

تحلیل حرکت گسل‌ها با استفاده از تصاویر راداری، مطالعه موردی گسل انار

علی مهرابی* - دانشیار گروه جغرافیا و برنامه‌ریزی شهری، دانشکده ادبیات، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان.

پذیرش مقاله: ۱۴۰۲/۱۱/۲۷ تأیید نهایی: ۱۴۰۳/۰۳/۱۹

چکیده

بررسی مکانیزم حرکت گسل‌ها و نرخ جابجایی بلوک‌ها می‌تواند در میزان فعال بودن یک گسل نقش مهمی ایفا کند، در این پژوهش از قابلیت تصاویر راداری در تعیین میزان فعالیت گسل‌ها استفاده می‌شود. بدین منظور گسل انار، یکی از گسل‌های فعال در پهنه ایران مرکزی، به عنوان نمونه موردی انتخاب شد. در این راستا تغییر شکل‌های رخ داده در سطح گسل طی ۳ سال اخیر مورد پایش قرار گرفت. در این ارتباط از ۱۴۸ تصویر سنجنده Sentinel 1 مربوط به سال‌های ۲۰۱۹ تا ۲۰۲۲ استفاده شد. با انجام روش PSI بر روی تصاویر مذکور نقشه جابجایی رخ داده در محدوده مورد مطالعه تهیه شد. نرخ جابجایی سطح زمین در راستای دید ماهواره از ۱۵ تا ۵ میلی‌متر در سال متغیر است. با استفاده از تکنیک جابجایی آزیموت، جابجایی سه بعدی در محدوده گسل اندازه‌گیری شد. بر این اساس نرخ جابجایی شرقی-غربی، شمالی-جنوبی و عمودی بلوک‌های گسل به ترتیب برابر با ۲ تا ۶، ۶ تا ۲ و ۴ تا ۲ میلی‌متر در سال محاسبه شد. نتایج حاصل از آنالیز سری زمانی در محدوده گسل نشانگر روند افزایشی نرخ جابجایی در همه ابعاد است. علاوه بر آن نقشه آنومالی غلظت گاز رادون تهیه شده از چاه‌های مجاور گسل طی یک دوره ۳ ساله، نشان می‌دهد که محدوده‌های با غلظت بالا کاملاً با راستای گسل مطابقت دارد، ضمن اینکه غلظت گاز رادون طی این دوره ۳ ساله به طور متوسط از $23/85 \text{ Bq/L}$ به $25/30 \text{ Bq/L}$ افزایش یافته است که این می‌تواند در نتیجه افزایش فعالیت گسل اتفاق افتاده باشد.

واژگان کلیدی: جابجایی آزیموت، جابجایی سه‌بعدی، سنتینل ۱، گسل انار.

مقدمه

پایش رفتار دینامیک گسل‌ها می‌تواند نقش مهمی در پیش‌بینی قریب الوقوع بودن زلزله‌ها داشته باشد (برنهارت و همکاران^۱، ۲۰۲۰؛ چین و همکاران^۲، ۲۰۲۰). تاکنون روش‌های مختلفی جهت بررسی فعالیت گسل‌ها به کار رفته است، از آن جمله می‌توان به بررسی شواهد ژئومورفولوژیکی، تحلیل ساختاری و پالئوسایزموالوژی، اشاره کرد (صفاری و همکاران، ۱۳۹۸؛ پوره و پیراسته^۳، ۲۰۲۰). امروزه با پیشرفت علم سنجش از دور به ویژه در حیطه تصویربرداری راداری، دروازه جدیدی بر مطالعه حرکات پوسته زمین باز شده است. کاربرد روش‌های تداخل‌سنجی راداری در زمینه مطالعه گسل‌ها، زلزله‌ها، فرونشست و دیگر مخاطرات طبیعی به صورت روزافزون در حال گسترش است (مهرابی و پورخسروانی ۱۳۹۷؛ اصغری و محمدزاده، ۱۴۰۰؛ فیورنجرکار و همکاران^۴، ۲۰۲۰؛ کونا و همکاران^۵، ۲۰۱۹؛ مهرابی^۶، ۲۰۲۰). با توجه به توانایی و قابلیت تصاویر رادار در تعیین میزان تغییرات و جابجایی‌های اتفاق افتاده بر روی سطح زمین در بازه زمانی خاص، می‌توان از این تصاویر در پایش تغییرات رخ داده بر روی گسل‌ها استفاده کرد (افشاری و نوری، ۱۴۰۰؛ سو و همکاران^۷، ۲۰۱۹؛ کیو و همکاران^۸، ۲۰۱۹). با وجود اینکه از تکنیک‌های اولیه تداخل‌سنجی در مطالعه گسل‌ها استفاده شده است، ولیکن تغییر ماهیت پراکندگی پدیده‌های سطح زمین با گذشت زمان به کارگیری این روش‌ها را محدود می‌کند. بنابراین روش‌های جدیدی همچون تکنیک پراکنشگرهای دائمی، با توجه به فائق آمدن بر مشکلاتی همچون وجود نرخ جابجایی کم در نتیجه یکسری از پدیده‌های زمین‌شناختی همچون گسل‌ها و عدم همبستگی زمانی پیکسل‌ها، به خوبی می‌تواند در این زمینه‌ها راهگشا باشد (فرتی و همکاران^۹، ۲۰۱۵).

پایش نرخ جابجایی رخ داده بر روی صفحات گسل می‌تواند در پیش‌بینی وقوع زلزله‌های احتمالی کمک کند (رن و همکاران^{۱۰}، ۲۰۱۹؛ لیو و همکاران^{۱۱}، ۲۰۲۱). جابجایی‌های تجمع یافته بر روی گسل‌ها در نهایت باعث جابجایی صفحات اصلی گسل می‌شود. در مکانیزم حرکت یک گسل همواره نرخ جابجایی در بازه زمانی بلند مدت و بازه‌های زمانی کوتاه مدت متفاوت است، به طوری که نرخ جابجایی گسل در بازه‌های زمانی کوتاه مدت می‌تواند از کم تا زیاد تغییر کند. افزایش نرخ لغزش گسل به طور مقطعی نشانگر بالارفتن فعالیت دینامیکی آن و در نتیجه افزایش احتمال رخداد زلزله‌ها می‌باشد. بنابراین پایش نرخ جابجایی کوتاه مدت و تعیین میزان آن با استفاده از پردازش تصاویر راداری می‌تواند یکی از راه‌های بررسی فعالیت گسل‌ها باشد (عباس‌پور و همکاران، ۱۴۰۱؛ موسلوپولو و همکاران^{۱۲}، ۲۰۰۹؛ وو و همکاران^{۱۳}، ۲۰۲۰).

^۱ - Barnhart, et al.

^۲ - Chin, et al.

^۳ - Poreh and Pirasth

^۴ - Ghayournajarkar, et al.

^۵ - Kuna, et al.

^۶ - Mehrabi

^۷ - Su, et al.

^۸ - Qu, et al.

^۹ - Ferretti et al.

^{۱۰} - Ran, et al.

^{۱۱} - Luo, et al.

^{۱۲} - Mouslopoulou et al.

^{۱۳} - Wu, et al.

تاکنون مطالعات زیادی در زمینه پایش غلظت گاز رادون محلول در آب‌های زیرزمینی مناطق لرزه‌خیز دنیا به منظور کسب علائم مرتبط با فعالیت گسل‌ها و احتمال وقوع بودن زلزله‌ها، انجام گرفته‌است (سنوموری و همکاران^۱، ۲۰۱۷؛ سمینسکی و سمینسکی^۲، ۲۰۱۸). تغییرات غیر عادی در غلظت گاز رادون قبل از بروز زلزله‌های مهیب گزارش شده است. پارامترهای مختلف جوی، زمینی و زیرسطحی (فشار، دما و استرس زیرزمینی) فرایند انتشار گاز رادون از سنگ‌ها به درون منابع آب زیرزمینی را مدیریت می‌کنند. اندازه‌گیری غلظت رادون محلول در آب‌های زیرزمینی می‌تواند در فهم و شناخت حرکات درون پوسته زمین نظیر تشکیل شکستگی‌ها و تغییر میزان استرس بر روی صفحات گسل بسیار راهگشا باشد. مطالعات اخیر نشان از وجود ارتباط معنی‌داری بین افزایش غلظت گاز رادون محلول در آب‌های زیرزمینی و رخداد بعضی از زلزله‌های بزرگ، دارد. علاوه بر این استفاده از توزیع غلظت گاز رادون در شناسایی گسل‌های فعال و گسترش آنها به اثبات رسیده است (سنوموری و همکاران^۳، ۲۰۱۷؛ کواباتا و همکاران^۴، ۲۰۲۰).

گسل انار یک گسل شمالی جنوبی، نرمال با مولفه راستا لغز و با طول تقریبی ۲۰۰ کیلومتر، از گسل‌های فعال در پهنه ایران مرکزی است، بخش‌های شمالی آن در منطقه کوهستانی و بخش‌های جنوبی آن با عبور از مناطق کوهپایه‌ای، درون کفه نمکی انار ادامه پیدا می‌کند. گسل از کنار شهر پر جمعیت انار عبور می‌کند. از شواهد فعالیت گسل در دوران‌های گذشته می‌توان به وجود پرتگاه تقریباً ۱۰ متری در امتداد گسل و همچنین ایجاد جابجایی در آبراهه‌ها اشاره کرد (فروتن و همکاران^۵، ۲۰۱۲) (شکل ۱). تاکنون مطالعه زیادی بر روی گسل انار انجام نگرفته است، به طوری که کل مطالعات انجام گرفته تنها در چند پژوهش خلاصه می‌شود. فروتن و همکاران (۲۰۱۲)، با انجام مطالعات پالئوسایمولوجی بر روی گسل انار، از وجود نشانه‌هایی مبنی بر رخداد ۳ زلزله بالای ۷ ریشتر در طول تاریخ این گسل خبر می‌دهند. بر اساس مطالعات ایشان، دوره بازگشت زلزله با قدرت بالا به سر رسیده و احتمال رخداد آن بسیار بالا است. یمانی و همکاران^۶ (۲۰۱۳) در مطالعه‌ای صرفاً بر روی شواهد مورفوتکتونیک فعالیت گسل انار پرداخته‌اند، نتایج حاصل از کار ایشان نشان می‌دهد که گسل انار یک گسل فعال بوده است و شواهد زیادی بر فعالیت آن در هولوسن پایانی وجود دارد. اسدی و همکاران^۷ (۲۰۱۶) در تحقیقی که با هدف بررسی تاثیر ساختارهای زمین شناسی در تمرکز گاز رادون محلول در آب‌های زیرزمینی منطقه انار انجام دادند، ارتباط معنی‌داری بین غلظت گاز رادون محلول در آب چاه‌ها و نزدیکی آنها با گسل انار کشف کردند.

^۱ - Tsunomori, et al.

^۲ - Seminsky and Seminsky

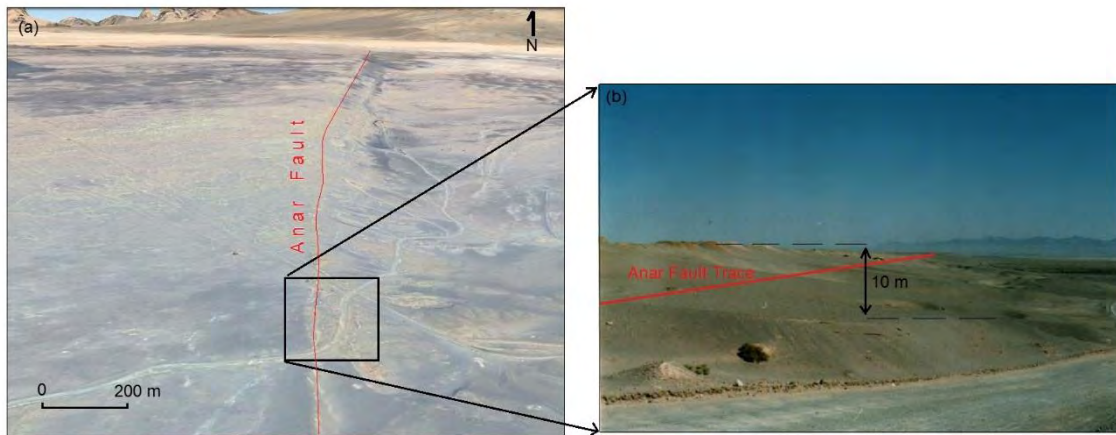
^۳ - Tsunomori et al.

