



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۳۹۸، سال سوم، شماره ۱۱

بررسی تاثیر ساختارها بر الگوی برخاستگی - فرونشست کپه داغ غربی با استفاده از روش تداخل سنجی تفاضلی راداری

رضوانه حمیدی^۱، حجت‌اله صفری^۲، مهاسا روستایی^۳، آرش امینی^۴

۱- دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان.

۲- دانشیار تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان.

۳- دکتری ژئوفیزیک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۴- استادیار رسوب‌شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۴/۰۸



چکیده

روش‌های محاسباتی مانند استفاده از شاخص‌های منطقه‌ای ریخت‌زمین‌ساختی، اندازه‌گیری‌های GPS، مدل‌سازی عددی ناحیه‌ای و استفاده از تداخل‌سنجی تفاضلی راداری در بین بیشتر محققین علوم زمین معمول و رایج است تا بتوانند برآوردی از محاسبه حرکات قائم یا شاقولی سطح زمین ارائه دهند. در استفاده از این روش‌ها (به جز داده‌های GPS) بیشتر دیدگاه‌های مورفومتریک و حرکات قائم بخصوص در مقیاس‌های منطقه‌ای یا محلی مدنظر بوده و به علل این حرکات چندان توجهی نشده است. در پژوهش حاضر، به بررسی تداخل‌سنجی تصاویر رادار Envisat مربوط به بازه زمانی ۲۰۰۴-۲۰۱۰ پرداخته شده و حرکات قائم در کپه‌داغ باختری محاسبه گردیده است. علاوه بر این، با استفاده از روش‌های معمول سنجش از دور، پیمایش‌های صحرایی و یاری جستن از اطلاعات زیرسطحی، اقدام به شناسایی ساختارهای سطحی و زیرسطحی گردید و سپس با استفاده از محیط نرم‌افزاری GIS سعی در ارتباط سنجی بین حرکات قائم و ساختارها شد. نتایج نشان می‌دهد که در حدفاصل گسل‌های عرضی راست‌الغز بالکور و کلاله (مناطق میانی زیربخش شمال‌خاوری) برخاستگی دیده می‌شود. این در حالی است که در مناطق شمالی کل کپه‌داغ باختری در حدفاصل دو گسل معکوس طولی مراوه‌تپه و گلیجه برخاستگی مشاهده می‌شود. همچنین برخاستگی‌های غیرمعمولی نیز در منطقه در حال فرونشست دشت گرگان دیده می‌شوند که احتمال می‌رود مرتبط با رشد چین‌های سطحی و زیرسطحی باشند. بنابراین بخش عمده‌ای از الگوی حرکات قائم در کپه‌داغ باختری مرتبط با ساختارهایی نظیر گسل‌های اصلی و رشد چین‌ها است.

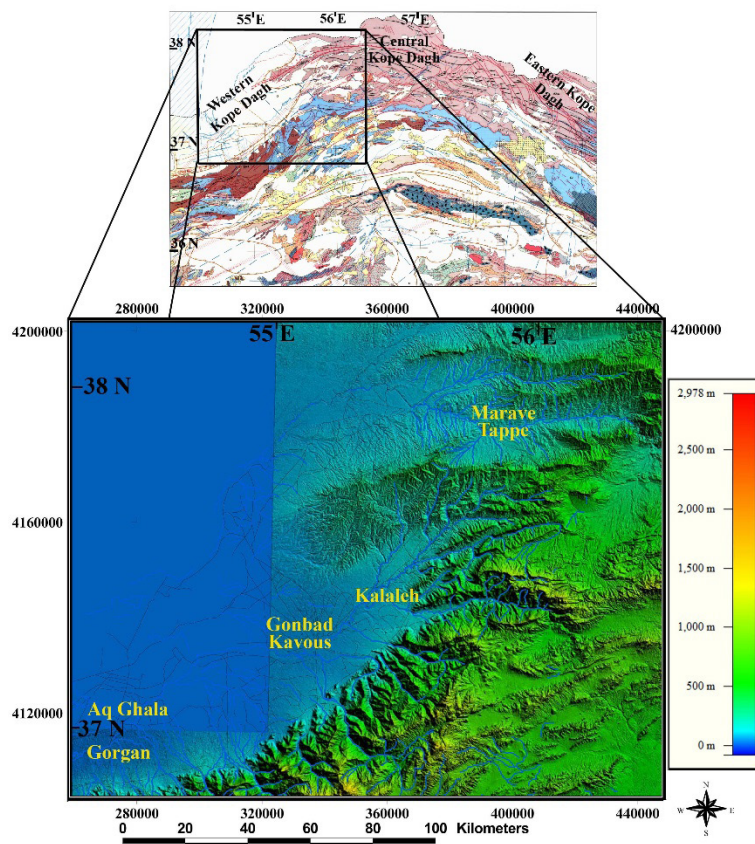
واژگان کلیدی: کپه‌داغ باختری، تداخل‌سنجی تفاضلی راداری، حرکات قائم، الگوی برخاستگی - فرونشست، ساختارها

۱- مقدمه

که ناحیه مورد بررسی در آن قرار گرفته است، دارای روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری بوده و از باختر بجنورد تا دشت گرگان (منطقه گنبد کاووس- گرگان- آق‌قلا) کشیده شده است.

بخش باختری خود به دو زیربخش شمال‌خاوری و جنوب‌باختری تقسیم می‌شود. زیربخش شمال‌خاوری که از باختر بجنورد تا منطقه مراوه‌تپه- مینودشت کشیده شده دارای رخنمون‌های سطحی سکانس چینه‌ای کپه‌داغ بوده، در حالی که زیربخش جنوب‌باختری که از باختر مینودشت آغاز شده و تا سواحل خاوری دریای خزر امتداد یافته، فاقد رخنمون‌های سطحی می‌باشد. در زیربخش جنوب‌خاوری رسوبات کپه‌داغ دیده می‌شوند که تحت اثر فاز کوهزاد پیرنه چین‌خورده و ارتفاع یافته‌اند و این در حالی است که زیربخش جنوب‌باختری بدلیل مجاورت با پوسته در حال فرونشست خزر جنوبی، فرونشست نموده (احتمالاً پس از فاز پیرنه) و مدفون شده است. مرز این دو بخش بر روی گسل کلاله واقع شده است. با کنترل الگوی

پهنه ساختاری- رسوبی کپه‌داغ به عنوان بخش جنوبی صفحه توران حاصل فازهای آلپ پایانی بوده (افشار حرب، ۱۳۷۳؛ Hollingsworth et al., 2010; Jackson et al., 2002; Javidfakhr et al., 2011) و در یک راستای تقریباً خاور، جنوب‌خاوری- باختر، شمال‌باختری (ESE-WNW) از خاور دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، وارد خاک افغانستان می‌شود (شکل ۱). از نظر ساختاری کپه‌داغ را می‌توان به سه بخش ساختاری باختری، مرکزی و خاوری با سه روند متفاوت تقسیم نمود (شکل ۱). به گونه‌ای که ساختارهای اصلی نظیر: روند چین‌ها، روند گسل‌های اصلی رانده و همچنین امتداد کوه‌ها و دره‌ها، در این سه بخش متفاوت می‌باشد. بخش خاوری دارای روند اصلی شمال‌باختری- جنوب‌خاوری بوده و از خاور بجنورد تا شمال‌خاور ایران کشیده شده است. در حالی که بخش مرکزی دارای روند خاوری- باختری بوده و منطقه بجنورد را تشکیل می‌دهد (افشار حرب، ۱۳۷۳). بخش باختری،



شکل ۱: موقعیت زمین‌ساختی (Nogol e sadat & Almasian, 1993) و وضعیت ناهمواریها (بر اساس DEM منطقه) و راه‌های دسترسی



SAR در زمینه شناسایی و پایش حرکات قائم در پژوهش‌های متعددی استفاده شده است (تورانی، ۱۳۹۵؛ اکبری و همکاران، ۲۰۰۷؛ رهنما و کاظمی فر، ۱۳۸۵؛ حقیقت مهر و همکاران Nilforoushan et al., 2007; Larson, et al., 2001; ۱۳۸۹; Massonnet & Feigl, 1998; Beradio, P., et al, 2002; De-ghani et al., 2009; Ferretti et al., 2007). ساده‌ترین روش در این مورد تهیه تداخل نگاشت از دو تصویر غیرهمزمان و محاسبه اختلاف فاز آنها بوده (Massonnet & Feigl, 1998) و در بازه‌های زمانی متفاوت می‌توان تغییرات زمین را مورد پایش قرار داد.

در این پژوهش بواسطه گستردگی منطقه و تعداد کم ایستگاه‌های GPS و تفاوت‌های اساسی در وضعیت ریخت‌شناسی زیربخش‌ها، از روش تداخل سنجی تفاضلی راداری برای برآورد حرکات قائم در مجموع دو زیربخش شمال‌خاوری و جنوب‌باختری منطقه مورد مطالعه استفاده گردید. منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی $20^{\circ} 54'$ تا $25^{\circ} 56'$ طول شرقی و $36^{\circ} 50'$ تا $38^{\circ} 10'$ عرض شمالی در استان‌های گلستان و خراسان شمالی قرار گرفته است. دسترسی به منطقه از مسیر بجنورد - گنبد - کلاله - گرگان و مسیر فرعی آشخانه - کلاله امکان پذیر می‌باشد (شکل ۱).

۲- جایگاه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه

کمریند کوهزایی کپه‌داغ به عنوان لبه جنوبی صفحه توران حاصل فازهای آلپ پایانی شامل: فازهای پیرنه (اوسن بالایی) تا پاسادنین (پلیو پلیستوسن) می‌باشد (افشار حرب، ۱۳۷۳؛ آقابیانی، ۱۳۸۳؛ Jackson et al., 2010; Hollingsworth et al., 2002; Javidfakhr et al., 2011; Shabanian et al., 2010; Roberts et al., 2014; Hollingsworth, 2007). این پهنه ساختاری رسوبی از خاور دریای خزر آغاز و تا افغانستان کشیده شده است (شکل ۱). با استناد به شواهدی مانند بالا بودن شدت چین خوردگی در جبهه جنوبی و همچنین نامتقارن و پرشیب بودن پهلوی جنوب‌باختری چین‌ها، به نظر می‌رسد حرکت ورق ایران به سمت کپه‌داغ، در چین خوردگی و برخاستگی رسوبات این پهنه نقش اساسی داشته است (افشار حرب، ۱۳۷۳). اندازه گیره‌های GPS موجود نشان می‌دهد که همگرایی N-S در شمال خاور ایران، به صورت مایل به روند NW-SE در محدوده‌های کپه‌داغ، خاور البرز- بینالود می‌باشد که در سراسر منطقه امتداد می‌یابد و می‌توان به این

وضعیت ریخت‌شناسی کپه‌داغ باختری این مسئله شکل می‌گیرد که احتمالاً برخاستگی زیربخش شمال‌خاوری و یا فرونشست زیربخش جنوب‌باختری باید در طول گسل‌های اصلی پی‌سنکی صورت پذیرفته باشد. بر این اساس در این پژوهش سعی گردید تا با کمک محیط GIS بین ساختارها و حرکات قائم ارتباط سنجی صورت گرفته و اثر ساختارها بر الگوهای برخاستگی و یا فرونشست بررسی گردند. برای محاسبه حرکات قائم در مقیاس‌های ناحیه‌ای از سه روش: (۱) محاسبه شاخص‌های مورفومتریکی در قالب بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی، (۲) مطالعات ژئودتیک بر اساس اندازه‌گیری‌های GPS و مدل‌سازی و (۳) تداخل سنجی راداری با استفاده از تصاویر رادار استفاده می‌شود.

در روش محاسبه شاخص‌های مورفومتریکی بیشتر به بحث زمین‌ساخت فعال در قالب حرکات قائم (شاقولی) و اثر آن بر شاخص‌های مورفومتریکی نظیر: نسل‌های مختلف مخروط افکنه‌ها (Tchalenko et al., 1972)، نسل‌های مختلف پادگانه‌های آبرفتی (صفری و نوگل سادات، ۱۳۷۹؛ وحدتی دانشمند و همکاران، ۱۳۸۵)، شاخص شیب کانال رودخانه، شکل حوضه، رده‌های آبراه‌ای، وضعیت سینوسیته پیشانی کوهستان (آرین و پور کرمانی، ۱۳۷۶؛ قره‌قاش، ۱۳۹۷؛ روستایی، ۱۳۹۳؛ بهیاری و همکاران، ۱۳۹۵؛ طبسی، ۱۳۸۷، عزتی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Burbank & Anderson, 2012; Ezati & Ataby, 2013) پرداخته می‌شود.

