیر ۱۳۹۹)

## چکیده

ایجاد خطای تروپسفری بر روی داده‌های تداخل‌سنجی‌راداری یکی از مهمترین چالش‌های استفاده از این تکنیک است. خطای تروپسفری به دلیل تغییر پارامترهای جوی دما، فشار و رطوبت بین تصاویر پایه و پیرو رخ می‌دهد. در این تحقیق به منظور بررسی و نتیجه‌گیری در مورد معرفی روشی کارآمد برای کاهش اثر تروپسفری از دو روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی و روش محاسبه تأخیر فاز بر اساس داده‌های سنجنده MERIS<sup>۱</sup> استفاده شد. منطقه مورد مطالعه در این تحقیق گسل تسوج در شمال غرب ایران و هدف اندازه‌گیری جابجایی بر اثر سیگنال میان‌لرز بر روی آن است. جهت پردازش داده‌های SAR<sup>۲</sup>، روش پراکنش‌کننده‌های پایدار با استفاده از تکنیک StaMPS<sup>۳</sup> مورد استفاده قرار گرفت. داده‌های راداری مورد استفاده در این پژوهش ۱۲ تصویر بالاگذر از سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT بین سال‌های ۲۰۰۴ تا ۲۰۰۸ بودند. به دلیل وجود اثر اتمسفر، سری زمانی حاصل از روش پراکنش‌کننده‌های پایدار دارای نوسانات زیادی خواهد بود که باید کاهش یابد. در روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی با توجه به رفتار اتمسفر به صورت ناهمبسته در زمان و همبسته در مکان از اعمال فیلتر بالا گذر در زمان و پایین گذر در مکان مبادرت به استخراج اثر اتمسفر نموده و از نتایج حاصل از سری زمانی تداخل سنجی راداری حذف شد. در روش دوم، به کمک محصول بخار آب داده‌های سنجنده MERIS، تأخیر فاز ناشی از لایه تروپسفر محاسبه و به نتایج حاصل از تداخل سنجی اعمال گردید. جهت ارزیابی نتایج حاصل از کاهش اثر اتمسفر، اندازه‌گیری‌های GPS مورد استفاده قرار گرفت. دو معیار کمی خطای جذر میانگین مربعات (RMSE) ناشی از اختلاف بین سری زمانی GPS و سری زمانی تصحیح شده و نیز انحراف معیار سری زمانی تصحیح شده جهت بررسی کاهش نوسانات ناشی از اتمسفر بکار گرفته شد. بر اساس این ارزیابی روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی عملکرد مناسب‌تری را در کاهش اثر تروپسفری در مقایسه با روش مبتنی بر داده‌های سنجنده MERIS نشان داد. مقدار RMSE و انحراف معیار منتج از روش فیلترهای مکانی - زمانی در بهترین حالت مقدار ۱۳ و ۴۰ میلی‌متر می‌باشد.

**واژگان کلیدی:** پراکنش‌کننده‌های پایدار، تصحیحات تروپسفری، GPS، MERIS، میان‌لرز

\* نویسنده رابط

<sup>۱</sup> Medium Resolution Imaging Spectrometer

<sup>۲</sup> Synthetic Aperture Radar

<sup>۳</sup> Stanford Method for Persistent Scatterer

## ۱- مقدمه

روش تداخل‌سنجی راداری (InSAR)<sup>۱</sup> امروزه به عنوان ابزاری قدرتمند برای پایش جابجایی سطح زمین به کار می‌رود. در سال‌های اخیر توسعه ماهواره‌های دارای سنجنده راداری از جمله Sentinel-1A/1B، ALOS-2، Gaofen-3، RADARSAT-2، COSMO-SkyMED و TerraSAR-X/TanDEM-X، مطالعه جابجایی سطح زمین با دامنه کوچک در مقیاس مکانی بسیار بزرگ و بصورت سری زمانی را تسهیل کرده است [۱]. دقت نتایج حاصل از روش تداخل‌سنجی راداری در پایش جابجایی سطح زمین به طور قابل ملاحظه‌ای تحت تأثیر دخالت اتمسفر در امواج راداری است [۲]. چالش بوجود آمده به دلیل دخالت اتمسفر در امواج راداری به منظور استفاده از فن تداخل‌سنجی راداری، جداسازی سیگنال جابجایی از اثر اتمسفری است [۳]. دخالت اتمسفر بر روی امواج راداری می‌تواند به صورت تأخیر و یا تقدم فاز این امواج نمایان شود. این تأخیر و یا تقدم طبق رابطه (۱) به علت تغییرات سرعت موج راداری بین آنتن فرستنده و پراکنش‌کننده زمینی و یا به علت خمیدگی موج راداری در طول مسیر انتشار است.

$$S_k^{t_i} = \int_0^H \frac{n}{\cos \theta_{inc}} dh + \left( \int_0^H \frac{1}{\cos \theta_{inc}(h)} dh - R_k \right) \quad (1)$$

بخش اول رابطه (۱) به علت تغییر سرعت موج و بخش دوم به علت خمیدگی موج است. در این رابطه  $\theta_{inc}$  زاویه برخوردی<sup>۲</sup> موج،  $H$  ارتفاع ماهواره از نقطه‌ای که موج به آن برخورد می‌کند،  $R_k$  فاصله واقعی است که موج طی می‌کند،  $n$  تغییرات ضریب شکست و  $S_k^{t_i}$  میزان فاصله تأخیر اتمسفری در راستای خط گذر موج برای سلولی با نام  $k$ ، در زمان  $t_i$  است که به منظور تبدیل به فاز تأخیر یا تقدم باید فاکتور تبدیل  $-4\pi/\lambda$  به آن اعمال شود.

از آنجایی که میزان خمیدگی موج بسیار ناچیز بوده بنابراین بیشتر مقدار تغییرات سرعت موج در تأخیر و یا تقدم فاز موج اثر گذار است و به این علت در این تحقیق تنها تغییرات سرعت امواج راداری مورد استفاده بررسی شده است. تغییرات سرعت این امواج به دلیل تغییرات

ضریب شکست محیطی است که موج از آن عبور می‌کند. اثر اتمسفری به دلیل تغییرات ضریب شکست به سه بخش اثر تروپوسفری، اثر یونسفری و اثر آب مایع (اثر بارش) موجود در محیط انتشار موج تقسیم می‌شود. اثر آب مایع در مواردی که بارش بسیار شدید است محسوس است [۴]. اثر یونسفری به علت تغییرات الکترون‌های آزاد در طول مسیر انتشار امواج راداری بوده، نتیجه آن تقدم فاز و میزان آن برای طول موج‌های بلندتر مثل باند P و L محسوس است [۵]. اثر تروپوسفری به علت تغییرات مکانی و زمانی پارامترهای جوی توصیف‌کننده تروپوسفر از جمله دما، فشار و بخار آب در پایین‌ترین بخش تروپوسفر یعنی بخش پایین‌تر از ارتفاع ۵ کیلومتر است [۶]. این اثر بر اساس طبیعت آن به دو دسته کلی تأخیر Stratification و تأخیر Turbulence تقسیم می‌شود. تأخیر Stratification ناشی از متفاوت بودن پارامترهای ضریب شکست در لایه-های ارتفاعی مختلف جو است. تأخیر Turbulence به علت ناهمگن بودن جو و در نتیجه متفاوت بودن ضریب شکست در قسمت‌های مختلف آن بدون هیچگونه وابستگی ارتفاعی می‌باشد. همچنین بر اساس دخالت پارامترهای جوی در ضریب شکست می‌توان دو دسته تأخیر خشک<sup>۳</sup> و تر<sup>۴</sup> را برای این تأخیر متصور بود. تأخیر خشک به علت دخالت پارامترهای فشار کلی و دما در ضریب شکست تأخیر تر به علت دخالت پارامترهای فشار وارد بر بخار آب و همچنین دما در ضریب شکست است [۷]. میزان تأخیر خشک و تأخیر تر با توجه به توپوگرافی منطقه متفاوت خواهد بود. در مناطقی که توپوگرافی شدیدی ندارند و مسطح هستند تأخیر تر غالب است و در مناطقی که دارای توپوگرافی شدیدی هستند به علت متفاوت بودن فشار در سطوح ارتفاعی مختلف تأخیر خشک غالب است [۴].

طی تحقیقی که در سال ۱۹۹۷ زبکر<sup>۵</sup> و همکاران با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای SIR-C/X-SAR انجام دادند به این نتیجه رسیدند که تغییرات مکانی و زمانی بخار آب به میزان ۲۰ درصد باعث ایجاد خطایی به میزان ۱۰ تا ۱۴ سانتی‌متر بر روی نتایج حاصل از این تکنیک با استفاده از این داده‌ها می‌شود که این مقدار خطا می‌تواند باعث پوشش کامل سیگنال جابجایی سطح زمین به علت

<sup>۳</sup> Hydrostatic<sup>۴</sup> Wet<sup>۵</sup> Zebker<sup>۱</sup> Interferometric Synthetic Aperture Radar<sup>۲</sup> Incidence angle

در سال ۲۰۰۰ فرونتو<sup>۸</sup> و سارتی<sup>۹</sup> از آنالیز همبستگی بین تداخل نگارها برای مطالعه فرونشست منطقه شهری پاریس استفاده کردند. داده‌های مورد استفاده از سنجنده SAR ماهواره ERS بودند. در این مطالعه به منظور تشخیص سیگنال تروپسفری از سیگنال جابجایی مناطقی که دارای همبستگی بالایی بودند به عنوان فرونشست معرفی شدند [۱۱].

در سال ۲۰۰۱ فرتی<sup>۱۰</sup> و همکاران برای مطالعه جابجایی ناشی از زمین لغزش در منطقه آنکونا<sup>۱۱</sup> ایتالیا با استفاده از تصاویر سنجنده SAR ماهواره ERS با این استدلال که سیگنال‌های تروپسفری در فواصل کوتاه به شدت با یکدیگر همبستگی دارند از فیلتر مکانی برای کاهش اثر تروپسفری استفاده کردند [۱۲].

در سال ۲۰۰۷ هوپر<sup>۱۲</sup> و همکاران به منظور بررسی جابجایی ناشی از فعالیت یک کوه آتشفشانی در کالیفرنیا آمریکا با استفاده از تصاویر سنجنده SAR ماهواره ERS و با روش پراکنش کننده‌های پایدار با اعمال فیلتر بالاگذر در حوزه زمانی و همچنین با اعمال فیلتر پایین‌گذر در حوزه مکانی اثرات تروپسفری برای تصویر پیرو<sup>۱۳</sup> و بر اساس این موضوع که اثر تروپسفری در تمام تصاویر پایه<sup>۱۴</sup> وجود دارند برای تصویر پایه این اثر را محاسبه کردند و کاهش دادند [۱۳].

در سال ۲۰۱۲ شیرزایی<sup>۱۵</sup> و بورگمن<sup>۱۶</sup> به منظور جداسازی سیگنال تأخیر Stratification تروپسفری و سیگنال میان‌لرز از آزمون همبستگی بین فاز تداخل‌سنجی و ارتفاع با استفاده از آنالیز موجک<sup>۱۷</sup> استفاده کردند. منطقه مورد مطالعه خلیج سان‌فرانسیسکو و داده‌های مورد استفاده تصاویر سنجنده SAR ماهواره ERS بودند. پس از انجام تصحیحات میزان همبستگی بین توپوگرافی و فاز تداخل-سنجی تا میزان ۷۵ درصد کاهش پیدا کرد که به معنی کاهش سیگنال Stratification بود [۱۴].

در سال ۲۰۱۲ هوپر و همکاران به منظور مطالعه میزان جابجایی ناشی از سیگنال میان‌لرز در منطقه

پدیده‌هایی مثل زمین لغزش، فرونشست و سیگنال میان-لرز<sup>۱</sup> و غیره شود [۸]. در مواردی که نرخ جابجایی غیر ثابت است، جداسازی سیگنال تروپسفری از سیگنال جابجایی مشکل و همچنین این موضوع باعث ایجاد چالشی دیگر برای تفسیر میزان جابجایی طی زمان می‌شود [۹]. این پژوهش به بررسی تأخیر تروپسفری اختصاص پیدا کرده و از آنجایی که داده‌های راداری مورد استفاده در این تحقیق از سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT در باند C هستند اثر یونسفری برای آن‌ها بسیار ناچیز است. همچنین اثر آب مایع در این پژوهش بررسی نشده است.