^۴ - Kawabata et al.

^۵ - Foroutan, et al.

^۶ - Yamani et al.

^۷ - Asadi et al.

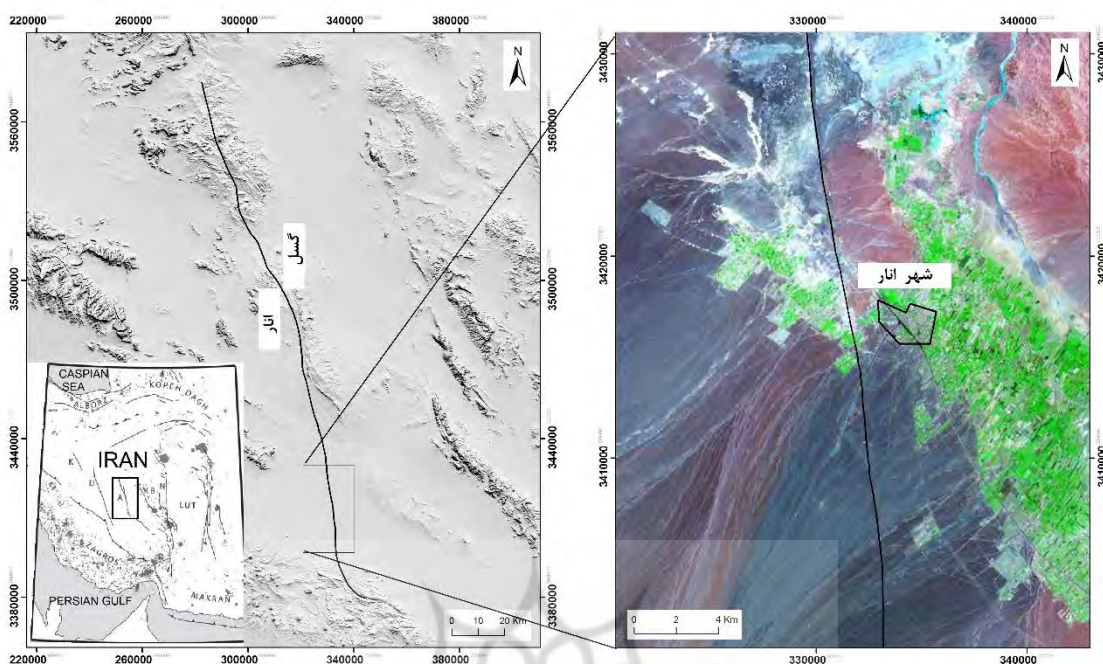


شکل ۱: تصویر گوگل ارث از گسل انار، b: عکس میدانی از گسل انار و پرتگاه ۱۰ متری آن، جهت عکس به سمت شمال است.

در این مقاله تغییرشکل‌ها و جابجایی‌های رخ داده در محدوده گسل انار با استفاده از روش PSI در یک بازه زمانی ۳ ساله مورد پایش قرار گرفته و همچنین با پایش تغییر غلظت گاز رادون محلول در آب چاه‌های منطقه، سعی شده است تا میزان فعالیت گسل مذکور مورد بررسی و تحلیل قرار گیرد.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال استان کرمان واقع شده است. ۲۵ کیلومتر از گسل ۱۰۰ کیلومتری انار در محدوده مورد مطالعه قرار دارد (شکل ۲). شهر انار با جمعیتی بالغ بر ۵۰ هزار نفر در مجاورت این گسل قرار گرفته است. به لحاظ آب و هوایی محدوده مورد مطالعه در منطقه‌ای گرم و خشک واقع شده است، به طوری که میانگین بارندگی سالانه از ۱۰۰ میلی‌متر تجاوز نمی‌کند. به علت وجود باغات فراوان پسته در این منطقه، برداشت از منابع آب زیرزمینی نیز به صورت بی‌رویه انجام گرفته و چاه‌های زیادی حفر شده است.



شکل ۲: موقعیت گسل انار در بلوک ایران مرکزی و موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای

روش تحقیق

در این پژوهش از ۱۴۸ تصویر سنجنده سنتینل ۱ ماهواره سویوز سازمان فضایی اروپا با فرمت SLC از نوع مد IWS با پلاریزاسیون VV، مربوط به تاریخ‌های ۲۰۱۹/۰۱/۱۷ تا ۲۰۲۲/۰۵/۰۳. این داده‌ها به تصاویر تک منظر تبدیل شده‌اند، و اطلاعات آنها به هیچ عنوان مخدوش نگردیده است. این تصاویر از طریق سایت کوپرنیکوس در دسترس قرار گرفت (<https://scihub.copernicus.eu>). همچنین مدل ارتفاع رقومی ۳۰ متری SRTM برای منطقه مورد مطالعه استفاده شد. جدول شماره ۱ مشخصات داده‌های مورد استفاده در این پژوهش را نشان می‌دهد. همچنین به منظور ارزیابی منابع آب زیرزمینی دشت تعداد ۴۰ نمونه آب از چاه‌های مجاور گسل جمع‌آوری شد.

جدول ۱: مشخصات تصاویر سنتینل ۱ مورد استفاده در تحقیق

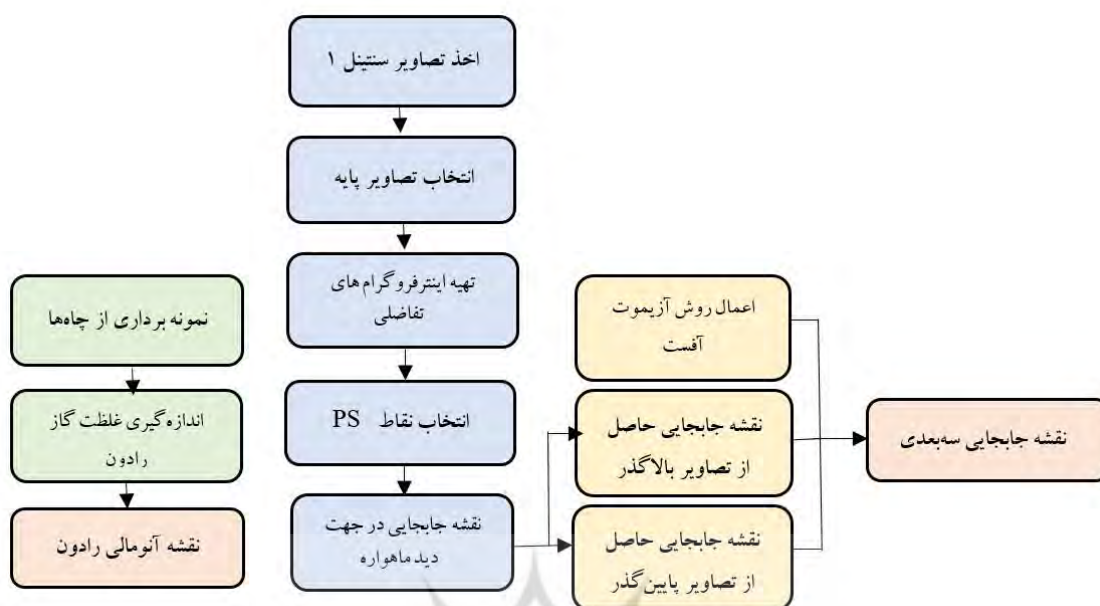
نوع گذر ماهواره	شماره گذر	محدوده زمانی	تعداد تصاویر	تعداد اینترفروگرام‌ها
نزولی	۴۸۸	۲۰۱۹/۰۲/۱۱ - ۲۰۲۲/۰۵/۰۳	۶۶	۶۵
صعودی	۹۸	۲۰۱۹/۰۱/۱۷ - ۲۰۲۲/۰۴/۲۱	۸۲	۸۱

تکنیک پراکنش کننده های دائمی^۱

به دلیل محدودیت‌های روش تداخل سنجی راداری متداول فرتی و همکارانش^۱ (۲۰۱۱) تکنیک باز پراکنش‌کننده‌های دائمی را ارائه کردند. پراکنش‌کننده‌های دائمی عوارضی هستند که ویژگی‌های پراکنشی آنها در طول زمان ثابت است و دچار عدم همبستگی زمانی نمی‌شوند. این عوارضی که عمدتاً سازه‌های دست بشر هستند، دچار عدم همبستگی زمانی نمی‌شوند. پیکسل‌هایی وجود دارند که در آنها یک پراکنش‌کننده در آن پیکسل غالب است و مانند یک پراکنش‌کننده نقطه‌ای دائم رفتار می‌کند. بنابراین مقدار عدم همبستگی به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. با استفاده از تکنیک پراکنش‌کننده‌های دائمی امکان اندازه‌گیری جابجایی زیر سانتیمتر وجود دارد. این تکنیک در مواردی که نرخ جابجایی در منطقه کم بوده و پیکسل‌ها دچار عدم همبستگی زمانی می‌شوند مفید است. همچنین خطای توپوگرافی باقیمانده و اثر اتمسفر را تا حدود زیادی تصحیح می‌کند. در روش PSI با استفاده از تحلیل فاز می‌توانیم بسیاری از نقاط پراکنش‌کننده دائمی را که حتی در مناطق غیر شهری (عاری از بازتابنده‌های گوشه‌ای) قرار دارند، مشخص نماییم. در روش مبتنی بر پراکنشگرهای پایدار *Stamps*، با تولید تعداد زیادی تداخل سنج نسبت به تصویر پایه، نقاط پراکنشگر دائمی در منطقه شناسایی می‌شود و تنها به کمک این پیکسل‌ها که در تداخل سنج‌های مختلف رفتار فازی ثابتی دارند، جابجایی سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. در این روش به منظور تعیین میزان تغییر شکل، از همبستگی مکانی فاز استفاده می‌شود، به همین دلیل در مناطقی که جابجایی دارای رفتار غیر ثابت و نامشخص است می‌توان از این روش استفاده کرد. زمانی که پراکنش‌کننده‌های دائمی مشخص شدند، این الگوریتم مراحل مختلفی را برای حذف اثرات اتمسفر، خطای توپوگرافی و خطای مداری به کار خواهد برد. برخلاف روش خط مبنای کوتاه، الگوریتم پراکنش‌کننده دائمی در سری زمانی همه اینترفروگرام‌ها را نسبت به یک تصویر پایه تشکیل می‌دهد. در این روش اینترفروگرام‌هایی که تنها در نقاط خاصی همبسته هستند و خط مبنای زمانی مکانی بلند دارند، بدون توجه به عدم همبستگی زمانی تشکیل می‌شوند. بنابر این قادر به تشکیل اینترفروگرام از تمام جفت تصاویر نسبت به یک تصویر مرجع خواهیم بود.

شکل شماره ۳ فلوجارت روش تحقیق را نشان می‌دهد، مستطیل‌های آبی رنگ روند انجام روش PSI را نشان می‌دهد، بدین منظور با استفاده از تصاویر سنتینل به دست آمده از منطقه مورد مطالعه، اقدام به تهیه اینترفروگرام کرده، پس از آن نقاط پراکنش‌کننده دائمی مورد شناسایی قرار گرفته و در نهایت میزان جابجایی در جهت دید ماهواره مربوط به هر یک از این نقاط اندازه‌گیری می‌شود. مستطیل‌های سبز رنگ مراحل تهیه نقشه آنومالی گاز رادون را نشان می‌دهد و مستطیل‌های نارنجی روند تهیه نقشه سه بعدی جابجایی را مشخص می‌کند.