در مطالعات ژئودتیک بیشتر بر اندازه‌گیری‌های صورت گرفته توسط GPS (آقایی، ۱۳۹۳؛ شریفی و همکاران، ۱۳۹۸؛ قدیمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ Kardar et al., 2011; Djamour et al., 2010; Masson et al., 2005, 2007, 2014; Mousavi et al., 2010; Vernant et al., 2004) و مدل‌سازی عددی بر اساس این اطلاعات (غیور نجار، ۱۳۹۱؛ شریفی و همکاران، ۱۳۹۸) تاکید شده است.

روش تداخل سنجی راداری (InSAR) روشی موثر و سریع با پوشش وسیع در نشان دادن میزان تغییرات وارده در سطح زمین با قدرت تفکیک مکانی بالا می‌باشد (Beradio, P., et al, 2002). دقت به نسبت قابل قبول این روش، آن را به عنوان ابزار کارآمد برای مطالعه پدیده‌های مختلف زمین‌شناسی همچون حرکات قائم زمین لرزه، فرونشست، زمین لغزش و... مطرح کرده است. از تداخل سنجی تفاضلی راداری یا DIn-



گسل‌های کپه‌داغ را به دو گروه تقسیم نمود: گروه نخست، گسل‌های طولی (با روند خاوری-باختری و یا شمال خاوری - جنوب باختری) هستند که در زمان فرونشست حوضه وجود داشته و دارای سازوکار حرکتی نرمال بوده‌اند ولی پس از برقراری رژیم‌های فشارشی به انواع معکوس تبدیل شده‌اند (Roberts et al., 2014). گروه دوم، گسل‌های عرضی بوده که محور چین‌ها و بعضاً گسل‌های نسل اول را قطع می‌کنند و دارای مکانیسم امتداد لغز راست‌بر (با روند شمال باختری- جنوب خاوری) و یا امتداد لغز چپ‌بر (با روند شمال خاوری- جنوب باختری) می‌باشند.

همانگونه که ذکر گردید از نظر ساختاری کپه‌داغ را می‌توان به سه بخش ساختاری باختری، مرکزی و خاوری با سه روند متفاوت تقسیم نمود (شکل ۱). به گونه‌ای که ساختارهای اصلی نظیر: روند چین‌ها، روند گسل‌های اصلی رانده و همچنین امتداد کوه‌ها و دره‌ها، در این سه بخش متفاوت می‌باشد. بخش خاوری دارای روند اصلی شمال باختری- جنوب خاوری می‌باشد. در این بخش مهمترین روند گسلش، گسل‌هایی با روند $150^{\circ}\text{N}-170^{\circ}\text{N}$ با مکانیسم راستالغز راست‌بر می‌باشند. در حالی که بخش مرکزی دارای روند معکوس با روند خاوری-باختری قابل مشاهده هستند (افشار حرب، ۱۳۷۳). بخش باختری دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری بوده و منطقه مورد بررسی در آن قرار گرفته است. بخش باختری خود به دو زیربخش شمال خاوری و جنوب باختری تقسیم می‌شود. زیربخش شمال خاوری که از باختر بجنورد تا منطقه مراوه‌تپه- مینودشت کشیده شده دارای رخنمون‌های سطحی سکانس چینه‌ای کپه‌داغ بوده، در حالی که زیربخش جنوب باختری که از باختر مینودشت آغاز شده و تا سواحل خاوری دریای خزر امتداد یافته، فاقد رخنمون‌های سطحی می‌باشد. مهمترین روندهای گسلش در زیربخش شمال خاوری گسل‌هایی با روند شمال خاور- جنوب باختری ($60^{\circ}\text{N}-70^{\circ}$) با مکانیسم حرکتی امتداد لغز چپ‌بر با مقداری مولفه معکوس و شمال باختر- جنوب خاوری ($150^{\circ}\text{N}-160^{\circ}$) با مکانیسم راستالغز راست‌بر با مقداری مولفه نرمال هستند. بدلیل عدم رخنمون‌های سنگی در زیربخش جنوب باختری، از مکانیسم دقیق گسل‌ها در این منطقه اطلاعات دقیقی وجود نداشته و قضاوت‌ها صرفاً بر اساس اطلاعات زیرسطحی می‌باشند. این اطلاعات وجود

نتیجه رسید که کوتاه‌شدگی در شمال خاور ایران به سمت خاور کاهش می‌یابد (Hollingsworth, 2007). مرز شمالی این پهنه با فلات توران، منطبق بر گسل عشق‌آباد (با روند شمال باختر- جنوب خاوری) بوده و مرز جنوبی آن در ایران با رخنمون‌های ناپیوسته منشورهای برافزاینده تیس کهن در شمال خاوری فریمان، جنوب باختری مشهد و جنوب گرگان مشخص می‌شود (Robert et al., 2014). از نگاه ریخت‌شناسی، کپه‌داغ منطقه‌ای کوهستانی است که توپوگرافی آن رابطه مستقیمی با ساختارهای زمین‌شناسی دارد به گونه‌ای که مثلاً تاقدیس‌ها ارتفاعات و ناودیس‌ها دشت‌های میان کوهی را می‌سازند. مورفولوژی محدوده توسط یک سری از چین‌های متقارن باز، با طول موج از ۵ تا ۲۰ کیلومتر مشخص می‌شود (Hollingsworth, 2007). به اعتقاد رابرت و همکاران (Robert et al., 2014) جهت‌گیری ساختارها در بخش شمالی و شرقی کپه‌داغ به طور مستقیم به فعالیت مجدد گسله‌های پی‌سنگ پالئوزوئیک در طی فازهای آلپی مربوط می‌باشد. در بخش شرقی، این جهت‌گیری با تغییر شکل به وسیله وارونگی گرابین ژوراسیک میانی به چین خوردگی و همچنین برخاستگی‌های پی سنگی بزرگ مقیاس نمود پیدا کرده است، در مقابل، در بخش شمال غربی، کمر بند یک شکل کمانی نشان می‌دهد که به موازات زون زمین درز پالئوتیس می‌باشد (Hollingsworth, 2007; Robert et al., 2014). در این بخش، ساختارها مشاهده شده شامل گسل‌های رانده پی سنگی و چین‌های انتشار گسلی در توالی رسوبی می‌باشند (Robert et al., 2014). و پور تقوی و همکاران، ۱۳۹۳). وارونگی زمین ساختی کپه‌داغ در زمان ائوسن پسین رخ داد، هنگامی که تغییر شکل در اوراسیا به دلیل قفل شدن فرورانش نئوتیس توسعه یافت. این فاز چین خوردگی در بخش غربی کمر بند، توسط یک دگرشیبی اصلی ائوسن- لیگوسن در قانده سری‌های رسوبی ضخیم متعلق به حوضه دریای خزر جنوبی پوشانده شده است (Robert et al., 2014). در کپه‌داغ غربی نیز یک دگرشیبی زاویه‌دار مهم مابین سازند چین خورده آیتامیر و کنگلو‌مراه‌های لیگوسن- نئوژن مشاهده می‌شود. در نهایت، تغییر رژیم تکنونیک از یک رژیم فشارشی (شیب لغز) به یک رژیم برشی (امتداد لغز) در پلیوسن به عنوان یک نتیجه سازماندهی مجدد رژیم تکنونیک در شمال شرق ایران رخ داده است (Robert et al., 2014).

افشار حرب (۱۳۷۳) از نظر زمان تشکیل و سازوکار حرکتی،



GIS است (شکل ۲) که به تفکیک به شرح ذیل می‌باشند:

۳-۱- روش‌های سنجش از دور:

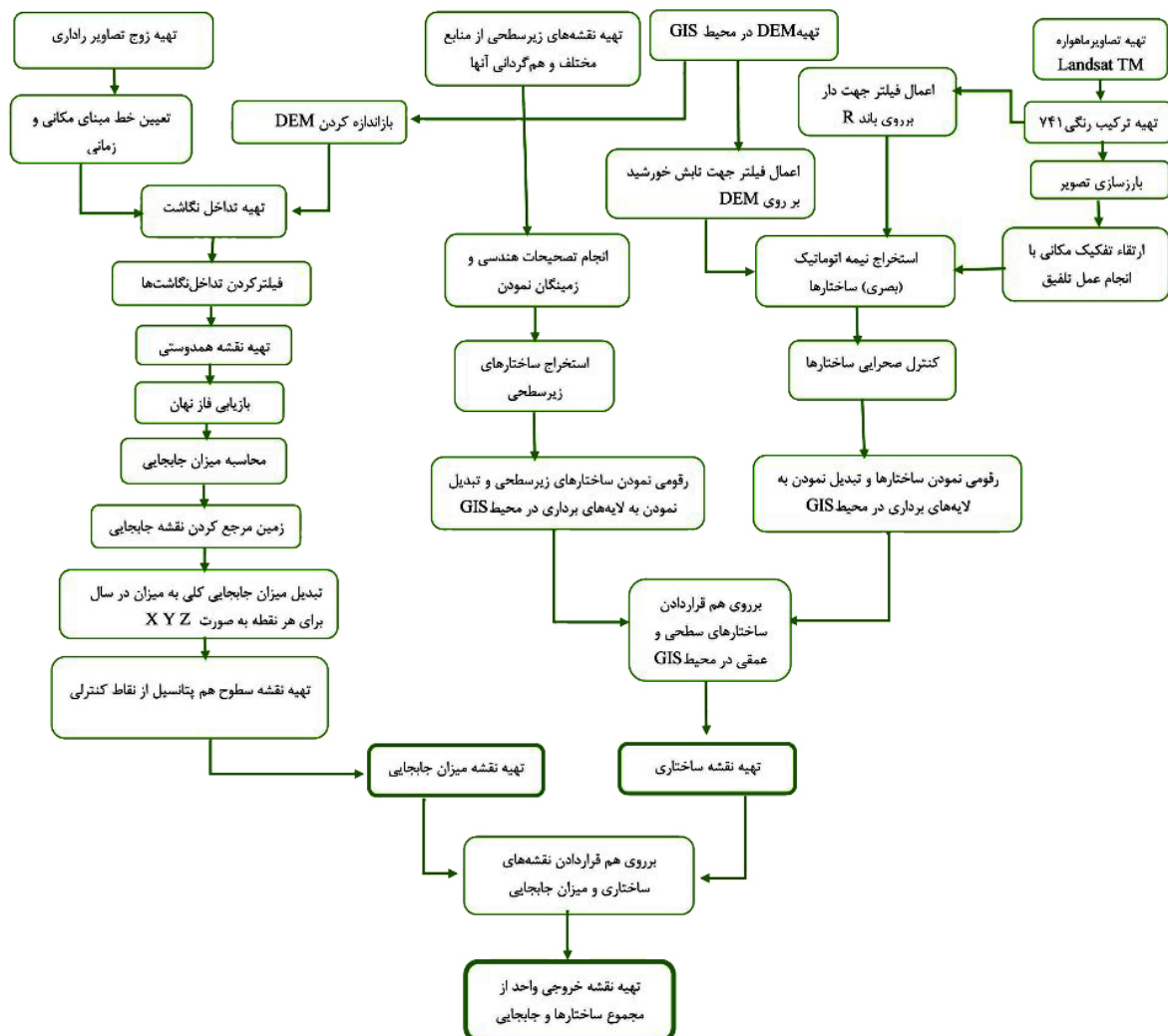
استفاده از داده‌های دورسنجی در بررسی‌های ساختاری نیازمند یک سلسله تصحیحات و پردازش‌ها شامل: پیش‌پردازش، ساخت ترکیبات رنگی، بارزسازی تصاویر رنگی، امتزاج تصاویر و فیلترگذاری (فیلتر بارزکننده لبه‌ها، فیلترهای جهت‌دار و فیلتر تعیین جهت تابش خورشید) می‌باشد (شکل ۴).

گسل‌هایی با امتداد و مکانیسم تقریباً مشابه با زیر بخش شمال‌خاوری (کپه‌داغ باختری) نشان می‌دهند.

همانگونه که ذکر گردید در زیربخش جنوب‌خاوری رسوبات کپه‌داغ دیده می‌شوند که تحت اثر فاز کوهزاد پیرنه چین‌خورده و ارتفاع یافته‌اند و این در حالی است که زیربخش جنوب‌باختری بدلیل مجاورت با پوسته در حال فرونشست خزر جنوبی، فرونشست نموده (احتمالاً پس از فاز پیرنه) و مدفون شده است. مرز این دو بخش بر روی گسل کلالة واقع شده است.