## ۲- پیشینه و اهمیت تحقیق

روش‌های متعددی برای تخمین میزان اثر تروپسفری و کاهش آن بر روی نتایج حاصل از تداخل‌سنجی راداری ارائه شده‌اند. دو دسته‌بندی کلی برای این روش‌ها وجود دارد. دسته اول شامل روش‌های آماری است که با بررسی خصوصیات آماری سیگنال تأخیر، سیگنال تأخیر را از سیگنال جابجایی جدا می‌کند و دسته دوم تخمین تأخیر تروپسفری را با استفاده از مجموعه داده‌های خارجی<sup>۲</sup> انجام می‌دهند [۱۰]. دسته اول شامل روش‌های تجمیع تداخل نگارها<sup>۳</sup>، آزمون همبستگی<sup>۴</sup> بین فاز تداخل‌سنجی و توپوگرافی شامل روش‌های خطی<sup>۵</sup> و قانون توانی<sup>۶</sup>، آزمون همبستگی بین تداخل نگارها و استفاده از فیلترهای زمانی مکانی در پردازش سری زمانی است. همچنین دسته دوم شامل روش‌های استفاده از داده‌های رادیوسند، مدل‌های هواشناسی، سنجنده‌های ماهواره‌ای و داده‌های شبکه دائم سامانه‌های تعیین موقعیت ماهواره‌ای (GPS)<sup>۷</sup> است.

## ۲-۱- روش‌های آماری

تلاش‌هایی توسط محققین به منظور کاهش اثر تروپسفری با استفاده از روش‌های آماری انجام شده که برخی از آن‌ها در ادامه آورده شده‌اند.

<sup>۸</sup> Feruneau

<sup>۹</sup> Sarti

<sup>۱۰</sup> Ferreti

<sup>۱۱</sup> Ankona

<sup>۱۲</sup> Hooper

<sup>۱۳</sup> Slave

<sup>۱۴</sup> Master

<sup>۱۵</sup> Shirzaei

<sup>۱۶</sup> Burgmann

<sup>۱۷</sup> Wavelet

<sup>۱</sup> Interseismic

<sup>۲</sup> External Dataset

<sup>۳</sup> Interferogram stacking

<sup>۴</sup> Correlation analysis

<sup>۵</sup> Linear

<sup>۶</sup> Power law

<sup>۷</sup> Global Positioning System

گوئرو<sup>۱</sup> مکزیک با استفاده از تصاویر سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT تداخل‌نگارها را به پنجره‌هایی تقسیم کردند و برای هر پنجره از آزمون همبستگی خطی بین فاز تداخل سنجی و توپوگرافی به منظور شناسایی و کاهش اثر Stratification تروپوسفری استفاده کردند. پس از اعمال تصحیحات نتایج به مشاهدات حاصل از GPS نزدیک‌تر بودند [۱].

در سال ۲۰۱۵ بکا<sup>۲</sup> و همکاران به منظور بررسی جابجایی‌های ناشی از سیگنال میان‌لرز در منطقه گوئرو کشور مکزیک از روش قانون توانی که همبستگی بین فاز تداخل سنجی و توپوگرافی را به صورت رابطه‌ای توانی در نظر می‌گرفت، استفاده کردند. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق از سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT بودند. تنها بخش Stratification با این روش قابل مدل‌سازی بود و پس از اعمال روش کاهش همبستگی بین توپوگرافی و فاز تداخل سنجی مشاهده شد که به معنی بهبود نتایج بود [۱۵].

## ۲-۲- استفاده از مجموعه داده‌های خارجی

کاهش اثر تروپوسفری با استفاده از مجموعه داده‌های خارجی نیز طی سال‌های اخیر مورد توجه محققین بوده که برخی از آن‌ها در ادامه آورده شده‌اند. در سال ۲۰۰۹ لی<sup>۳</sup> و همکاران برای تخمین میزان بخار آب تروپوسفر و کاهش اثر تروپوسفری از داده‌های سنجنده‌های MODIS<sup>۴</sup> و MERIS استفاده کردند. منطقه مطالعاتی جنوب کالیفرنیا و جابجایی در منطقه به علت فرونشست بود. تصاویر مورد استفاده از سنجنده SAR ماهواره ERS انتخاب شدند. نتایج حاصل از MERIS بهتر از نتایج MODIS بودند. اختلاف RMS<sup>۵</sup> بین نتایج GPS و تداخل سنجی با تصحیحات از ۱۰ میلیمتر به ۵ میلیمتر رسید [۱۶].

در سال ۲۰۱۲ لی و همکاران برای کاهش اثر تروپوسفری بر روی نتایج تداخل سنجی راداری و بررسی بهتر سیگنال جابجایی به علت فعالیت‌های تکتونیکی و همچنین انسانی در دشت لس‌آنجلس آمریکا با استفاده از داده‌های سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT از داده‌های

سنجنده MERIS همین ماهواره استفاده کردند. پس از تصحیحات اختلاف بین نتایج GPS و تداخل سنجی کاهش پیدا کرد و ۶ منطقه که دارای جابجایی بودند شناسایی شدند [۱۷].

در سال ۲۰۱۳ والترز<sup>۶</sup> و همکاران به منظور بررسی سیگنال جابجایی در منطقه عشق‌آباد ترکمنستان به علت فعالیت‌های گسل عشق‌آباد با استفاده از داده‌های سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT از داده‌های مدل هواشناسی ERA-Interim<sup>۷</sup> استفاده کردند. پس از اعمال تصحیحات میزان جابجایی در منطقه ۵ تا ۱۲ میلیمتر گزارش شد که ۱.۲۵ تا ۶ مرتبه کوچکتر از سیگنال‌های گزارش شده در مطالعات پیشین بود [۱۸].

در سال ۲۰۱۸ یو<sup>۸</sup> و همکاران تحقیقی را به منظور کاهش اثر تروپوسفری با استفاده از داده‌های GPS انجام دادند. مناطق مطالعاتی در بریتانیا و جنوب کالیفرنیا انتخاب شدند. داده‌های مورد استفاده از سنجنده C-SAR ماهواره Sentinel-1 بودند. میزان افزایش دقت با توجه به مشاهدات GPS پس از کاهش اثر تروپوسفری از ۴۵ تا ۷۸ درصد متغیر بود [۱۰].

همچنین در تحقیقی دیگر در سال ۲۰۱۸ یو و همکاران به منظور کاهش اثر تروپوسفری از ترکیب داده‌های GPS و همچنین مدل هواشناسی ERA-Interim استفاده کردند. مناطق مطالعاتی از لحاظ توپوگرافی و اقلیمی در شرایط مختلفی بودند. تصاویر مورد استفاده از سنجنده C-SAR ماهواره Sentinel-1 بودند. پس از اعتبار سنجی با داده‌های GPS به صورت میانگین اختلاف RMS بین نتایج GPS و نتایج تداخل سنجی ۱ سانتی‌متر گزارش شد [۷].

## ۲-۳- اهمیت تحقیق

هدف اصلی این تحقیق کاهش اثر تروپوسفری بر روی نتایج حاصل از تکنیک تداخل سنجی راداری است. با توجه به این که میزان جابجایی‌های حاصل از سیگنال پیش‌لرز بسیار کوچک بوده و ممکن است این جابجایی به علت سیگنال تروپوسفری به طور کامل پوشش داده شود و مشاهده نشود، بنابراین این تحقیق به منظور کاهش این

<sup>۱</sup> Guerrero

<sup>۲</sup> Bekaert

<sup>۳</sup> Li

<sup>۴</sup> Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer

<sup>۵</sup> Root Mean Square

<sup>۶</sup> Walters

<sup>۷</sup> European Re-Analysis Interim

<sup>۸</sup> Yu

### ۳-۱- تداخل سنجی راداری به روش پراکنش-کننده‌های پایدار (PS)

زمانی که تصویر SAR تشکیل می‌شود حتی در حالت بهترین قدرت تفکیک مقدار هر پیکسل حاصل جمع همدوس<sup>۴</sup> تمام پراکنش‌کننده‌هایی است که در داخل آن واحد پیکسل قرار می‌گیرند. اگر این پراکنش‌کننده‌ها طی زمان نسبت به یکدیگر جابجا شده و یا خاصیت بازپراکنشی آن‌ها طی زمان تغییر کند، فاز برگشتی آن‌ها به صورت تصادفی تغییر می‌کند که باعث عدم همبستگی برای این پیکسل‌ها می‌شود. اگر مقدار بازپراکنشی یک پیکسل بوسیله یک نقطه غالب باشد و ویژگی‌های بازپراکنش آن طی زمان تغییرات زیادی نداشته باشد واریانس فاز برگشتی برای این پیکسل تغییرات زیادی نخواهد داشت و این فاز برای بررسی جابجایی در منطقه مورد مطالعه مناسب خواهد بود. هوپر و همکاران در سال ۲۰۰۴ این نوع پیکسل‌ها را با نام نقاط پراکنش‌کننده پایدار معرفی کردند.

پس از آن روش‌های متفاوتی برای شناسایی این نوع نقاط توسط محققین ارائه شد [۱۹]. همه این روش‌ها نقاط PS را بر اساس مدلی تعریف شده برای جابجایی منطقه مورد مطالعه با شرط اعمال به مناطق شهری شناسایی می‌کردند [۲۱]. در این الگوریتم‌ها ابتدا یک مجموعه از نقاط PS با استفاده از آنالیز دامنه انجام می‌شوند [۲۲]. این آنالیز با بررسی رفتار یک پیکسل و مقایسه با رفتار پیکسل‌های اطراف آن صورت می‌گیرد. این روش‌ها به دو دلیل ممکن است با شکست مواجهه شوند که هر دو دلیل بخاطر مدوله بودن فاز تداخل‌نگارها بین ۰ و  $2\pi$  است. به این صورت که فازها برای هر تداخل‌نگار به صورت سیکل‌هایی در این بازه هستند. به منظور معنی دار کردن این فازها باید بازیابی فاز برای آن‌ها انجام شود و تغییرات فاز به صورت پیوسته شوند.

اولین دلیلی که برای شکست این الگوریتم‌ها وجود دارد این است که فاصله بین نقاط PS مجاور ممکن است زیاد باشد و با در نظر گرفتن تأخیر اتمسفری، میزان ابهام فاز برای نقاط PS مجاور از مقدار ۰.۶ رادیان بیشتر خواهد بود و بازیابی فاز با خطا مواجهه می‌شود. برای شرایط

اثر از روی این سیگنال انجام شد. به دلیل متفاوت بودن دقت روش‌های متفاوت کاهش اثر تروپوسفری و اهمیت موضوع انتخاب نوع روش برای کاهش اثر تروپوسفری برای پژوهش‌های آتی در این تحقیق دو روش مبتنی بر استفاده از فیلترهای مکانی-زمانی و روش استفاده از داده‌های سنجنده MERIS با یکدیگر مقایسه شدند.

### ۳- مواد و روش‌ها

در تکنیک تداخل سنجی راداری به منظور آنالیز سری زمانی داده‌ها پس از اینکه تداخل‌نگارها تولید شدند یک مجموعه از تداخل‌نگارها که هر کدام برای بازه‌های زمانی مختلفی می‌باشند وجود دارد. برای پردازش سری زمانی جابجایی در منطقه مورد مطالعه سه روش کلی تجمیع تداخل‌نگارها<sup>۱</sup>، پردازش خط مبنای کوتاه (SBAS)<sup>۲</sup> و روش پراکنش‌کننده‌های پایدار (PS)<sup>۳</sup> وجود دارد.