پرتال جامع علوم انسانی



شکل ۳- فلوجارت روش تحقیق

روش جابجایی آزیموت و محاسبه میدان جابجایی سه بعدی

روش جابجایی آزیموت اولین بار در محاسبه جابجایی زلزله لندرز توسط (میشل و همکاران^۱، ۱۹۹۹) پیشنهاد شد، که شامل یک اندازه‌گیری ساده شیف افقی در موقعیت هر پیکسل بین دو تصویر راداری می‌باشد که این شیف افقی با تطبیق شدت یا همدوسی پیکسلها به وجود می‌آید (ونگ و همکاران^۲، ۲۰۱۵). در واقع تناظریابی زیر پیکسل تصاویر دامنه، تکنیکی رایج برای به دست آوردن اطلاعاتی اضافی در زمینه جابجایی‌های افقی می‌باشد. نتیجه تناظریابی روی تصاویر دامنه بر روی هر پیکسل یک بردار تصحیح در راستای رنج و آزیموت است که منشأ این تصحیح محاسبه شده، تفاوت در هندسه تصویربرداری بین دو زمان مختلف و جابجایی واقعی نقاط بر روی زمین می‌باشد. بنابراین اگر بتوان تصحیحات مربوط به هندسه تصویربرداری را با دقت از این بردار تصحیح کم کرد چیزی که باقی می‌ماند بیانگر جابجایی بر روی زمین برای هر پیکسل است، از این روش معمولاً جهت اندازه‌گیری جابجایی در جهت آزیموت استفاده می‌شود. هرچند که محاسبه جابجایی در راستای آزیموتی با دقت خیلی کمتر از جابجایی در راستای خط دید ماهواره می‌باشد ولی با این حال می‌توان از این جابجایی به عنوان مکملی برای روش تداخل‌سنجی راداری که نسبت به مؤلفه شمالی‌جنوبی (راستای آزیموتی) حساسیت کمتری دارد استفاده کرد.

جابجایی در راستای خط دید ماهواره از مؤلفه‌های افقی و قائم میدان جابجایی واقعی تشکیل می‌شود و معادله آن را به صورت رابطه ۱ به فرم ماتریسی می‌توان نوشت (لیو و همکاران^۳، ۲۰۱۰؛ کیو و همکاران^۴، ۲۰۱۹)

$$D_{los} = (\cos \theta \quad -\sin \theta \cos \alpha \quad \sin \theta \sin \alpha) \begin{pmatrix} U_u \\ U_e \\ U_n \end{pmatrix} \quad \text{رابطه شماره ۱}$$

^۱ - Michel, et al.

^۲ - Wang, et al.

^۳ - Liu, et al.

^۴ - Qu, et al.

در رابطه بالا U_n ، U_e ، U_u به ترتیب مولفه‌های بالا پایین، شرقی‌غربی و شمالی‌جنوبی میدان جابجایی سه بعدی واقعی، α بیانگر زاویه آزیموت ماهواره، θ بیانگر زاویه دید ماهواره نسبت به راستای نادیر و D_{LOS} مشاهده جابجایی در راستای خط دید ماهواره هستند. همانطور که اشاره شد تداخل‌سنجی راداری با استفاده از دو عبور بالاگذر و پایین‌گذر برای یک منطقه دو معادله مشاهده در راستای خط دید ماهواره برای هر پیکسل اندازه‌گیری می‌کند، حال آنکه برای استخراج سه مؤلفه اورتوگونال میدان جابجایی سطحی یعنی مؤلفه‌های بالاپایین، شرقی-غربی و شمالی-جنوبی حداقل نیازمند سه مشاهده مستقل هستیم تا بتوان میدان جابجایی ناشی از تغییرشکل را در هر سه راستا بازسازی کرد. ترکیب مشاهدات در راستای خط دید ماهواره (به دست آمده از روش پراکنش‌کننده‌های دائمی) با مشاهدات در راستای آزیموت (به دست آمده از روش جابجایی آزیموت) حداقل سه مشاهده مستقل را جهت تعیین میدان جابجایی سه بعدی را تامین می‌کند. معادله مورد استفاده در این راستا به شکل زیر خواهد بود:

رابطه شماره ۲:

$$\begin{pmatrix} D_{los}^{Asc} \\ D_{los}^{Des} \\ D_{AZO}^{Asc} \\ D_{AZO}^{Des} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\theta^{Asc}) & -\cos(\alpha^{Asc}) \sin(\theta^{Asc}) & \sin(\alpha^{Asc}) \sin(\theta^{Asc}) \\ \cos(\theta^{Des}) & -\cos(\alpha^{Des}) \sin(\theta^{Des}) & \sin(\alpha^{Des}) \sin(\theta^{Des}) \\ 0 & \sin(\alpha^{Asc}) & \cos(\alpha^{Asc}) \\ 0 & \sin(\alpha^{Des}) & \cos(\alpha^{Des}) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_u \\ U_e \\ U_n \end{pmatrix} + e$$

در فرم ماتریس بالا $(D_{los}^{Asc}, \alpha^{Asc}, \theta^{Asc})$ و $(D_{los}^{Des}, \alpha^{Des}, \theta^{Des})$ به ترتیب بیانگر جابجایی، زاویه آزیموت و زاویه دید در راستای خط دید ماهواره به ترتیب برای مدارهای بالاگذر و پایین‌گذر می‌باشند. همچنین D_{AZO}^{Asc} و D_{AZO}^{Des} بیانگر جابجایی در راستای آزیموت است که از روش جابجایی آزیموت به دست آمده‌اند (لیو و همکاران^۱، ۲۰۱۰؛ کیو و همکاران^۲، ۲۰۱۹).

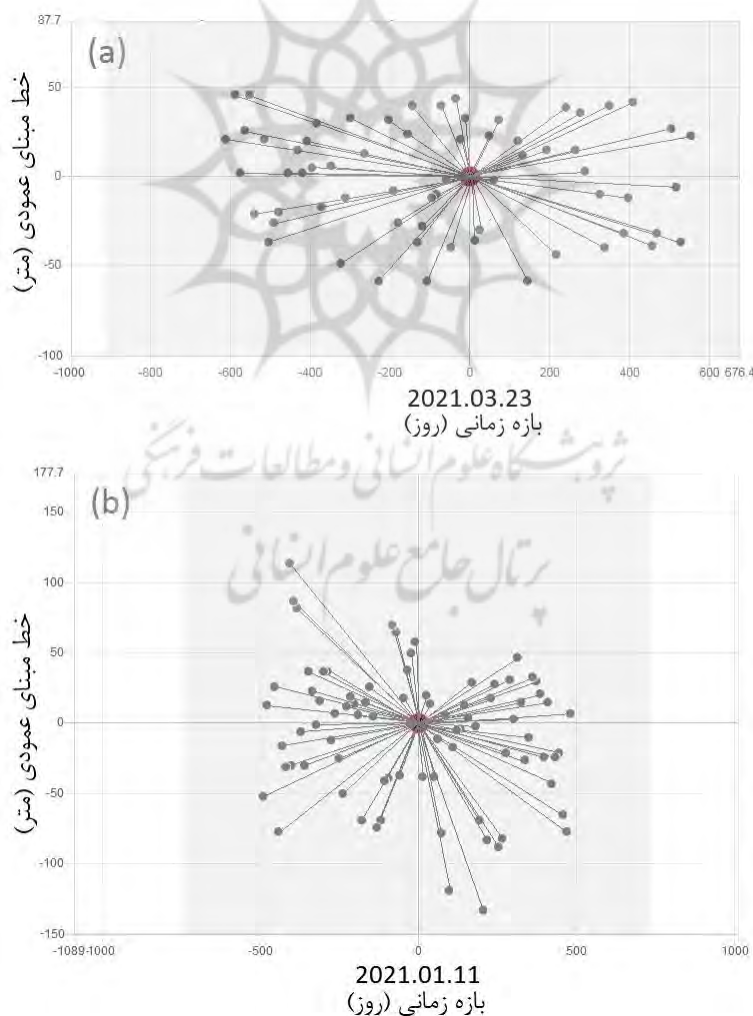
بحث و یافته‌ها

بر اساس نمودار ارتباطی تهیه شده بین تصاویر پیرو و تصویر پایه (شکل ۴) جفت تصاویر مناسب به لحاظ کوتاه‌ترین خط مکانی و زمانی، جهت تولید تداخل‌نگاشت‌ها مشخص شد. همانطور که در شکل شماره ۴ مشخص است، حداکثر خط مبنای عمودی بین ۱۰۰+ تا ۱۰۰- به دست آمده است. علاوه بر آن جهت انجام الگوریتم تداخل‌سنجی پراکنش‌کننده‌های دائمی، تصاویر مربوط به تاریخ ۲۰۲۱/۰۳/۲۳ و ۲۰۲۱/۰۱/۱۱ به ترتیب به عنوان تصویر پایه برای داده‌های پایین‌گذر و بالاگذر به کار رفته‌اند. با اعمال روش تداخل‌سنجی به صورت سری زمانی بر روی ۱۴۸ تصویر اخذ شده، تعداد ۱۴۶ تداخل‌نگاشت از محدوده مورد مطالعه استخراج شد. (شکل ۵). تداخل‌نگاشت‌های به دست آمده نشانگر فاز تجمعی منطقه مورد مطالعه که بین صفر و ۲PI در نوسان است، می‌باشد. در شکل شماره ۵ موقعیت و اثر گسل انار به صورت کاملاً شارپ قابل تشخیص است که به وسیله پیکان‌های سفید مشخص شده است. در روند انجام روش PS، مقدار آستانه هم‌دوسی برای انتخاب نقاط پراکنشگر دائمی ۰/۶ انتخاب شد (شکل ۶)؛ بطوری‌که نقاط دارای هم‌دوسی پایینتر از آستانه انتخابی به عنوان پراکنشگر دائمی انتخاب نخواهند شد. در نتیجه با انجام روش مذکور بر روی تداخل‌نگاشت‌ها، تعداد ۲۳۴۰ و ۲۴۶۲ نقطه به عنوان نقاط پراکنش‌کننده دائمی به ترتیب برای تصاویر پایین‌گذر و بالاگذر در محدوده مورد مطالعه شناسایی و انتخاب

^۱ - Liu, et al.

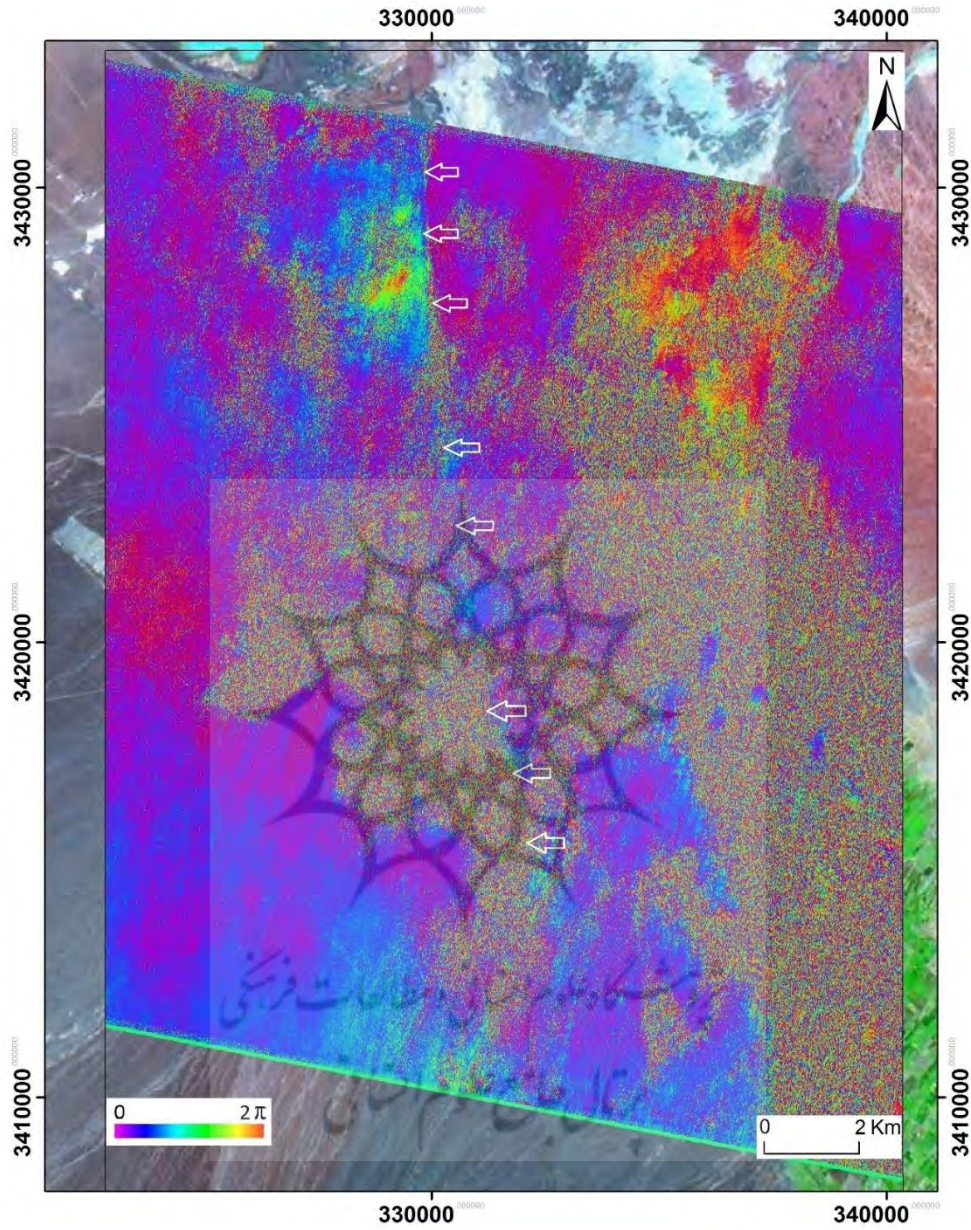
^۲ - Qu, et al.