۳-۲ روش‌های بکار برده شده

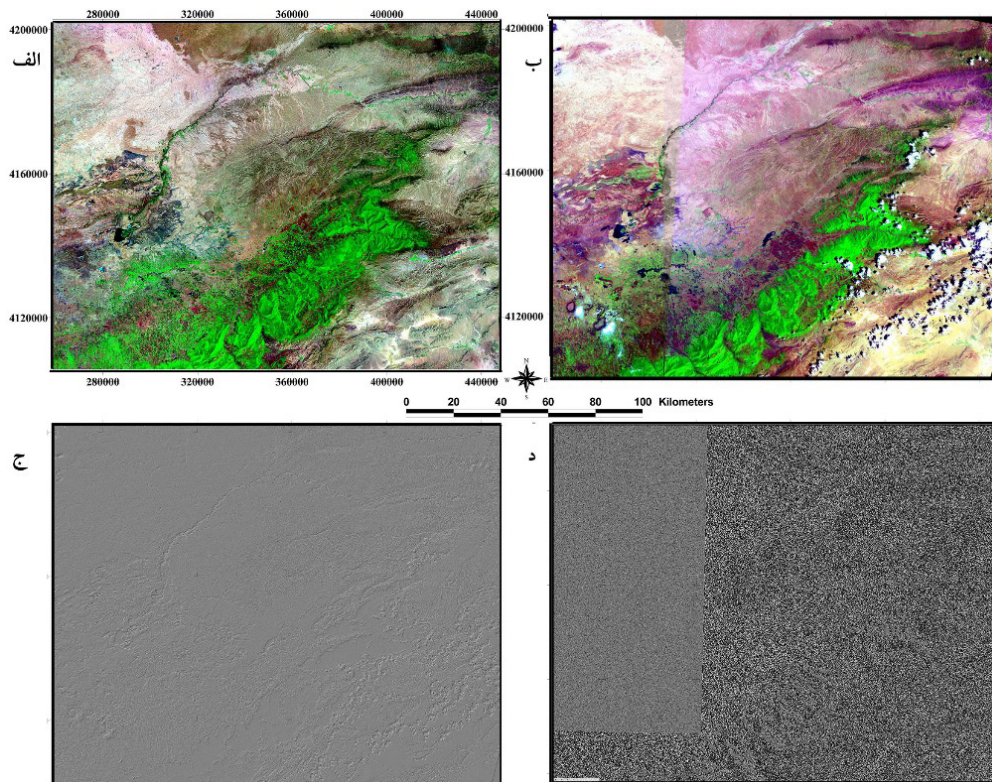
روش‌های بکار برده شده در این پژوهش شامل روش‌های سنجش از دور (غیرفعال معمول) و تداخل سنجی راداری (سنجش از دور فعال)، برداشت‌های صحرائی و تکنیک‌های



شکل ۲: روندنمای انجام پژوهش حاضر

(شکل ۳-ب). در ادامه با اعمال فیلترهای جهت دار (Di-rectional) در جهات ۴۵، ۹۰، ۱۳۵ و ۱۸۰ درجه (شکل ۳-ج) بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه شکستگی‌های موجود در منطقه شناسایی گردیدند (Safari et al., 2011; Rens, 2005). فیلترهای جهت دار نیز با مکانیسمی تقریباً مشابه فیلترهای بارز کننده لبه‌ها، کلیه خط‌گونه‌ها نظیر جاده‌ها و راه آهن، رودخانه‌ها و آبراهه‌ها، لبه تراس‌های آبرفتی، صخره‌ها، شکستگی‌ها و سایر پدیده‌های ژئومورفولوژیکی که سیمای خطی دارند را آشکار می‌نماید. در پایان، با اعمال فیلترهای جهت تابش خورشید بر روی مدل رقمی ارتفاعی منطقه (بر گرفته از سایت SRTM) با زاویه تابش‌ها و جهات مختلف، بارزسازی شکستگی‌ها انجام گردید (شکل ۳-د).

اولین مرحله انجام گرفته، پیش پردازش بوده که شامل تصحیحات هندسی و اتمسفری بر روی تصویر ماهواره‌ای ETM+ Landsat 8 می‌باشد که سبب بهبود تصویر می‌شود. در مرحله بعد، برای استخراج عناصر ساختاری نظیر شکستگی‌ها و گسل‌ها تصویر با ترکیب باند ۱-۴-۷ ایجاد گردید (شکل ۳-الف) زیرا این ترکیب باند بهترین تباین را جهت آشکارسازی پدیده‌های در این روش، تصویر ماهواره‌ای دارای ترکیب باند ۷۴۱ که توان تفکیک طیفی بالایی دارند، با داده‌هایی که تنها یک باند طیفی داشته، اما از توان تفکیک مکانی بالایی (باند ۸ پانکروماتیک با تفکیک مکانی ۱۵ متر) برخوردارند، با استفاده از تکنیک PC Spectral Sharp-ening تلفیق (ترکیب) شدند (Sabins Floyd, 1996; Prost).



شکل ۳: الف- تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ با ترکیب باند ۱-۴-۷؛ ب- تصویر بارزسازی شده توسط روش تلفیق بابت ارتقاء تفکیک مکانی؛ ج- اعمال فیلتر جهت دار (۴۵ درجه) بر روی باند R تصویر؛ د- اعمال فیلتر جهت تابش خورشید بر DEM منطقه

ماهواره‌ای اصلاح و بارزسازی شده، تمامی تصاویر فیلتر شده به همراه تصویرهای ترکیب ۷۴۱ و بارزسازی شده در محیط و DEM منطقه، در محیط GIS (توسط محیط نرم‌افزاری Arc view) فراخوانده و به صورت لایه‌های رستری بر روی هم قرار داده شدند (شکل ۴). سپس با کمک لایه‌های اطلاعاتی

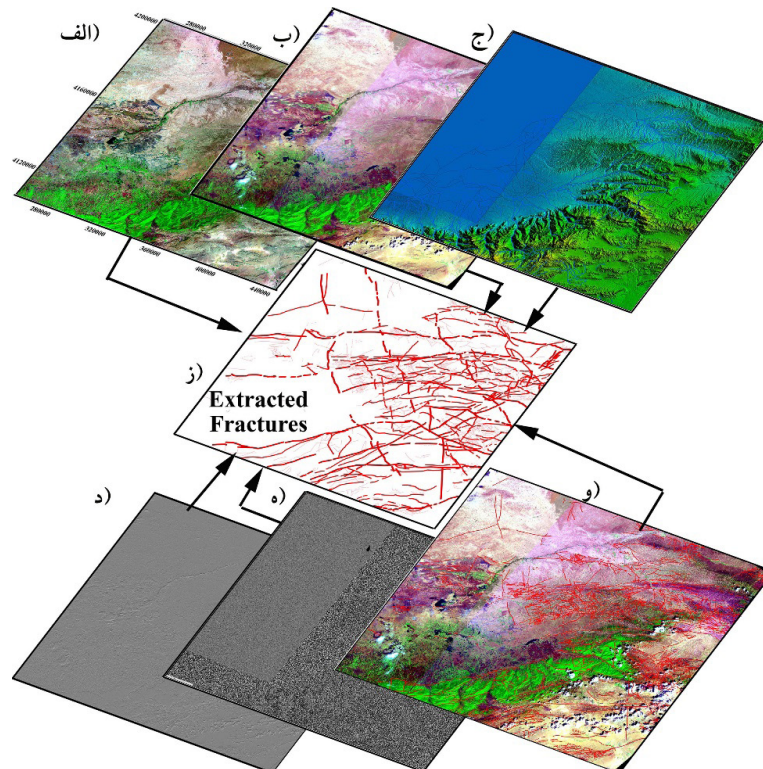
۲-۳- تکنیک‌های GIS

در این پژوهش از قابلیت‌های محیط GIS جهت بر روی هم قرار دادن لایه‌های رستری و همچنین رقمی سازی اطلاعات حاصل از تکنیک‌های سنجنش از دور استفاده گردید. برای این منظور، پس از اعمال فیلترهای مختلف بر روی تصویر



در محیط GIS رقومی گردیده و به صورت یک لایه برداری خطی در آمدند. در ادامه محور چین های سطحی استخراج شده بر روی سایر ساختارها (رده های مختلف گسلش) قرار داده شدند تا بتوان نقشه ساختاری تهیه نمود.

رستری، به کمک روش نیمه اتوماتیک بصری خطواره ها شناسایی و استخراج شدند. در نهایت با کمک توابع محیط GIS، اقدام به رقومی کردن خطواره ها گردید (شکل ۵). همچنین با استفاده از تصویر اصلاح شده بارزسازی شده، اقدام به شناسایی محور چین های سطحی گردید. سپس اطلاعات



شکل ۴: روند استفاده از تمامی خروجی های روش های مختلف جهت استخراج خطواره ها (الف تا ه)، رقومی نمودن آن خطواره ها (و) و در نهایت دسته بندی گسل ها (ز).

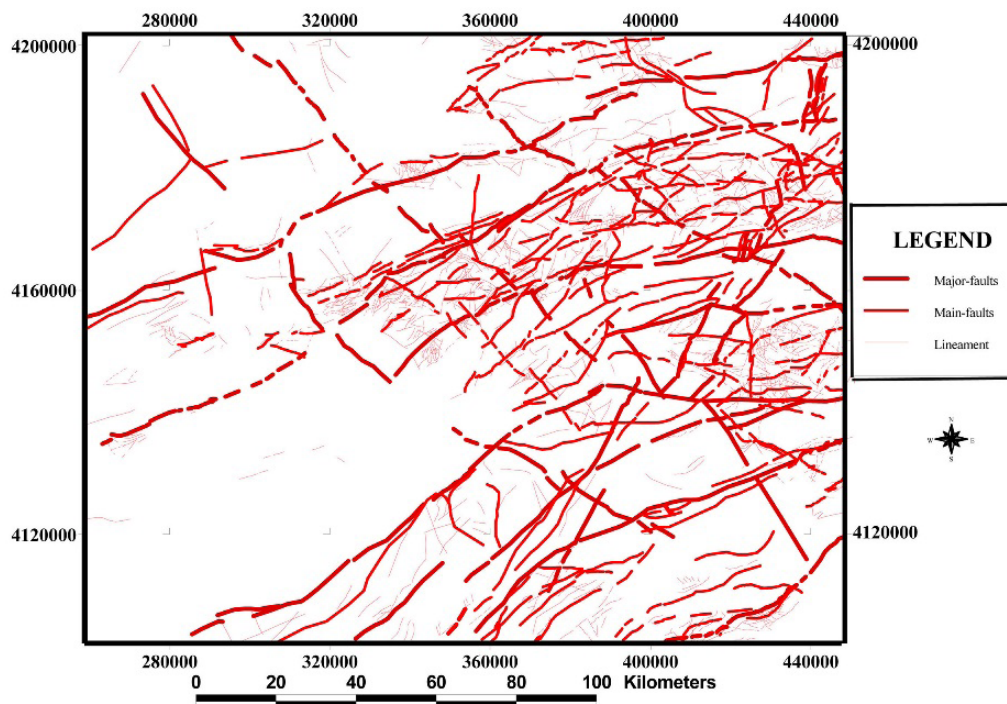
برای مشخص نمودن اطلاعات زیرسطحی نظیر نقشه های ژئوفیزیک هوایی، نقشه خطواره های مغناطیسی، نقشه موقعیت چین های زیرسطحی، این اطلاعات به صورت نقشه از منابع مختلف گردآوری شده (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، ۱۳۸۵؛ Nogol-e-sadat, 1999; Delvin, 1999; NIOC, 1977; Almasian, 1993) و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. سپس اطلاعات این نقشه ها در محیط GIS زمینگان شده و اصلاحات هندسی بر روی آنها صورت پذیرفت. در ادامه اطلاعات مربوط به گسل های پی سنگی، خطواره های مغناطیسی و چین های زیرسطحی رقومی شده و به صورت لایه های برداری خطی در آمده و در نهایت در این محیط نرم افزاری بر روی گسل های