روش تجمیع تداخل‌نگارها بر این اساس کار می‌کند که فازهای مربوط به پیکسل‌های یکسان را با یکدیگر جمع کرده و بر تعداد کل زمان‌ها به منظور بدست آوردن سرعت متوسط جابجایی تقسیم می‌کند [۱۹].

الگوریتم خط مبنای کوتاه بر اساس پردازش زوج تصاویری عمل می‌کند که خط مبنای قائم و همچنین خط مبنای زمانی آن‌ها کمتر از مقدار بحرانی تعریف شده باشند. پس از محاسبه میزان جابجایی برای هر کدام از تداخل‌نگارها با روش کمترین مربعات میزان جابجایی برای هر کدام از پیکسل‌ها بدست می‌آید [۲۰].

کاهش همبستگی زمانی و مکانی از محدودیت‌های استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری در بررسی سری زمانی سیگنال جابجایی است. میزان این همبستگی به نوع و تعداد پراکنش‌کننده‌هایی که در پیکسل‌های تصویر قرار می‌گیرند بستگی دارد. به منظور کاهش این نوع محدودیت‌ها که در دو روش تجمیع تداخل‌نگارها و الگوریتم خط مبنای کوتاه وجود دارند در این تحقیق از روش PS که این نوع محدودیت‌ها در آن کمتر وجود دارد استفاده شده است.

<sup>۱</sup> Stacking

<sup>۲</sup> Small Baseline Subset

<sup>۳</sup> Persistent Scatterer

<sup>۴</sup> Coherent

اتمسفری عادی در هر کیلومتر مربع باید ۳ تا ۴ نقطه PS وجود داشته باشد. در این الگوریتم ها این شرط در مناطق شهری که عوارض ساخته دست بشر با پراکنش روشن به منظور استفاده در آنالیز دامنه بسیار زیاد هستند برقرار است. اما در اکثر مناطق طبیعی چنین عوارضی کمتر وجود دارند و بنابراین تراکم نقاط PS برای تشکیل شبکه-ای متراکم از این نقاط پایین است.

دومین محدودیت این نوع الگوریتم ها این است که یک مدل تقریبی فرضی برای تغییرات زمانی سیگنال جابجایی در منطقه به منظور جداسازی سیگنال جابجایی از سیگنال-هایی نظیر اتمسفری، باقی مانده توپوگرافی و غیره نیاز است. این مسأله باعث می شود که تنها نقاطی که رفتار جابجایی آن ها منطبق بر مدل پیش فرض باشد، به عنوان پراکنش کننده پایدار شناخته می شوند.

### ۲-۳- روش PS با تکنیک StaMPS

در سال ۲۰۰۷ هوپر و همکاران روشی برای رفع محدودیت های عنوان شده برای الگوریتم های موجود، الگوریتمی بر مبنای انتخاب نقاط PS و بدست آوردن میزان جابجایی برای این نقاط به نام روش StaMPS معرفی کردند که در این تحقیق از این روش استفاده شده است و در زیر بخش های، بخش ۳-۲ به تفصیل بیان شده است [۱۳].

### ۳-۲-۱- تشکیل تداخل نگارها

در روش StaMPS برای تشکیل شبکه ای از نقاط PS به ایجاد حداقل ۱۲ تداخل نگار نیاز است.

انتخاب یک تصویر پایه برای کل مجموعه و تشکیل تداخل نگارها بر اساس این تصویر پایه اولین مرحله در این تکنیک است. نکته مهم در انتخاب این تصویر پایه این است که تصویر پایه به گونه ای باید انتخاب شود که همبستگی برای مجموع تداخل نگارها بیشینه شود. میزان همبستگی به چهار عامل بازه زمانی، خط مبنای عمودی، نویز حرارتی و تفاوت در مرکز داپلر بستگی دارد [۱۲].

پس از انتخاب تصویر پایه به علت اینکه تصاویر پایه و پیرو از لحاظ مکانی نسبت به یکدیگر دارای افست<sup>۱</sup>

هستند بنابراین همه تصاویر هم هندسه<sup>۲</sup> می شوند. پس از هم هندسه کردن تصاویر تداخل نگارهای خام بوسیله بدست آوردن اختلاف فاز هر کدام از تصاویر پیرو از تصویر پایه بدست می آید.

پس از تشکیل تداخل نگارهای خام، این تداخل نگارها دارای خطای هندسی فاز هستند. این خطا در دو مرحله رفع می شود. مرحله اول مسطح<sup>۳</sup> کردن تداخل نگار است که به علت واقع شدن پراکنش کننده ها در بیضوی مرجع می باشد. در مرحله بعدی خطای انحراف سطح واقعی از سطح مرجع بوسیله مدل ارتفاعی رقومی رفع می شود. در پایان این مرحله هر کدام از پیکسل ها با استفاده از اطلاعات مداری و همچنین مدل ارتفاعی رقومی زمین مرجع<sup>۴</sup> می شوند.

### ۳-۲-۲- برآورد پایداری فاز

پس از تشکیل تداخل نگارها و رفع برخی از خطاهای موجود به منظور تشخیص پیکسل هایی که برای انتخاب شدن به عنوان نقاط PS مناسب هستند آنالیز پایداری انجام می گیرد. آنالیز پایداری با استفاده از دو آنالیز دامنه و آنالیز فاز انجام می شود.

اگرچه نقاطی که به عنوان نقاط PS انتخاب می شوند باید دارای پایداری فاز باشند ولی ارتباط مستقیمی بین پایداری دامنه با پایداری فاز وجود دارد که در ابتدا برای کاهش تعداد نقاطی که به آنالیز فاز وارد می شوند این آنالیز انجام می شود.

به منظور انجام آنالیز دامنه از شاخص پراکندگی دامنه<sup>۵</sup> استفاده می شود. این شاخص به صورت رابطه (۲) تعریف می شود.

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

در رابطه (۲)،  $\sigma_A$  و  $\mu_A$  انحراف معیار و میانگین مقادیر یک سری از دامنه پیکسل ها بودند. به منظور شناسایی نقاط PS فرتی و همکاران در سال ۲۰۰۱ یک حد آستانه برای این مقدار تعریف کردند و پیکسل هایی که مقدار شاخص پراکندگی آن ها از این مقدار پایین تر باشد از نقاط منتخب PS خارج می شوند. این حد آستانه برابر ۰.۴

<sup>۲</sup> Coregistration

<sup>۳</sup> Flatten

<sup>۴</sup> Geocoding

<sup>۵</sup> Amplitude Dispersion

<sup>۱</sup> Offset

زمانی بازیابی فاز با دقت کامل انجام می‌شود که میزان اختلاف فاز بین نقاط PS مجاور کمتر از  $\pi$  باشد. برای بخش همبسته با مکان سیگنال اصلی این شرط تا زمانی که نمونه برداری مکانی بوسیله نقاط PS دارای تراکم خوبی باشد برقرار است.

پس از برداشتن اثرات مزاحم از فاز، عملیات بازیابی فاز با استفاده از روش بازیابی فازی که توسط هوپر و همکاران در سال ۲۰۰۷ معرفی شد و بصورت سه بعدی است انجام می‌شود [۱۳]. سه بعد این بازیابی به این صورت است که دو بعد در مکان و یکی در زمان است.

پس از بازیابی فاز یکی از ترم‌هایی که مانع تفسیر مناسب نتایج می‌شود خطای اتمسفری است. نحوه کاهش این خطا در بخش ۳-۳ توضیح داده شده است.

### ۳-۳- تصحیحات تروپوسفری

یکی از چالش‌های متخصصین در حوزه تداخل‌سنجی راداری نحوه برخورد با اثر اتمسفری است. برخی تحقیقات با استفاده از فیلترهای مکانی-زمانی و بدون بکارگیری هیچگونه مجموعه داده خارجی برای کاهش اثر اتمسفری استفاده کرده و در مقابل برخی دیگر از تحقیقات از مجموعه داده‌های خارجی به منظور تخمین اثر اتمسفری استفاده کرده‌اند.

از چالش‌های این تحقیقات دستیابی به یک نتیجه‌گیری کلی در خصوص استفاده از روشی کارآمد است که در اکثر شرایط پاسخگوی نیاز به کاهش خطای اتمسفری باشد. در این تحقیق به منظور کاهش اثر تروپوسفری از دو روش استفاده شد. روش اول که مبتنی بر رفتار اتمسفر در مکان و زمان طراحی شده است، براساس تلفیق دو فیلتر پایین‌گذر در مکان و بالاگذر در زمان عمل می‌کند. این روش در گام آخر نرم‌افزار StaMPS تعبیه شده است. روش دوم استفاده از محصول بخار آب سنجنده MERIS جهت محاسبه تأخیر حاصل در لایه تروپوسفر است. این دو روش به طور کامل در بخش‌های ۳-۳-۱ و ۳-۳-۲ توضیح داده شده است.

### ۳-۳-۱- کاهش اثر تروپوسفری با روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی

در سیگنال اصلی مشاهداتی برای بخش همبسته با مکان تا زمانی که نمونه برداری مکانی بوسیله نقاط PS

تعریف شد و هرچه این حد آستانه بزرگتر انتخاب شود تعداد نقاط PS اولیه انتخاب شده بیشتر خواهند بود [۱۲]. پس از انجام آنالیز دامنه اولیه نقاطی که در این مرحله شناسایی شدند به منظور بررسی پایداری فاز آن‌ها وارد آنالیز فاز می‌شوند.

پس از مسطح سازی و همچنین حذف اثر توپوگرافی از تداخل‌نگارها فاز بازیابی نشده برای پیکسل  $x$  ام در تداخل‌نگار  $i$  ام به صورت  $\Delta$  ترم رابطه (۳) می‌باشد.

$$\psi_{x,i} = w\{\phi_{D,x,i} + \phi_{A,x,i} + \Delta\phi_{S,x,i} + \Delta\phi_{\theta,x,i} + \Delta\phi_{N,x,i}\} \quad (3)$$

در رابطه (۷)،  $\phi_{D,x,i}$  تغییرات فاز به علت جابجایی در جهت خط دید ماهواره،  $\Delta\phi_{\theta,x,i}$  باقی‌مانده فاز به علت خطای دید ماهواره،  $\phi_{A,x,i}$  فاز به علت تأخیر اتمسفری،  $\Delta\phi_{S,x,i}$  به علت دقیق نبودن پارامترهای مداری و  $\Delta\phi_{N,x,i}$  ترم نویز به علت تغییرات در بازپراکنش نقاط، نویز حرارتی، خطای هم‌هندسه کردن تصاویر پایه و پیرو و عدم قطعیت در تعیین موقعیت دقیق مرکز فاز پیکسل‌ها در جهت آزمون است. اپراتور  $w$  برای بیان فاز بازیابی نشده است.

شناسایی یک پیکسل به عنوان PS مستلزم این است که نویز برای آن پیکسل به اندازه کافی کوچک باشد و پایداری این پیکسل از لحاظ فازی اثبات شود. پس از بدست آوردن ترم‌های مختلف نویز پایداری فاز طی زمان بررسی می‌شود.

### ۳-۲-۳- انتخاب نقاط PS

پس از تخمین میزان پایداری فاز برای هر پیکسل با استفاده از یک حد آستانه برای این پایداری پیکسل‌هایی که بیشتر شبیه به نقاط PS هستند انتخاب می‌شوند. بنابراین انتخاب نقاط PS بر مبنای پایداری پیکسل‌ها، هم بر اساس پایداری دامنه آن‌ها و همچنین بر اساس پایداری فاز آن‌ها انجام می‌شود.