شد. سپس میزان جابجایی این نقاط محاسبه گردید. نقشه موقعیت این نقاط و میزان جابجایی آنها در شکل شماره ۶ مشاهده می‌شود. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود جابجایی در راستای دید ماهواره نقاط پراکنش‌کننده دائمی از +۵ میلیمتر تا ۱۵ میلیمتر متغیر است. جابجایی‌های رخ داده در جهت دید ماهواره است به طوری که اعداد مثبت نشانگر نزدیک شدن سطح به ماهواره و بالآمدگی و اعداد منفی نشانگر فاصله گرفتن سطح از ماهواره و فروافتادگی است. نقاط قرمز رنگ واقع در محدوده مورد مطالعه در طول یک سال دچار بیش از ۱۵ میلیمتر فرونشست شده‌اند. همانطور که در شکل شماره ۶ مشاهده می‌شود دو محدوده فرونشستی بزرگ در دو سمت گسل انار وجود دارد با مساحتی در حدود ۸۰ و ۱۶ کیلومتر مربع که تقریباً منطبق بر باغات کشاورزی هستند، با توجه به وجود پدیده فرونشست در اکثر دشت‌های ایران در نتیجه برداشت بیرویه منابع آب زیرزمینی (قاضی فرد و همکاران^۱، ۲۰۱۶) می‌توان محدوده‌های فرونشستی مذکور را ناشی از همین پدیده دانست. تهیه نقشه افت سطح آب زیرزمینی در محدوده مورد مطالعه، با استفاده از داده‌های مربوط به تعداد ۴۰ چاه طی سال‌های ۲۰۱۹ الی ۲۰۲۱، و انطباق آن بر روی نقشه جابجایی (شکل ۷) به خوبی مسئله مذکور را تایید می‌کند. همانطور که در شکل شماره ۷ مشاهده می‌شود میزان تغییرات سطح آب زیرزمینی طی سه سال بین ۸ تا ۴ متر متغیر بوده است. محدوده‌هایی که دچار افت بالای سطح آب زیرزمینی شده‌اند دارای نرخ فرونشست بالاتری نیز هستند.

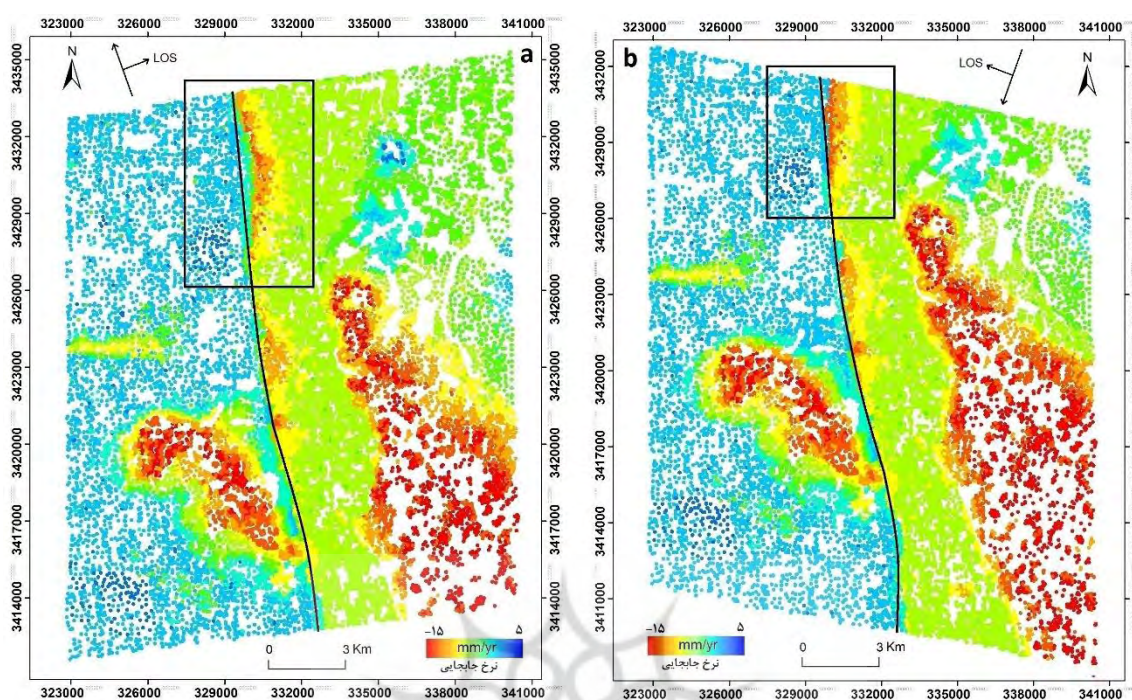


^۱ - Ghazifard, et al.

شکل ۴: موقعیت و ارتباط بین تصویر پایه و مرجع (نقطه قرمز) با تصاویر پیرو (نقاط تیره) مورد استفاده در روش PS (a): برای تصاویر پایین گذر (b): برای تصاویر بالاگذر

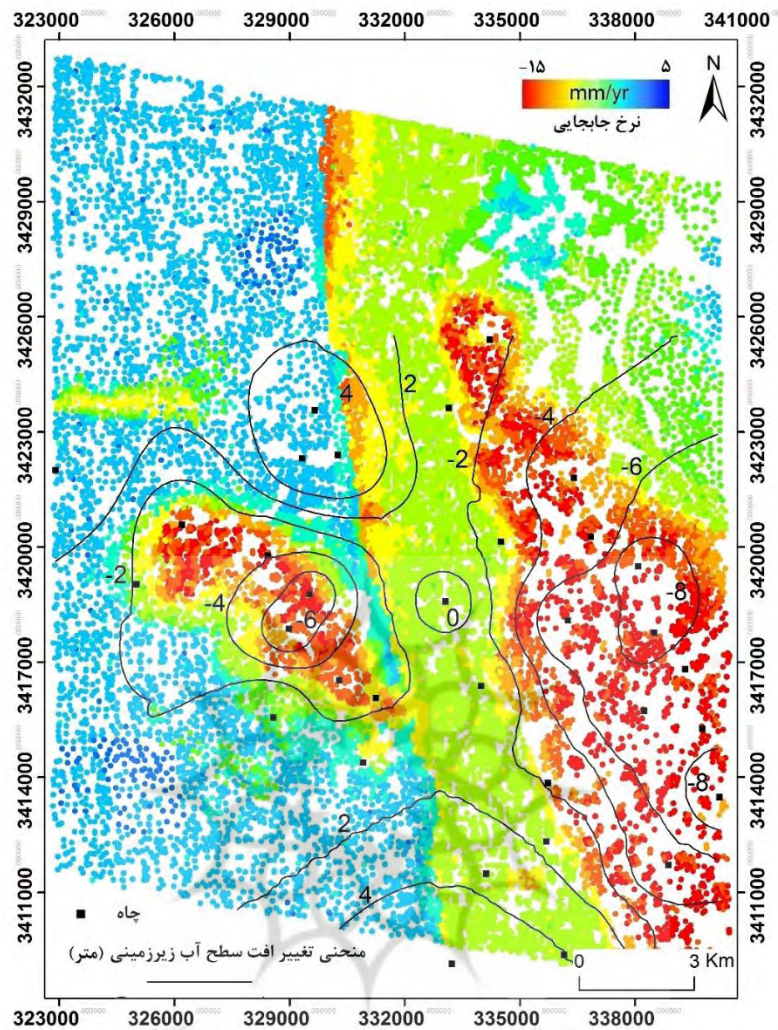


شکل ۵: نمونه‌ای از اینترفروگرام تهیه شده از منطقه مورد مطالعه، فلش‌های سفید رنگ نشان‌دهنده خط اثر گسل انار می‌باشد.



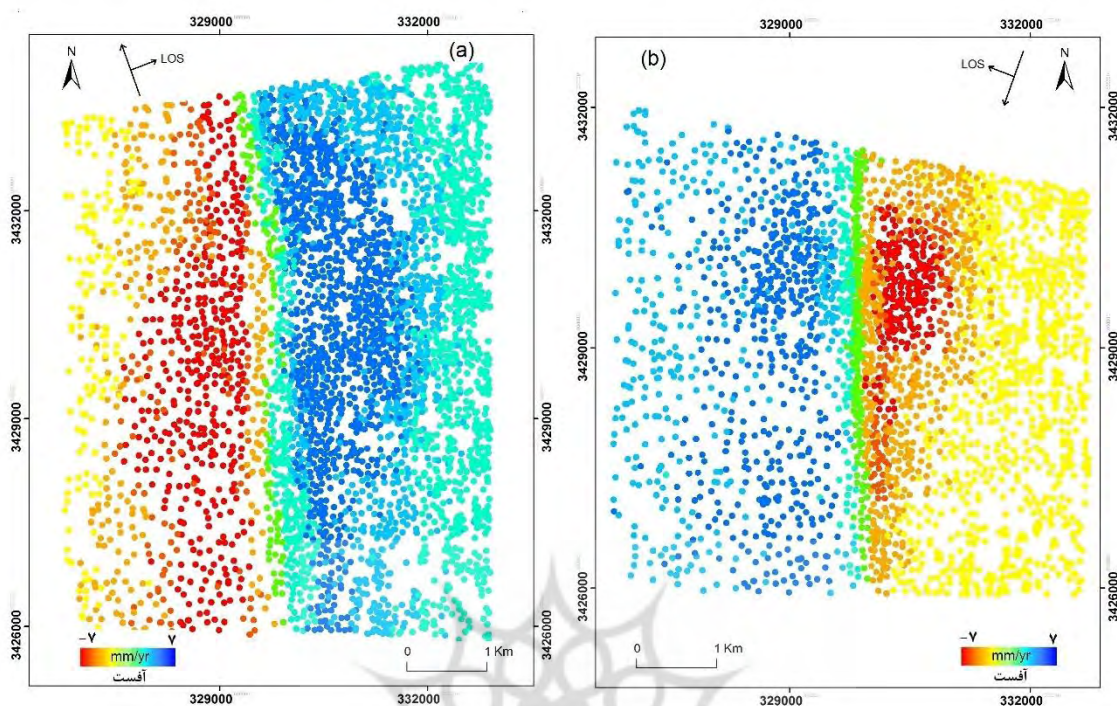
شکل ۶: نقشه جابجایی در راستای دید ماهواره بدست آمده از روش PSI: a: مربوط به تصاویر بالاگذر b: مربوط به تصاویر پایین‌گذر، گسل انار با خط تیره درون شکل مشخص شده است. مستطیل‌های درون تصاویر نشانگر محدوده‌هایی است که در شکل ۹ عملیات جابجایی آزمون بر روی آنها اعمال شده است.

