



عنوان پروژه:

تهیه کننده:

پژوهشکده علوم زمین – سازمان زمین شناسی

مرداد ۱۳۹۹

فهرست مطالب

فصل ۱- کلیات.....	۶
۱-۱- مقدمه.....	۶
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به محدوده مورد مطالعه.....	۷
۳-۱- فرایند انجام مطالعات تهیه نقشه زمین‌شناسی با کمک داده‌های دورسنجی در فضای ابری.....	۹
۴-۱- اهداف پروژه و روش انجام کار.....	۱۱
فصل ۲- زمین‌شناسی و زمین‌ساخت.....	۱۲
فصل ۳- داده‌ها، محیط کاری، و الگوریتمهای مورد استفاده.....	۹۱
۳-۱- مقدمه.....	۹۱
۳-۲- محاسبات ابری (CLOUD COMPUTING).....	۹۸
۳-۲-۱- مقدمه.....	۹۸
۳-۲-۲- Google Earth Engine (GEE).....	۹۹
۳-۳- تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های رقومی ارتفاعی مورد استفاده.....	۱۰۱
۳-۳-۱- محدوده مورد مطالعه.....	۱۰۲
۳-۳-۲- آماده‌سازی و پردازش تصاویر Landsat 8 (OLI).....	۱۰۳
۳-۳-۳- آماده‌سازی و پردازش تصاویر Sentinel-2 (MSI).....	۱۰۹
۳-۳-۴- آماده‌سازی و پردازش تصاویر Sentinel-1 (dual-polarization C-band Synthetic Aperture Radar (SAR)).....	۱۱۰
۳-۳-۵- آماده‌سازی و پردازش تصاویر مدل رقومی ارتفاع SRTM.....	۱۱۲
۳-۴- خوشه‌بندی منطقه مورد مطالعه و استخراج واحدهای زمین‌شناسی اولیه.....	۱۱۳

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱ موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به محدوده مطالعاتی ۸
- شکل ۳-۱ مقایسه پهنای باندها و موقعیت هر کدام از آنها نسبت به پنجره‌های اتمسفری ۹۴
- شکل ۳-۲ مقایسه قدرت تفکیک طیفی تصاویر ETM و ASTER ۹۶
- شکل ۳-۳ مقایسه محدوده‌های طیفی تصاویر Sentinel^۲ با تصاویر Landsat^۷(ETM+) و Landsat^۸(OLI&TIRS) ۹۸
- شکل ۳-۴ مولفه‌های اصلی یک سیستم محاسبات ابری ۹۹
- شکل ۳-۵ سه مولفه مهم سیستم GEE به‌نویس یک سیستم محاسبات ابری ۱۰۰
- شکل ۳-۶ Copernicus Global Land Cover Layers: CGLSLC^{۱۰۰} collection ۲ ۱۰۰
- شکل ۳-۷ Copernicus Global Land Cover Layers: CGLS-LC^{۱۰۰} collection ۲ ۱۰۰
- شکل ۳-۸ Sentinel-۱ SAR GRD: C-band Synthetic Aperture Radar Ground Range Detected, log ۱۰۱
- شکل ۳-۹ (SLGA: Soil and Landscape Grid of Australia (Soil Attributes ۱۰۱
- شکل ۳-۱۰ موقعیت نقشه‌های ۱۰۰ هزار، ۲۵۰ هزار، و محدوده حریم اضافه شده منطقه مورد مطالعه ۱۰۳
- شکل ۳-۱۱ چهار فریم تصویر لندست ۸ مرتبط با ناحیه مورد مطالعه ۱۰۴
- شکل ۳-۱۲ تصویر یکپارچه شده سنجنده LOI مربوط به لندست ۸ مرتبط با ناحیه مورد مطالعه (ترکیب باندی ۲-۴-۶) ۱۰۸
- شکل ۳-۱۳ نمایش مولف‌های ۱ و ۳ و تحلیل مولفه‌های اصلی (PCA) تصویر لندست ۸ مرتبط با ناحیه مورد مطالعه ۱۰۸
- شکل ۳-۱۴ تصویر یکپارچه شده سنجنده MSI مربوط به Sentinel-۲ از ناحیه مورد مطالعه (ترکیب باندی ۲-۴-۹) ۱۱۰
- شکل ۳-۱۵ نمایش مولف‌های ۱ و ۳ و تحلیل مولفه‌های اصلی (PCA) تصویر Sentinel-۲ مرتبط با ناحیه مورد مطالعه ۱۱۰
- شکل ۳-۱۶ تصویر یکپارچه شده سنجنده MSI مربوط به Sentinel-۲ از ناحیه مورد مطالعه (ترکیب باندی ۲-۴-۹) ۱۱۱
- شکل ۳-۱۷ تصویر Sentinel-۱ با باند VH از ناحیه مورد مطالعه ۱۱۱
- شکل ۳-۱۸ نمایی نزدیک از تصویر راداری بخش شرقی منطقه ۱۱۲

- شکل ۱۹-۳- تصویر مدل رقومی ارتفاع سنجنده SRTM منطقه ۱۱۳
- شکل ۲۰-۳- تصویر Hillshade از ناحیه مورد مطالعه ۱۱۳
- شکل ۲۱-۳- تصویر یکپارچه شده سنجنده MSI مربوط به Sentinel-۲ از ناحیه مورد مطالعه (ترکیب باندی ۲-۴-۹) ۱۱۴
- شکل ۲۲-۳- نقشه خوشه‌بندی بدون داده‌های راداری از ناحیه مورد مطالعه ۱۱۴
- شکل ۲۳-۳- نقشه خوشه‌بندی با داده‌های راداری از ناحیه مورد مطالعه ۱۱۵
- شکل ۲۴-۳- نقشه خوشه‌بندی بدون داده‌های راداری از ناحیه مورد مطالعه ۱۱۵

فهرست جداول

جدول ۱-۱- شرح مختصر مدل مفهومی و نیازسنجی طرح	۹
جدول ۱-۳- مقایسه سنجنده‌های OLI/TIRS و ETM+	۹۳
جدول ۲-۳Sat-۲	۹۳
جدول ۳-۳- ویژگی تصاویر سنجنده ASTER	۹۵
جدول ۳-۴- ویژگیهای طیفی و مکانی تصاویر Sentinel۲	۹۷
جدول ۳-۵- لیست داده‌ها و تصاویر مورد استفاده	۱۰۲
جدول ۳-۶- نمونه ای از ماتریس همبستگی در باندهای ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۷	۱۰۷
جدول ۳-۷- نمونه ای از بردار ویژه حاصل از تبدیل PCA بین باندهای ۱، ۴، ۵ و ۷	۱۰۷
جدول ۳-۸- ویژگیهای فنی تصاویر سنجنده Sentinel-۲	۱۰۹

فصل ۱- کلیات

(مقدمه زمین شناسی و اکتشاف، مروری بر موقعیت منطقه مطالعاتی،
زمین شناسی و مطالعات پیشین، ضرورت انجام پروژه، و روش کار و اهداف
پروژه)

۱-۱- مقدمه

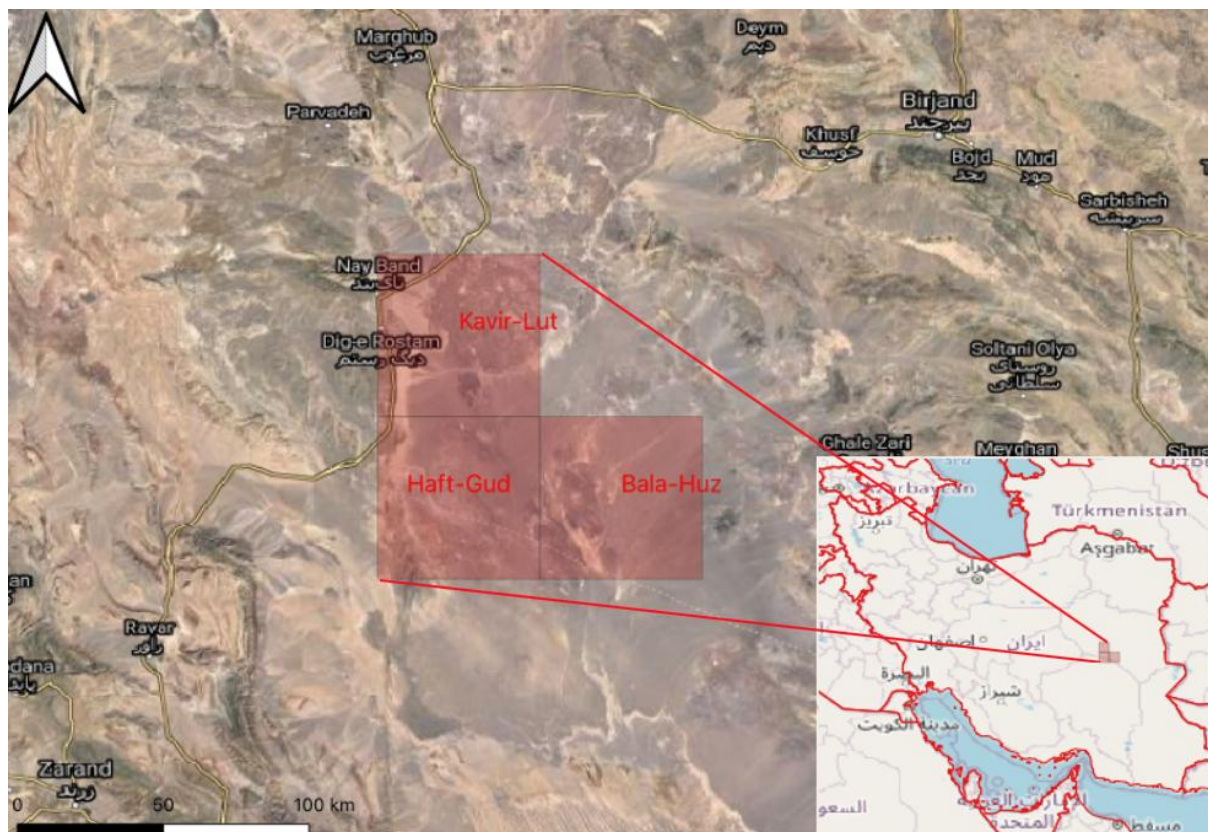
امروزه دانشمندان در تلاش هستند تا از دانش بشری، در راستای شناخت هر چه بیشتر محیط و منابع آن بهره ببرند. اطلاعات و نقشه‌های زمین‌شناسی، یکی از این منابع هستند که می‌توانند به لحاظ اقتصادی نقش مؤثری در توسعه صنایع و امر تولید، تأمین انرژی، و تأمین پشتوانه‌های مالی هر کشوری داشته باشند. با در نظر داشتن اینکه توسعه بخش معدن از اصلی‌ترین محورهای برنامه‌های توسعه بوده که هدف آن استفاده بهینه از منابع زمینی کشور، خود کفائی و اشتغال می باشد، مطالعاتی بر اساس استاندارد جهانی با بکارگیری فن‌آوری‌های نوین مطالعاتی، تسریع کننده این امر می‌باشد.

پردازش داده‌ها و اطلاعات دورسنجی با ویژگی منحصر بفرد چند منبعی و چند مقیاسی^۱ و با بهره‌گیری از فن‌آوری بروز محاسبات ابری^۲، دستیابی سریع به حجم بالایی از اطلاعات زمین‌شناسی برای مناطق وسیع را فراهم می‌کند. در این پروژه، با تمرکز بر روی منابع مختلف سنجش از دوری و بکارگیری امکانات پردازش در فضای ابری، نقشه زمین‌شناسی سه برگه کویر لوت، هفت گود، و بالا حوض تهیه گردید. در ادامه این فصل، در خصوص موقعیت جغرافیایی، روش کار، پیشینه مطالعات، و اهداف پروژه بطور خلاصه بحث خواهد شد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه

محدوده مطالعاتی شامل سه برگه ۱۰۰ هزار بالا حوض، هفت گود، و کویر لوت و در مزر سه استان خراسان جنوبی، کرمان، و یزد قرار دارد (شکل ۱-۱).

۱. Multi-Source, Multi-Resolution
۲. Cloud Computing



شکل ۱-۱ موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به محدوده مطالعاتی

۳-۱- فرایند انجام مطالعات تهیه نقشه زمین‌شناسی با کمک داده‌های دورسنجی در فضای

ابری

انجام پروژه جهت تهیه نقشه زمین‌شناسی بر اساس شرح جدول زیر تنظیم شده است (جدول ۱-۱).

جدول ۱-۱- شرح مختصر مدل مفهومی و نیازسنجی طرح

ردیف	گروه	شرح خدمات	توضیحات
۱	نیازسنجی و مرور منابع	- بررسی منابع و مطالعات پیشین مرتبط با موضوع طرح - طراحی ساختار فرایند اجرای طرح شامل داده‌ها و تصاویر مورد نیاز (تصاویر ماهواره‌ای اپتیک و راداری، و داده‌های ارتفاعی و ژئومرفولوژیکی). - نقشه‌های زمین‌شناسی	
۲	پیش پردازش داده‌ها و تصاویر	- تعیین زمان مناسب برای تصاویر مورد استفاده. - حذف نویز از تصاویر اپتیک و راداری و داده‌های ارتفاعی	
۳	پردازش داده‌ها و استخراج شاخص‌های مورد نظر	- پردازش طیفی داده‌های Landsat^۸, Sentinel^۲ (روشهای PCA و نسبت‌های باندی) بمنظور استخراج انواع شاخص‌ها. - پردازش تصاویر حرارتی ASTER بمنظور استخراج شاخص‌های ضریب انتشار (Emissivity) و سایر شاخص‌ها - پردازش تصاویر راداری VV و VH مربوط به Sentinel^۱ شامل بمنظور بارزسازی ویژگیهای ژئومرفولوژیکی و تکتونیکی (عملیات ریاضی)	

	- پردازش داده‌های رقومی ارتفاع (DEM) بمنظور استخراج شاخص‌های ژئومورفولوژیکی شامل Aspect, Slope، Hillshade		
۴	انجام فرایند خوشه بندی (Clustering) بر روی شاخص‌های مذکور و رسیدن به تعداد خوشه بهینه با نظر کارشناسان (Clusterin g) بر روی داده‌ها و تصاویر پردازش شده		
۶	بازدید میدانی و نمونه برداری طراحی مسیرهای بازدید و نمونه برداری از نقاط تعیین شده و همزمان تعامل با کارشناسان پردازش تصویر برای اصلاح نقشه‌ها و تغییرات احتمالی در تعداد خوشه‌ها و یا شاخص‌های مورد استفاده	بازدید میدانی و نمونه برداری مرحله اول	
۷	بررسی نتایج آنالیز در این مرحله، با کمک نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌ها و تجربیات کارشناسان، بازنگری جامعی بر روی نقشه‌های اولیه صورت گرفته و طبقه بندی نظارت شده بمنظور تعیین و استخراج تعداد و نوع واحدهای سنگی از تصاویر ماهواره‌ای انجام میشود.	نمونه‌ها و بازنگری نقشه‌های اولیه بمنظور اجرای طبقه‌بندی نظارت شده	

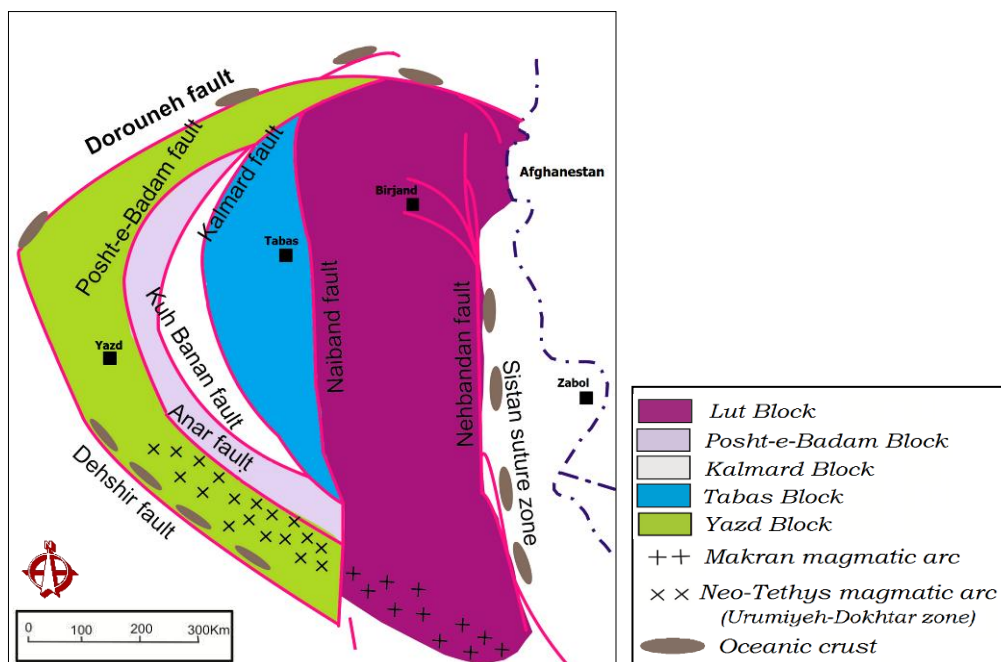
۴-۱- اهداف پروژه و روش انجام کار

در این پروژه، هدف تهیه نقشه زمین شناسی سه برکه بالا حوض، هفت گود، و کویر لوت با استفاده تصاویر مختلف و متنوع سنجش از دور (Sentinel^۱، Sentinel^۲، Landsat^۸(OLI)، تصاویر Emissivity سنجنده ASTER) و داده های رقومی ارتفاعی (DEM, Aspect, Slope, Hillshade) در محیط فضای ابری و محاسبات ابری (Cloud Computing) بود. در این طرح، با رویکردی کاملاً متفاوت، سعی بر این شد که بجای استفاده از یک یا دو تصویر، از آرشیو متنوع تصاویر موجود که در بالا اشاره گردید، استفاده شود. همچنین بواسطه قابلیت پردازشی ابر کامپیوترهای موجود در Server سامانه Google Earth Engine، کلیه پردازشها در این فضای ابری انجام گیرد. از جمله دیگر تفاوت های قابل توجه این طرح با دیگر مطالعات تهیه نقشه، استفاده از الگوریتم های متنوع و پیشرفته پردازش تصویر و داده کاوی مانند تبدیلات ریاضی، خوشه بندی، وفیلترهای بارزسازی بر روی داده ها و تصاویر بود که تا حدود زیادی خطاهای ناشی از روش های سنتی تهیه نقشه را مرتفع نمود.

فصل ۲- زمین شناسی و زمین ساخت

- پیشگفتار

ایران مرکزی یکی از پهنه‌های ساختاری تشکیل دهنده فلات ایران می‌باشد. خردقاره ایران مرکزی با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسله درونه و افیولیت‌های کاشمر - سبزوار احاطه شده و توسط گسله‌های امتدادلغز راست‌گرد طویل قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام، فروافتادگی بیاضیه - بردسیر و بلوک یزد است (آقاباتی، ۱۳۸۳) (شکل ۲).



شکل ۲: محدوده خردقاره ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن (آقاباتی، ۱۳۸۳).

ایران مرکزی و خاوری از بلوک‌های زمین‌ساختی متعددی تشکیل شده‌اند، که به واسطه حوضه‌های اقیانوسی کوچک (Berberian & King, ۱۹۸۱; Tirrul et al., ۱۹۸۳) از هم جدا شده بودند و این حوضه‌ها در پالئوژن شروع به بسته‌شدن کردند (McCall, ۱۹۹۶). بر این اساس شواهدی مبنی بر شروع دگرشکلی وسیع از حدود ۵ میلیون سال پیش به بعد وجود دارد (Allen et al., ۲۰۰۳). لذا برخی از گسله‌های راستالغز ایران مرکزی از این زمان به بعد فعالیت خود را از سر گرفته‌اند.

در جنوب عرض جغرافیایی 34° شمالی، $16-13$ میلی‌متر در سال برش راست‌بر، بین ایران مرکزی و افغانستان بر روی گسله‌های راستالغز راست‌بر شمالی - جنوبی نه‌بندان در خاور و نایبند و گوگ در باختر دشت لوت تمرکز می‌یابد؛ ولی در شمال عرض جغرافیایی 34° شمالی، این برش راست‌بر، روی گسله‌های چپ‌بر درونه و دشت بیاض تمرکز یافته است. این

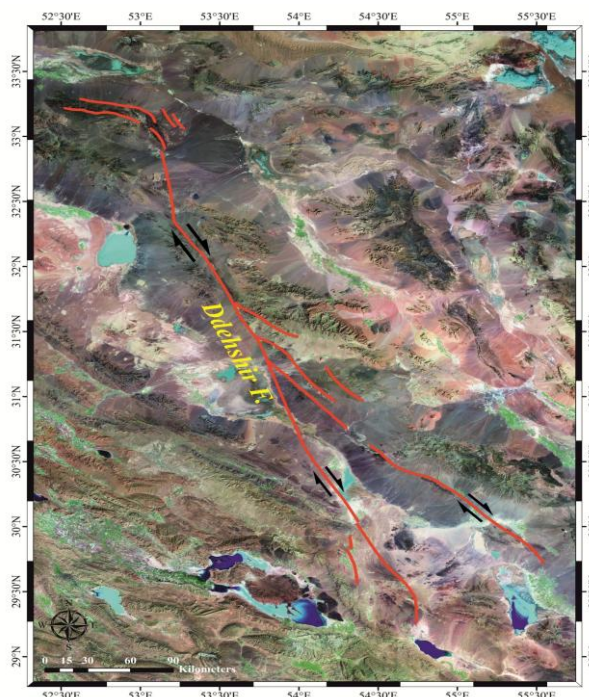
وضعیت به واسطه چرخش ساعت گرد در جهت بیشینه کوتاه‌شدگی شمال خرد قاره ایران مرکزی روی داده است (Jackson et al., ۱۹۹۵; Tatar et al., ۲۰۰۲; Sella et al., ۲۰۰۲; McClusky et al., ۲۰۰۳).