سطحی انداخته شده و به این ترتیب نقشه ساختاری منطقه تهیه گردید (شکل ۶).
۲۰۰۰ نقطه از میزان جابجایی های قائم بدست آمده توسط روش تداخل سنجی راداری با مختصات X، Y و Z توسط نرم افزار Excel 2013 به صورت یک جدول در آمده و تمامی ارقام مربوط به حرکات قائم در هر سه تصویر به مقیاس سانتی متر در سال محاسبه شدند، تا به این ترتیب همسان سازی داده های صورت گرفته باشد. این اعداد توسط نرم افزار به فرمت *.DBF تبدیل شد. سپس این فایل حاوی اطلاعات در فضای GIS (توسط نرم افزار Arc view) بازخوانی شده و توسط توابع محیط GIS، نقشه سطوح هم پتانسیل^۱ از میزان جابجایی های قائم

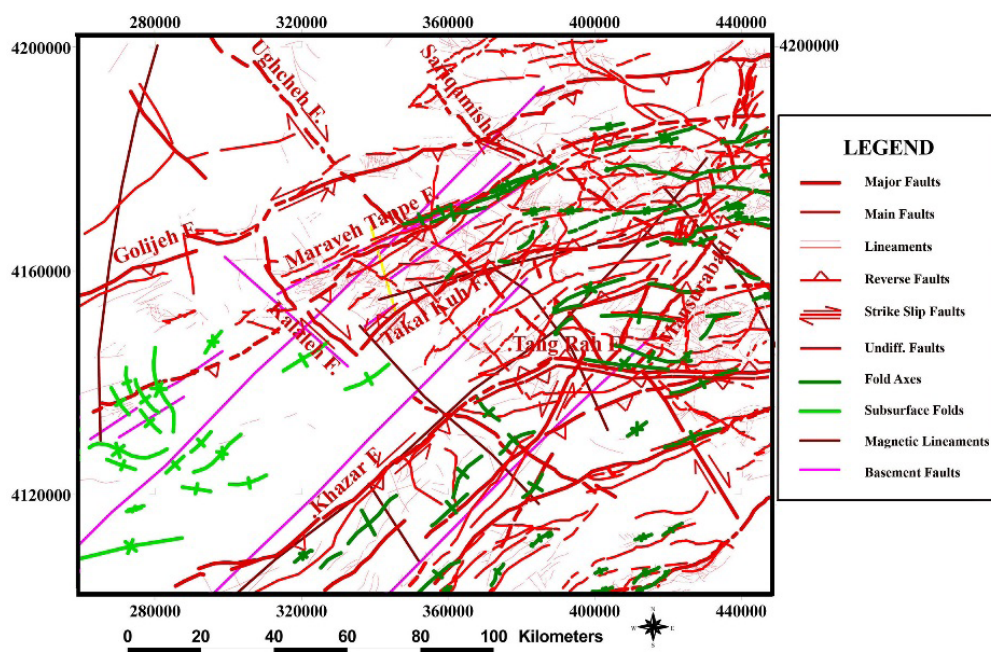
1 - Iso-Potential Surface Map

سنجش از دور و کنترل‌های صحرائی) قرار داده شد و در نهایت با استفاده از روش بصری به ارتباط سنجی بین این ساختارها و الگوی حرکات شاقولی پرداخته شد.

در کل منطقه مورد مطالعه تهیه گردید (شکل ۹). در نهایت، لایه اطلاعاتی مربوط به جابجایی قائم زمین بر روی گسل‌ها و چین‌های استخراج شده (توسط روش‌های



شکل ۵: نقشه گسل‌های دسته‌بندی شده منطقه مورد مطالعه



شکل ۶: نقشه ساختاری منطقه مورد بررسی



۳-۳- برداشت‌های صحرائی

می‌شوند؛ استفاده می‌شود (شکل ۷). در برخی موارد، آثار خطی دلالت بر حضور شکستگی‌های پنهان در زیر پوشش رسوبی دارند. این شکستگی‌های پنهان معمولاً توسط اشکال زمینی (نظیر گودی‌ها، گنبد‌ها، پشته‌ها و...) نمایان می‌شوند (Safari et al., 2011; Alpay, 1973; Prošt, 1994). در نهایت با توجه به شواهد صحرائی نظیر طول گسلش، عرض زون گسلیده و نحوه عملکرد (محلی یا ناحیه‌ای) گسل‌ها از هم تفکیک شده و به سه دسته ریزگسل‌های محلی، گسل‌های اصلی و گسل‌های ناحیه‌ای تقسیم شده و این تفکیک در محیط GIS به صورت سه لایه برداری نمایش داده می‌شوند (شکل ۵).

با توجه به اینکه خطواره‌های استخراج شده می‌توانند با دیگر عوارض خطی نظیر آبراهه، جاده‌ها و سایر پدیده‌های خطی مورفولوژیکی اشتباه گرفته شوند. به همین دلیل، معمولاً برای استخراج این ساختارها از شواهد صحرائی نظیر: قطع شدگی عوارض ساختمانی، کنار هم قرار گرفتن لیتولوژی‌های متفاوت با سن‌ها مختلف، قطع شدگی ناگهانی امتداد بیرون‌زدگی‌ها، پرتگاه‌های گسلی، جابجایی پدیده‌های زمین‌ریختی (نظیر: رودخانه‌ها و مخروط افکنه‌ها، الگوی مستقیم رودخانه‌ها)، که در پیمایش‌های صحرائی کنترل



شکل ۷: نماهایی از شواهد صحرائی گسل‌های اصلی، الف- گسل مراوه‌تپه؛ ب- گسل خزر؛ ج- گسل اوقچی؛ د- گسل کالاله؛ ه- گسل تنگراه؛ و- گسل تکل کوه



عوارض زمینی (دگرشکلی) در راستای دید سنجنده (Planke et al., 2010) است. در اجرای این روش، جهت کاهش عدم همبستگی و همدوسی فاز بین دو تصویر، باید دو نکته مهم انتخاب خط مبنای مکانی و خط مبنای زمانی را در نظر گرفت، (Liau et al., 2013; Gabriel & Goldstein, 1988).

در این پژوهش، ابتدا قابلیت و کیفیت تصاویر راداری مورد استفاده برای تداخل‌نگاشت با محاسبه خط مبنای مکانی آن‌ها بررسی شد و سپس فاصله زمانی بین دو تصویر اخذ شده توسط ماهواره مورد توجه قرار گرفت. همچنین دوره‌های زمانی مناسب که حداقل پوشش گیاهی و برف روی زمین را داشته باشد به افزایش همدوسی کمک خواهد کرد. با توجه به نتایج حاصل از بررسی خط مبنای مکانی و مکانی فوق، تصاویر ENVISAT ASAR، از آژانس فضایی اروپا (ESA)^۳ در محدوده زمانی ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۰ با فاز مناسب اخذ گردیدند (جدول ۱). با توجه به گستردگی منطقه مورد بررسی و عدم پوشش یک زوج از گذر ماهواره، سه زوج تصویر SLC با همدوستی نسبتاً بالا (سه تصویر اصلی و سه تصویر فرعی) با محدوده زمانی تقریباً مشابه در محدوده باندهای C فراهم شده (جدول ۱) و با نرم‌افزار Sarscape و Envi^۳، ۵ و پارامترهای مداری آژانس فضایی اروپا، پردازش شدند.

۳-۴- روش تداخل‌سنجی راداری تفاضلی (DInSAR)^۱
تداخل‌سنجی راداری تفاضلی روش استفاده از اختلاف فاز سیگنال‌های برگشتی از سطح زمین در دو تصویر رادار گرفته شده با تاخیر زمانی از یک منطقه برای استخراج اطلاعات مربوط به تغییرات حرکات پوسته زمین (بخصوص حرکات شاقولی) اطلاق می‌شود (Gabriel et al., 1988; Ding et al., 2003). در این روش تصاویر مختلط راداری که به دقت نسبت به هم ثبت هندسی شده و حاوی مقادیر فاز و دامنه موج برگشتی از عارضه به سمت سنجنده هستند با یکدیگر تلفیق شده و تصویری به نام تداخل‌نگاشت^۲ (اینترفروگرام) تولید می‌کنند (Daniel et al., 2003; Amelung et al., 2000) که حاوی مقدار تغییرات مربوط به فاصله عارضه تا سنجنده راداری موجود است. این تغییرات همچنین می‌تواند مربوط به خطای مداری ماهواره، اثر توپوگرافی، جابجایی عارضه و آثار اتمسفری باشد (دهقانی و همکاران، ۱۳۸۵؛ Gabriel et al., 1988; Gabriel & Goldstein, 1988). از بین پارامترهای موثر فوق، توپوگرافی و جابجایی عارضه (دگرشکلی) موثرترین عوامل هستند. با استفاده از این روش و با به حداقل رساندن خط مبنای عمودی زوج تصاویر انتخابی، می‌توان بخش زیادی از تاثیر توپوگرافی در ایجاد اختلاف فاز را با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی زمین (DEM) از بین برد. در نهایت، آنچه در تصاویر تداخل‌نگاشت مشهود خواهد بود مربوط به اختلاف فاز ناشی از جابجایی

جدول ۱: مشخصات تصاویر راداری مورد استفاده منطقه مورد مطالعه.

Data name	Platform	Master Date	Slave Date	Track Master- Orbit Number Master	Track Slave- Orbit Number Slave	Orbit Direction
West-NN	ENVISAT	2005.02.25	2010.01.15	00056-15641	00056-41192	Ascending
East-LL	ENVISAT	2004.01.09	2010.04.02	00156-09729	00156-42294	Ascending
Central-A	ENVISAT	2005.02.06	2009.05.31	00285-15369	-37914_00285	Ascending

1 - Differentiated Inter-ferrometric Synthetic Aperture Radar

2 - Inter-ferrogram

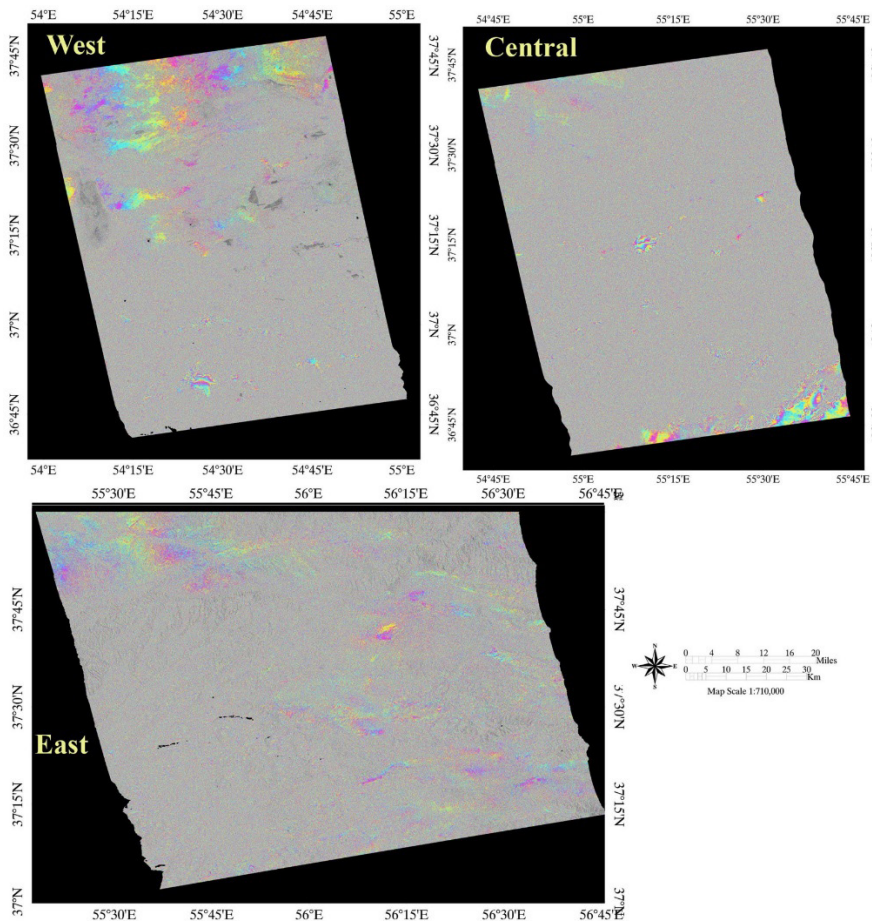
3 - European Space Agency



تداخل نگاشت‌های هر سه زوج تصویر تشکیل گردیدند (شکل ۸).

همچنین با عمل فیلترگذاری نقشه همدوستی^۲ تهیه شد که به نوبه خود شاخص مناسبی از کیفیت تداخل نگاشت و مناسب آن برای ادامه فرایند پردازش خواهد بود. در این پژوهش از سه نوع فیلتر استفاده گردید که مناسب‌ترین آنها فیلتر گلدشتاین^۳ تشخیص داده شد که با اعمال آن، نویزهای تداخل نگاشت‌های حاصله به حداقل رسید. بعد از اعمال فیلتر بر روی تداخل نگاشت بازبازی فاز نهان انجام گردید. از آنجایی که فاز تداخل نگاشت تنها می‌تواند به اندازه 2π تغییر کند ولی در این مرحله ممکن است تغییرات آن بیشتر از مقدار یادشده باشد.