به غیر از دو محدوده فرونشستی که ذکر شد، همانطور که در شکل شماره ۶ مشاهده می‌شود، مناطق دیگری نیز دچار فرونشست شده‌اند که دقیقاً در راستای گسل انار قرار داشته و یک کشیدگی شمالی-جنوبی در آنها دیده می‌شود که به نظر می‌آید در نتیجه عملکرد و فعالیت گسل انار ایجاد شده باشند. به منظور بررسی بیشتر موضوع، محدوده کوچکتری از منطقه مورد مطالعه که منطبق بر گسل می‌باشد جهت انجام مطالعات بیشتر انتخاب شد، این محدوده در شکل شماره ۶ با مستطیل مشخص شده است. آنچه که از شکل شماره ۶ برداشت می‌شود این است که میزان جابجایی رخ داده در امتداد گسل از میزان جابجایی دو محدوده فرونشستی در اثر برداشت بی‌رویه منابع آب زیرزمینی کمتر است. به جهت تحلیل ساختار حرکتی گسل انار، بایستی میزان جابجایی سه بعدی رخ داده در راستای گسل را اندازه‌گیری کرد. از آنجایی که مدار چرخش ماهواره سنتینل تقریباً شمالی-جنوبی است، از تلفیق نقشه‌های جابجایی به دست آمده از تصاویر پایین‌گذر و بالاگذر، تنها دو میدان جابجایی شرقی‌غربی و میدان جابجایی عمودی استخراج می‌شود. در حالی که برای تهیه میدان سه بعدی جابجایی حداقل نیاز به تلفیق سه مشاهده مستقل، شامل مشاهدات در راستای خط دید ماهواره و مشاهدات در راستای آزمون (به دست آمده از روش جابجایی آزمون)، است. نتیجه حاصل از روش جابجایی آزمون در شکل شماره ۸ مشاهده می‌شود. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود نرخ آفست به دست آمده از داده‌های بالاگذر و داده‌های پایین‌گذر بین ۷- تا ۷ میلی‌متر در سال متغیر است. از تلفیق مشاهدات در راستای آزمون و مشاهدات در راستای دید ماهواره، نقشه سه بعدی جابجایی در محدوده گسل تهیه شد (شکل ۹). بر این اساس نرخ جابجایی مولفه شرقی-غربی، بین ۲- و ۲ میلی‌متر در سال، نرخ جابجایی مولفه شمالی-جنوبی، بین ۶- و ۶ میلی‌متر در سال و نرخ جابجایی مولفه عمودی، بین ۲ و ۴- میلی‌متر در سال برآورد شد.



شکل ۷: منحنی‌های مربوط به میزان افت سطح آب‌های زیرزمینی در سفره انار برای دوره ۲۰۱۹-۲۰۲۱ منطبق بر نقشه جابجایی سطح زمین. مربع‌های سیاه محل چاه‌های آب زیرزمینی در سفره انار را نشان می‌دهد.

پرتال جامع علوم انسانی



شکل ۸: نتایج به دست آمده از روش جابجایی آزیموت. (الف) جابجایی‌های آزیموت برای تصاویر بالاگذر. (ب) جابجایی آزیموت برای تصاویر پایین‌گذر.

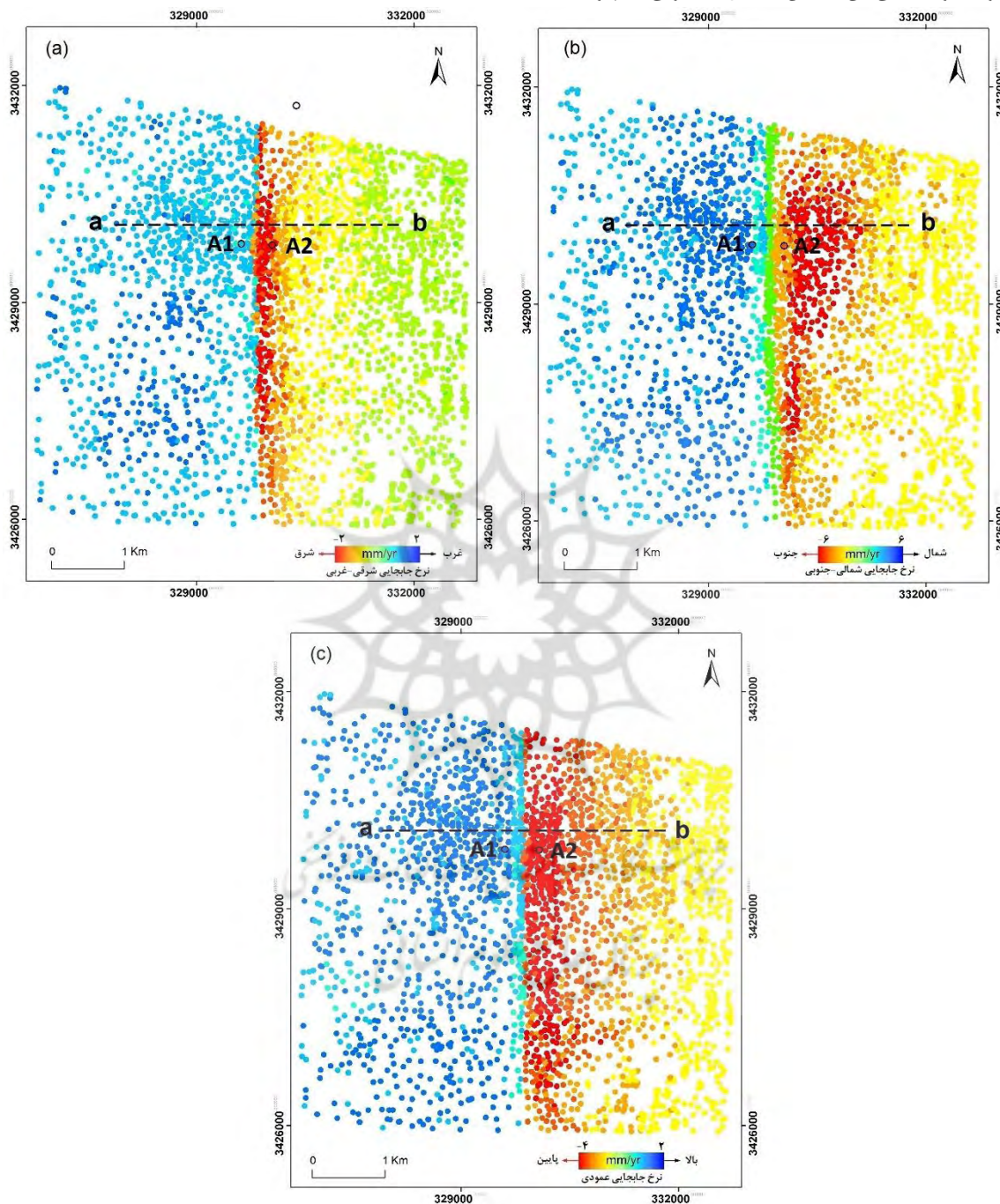
با توجه به شکل شماره ۹ جابجایی‌ها و حرکات صورت گرفته در دو سمت خط گسل اتفاق افتاده است، بنابراین می‌توان این حرکات را مربوط به بلوک‌های گسلی دانست. به طوری که در لژاند شکل شماره ۹ b مشاهده می‌شود، مولفه جابجایی شمالی - جنوبی حکایت از حرکت بلوک سمت راست گسل با نرخ جابجایی ۶ میلیمتر در سال، به سمت جنوب و حرکت بلوک سمت چپ گسل با همان نرخ جابجایی، به سمت شمال، دارد. و آن طور که در شکل شماره ۹ c دیده می‌شود، مولفه جابجایی عمودی بیانگر بالآمدگی^۱ و افتادگی بلوک‌های گسلی دارد، به طوری که بلوک سمت راست و بلوک سمت چپ به ترتیب با نرخ جابجایی ۴ و ۲ میلیمتر در سال به ترتیب در حال فروافتادن و بالارفتن هستند. بنابراین رفتار حرکت یک گسل نرمال در حال انجام است. در نهایت مولفه جابجایی شرقی‌غربی حکایت از جابجایی و دور شدن دو بلوک گسل از یکدیگر با نرخ ۲ میلیمتر در سال دارد. بنابراین با تعیین میدان سه بعدی جابجایی می‌توان بر روی ساز و کار حرکتی گسل انار بحث کرد. به طوری که با توجه به نتایج به دست آمده، گسل انار را می‌توان یک گسل راست‌الغز با مولفه نرمال در نظر گرفت، که مطالعات قبلی انجام گرفته بر روی این گسل نیز موید این موضوع می‌باشد (لدورتز و همکاران^۲، ۲۰۰۹؛ یمانی و همکاران^۳، ۲۰۱۳). به منظور بررسی بیشتر مکانیزم حرکتی گسل انار، نیمرخ‌های جابجایی سه بعدی در راستای عمود بر امتداد گسل ترسیم شد (شکل ۱۰). نیمرخ‌های ترسیمی مربوط به نقاط قرارگرفته در امتداد پروفیل ab می‌باشند که در شکل شماره ۹ مشخص شده است. در نیمرخ‌های سه بعدی ترسیم شده در شکل شماره ۱۰ تاثیر گسل انار در ایجاد جابجایی‌های شارپ و ناگهانی به خوبی مشخص است، نقاط ترسیم شده در این اشکال، همان نقاط پراکنش‌کننده دائمی

^۱ - uplift

^۲ - Le Dortz, et al.

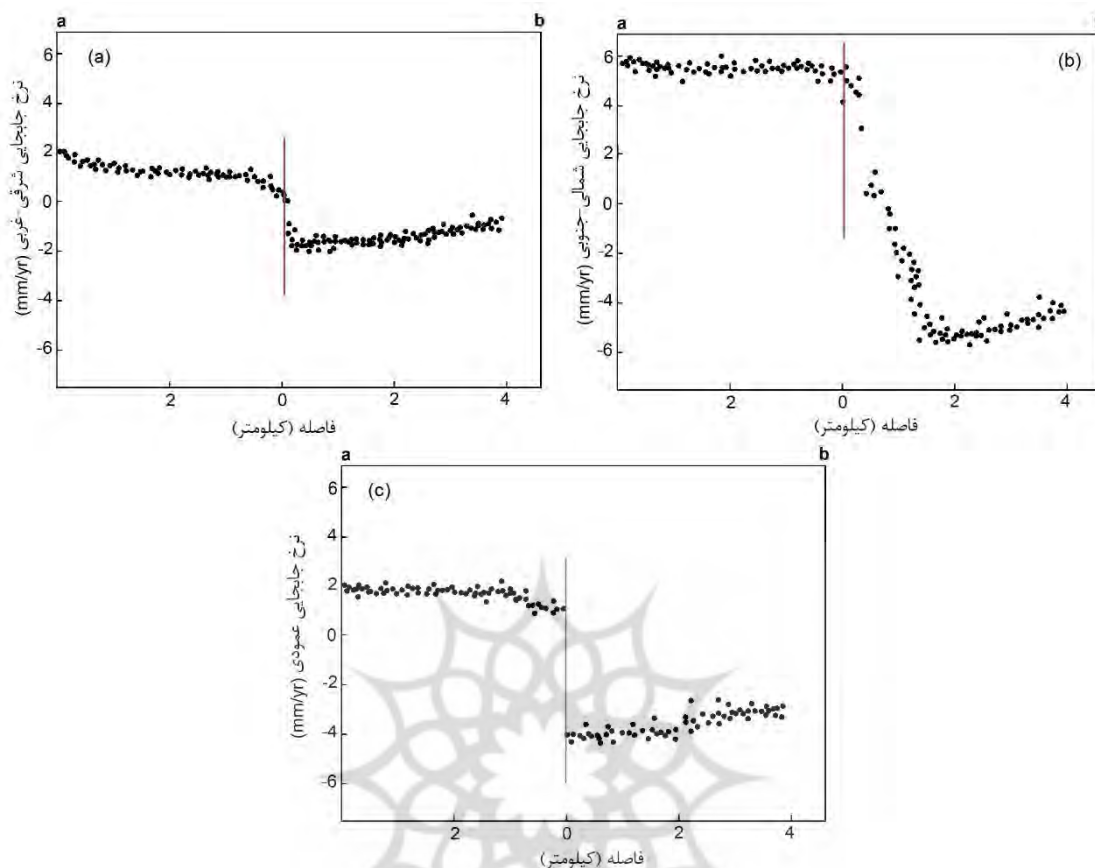
^۳ - Yamani, et al.

هستند که بر اساس نرخ جابجایی و فاصله از گسل جابجایی شده‌اند. غالب بودن حرکت امتداد لغز گسل نسبت به حرکات عمودی و کششی آن در این اشکال به خوبی مشهود است.