چینه شناسی-سنگ شناسی و

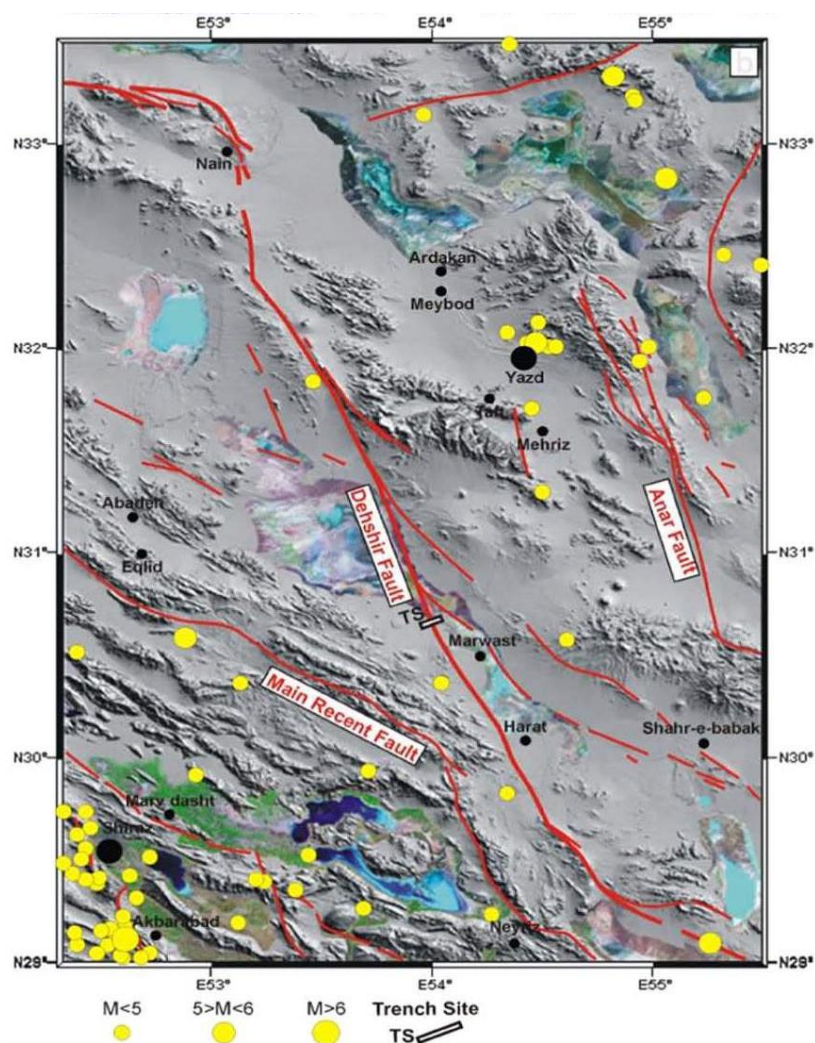
۲- شرح گسل‌های فعال خاور و باختر لوت

۲-۱- گسل دهشیر (Dehshir Fault):

گسل دهشیر با طول حدود ۴۰۰ کیلومتر (Walker & Jackson, ۲۰۰۴; Berberian, ۱۹۸۱)، به عنوان باختری‌ترین مرز بلوک ایران مرکزی در شمال زاگرس قرار گرفته است. امتداد این گسل NNW-SSE بوده و سازوکار آن براساس فقدان لرزه‌خیزی، امتداد خطی، جهت‌گیری شمالی- جنوبی و جابجایی راستگرد فن‌های گراولی امتدادلغز راستگرد تخمین زده می‌شود (Meyer et al., ۲۰۰۶; Walker & Jackson, ۲۰۰۴) (شکل ۳). Berberian (۱۹۷۶) میزان جابجایی راستگرد گسل دهشیر را بر مبنای جابجایی ولکانیک‌های ائوسن- الیگوسن پهنه ارومیه دختر ۵۰ کیلومتر برآورد نموده است. Meyer et al., (۲۰۰۶) میزان جابجایی کل گسل دهشیر را 15 ± 65 km با توجه به جابجایی زمین‌درز ناین- بافت تخمین زده و معتقد است که گرچه این مقدار زیاد به نظر می‌رسد اما هنوز هم با مقدار تخمین زده شده ۵۰ کیلومتر انحراف کمان ماگمایی ارومیه دختر مقبول می‌باشد (شکل ۴). بنابر مشاهدات (Walker & Jackson, ۲۰۰۴) افراز گسل دهشیر در داخل رسوبات کواترنر و همچنین ماسه‌سنگ‌ها حفظ شده و این موضوع نشان‌دهنده حرکات جوان این گسل می‌باشد (شکل ۵). Meyer et al., (۲۰۰۶) جابجایی راستگرد بین ۲۵-۹۰۰ متری عوارضی مانند جویبارها، پادگانه‌های آبرفتی و مخروط‌افکنه‌ها را اندازه گرفته و با توجه به کوچکترین جابجایی تجمعی که احتمالاً دارای سن هولوسن (12 ± 2 ka) می‌باشد نرخ لغزش گسل را به صورت میانگین 2 mm/yr برآورد نموده است، و با استفاده از این مقدار از نرخ لغزش، جابجایی کلی ۶۵ کیلومتری باید در بازه زمانی ۲۵-۴۰ میلیون ساله رخ داده باشد.



شکل ۳: جایگاه گسل دهشیر که بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص شده است.



شکل ۴: نقشه ساده شده لرزه‌زمین‌ساخت از گسل دهشیر. زمین‌لرزه‌ها بر مبنای NEIC (سال‌های ۱۹۷۳-۲۰۰۸) می‌باشد. تصویر پس‌زمینه داده رقومی-ارتفاعی SRTM، که با تصاویر لندست تکمیل گردیده است. مستطیل سفیدرنگ محل سایت تراتشه را نشان می‌دهد

(Nazari et al., ۲۰۰۹).

مشاهدات و داده‌های حاصل از مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی (Nazari et al., ۲۰۰۹) حداکثر پنج زمین‌لرزه را قبل از پلیوستوسن- هولوسن نشان می‌دهد. سن‌سنجی OSL زمان وقوع سه رخداد آخر را 21.1 ± 11.2 ka با دوره بازگشت حدود 4 ± 7 ka نشان می‌دهد. زمان سپری شده از آخرین رویداد بین $1/4$ تا $4/2$ هزار سال و بزرگای آن $M \geq 7$ تخمین زده شده است. (LeDortz et al., ۲۰۱۱) با استفاده از ترکیب مجموعه کاملی از سن‌سنجی‌ها با میزان جابجایی مورفولوژی عوارض که بین 2 ± 12 تا 20 ± 380 متر اندازه‌گیری شده است، نرخ لغزش گسل دهشیر را بین $0/9$ تا $1/5$ میلی‌متر بر سال اندازه‌گیری نموده است.

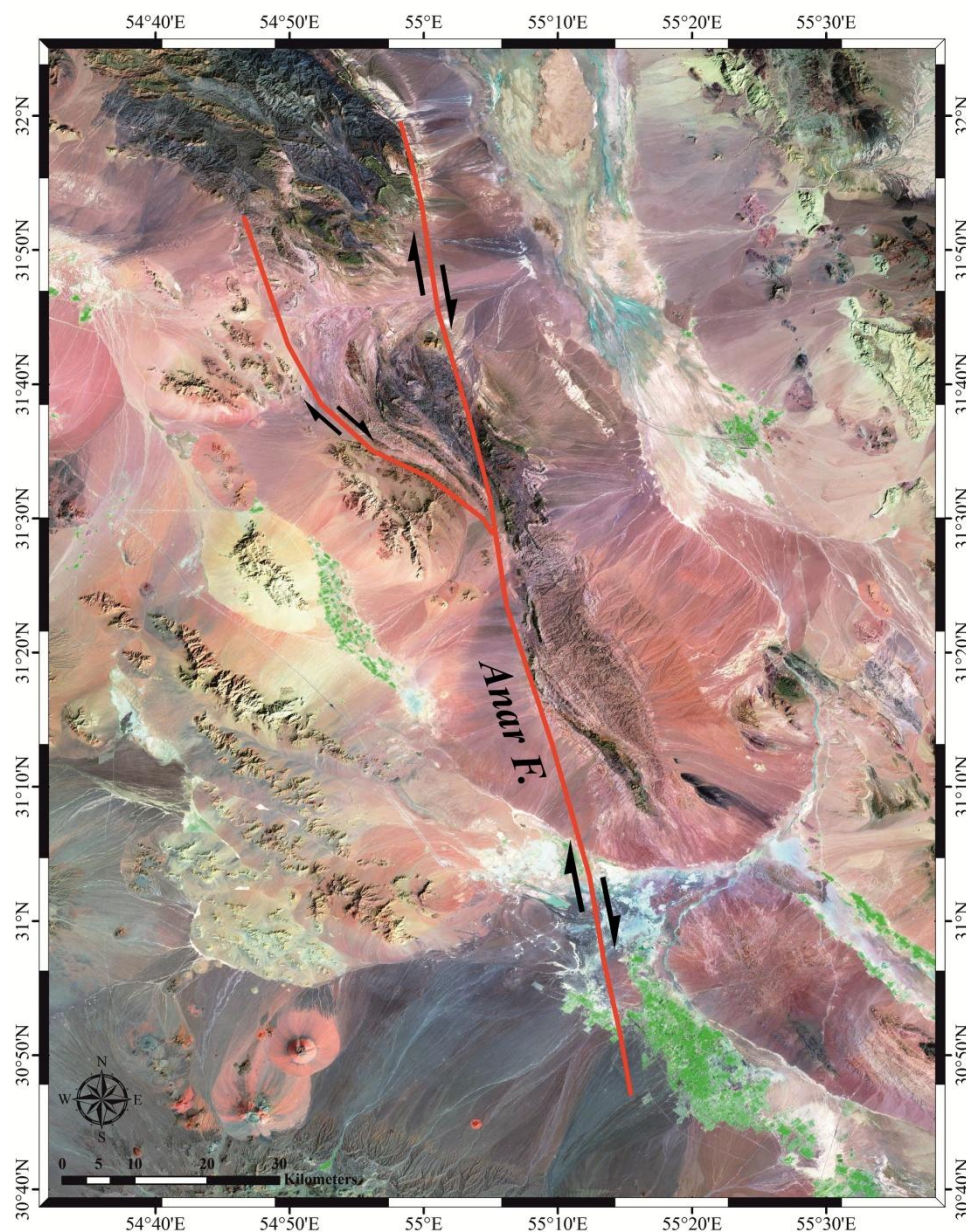


شکل ۵: افراز حدود ۱۵ متری گسل دهشیر در منطقه نایین. (جهت دید رو به باختر) (Walker & Jackson, ۲۰۰۴).

۲-۲- گسل انار (Anar Fault):

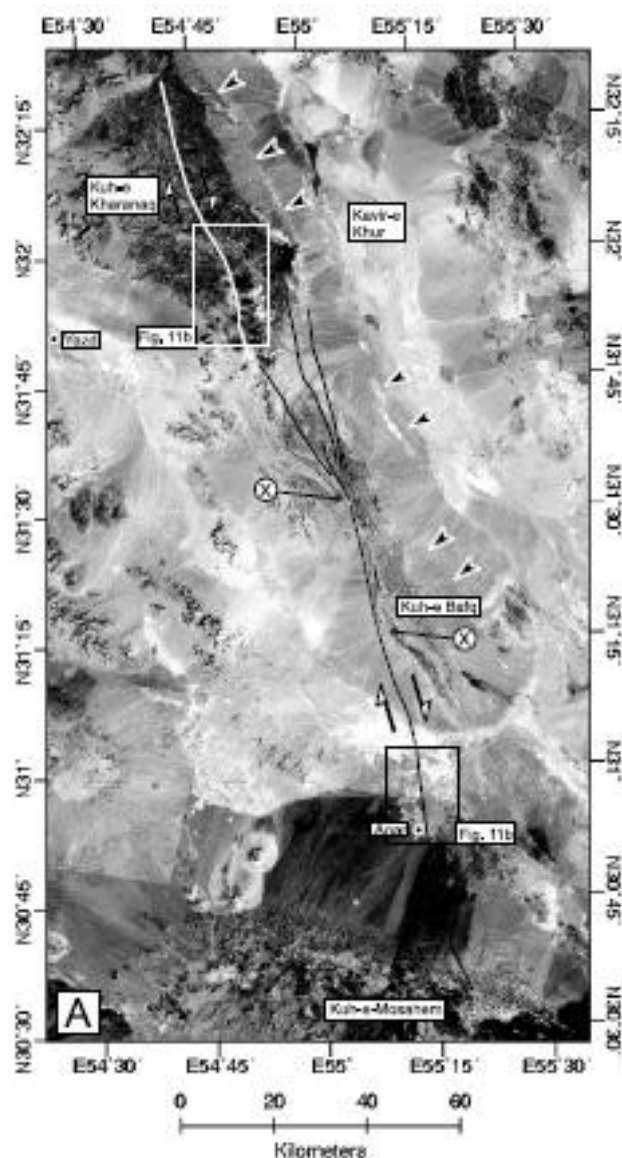
گسل انار با طول حدود ۲۰۰ کیلومتر به صورت تقریباً موازی با گسل دهشیر در سمت خاور آن در داخل ایران مرکزی واقع گردیده است. سازوکار این گسل با توجه به شواهد زمین‌شناسی امتدادلغز در نظر گرفته می‌شود (Walker & Jackson, ۲۰۰۴; Meyer & Ledortz, ۲۰۰۷) (شکل ۶). پایانه شمالی این گسل از چندین شاخه نزدیک به هم با روند NNW-SSE و به شکل انشعابی تشکیل شده است که ساختارها و مورفولوژی کوه خرانک (Kuhe- kharanq) را قطع

می‌نماید. این ساختارهای منشعب (splay) به سمت جنوب به یکدیگر پیوسته و به صورت مایل باعث قطع شدن کوه بافق (Kuhe-Bafq) و دشت جنوب‌باختری می‌شوند (Meyer & LeDortz, ۲۰۰۷). اما در سمت جنوب به نظر می‌رسد که این گسل در کوه مُساحم (Kuh-e-Mosahem) پایان می‌پذیرد (Walker & Jackson, ۲۰۰۴) (شکل ۷). یک افزایش پیوسته با ارتفاع حدود ۳۰ متری را می‌توان در قسمت جنوبی گسل در نزدیکی انار در واحدهای آبرفتی مشاهده نمود (Walker & Jackson, ۲۰۰۴ ; Meyer & Ledortz, ۲۰۰۷).



شکل ۶: موقعیت گسل انار بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص گردیده است.

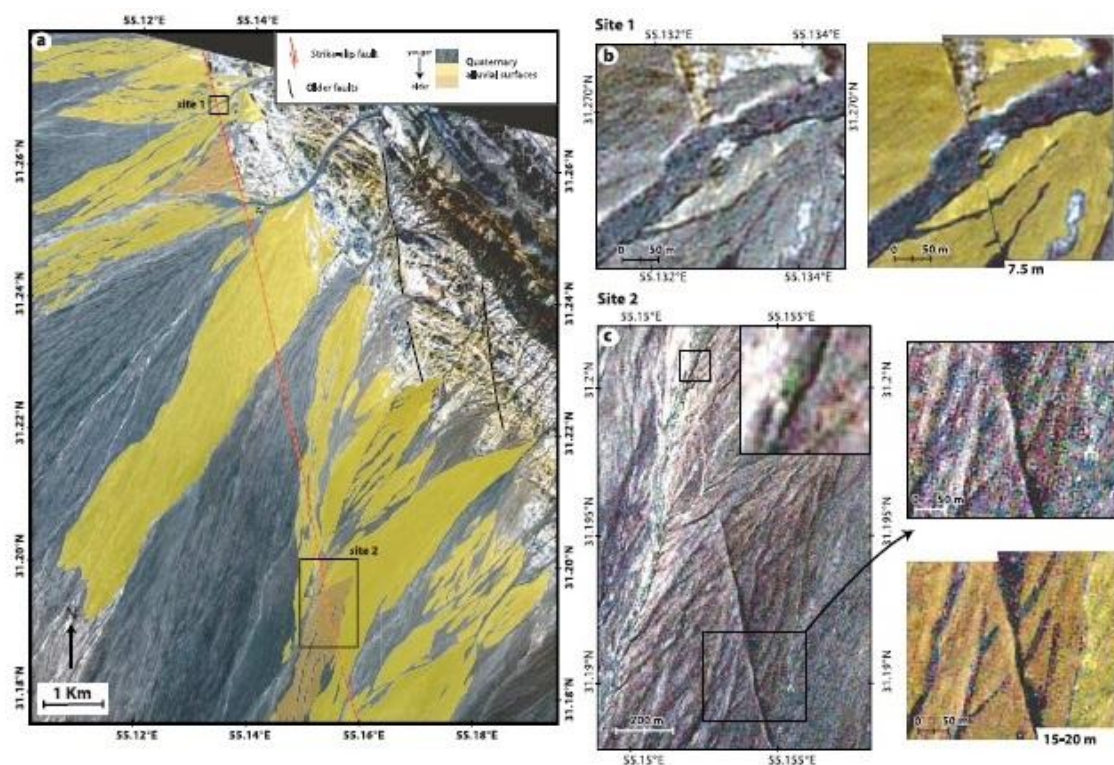
بنا بر نظر Nabavi (۱۹۷۰) گسل انار باعث جابجایی واحدهای ماسه‌سنگی از یک سکانس شیلی به سن کرتاسه پایینی شده است که رخنمون آن را می‌توان در کوه بافق مشاهده نمود و براساس اندازه‌گیری‌های ایشان میزان این جابجایی ۲۰ کیلومتر و به صورت راستگرد برآورد گشته است. شاخه‌های گسلی موازی موجود در کوه کرانک باعث جابجایی راستگرد ۵ کیلومتری در سنگ بستر شده‌اند (Walker & Jackson, ۲۰۰۴) اما (Meyer & LeDortz, ۲۰۰۷) معتقدند که میزان جابجایی ایجاد شده در واحدهای شیبدار کنگلومرایی این بخش توسط ساختار مشخص منشعب (splay) به میزان ۱۰ کیلومتر می‌باشد. همچنین ایشان میزان جابجایی آبراهه‌ها و کانال‌ها را بین ۷/۵ تا حداکثر ۲۰ متر اندازه‌گیری نموده‌اند (شکل ۸). Meyer & LeDortz (۲۰۰۷) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای SPOT^۵ با رزولوشن بالا و بازسازی مخروطافکنه‌های جابجا شده، نرخ لغزش گسل انار را بین ۰.۷۵ – ۰.۵۰ mm/yr در بازه زمانی 12 ± 2 ka به دست آورده‌اند. (LeDortz et al., ۲۰۰۹) با سن‌سنجی به روش OSL لنتزهای سیلتی موجود در یک متر بالایی رسوبات مخروطافکنه سن آنها را در حدود هولوسن پیشین یعنی بازه زمانی 11.8 ± 6.5 و 5.8 ± 3.6 هزار سال تخمین زده‌اند.



شکل ۷: تصویر موزاییکی لندست TM+ از گسل انار. این گسل باعث قطع و جابجایی سنگ بستر در کوه کرانک و بافق و همچنین شکل گیری افراز در رسوبات آبرفتی در نزدیکی شهر انار شده است. نقطه X موقعیت واحد ماسه سنگی جابجا شده در کوه بافق را به میزان ۲۰ کیلومتر نشان می دهد (Nabavi, ۱۹۷۰). تاقدیس مشخص شده یا فلش های سیاه رنگ موازی با گسل انار بوده و حاشیه خاوری کوه را مشخص می نمایند (Walker & Jackson, ۲۰۰۴).

مطالعات دیرینه لرزه شناسی (Foroutan et al., ۲۰۱۲) بر روی گسل راستگرد انار نشان می دهد که این گسل شامل سه زمین لرزه بزرگ ($M_w \approx 7$) در طول هولوسن یا احتمالاً پلیوستوسن بالایی می باشد. این سه رویداد لرزه ای در داخل توالی رسوبی با حداکثر سن ۱۵ هزار سال به وقوع پیوسته و در نتیجه میانگین دوره بازگشت آنها در حدود ۵ هزار سال می باشد. سن سنجی شش نمونه برداشت شده امکان تخمین فواصل زمانی 0.8 ± 4.4 ، 1 ± 6.8 و 2 ± 9.8 هزار سال را برای این سه زمین لرزه فراهم نموده است. علاوه بر این، نتایج مطالعات دیرینه لرزه شناسی نرخ لغزشی که پیش از این در حدود $0.8 \pm$

۰.۱ mm/yr برای گسل انار به دست آمده بود را تایید کرده و نشان می‌دهد که گسل‌های راستگرد بخش باختری بلوک ایران مرکزی دارای نرخ لغزشی در حدود ۱ mm/yr می‌باشند.