برای حذف اثر توپوگرافی از تداخل سنج‌ها از مدل رقومی ارتفاعی SRTM DEM (با دقت ارتفاعی ۳۰ متر) استفاده شد. در ادامه کار سه زوج تداخل نگاشت تشکیل گردید (شکل ۷). سپس فاز مصنوعی که قابل فراخوانی در فضای نرم‌افزاری ایجاد گردید. به این ترتیب، تداخل نگاشت‌های مسطح شده‌ای حاصل شدند که حاوی نوفه‌هایی بودند که باعث پایین آمدن کیفیت بصری فرینج‌ها^۱ می‌شد. بدین منظور در ادامه کار از فیلتر تطبیقی برای حذف نوفه تداخل نگاشت مسطح شده استفاده شد. این عمل به طور معناداری موجب بهبود کیفیت فرینج تداخل نگاشت و همچنین حذف نوفه‌هایی است که منشاء آن به دلیل عدم همبستگی ناشی از پارامترهای مربوط به خط مبنا است. در نهایت،



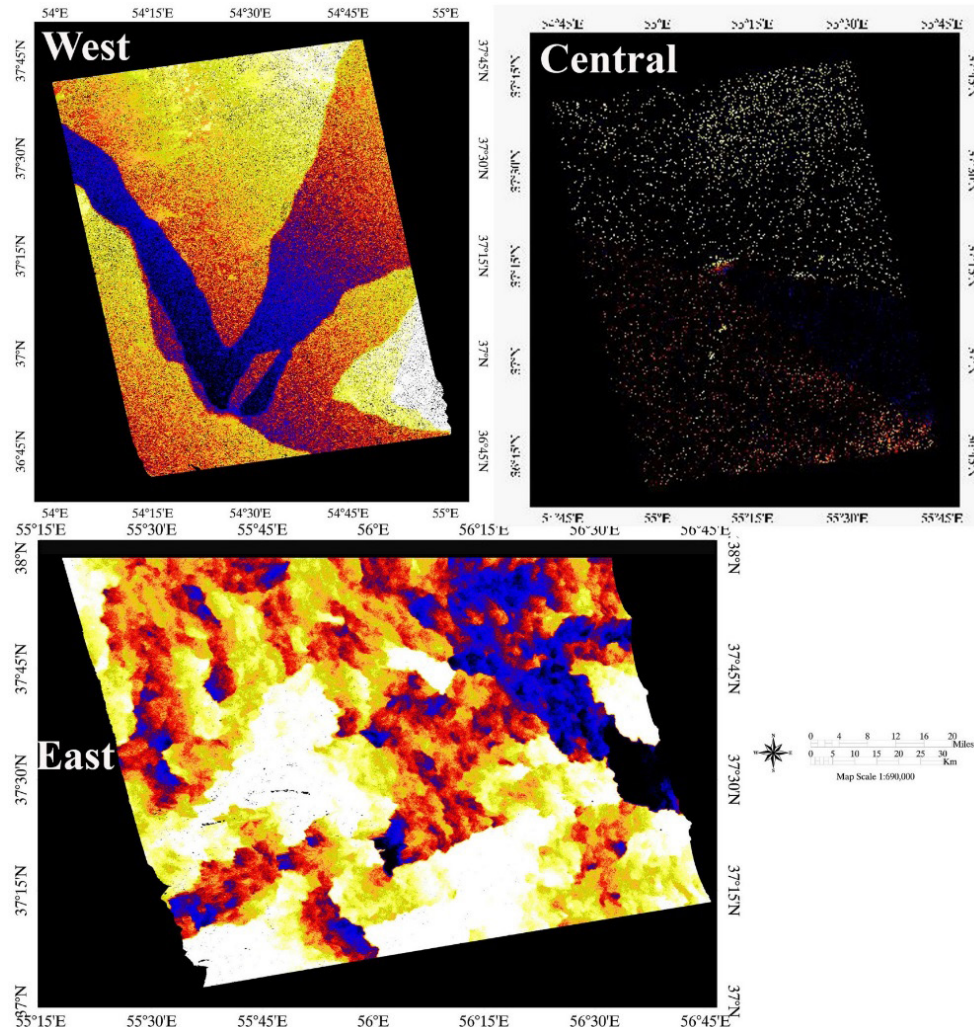
شکل ۸: تداخل سنج‌های تهیه شده برای سه بخش باختری، مرکزی و خاوری (مربوط به بازه زمانی ۲۰۱۰ - ۲۰۰۴)

1 - Fringe

هر فرینج یک چرخه رنگی کامل از آبی (صفر رادیان) تا قرمز 2π (رادیان) را نشان می‌دهد و بیانگر سیکل اختلاف فاز است و مقدار آن برابر با نصف طول موج تصویر راداری مورد استفاده است.

۲- نقشه یا تصویری که پیکسل‌های آن نمایانگر درجه همبستگی بین دو سیگنال دریافتی برای دو تصویر است

3 - Goldstein



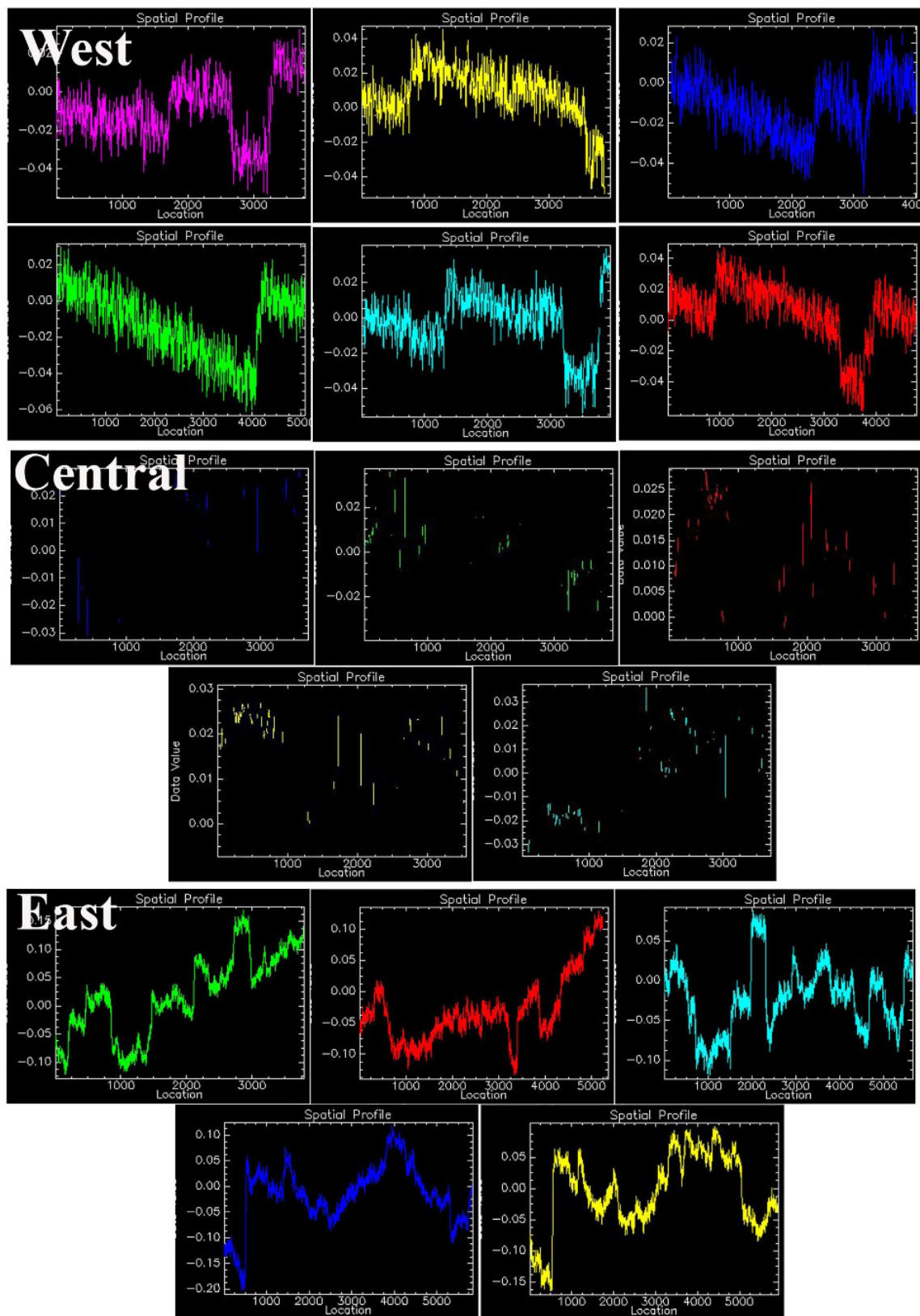
شکل ۹: تهیه نقشه میزان حرکات قائم (برخاستگی و فرونشست) برای سه بخش باختر، مرکز و خاور منطقه مورد مطالعه

تمامی این مراحل برای هر سه زوج تصویر با همدوستی بالا و محدوده زمانی تقریباً مشابه انجام گردید. سپس برای تجمیع این تصاویر جابجایی، تعداد ۲۰۰۰ نقطه بر روی سه جفت تصویر مربوط به منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شد و موقعیت مکانی آن‌ها به همراه میزان حرکات آن به سه صورت برخاستگی، فرونشست، و عدم تغییر ثبت گردید. به این ترتیب ۲۰۰۰ نقطه با داشتن مختصات X ، Y و Z (میزان جابجایی قائم) بدست آمده که در محیط GIS بازخوانی شده و توسط توابع محیط GIS، نقشه میزان جابجایی‌های قائم در کل منطقه مورد مطالعه تهیه گردید (شکل ۱۱).

فرایند بازیابی فاز باعث خواهد شد تا مقادیر واقعی تداخل‌نگاشت دوباره محاسبه گردیده و بدین وسیله ابهام 2π 2π اصلاح شود. سپس نقاط کنترلی زمینی (GCP)^۱ مختلفی بر روی تصاویر انتخاب گردید. از این نقاط برای تصحیح و بالا بردن دقت و تصحیح خطای مداری سنجنده استفاده شد. در نهایت برای تعیین جابجایی و حرکات شاقولی پوسته زمین، تداخل‌نگاشت حاصله زمین مرجع^۲ گردید. به این ترتیب، سه تصویر دارای میزان جابجایی‌های قائم (شاقولی) حاصل گشت (شکل ۹) که بر روی آن‌ها پروفیل‌هایی ترسیم شده و میزان جابجایی محاسبه شده در بخش‌های مختلف هر تصویر کنترل گردیدند (شکل ۱۰).

1 - Ground Control Point

2 - Georeference



شکل ۱۰: تهیه پروفیل‌هایی از میزان جابجایی در سه بخش باختری، مرکزی و خاوری برای کنترل میزان جابجایی‌ها



۴- نتایج بدست آمده

در این بخش نتایج حاصل از بررسی ساختارها و تهیه نقشه جابجایی‌های قائم مورد بررسی قرار گرفته‌اند که به شرح ذیل می‌باشند:

۴-۱- **گسل‌های مهم منطقه:** مهمترین گسل‌های منطقه توسط روش‌های سنجش از دور استخراج گردیده و بوسیله پیمایش‌های صحرای کنترل، اندازه‌گیری و دسته‌بندی شدند. در نهایت این ساختارها در محیط GIS رقومی و به صورت لایه‌های برداری خطی در نقشه ساختاری منطقه به نمایش درآمده‌اند (شکل ۶). مهمترین خصوصیات گسل‌های ناحیه‌ای به شرح ذیل می‌باشند:

الف- پهنه گسلی مراوه‌تپه: گسل مراوه‌تپه با طول کلی ۲۰۵ کیلومتر و شیئی به سمت جنوب، کل منطقه مورد مطالعه را بصورت عرضی قطع کرده است (شکل ۶). بخش باختری این گسل (که در دشت گرگان نیز ادامه یافته) با طولی حدود ۱۶۰ کیلومتر، دارای امتداد N۶۰-۷۰ و سازوکار معکوس و مقداری مولفه چپ‌بر می‌باشد (شکل ۷-الف). در حالی که بخش خاوری این گسل (در منطقه کوهستانی) با طول ۴۰ کیلومتر (در محدوده مورد مطالعه)، ضمن خمشی آشکار دارای امتداد N۹۰ شده و مکانسیم آن معکوس می‌باشد. عملکرد این گسل باعث راندگی بخش‌های جنوبی به سمت شمال شده و پهنه‌ای عدسی شکل از تاقدیس-ناودیس‌های متوالی در منطقه خالد نبی شده است.