### ۳-۲-۴- بدست آوردن جابجایی

برای بدست آوردن میزان جابجایی باید بازیابی فاز انجام شود و همچنین دیگر فازهای مزاحم نیز تخمین زده شوند. در صورتی که هیچ فرضی در مورد سیگنال جابجایی در منطقه مورد نظر وجود نداشته باشد تنها

دارای تراکم خوبی باشد شرط کمتر بودن اختلاف فاز بین نقاط از  $\pi$  به منظور بازیابی صحیح فاز برقرار است. اما حتی در زمانی که این نمونه برداری مکانی دارای تراکم مناسبی باشد، برای بخش ناهمبسته با مکان سیگنال این شرط برقرار نیست. بخش ناهمبسته با مکان خطای زاویه دید و خطای مرکز فاز هستند در این گروه جای می گیرند. همچنین بخش ناهمبسته با مکان سیگنال های جابجایی، خطای باقیمانده مداری و اثر اتمسفری برای برای تصویر پایه که در تمام تداخل نگارها به عنوان یک افست تکرار می شوند تخمین زده می شوند. این افست تخمینی زده شده به همراه بخش ناهمبسته با مکان خطای زاویه دید و مرکز فاز قبل از بازیابی فاز از فاز اصلی کم شده تا عملیات بازیابی فاز با ریسک کمتری انجام گیرد.

پس از بازیابی فاز رابطه (۴) برای فاز بازیابی شده بدست می آید که از سه ترم  $\phi_{A,x,i}$  و  $\Delta\phi_{S,x,i}$  و  $\phi_{D,x,i}$  بخش همبسته با مکان از سهم تصویر پایه آن ها حذف شده است. پارامترهای رابطه (۴) به جز  $k$  در بخش ۲-۲-۳ تعریف شده اند. مقدار  $k$  عدد مبهم صحیحی در هر زمان برای هر کدام از تداخل نگارها می باشد که تخمین زده نشده است و اگر مرحله بازیابی با دقت بالا انجام شود این عدد صحیح برابر با بیشترین مقدار  $X$  در تداخل نگارها است.

پس از بازیابی فاز، چندین ترم در رابطه (۴) باقی می ماند که باعث پوشش ترم  $\phi_{D,x,i}$  که همان ترم جابجایی است خواهد شد و بنابراین نمی توان این ترم را به خوبی مشاهده و آنالیز کرد. این ترم ها بخش همبسته با مکان سیگنال های مزاحم<sup>۱</sup> و همچنین بخش ناهمبسته با مکان سیگنال های مزاحم<sup>۲</sup> هستند. یکی از ترم های این دو بخش از سیگنال های مزاحم خطای اتمسفری است.

از طرفی تغییرات فاز در چهار ترم اول به اندازه ای بزرگتر از ترم نویز است و آن را پوشش می دهد که شناسایی یک آرایه به عنوان PS از فاز بازیابی نشده مشکل است. بنابراین ابتدا تخمینی از چهار ترم اولیه زده می شود و از مقدار کل کم می شود تا تخمینی اولیه برای ترم نویز زده شود. سپس با وزن دهی ترم نویز به آرایه ها تخمینی جدید برای چهار ترم اول بدست می آید و مقدار جدیدی برای ترم نویز بدست می آید و این تکرار تا زمان همگرا شدن مسأله ادامه پیدا می کند.

برای برآورد چهار ترم اول به این صورت عمل می شود که سیگنال جابجایی، خطاهای اتمسفری، خطای مداری در جهت رنج و خطای وابسته به مکان زاویه دید که به خطای مدل ارتفاعی رقومی شناخته می شود ترم های وابسته به مکان در رابطه (۴) هستند بنابراین تخمین مقادیر وابسته به مکان، ۳ ترم اولیه رابطه (۴) و همچنین بخش وابسته مکان ترم ۴ این رابطه هستند [۴]. این تخمین با استفاده از یک فیلتر پایین گذر در حوزه مکانی انجام می شود. در مناطقی که دارای توپوگرافی شدیدی هستند خطای اتمسفری عامل محدود کننده برای استفاده در فیلتر است و روش بهتر استفاده ترکیبی از فیلتر پایین گذر و میان گذر است.

پس از بدست آوردن مقادیر همبسته با مکان در رابطه (۴) و کم کردن این مقادیر از این رابطه، رابطه (۵) بدست می آید که اشاره به بخش ناهمبسته با مکان این فاز دارد.

$$\widehat{\phi}_{x,i} = \phi_{D,x,i} + \phi_{A,x,i} + \phi_{S,x,i} + \Delta\phi_{\theta,x,i}^c + \phi_{N,x,i} + 2k_{x,i}\pi \quad (4)$$

$$\widetilde{\psi}_{x,i} = w\{\phi_{D,x,i}^u + \phi_{A,x,i}^u + \Delta\phi_{S,x,i}^u + \Delta\phi_{\theta,x,i}^u + \Delta\phi_{N,x,i}^u\} \quad (5)$$

از آن جایی که مقادیر ۳ ترم اول رابطه (۵) بسیار کم هستند بنابراین اثر این ۳ ترم مجموعاً با  $\delta_{x,i}$  نمایش داده می شود و برای بخش ناهمبسته با مکان فاز بازیابی نشده رابطه ای (۶) بدست می آید.

$$w = w\left\{\frac{4\pi}{\lambda}B_{\perp}(\theta)\Delta\theta + \Delta\phi_{N,x,i}^u + \delta_{x,i}\right\} \quad (6)$$

از آن جایی که  $B_{\perp}(\theta)$  با دو ترم دیگر همبستگی ندارند بنابراین می توان با روش کمترین مربعات  $\Delta\phi_{\theta,x,i}^u$  را بدست آورد و بنابراین با کم کردن این مقدار از مقدار کلی فاز اصلی و همچنین کم کردن مقدار همبسته با مکان ترم های بدست آمده برای مقادیر همبسته با مکان از مقدار اصلی فاز می توان نویز آرایه ها را بدست آورد.

بنابراین می توان به عنوان نتیجه گیری گفت در این روش بخش ناهمبسته با مکان ترم های مزاحم می تواند به عنوان نویز در هر مدل جابجایی مدل شود، اما بخش همبسته با مکان این ترم در نتایج بایاس ایجاد می کند بنابراین باید این بخش تخمین و از فاز نهایی کم شود. این بخش همبسته با مکان برای این ترم به دو بخشی که یکی

<sup>۱</sup> Spatially Correlated Nuisance Terms

<sup>۲</sup> Spatially Uncorrelated Nuisance Terms

با استفاده از رابطه (۸) میزان تأخیر تر برای تاریخ  $i$  بدست می‌آید.

$$\phi_{tropo(wet)}^{t_i} = \frac{-4\pi}{\lambda * 10^6 \cos \theta_{inc}} \left\{ \int_0^H N_{wet} dh \right\} \quad (۸)$$

در رابطه (۸)،  $N_{wet}$  بخش تر ضریب شکست،  $H$  ارتفاع بالای تروپوسفر،  $\theta_{inc}$  زاویه دید موج فرودی و  $\lambda$  طول موج است. برای محاسبه تأخیر برای یک تداخل‌نگار این مقدار باید برای تاریخ تصویر پایه و پیرو این محاسبه شده و اختلاف آنها طبق رابطه (۹) بدست آید. در نهایت این نتیجه باید از فاز کلی تداخل‌نگار کسر شود.

$$\phi_{tropo} = \phi_{master}^{tropo} - \phi_{slave}^{tropo} \quad (۹)$$

سنجنده MERIS دارای محصول بخار آب قابل بارش است که از این محصول محتوای بخار آب در راستای عمودی قابل استخراج است. تخمین MERIS برای محتوای بخار آب قابل بارش بوسیله مقایسه کسر رادیانس بین دو باند فرکانسی نزدیک به هم از محدوده فروسرخ انجام می‌گیرد که فقط یکی از این دو باند حساس به بخار آب است. بخار آب قابل بارش در رابطه (۱۰) بیان شده است.

$$PWV = \frac{1}{\rho_W R_V} \int_h^\infty \frac{e}{T} dh \quad (۱۰)$$

در رابطه (۱۰)  $\rho_W$  چگالی آب،  $R_V$  ثابت گازها برای بخار آب،  $T$  دما و  $e$  فشار وارد بر بخار آب است [۲۳]. از محصول بخار آب قابل بارش که از MERIS بدست می‌آید به صورت رابطه (۱۱) برای بدست آوردن تأخیر تروپوسفری تر استفاده می‌شود.

$$\phi_{tropo}^{wet} = \frac{-4\pi}{\lambda} \frac{\Pi}{\cos \theta_{inc}} * PWV \quad (۱۱)$$

در رابطه (۱۵)،  $\Pi$  از رابطه (۱۲) بدست.

$$\Pi = \rho_W R_V 10^{-6} \left( k'_2 + \frac{k_3}{T_m} \right) \quad (۱۲)$$

در رابطه (۱۲)  $k'_2$  و  $k_3$  ضرایبی ثابت هستند که در رابطه (۷) توضیح داده شده‌اند،  $R_V$  و  $\rho_W$  در رابطه (۱۰) توضیح داده شده‌اند و  $T_m$  طبق رابطه (۱۳) تعریف می‌شود که پارامترهای آن در رابطه (۷) توضیح داده شده‌اند. این مقدار با استفاده از داده‌های رادیوسند بدست می‌آید.

در زمان همبستگی دارد و دیگری در زمان همبستگی ندارد تقسیم می‌شود. بخش ثابت خطای همبسته با مکان مربوط به تصویر پایه که در تمام تداخل‌نگارها وجود دارد یعنی خطای اتمسفری و باقی‌مانده مداری مربوط به تصویر پایه با استفاده از یک فیلتر پایین‌گذر در حوزه زمانی تخمین زده شده و از فاز باقی‌مانده جدا می‌شود. بخش فاز همبسته با مکان که انتظار می‌رود در زمان همبسته نباشند یعنی خطای اتمسفری و باقی‌مانده مداری و همچنین خطای زاویه دید مربوط به تصاویر پیرو نیز با اعمال فیلتر بالاگذر در حوزه مکانی برای پیکسل‌های PS نزدیک به هم اعمال و تخمین زده می‌شود و از فاز باقی‌مانده جدا می‌شود.

### ۳-۳-۲- کاهش اثر تروپوسفری با داده‌های MERIS

استفاده از مجموعه داده‌های خارجی به منظور محاسبه رابطه موجود برای ضریب شکست و کاهش خطایی است که در اثر تغییر ضریب شکست بین تصاویر پایه و پیرو بوجود می‌آید. پارامترهایی که در تغییرات ضریب شکست تأثیر گذارند دما، فشار و بخار آب هستند. مهمترین پارامتری که در این تغییرات اثر گذار است بخار آب است [۸]. از این رو تخمین این پارامتر نقشی اساسی در تصحیحات خطای تروپوسفری در داده‌های تداخل-سنجی‌راداری ایفا می‌کند. یکی از مجموعه داده‌های خارجی که می‌توان بخار آب موجود در جو را با استفاده از آن بدست آورد استفاده از داده‌های سنجنده MERIS ماهواره ENVISAT است.

از رابطه‌ای که برای ضریب شکست وجود دارد در این تحقیق بخش مربوط به تروپوسفر آن بررسی شده که در رابطه (۷) بیان شده است.

$$N = \left( k_1 \frac{P}{T} \right) + \left( k'_2 \frac{e}{T} + k_3 \frac{e}{T^2} \right) \quad (۷)$$

قسمت اول رابطه (۷) مربوط به تأخیر خشک و قسمت دوم تأخیر تر است. در رابطه (۷)،  $P$  فشار کل اتمسفر بر حسب هکتوپاسکال،  $T$  دمای اتمسفر بر حسب کلوین،  $e$  فشار بخشی وارد بر بخار آب بر حسب هکتوپاسکال و مقادیر  $k_1$  و  $k'_2$  و  $k_3$  ثابت‌هایی با مقادیر ۷۷/۶، ۲۳/۳ و ۳۷۵۰۰۰ هستند.