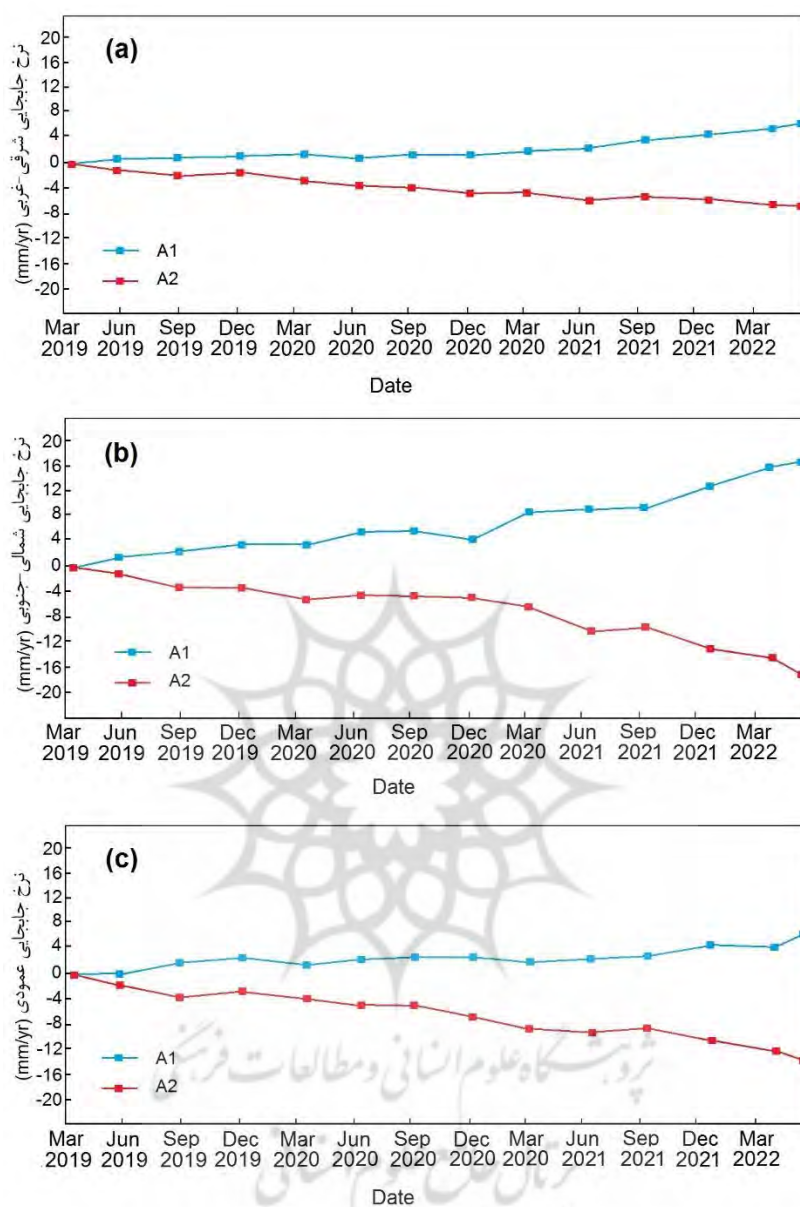
شکل ۹: میدان جابجایی سه بعدی گسل انار. (a)، نرخ حرکت مولفه شرقی غربی (b) نرخ حرکت مولفه شمالی جنوبی (c) نرخ حرکت مولفه عمودی

به منظور بررسی و پایش رفتار حرکتی بلوک‌های گسلی در طول زمان، آنالیز سری زمانی بر روی نقاط A1 و A2 انجام گرفت. همانطور که در شکل شماره ۹ دیده می‌شود نقطه A1 بر روی بلوک سمت راست گسل و نقطه A2 بر روی بلوک سمت چپ گسل قرار دارد.



شکل ۱۰: نیمرخ نحوه جابجایی بلوک‌های گسل در طول مسیر ab، موقعیت پروفیل ab در شکل شماره ۹ مشخص شده است. (a): نیمرخ جابجایی شرقی-غربی، (b): نیمرخ جابجایی شمالی-جنوبی، (c): نیمرخ جابجایی عمودی.

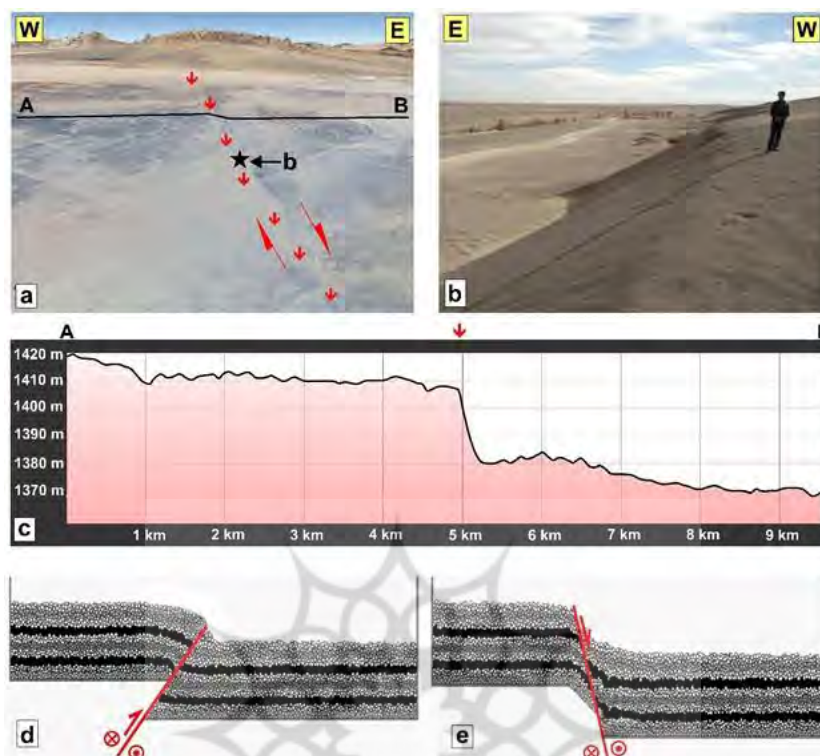
شکل شماره ۱۱ نمودارهای حاصل از این آنالیز را نشان می‌دهد. در این نمودارها بر روی محور عمودی، نرخ جابجایی میدان سه بعدی قرار گرفته و بر روی محور افقی آن مدت زمان دوره مطالعاتی قرار دارد. همان طور که در این شکل مشاهده می‌شود، حرکات بلوک‌های گسلی در خلاف جهت یکدیگر می‌باشد. علاوه بر این، آنچه که به خوبی از این نمودارها قابل برداشت است، این است که شیب نمودار جابجایی در یک سال آخر دوره مطالعاتی در تمامی میدان‌های جابجایی، مخصوصاً در ارتباط با جابجایی شمالی جنوبی (شکل ۱۱ b) افزایش یافته است، و این می‌تواند ناشی از افزایش فعالیت گسل باشد. آنچنان که در شکل شماره ۱۱ b مشاهده می‌شود میزان جابجایی تجمعی شمالی-جنوبی رخ داده طی سه سال به حدود ۱۸ میلیمتر در هر بلوک رسیده و این میزان در راستای شرقی-غربی و عمودی به ترتیب به حدود ۶ و ۱۲ میلیمتر می‌رسد.



شکل ۱۱: نمودار سری زمانی جابجایی بلوک‌های گسلی در نقاط A1 و A2، موقعیت نقاط A1 و A2 بر روی شکل شماره ۸ مشاهده می‌شود. (a): مربوط به حرکت شرقی-غربی (b): مربوط به حرکت شمالی-جنوبی (c): مربوط به حرکت عمودی

مکانیزم گسل انار

مطالعات انجام‌گرفته قبلی بر روی گسل انار به یک حرکت لغزشی در حدود ۱ میلی‌متر در سال اشاره دارد (لدورتز و همکاران، ۲۰۰۹؛ فروتن و همکاران، ۲۰۱۲). قسمت شمالی در منطقه کوهستانی است و قسمت جنوبی در امتداد کوهپایه‌ها تا دشت نمک انار ادامه دارد. شهرستان انار در قسمت جنوبی آن واقع شده است که اثر گسل، ۳۰ متر اسکارپ گسلی و جابجایی در آبراهه‌ها قابل مشاهده است (شکل ۱۲، a، b، c). با توجه به پوشش متراکم رس و ماسه در اطراف گسل، مکانیسم در انتهای جنوبی توسط شواهد ژئومورفولوژیکی مشخص نشده است. از این رو، هر دو مؤلفه عادی و معکوس ممکن است اسکارپ را ایجاد کرده باشند (شکل ۱۲ d و e). در این تحقیق، نوع مکانیزم گسل امتدادلغز راست بر و مایل تشخیص داده شد.



شکل ۱۲: (a) اثر گسل انار در انتهای جنوبی. (b) تصویر میدانی از اسکارپ گسل انار. (c) مقطع توپوگرافی عمود بر گسل که ۳۰ متر از اسکارپ را نشان می‌دهد. (d)، (e) دو سناریویی که می‌تواند اسکارپ گسل انار را ایجاد کند.

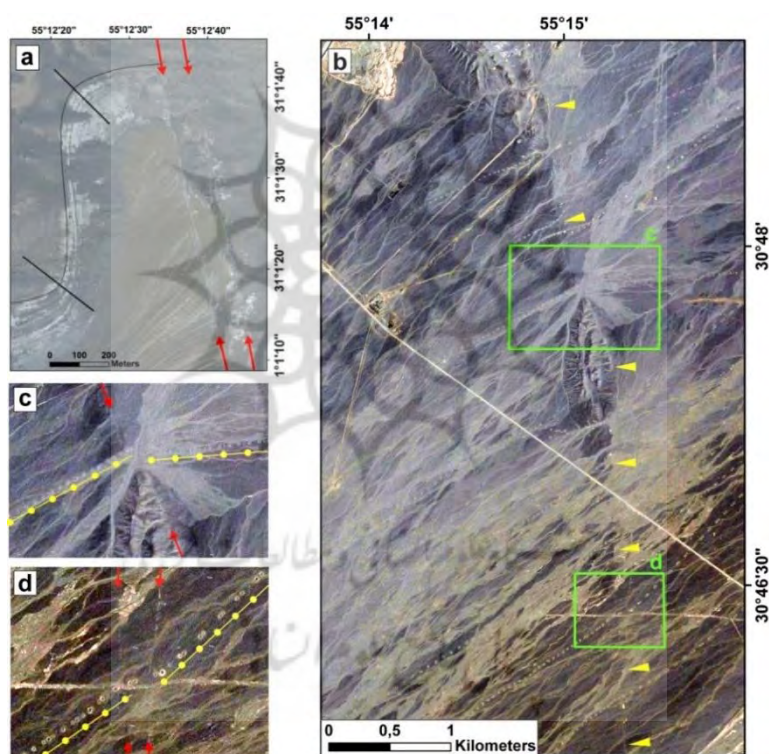
مطالعات تکتونیکی نشان می‌دهد که صفحه ایران دارای تراکم بالایی از گسل‌های فعال و جدید است که در آن حرکت افقی در مقیاس بزرگ در پهنه‌های باریکی از گسل‌های امتداد لغز عمده رخ می‌دهد (علی و همکاران^۱، ۲۰۰۴؛ گورابی، ۱۳۸۷؛ وودبریج و همکاران^۲، ۲۰۱۹). ایران دارای یک تکامل تکتونیکی پیچیده است که وابسته به تاریخچه چند مرحله‌ای حوزه تبتیس است. ادغام بلوک‌های قاره‌ای کوچک‌تر در نتیجه برخورد گندوانا به اوراسیا ناشی از بسته شدن و باز شدن متوالی حوزه‌های اقیانوسی یا حوضه‌های پشت قوس و حاشیه‌ای بوده است (علی و همکاران، ۲۰۰۴). میزان فعالیت گسل‌های امتداد لغز با روند شمال غربی - جنوب شرقی در داخل صفحه ایران مرکزی (به عنوان مثال، گسل انار) و در امتداد لبه‌های بلوک لوت (گوک-نایبند، نه-کهورک-زاهدان) وابسته به مرحله برخورد بوده است. مطالعات متعددی در شرق و مرکز ایران شواهد ژئومورفولوژیکی از قبیل لندفرم‌های جابجاشده، تغییر شکل یافته و منحرف شده را در امتداد گسل‌های لرزه‌ای فعال ثبت کرده‌اند. دانشمندان ژئومورفولوژی مطالعات اولیه‌ای از گسلش فعال در فلات ایران انجام دادند (بربریان و همکاران^۳، ۲۰۰۱). نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که گسل انار را می‌توان یک گسل راست‌لغز راست بر با مولفه نرمال در نظر گرفت. برای بررسی بیشتر مکانیسم حرکت گسل انار، پروفیل‌های جابجایی سه بعدی عمود بر خط گسل رسم شد. پروفیل‌ها مربوط به نقاط پراکنده پایدار و پروفایل a-b هستند (نشان داده شده در شکل ۶). نمایه‌های سه بعدی تأثیر گسل انار را بر جابجایی‌های ناگهانی گسل انار نشان می‌دهند. نقاط ترسیم شده روی نقشه‌ها همان نقاط

^۱ - Ali et al.