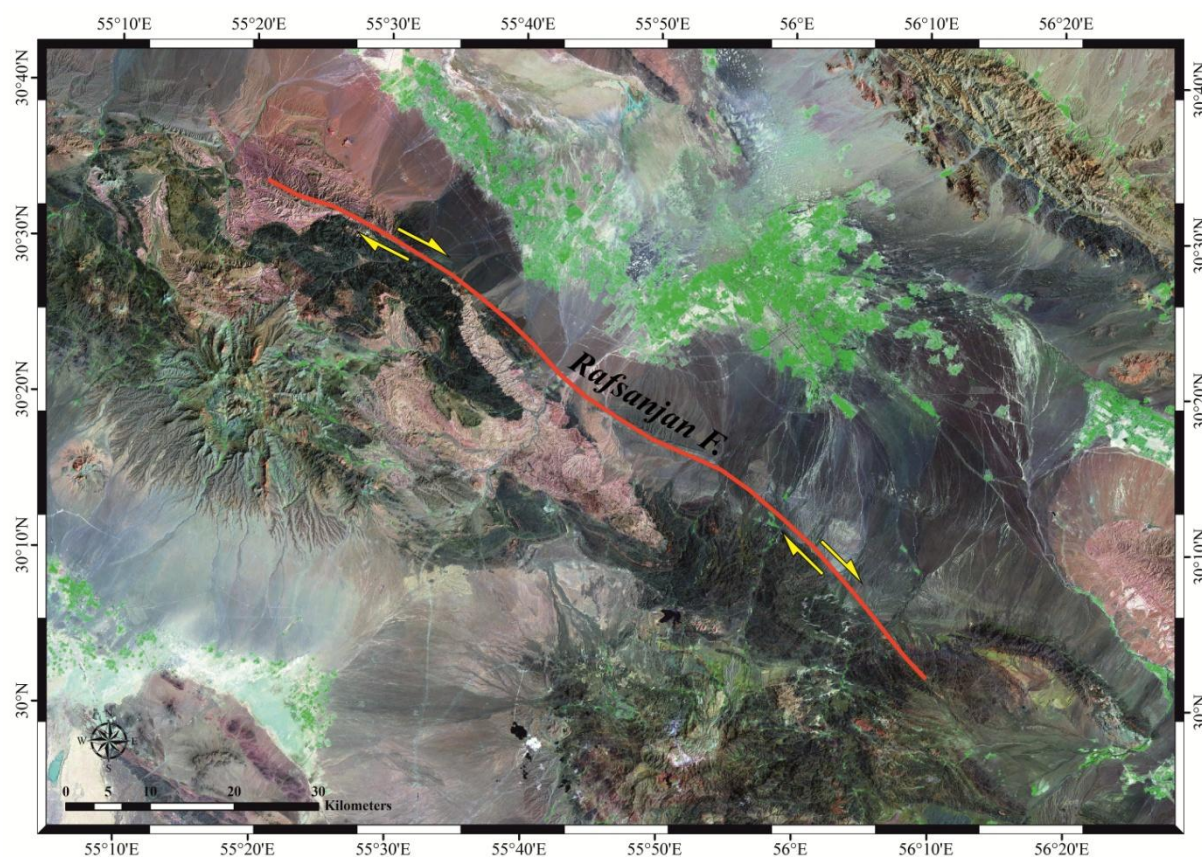


شکل ۸: تصویر SPOT^o از بخش جنوبی گسل انار. (آ) اثر گسل که باعث قطع شدن رسوبات کواترنری شده است. کانال‌ها و رودخانه‌های اصلی جریان یافته که باعث حفر مخروط‌افکنه‌های جوان (رنگ زرد) و مخروط‌افکنه‌های قدیمی‌تر (رنگ نارنجی) می‌شوند. مستطیل‌ها نشان‌دهنده موقعیت سایت ۱ (تصویر ب) و سایت ۲ (تصویر ث) می‌باشد. ب و ث) تصویر نزدیک از جابجایی‌های تجمعی اخیر همزمان با آخرین حفر شبکه آبراهه (تصاویر سمت چپ) و مطابق با بازسازی حرکات راستگرد (تصاویر سمت راست) (Meyer & LeDort, ۲۰۰۷).

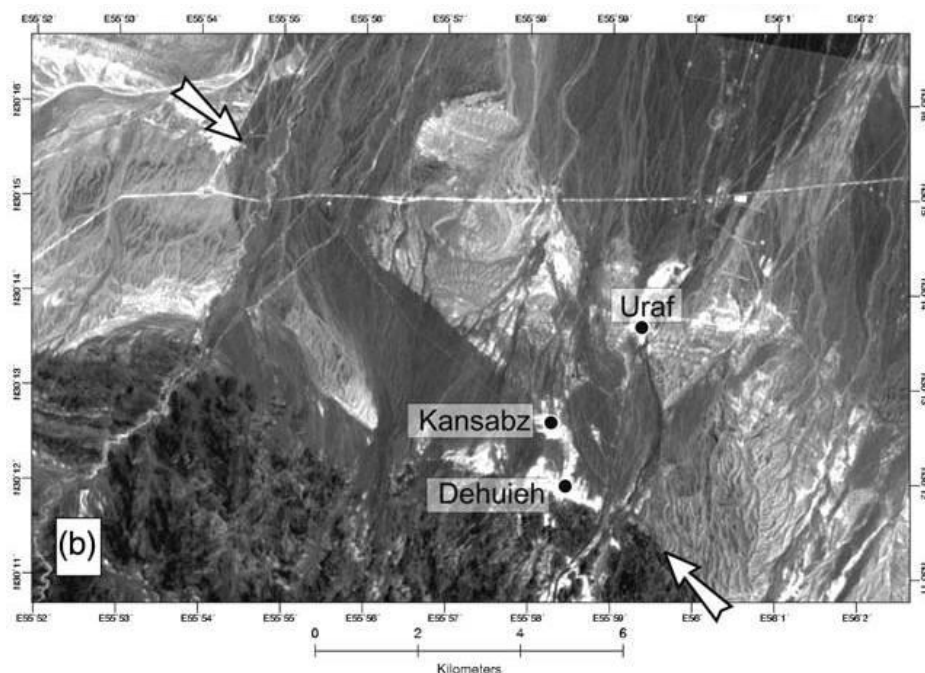
۴-۲- گسل رفسنجان (Rafsanjan Fault):

Berberian (۱۹۷۶) طول گسل رفسنجان را حدود ۱۰۰ کیلومتر و سازوکار آن را راستگرد مایل گزارش نموده است. ایشان جابجایی‌های کواترنری پسین را در طول یک پهنه گسلی شمال‌باختر- جنوب‌خاور در جنوب رفسنجان به نقشه درآورده است. گسل رفسنجان موجب حرکات امتدادلغز راستگرد و همچنین تشکیل چین‌خوردگی‌هایی در رسوبات شده است (Walker, ۲۰۰۶) (شکل ۹). در دره کن‌سبز (Kansabz) یک افراز با روی به سمت شمال و ارتفاع حدود ۱۰ متری در آبرفت‌های کواترنری مشخص می‌باشد (Berberian, ۱۹۷۶). اثر گسل رفسنجان در داخل آبرفت‌ها به سمت شمال‌باختر

تا حاشیه کوه مساحم (Kuh-e- Mosahem) ادامه یافته و در آنجا بخش باختری گسل رفسنجان با بخش جنوبی گسل انار به وسیله یک دره خطی باریک، به یکدیگر می‌پیوندند. از جمله فعالیت‌های گسل رفسنجان می‌توان به قطع شدن سنگ بستر و جابجایی آبرفت‌ها توسط این گسل اشاره نمود. در تصاویر ماهواره‌ای ASTER می‌توان شواهدی از یک افراز خاوری- باختری مشخص را که پادگانه‌های رودخانه آب لاله‌زار (Ab-e Lalehzar) را قطع نموده است مشاهده نمود. به نظر می‌رسد که گسل دره لاله‌زار می‌تواند دنباله گسل رفسنجان باشد (Walker, ۲۰۰۶) (شکل ۱۰).



شکل ۹: موقعیت گسل رفسنجان بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص شده است.

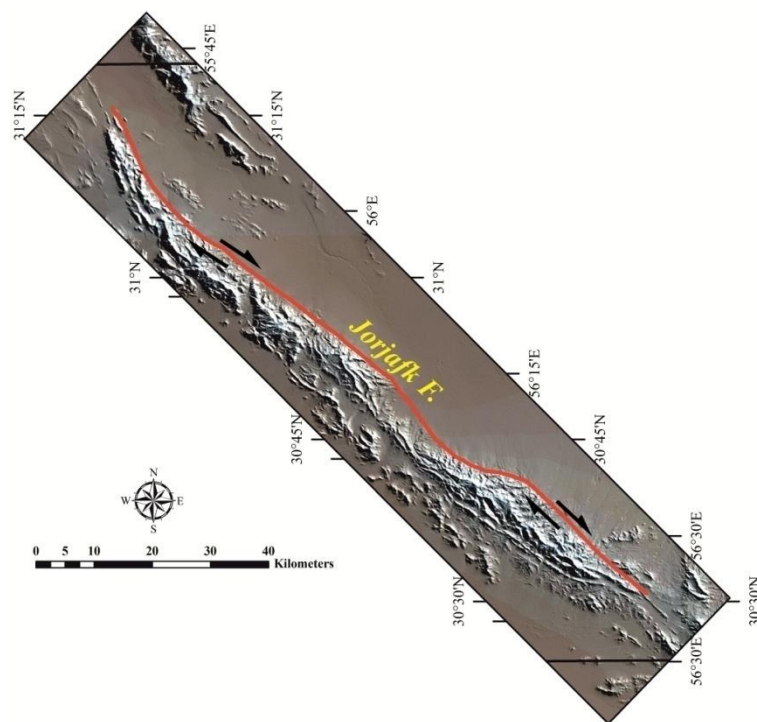


شکل ۱۰: تصویر ماهواره‌ای ASTER (باند ۳) از گسل رفسنجان در کن‌سبز. محل گسل با فلش سفید مشخص شده است (Walker, ۲۰۰۶).

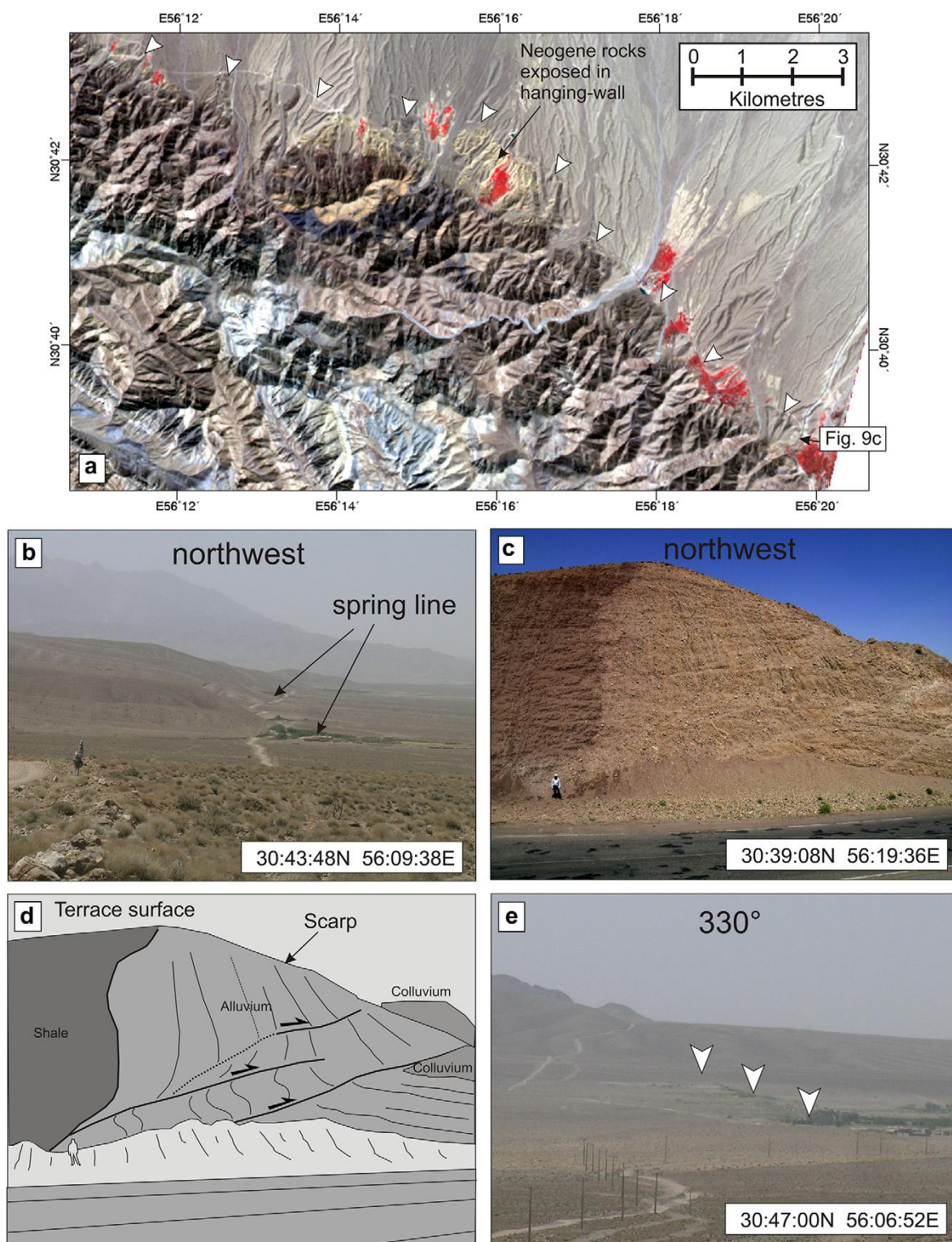
۵-۲- گسل جورجافک (Jorjafk Fault):

گسل جورجافک برای اولین بار توسط Berberian (۱۹۷۶) معرفی گردیده است. این گسل با طول ۱۸۰ کیلومتر مرز شمال‌خاوری کوه گردو (Kuh-e-Gerdu) را تشکیل داده و دارای امتداد کلی NW-SE می‌باشد که البته در بعضی از قسمت‌ها به NNW-SSE نیز تغییر می‌کند. این گسل دارای سازوکار امتدادلغز مایل می‌باشد (شکل ۱۱). هیچ زمین‌لرزه تاریخی از ناحیه جورجافک گزارش نشده است اما مشاهده و وجود یک افراز واضح با ارتفاع حدود ۲۰ متر در رسوبات فن‌های آبرفتی جوان و همچنین وجود چشمه‌های کوچک به صورت خطی در مسیر گسل، نشان‌دهنده فعالیت این گسل در کواترنری پسین می‌باشد. در بخش‌های نزدیک به افراز گسل، رسوبات گراولی تقریباً با شیب نزدیک به قائم دچار چرخش شده و به وسیله گسل‌های راندگی کوچک‌زاویه‌ای قطع گردیده‌اند. چین‌خوردگی و گسل‌های راندگی به وضوح نشان‌دهنده مؤلفه کوتاه‌شدگی در راستای این گسل است (Walker et al., ۲۰۱۰) (شکل ۱۲). گرچه ایشان در وجود مؤلفه امتدادلغز راستگرد در راستای این گسل تردید داشته و نتوانستند شواهد قطعی‌ای از این حرکات امتدادلغز را در راستای این گسل پیدا کنند اما در چند مکان نیز می‌توان استنباطی از حرکات امتدادلغز را داشت. در نزدیکی باغان (Baghain) گسل مجموعه‌ای از فن‌های آبرفتی قدیمی را قطع نموده است. به نظر می‌رسد که این مخروط‌افکنه‌ها و رودخانه‌های حفرکننده آنها در نتیجه فعالیت گسل حداقل به میزان ۱۰۰ متر دچار جابجایی راستگرد شده‌اند. ظاهراً مؤلفه امتدادلغز در

مکان‌هایی که امتداد گسل به شمالی- جنوبی و نزدیک به راستای برش‌های راستگردی که توسط شبکه GPS اندازه‌گیری شده است (Vernant et al., ۲۰۰۴) نزدیک گردد مؤلفه امتدادلغز گسل افزایش می‌یابد (Walker et al., ۲۰۱۰).



شکل ۱۱: جایگاه گسل جورجافک که بر روی داده رقومی- توپوگرافی SRTM با تفکیک‌پذیری ۹۰ متر مشخص گردیده است.

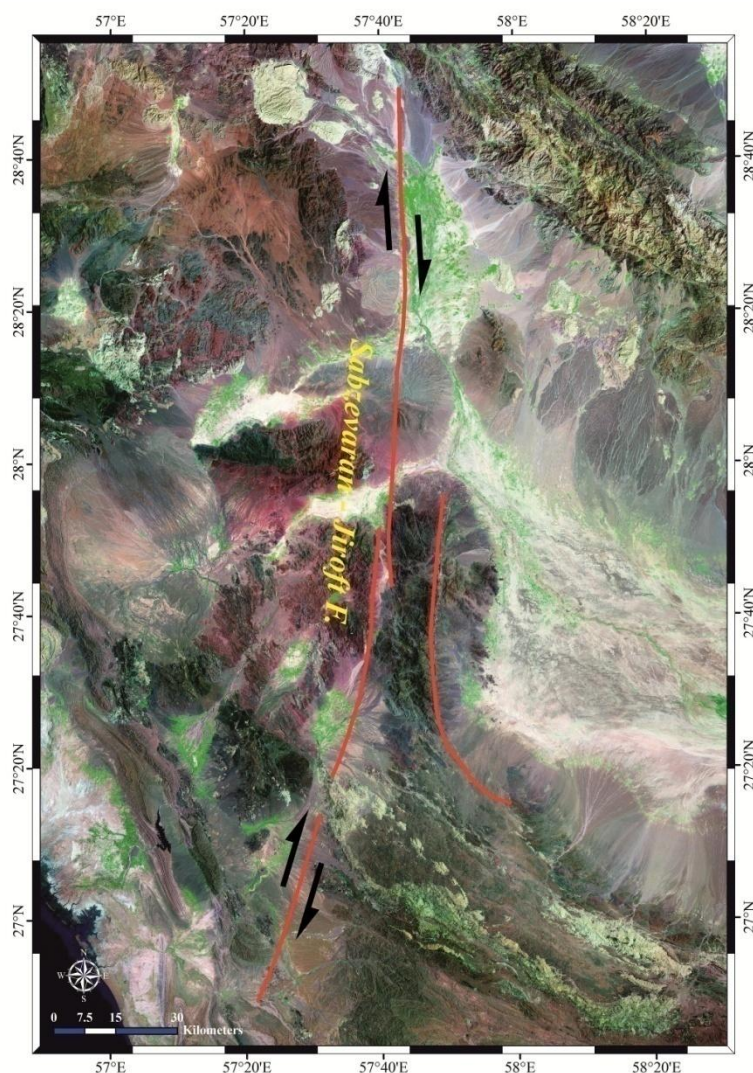


شکل ۱۲: تصاویر صحرایی از گسل جورجافک. (آ) تصویر ماهواره‌ای ASTER از افراز رو به شمال‌خاور گسل جورجافک. (ب) نگاه رو به شمال‌باختر گسل جورجافک. افراز رو به خاور گسل به وضوح در فن‌های آبرفتی قابل مشاهده می‌باشد. (ث) پروفیل گسل در نزدیکی روستای جورجافک. این افراز ۲۰ متری توسط مجموعه‌ای از گسل‌های راندگی قطع گردیده است. رسوبات مخروط‌افکنه بر روی فرادیواره گسل تقریباً به صورت عمودی دچار کج‌شدگی گشته و این موضوع را نشان می‌دهد که بیشتر تغییر شکل سطحی از

نوع چین خوردگی است. (د تصویر شماتیک از تصویر ث. ی) دید رو به شمال از گسل جورجافک که یک دشت آبرفتی پهن را قطع نموده است. اثر بسیار خطی همراه با تصاویر توپوگرافی نشان دهنده مؤلفه امتدادلغز در این قسمت می باشد (Walker et al., ۲۰۱۰).