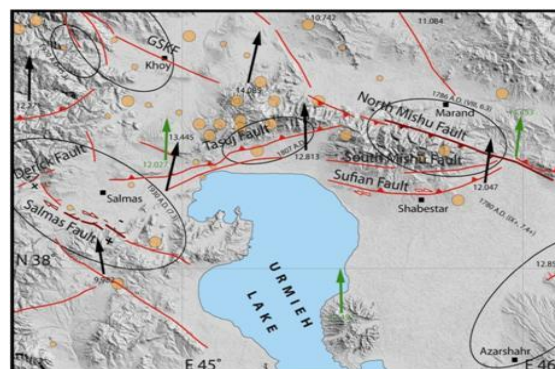
$$T_m = \frac{\int_h^{\infty} \frac{e}{T} dh}{\int_h^{\infty} \frac{e}{T^2} dh} \quad (13)$$

یکی از مسائل مهم در استفاده از داده‌های سنجنده‌ها دقت آن‌ها در تخمین بخار آب قابل بارش است. این پارامتر به جز سنجنده MERIS با سنجنده MODIS نیز برآورد می‌شود و در تحقیقی که در سال ۲۰۰۳ لی و همکاران انجام دادند به این نتیجه رسیدند که داده‌های MODIS به میزان تقریباً ۵ درصد دارای بیش‌برازش می‌شوند ولی داده‌های سنجنده MERIS دارای بایاس بسیار ناچیزی هستند و بنابراین نیازی به کالیبره کردن ندارند [۲۴].

## ۴- نتایج و بحث

### ۴-۱- منطقه مورد مطالعه

توانایی تکنیک تداخل‌سنجی راداری پس از کاهش سیگنال تأخیر تروپوسفیری از نتایج به منظور بررسی رفتار و آهنگ تغییرات جابجایی گسل تسوج هدف اصلی این تحقیق بود. گسل تسوج طبق شکل (۱) با طول تقریبی ۶۱ کیلومتر در شمال شهر تسوج قرار دارد. از لحاظ موقعیت جغرافیایی این گسل در دو استان آذربایجان شرقی و آذربایجان غربی واقع شده است. فعالیت لرزه‌ای این گسل و گسل‌های اطراف آن که در مجموعه گسل‌های بنیادی پهنه ساختاری آذربایجان قرار می‌گیرند یعنی گسل‌های شمال میشو، جنوب میشو، شمال تبریز، سیاه چشمه خوی، صوفیان قابل توجه است. در مجموع تاکنون ۲۳ گسل بنیادی برای پهنه ساختاری آذربایجان شناسایی شده است.



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه (شکل از وبسایت پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی)

ناحیه آذربایجان بخشی از سیستم پیچیده تکتونیکی به علت اثر متقابل صفحه‌های عربستان، آناتولی و اوراسیا است که شامل گسل‌های بزرگ آناتولی، شمال آناتولی، قفقاز و کوه‌های زاگرس می‌شود. کشور ایران و ناحیه آذربایجان بخشی از آن در مرز صفحات عربستان و اوراسیا قرار دارند. به علت حرکت رو به شمال صفحه عربستان کشور ایران تحت فشار قرار گرفته است. رشته کوه‌های البرز و زاگرس چین‌خوردگی‌های حاصل از این حرکت هستند [۲۵].

از لحاظ ساختاری گسل تسوج یکی از ساختارهای موجود در پهنه گسلی شمال باختری شمال تبریز است که از پنج کیلومتری شمال تسوج و دریاچه ارومیه می‌گذرد. بخش خاوری گسل تسوج دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری با شیب به سوی شمال باختر است و بخش باختری آن روند باختر شمال باختری-خاور جنوب خاوری دارد که شیب آن به سوی شمال شمال خاوری است. ساز و کار این گسل سازوکار فشاری (معکوس) است [۲۶].

گسل تسوج از دو بخش تشکیل شده است که برخی هر دو بخش شمال خاوری و جنوب باختری را به طور پیوسته تفسیر کرده‌اند، برخی دیگر تنها بخش پیوسته شمال خاوری را در نظر گرفته‌اند چرا که گسل کوچک شکریازی مسبب زمین لرزه سال ۱۹۳۰ میلادی این دو بخش را از یکدیگر جدا کرده است و بدین سبب دازای این گسل به طور پیوسته ۶۱ کیلومتر و به طور ناپیوسته ۴۶ کیلومتر خواهد بود. در بررسی انجام شده بر روی گسل تسوج افزار گسل جوانی متعلق به دوره هولوسن در پایانه باختری گسل دیده شده و بلندی آن نزدیک به ۳ متر گزارش شده است. از میان زمین لرزه‌های تاریخی روی داده در گستره شمال باختر ایران دو زمین لرزه سال‌های ۱۸۰۷ و ۱۸۷۵ میلادی را می‌توان نام برد.

محدوده شمالی دریاچه ارومیه تحت تأثیر عارضه عمده تکتونیکی شمال غرب کشور یعنی گسل شمال تبریز شدت تکتونیزه و دربردارنده سامانه‌های گسلی متعددی است که در امتداد و یا به صورت مایل بر راستای گسل امتداد لغز شمال تبریز واقع می‌گردند. گسل‌های تسوج و صوفیان با امتداد مشابه هم به سوی گسل شمال تبریز واقع می‌شوند. گسل تسوج گسلی امتدادلغز و همانند گسل شمال تبریز گسلی چپ‌بر است.

استفاده از نرم افزار DORIS<sup>۱</sup> و انتخاب نقاط PS و پردازش آن‌ها با StaMPS انجام شد. برای این تحقیق به منظور بررسی سری زمانی رفتار گسل تسوج تمام داده‌های موجود برای این سنجنده از وبسایت سازمان فضایی اروپا برای سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۲ که برای این سنجنده داده وجود دارد دانلود شدند. از سال ۲۰۰۴ تا سال ۲۰۰۸ برای منطقه مورد مطالعه یعنی منطقه‌ای که گسل تسوج در آن واقع شده، در استان آذربایجان شرقی و استان آذربایجان غربی داده موجود بودند.

باند مورد استفاده در امواج ارسالی برای جمع‌آوری داده توسط این سنجنده باند C از امواج الکترومغناطیس بودند. رزولوشن مکانی داده‌های این سنجنده در حالت تصویری<sup>۲</sup> ۲۰ متر در راستای رنج و ۴۰ متر در راستای آزیموت است. ابعاد تصویر در این حالت ۱۰۰×۱۰۰ کیلومتر است.

برای پردازش در دو حالت بالاگذر و پایین‌گذر هستند که در این تحقیق به علت ناقص بودن داده‌ها در حالت پایین‌گذر از تصاویر در حالت بالاگذر استفاده شد. تعداد ۱۸ تصویر برای بازه زمانی معرفی شده برای هر قاب تصویر در منطقه موجود بودند که به علت کیفیت پایین برخی از این تصویرها پس از پردازش تعداد ۱۲ تصویر قابل استفاده و تحلیل بود بنابراین تنها از این ۱۲ تصویر استفاده شد. تصاویر خام ماهواره ENVISAT با استفاده از بسته نرم‌افزاری ROI-PAC<sup>۳</sup> با یکدیگر ترکیب و قاب تصویری جدید برای هر تاریخ تشکیل شد. بسته نرم‌افزاری ROI-PAC ابزاری به منظور پردازش داده‌های SAR بسیاری از ماهواره‌هاست که برای کاربردهای ژئوفیزیکی متفاوتی مورد استفاده قرار می‌گیرد. تولید و توسعه این بسته نرم‌افزاری توسط آزمایشگاه پیشرانس جت ناسا (JPL)<sup>۴</sup> با همکاری دانشگاه CalTec<sup>۵</sup> صورت گرفته است. یکی دیگر از کاربردهای این بسته نرم‌افزاری تبدیل تصاویر خام به تصاویر SLC است با استفاده از این بسته تصاویر ترکیب شده که در فرمت خام بودند به تصاویر SLC تبدیل شدند.

زمین لرزه‌های متعدد تاریخی رخ داده حوالی تسوج به این گسل نسبت داده می‌شود. طول آن با سگمنت‌هایی که از گسل شمال تبریز جدا شده و در شمال غرب دریاچه ارومیه با تغییر انحنای محسوس از امتداد جنوب غرب به راستای شمال غرب با میل پایین تغییر جهت داده و از حوالی روستای شکر بازی می‌گذرد تعریف می‌شود. فعالیت‌های این گسل نسبتاً بالا بوده و به طور مثال تنها در اردیبهشت ماه سال ۱۳۹۸ حدود ۲۶ زمین لرزه برای این گسل ثبت شده است. از لحاظ عمق کانونی با توجه به بررسی‌های انجام شده از زلزله‌های ثبت شده بین سال ۱۹۹۵ و ۲۰۰۱ نکته مهمی که دریافت می‌شود این است که زلزله‌های ثبت شده در این منطقه کم عمق هستند و زلزله‌ای با عمق بیشتر از ۲/۳۴ کیلومتر در این منطقه ثبت نشده است.

به طور کلی فعالیت‌های لرزه‌ای در شمال غرب کشور ایران و به ویژه در امتداد گسل شمال تبریز و شاخه‌های مجانب بر آن بر طبق یک تنش و الگوی تکتونیکی رخ می‌دهند. با بررسی توان لرزه‌زایی گسل‌هایی که اطراف گسل تسوج هستند مثل گسل شمال میشو، گسل جنوب میشو، گسل شبستر و همچنین گسل تسوج می‌توان نتیجه گرفت که همه گسل‌های منطقه تسوج توانایی ایجاد زلزله‌هایی با بزرگای ۶ ریشتر را دارا هستند. در این میان گسل شمالی میشو با توان لرزه‌زایی ۷/۲ بیشترین توان لرزه‌زایی را در بین گسل‌های این منطقه دارد.

در توضیح مراکز جمعیتی اطراف این گسل، تسوج شهر کوچکی از حوزه شهرستان شبستر در آذربایجان شرقی است که جمعیت حدود ۸ هزار نفری در آن زندگی می‌کنند. علاوه بر شهر تسوج، شهر کشک سرای از توابع شهرستان مرند نیز به گسل تسوج نزدیک است و در محدوده ۱۵ کیلومتری این منطقه است. این شهر نیز دارای جمعیتی بالغ بر ۸ هزار نفر است. علاوه بر دو شهر تسوج در جنوب غربی گسل و کشک سرای در شمال شرقی آن آبادی‌های متعدد دیگری نیز در امتداد گسل تسوج و محدوده پراکنش خردلرزه‌های تسوج واقع شده‌اند. از این میان می‌توان به روستاهای چهرگان، امسرجان، انگشت جان، پیر بالا، ارلان، باغ ارلان و روستای سرخه اشاره کرد [۲۷].

## ۴-۲- داده‌ها و نرم‌افزارهای مورد استفاده

در این تحقیق داده‌های ورودی اصلی، تصاویر سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT بودند. تشکیل تداخل نگارها با

<sup>۱</sup> Delft Object-oriented Radar Interferometric software

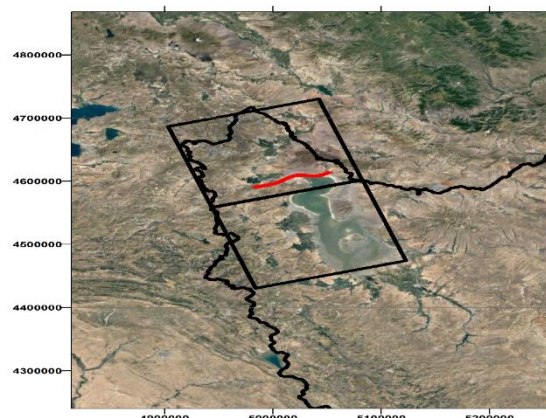
<sup>۲</sup> Image Mode

<sup>۳</sup> Repeat Orbit Interferometry PACkage

<sup>۴</sup> Jet Propulsion Laboratory

<sup>۵</sup> California Institute of Technology

شکل (۲) موقعیت قرارگیری این قاب‌ها را در منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد. همان طور که از شکل‌ها مشاهده می‌شود یکی از قاب‌ها بر روی دریاچه ارومیه و یکی دیگر از قاب‌ها در شمال این دریاچه واقع شده‌اند. نکته قابل ذکر برای گسل تسوج و محل قرارگیری آن در محدوده قاب تصاویر این است که گسل تسوج در محدوده تقریبی بین دو قاب تصویر بالا و پایین و به طول تقریبی قاب‌ها قرار گرفته است.