ب- گسل خزر: طول این گسل در منطقه مورد بررسی حدود ۱۲۰ کیلومتر و امتداد آن N۵۷E می‌باشد. مکانسیم این گسل معکوس با مولفه امتدادلغز چپ‌بر بوده و عملکرد آن سبب رخنمون یافتن سازندهای پالئوزوئیک البرز در منطقه جنوب علی‌آباد-آزادشهر شده است. همچنین سبب راندگی باقی‌مانده‌های پالئوتتیس در (زون گرگان-رشت) بر روی دشت آبرفتی شمال خود شده است (شکل ۷-ب). همچنین این گسل مرز زون‌های ساختاری گرگان-رشت با کپه‌داغ باختری (مرز کوه-دشت) را رقم زده است (شکل ۶).

ج- گسل اوقچی: این گسل مرز غربی رخنمون‌های کرتاسه و ژوراسیک را مشخص نموده و با داشتن طولی

حدود ۱۳۰ کیلومتر، دارای امتداد N۱۳۰ می‌باشد. عملکرد این گسل سبب ایجاد خمش‌های ساختاری در طول آن گردیده است. مکانسیم این گسل امتدادلغز راست‌بر با مقداری مولفه‌ی نرمال می‌باشد. این گسل در شمال اوقچی در طول مسیر خود باعث ایجاد جابجایی‌های راست‌بر و ریزچین‌های محلی در محدوده مطالعاتی شده است (شکل ۷-ج).

د- گسل کلاله: گسل کلاله حد غربی بخش شمال‌خاوری کپه‌داغ باختری را به صورت کاملاً مشخص رقم زده است به گونه‌ای که رخنمون‌های کپه‌داغ باختری تنها در بخش خاوری این گسل قابل مشاهده است. در صورتی که سازندهای کرتاسه بالای کپه‌داغ در بخش جنوب‌باختری این گسل بشدت فرونشست نموده و تنها در چاه‌های عمیق دیده شده‌اند. طول این گسل حدود ۱۲۵ کیلومتر می‌باشد و بنظر می‌رسد ادامه آن در شمال مینودشت وارد زون البرز شده و کل البرز را قطع نموده است (در شکل ۶). امتداد این گسل N۱۳۰ (شمال غرب-جنوب شرق) بوده و عملکرد آن باعث ایجاد خمش‌های ساختاری در شمال کلاله شده است. اثر این گسل را به صورت خط مستقیمی که باعث بریده شدن جبهه‌پیشانی کوهستان (شکل ۷-د) شده است، می‌توان مشاهده نمود. این گسل از چندین پاره گسل هم امتداد تشکیل شده است. گسل کلاله بر یک خطواره مغناطیسی منطبق می‌باشد. مکانسیم این گسل امتداد لغز راست‌بر با مقداری مولفه‌ی نرمال می‌باشد.

ه- گسل تنگراه: این گسل با امتدادی تقریباً شرقی-غربی و طول ۶۲ کیلومتر (در نقشه تهیه شده از محدوده مورد مطالعه) دارای شیئی رو به شمال و مکانسیم معکوس می‌باشد. عملکرد آن سبب رخنمون یافتن و رانده شدن نهشته‌های پالئوزوئیک بر روی نهشته‌های کواترنری در شمال رباط قره‌بیل شده است. صخره گسلی این گسل را می‌توان در حوالی روستای تنگراه مشاهده نمود. همچنین در منطقه دشت (مرز استان‌های گلستان-خراسان شمالی) عملکرد این گسل سبب چین خوردگی و راندگی سازندهای پالئوزوئیک بر روی ژوراسیک (در



کوه آلوباغ) شده است (شکل ۷-ه).

و- گسل تکل کوه: گسل تکل کوه با طول کلی ۱۱۶ کیلومتر و شییبی به سمت شمال، بخش‌های خاوری و مرکزی منطقه مورد مطالعه را بصورت عرضی قطع کرده است (شکل ۶). بخش مرکزی این گسل (که احتمالاً با توجه به خطواره‌های مغناطیسی در دشت گرگان نیز ادامه یافته) با طولی حدود ۵۶ کیلومتر، دارای امتداد N۶۰-۷۰ و سازوکار معکوس و مقداری مولفه چپ‌بر می‌باشد. در حالی که بخش خاوری این گسل با طول ۶۰ کیلومتر (در محدوده مورد مطالعه)، ضمن خمشی آشکار دارای امتداد N۹۰ شده و مکانسیم آن معکوس می‌باشد. عملکرد گسل تکل کوه سبب راندگی سازند لار با سن ژوراسیک بررروی سازند سرچشمه (با سن کرتاسه) در غرب گرماب شده است. همچنین باعث راندگی سازند سرچشمه بر روی نهشته‌های کواترنری شده است (شکل ۷-و).

ز- گسل ساری قمیش: این گسل مرز خاوری کپه‌داغ باختری را رقم زده است، با داشتن طولی حدود ۱۱۰ کیلومتر، دارای امتداد N۱۲۰ می‌باشد. عملکرد این گسل سبب ایجاد خمش‌های ساختاری در طول آن گردیده است. مکانسیم این گسل امتداد لغز راست‌بر با مقداری مولفه‌ی نرمال می‌باشد. این گسل در باختر مراوه‌تپه مسیر رودخانه اترک را مشخص نموده و همچنین در طول مسیر خود باعث ایجاد جابجایی‌های راست‌بر در گسل‌های اصلی نظیر مراوه‌تپه و تکل کوه شده است (شکل ۶).

ح- گسل گلیجه: گسل گلیجه که بخش عمده آن در کپه‌داغ کشور ترکمنستان قرار گرفته است؛ با طول حدود ۲۰۰ کیلومتر و شییبی به سمت جنوب، شمال‌ترین گسل شناسایی شده در منطقه است که کپه‌داغ غربی را بصورت عرضی قطع نموده است (شکل ۶). بخش باختری این گسل با طولی حدود ۱۵۰ کیلومتر، دارای امتداد N۶۰-۷۰ و سازوکار معکوس و مقداری مولفه چپ‌بر می‌باشد. در حالی که بخش خاوری این گسل با طول ۵۰ کیلومتر، ضمن خمشی آشکار دارای امتداد N۹۰ شده و مکانسیم آن معکوس می‌باشد. عملکرد این گسل باعث رقم خوردن مسیر رودخانه اترک در حوالی

روستا‌های کوند- هوتن شده و به صورت خطی مستقیم بر روی تصویر ماهواره‌ای دیده می‌شوند (شکل ۶).

۲-۴- نتایج حاصل از پردازش تداخل سنجی تفاضلی:

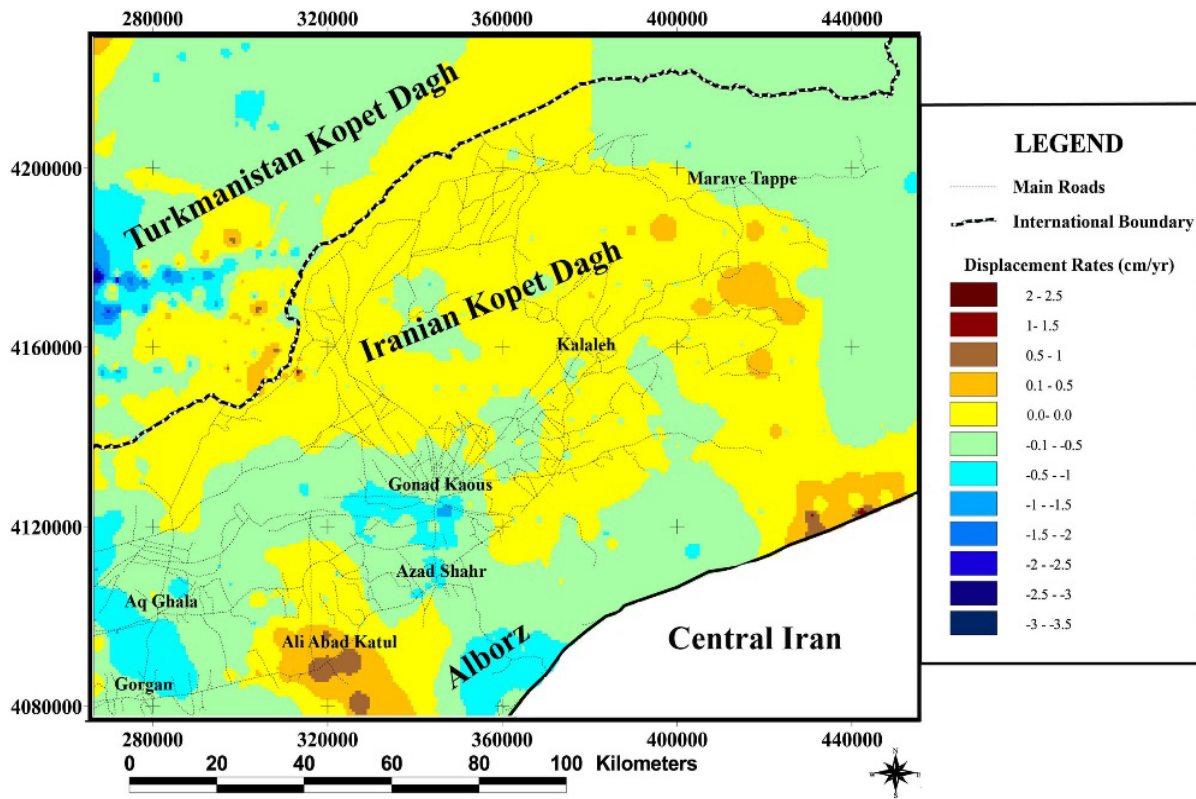
تحلیل تصاویر جابه‌جایی تولید شده که از صحت مکانی و عددی بالایی برخوردارند، نشان می‌دهد که:

الف- روند فرونشست محاسبه شده از خاور به باختر مناطق جنوبی رو به افزایش است، به گونه‌ای که در زیر بخش شمال‌خاوری (بخش رخنمون یافته) بالاآمدگی سالانه ۰-۱/۵ سانتی‌متر در سال محاسبه گردیده است (شکل ۱۱). با گذر از بخش کوهستانی و ورود به دشت گرگان- گنبد کاووس، فرونشست دشت آشکار می‌شود. میزان این فرونشست در منطقه خاور شهرستان گنبد کاووس از ۰ تا ۰/۵- سانتی‌متر در سال بوده و با حرکت از گنبد کاووس به سمت گرگان (دشت گرگان) به حدود ۱- تا ۱/۵- سانتی‌متر در سال می‌رسد که حکایت از افزایش نرخ فرونشست از خاور به باختر منطقه (به سمت دریای خزر) دارد.

ب- الگوی یاد شده تنها در مناطق جنوبی مشاهده می‌شود، در صورتی که در مناطق شمالی دشت گنبد کاووس- گرگان در هر دو زیربخش شمال‌خاوری و جنوب‌باختری (حداصل مراوه‌تپه تا اینچه‌برون) پهنه‌ای نواری شکل با امتداد N۶۰-۷۰ با عرض تقریبی ۴۷ کیلومتر مشاهده می‌شود (شکل ۱۱) که در آن فقط برخاستگی در حدود ۰/۱ تا ۱/۵ سانتی‌متر در سال در حال رخداد می‌باشد.

ج- در یال شمالی البرز در منطقه علی‌آباد کتول نیز برخاستگی غیر معمولی با نرخ ۱/۰ تا ۰/۵ سانتی‌متر در سال دیده می‌شود که بر طبق باز دیده‌های صحرای مرز کوه- دشت در این منطقه به صورت مخروط‌افکنه‌ای مرتفع قابل مشاهده است (شکل ۱۱).

د- همچنین در بخش شمال‌باختری نقشه (نزدیک به سواحل دریای خزر در کشور ترکمنستان) مناطقی مشاهده می‌شوند که میزان فرونشست آنها نسبت به بخش ایران بشدت بیشتر (تا حدود ۳- سانتی‌متر در سال) می‌باشد (شکل ۱۱) که متأسفانه در این پژوهش قابل دسترسی و کنترل‌های صحرائی نمی‌باشند.