۶-۲- سیستم گسلی سبزواران- جیرفت (Sabzevaran-Jiroft Faults):

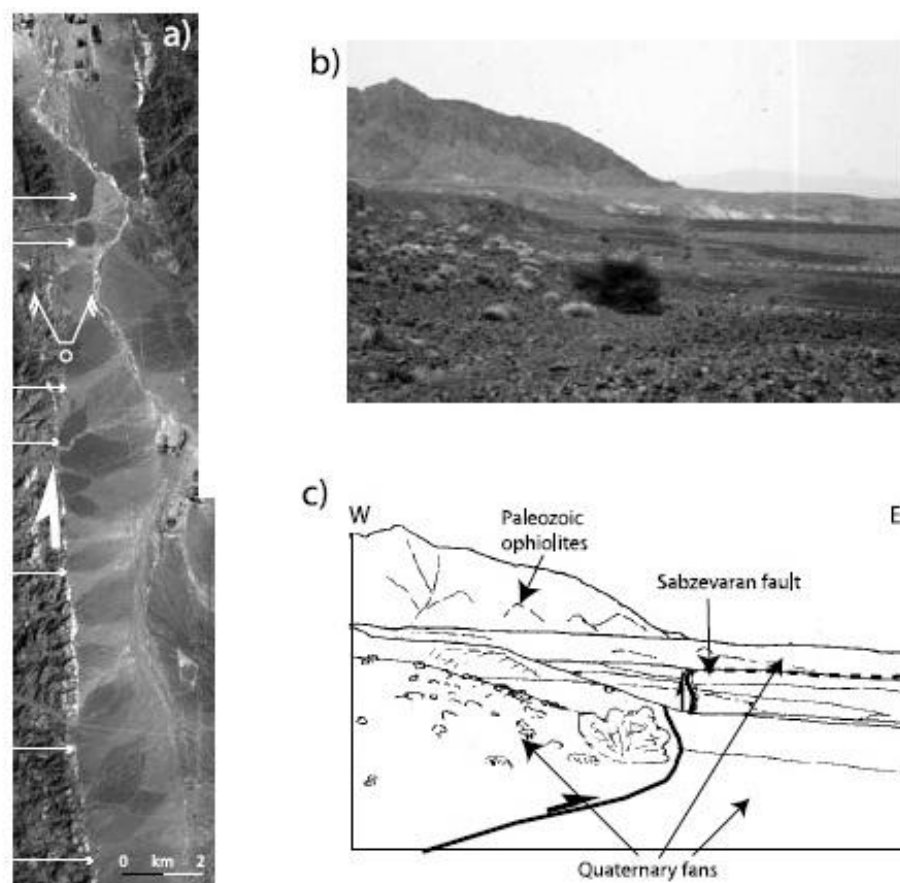
گسل های سبزواران و جیرفت با امتداد شمالی- جنوبی به صورت یک اثر گسل خطی مشخص بوده و جبهه خاوری دو هورست افیولیتی باریک و مستقیم به سن های پالئوزوئیک و مزوزوئیک را محدود می نماید (McCall et al., ۱۹۸۵ ; Kananian et al., ۲۰۰۱). طول گسل سبزواران که گسل باختری از این مجموعه را تشکیل داده است ۶۰ کیلومتر بوده و از چند پاره گسل با میانگین طول های بین ۲۶ تا ۳۲ کیلومتر تشکیل شده است. گسل جیرفت که گسل خاوری از این سیستم گسلی محسوب می شود، تشکیل دهنده مرز باختری فروافتادگی جازموریان بوده و دارای طول ۷۵ کیلومتر می باشد که از قطعاتی با طول های متفاوت ۱۰ تا ۴۰ کیلومتری تشکیل شده است (شکل ۱۳). اثر خطی هر دو گسل نشان دهنده شیب نزدیک به قائم آنها در حدود ۸۰ درجه به سمت باختر بوده و سازوکار امتدادلغز راستگرد گسل را می توان برای فعالیت های اخیر آن با توجه به جابجایی های صورت پذیرفته استنباط نمود. افراز جوان گسل که نشان دهنده مسیر گسل می باشد توسط یک پهنه ۱۵ کیلومتری تغییر شکل نیافته جدا شده است.



شکل ۱۳: موقعیت گسل سبزواران - جیرفت بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص شده است.

هر دوی این گسل‌ها بر روی مخروط‌افکنه‌های کواترنری تاثیر گذاشته و شواهدی از عوارض زمین‌ریختی مانند حوضه کششی (sag-pond)، پشته تکتونیکی، جابجایی افقی رودخانه و غیره فعالیت جوان گسل را مشخص می‌کنند. بخش شمالی هر دو گسل جیرفت و سبزواران به وسیله توزیع تغییرشکل در یک محدود گسترده، که به صورت یک پایانه دم‌اسبی (horsetail) می‌باشد، مشخص گشته است. پایانه جنوبی گسل سبزواران توسط تعدادی از پاره گسل‌های با امتداد نزدیک به شمال‌باختر به گسل جیرفت متصل شده و در ادامه هر دو گسل به راندگی مکران در لبه جنوبی فروافتادگی جازموریان متصل می‌گردند (Regard et al., ۲۰۰۴ & ۲۰۰۵) (شکل ۱۴). انتهای شمالی گسل سبزواران و انتهای جنوبی گسل گوک با یکدیگر همپوشان بوده و هم‌ترازی NW-SE چین‌خوردگی‌ها نشان‌دهنده یک برش راستگرد است که در طول گسل گوک تمرکز نیافته است. هرچند که به نظر می‌رسد تغییرشکل شدید در حدفاصل بین گسل سبزواران و گوک احتمالاً در اثر چرخش پادساعتگرد گسل‌های امتدادلغز در ایران مرکزی ایجاد شده است (Walker & Jackson, ۲۰۰۴). به نظر

می‌رسد که گسل‌های فعال، گسل راستگرد سبزواران در جنوب‌خاور ایران را به سایر گسل‌های داخل ایران مرتبط کرده و پایانه شمال‌باختری سیستم گسلی جیرفت- سبزواران تغییر شکل را به سیستم گسلی گوک- نایبند و سپس به البرز منتقل می‌نمایند. نرخ لغزش سیستم گسلی سبزواران- جیرفت با توجه به نتایج حاصل از سن‌سنجی 6.2 ± 0.7 mm/yr تخمین زده شده است (Walker, ۲۰۰۶ ; Regard et al., ۲۰۰۵).

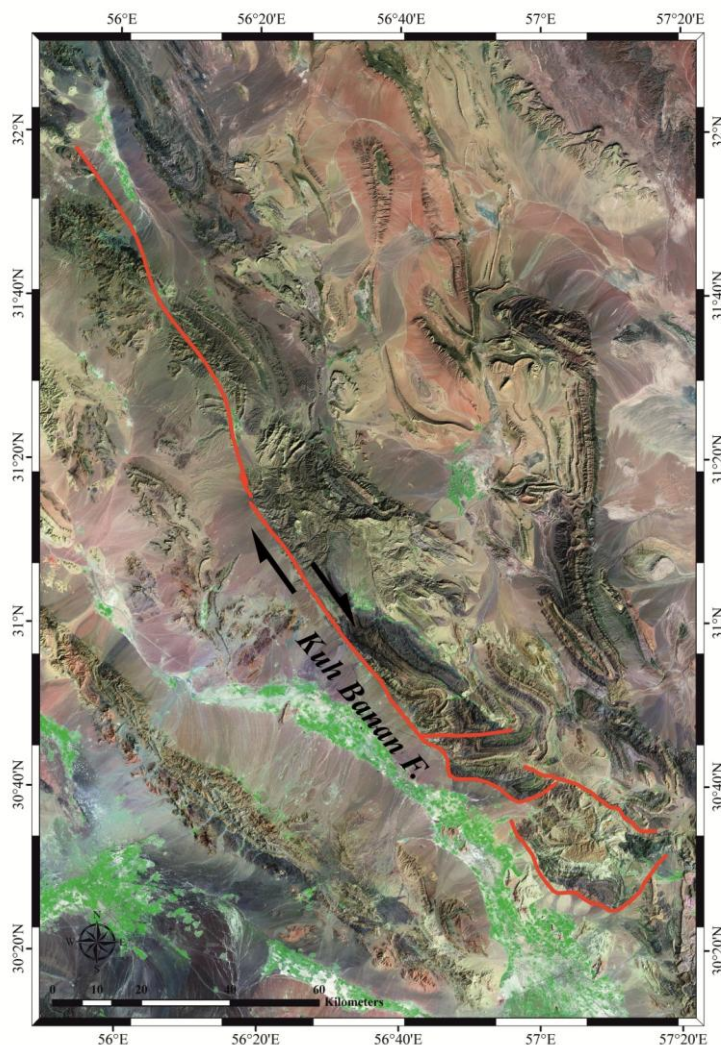


شکل ۱۴: (آ) تصویر ماهواره‌ای SPOT از گسل سبزواران. فلش‌های سفید رنگ موقعیت گسل را مشخص نموده‌اند. دایره توخالی موقعیت سایت S۰۲ را نشان می‌دهد. ب و ث) دید رو به شمال از گسل سبزواران در سایت S۰۲ و تصویر گویا شده آن (Regard et al., ۲۰۰۴).

۷-۲- گسل کوهبنان (Kuh-Banan Fault):

گسل کوهبنان ظاهراً در یک منطقه چین‌خوردگی مجزا پایان یافته و دارای امتداد NW-SE است، که چنین امتدادی به راستای گسل‌های دهشیر و انار نسبت به سایر گسل‌های شمالی- جنوبی محصورکننده دشت لوت، نزدیک‌تر می‌باشد (Walker & Jackson, ۲۰۰۴). گسل کوهبنان نیز از جمله گسل‌های راستالغزی است که مرز باختری بلوک لوت را تشکیل داده و دارای سازوکار امتدادلغز راستگرد می‌باشد (شکل ۱۵). مقدار نرخ لغزش این گسل 2 mm/yr برآورد گشته

که این مقدار نسبت به مقدار لغزش گسل‌های مرز خاوری بلوک لوت کمتر می‌باشد (Walker et al., ۲۰۰۴). گسل کوهبنان احتمالاً با کوتاه‌شدگی‌ای ناشی از چرخش پادساعتگرد سازگار می‌باشد، که این نوع از شکل‌گیری برای تغییر شکل شدید ظاهری در محل پیوند میان گسل‌های کوهبنان، نایبند و گوک حساب خواهد شد، و همچنین در جنوب کرمان، چرخش بلوک منجر به کوتاه‌شدگی در جایی خواهد شد که بلوک‌ها به بلوک صلب لوت نزدیک می‌شوند (Walker & Jackson, ۲۰۰۴).



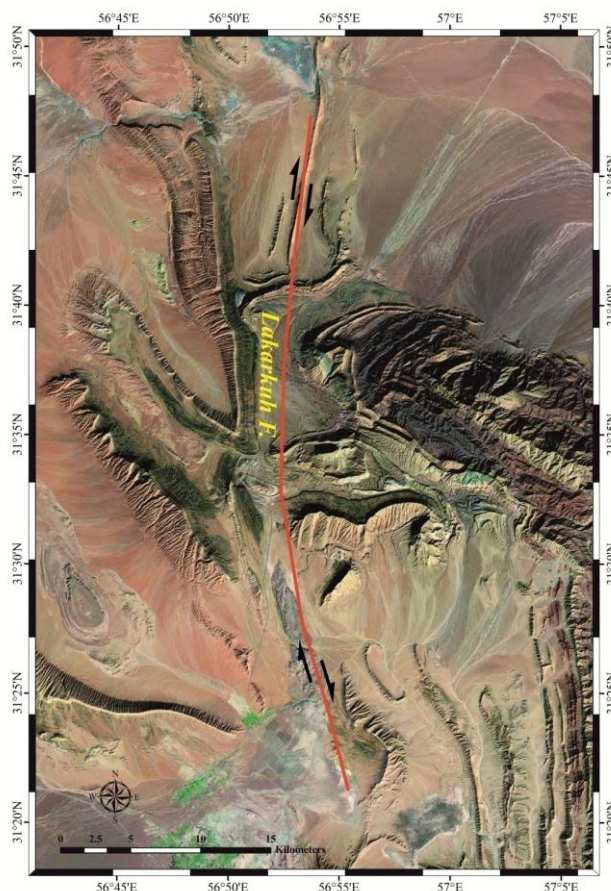
شکل ۱۵: موقعیت گسل کوهبنان که بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص گردیده است.

۸-۲- گسل لکرکوه (Lakar-Kuh Fault):

طول گسل مورد نظر ۱۰۰ کیلومتر و و امتداد آن به صورت شمالی- جنوبی با شیب به سمت باختر می‌باشد، البته در بخش‌های پایانی راستای گسل تغییر یافته به گونه‌ای که در انتهای شمالی این راستا به خاوری- باختری و در انتهای

جنوبی به شمال باختر - جنوب خاور تبدیل می شود. سازوکار کلی گسل راستالغز راست بر همراه با مؤلفه معکوس می باشد (شکل ۱۶).

این گسل باعث رانده شدن واحدهای قدیمی از بخش باختری بر روی نهشته های جوان کواترنری شده است. گسل لکرکوه به موازات و در باختر گسل نایبند و در خاور گسل راور قرار گرفته است. زمین لرزه ویرانگر ۱۹ آوریل ۱۹۱۱ راور که با کشته شدن حدود ۷۰۰ نفر همراه بود، در اثر جنبایی این گسل بوده است. همچنین به نظر می رسد زمین لرزه نوامبر ۱۸۵۴ میلادی هورجند واقع در ۴۰ کیلومتری شمال باختر کرمان با شدت ۸ در ارتباط با این گسل بوده است.

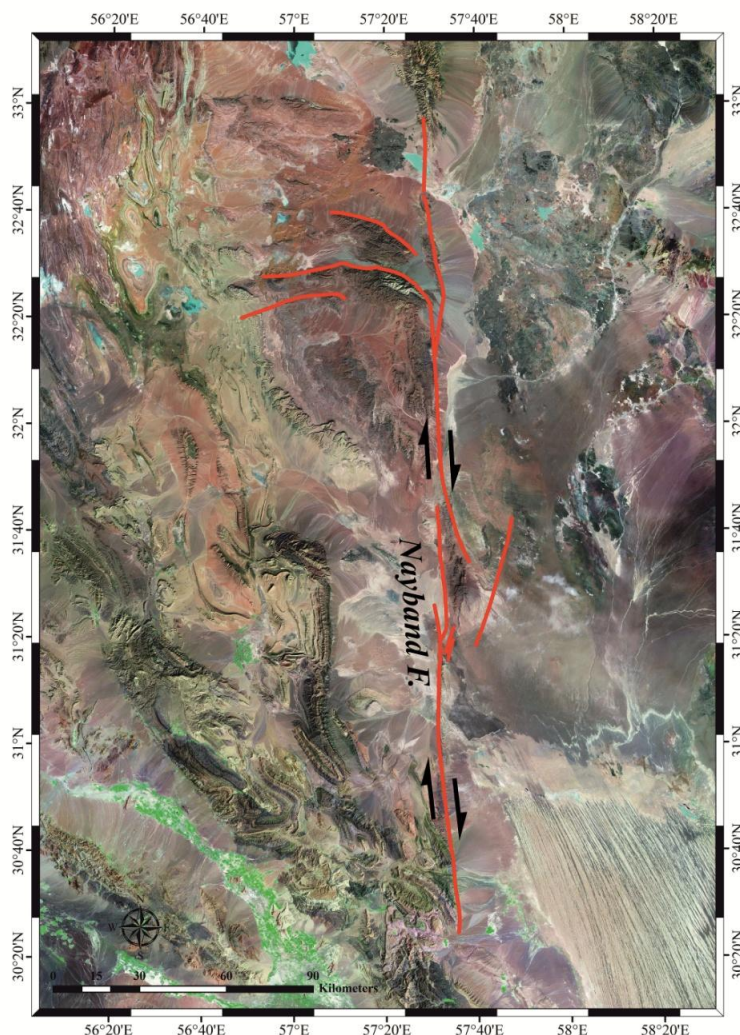


شکل ۱۶: موقعیت گسل لکرکوه که بر روی تصویر ماهواره ای لندست ۵ مشخص شده است.

۹-۲- گسل نایبند (Nayband Fault):

گسل نایبند با طول ۴۰۰ کیلومتر (Berberian, ۱۹۷۶)، ۶۰۰ کیلومتر (Berberian & Yeats, ۱۹۹۹) و ۲۹۰ کیلومتر (Foroutan et al., ۲۰۱۴) واقع در حاشیه باختری دشت لوت به عنوان یکی از بزرگترین گسل های امتدادلغز پیوسته در ایران می باشد. امتداد این گسل به صورت شمالی - جنوبی و سازوکار آن از نوع راستالغز راستگرد است (Foroutan et al., ۲۰۱۴). هیچ نوع زمین لرزه دستگاهی و البته زمین لرزه تاریخی ای بر روی گسل نایبند ثبت نشده که فقدان

ثبت زمین‌لرزه تاریخی ممکن است ناشی از وجود بیابانی خشک در اطراف این گسل باشد (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲)، اما با توجه به تعدادی از فعالیت‌های جوان در رسوبات هولوسن و کوتاترنری (Wellman, ۱۹۶۶) می‌توان انتظار داشت که این گسل توانایی ایجاد زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۸ را خواهد داشت (Berberian & Yeats, ۱۹۹۹).



شکل ۱۷: جایگاه گسل نایبند بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص شده است.

تصاویر ماهواره‌ای لندست نشان‌دهنده یک جریان از لاوای‌های آکالی بازالت در طول خط اثر گسل می‌باشد، که تمرکز جریان این لاواها نسبتاً به سمت مخروط‌های فورانی خود به سمت SSE بوده و فلات گندم بریان را شکل داده است. این مراکز فوران بازالت در نزدیکی بخش چپ‌پله گسل و یک حوضه واكشی (با عرض ۵ کیلومتر و طول ۱۰ کیلومتر) در طول گسل نایبند قرار گرفته است. کشش موضعی در این حوضه واكشی ممکن است که بر روی موقعیت ولکانیسم تاثیر گذاشته باشد (Camp & Griffis, ۱۹۸۲).

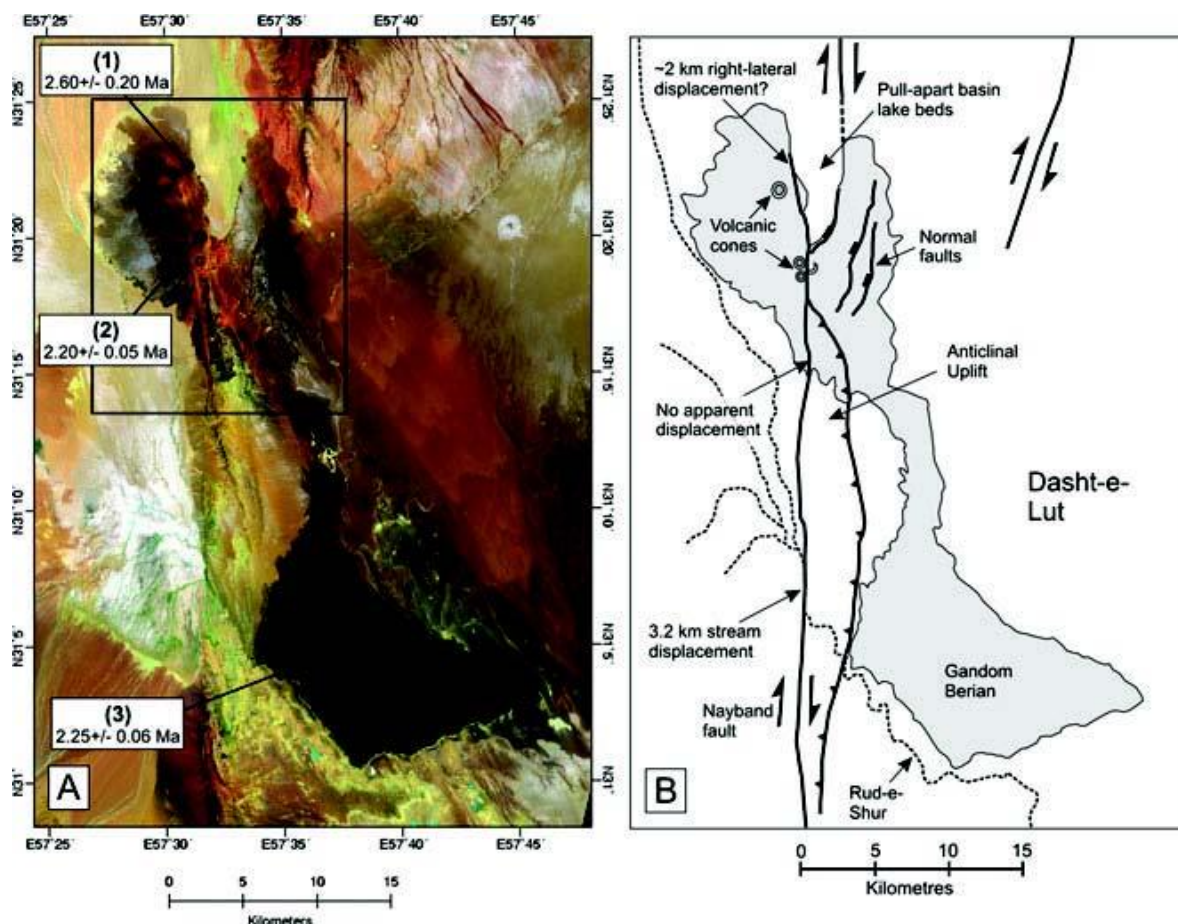
Walker & Jackson (۲۰۰۲) بر این باورند که بازالت‌های گندم بریان از گسل نایبند جوانتر می‌باشند. علاوه بر این آنها ذکر می‌نمایند که رودخانه رودشور که از کوه‌های واقع در باختر گسل نایبند به سمت جنوب‌خاور و داخل دشت لوت جریان می‌یابد، ظاهراً توسط گسل به میزان $3/2$ کیلومتر جابجا شده و همچنین به وسیله حاشیه جنوبی جریان بازالت‌ها تحت تاثیر قرار گرفته و در نتیجه این رودخانه بعد از تشکیل سنگ‌های ولکانیکی جریان یافته است. افزون بر این ایشان ماکزیمم جابجایی حاشیه شمالی بازالت‌ها توسط گسل نایبند را $3/2$ کیلومتر در نظر گرفته و با توجه به نتایج سن‌سنجی K/Ar Conrad et al., (۱۹۸۱) که تقریباً ۲ میلیون سال می‌باشد نرخ لغزش راستگرد گسل نایبند را 1.5 mm/yr به دست آورده‌اند.

Walker et al., (۲۰۰۹) با استفاده از نمونه‌برداری جدید و روش سن‌سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ سعی بر تعیین نرخ لغزش دقیق‌تر گسل نایبند داشته‌اند. ایشان انتظار داشته که میزان نرخ لغزش به سمت شمال در نزدیکی حوضه واكششی کاهش یافته و لغزش از بخش جنوبی گسل به سمت شمال منتقل بشود. چند گسل نرمال NE-SW سطح بالایی بازالت‌ها را قطع کرده اما جابجایی در طول این گسل‌ها کم و کمتر از ۵۰ متر می‌باشد (شکل ۱۸).