شکل ۲- محل قاب تصاویر ENVISAT و موقعیت گسل تسوج که با رنگ قرمز مشخص شده است

در جدول (۱) زمان اخذ تصاویر و همچنین طول خط مبنای مکانی و طول خط مبنای زمانی آن‌ها نسبت به تصویر پایه مشاهده می‌شود. تاریخ اولین تصویر برای این منطقه ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ و تاریخ آخرین تصویر ۲۰۰۸/۰۴/۰۲ است.

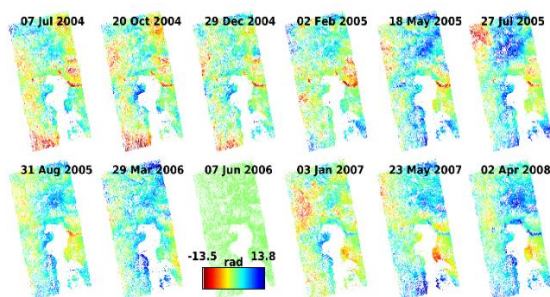
جدول ۱- موقعیت زمانی و مکانی تصاویر پیرو نسبت به تصویر پایه (واحد خط مبنا متر)

| تاریخ تصویر | خط‌مبنای مکانی | خط‌مبنای زمانی |
|-------------|----------------|----------------|
| ۲۰۰۴/۰۷/۰۷  | ۱۶۲            | ۷۰۰            |
| ۲۰۰۴/۱۰/۲۰  | -۱۲۶۰          | ۵۹۵            |
| ۲۰۰۴/۱۲/۲۹  | ۴۸۶            | ۵۲۵            |
| ۲۰۰۵/۰۲/۰۲  | -۲۹۳           | ۴۹۰            |
| ۲۰۰۵/۰۵/۱۸  | -۳۲۳           | ۳۸۵            |
| ۲۰۰۵/۰۷/۲۸  | -۷۶            | ۳۱۵            |
| ۲۰۰۵/۰۸/۳۱  | -۵۹            | ۲۸۰            |
| ۲۰۰۶/۰۳/۲۹  | -۳۴۰           | ۷۰             |
| ۲۰۰۶/۰۶/۰۷  | ۰              | ۰              |
| ۲۰۰۷/۰۱/۰۳  | ۲۲۳            | ۲۱۰            |
| ۲۰۰۷/۰۵/۲۳  | -۲۰۸           | ۳۵۰            |
| ۲۰۰۸/۰۴/۰۲  | ۷۹             | ۶۶۴            |

روش مورد استفاده در این تحقیق برای تحلیل سری زمانی سیگنال میان‌لرز، روش پراکنش‌کننده‌های پایدار

StaMPS است که دو مرحله پیش‌پردازش برای داده‌ها قبل از رسیدن به پردازش‌های مربوط به روش پراکنش-کننده‌های پایدار وجود دارد.

اولین مرحله پیش‌پردازش فرآیند فوکوس کردن و تبدیل داده‌های خام به داده‌های SLC در صورت نیاز است. این مرحله در این تحقیق به علت نیاز به استفاده از ترکیب دو قاب تصویر و این نکته که این کار با نرم‌افزار ROI-PAC صورت می‌گیرد و ورودی ROI-PAC داده‌های خام است صورت گرفت. مرحله دوم پیش‌پردازش در این نرم‌افزار تبدیل داده‌های SLC به تداخل‌نگارها است. برای تشکیل تداخل‌نگارها از نرم‌افزار DORIS استفاده می‌شود. اگر پردازش داده‌ها با داده‌های خام شروع نشود استفاده از ROI-PAC ضروری نیست و مستقیماً می‌توان داده‌های SLC را ورودی DORIS به منظور تشکیل تداخل‌نگارها در نظر گرفت. پس از تشکیل تداخل‌نگارها آنالیز داده‌ها به روش پراکنش‌کننده‌های پایدار با استفاده از نرم‌افزار StaMPS انجام شد. تصویر پایه در این روش تصویر تاریخ ۲۰۰۶/۰۶/۰۷ انتخاب شد. تعداد پیکسل‌های PS انتخابی در این مرحله ۲۰۴۰۴ بودند. همان‌طور که در شکل (۳) مشاهده می‌شود قبل از کاهش اثر تروپوسفری، در سری زمانی نتایج تداخل‌سنجی راداری با تکنیک StaMPS اثری از سیگنال میان‌لرز مشاهده نمی‌شود که یکی از دلایل عمده آن ایجاد می‌تواند خطا به علت تأخیر تروپوسفری بر روی نتایج باشد.



شکل ۳- سری زمانی نتایج پس از حذف خطای باقی‌مانده مداری و باقی‌مانده مدل ارتفاعی رقومی با تکنیک StaMPS

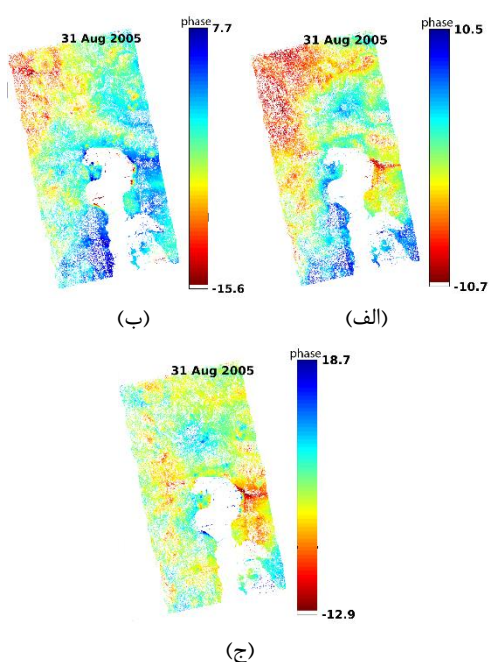
کاهش اثر تروپوسفری در این تحقیق با دو روش انجام شد. یکی روش مبتنی بر استفاده از فیلترهای مکانی-زمانی و دیگری روش استفاده از داده‌های سنجنده MERIS بود. بدین منظور علاوه بر داده‌های سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT داده‌های سنجنده MERIS این سنجنده نیز به منظور تخمین اثرات تروپوسفری اخذ شدند.

## ۴-۳- کاهش اثر تروپوسفری

کاهش اثر تروپوسفری بر روی نتایج تکنیک تداخل-سنجی راداری در این تحقیق از دو منظر مورد بررسی قرار گرفت. ابتدا کاهش این اثر بر روی تداخل نگارهای مجزا و سپس این کاهش بر روی سری زمانی داده ها بررسی شده-اند. به طور کلی در تشکیل تداخل نگار اثرات مختلف شامل توپوگرافی، انحنای زمین و نویز حذف و فاز حاصل را به نام فاز باقی مانده می شناسیم. فاز باقی مانده عمدتاً شامل سیگنال جابجایی سطح زمین و نیز اثرات ناشی از اتمسفر است. با حذف اثر اتمسفر از تداخل نگار، سعی در برآورد صحیح تری از جابجایی خواهیم داشت. در شکل (۴) تداخل نگار تشکیل شده برای تاریخ ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ به همراه میزان اثر تروپوسفری تخمین زده شده برای این تاریخ و همچنین نتایج کاهش اثر تروپوسفری بر روی تداخل نگار این تاریخ با استفاده از داده های سنجنده MERIS نمایش داده شده است.

مشاهده شده در تداخل نگار این موضوع تأیید می شود. مشاهده می شود که پس از حذف اثر تروپوسفری با استفاده از این داده ها، تغییرات مکانی فازهای باقی مانده پس از تصحیح اثر اتمسفر بسیار کمتر از حالت قبل از تصحیح است و کاهش تغییرات مکانی فاز باقی مانده به معنای کمتر شدن کاهش اثر تروپوسفری است و این نشانه ای بر عملکرد مناسب این روش در این تاریخ است.

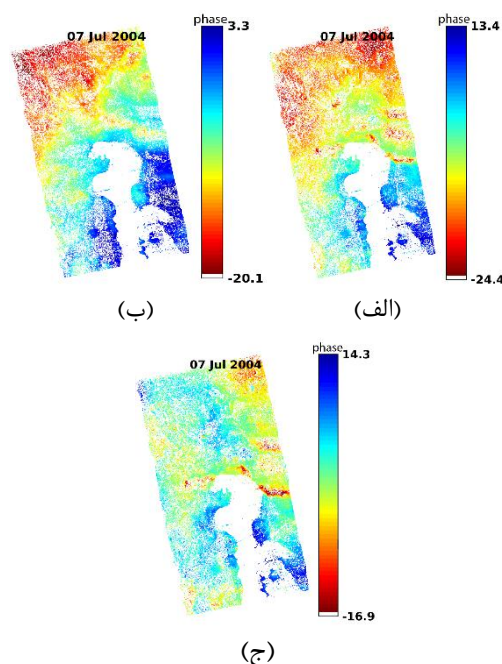
در شکل (۵) تداخل نگار تشکیل شده برای تاریخ ۲۰۰۵/۰۸/۳۱ به همراه میزان اثر تروپوسفری تخمین زده شده برای این تاریخ و همچنین نتایج کاهش اثر تروپوسفری بر روی تداخل نگار این تاریخ نمایش داده شده است.



شکل ۵- (الف) تداخل نگار تاریخ ۲۰۰۵/۰۸/۳۱ (ب) تخمین اثر تروپوسفری با داده های MERIS (ج) تداخل نگار تصحیح شده با داده های MERIS

در تاریخ ۲۰۰۵/۰۸/۳۱ تخمین محاسبه شده با استفاده از داده های MERIS نیز نسبتاً عملکرد خوبی داشته اند ولی نسبت به تاریخ ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ عملکرد ضعیف تری از خود نشان داده اند.

یکی از مهمترین دلایل عملکرد بهتر تخمین اثر تروپوسفری با داده های MERIS در تاریخ ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ نسبت به تاریخ ۲۰۰۵/۰۸/۳۱ کمتر بودن میزان پوشش ابری در تاریخ های اخذ تصاویر برای این تداخل نگارها است. میزان آزاد بودن جو منطقه از پوشش ابر بر روی قاب تصاویر برای تصاویر به ترتیب تاریخ های ذکر شده در جدول (۱) برابر با، ۹۴، ۸۸، ۴۶، ۱۳، ۴۷، ۸۸، ۶۶، ۳۱،



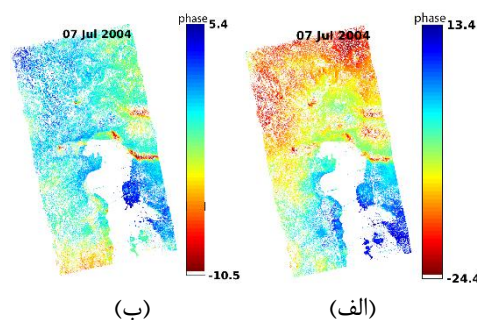
شکل ۴- (الف) تداخل نگار تاریخ ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ (ب) تخمین اثر تروپوسفری با داده های MERIS (ج) تداخل نگار تصحیح شده با داده های MERIS

در تاریخ ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ داده های MERIS تخمین بسیار خوبی برای تأخیر تروپوسفری داشتند. پس از تخمین اثر تروپوسفری با استفاده از داده های سنجنده MERIS با مشاهده همبستگی بالای این تخمین با سیگنال های

۹۲، ۱۰، ۹۴، ۴۹ درصد است. میزان آزاد بودن از پوشش ابر برای تاریخ تصویر پیرو ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ برابر ۸۸ درصد و این میزان برای تاریخ تصویر پیرو ۲۰۰۵/۸/۳۱ برابر ۶۶ درصد است و با توجه به این نکته که تصاویر MERIS به ابر بسیار حساس هستند و در مناطق ابری این داده‌ها دچار خطای بسیار شدید می‌شوند بنابراین همانگونه که انتظار می‌رود در تاریخ ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ نتیجه بسیار بهتری برای تخمین اثر تروپوسفری و کاهش آن بر روی داده‌های تداخل‌سنجی راداری مشاهده می‌شود.