^۲ - Woodbridg et al.

^۳ - Berberian et al.

پراکنده پایدار هستند که بر اساس میزان جابجایی و فاصله از گسل قرار گرفته اند. این مطالعه نشان می‌دهد که حرکت غالب در امتداد گسل امتداد لغز N-S است و بیشترین نرخ جابجایی را در مقایسه با حرکت های E-W و عمودی دارد. در مقایسه با مطالعات قبلی که گسل انار را به عنوان یک گسل امتداد لغز تشخیص داده بودند (لدورتز و همکاران^۱، ۲۰۰۹؛ فروتن و همکاران^۲، ۲۰۱۲؛ یمانی و همکاران^۳، ۲۰۱۳)، این مطالعه مشخص می‌کند که گسل انار یک گسل امتداد لغز و مایل است. شواهد دیگری که می‌تواند برای تحلیل مکانیسم حرکت گسل انار مورد استفاده قرار گیرد، جابجایی عوارض سطح زمین بین دو شاخه گسل انار است (شکل ۱۳ a، b). چین‌های برشی یکی از سازه‌هایی است که در اثر حرکت جانبی گسل‌های امتداد لغز ایجاد می‌شود. شواهد صحرایی نشان داد که این چین‌ها در دشت انار در مجاورت گسل ختم می‌شوند (شکل ۱۳ a). در قسمت جنوبی گسل انار، اثر گسل با انحراف در مسیر قنات به وضوح قابل مشاهده است (شکل ۱۳ b). با توجه به حرکت امتداد لغز گسل که در واحدهای سنگی و مخروط افکنه‌ها غالب است، مسیر قنات توسط صفحه گسل منحرف می‌شود (شکل ۱۳ c، d).



شکل ۱۳: (a) چین خوردگی برشی در امتداد گسل انار. (b) اثر قسمت جنوبی گسل انار. (c)، (d) انحراف مسیر قنات با نزدیک شدن به اثر گسل.

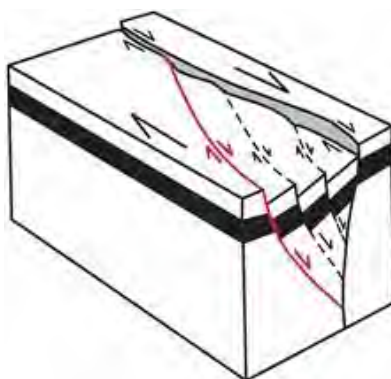
بنابراین، با توجه به شواهد جمع‌آوری شده که در سطور فوق به آن اشاره شد، خصوصاً وجود دو اثر گسل که در شکل ۱۳ a و ۱۳ d، با فلش قرمز مشخص شده است؛ می‌توان یک مدل تکتونیکی برای انتهای جنوبی سیستم گسلی انار ایجاد کرد

^۱ - De Lortz et al.

^۲ - Froutan et al.

^۳ - Yamani et al.

که شبیه ساختار گلی است که یک ناحیه فرورفته در دشت را تشکیل می‌دهد (شکل ۱۴) (رشیدی و همکاران^۱، ۲۰۱۶). داده‌ها، شکل، ماهیت و الگوی کلی حوضه انار قویاً نشان می‌دهد که حوضه، یک ساختار گل منفی فعال است.



شکل ۱۴. بلوک دیاگرام تکامل ساختاری انتهای جنوبی گسل انار را نشان می‌دهد.

ارتباط بین آنومالی گاز رادون و فعالیت گسل

از آنجایی که مطالعات زیادی بر وجود ارتباط مستقیم بین فعالیت گسل‌ها و غلظت گاز رادون وجود در منابع آب زیرزمینی دلالت دارد (ضفر و همکاران^۲، ۲۰۱۸؛ وو و همکاران^۳، ۲۰۲۰)، در این تحقیق نیز سعی شد تا با اندازه‌گیری میزان غلظت گاز رادون موجود در آب‌های زیرزمینی اطراف گسل انار، ارتباط آن با گسل طی یک دوره ۳ ساله مورد بررسی و پایش قرارگیرد. نتایج حاصل از اندازه‌گیری گاز رادون محلول در نمونه‌های به دست آمده از تعداد ۴۰ چاه طی سه سال متوالی از ۲۰۱۹ تا ۲۰۲۱ در جدول شماره ۲ آمده است. قابل ذکر است که نمونه‌برداری‌ها هر ۳ ماه یکبار انجام گرفته و متوسط سالیانه آن در جدول ثبت شده است. همانطور که در این جدول مشاهده می‌شود در سال ۲۰۱۹ بیشترین میزان غلظت گاز رادون اندازه‌گیری شده ۲۹،۴۸ بکرل بر لیتر مربوط به نمونه آب چاه شماره ۲۷ است که این میزان در سال‌های بعد به ۲۹،۸۸ و ۳۱،۷۳ رسیده است. تقریباً در بسیاری از چاه‌ها این روند افزایشی غلظت گاز رادون اتفاق افتاده است. به منظور بررسی ارتباط بین گسل انار و غلظت گاز رادون، با انجام عملیات درون‌یابی در محیط GIS، نقشه رستری آنومالی گاز رادون محدوده مورد مطالعه تهیه شد (شکل ۱۵). همانطور که در شکل شماره ۱۵ مشاهده می‌شود، منطقه مورد مطالعه به لحاظ آنومالی گاز رادون محلول در آب به ۹ منطقه و طبقه از آنومالی خیلی بالا تا آنومالی کم، تقسیم بندی شده است. آنچه که در شکل ۱۵ مشهود است، کشیدگی محدوده‌های دارای آنومالی بالای گاز رادون در امتداد گسل انار است، که می‌تواند موید وجود ارتباط بین فعالیت گسل انار و افزایش گاز رادون محلول در آب باشد. ولیکن آنچه که از این تحقیق به طور ویژه می‌توان برداشت کرد، روند افزایش و گسترش مناطق با آنومالی بالای گاز رادون، در طول زمان است که مقایسه نقشه‌های آنومالی مربوط به سال‌های ۲۰۱۹ تا ۲۰۲۰، آن را به خوبی نشان می‌دهد. در نهایت با توجه به افزایش نرخ جابجایی سطح زمین، محاسبه شده به روش PSI، در محدوده گسل انار و همچنین افزایش غلظت گاز رادون موجود در آب چاه‌های اطراف گسل، که طی یک دوره سه ساله مورد پایش قرار گرفت، می‌توان چنین استدلال کرد که همه موارد ذکر شده در نتیجه افزایش تنش در صفحات گسل، رخ داده است.

^۱ - Rashidi et al.

^۲ - Zafar, et al.

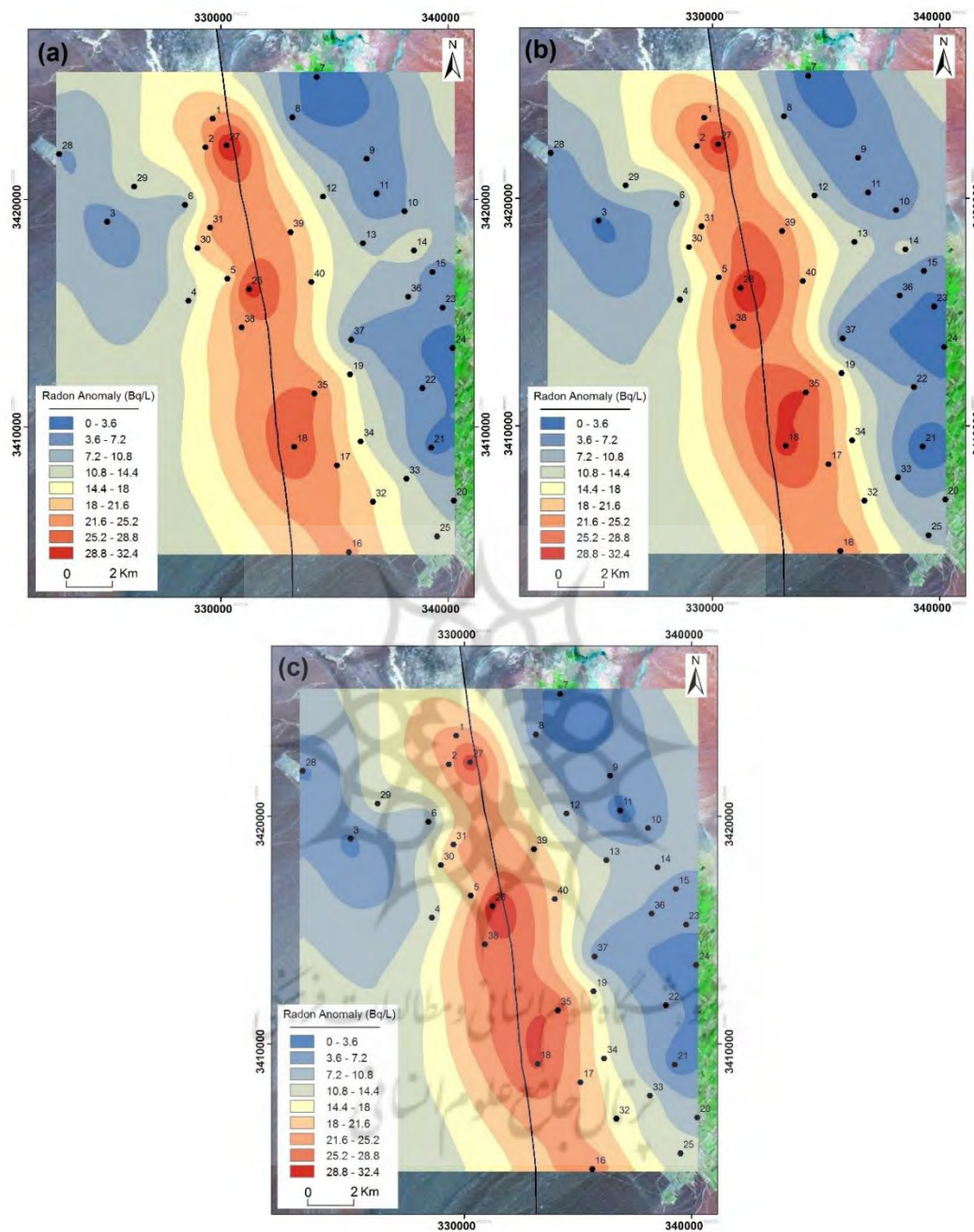
^۳ - Wu, et al.

جدول ۲: میزان غلظت گاز رادون موجود در نمونه آب چاه‌ها، مربوط به سال‌های ۲۰۱۹، ۲۰۲۰ و ۲۰۲۱

شماره نمونه	نام چاه	غلظت (Bq/lit) (۲۰۱۹)	غلظت (Bq/lit) (۲۰۲۰)	غلظت (Bq/lit) (۲۰۲۱)
۱	قاسم آباد	18.64	18.99	19.21
۲	بهار آباد	17.22	18.08	18.69
۳	حسین آباد ۱	5.44	4.12	5.21
۴	حسین آباد ۲	11.78	10.23	11.93
۵	ریسیه	13.92	13.8	14.22
۶	حجت آباد	7.75	5.26	6.05
۷	فرهنگ آباد	2.31	3.11	3.94
۸	ده شیخ	4.64	7.27	5.71
۹	محمد آباد	7.23	8.19	9.03
۱۰	قائمیه	6.84	5.12	5.69
۱۱	هاشم آباد	3.67	4.83	4.37
۱۲	همت آباد	10.38	9.46	8.29
۱۳	عباس آباد	9.72	13.51	12.01
۱۴	قربان آباد	13.19	13.67	13.49
۱۵	علی آباد	4.41	4.82	5.15
۱۶	گیشه	19.62	20.75	21.39
۱۷	شهرداری ۱	18.27	18.96	18.13
۱۸	شهرداری ۲	23.71	23.98	24.77
۱۹	فتح آباد	14.06	16.19	16.03
۲۰	گلشن	9.76	9.84	10.72
۲۱	جلالیه	2.88	2.11	3.53
۲۲	چهاردر	6.76	9.68	8.66
۲۳	اسدآباد	6.33	5.03	6.99
۲۴	سید آقا	1.09	2.06	2.87
۲۵	حسن آباد	10.03	9.22	11.76
۲۶	صدر آباد	27.04	28.9	29.42
۲۷	ده شیخ	29.48	29.88	31.73
۲۸	سعادت آباد	6.89	6.94	5.21
۲۹	دهجی ها	12.33	13.59	14.43
۳۰	خیر آباد	16.07	15.49	17.11
۳۱	اسماعیل آبا	18.86	18.65	19.27

14.68	15.31	15.50	مهدویه	۳۲
12.88	7.42	11.73	مهردشت	۳۳
13.98	12.95	13.01	مینودشت	۳۴
24.11	23.83	21.66	عباس آباد	۳۵
8.81	7.13	8.44	شریف آباد	۳۶
4.95	2.77	5.73	ده رئیس	۳۷
22.41	20.36	19.07	سرزیر	۳۸
17.72	19.11	18.04	قربان آباد	۳۹
17.24	17.04	15.61	انار	۴۰





شکل ۱۵: نقشه طبقه‌بندی شده آنومالی گاز رادون در محدوده مورد مطالعه، (a) مربوط به سال ۲۰۱۹، (b) مربوط به سال ۲۰۲۰، (c) مربوط به سال ۲۰۲۱. موقعیت چاه‌ها با شماره مشخص شده است.