با توجه به جابجایی راستگرد ۲ تا ۴ کیلومتری سنگ‌های ولکانیک و نتایج جدید سن‌سنجی که $2.31 - 2.15$ میلیون سال برای بخش اصلی بازالت‌های گندم بریان به دست آمده است، میزان نرخ لغزش گسل نایبند بین $0.9 - 1.9 \text{ mm/yr}$ تخمین زده شده است. برآورد جدید نرخ لغزش با نرخ لغزشی که پیش از این توسط Walker & Jackson (۲۰۰۲) به میزان 1.5 mm/yr تخمین زده شده بود، سازگار می‌باشد. این مقدار از نرخ لغزش تنها بخش بسیار کوچکی از نرخ برش راستگرد 16 mm/yr که به وسیله شبکه GPS در خاور ایران اندازه‌گیری شده است (Vernant et al., ۲۰۰۴)، را تشکیل می‌دهد (Walker et al., ۲۰۰۹).

در جدیدترین مطالعات (Foroutan et al., ۲۰۱۴) با حفر ترانشه‌ای بر روی این گسل به انجام مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی اقدام نموده است. ایشان با استفاده از دو روش سن‌سنجی ^{36}Cl CRE و OSL سن نمونه‌های دو سایت که در طول گسل به میزان 1 ± 9 متر و 15 ± 195 متر جابجا شده‌اند به ترتیب $0.6 \pm 6.8 \text{ ka}$ و $100 \sim \text{ka}$ به دست آورده که بر این اساس نرخ لغزش حداقل و حداکثر 1.08 و 2.45 میلی‌متر بر سال تخمین زده می‌شود. ترکیب شواهد دیرینه‌لرزه‌شناسی همراه با سن‌سنجی OSL ۱۸ نمونه برداشت شده در ترانشه حداقل وقوع چهار زمین‌لرزه با بزرگای $M_w \sim 7$ را در طول حداقل $1.3 \pm 17.4 \text{ ka}$ و دو رخداد قدیمی‌تر یکی قبل از ۲۳ هزار سال و دیگری پیش از 5 ± 70 هزار سال را نشان می‌دهد. رسوبات ۷ هزار سال گذشته وقوع سه رویداد زمین‌لرزه را نشان می‌دهند که نکته جالب اینجاست که زمین‌لرزه‌های یکی به آخر و

دو تا به آخر به ترتیب در 6.5 ± 0.4 ka و 6.7 ± 0.4 ka پیش رخ داده‌اند. وقوع نامنظم زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که رفتار گسل نایبند به زمان وابسته نبوده و احتمالاً در ارتباط با یک الگوی خوشه‌ای است.

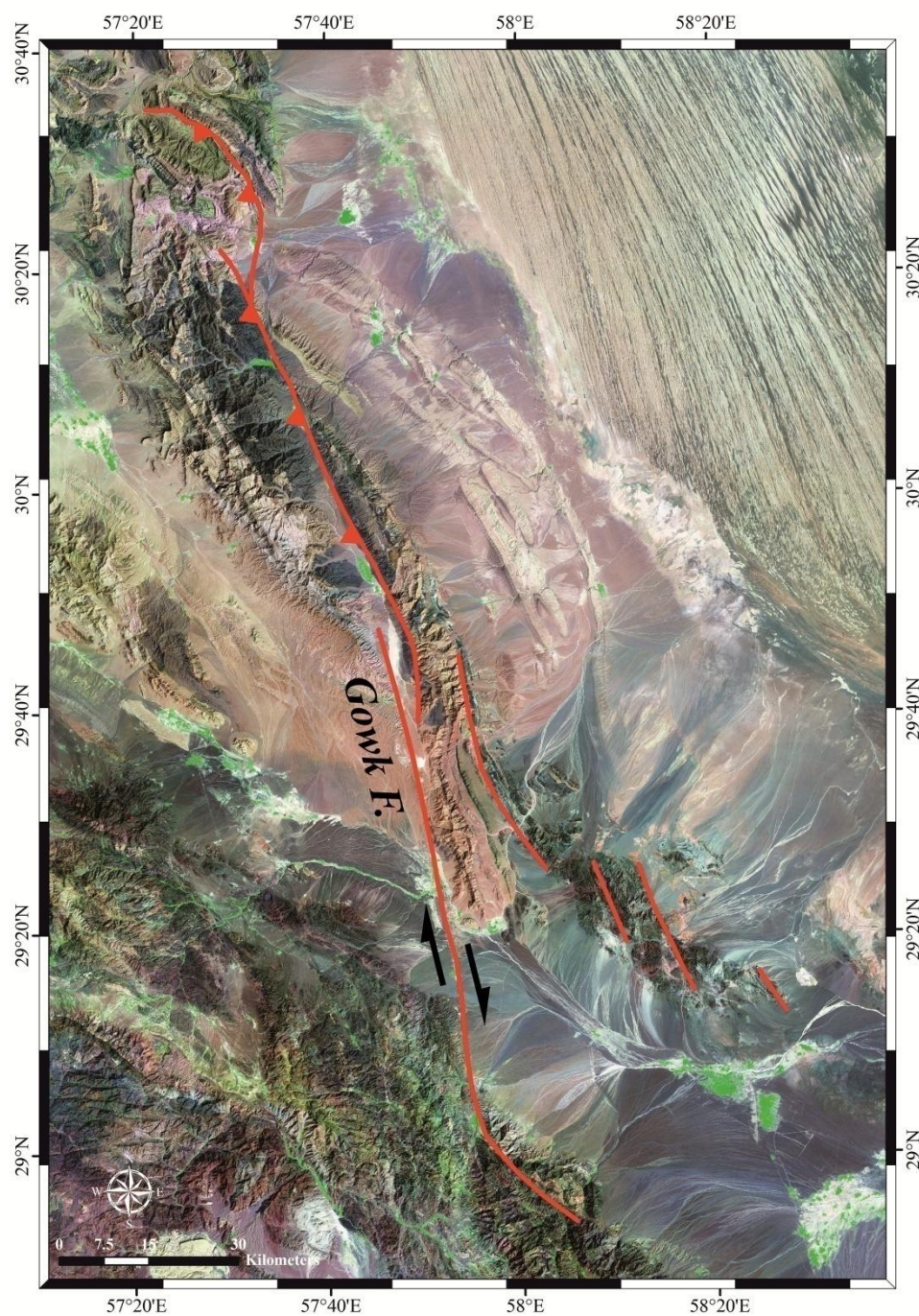


شکل ۱۸: (آ) تصویر لندست TM+ (باند ۷۴۱) از گسل نایبند در اطراف آلکالی بازالت ناحیه گندم بریان. موقعیت نمونه‌برداری $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ در شکل مشخص شده است. (ب) نقشه رخنمون آلکالی بازالت (بخش خاکستری) همراه با ساختارهای اصلی. رودخانه رودشور که مسیر جریان آن در اطراف حاشیه جنوبی آلکالی بازالت‌ها دچار انحراف شده است، جابجایی راستگرد $3/2$ کیلومتری را در محل گسل نایبند نشان می‌دهد. جابجایی واحدهای ولکانیکی در طول گسل به دلیل بالابردگی و افزایش فرسایش در حاشیه جنوبی و دفن‌شدگی جریان‌های حاشیه توسط رسوبات بستر دریاچه در بخش‌های شمالی، سخت می‌باشد (Walker et al., ۲۰۰۹).

۱۰-۲- گسل گوک (Gowk Fault):

نام دیگر گسل گوک، گسل گلباف است. این گسل به عنوان گسل میانی از سیستم گسلی نایبند-گلباف-سبزواران بوده که مرز باختری دشت لوت را تشکیل می‌دهد و در ۷۵ کیلومتری خاور شهر کرمان واقع شده است. طول گسل گوک بیش از ۱۵۰ کیلومتر بوده و دارای امتداد حدوداً ۱۵۵ درجه می‌باشد. چنین امتدادی از گسل نسبت به راستای شمالی-جنوبی برش راستگرد خاور ایران (Vernant et al., ۲۰۰۴) مایل بوده و در نتیجه باعث می‌گردد تا گسل علاوه بر سازوکار امتدادلغز

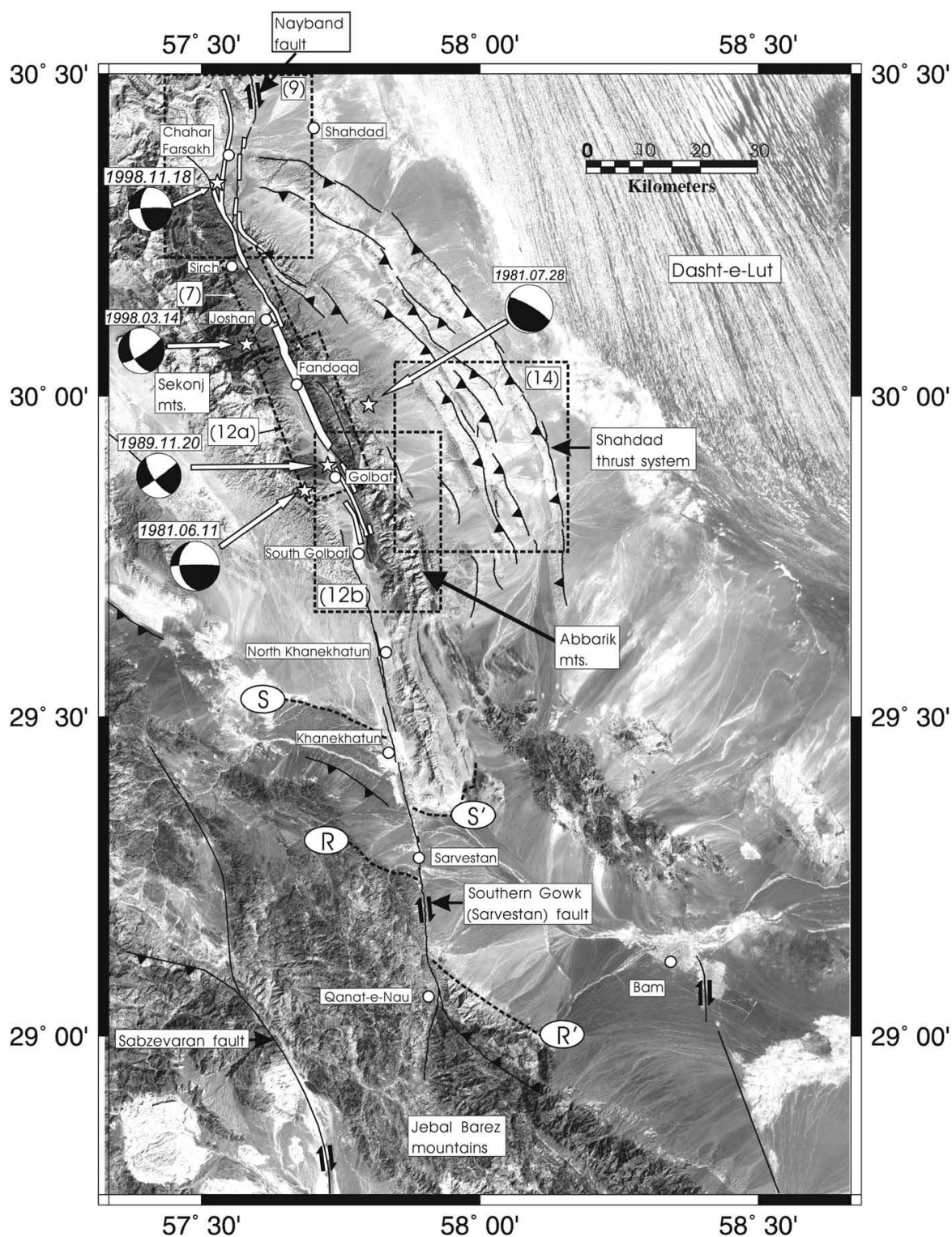
راستگرد دارای مؤلفه کوتاه‌شدگی نیز باشد (Walker et al., ۲۰۱۰) (شکل ۱۹). گسل گوک خود نشان‌دهنده مؤلفه نرمال در سطح می‌باشد همانند آنچه که در زمین‌لرزه فندقا (Berberian et al., ۲۰۰۱) مشاهده شده است. اما در عوض مؤلفه کوتاه‌شدگی آن در طول کمربند چین و راندگی شه‌داد، که موازی با گسل گوک در حاشیه دشت لوت واقع شده است، بروز می‌نماید (Walker & Jackson, ۲۰۰۴ ; Fielding et al., ۲۰۰۴).



شکل ۱۹: موقعیت گسل گوک که بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص گردیده است.

گسل گلباف باعث وقوع ۵ زمین‌لرزه بزرگ با $M_w = 5.4 - 7.1$ در فاصله سال‌های ۱۹۸۱ تا ۱۹۹۸ میلادی شده است. آخرین رویداد ناشی از این گسل مربوط به زمین‌لرزه ۱۴ مارس ۱۹۹۸ فندقا با بزرگای $M_w = 6.6$ می‌باشد که باعث ایجاد گسیختگی سطحی‌ای به میزان ۲۳ کیلومتر و میانگین جابجایی راستگردی به میزان $1/3$ متر شده است (Beberian et al., 2001). به نظر می‌رسد که این گسل می‌تواند مسبب زمین‌لرزه تاریخی ۱۸۷۷ و ۱۹۴۸ نیز باشد (Walker et al., 2010). (شکل ۲۰).

(Walker & Jackson, 2002) با استفاده از بازسازی آبراهه‌ها اقدام به تخمین جابجایی‌های دراز مدت (long-term) در طول گسل گوک کرده‌اند. ایشان علاوه بر تشخیص جابجایی تجمعی ۱۲ کیلومتری در طول این گسل، یک جابجایی ۳ کیلومتری افقی از عوارضی که دارای حفظ‌شدگی خوبی هستند را نیز مشاهده نموده است. با توجه به سن احتمالی گسل گوک و سن سنجی K/Ar از بازالت‌های جابجا شده‌ی واقع در شمال ناحیه مورد مطالعه، ایشان مقدار نرخ لغزش را در حدود $1.5 - 2.4 \text{ mm/yr}$ پیش‌بینی می‌نمایند. تکامل زمین‌ریختی پهنه گسلی در سطح شامل هر دو مؤلفه گسلش نرمال و معکوس می‌باشد، که این موضوع احتمالاً نشان‌دهنده ساختار کژ و تخت (ramp- and- flat) در برش عرضی است. (Walker & Jackson, 2002) معتقد هستند که ماکزیمم میزان جابجایی تجمعی در طول گسل گوک در حدود ۱۵ کیلومتر بوده که براساس جابجایی رودخانه گزنا (Gaznau) به دست آمده است. (Meyer & LeDortz, 2007) با توجه به جابجایی ۱۲ کیلومتری ایجاد شده توسط گسل گلباف و در نظر گرفتن بازه زمانی ۵ میلیون سال برای فعالیت گسل نرخ لغزش پهلوی باختری دشت لوت (گسل‌های گوک و نایبند) را 2 mm/yr برآورد نموده است. (Walker et al., 2010) در مطالعات جدید خود بر این باورند که نرخ لغزش گسل گوک، با توجه به بازسازی $30 \pm 5 \text{ m}$ راستگرد کانال آبراهه‌هایی که سطح دریا‌های قدیمی را حفر نموده‌اند و همچنین نتایج سن‌سنجی به دست آمده از دو قطعه چوب که ماکزیمم سن ۷۰۹ $\pm$ هزار سال را نشان می‌دهند، حداقل $0.7 \pm 3.8 \text{ mm/yr}$ می‌باشد. حال در صورت فرض ثابت بوده این میزان از نرخ لغزش در طی زمان پیش از هولوسن، جابجایی ۱۵ کیلومتری محاسبه شده توسط (Walker & Jackson, 2004) باید در زمانی در حدود $3/3$ تا $4/8$ میلیون سال پیش انجام پذیرفته باشد. از طرف دیگر ایشان معتقد است که اگرچه گسل گوک در ۲۰ سال گذشته دارای ۵ زمین‌لرزه مخرب بوده است، اما بر مبنای حداقل نرخ لغزش 3.8 mm/yr به دست آمده و در صورتی که فرض شود هر رویداد باعث ایجاد گسیختگی‌ای به طول ۳ متر گردد، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها باید کمتر از هزار سال و در حدود ۶۶۰ تا ۹۶۰ سال باشد.



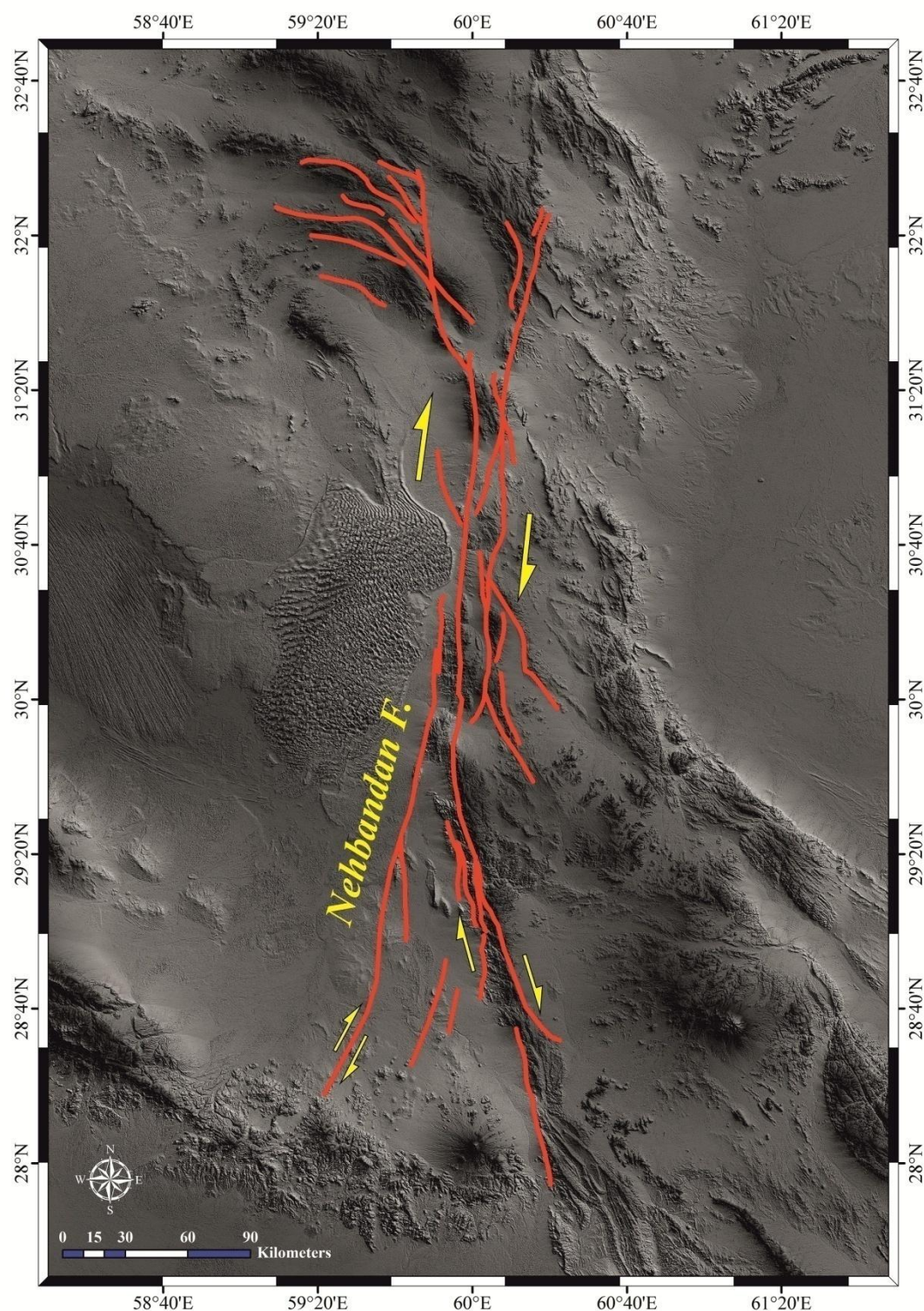
شکل ۲۰: تصویر لندست TM و نقشه موقعیت گسل گوک. کوه‌های سه‌کنج و آب‌باریک به ترتیب گسل را از طرف باختر و خاور محدود نموده‌اند. آبراهه‌ها از کوه سه‌کنج و از میان کوه آب‌باریک به صورت مستقیم به سمت خاور و دشت لوت جریان می‌یابند. خطوط S-S' و R-R' به ترتیب تغییرات متمایز خاک و جابجایی جبهه کوهستان توسط حرکات گسل را نشان می‌دهند. خطوط سفید نشان‌دهنده گسیختگی سطحی زمین‌لرزه ۱۹۸۱ است. جنوب گلباف منطبق با زمین‌لرزه ۱۱ ژوئن گلباف ($M_w=6.6$) و شمال گلباف

مطابق با زمین‌لرزه ۲۸ جولای سیرچ (Sirch) ($M_w=7.1$) می‌باشد. تعدادی از گسیختگی‌های سطحی جنوب گلباف توسط رویداد ۱۹۸۹ جنوب گلباف ($M_w=5.8$) دوباره فعال شده‌اند. زمین‌لرزه مارس ۱۹۹۸ فندقا ($M_w=6.6$) مجدداً باعث گسیختگی ۲۳ کیلومتر از شکستگی سطحی ۱۹۸۱ شده است که با خط باریک سفید مشخص گشته است. سطوح گسلش کوچک مطابق با زمین‌لرزه نوامبر ۱۹۹۸ ($M_w=5.4$) در نزدیکی چهار فرسخ می‌باشد. سازوکار کانونی برگرفته از Engdahl et al. (۱۹۹۸) بوده و ممکن است بین ۲۰-۱۰ کیلومتر خطا داشته باشد. بخصوص در مورد زمین‌لرزه ۱۹۸۱ سیرچ که با یک رویداد کوچک قبل از لحظه‌رهایی اصلی (۴ ثانیه) شروع شده است (Berberian et al., ۱۹۸۴)، بنابراین موقعیت آن براساس زمان رسیدن تعیین شده و احتمالاً نشان‌دهنده گسیختگی اصلی نمی‌باشد. حل سازوکار کانونی برای زلزله‌های جنوب گلباف (۱۹۸۹) و فندقا (۱۹۹۸) از (Berberian et al., ۲۰۰۱) برداشت شده است. مابقی آنها از کاتالوگ CMT هاروارد می‌باشد (Walker & Jackson, ۲۰۰۲).