برای دیگر تداخل‌نگارها هم عملکرد روش استفاده از داده‌های MERIS شبیه به عملکرد دو تداخل‌نگار بیان شده هستند، به این صورت که برای تداخل‌نگارهایی که درصد پوشش ابری برای تصاویر پیرو آن‌ها زیاد است عملکرد این روش ضعیف است و برای تاریخ‌هایی که درصد پوشش ابر برای تصویر پیرو آن‌ها کم است عملکرد این روش بسیار خوب است.

در شکل (۶) تداخل‌نگار تشکیل شده برای تاریخ ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ و همچنین نتایج کاهش اثر تروپوسفری بر روی تداخل‌نگار این تاریخ با استفاده از روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی نمایش داده شده است.

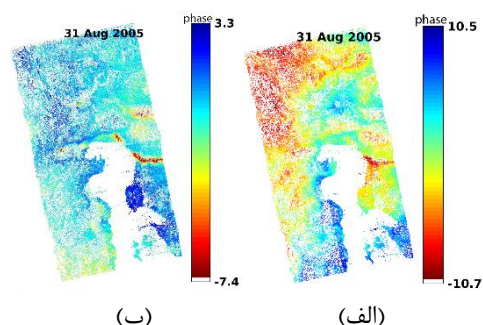


شکل ۶- (الف) تداخل‌نگار تاریخ ۲۰۰۴/۰۷/۰۷ (ب) تداخل‌نگار تصحیح شده با روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی

در شکل (۷) تداخل‌نگار تشکیل شده برای تاریخ ۲۰۰۵/۸/۳۱ و همچنین نتایج کاهش اثر تروپوسفری بر روی تداخل‌نگار این تاریخ با استفاده از روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی نمایش داده شده است.

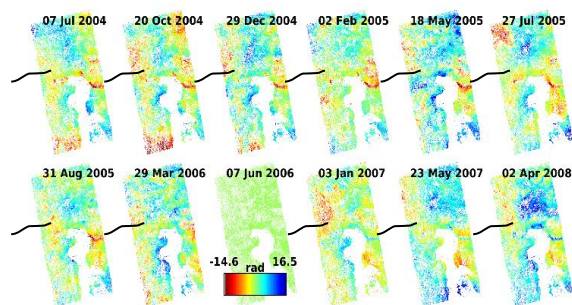
از آنجایی که هدف اصلی این تحقیق پس از کاهش اثر تروپوسفری مشاهده سیگنال میان‌لرزه برای گسل تسوج است بنابراین پس از کاهش این اثر با دو روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی و روش استفاده از داده‌های

سنجنده MERIS باید سری زمانی نتایج بررسی شود. با توجه به پیشینه فعالیت‌های تکنیکی منطقه و بررسی مشاهدات سری زمانی ایستگاههای دائم GPS سازمان نقشه‌برداری کشور و آگاهی از این موضوع که در بازه زمانی مطالعه، این منطقه دارای سیگنال میان‌لرزه است بنابراین در صورتی که این سیگنال به خوبی در نتایج تداخل‌سنجی راداری پس از کاهش اثر تروپوسفری مشاهده شود می‌توان از به صحت نتایج پی برد.



شکل ۷- (الف) تداخل‌نگار تاریخ ۲۰۰۵/۸/۳۱ (ب) تداخل‌نگار تصحیح شده با روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی

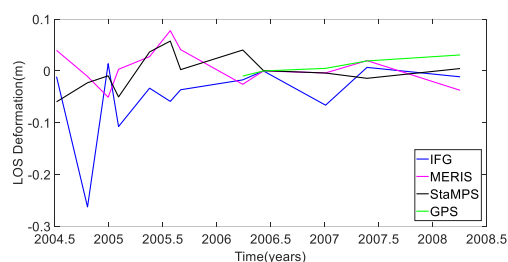
پس از کاهش اثر تروپوسفری با استفاده از داده‌های MERIS، با وجود اینکه در برخی از تاریخ‌ها برای تداخل‌نگارها نتایج خوبی مشاهده می‌شد ولی همانطور که قبلاً اشاره شد، در بررسی سری زمانی این داده‌ها به علت اینکه در برخی از تاریخ‌های دیگر نتایج این روش به علت وجود ابر در آن تاریخ‌ها برای منطقه مورد نظر ضعیف بودند بنابراین در سری زمانی این روش نتایج قابل قبولی مشاهده نشدند. شکل (۸) سری زمانی نتایج را پس از کاهش اثر تروپوسفری با روش MERIS، حذف اثر باقی‌مانده مداری و همچنین حذف باقی‌مانده خطای مدل-ارتفاعی رقومی نشان می‌دهد.



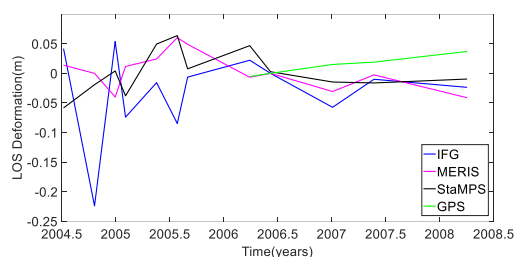
شکل ۸- سری زمانی نتایج پس از حذف خطای باقی‌مانده مداری و باقی‌مانده مدل ارتفاعی رقومی با تکنیک StaMPS و کاهش اثر تروپوسفری با استفاده از داده‌های MERIS

به منظور بررسی عددی صحت نتایج، از مقایسه سری زمانی حاصل از ایستگاه‌های دائم GPS سازمان نقشه-برداری کشور با سری زمانی نتایج تداخل‌سنجی‌راداری قبل و پس از تصحیحات استفاده شده است. از بین ایستگاه‌های دائم سازمان نقشه‌برداری در تاریخ‌هایی که داده‌های ماهواره ENVISAT پردازش شدند برای سه ایستگاه داده موجود بود و برای این سه ایستگاه مقایسه انجام شد. سه ایستگاهی که برای این منظور استفاده شدند ایستگاه‌های تسوج، نازک سفلی و ارومیه بودند. از بین ۱۲ تاریخ مورد نظر برای تصاویر، تنها برای ۵ تاریخ داده‌ی GPS وجود داشت.

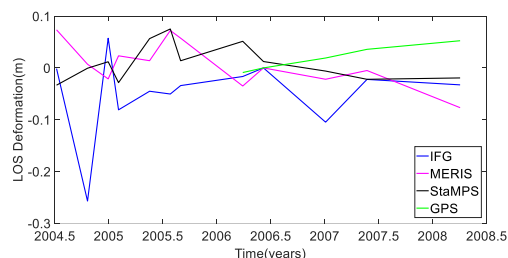
در شکل‌های (۱۰) و (۱۱) و (۱۲) سری زمانی نتایج این سه ایستگاه GPS و همچنین نتایج تداخل‌سنجی قبل از تصحیحات تروپوسفری و پس از تصحیحات تروپوسفری با استفاده از دو روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی و روش MERIS نمایش داده شده‌اند.



شکل ۱۰- سری زمانی نتایج برای ایستگاه تسوج



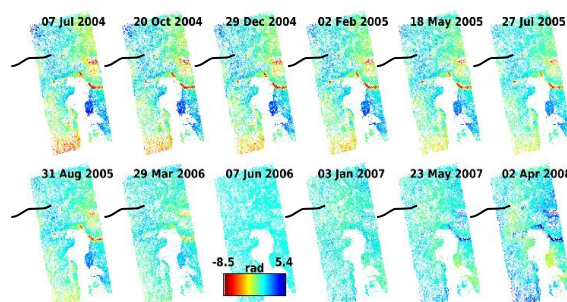
شکل ۱۱- سری زمانی نتایج برای ایستگاه نازک سفلی



شکل ۱۲- سری زمانی نتایج برای ایستگاه ارومیه

همانطور که در شکل (۸) مشاهده می‌شود در این نتایج سیگنال میان‌لرز پس از کاهش خطای تروپوسفری مشاهده نمی‌شود، نتایج همگن نبوده و دارای اغتشاشات تصادفی هستند که به احتمال زیاد ناشی از اثر باقی‌مانده اتمسفری است.

پس کاهش اثر تروپوسفری با استفاده از روش بیان شده مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی به وضوح می‌توان دید که اغتشاشات اتمسفری در نتایج به شدت کاهش پیدا کرده و سیگنال میان‌لرز به خوبی مشاهده می‌شود. شکل (۹) سری زمانی نتایج را پس از کاهش اثر تروپوسفری با روش فیلترهای مکانی-زمانی، حذف اثر باقی‌مانده مداری و همچنین حذف باقی‌مانده خطای مدل ارتفاعی رقومی نشان می‌دهد. طبق شکل (۹) جابجایی‌های رخ داده در منطقه مطالعاتی بدین صورت است که قبل از تاریخ تصویر پایه در شمال گسل فاز سیگنال جابجایی مثبت و در حال دور شدن از سنجنده بوده است. در منطقه جنوبی فریم که در جنوب گسل واقع شده، این رفتار قبل از تاریخ پایه برعکس و فاز سیگنال جابجایی منفی است. اگر این سیگنالی که شمال و جنوب گسل را به صورت یک ترند کلی در برگرفته سیگنال جابجایی باشد، این رفتار بعد از تاریخ پایه باید برعکس باشد که به همین صورت نیز می‌باشد. بدین معنی که در تاریخ‌های بعد از تاریخ پایه شمال گسل مقادیر منفی دارد که نزدیک‌شدگی به سنجنده را مشخص می‌کند و در جنوب گسل فاز مثبت که دورشدگی از سنجنده را نشان می‌دهد. همچنین با نزدیک شدن به تاریخ پایه، تمام جابجایی‌های مطرح شده دارای شدت کمتری می‌شوند. چنین رفتار سیستماتیکی که ناشی از حرکت میان‌لرز گسل و از نوع امتداد لغز است، در روش‌های دیگر مورد استفاده در مقاله به وضوح قابل تشخیص نیست.



شکل ۹- سری زمانی نتایج پس از حذف خطای باقی‌مانده مداری و باقی‌مانده مدل ارتفاعی رقومی با تکنیک StaMPS و کاهش اثر تروپوسفری با فیلترهای مکانی-زمانی

## ۵- نتیجه‌گیری و پیشنهادات

در این پژوهش به منظور نتیجه‌گیری کلی در مورد موثر بودن روش‌های کاهش اثر تروپوسفری بر روی داده‌های تداخل‌سنجی راداری از دو روش مبتنی بر استفاده از فیلترهای مکانی-زمانی و همچنین روش استفاده از داده‌های سنجنده MERIS از مجموعه روش‌هایی که از داده‌های خارجی استفاده می‌کنند بهره‌گیری شد. با توجه به مطالعات قبلی در این زمینه و استفاده از روش‌های آماری و همچنین روش‌های استفاده از مجموعه داده‌های خارجی، هدف استفاده از این دو روش نتیجه‌گیری در این مورد بود که با توجه به محدودیت در اختیار داشتن مجموعه داده‌های خارجی آیا با استفاده از روش مبتنی بر استفاده از فیلترهای مکانی-زمانی با داده‌های تداخل-سنجی و بدون استفاده از مجموعه داده‌های خارجی می‌توان به دقت مناسبی برای این تکنیک پس از کاهش اثر تروپوسفری دست پیدا کرد و یا اینکه به داده‌های خارجی همانند داده‌های سنجنده MERIS برای رسیدن به دقت مطلوب برای تخمین اثر تروپوسفری و کاهش آن نیاز است. پس از بررسی عملکرد این دو روش در کاهش اثر تروپوسفری از دید کاهش این اثر بر روی تک تداخل‌نگارها می‌توان این نتیجه‌گیری را بیان کرد که برای برخی از تداخل‌نگارها که در تاریخ‌های تصاویر پایه و پیرو آن منطقه از لحاظ آب و هوایی صاف است و ابری در منطقه وجود ندارد روش MERIS دارای عملکرد مناسبی است ولی در تاریخ‌هایی که برای تصاویر پایه و پیرو ابر در منطقه وجود دارد عملکرد این روش بسیار ضعیف می‌باشد. بنابراین برای بررسی سری زمانی داده‌های تداخل‌سنجی در کاربردهایی همانند بررسی سیگنال میان‌لرز این روش مناسب نیست. همچنین بخش هیدرواستاتیک تأخیر در روش MERIS نادیده گرفته شده است که اثر منفی آن بر روی نتایج سری زمانی مشهود است.