نتیجه‌گیری

پایش تحرکات رخداده در محدوده گسل انار نشان از فعال بودن آن دارد. نتایج حاصل از روش PSI، نشان داد که نرخ جابجایی رخداده در سطح زمین مرتباً در حال افزایش است. تعیین و محاسبه بیشترین نرخ جابجایی برای مولفه شمالی-جنوبی در مقایسه با دیگر مولفه‌های جابجایی سه‌بعدی، نوع حرکات رخداده در دو سمت خط گسلی و چگونگی نیمرخ‌های مربوط به مولفه‌های سه بعدی جابجایی، همگی نشان از امتداد لغز و راست‌الغز بودن گسل انار دارد، همچنین آنالیز سری زمانی نقاط قرارگرفته بر بلوک‌های گسلی، نشان از افزایش نرخ جابجایی بلوک‌های گسلی به صورت فزاینده‌ای در طول

دوره مطالعاتی دارد. با توجه به وجود ارتباط بین فعالیت گسل‌ها با افزایش میزان غلظت گاز رادون موجود در منابع آب زیرزمینی، میزان غلظت گاز رادون محلول در آب چاه‌های اطراف گسل انار مورد پایش قرار گرفت. نتایج حاصل نشان‌دهنده بالاتر بودن غلظت گاز رادون در نمونه‌های نزدیک به گسل و همچنین افزایش نسبی آن در طول دوره مطالعاتی دارد. با توجه به گزارشاتی مبنی بر سر رسیدن دوره بازگشت زلزله‌های ۷ و با احتساب نتایج حاصل از این پژوهش احتمال اینکه زلزله‌ای مخرب به زودی در منطقه مورد مطالعه اتفاق بیافتد، خیلی بالا است. نتایج به دست آمده از این پژوهش نشان داد که با استفاده از تصاویر راداری می‌توان ویژگی‌های رفتاری و حرکتی گسل‌ها را بررسی و مورد پایش قرار داد.

منابع

- اصغری، ص.، محمدزاده، م.، ۱۴۰۰. برآورد میزان فرونشست با استفاده از تکنیک تداخل‌سنجی راداری و پارامترهای آب‌های زیرزمینی و کاربری اراضی (مطالعه موردی: دشت شهریار)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال ۱۰، شماره ۱، صص ۴۰-۵۴.
- افشاری، س.، نوری، م.، ر.، ۱۴۰۰. استخراج گسل‌های زمین‌شناسی با استفاده از تداخل‌سنجی راداری منطقه مورد مطالعه: تاکدیس نادر، شمال استان خراسان رضوی، ماهنامه علمی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۸۸، صص ۱۳-۲۲.
- صفاری، ا.، ملکی، ا.، شیرزادی تبار، ف.، احمدآبادی، ع.، رحمتی پور، ف.، ۱۳۹۸. تحلیل شواهد ژئومورفیک و قابلیت آن در شناسایی گسل‌های پنهان، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال ۸، شماره ۲، صص ۱۰۳-۱۲۱.
- عباس پور، ر.، موسوی، م.، خطیب، م.، رشیدی، ا.، ۱۴۰۱. پایش میزان تغییرات عمودی سطح زمین با استفاده از تکنیک تداخل‌سنجی راداری و سری زمانی باند C؛ مطالعه موردی: بخش باختری فرازمین شتری (خاور طبس)، فصلنامه علوم و مهندسی زلزله، دوره ۹، شماره ۳، صص ۱۱۷.
- مهرابی، ع.، پورخسروانی، م.، ۱۳۹۷. اندازه‌گیری میزان جابجایی سطح زمین ناشی از زلزله ۱۳۸۳ داهوئیه (زرنند) استان کرمان و شناسایی گسل عامل آن با استفاده از تکنیک تداخل‌سنجی راداری، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال ۷، شماره ۱، صص ۶۱-۷۳.
- گورابی، ا.، ۱۳۸۷. تاثیر نو زمین ساخت بر تحول لندفرم‌های کواترنری در ایران مرکزی مطالعه موردی گسل‌های دهشیر و انار، رساله دکتری، دانشگاه تهران، ۲۳۰ ص.

- Ali, S., Pirasteh, S. 2004. Geological application of Landsat ETM for mapping structural geology and interpretation: aided by remote sensing and GIS. *Int J Remote Sens*, 25, 4715-4727.
- Asadi, A., Rahimi, M., & Jabbari, L. 2016. The effect of geological structure on radon concentration dissolved in groundwater in nearby Anar fault based on a statistical analysis, *J Radioanal Nucl Chem*, 308, 801-807.
- Barnhart, W.D., Gold, R.D., & Hollingsworth, J. 2020. Localized faultzone dilatancy and surface inelasticity of the 2019 Ridgecrest earthquakes. *Nature Geoscience*, 13, 699-704.
- Berberian, M., Jackson, J., Fielding, E., Parsons, B.E., Priestley, K., Qorashi, M. Talebian, M., Walker, R., Wright, T.J., Baker, C. 2001, The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone. *Geophysical Journal International*, 146, 371-398.
- Chin, T. L., Chen, K.Y., Chen, D.Y., & Lin, D. 2020. Intelligent RealTime Earthquake Detection by Recurrent Neural Networks. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 58, 5440-5449.

- Fattahi, H., Agram, P., & Simons, M. 2016. A networkbased enhanced spectral diversity approach for TOPS timeseries analysis. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55, 777-786.
- Ferretti, A., Fumagalli, A., Novali, F., Prati, C., Rocca, F., Rucci, A. 2011. A new algorithm for processing interferometric data-stacks: SqueeSAR. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 49, 3460-3470.
- Foroutan, M., Sébrier, M., Nazari, H., Meyer, B., Fattahi, M., Rashidi, A., Le Dortz, K., & Bateman, M. 2012. New evidence for large earthquakes on the Central Iran plateau: palaeoseismology of the Anar fault. *Geophysical Journal International*, 189, 618.
- Ghayournajarkar, N., & Fukushima, Y. 2020. Determination of the dipping direction of a blind reverse fault from InSAR: case study on the 2017 Sefid Sang earthquake, northeastern Iran. *Earth, Planets and Space*, 72, 115.
- Ghazifard, A., Moslehi, A., Safaei, H., & Roostaei, M. 2016. Effects of groundwater withdrawal on land subsidence in Kashan Plain, Iran. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 75, 1157-1168.
- Kawabata, K., Sato, T., Takahashi, H.A., Tsunomori, F., Hosono, T., Takahashi, M., & Kitamura, Y. 2020. Changes in groundwater radon concentrations caused by the 2016 Kumamoto earthquake. *Journal of Hydrology*, 584, 124-142.
- Kuna, V.M., Nábělek, J.L., & Braunmiller, J. 2019. Mode of slip and crust–mantle interaction at oceanic transform faults. *Nature Geoscience*, 12, 138-142.
- Le Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., & Bourlès, D. 2009. Holocene rightslip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophysical Journal International*, 179, 700-710.
- Liu, G., Li, J., Xu, Z., Wu, J., Chen, Q., Zhang, H., Zhang, R., Jia, H., & Luo, X. 2010. Surface deformation associated with the 2008 Ms8. 0 Wenchuan earthquake from ALOS Lband SAR interferometry. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12, 496-505.
- Luo, H., & Wang, K. 2021. Postseismic geodetic signature of cold forearc mantle in subduction zones. *Nature Geoscience*, 14, 104-109.
- Mehrabi, A. 2021. Monitoring the Iran PoleDokhtar flood extent and detecting its induced ground displacement using sentinel 1 imagery techniques. *Natural Hazards*, 105, 2603-2617.
- Michel, R., Avouac, J.P., & Taboury, J. 1999. Measuring ground displacements from SAR amplitude images: Application to the Landers earthquake. *Geophysical Research Letters*, 26, 875-878.
- Mouslopoulou, V., Walsh, J.J., & Nicol, A. 2009. Fault displacement rates on a range of timescales. *Earth and Planetary Science Letters*, 278, 186-197.
- Poreh, D., & Pirasteh, S. 2020. InSAR observations and analysis of the Medicina Geodetic Observatory and CosmoSkyMed image. *Natural Hazards*, 103, 3145-3161.
- Qu, F., Lu, Z., Kim, W., & Zheng, W. 2019. Identify and monitor growth faulting using InSAR over northern Greater Houston, Texas, USA. *Remote Sensing*, 11, 1498t
- Ran, Y., Xu, X., Wang, H., Chen, W., Chen, L., Liang, M., Yang, H., Li, Y., & Liu, H. 2019. Evidence of characteristic earthquakes on thrust faults from paleo rupture behavior along the Longmenshan fault system. *Tectonics*, 38, 2401-2410.
- Rashidi Boshrahadi, A., Khatib, M.M., Raeesi, Mr, Mousavi, S.M. 2018. Djamour, Y. Geometric-kinematic characteristics of the main faults in the W-SW of the Lut Block (SE Iran). *Journal of African Earth Sciences*, 139, 440-462.
- Seminsky, K.Z., & Seminsky, A. 2019. Radon concentration in groundwater sources of the Baikal region (East Siberia, Russia). *Applied Geochemistry*, 111, 104-446m

- Su, Z., Yang, Y. H., Li, Y.S., Xu, X.W., Zhang, J., Zhou, X., Ren, J.J., Wang, E.C., Hu, J.C., & Zhang, S. 2019. Coseismic displacement of the 5 April 2017 Mashhad earthquake (Mw 6.1) in NE Iran through Sentinel1A TOPS data: New implications for the strain partitioning in the southern Binalud Mountains. *Journal of Asian Earth Sciences*, 169, 244-256.
- Tsunomori, F., Shimodate, T., Ide, T., & Tanaka, H. 2017. Radon concentration distributions in shallow and deep groundwater around the Tachikawa fault zone. *Journal of environmental radioactivity*, 172, 106-112i
- Wang, X., Liu, G., Yu, B., Dai, K., Zhang, R., Ma, D., & Li, Z. 2015. An integrated method based on DInSAR, MAI and displacement gradient tensor for mapping the 3D coseismic deformation field related to the 2011 Tarlay earthquake (Myanmar). *Remote Sensing of Environment*, 170, 388-404.
- Woodbridge, K.P., Pirasteh, S., Parsons, D.R. 2019. Investigating fold-river interactions for major rivers using a scheme of remotely sensed characteristics of river and fold geomorphology. *Remote Sensing*, 11, 2037.
- Wu, C., Zheng, W., Zhang, Z., Jia, Q., & Yang, H. 2020. Large earthquake rupturing and slipping behavior along the range front. Maidan fault in the southern Tian Shan, northwestern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 190, 104-193.
- Yamani, M., Goorabi, A., & Kakroodia, A. 2013. Evidence of Neotectonics along Dehshir and Anar Faults in Central Iran by Using Remote Sensing Data. *Wulfenia*, 20, 129.
- Zafar, W.A., Ahmed, ., Barkat, ., Nabi, ., Mahmood, R., Manzoor, ., & Iqbal, T. 2018. Spatial mapping of radon: Implication for fault delineation. *Geochemical Journal*, 52, 359-371.