(Fattahi et al., ۲۰۱۴) با استفاده از اندازه‌گیری‌ها و سن‌سنجی‌هایی که در طول گسل گوک و حوضه گلباف انجام داده است، مقدار نرخ لغزش این گسل را مشخص نموده‌اند. یکی از سایت‌های مورد بررسی ایشان در مخروط‌افکنه‌های آبرفتی بوده است که به میزان حدودی ۶۰ متر دچار جابجایی راستگرد شده و سن نمونه برداشت شده از آن نیز 12.9 ± 0.7 هزار سال می‌باشد. یکی دیگر از سایت‌های مورد مطالعه ایشان از رسوبات بستر دریاچه بوده که با سن 6.3 ± 0.2 هزار سال به میزان ۳۰ متر دچار جابجایی راستگرد شده است. نرخ لغزش‌های اندازه‌گیری شده در این دو سایت به ترتیب به میزان 4.4 و 4.9 mm/yr است که این مقادیر با آنچه که پیش از این به دست آمده در انطباق می‌باشد. علاوه بر این مقدار نرخ لغزش گسل گوک به عنوان یکی از ساختارهای تکتونیکی اصلی ایران که در کواترنری پسین تخمین زده شده است با اندازه‌گیری‌های امروزه GPS همخوانی داشته و مورد تأیید قرار گرفته است (Waporsdorf et al., ۲۰۰۹).

۱۱-۲- گسل نه‌بندان (Nehbandan Fault):

گسل نه‌بندان واقع در بخش خاوری دشت لوت، شامل دو گسل نه خاوری و نه باختری است که با فاصله حدودی ۱۰-۲۰ کیلومتر از یکدیگر قرار گرفته‌اند. طول کلی گسل در حدود ۲۰۰ کیلومتر بوده و به طور کلی دارای سازوکار امتدادلغز راستگرد می‌باشد. گسل نه‌بندان به سمت جنوب در نزدیکی نصرت‌آباد پایان یافته و به نظر می‌رسد که در این قسمت به گسل‌های کهورک و نصرت‌آباد می‌پیوندد، و به سمت شمال این گسل درون پهنه‌ای از چندین گسل امتدادلغز و راندگی شامل بیرجند (Birjand)، پورنگ (Purang)، گزیک (Gazik) و آوز (Avaz) قرار می‌گیرد (شکل ۲۱).



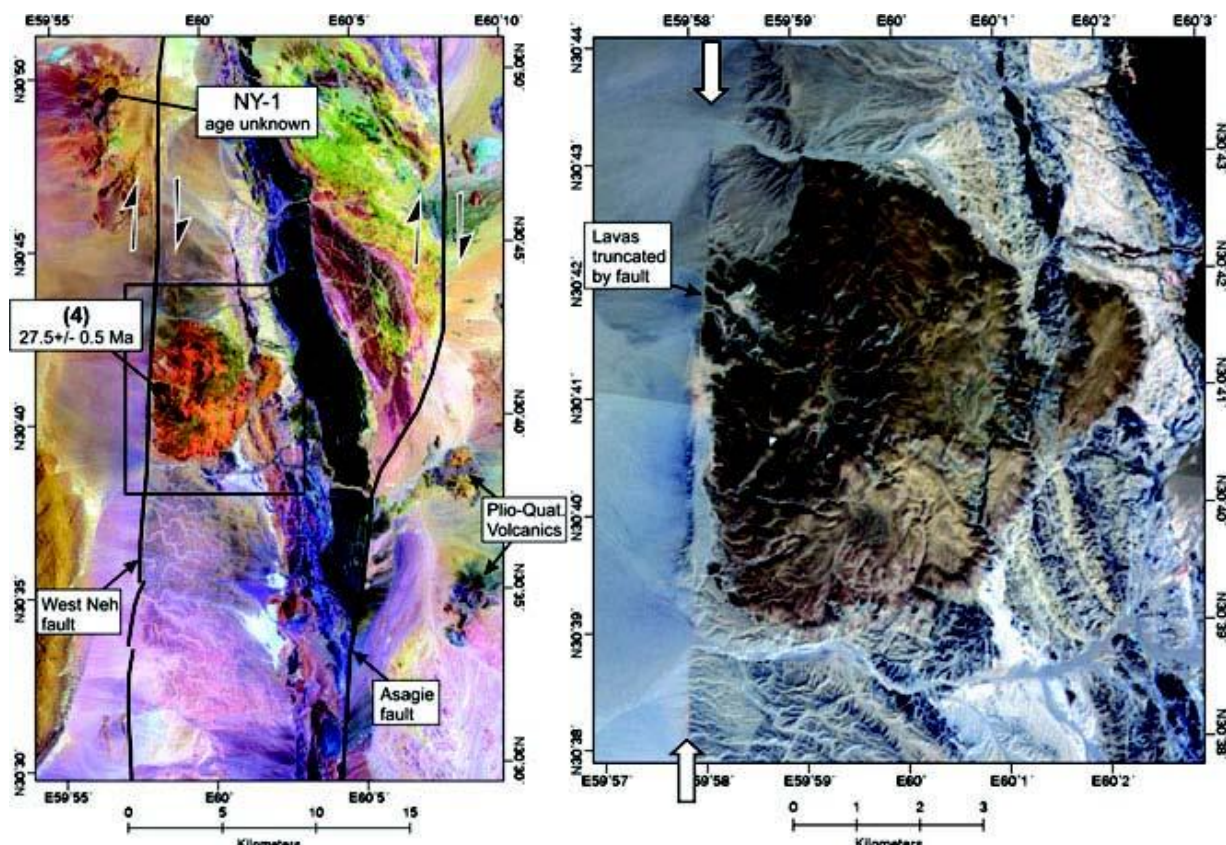
شکل ۲۱: موقعیت گسل نهبندان که بر روی داده رقومی- توپوگرافی Aster با تفکیک پذیری ۳۰ متر مشخص شده است. گسل های گزیک و آوز در بخش های شمالی به گسل آبیز (Abiz) پیوسته، که این گسل ها شامل قطعاتی هستند که در طول زمین لرزه های قرن بیستم همانند زمین لرزه ۱۹۹۷ زیر کوه (Mw=۷٫۲) (Berberian et al., ۱۹۹۹) گسیخته شده اند. در پایانه شمالی و در نهایت، گسل آبیز به گسل چپگرد دشت بیاض متصل می گردد. گسل نه خاوری از دو پاره گسل اصلی

که طول هر کدام از آنها تقریباً در حدود ۱۰۰ کیلومتر می‌باشد، تشکیل شده است (Walker & Jackson, ۲۰۰۴)، که پاره گسل جنوبی را گاهی تحت عنوان گسل آساگی باختری (West Asagie) (Aghanabati, ۱۹۹۱) نیز می‌نامند. در طول گسل نه خاوری همانند منطقه خونیک (Khunik) می‌توان جابجایی‌های راستگردی از مسیر حفر رودخانه را مشاهده نمود. گسل نه خاوری و پاره گسل آساگی باختری به عنوان مرزهای جنوبی منطقه خونیک در عرض ۳۱ درجه شمالی محسوب می‌شوند. تعیین یک ارتباط مستقیم میان گسل‌های نه خاوری و آساگی باختری مشکل بوده، اگرچه که آنها حداقل دارای ۲۰ کیلومتر بخشهای هم‌پوشان بوده و احتمالاً در این ناحیه تغییر شکل‌های فعال قابل توجهی از سنگ بستر کوهستان وجود دارد (Walker & Jackson, ۲۰۰۴). توالی‌های متمایز افیولیتی از پریدوتیت‌های کرتاسه پسین و توریدایت‌های ترشیاری و فیلیت‌های کمپلکس نه در طول پاره گسل‌های جنوبی (آساگی باختری) دچار جابجایی حداقل ۵۰ کیلومتری شده‌اند (Saidi, ۱۹۸۹ ; Eftekhar-Nezhad, ۱۹۹۱). (Tirrul et al., ۱۹۸۳). براساس جابجایی ظاهری کمپلکس نه به صورت کامل میزان این جابجایی را ۶۵ کیلومتر در نظر می‌گیرد.

گسل نه باختری به عنوان گسل باختری، سیستم گسلی سیستان بوده و یک اثر واضح را در میان آبرفت‌های جوان همراه با یک افراز رو به باختر، از خود نشان می‌دهد. در پایانه شمالی جابجایی‌ها شامل مجموعه‌ای از فیلیت‌های ژوراسیک و باریکه مواد افیولیتی کرتاسه می‌باشد (Eftekhar-Nezhad, ۱۹۹۰). تعیین دقیق جابجایی‌های تجمعی این سنگ‌ها به دلیل زاویه بسیار کم میان امتداد، گسل نه باختری و راستای لیتولوژیکی سخت می‌باشد، اما به طور تقریبی میتوان این مقدار را در حدود ۱۰ کیلومتر در نظر گرفت (Walker & Jackson, ۲۰۰۴) (شکل ۲۲).

(Meyer & LeDortz ۲۰۰۷) با آنالیز تصاویر با کیفیت بالای ماهواره‌های SPOT^۵ & Quikbird فن‌های آبرفتی جوانی را که توسط گسل‌های امتداد لغز در خاور و مرکز ایران دچار جابجایی شده‌اند مورد بررسی قرار داده‌اند. بازسازی جابجایی مخروط‌افکنه‌ها همراه با در نظر گرفتن سن هولوسن یعنی $ka \pm 12$ ، نرخ لغزش گسل نه‌بندان را $2.5 - 1.75$ mm/yr برای گسل نه خاوری، $5 - 1$ mm/yr برای گسل نه باختری و $2.5 - 1$ mm/yr برای گسل آساگی به دست آورده‌اند. نرخ لغزش $2.5 - 1.75$ mm/yr به دست آمده برای گسل‌های نه خاوری و نه باختری با پیش‌بینی نرخ 14 mm/yr که توسط Walker & Jackson (۲۰۰۴) برای سیستم گسلی خاور ایران به دست آمده است، همخوانی دارد. حال با فرض ثابت بودن نرخ لغزش هولوسن ($7.5 - 2.75$ mm/yr) از زمان شروع حرکت گسل و از طرف دیگر با توجه به جابجایی کلی ۶۰ کیلومتری در طول گسل نه‌بندان، زمان این حرکت بین ۸-۲۲ میلیون سال برآورد می‌گردد (Meyer & LeDoetz, ۲۰۰۷). Walker et al., (۲۰۰۹). با توجه به جابجایی مراکز فوران لاواها حداقل به میزان ۲ کیلومتر در بازه

زمانی تقریباً ۱/۶ – ۱/۸ میلیون سال نرخ لغزش گسل نه خاوری را ۱.۲ mm/yr به دست آورده‌اند. مقدار مینیمم نرخ لغزش به دست آمده توسط ایشان با آنچه که Meyer & LeDortz (۲۰۰۷) پیش از این با استفاده از بازسازی جابجایی مخروط‌افکنه‌های آبرفتی به دست آورده‌اند در تناقض نمی‌باشد.

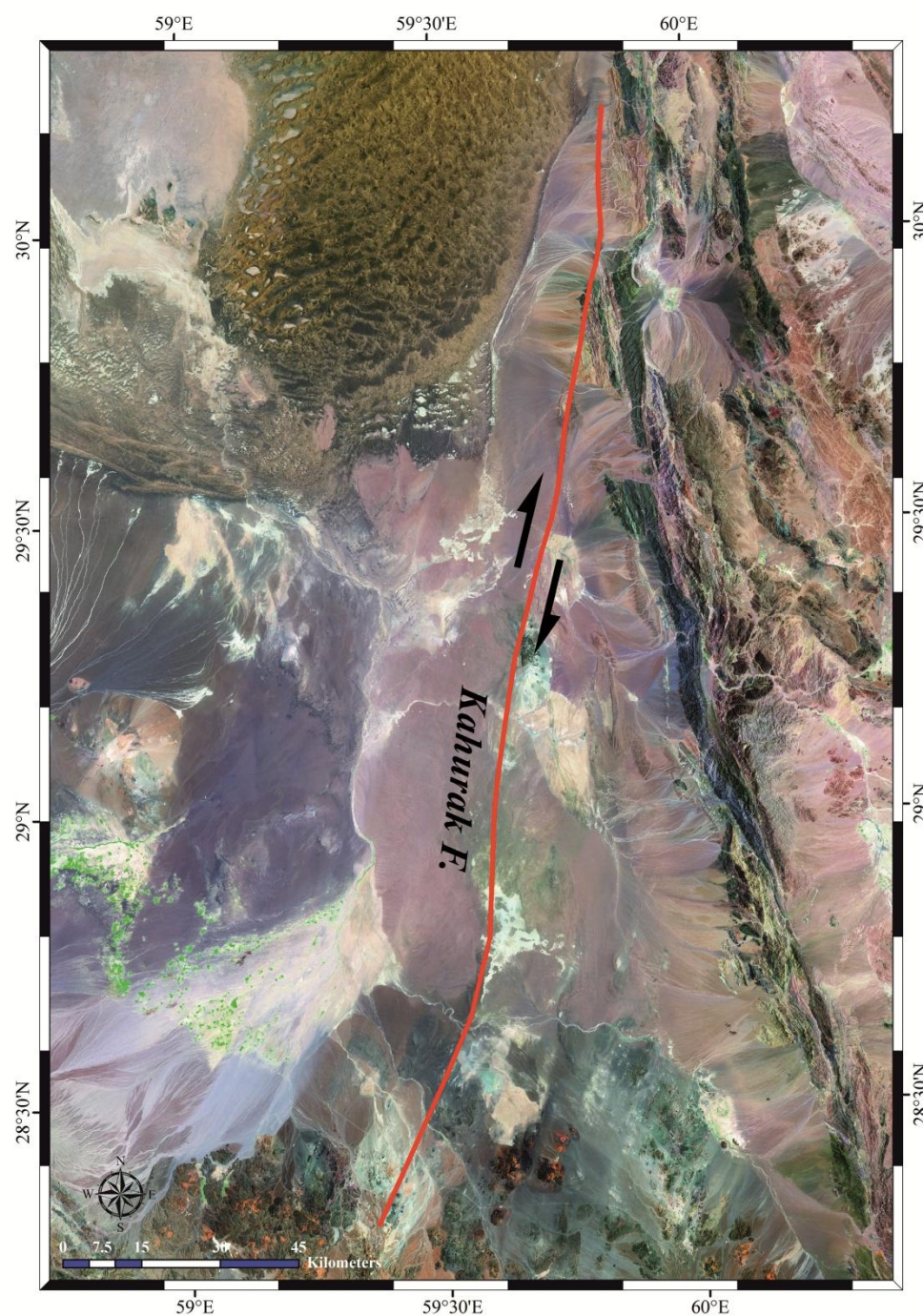


شکل ۲۲: (آ) تصویر لندست TM (۷۴۱ RGB) از گسل نه باختری و گسل آساگی که با خطوط مشکی نشان داده شده است. در شمال تصویر گسل آساگی با یک شکل پله‌ای به سمت باختر تغییر مسیر یافته است. (ب) تصویر ASTER بسته از جریان آندزیتی قرار گرفته بر روی گسل نه باختری. لاوا از سمت پهلوی باختری توسط گسل دچار قطع‌شدگی شده است. هرچند که الگوی رخنمون‌ها نشان می‌دهد که مرکز ولکانیک‌ها در خاور خط اثر گسل قرار گرفته است (Walker et al., ۲۰۰۹).

۱۲-۲- گسل کهورک (Kahurak Fault):

گسل کهورک به عنوان دنباله جنوبی گسل نه‌بندان در لبه خاوری دشت لوت قرار گرفته است. سازوکار این گسل نیز همانند گسل‌های خاور ایران از نوع امتدادلغز راستگرد می‌باشد. بخش شمالی گسل کهورک، واقع در جنوب‌باختر گسل نه باختری با بخش جنوبی این گسل دارای همپوشانی در حدود ۳۰ کیلومتر می‌باشد (شکل ۲۳). Meyer & LeDortz, (۲۰۰۷) با بررسی عوارض زمین‌ریختی مختلف که توسط گسل‌های متفاوت دچار جابجایی شده‌اند سعی بر برآورد و تخمین نرخ لغزش گسل‌های فعال خاور و مرکز ایران داشته‌اند. یکی از سایت‌های مورد بررسی ایشان بر روی

گسل کهورک واقع شده است. ایشان در سایت واقع در لبه جنوبی ناحیه همپوشان دو گسل کهورک و نه باختری توانسته تا نشانه‌هایی از حرکات جوان را مشاهده نماید. در این قسمت گسل کهورک موجب قطع شدن چند فن آبرفتی شده و بررسی‌های دقیق‌تر نشان می‌دهد که یک رودخانه مئاندری در سطح مخروط‌افکنه قدیمی جریان داشته و با جابجایی ۳۵ متری مطابق می‌باشد. بازسازی مقادیری از حرکات راستگرد باعث هماهنگی مجدد لبه شمالی مخروط‌افکنه شده اما در جبهه جنوبی ناهماهنگی ایجاد می‌گردد. که این موضوع می‌تواند ناشی از جوان شدن مجدد حفر رودخانه توسط بالآمدگی دشت سیلابی رودخانه اصلی در خاور گسل باشد. سایت موجود بر روی گسل کهورک نیز به طور مشابه با سایر گسل‌های قسمت شمالی نرخ لغزش حدودی $3.5 - 2.5 \text{ mm/yr}$ را برای بخش شمالی این گسل نشان می‌دهد اگر این بر آورد بر مبنای یک نقطه است و از اطمینان کمتری برخوردار است. (Meyer & LeDortz, ۲۰۰۷).

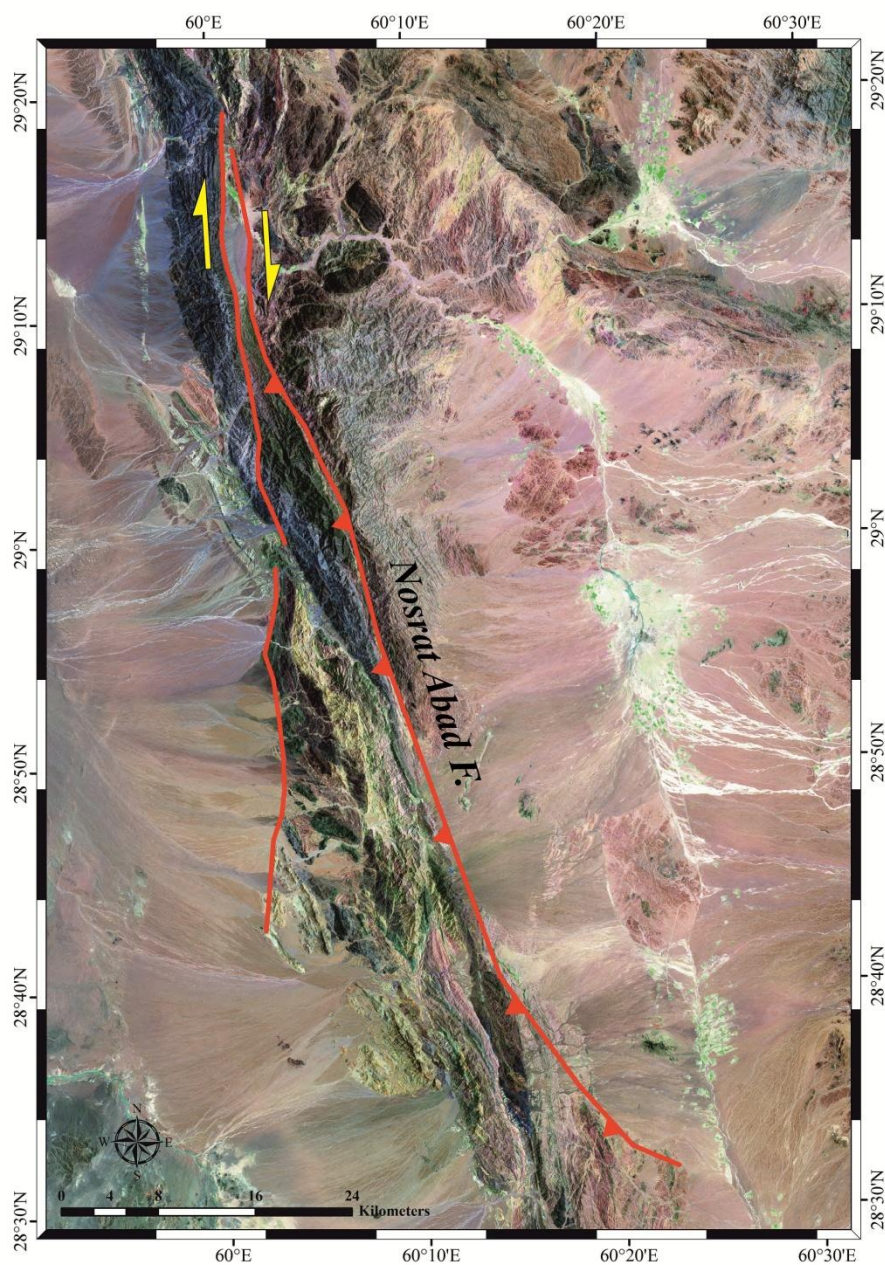


شکل ۲۳: موقعیت گسل کهورک که بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص شده است.