شکل ۱۱: نقشه میزان جابجایی‌های قائم کپه‌داغ باختری بر اساس ۲۰۰۰ نقطه کنترلی

این زون برخاسته نواری شکل با عرض ۴۷ کیلومتر و روند $N60^{\circ}-70^{\circ}$ نشان می‌دهد که این برخاستگی از جنوب به گسل مراوتپه و از شمال به گسل گلیجه محدود شده است (شکل ۱۲).

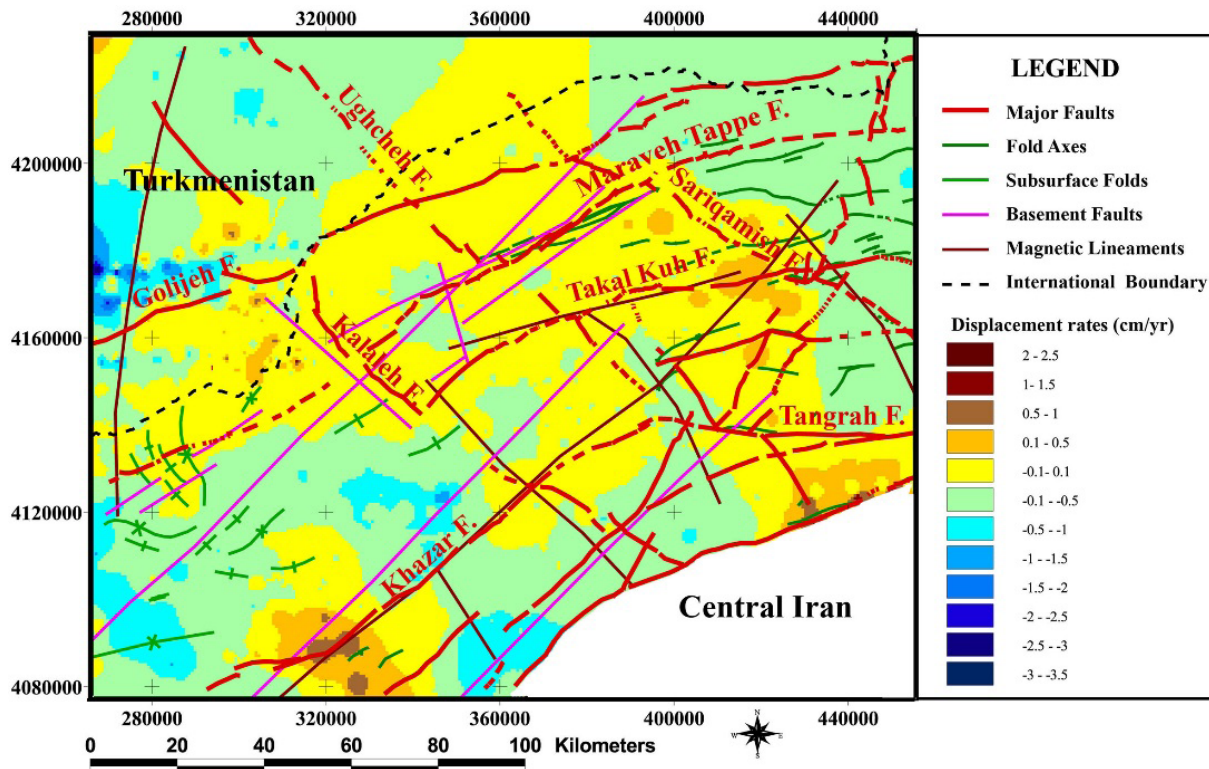
ج- در بخش شمالی شهرستان آق‌قلا، برخاستگی غیرمعمولی قابل مشاهده است که با کنترل ساختارهای زیرسطحی مشخص گردید که این منطقه، محل خمش‌های ساختاری و چرخش ناگهانی چین‌های زیرسطحی می‌باشد (شکل ۱۲). همچنین در ادامه احتمالی این برخاستگی غیرمعمول، برخاستگی دیگری نیز در مرز کوه-دشت در منطقه علی‌آباد کتول دیده می‌شود که می‌تواند به رشد چین‌های مرتبط با گسلش معکوس خزر در خمون سازندهای پالئوزوئیک البرز مربوط باشد (رضادوست، ۱۳۹۷؛ شکل ۱۲).

۴-۳- ارتباط سنجی ساختارها و حرکات قائم

در بررسی نتایج حاصل از محاسبه حرکات قائم توسط تداخل‌سنجی تفاضلی راداری مشخص گردید که:

الف- مناطق جنوبی زیربخش شمال‌خاوری منطقه مورد بررسی در حال برخاستگی می‌باشد، این زیربخش از خاور توسط گسل ساری‌قمیش و از باختر توسط گسل کلالة محاط گردیده است و عملاً این برخاستگی در حدفاصل این دو گسل رخ داده است و این در حالی است که در خاور و باختر این محدوده تنها فرونشست (بخصوص در دشت گرگان-گنبد کاووس) قابل مشاهده است (شکل ۱۲).

ب- صرفنظر از الگوی برخاستگی در زیربخش شمال‌خاوری و فرونشست در زیربخش جنوب‌باختری مناطق جنوبی، در مناطق شمالی زیربخش‌های شمال‌خاور و جنوب‌باختری، به طور کلی برخاستگی قابل مشاهده است. ارتباط سنجی



شکل ۱۲: نقشه ارتباط سنجی ساختارها (گسل‌ها و چین‌های اصلی) با الگوی برخاستگی- فرونشست (حرکات قائم) در کپه‌داغ باختری

GPS) مدنظر بوده و به علت این حرکات چندان توجه نشده است. مثلاً تورانی (۱۳۹۵) با انجام تداخل سنجی راداری در منطقه دشت گرگان- آق‌قلا به این نتیجه رسید که سیگنال فرونشست مشاهده شده در گرگان به صورت شرقی-غربی است و احتمال داد که این فرونشست هم روند با گسل اصلی گسل خزر باشد یا حمیدی و همکاران (۱۳۹۸) با استفاده از تداخل سنجی راداری به بررسی فرونشست دشت گرگان پرداخته و اشاره‌ای ناچیز به احتمال اثر عملکرد گسل خزر بر روی آن داشتند. همچنین، نیل‌فروشان و همکاران (Nil-foroushan et al., 2007) حرکات قائم بخش جنوب‌خاوری زاگرس را محاسبه نموده و اشاره‌ای به اثر عملکرد ساختارها ننمودند یا لشکری‌پور و همکاران با استفاده از این روش به بررسی فرونشست دشت مشهد نموده و این پدیده را به برداشت بی‌رویه آب از این دشت ارتباط داده و سخنی از عوامل ساختاری این فرونشست به میان نیاوردند.

در طی این پژوهش، به بررسی تداخل سنجی تصاویر رادار مربوط به بازه زمانی ۲۰۰۴-۲۰۱۰ و محاسبه حرکات قائم در محدوده مورد مطالعه پرداخته شد و هم‌زمان با استفاده

۵- بحث و بررسی پیرامون نتایج

افراد زیادی به کمک روش‌های سه‌گانه محاسباتی: استفاده از شاخص‌های منطقه‌ای ریخت‌زمین‌ساختی (آرین و پورکرمانی، ۱۳۷۶؛ قره‌قاش، ۱۳۹۷؛ روستایی، ۱۳۹۳؛ بهیاری و همکاران، ۱۳۹۵؛ Burbank & Anderson, 2007; Bull, 2007; Ezati & Ataby, 2012)، اندازه‌گیری‌ها توسط GPS و مدل‌سازی عددی ناحیه‌ای (آقایی، ۱۳۹۳؛ غیور نجار، ۱۳۹۱؛ شریفی و همکاران، ۱۳۹۸؛ قدیمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ Djamour et al., 2011; Kardar et al., 2010; Masson et al., 2005, 2007, 2014; Mousavi et al., 2013; Nilforoushan et al., 2003; Reilinger et al., 2006; Vernant et al., 2004 استفاده از تداخل سنجی تفاضلی راداری (تورانی، ۱۳۹۵؛ Nil-foroushan et al., 2007; Larson, et al., 2001; Massonnet & Feigl, 1998; Beradio, P., et al, 2002; Dehghani et al., 2009; Ferretti et al., 2009) اقدام به محاسبه حرکات قائم سطح زمین نموده‌اند. در استفاده از سه روش فوق‌الذکر، بیشتر دیدگاه‌های مورفومتریک و حرکات قائم بخصوص در مقیاس‌های منطقه‌ای یا محلی (بجز استفاده از اطلاعات



مشاهده می شود این مسئله به استناد اطلاعات چاهها به صورت تلویحی توسط افشارحرب (۱۳۷۳) نیز اذعان شده بود. همچنین برخاستگی های غیر معمولی نیز در منطقه دشت گرگان (که به طور معمول در حال فرونشست است) دیده می شوند که مرتبط با رشد چین های سطحی و زیرسطحی می باشند. به این ترتیب مشخص می شود که بخش عمده ای از الگوی حرکات قائم در کپه داغ باختری مرتبط با ساختارهایی نظیر گسل های اصلی و رشد چین ها می باشد.

- تشکر و قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه گلستان در قالب رساله دکتری در رشته تکنیک انجام گرفته است. بدینوسیله از اعضاء هیئت علمی دانشگاه گلستان و معاونت پژوهشی آن دانشگاه که ما را در انجام این رساله یاری نمودند؛ کمال تشکر را داریم.



دانشگاه گلستان، صفحات ۴۱۸-۴۱۲

- راست بود، ا. و ثوقی، ب.، ۱۳۸۹. بررسی تغییر شکل بین لرزه ای در ناحیه برخورد صفحه های زمین ساختی عربستان و اوراسیا در منطقه خاورمیانه با استفاده از یک مدل تحلیلی، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۴، شماره ۲، صفحات ۸۹-۱۰۲.

- رادفر، ع.، ۱۳۹۷. تکامل ساختاری حاشیه جنوب شرقی حوضه هیدروکربنی خزر جنوبی رساله دکتری، دانشگاه گلستان، ۱۴۹ صفحه
- رضادوست، م.، ۱۳۹۷. جایگاه تکنیکی گلفشانه های غرب استان گلستان، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه گلستان، ۱۵۰ صفحه

- روستایی، م.، ۱۳۹۳. بررسی زمین ساخت فعال دامنه شمالی البرز خاوری با استفاده از نشانه های زمین ریختی در حوضه آبریز گرگان رود، فصلنامه تحقیقات جغرافیا، سال ۲۹، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۳، شماره پیاپی ۱۱۵.

- شریفی، م.، بحرودی، ع.، مافی، ص.، ۱۳۹۸. توسعه یک روش هندسی جدید به منظور برآورد نرخ لغزش گسل های زاگرس با استفاده از بردارهای سرعت شبکه ژئودینامیک، فصلنامه اطلاعات جغرافیایی، دوره ۲۸، شماره ۱۱۰، صفحات ۷-۲۱.

- طبسی، ه.، ۱۳۸۷. برآورد جنبایی قائم گسل های استان مرکزی به روش زمین ریخت سنجی، پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، سال یازدهم، شماره ۳، صفحات ۱۵-۱۰.

- غیور نجار کار، ن.، ۱۳۹۱. شبیه سازی عددی حرکات تکنیکی در ایران باروش اجزاء محدود، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۹۵ صفحه.

- قاسمی، م. ر.، محمدخانی، ح.، عبداللهی، ع.، ۱۳۸۶. گذر از برپایی در

از روش های معمول سنجش از دور و پیمایش های صحرائی و یاری جستن از اطلاعات زیرسطحی، اقدام به شناسایی ساختارهای سطحی و زیرسطحی گردید. در ادامه با استفاده از محیط نرم افزاری GIS سعی در ارتباط سنجی بین حرکات قائم و ساختارها شد. نتایج نشان می دهد که در حدفاصل گسل های عرضی راستالغز بالکور (حد خاوری زیربخش شمال خاوری) و کلاله (حد باختری زیربخش شمال خاوری و مرز با زیربخش جنوب باختری) برخاستگی دیده می شود. این مسئله توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۶) با استفاده از شواهد صحرائی و همچنین گالیف و همکاران (Guliev et al., 2011) با استفاده از اطلاعات چاهها مورد اشاره قرار گرفته بود. این در حالی است که در مناطق شمالی کل کپه داغ باختری (هر دو زیربخش شمال خاوری و جنوب باختری) نیز در حدفاصل دو گسل معکوس طولی مراوه تپه و گسلی موازی با آن برخاستگی

۶- منابع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: زمین شناسی کپه داغ، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، تهران، سازمان زمین شناسی کشور، جلد ۱۱، ۲۷۵ صفحه.