ولی در مقابل روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی در کاهش اثر تروپوسفری بر روی سری زمانی داده‌ها عملکرد بسیار مناسبی از خود نشان داد به طوری که پس از کاهش اثر تروپوسفری بر روی داده‌ها سیگنال میان‌لرز به وضوح مشاهده می‌شد.

با توجه به عملکرد بسیار مناسب روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی در کاهش اثر تروپوسفری بر روی

همچنین مقادیر انحراف معیار و RMSE<sup>۱</sup> نسبت به نتایج GPS برای نتایج محاسبه شدند. IFG مبین سری زمانی قبل از حذف اثر اتمسفری می‌باشد.

مقدار RMSE نسبت به سری زمانی GPS برای ۵ تاریخی که داده GPS موجود است برای ایستگاه‌های بترتیب ارومیه، تسوج و نازک‌سفلی برای تداخل‌نگار تصحیح نشده برابر ۰.۰۳۲۲، ۰.۰۱۶۸، ۰.۰۲۰۵، برای تداخل‌نگار تصحیح شده با روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی برابر ۰.۰۲۵۰، ۰.۰۱۳۳، ۰.۰۱۷۱ و برای تداخل‌نگار تصحیح شده با روش MERIS برابر ۰.۰۲۸۸، ۰.۰۱۴۱، ۰.۰۱۸۶ بودند. کاهش مقدار RMSE بعد از اعمال الگوریتم‌های حذف اثر اتمسفر نشان‌دهنده کاهش نوسانات سری زمانی و کاهش این اثر است.

کمیت انحراف معیار نیز نشان‌دهنده وجود یا عدم وجود نوسانات سری زمانی می‌باشد. مقدار انحراف معیار برای ۵ تاریخی که داده GPS موجود است برای ایستگاه‌های بترتیب ارومیه، تسوج و نازک‌سفلی برای تداخل‌نگار تصحیح نشده برابر ۰.۰۴۰۴، ۰.۰۲۸۷، ۰.۰۲۹۵، برای تداخل‌نگار تصحیح شده با روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی برابر ۰.۰۳۰۱، ۰.۰۲۰۷، ۰.۰۲۶۲ و برای تداخل‌نگار تصحیح شده با روش MERIS برابر ۰.۰۳۰۷، ۰.۰۲۲۵، ۰.۰۱۸۵ بودند. کاهش انحراف معیار سری زمانی بعد از اعمال الگوریتم‌های کاهش اثر اتمسفر مبین اثر مثبت این الگوریتم‌ها بوده است.

برای ۷ تاریخی که سری زمانی GPS برای آن‌ها موجود نبود تنها ناگزیر به استفاده از کمیت انحراف معیار شدیم. مقدار انحراف معیار برای ۷ تاریخی که داده GPS موجود نبود برای ایستگاه‌های بترتیب ارومیه، تسوج و نازک‌سفلی برای تداخل‌نگار تصحیح نشده برابر ۰.۰۹۸۴، ۰.۰۹۲۷، ۰.۰۹۴۹، برای تداخل‌نگار تصحیح شده با روش مبتنی بر فیلترهای مکانی-زمانی برابر ۰.۰۴۰۴، ۰.۰۴۲۹، ۰.۰۴۴۳ و برای تداخل‌نگار تصحیح شده با روش MERIS برابر ۰.۰۳۶۱، ۰.۰۴۱۷، ۰.۰۳۲۹ بودند. کاهش نوسانات ناشی از حذف اثر اتمسفر در نتایج حاصل از انحراف معیار نیز به چشم. نتایج کمی حاصله از تمام ارزیابی‌های صورت گرفته از سری زمانی نشان داده در شمل‌های ۸ الی ۱۰ نیز به طور کیفی قابل مشاهده است.

<sup>۱</sup> Root Mean Square Error

## تقدیر و تشکر

از آژانس فضایی اروپا (ESA) به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین از سازمان نقشه‌برداری کشور به دلیل فراهم نمودن اندازه‌گیری‌های GPS سپاسگزاری می‌گردد.

در پایان این تحقیق از معاونت پژوهشی پژوهشکده مکانیک پژوهشگاه فضایی ایران برای حمایت علمی و همچنین مالی تشکر و قدردانی می‌شود.

این تحقیق با حمایت مالی پژوهشکده مکانیک پژوهشگاه فضایی ایران با شماره طرح پژوهشی شماره (۷) از قرارداد ۹۶/۱۰۵۰/۴۰۲ ق بین دانشگاه شیراز و این پژوهشکده انجام شده است.

داده‌های تداخل‌سنجی‌راداری و همچنین با مشاهده ضعف روش استفاده از مجموعه‌داده خارجی MERIS به منظور کاهش اثر تروپوسفری در این تحقیق و این منطقه مطالعاتی، بنابراین می‌توان برای استفاده از روشی کارا برای دستیابی به این هدف روش مبتنی بر استفاده از فیلتر مکانی-زمانی را برای مطالعات بعدی پیشنهاد کرد. همچنین می‌توان به منظور بررسی بیشتر برای اطمینان حاصل کردن در مورد عملکرد روش‌های آماری و همچنین روش‌های استفاده از مجموعه داده‌های خارجی مقایسه دیگر روش‌ها را برای پدیده‌های ژئودینامیکی متفاوت در مناطق مطالعاتی متفاوتی پیشنهاد کرد.

## مراجع

- [1] A. Hooper, D. Bekaert, K. Spaans, and M. Ar. (2012). "Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation." *Tectonophysics*. vol. 517, pp. 1–13.
- [2] D. P. S. Bekaert, A. Hooper, and T. J. Wright. (2015). "A spatially variable power law tropospheric correction technique for InSAR data," *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*. no. 2, pp. 1–12.
- [3] A. Hooper, J. Pietrzak, W. Simons, H. Cui, R. Riva, M. Naeije, A. Terwisscha van Scheltinga, E. Schrama, G. Stelling, and A. Socquet. (2013). "Importance of horizontal seafloor motion on tsunami height for the 2011 Mw=9.0 Tohoku-Oki earthquake," *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 361, pp. 469–479.
- [4] Hanssen, R. F. (2001), "Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis" kluwer academic. Delft, Netherlands .
- [5] A. Laurence, K. E. Mattar, and G. Sofko. (2000) "Influence of Ionospheric Electron Density Fluctuations on Satellite Radar Interferometry streaking ' and the ionosphere" *Geophysical Research letters*. vol. 27, no. 10, pp. 1451–1454.
- [6] Hanssen, R. F. (1998), "Atmospheric Heterogeneities from ERS-Tandem SAR Interferometry and Sea Surface Images" Delft university press. Delft, Netherlands .
- [7] C. Yu, Z. Li, N. T. Penna, and P. Crippa. (2018) "Generic atmospheric correction model for Interferometric Synthetic Aperture Radar observations," *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*. vol. 27, pp 9202-9222.
- [8] A. Zebker, P. A. Rosen, and S. Hensley. (1997) "Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps" *Journal of Geophysical Research*. vol. 102, pp. 7547–7563.
- [9] R. Jolivet, M. Simons, P. S. Agram, Z. Duputel, and Z. Shen. (2015) "Aseismic slip and seismogenic coupling along the central," *Geophysical Research letters*. vol. 42, pp. 297–306.
- [10] C. Yu, Z. Li, and N. T. Penna, (2018) "Interferometric synthetic aperture radar atmospheric correction using a GPS-based iterative tropospheric decomposition model," *Remote Sensing of Environment*, vol. 204, pp. 109–121.
- [11] F. Sarti, (2000) "Detection of ground subsidence in the city of Paris using radar interferometry: Isolation of deformation from atmospheric artifacts using correlation" *Geophysical Research letters*, vol. 27, no. 24, pp. 3981–3984.
- [12] A. Ferretti, C. Prati, and F. Rocca, (2001) "Permanent Scatters in SAR Interferometry," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*. vol. 39, no. 1, pp. 8–20.
- [13] A. Hooper, P. Segall, and H. Zebker, (2007) "Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis , with application to Volcan Alcedo , Galapagos," *Journal of Geophysical Research*. vol. 112, pp. 1–21.

- [14] M. Shirzaei, (2012) "Topography correlated atmospheric delay correction in radar interferometry using wavelet transforms," *Geophysical Research letters*. vol. 39, no. October 2011, pp. 1–6.
- [15] D. P. S. Bekaert, A. Hooper, and T. J. Wright, (2015) "A spatially variable power law tropospheric correction technique for InSAR data," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. no. 2, pp. 1345–1356.
- [16] Z. Li, E. J. Fielding, P. Cross, and R. Preusker, (2009) "Advanced InSAR atmospheric correction: MERIS/MODIS combination and stacked water vapour models," *international journal of remote sensing*. vol. 30, no. 13, pp. 3343–3363.
- [17] Z. W. Li, W. B. Xu, G. C. Feng, J. Hu, C. C. Wang, X. L. Ding, and J. J. Zhu, (2012) "Correcting atmospheric effect on InSAR with MERIS water vapour data and elevation-dependent interpolation model," *geophysical journal international*. vol. 189, pp. 898–910.
- [18] R. J. Walters, J. R. Elliott, Z. Li, and B. Parsons, (2013) "Rapid strain accumulation on the Ashkabad fault (Turkmenistan) from atmosphere-corrected InSAR," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 118, no. 7, pp. 3674–3690.
- [19] S. Lyons and D. Sandwell, (2003) "Fault creep along the southern San Andreas from interferometric synthetic aperture radar, permanent scatterers, and stacking," *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, pp. 1–24.
- [20] P. Berardino, G. Fornaro, R. Lanari, S. Member, E. Sansosti, and S. Member, (2002) "A New Algorithm for Surface Deformation Monitoring Based on Small Baseline Differential SAR Interferograms," *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 40, no. 11, pp. 2375–2383.
- [21] C. Werner, U. Wegmüller, T. Strozzi, and A. Wiesmann, (2003) "Interferometric Point Target Analysis for Deformation Mapping," *IEEE International*, vol. 00, no. 1, pp. 4362–4364.
- [22] M. Crosetto, A. Arnaud, J. Duro, and E. Biescas, (2003) "Deformation monitoring using remote sensed radar interferometry data," *Proceedings, 11th FIG Symposium on Deformation Measurements*, Santorini, Greece.
- [23] M. Bevis, S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, and R. H. Ware, (1992) "GPS Meteorology: Remote Sensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System," *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, no. 92, pp. 787–801.
- [24] Z. Li, J. Muller, and P. Cross, (2003) "Comparison of precipitable water vapor derived from radiosonde, GPS, and Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer measurements," *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. D20, 4651.
- [25] S. H. Aghajany, B. Voosoghi, and A. Yazdian, (2017) "Estimation of north Tabriz fault parameters using neural networks and 3D tropospherically corrected surface displacement field," *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, vol. 5705, no. March, pp. 0–15.
- [26] Z. Su, E. Wang, J. Hu, M. Talebian, and S. Karimzadeh, (2017) "Quantifying the Termination Mechanism Along the North Tabriz-North Mishu Fault Zone of Northwestern Iran via Small Baseline PS-InSAR and GPS Decomposition," *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 10, no. 1, pp. 130–144.
- [27] H. Namfar, Y. Sattarzadeh, M. R. Ghitanchi, (2004) "Investigation and analysis of tectonic seismic activities in the Tsouj area" 8th Symposium of Geological Society of Iran, Tabriz, Iran.