۱۳-۲- گسل نصرت‌آباد (NosratAbad Fault):

طول گسل نصرت‌آباد در حدود ۱۹۵ کیلومتر و دارای راستای شمالی- جنوبی با شیب ۷۰- ۸۰ درجه به سمت خاور می‌باشد. این گسل نیز دنباله جنوبی گسل نه‌بندان بوده و مرز خاوری بلوک لوت را تشکیل می‌دهد. سازوکار آن نیز همانند سایر

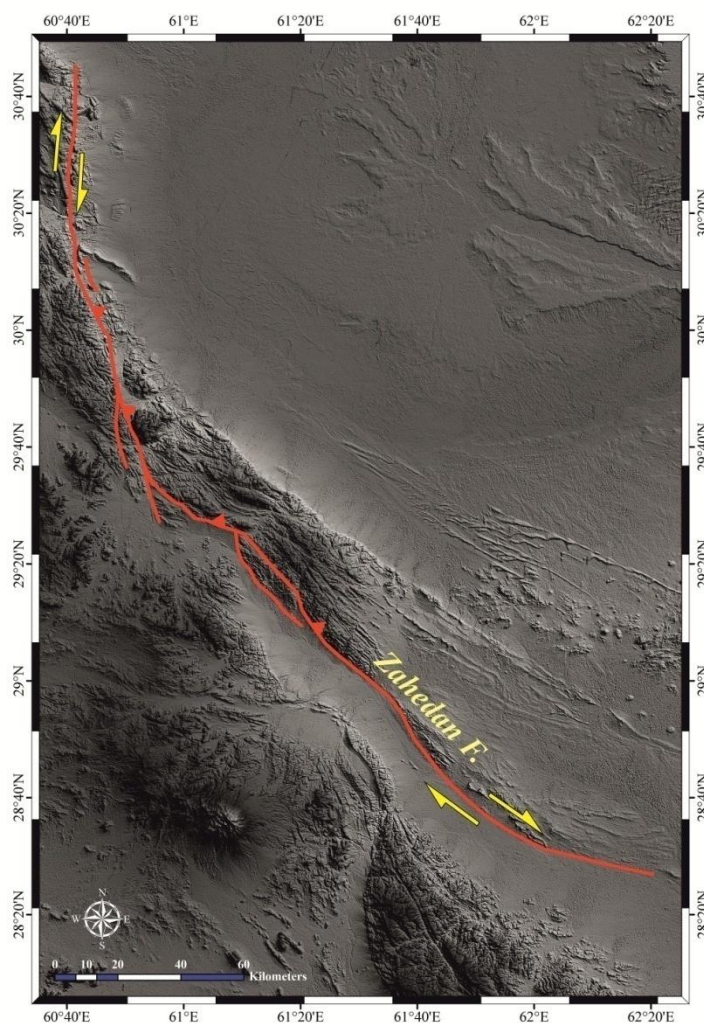
گسل‌ها از نوع امتدادلغز راستگرد می‌باشد البته می‌توان مؤلفه شیب‌لغز معکوس را نیز در آن مشاهده نمود (شکل ۲۴). دو زمین‌لرزه تاریخی ۱۴۹۳ با بزرگای ۷ و زمین‌لرزه ۱۸۳۶ یا ۱۸۳۸ نصرت‌آباد با بزرگای ۷ که با گسیختگی سطحی ۷۰ کیلومتری همراه بوده است در اثر جنبش گسله نصرت‌آباد روی داده است (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲ ; Berberian & Yeats, ۱۹۹۹).



شکل ۲۴: جایگاه گسل نصرت‌آباد بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص شده است.

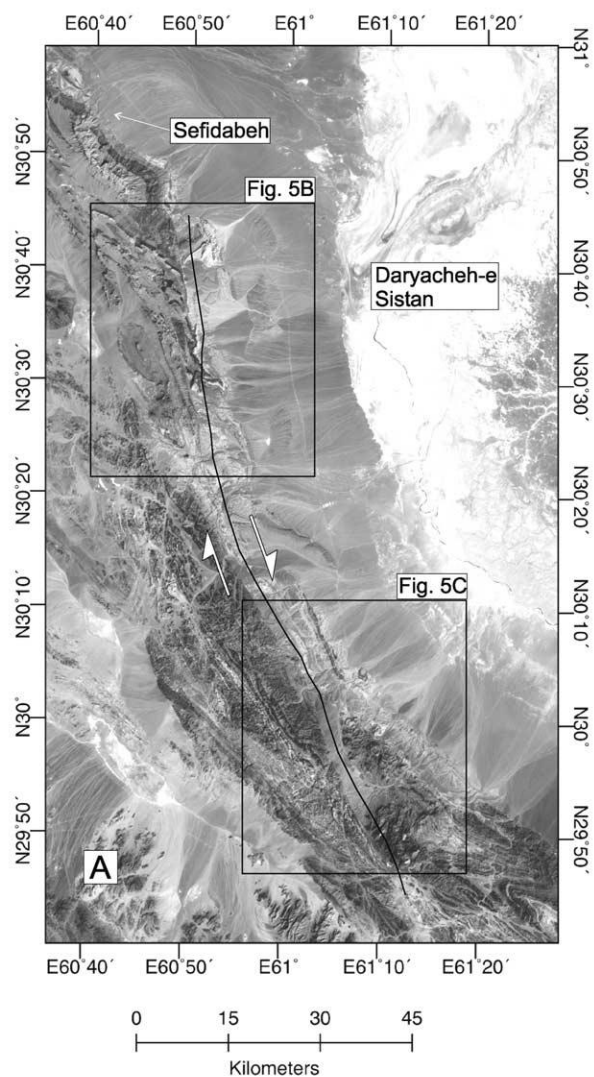
۴-۱-۲- گسل زاهدان (Zahedan Fault):

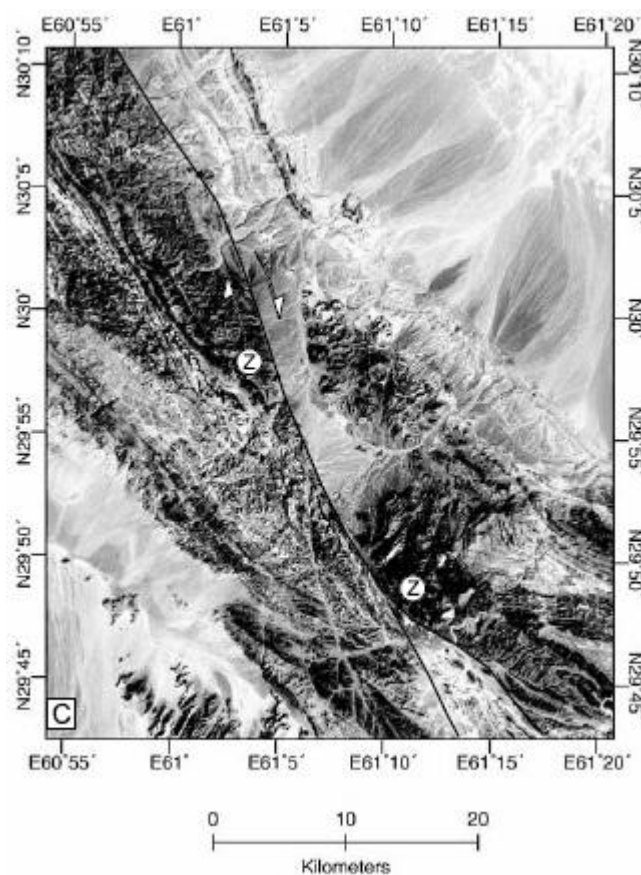
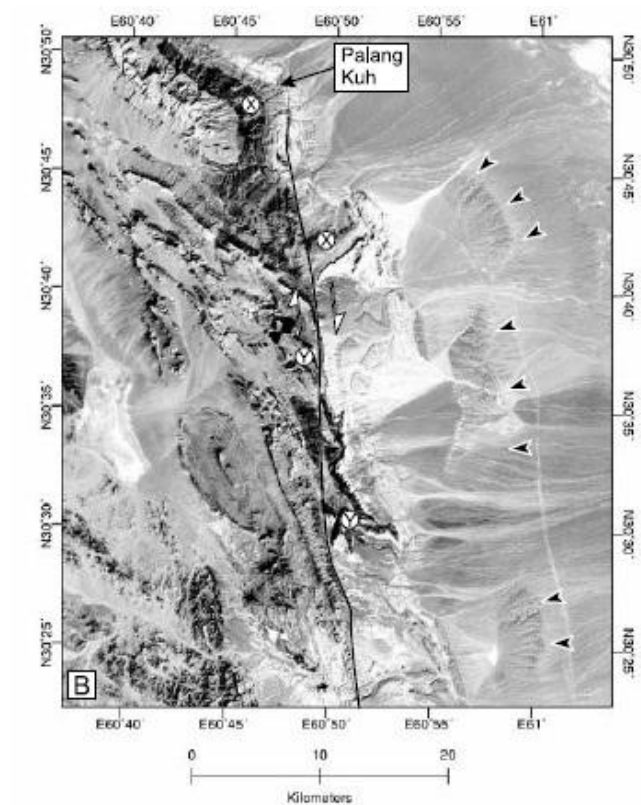
گسل زاهدان با طول ۱۵۰ کیلومتر و امتداد شمالی- جنوبی در بخش خاوری ایران قرار گرفته است. حرکات مایل در طول این پهنه گسلی ظاهراً به دو مؤلفه مجزای امتدادلغز و راندگی تفکیک می‌گردد. به نظر می‌رسد که حرکت بر روی گسل زاهدان به شکل امتدادلغز محض صورت می‌پذیرد (Berberian et al., ۲۰۰۰; Freund, ۱۹۷۰) اما تعدادی از چین‌های شمالی- جنوبی که باعث بروز تپه‌های کوچک در آبرفت‌های خاور گسل زاهدان شده‌اند منطبق با مؤلفه کوتاه‌شدگی است (شکل ۲۵). در پایانه شمالی، گسل زاهدان در پالانگ کوه (Palang Kuh) در راندگی پنهان سفیدآبه که در زمین‌لرزه ۱۹۹۴ دچار گسیختگی شده است، پایان می‌یابد (Berberian et al., ۲۰۰۰). Freund (۱۹۷۰) با استفاده از جابجایی لیتولوژیکی پایانه شمالی گسل، میزان جابجایی راستگرد در طول گسل زاهدان را در حدود ۱۳ کیلومتر نشان داده است. مشاهدات Walker & Jackson (۲۰۰۴) نیز این مقدار از جابجایی را تایید کرده و البته احتمال می‌دهند که این میزان می‌تواند تا ۲۰ کیلومتر در اثر جابجایی توالی ماداستون و فیلیت‌های کرتاسه پسین تا ائوسن در کوه‌های شمال زاهدان نیز برسد (شکل ۲۶).



شکل ۲۵: موقعیت گسل زاهدان که بر روی داده رقومی- توپوگرافی Aster با تفکیک پذیری ۳۰ متر مشخص گردیده است.

مقدار برش راستگرد تجمعی هولوسن در طول گسل های نه خاوری و باختری همانطور که پیش از این نیز ذکر گردید در حدود $7.5 - 2.75$ mm/yr می باشد، و در صورتی که این مقدار از نرخ لغزش با میزان نرخ حرکت سیستم گسل های خاور ایران که توسط Walker & Jackson (۲۰۰۴) در حدود ۱۴ میلی متر بر سال پیش بینی شده است، تطبیق یابد، نرخ لغزش هولوسن در طول گسل زاهدان حداقل در حدود 6.5 mm/yr خواهد بود (Meyer & LeDortz, ۲۰۰۷)، این در حالی است که Walker & Jackson (۲۰۰۴) نرخ لغزش حدود ۱۵ میلی متر بر سال را برای برش های راستگرد میان ایران مرکزی و افغانستان، با جابجایی کلی ۷۵ کیلومتر توسط گسل های باختر و خاور دشت لوت در بازه زمانی ۵ میلیون سال در نظر گرفته اند. در این صورت با توجه به جابجایی حدودا ۱۳ کیلومتری واحدهای زمین شناسی در طول گسل زاهدان در این بازه زمانی نرخ لغزش این گسل بسیار کمتر و به میزان 2.6 mm/yr برآورد می گردد (طالبیان و همکاران، ۱۳۸۸).



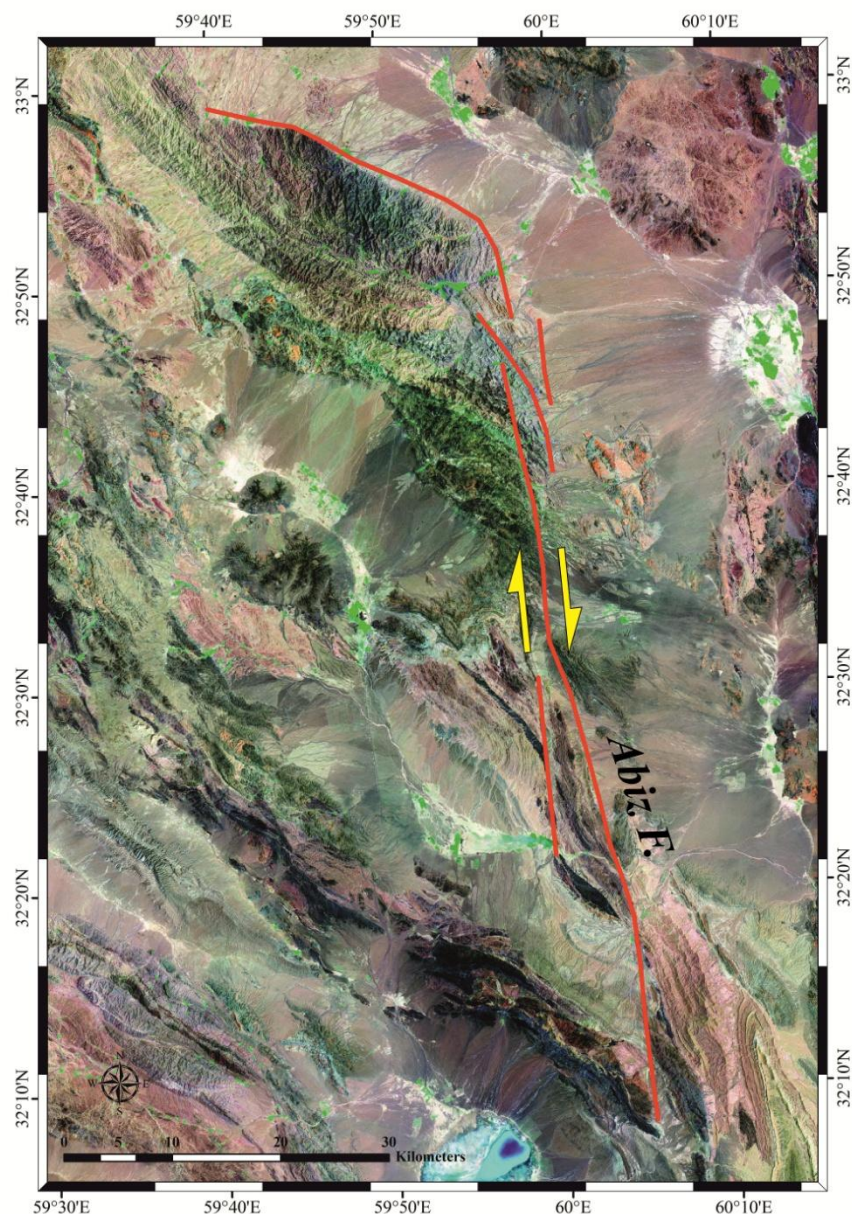


شکل ۲۶: تصویر ماهواره‌ای لندست TM+ از گسل زاهدان. (آ) بررسی اجمالی از بخش‌های داخلی گسل، مستطیل نشان‌دهنده تصاویر ب و ث می‌باشد. (ب) تصویر بسته از پایانه شمالی گسل. گسل در کوه پالانگ پایان یافته و به راندگی پنهان سفیدآبه متصل می‌گردد.

واحدهای لیتولوژیکی در حدود ۱۳ کیلومتر دچار جابجایی شده‌اند (نقاط X و Y) (Freund, ۱۹۷۰). کوتاه‌شدگی در طول پهنه گسلی ظاهراً مطابق با راندگی‌های موجود در خاور اثر حرکت امتدادلغز می‌باشد (چین‌خوردگی در آبرفت توسط فلش مشکی مشخص شده است). (ث) تصویر بسته و نزدیک از پایانه جنوبی گسل زاهدان در نزدیکی شهر زاهدان. ماداستون و فیلیت‌های کرتاسه پسین تا ائوسن حداقل به میزان ۱۳ کیلومتر توسط گسل دچار جابجایی شده‌اند (نقاط مشخص شده با Z) (Walker & Jackson, ۲۰۰۴).

۱۵-۲- گسل آبیز (Abiz Fault):

گسل آبیز به عنوان یکی از مجموعه گسل‌های شمالی- جنوبی پهنه زمین‌درز سیستان در مرز خاوری ایران قرار گرفته است (۱۹۸۴, Jackson & MaKenzi; ۱۹۸۳, Berberian; ۱۹۷۰, Freund) (شکل ۲۷). این گسل چندین بار در طی زمین‌لرزه‌های قرن بیستم دچار گسیختگی شده است. زمین‌لرزه ۱۹۹۷ میلادی زیرکوه باعث ایجاد گسیختگی به طول ۱۲۵ کیلومتر در امتداد غالب NNW-SSE به صورت امتدادلغز راستگرد شده است (Berberian et al., ۱۹۹۹). گسل آبیز از سمت جنوب به گسل‌های آوز (Avaz) و گزیک (Gazik) متصل شده و امتداد عمومی آن که در زمین‌لرزه ۱۹۹۷ به صورت NNW-SSE بوده است به شمالی- جنوبی و سپس به NNE-SSW در بخش شمالی تغییر یافته و در این قسمت به سیستم گسلی خاوری- باختری دشت‌بیاض ختم می‌گردد (Walker & Berberian et al., ۱۹۹۹). Jackson, ۲۰۰۴. در طول بخش جنوبی این سیستم گسلی بین اردکال (Ardekul) و قل مارو (Qol Maru) شواهد ژئومورفولوژیکی از جابجایی راستگرد رودخانه در بخش کوهستانی وجود دارد. همانطور که در بالا ذکر گردید چندین زمین‌لرزه در طی قرن بیستم بر روی گسل آبیز و یا در نزدیکی آن به وقوع پیوسته است که از مهمترین آنها می‌توان به رویدادهای ۱۹۳۶ آبیز با بزرگای $M_s=6$, ۱۹۷۹ گریزان با بزرگای $M_s=6.6$ و $M_w=6.6$, ۱۹۷۹ کلات شور با بزرگای $M_s=6.1$ و $M_w=5.9$ و ۱۹۹۷ زیرکوه با بزرگای $M_w=7.2$ اشاره نمود که زمین‌لرزه ۱۹۹۷ باعث گسیختگی سطحی مجدد زمین‌لرزه‌های قدیمی ۱۹۳۶ و ۱۹۷۹ شده است (Berberian et al., ۱۹۹۹).

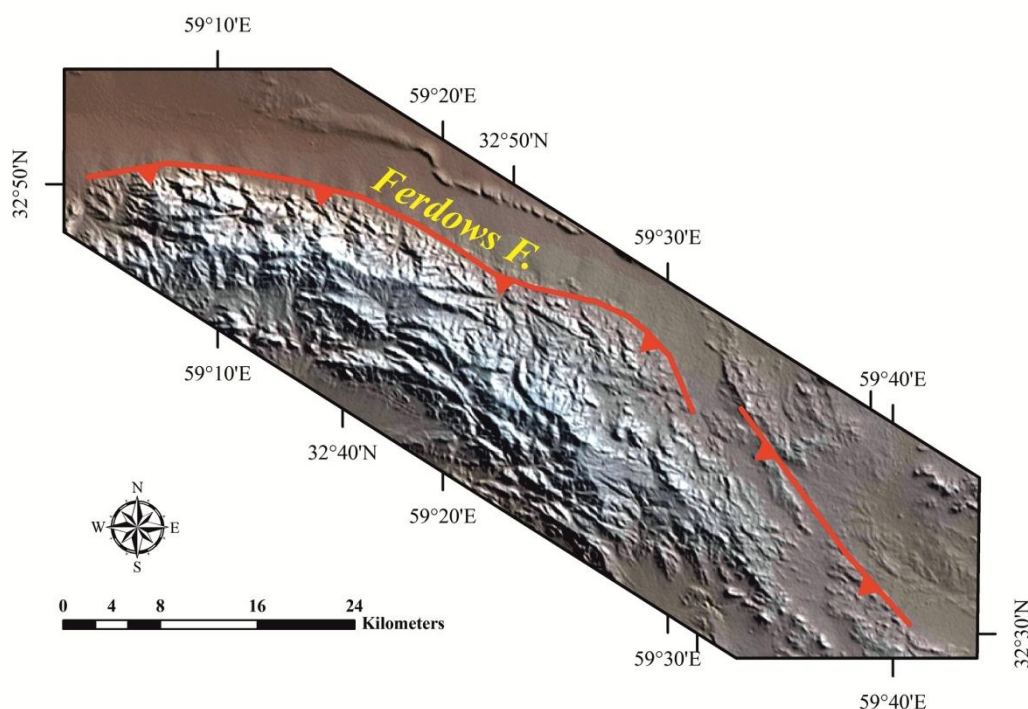


شکل ۲۷: جایگاه گسل آبیز که بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص شده است.