- آقانیاتی س. ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

- آقایی، ش.، ۱۳۹۳. تعیین میدان تنش و کرنش، استفاده از داده های GPS در منطقه شمال شرق ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی.

- بهیاری، م.، محجل، م.، مویلد، م.، رضائیان، م.، ۱۳۹۵. بررسی تاثیر تغییرات منطقه ای برافرازش بر شاخصهای ژئومورفیک، مطالعه موردی کمپلکس میشو در شمال باختر ایران، مجله.....، شماره ۳۸، صفحات ۳۹-۵۳.

- پور تقوی، ا. ن.، پور کرمانی، م.، قرابیگلی، غ.، شرکتر، ش.، ۱۳۹۳. الگوی چین خوردگی در بخش باختری کمربند چین خورده کپه داغ (شمال خاور ایران). فصلنامه علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۹۱، صفحات ۱۵۳-۱۶۰.

- پور کرمانی، م.، آرین، م.، ۱۳۷۶. سایز مو تکنونیک (لرزه زمین ساخت)، شرکت مهندسی مشاور دز آب، علوی، ۱۳۷۶، ۲۷۰ صفحه

- تورانی، م.، ۱۳۹۵. ارزیابی زمین ساخت فعال در شرق استان گلستان. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه گلستان، ۹۰ صفحه

- حمیدی، ر.، صفری، ح.، روستایی، م.، امینی، آ.، ۱۳۹۸. تعیین میزان فرونشست زمین با استفاده از روش تداخل سنجی تفاضلی راداری در دشت گرگان، نخستین همایش دو سالانه کوهزاد البرز و دریای خزر،



شماره ۴، صفحات ۱۸۷-۱۹۸.

- قره‌قاش، م. ۱۳۹۷. بررسی الگوی لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین ساخت غرب استان گلستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه گلستان، ۱۲۰ صفحه
- وحدتی دانشمند، ب.، فاسمی، م.ر.، قرشی، م.، حقی‌پور، ن.، ۱۳۸۵. نوزمین ساخت سپیدرود و دشت گیلان، مجله علوم زمین، شماره ۶۵، صفحات ۲۵-۱۲
- Alpay, A., 1973. Application of aerial photographic interpretation to the study reservoir natural fracture systems, *Journal of Petroleum Geology*, 25, 1, 37-45
- Amelung, F., Jonsson, S., Zebker, H. and Segall, p., 2000. Widespread Uplift and trapdoor faulting on Galapagos Volcanoes Observed with Radar Interferometry, *Nature*, Vol.407, pp.
- Anderson, F. W., Fuller, K. R. 2012. Rings and categories of modules, Vol. 13, Springer Science & Business Media.
- Aronoff, S., 1989. Geographic Information System: A Management Perspective, WDL publication, Ottawa, Canada, p. 200.
- Berberian, M., 1979. Contribution of the seismotectonics of Iran, Geological survey of Iran, Rep. No.39,
- Beradio, p., Fornaro, G., Lanari, R., and Sansosti, E., 2002. A New Algorithm for Surface Deformation Monitoring Based on Small Baseline Differential SAR Interferograms. *IEEE Trans. On Geoscience and Remote Sensing*, 40, 2375-2383.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2012. Tectonic Geomorphology, Wiley & Blankwell pub., 454 p.
- Daniel, R., C., Maisons, C., Carnec, S., Le Mouelic, C., King and S., Hosford, 2003, Monitoring of slow ground deformation by ERS radar interferometry on the Vauvert salt mine (France) Comparison with ground-based measurement, *Remote Sensing of Environment*, 88, 468-478.
- Dehghani, M., M.J. Valadan Zoej. I. Entezam, A. Mansourian and S. Saatchi. 2009. InSAR monitoring of progressive land subsidence in Neyshabour, northeast Iran. *Geophysical Journal International*, 178(1): 47-56.
- Delvin, W.J., Cogswell, J.M., etc. 1999. South Caspian Basin: Cool, Young and full of Promise, *GSA Today*, Geological Society of America, Vol. 9, No. 7, 1-3
- Ding, R., C., Maisons, C., Carnec, S., Le Mouelic, C., King, S., 2003. Monitoring of slow ground deformation by ERS radar interferometry on the Vauvert salt min (France) Comparison with ground-based measurement. *Remote Sensing of Environment*, 88(4): 468-478.
- Djamour, Y., Vernant, Ph., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz, J.F., Hindeder, J., Hatam, Y., Luke, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrani, F., 2010. GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran". *Geophys. J. Int.* 183, 1287-1301
- Djamour, Y., Vernant, Ph., Nankali, H.R., Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*. 307, 27-34
- Ezati, M., Agh-Atabai, M., Gorgan, I., 2013. Active tectonic analysis of Atrak river sub basin located in NE Iran (East Alborz), *Journal of Tethysm*, 1, 3, 177-188.
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A., Prati, C., Rocca, F. and Massonnet, D., 2007. InSAR Principles: Guidelines for SAR interferometry processing and interpretation. 1st Ed., The Netherlands: ESA Publications.
- Floyd, F. S., & Sabins Jr, W. H. (2000). Remote sensing. PRINCIPLES AND INTERPRETATION. W
- Gabriel, A. K., Goldstein, R. M., 1988. Crossed Orbit Interferometry: Theory and Experimental results from SIR-B, *Int. J. Remote Sens.*, 9, 5, 857-872
- Goldstein, R., Zebker, H., and Werner, C., 1988. Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping, *Radio Science*, Vol: 23, No. 4, 713-720.
- Guliyev, I., Aliyeva, E., Huseynov, D., Feyzullayev, A., Mamedov, P., 2011. Hydrocarbon Potential of Ultra Deep Deposits in the South Caspian Basin, Search and Discovery Article #10312, oral presentation at AAPG European Region Annual Conference, Kiev, Ukraine, October 17-19.
- Guyon, I., Haralick, R. M., Hull, J. J., & Phillips, I. T. (1997). Data sets for OCR and document image understanding research. In *Handbook of character recognition and document image analysis* (pp. 779-799).
- Hollingsworth, J., 2007. The active tectonics of NE Iran, Ph.D. thesis, University of Cambridge, Cambridge, U. K.
- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M., Jackson, J., Copley A., 2010. Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene, *Geophys. J. Int.*, 181, 1214-1246
- Jackson, j., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabaniyan, E., Ahmadian, S., Saidi, A., 2011a. Plio-Quaternary tectonic regime changes in the transition zone between Alborz and Kopeh Dag mountain ranges (NE Iran), *Tectonophysics*, 506(1-4): 86-108.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabaniyan, E., Siame, L., Léanni, L., Boulès, D., Ahmadian, S., 2011b. Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault

- zones): Geodynamic implications for NNE Iran, *Journal of Geodynamics*, 52(3): 290-303.
- Kardar, F., Vosoghi, B. and Raftboud, A., 2011. Strain rate and seismic moment rate using GPS velocity field in Iran, *Geomatics national Conference*, May, 2011, Tehran, Iran.
 - Khorami, F., Hesami, Kh., Nankali, H. and Tavakoli, F., 2012. Active tectonics study of Alborz using GPS permanent network observation, *Earth Sciences*, 82, 223-230.
 - Larson, K. J., Başağaoğlu, H., Marino, M. A., 2001. Prediction of optimal safe ground water yield and land subsidence in the Los Banos-Kettleman City area, California, using a calibrated numerical simulation model, *Journal of hydrology*, 242(1-2), 79-102.
 - Lillesand, T.M., Kiefer, R.W., 2000. *Remote sensing and image interpretation*. 4th ed. John Wiley and Sons, New York, NY, USA, pp. 20-180.
 - Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., Van Gorp, S., 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophys. J. Int.* 170, 436-440
 - Masson, F., Chery, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M., 2005. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data, *Geophysical Journal International* 160(1), 217-226.
 - Masson, F., Lehujeur, M., Ziegler, Y. and Doubre, C., 2014. Strain rate tensor in Iran from a new GPS velocity field. *Geophysical Journal International*, 197(1), 10-21.
 - Massonnet, D. & Feigl, K., 1998. Radar Interferometry and its application to changes in the earth surface, *Reviews of Geophysics*, pages 441-500, 36.
 - Musavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R.T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H., 2013. Global Positioning System constrains on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region. *Earth and Planetary Science Letters* 377-378, 287-298.
 - National Iranian Oil Company (NIOC) 1977. *Geological Map of North East of Iran*, Scale: 1/1000000.
 - Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P. and Chéry, J., 2003. GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, *Journal of Geodesy*, 77, 411-422.
 - Nilforoushan, F., Talbot, C., Fielding, E., 2007. Investigation of Zagros thrust-fold-belt Deformation using SAR Interferometry, *Upsala University-California Institute of Technology common project*.
 - Nogol e Sadat, M.A.A., Almasian, M., 1993. *Tectonic Map of Iran*, Scale: 1/1000000, *Treatise on the geology of Iran*, Geological Survey of Iran.
 - Planke, S., Svensen, H., Corfu, F., 2010. Zircon dating ties NE Atlantic sill emplacement to initial Eocene global warming. *Journal of the Geological Society*, 167(3), 433-436
 - Prošt, G. L., 1994. *Interpretation of Remote Sensing Images for the Petroleum Industry: Exploration, Exploitation and Environmental Monitoring*, Gordon and Breach Science Publishers. Inc, New York.
 - Rens, J. A., 2005. *Riglyne vir waarde-opvoeding in Suid-Afrikaanse skole*, Phd Thesis, Potchefstroom: (Doctoral dissertation, North-West University, Beskik bar te).
 - Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S. and Ergintav, S., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.*, 111, B05411.
 - Robert, M.M.A., Letouzey, J., Kavooosi, M.A., Sherkati, S., Müller, C., Vergés, J., Agababai, A., 2014. Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the South Caspian Sea Basin and Amu Darya Basin, *Marine and Petroleum Geology*, 57, 68-87
 - Sabins, F.F., 1996. Oil exploration in Central Arabian Arch using Landsat images. *AAPG Bulletin*, 5(CONF-960527--).
 - Safari, H., Piraštah, S., and Shattri, B.M., 2011. Role of Kazerun Fault for Localizing Oil Application of GiT, *International Journal of Remote sensing*, Vol. 32, No. 1, 1-16.
 - Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M. R., Siame, L., Farbod, Y. 2010. Plio-quadernary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges, *Tectonophysics*, 480(1-4), 280-304.
 - Tchalenko, J., Berberian, M., Behzadi, H., 1973. Geomorphic and Seismic evidences for recent activity on the Doruneh fault, Iran, *Tectonophysics*, 19, 333-341.
 - Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381-398



Investigation on structural parameter effects on Subsidence-Uplift patterns in Western Kopet Dagh, using D-InSAR

Rezvaneh Hamidi¹, Hojjat Ollah Safari^{2*}, Mahasa Rustaei³, Arash Amini⁴

1. PhD students in Tectonics, Geological Department, College of Sciences, Golestan University.
2. Associate Professor in Tectonics, Geological Department, College of Sciences, Golestan University.
3. PhD in Geophysics, Geological Survey of Iran, email: roostaiei-mahasa@yahoo.com.
4. Assistant Professor in Sedimentology, Geological Department, College of Sciences, Golestan University.



Abstract:

Some researchers calculate the vertical movement of earth surfaces by using Triple methods: Morpho-Tectonics indexes, GPS measurements & Numerical Modeling and Inter-ferrometric SAR. In using of these methods, the viewpoints are formed on the basis of Morphometric or local scale vertical movements and don't any attention to movement causalities. In this research, the vertical movement of Western Kopet Dagh are calculated by using D-InSAR (used 2004-2010 Radar Image), Then, the surface & subsurface structure are extracted and determined by Remote Sensing Techniques, field surveys and subsurface data. In follow, the relationship between structures and vertical movement are determined by using of functions in GIS environment. The results shown that the uplifting taken placed in partition between Sariqamish and Kalaleh Faults in Southern areas of Northeastern subpart. Whereas, the uplifting occurred in Northern areas in all of the Western Kopet Dagh. Also, two abnormal uplifting shown in subsided Gorgan – Gonbad Kous Plain, due to growth of subsurface & surface folds. Therefore, it is defined that significant part of vertical movement Patterns related to main structures such as main faults and folds.

Key Words: Western Kopet Dagh, Differentiated Inter-Ferrometric Synthetic Aperture Radar (D-InSAR), Vertical Movement, Uplifting-Subsidence Patterns, Structures

* h.safari@gu.ac.ir