۲-۱۶- گسل فردوس (Ferdows Fault):

گسل فردوس با طول حدودی ۱۲۱ کیلومتر (برگرفته از شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۳) و راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور محدوده خاوری کوه شتری را تشکیل داده و در فاصله ۱۵۰ کیلومتری خاور طبس قرار دارد. گسل فردوس با سازوکار معکوس در داخل دشت آبرفتی واقع در باختر نواحی کوهستانی کوه کلات (Kuh-e-Kalat)، کوه سیاه (Kuh-e-Siah) و کوه تون (Kuh-e-Tun) و در پایانه باختری گسل دشت‌بیاض قرار گرفته است (شکل ۲۸). این ناحیه از یک محدوده به شدت تغییرشکل یافته از رسوبات ژوراسیک همراه با مقادیر کوچکی از سنگ آهک‌های قدیمی‌تر و ولکانیک‌ها (لاوای

داسیتی و پیروکلاستیک) و گرانیت ترشیاری تشکیل شده است. رسوبات آبرفتی در طول گسل فردوس کمی دچار چین خوردگی شده و زه کشی قابل توجهی را نشان می دهند. پادگانه رودخانه ای فرازش یافته ای که در فاصله افقی ۲۰۰ متری در شمال خاور جبهه افراز گسل قرار دارد، دچار کج شدگی ۷۰ درجه در فاصله کمتر از ۵ متر از خود افراز شده است، که این موضوع در نتیجه ریزش بلوک به سمت پایین به صورت همزمان با گسلش در زمانی است که گسل به سطح رسیده است. در مورد سابقه لرزه خیزی این گسل می توان به زمین لرزه ۱ سپتامبر ۱۹۶۸ میلادی با بزرگای $M_w=6.3$ و ۴ سپتامبر همین سال با بزرگای $M_w=5.5$ اشاره نمود (Walker et al., ۲۰۰۳; Berberian & Yeats, ۱۹۹۹).

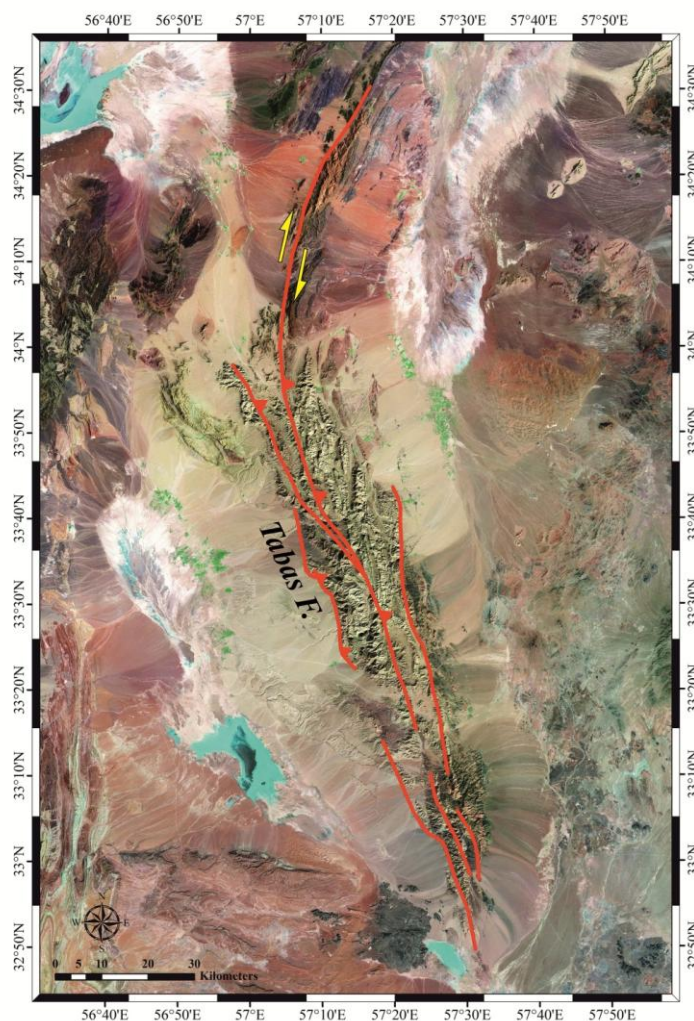


شکل ۲۸: جایگاه گسل فردوس که بر روی داده رقومی- توپوگرافی SRTM با تفکیک پذیری ۹۰ متر مشخص گردیده است.

۱۷-۲- گسل طبس (Tabas Fault):

طول این گسل در حدود ۸۵ کیلومتر و متشکل از ۱۰ پاره جدا از هم می باشد. راستای آن در بخش هایی به صورت شمال باختر- جنوب خاور بوده و به سمت جنوب تقریباً به شمال- جنوبی تغییر می یابد و در تمامی قسمت ها دارای شیب رو به خاور است (شکل ۲۹). اندازه گیری ساختارهای قطع شده در طول بخش تاقدیس سردر (Sardar anticline) نشان دهنده یک چین پیشروی گسل در بالای یک گسل راندگی پنهان با شیب حدوداً ۲۰ درجه به سمت خاور است. صفحه این گسل راندگی در یک سطح جدایش افقی در عمق ۲ کیلومتری قرار گرفته است. فشرده شدن یال جلویی چین با حرکات خمشی لغزشی در تعدادی از صفحات میان لایه ای انطباق یافته است، که تعداد زیادی از سطوح لغزش خطوارگی های تازه ای همراه

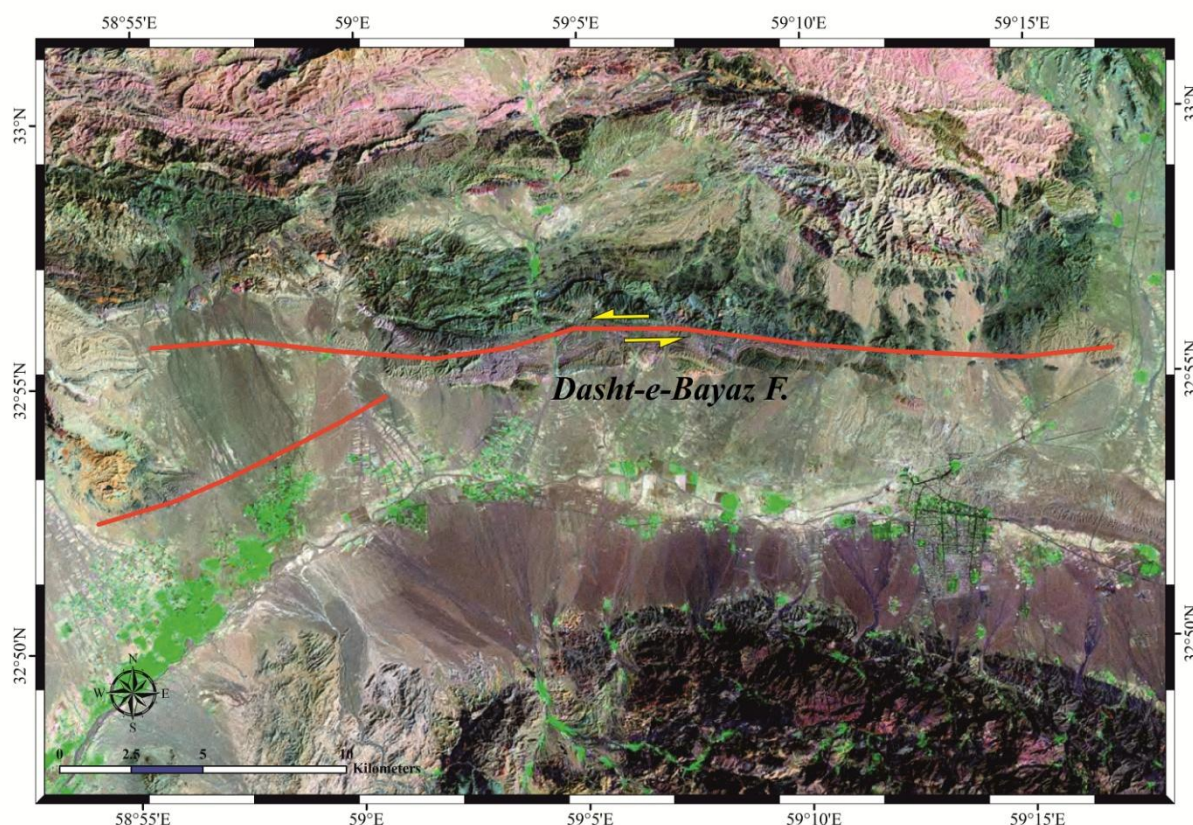
با مؤلفه‌ای از حرکات امتدادلغز راستگرد را نشان می‌دهند. شیب پهنه گسلی نشان‌دهنده مؤلفه امتدادلغز محض است که در یال جلویی چین‌خوردگی توسعه یافته است (Walker et al., ۲۰۱۵). سیستم چین‌خوردگی طبس در داخل آبرفت‌ها میان پلایای طبس و کوه‌های شتری قابل مشاهده است. پادگانه رودخانه‌ای و هم‌ارز جانبی آن از مخروط‌افکنه‌های گراولی در داخل کوه‌های شتری و چین‌خوردگی طبس گسترده شده‌اند، که احتمالاً جزء سطوح کواترنری بوده (Stocklin et al., ۱۹۶۵) و اغلب به صورت عمیق حفر شده‌اند. نتایج سن‌سنجی مشخص کرده است که سن متروک شدن سطوح فن‌های آبرفتی بین ۸-۱۰ هزار سال بوده و در نتیجه نرخ کوتاه‌شدگی افقی حاصل از آن 1.5 mm/yr برآورد می‌گردد. کوتاه‌شدگی در طبس ظاهراً از خمش‌های ترفشارشی در پایانه شمالی گسل امتدادلغز نایبند می‌باشد (Walker et al., ۲۰۱۵). در مورد سابقه لرزه‌خیزی این گسل می‌توان ذکر کرد که ده سال پس از زمین‌لرزه ۱۹۶۸ فردوس، در تاریخ ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_s=7.4$ در نتیجه فعالیت گسل معکوس طبس در جبهه باختری کوه‌های شتری به وقوع پیوست (Walker et al., ۲۰۰۳ ; Berberian & Yeats, ۱۹۹۹).



شکل ۲۹: موقعیت گسل طبس بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص شده است.

۱۸-۲- گسل دشت بیاض (Dasht-e-Bayaz Fault):

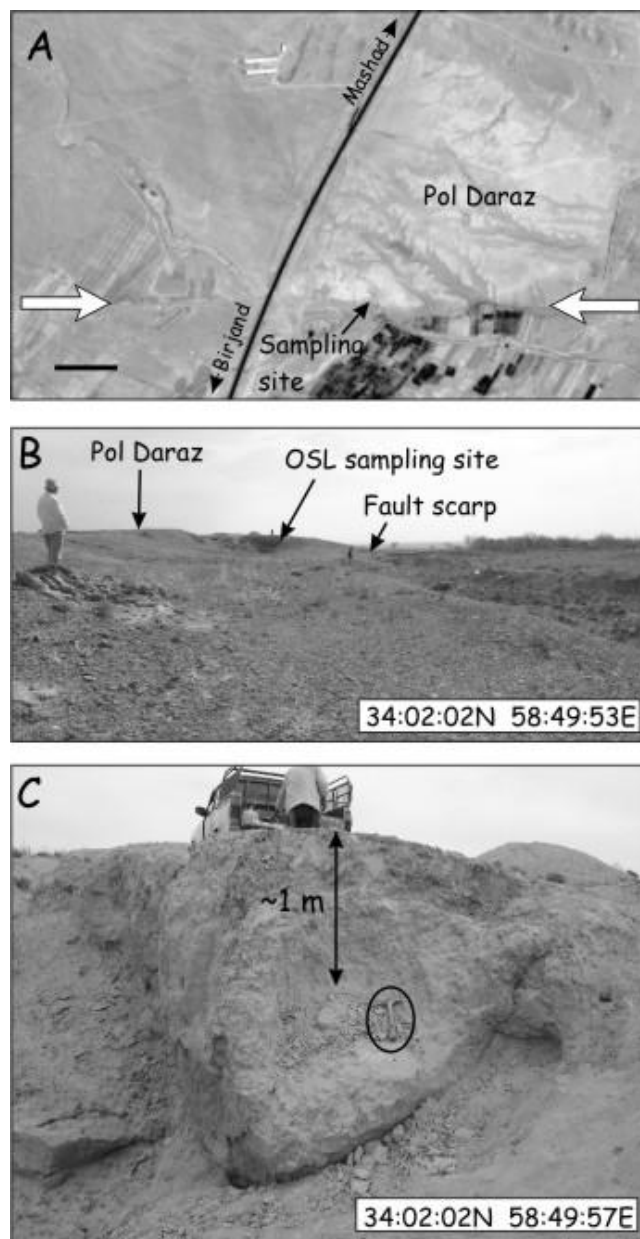
گسل دشت بیاض واقع در بخش شمالی سیستم گسلی راستگرد زمین‌درز سیستان با طولی در حدود ۲۰۰ کیلومتر قرار گرفته است. سازوکار این گسل به صورت امتدادلغز چپگرد بوده و دارای راستای خاوری- باختری است (شکل ۳۰). گسل دشت بیاض در طی دو زمین‌لرزه ۱۹۶۸ و ۱۹۷۹ میلادی موجب ایجاد گسیختگی سطحی بیش از ۱۲۰ کیلومتر شده است. گسیختگی‌های سطحی همزمان با گسلش و افزایندهای تجمعی در رسوبات آبرفتی نشان‌دهنده تقسیم شدن گسل در چند پاره گسل کوچکتر با طول حدودی ۲۰ کیلومتر می‌باشد که عموماً در بین این پاره‌ها گسل‌ها حوضه‌های واکنشی کوچکی تشکیل شده‌اند. در مجموع، جابجایی تجمعی بر روی سیستم گسلی در حدود ۴ تا ۵ کیلومتر تخمین زده شده است. این میزان از جابجایی در مقابل مقدار کلی تغییرشکل مورد انتظار ترشیاری پسین در این قسمت از ایران، کوچک بوده و در نتیجه می‌توان گسل دشت بیاض را نسبتاً یک گسل جوان در نظر گرفت. از دیدگاه لرزه‌خیزی می‌توان وقوع دو زمین‌لرزه ۳۱ آگوست ۱۹۶۸ (دشت بیاض) و ۲۷ نوامبر ۱۹۷۹ (خولی بونی‌آباد Khuli-Buniabad) را مرتبط با فعالیت این گسل دانست (Walker et al., ۲۰۰۴). (Walker & Jackson, ۲۰۰۴) با در نظر گرفتن یک زاویه ۲۰ درجه میان بخش خاوری گسل درونه و گسل دشت بیاض استنباط نمودند که چرخش کلی ساعتگرد در حدود ۲۰ درجه رخ می‌دهد. اگر ایشان همچنین مقدار چرخش بخش توسعه یافته باختری گسل درونه را نیز در نظر بگیرند، مقدار این چرخش ساعتگرد باید بیشتر از این باشد.



شکل ۳۰: جایگاه گسل دشت بیاض که بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص گردیده است.

Fattahi et al., (۲۰۱۵) برای اولین بار مقدار کمی نرخ لغزش را بر روی گسل دشت بیاض در بازه زمانی متوسط هولوسن براساس جابجایی‌های زمین‌شناسی ایجاد شده توسط این گسل اندازه‌گیری نمودند. بخش باختری گسل دشت بیاض رسوبات دریاچه‌ای خشک شده در دره نیم‌بلوک (Nimbluk) را قطع کرده‌اند. رودخانه‌های کوچکی که در سطح این لایه‌های دریاچه‌ای جریان دارند در طول گسل به میزان 2 ± 26 متر جابجا شده‌اند. سن‌سنجی OSL دو نمونه برداشت شده از رسوبات لایه‌های دریاچه‌ای در عمق $1/25$ و $1/5$ متری زیر سطح سن $1/0 \pm 8/5$ هزار سال و $0/6 \pm 8/6$ هزار سال را نشان می‌دهند که با توجه به مقدار جابجایی اندازه‌گیری شده حداقل نرخ لغزش 26 mm/yr برآورد می‌گردد (شکل ۳۱). این مقدار کمینه نرخ لغزش با آنچه که پیش از این به عنوان نرخ لغزش هولوسن توسط Berberian & Yeats (۱۹۹۹) گزارش شده ثابت باقی مانده، و علاوه بر این حداقل نرخ لغزش 26 mm/yr در داخل محدوده نرخ لغزش هولوسن به مقدار $0.3 \pm 2.4 \text{ mm/yr}$ که پیش از این برای بخش مرکزی گسل دوره توسط Fattahi et al., (۲۰۰۷) تخمین زده شده است، باقی مانده است.

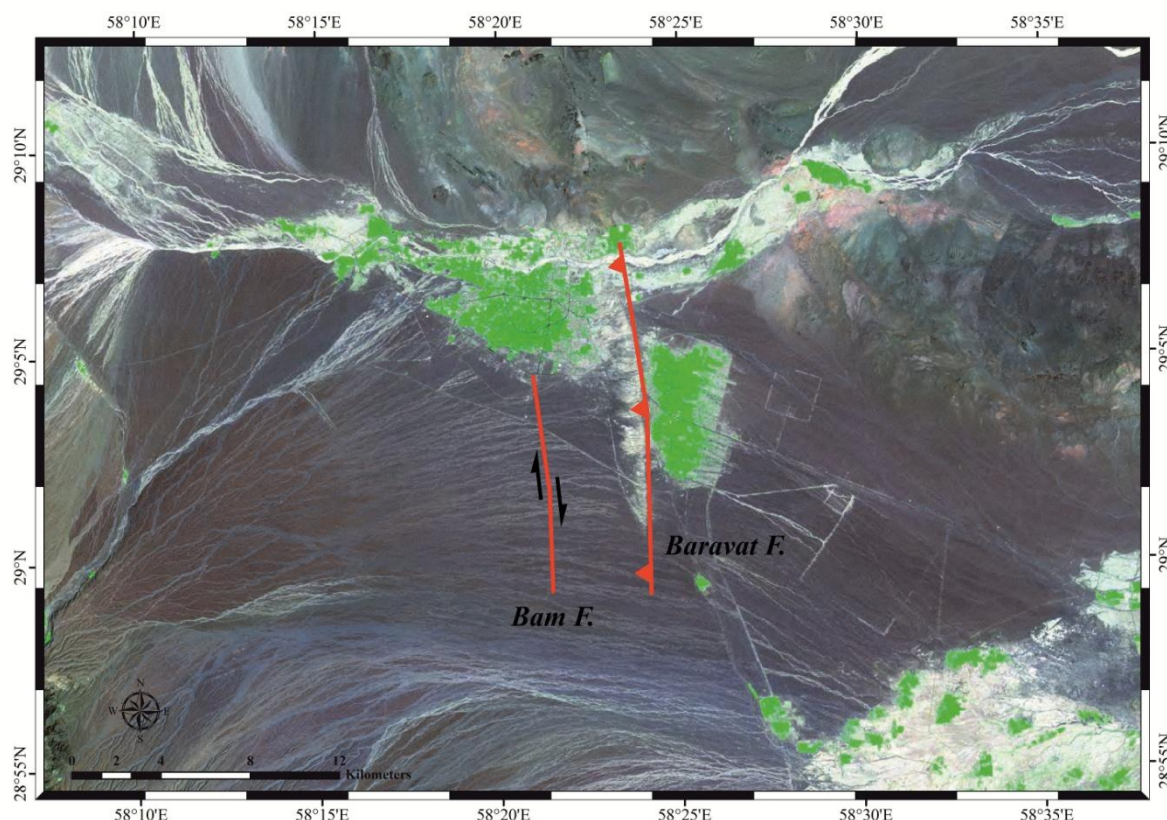
بیشینه مقدار ۴/۵ متر جابجایی چپگرد و به طور متوسط ۲/۵ متر جابجایی در زمین لرزه ۱۹۶۸ اندازه گیری شده است (Ambraseys & Tchalenko, ۱۹۶۹)، که با استفاده از حداقل نرخ لغزش به میزان ۲۶ mm/yr بیشینه لغزش ۴/۵ متر . میانگین لغزش ۲/۵ متر باید به ترتیب تقریباً در ۱۷۰۰ و ۱۰۰۰ سال تجمع یافته باشد.



شکل ۳۱: (آ) تصاویر ماهواره‌ای با رزولوشن بالا از ناحیه پل دراز (Pol Daraz) که توسط گسل دشت بیاض دچار فرازش شده است. ایستگاه‌های نمونه‌برداری OSL مشخص شده است. نمونه BD^۲ از ۱۵۰ متری خاور نمونه BD^۱ برداشت شده است. (ب) عکس صحرایی با دید رو به خاور از گسل دشت بیاض در منطقه پل دراز. نمونه سن‌سنجی DB^۱ از دیواره کوچک حفاری شده بر روی افراز گسل برداشت شده است. (ث) عکس صحرایی نشان‌دهنده رسوبات لایه‌های دریاچه‌ای برونزد یافته است و محل نمونه‌برداری OSL می‌باشد. این نمونه از عمق حدود ۱/۲۵ متری زیر سطح برداشت شده است (Fattahi et al., ۲۰۱۵).

۱۹-۲- گسل بم (Bam Fault):

گسل بم با طول بیش از ۱۱۰ کیلومتر (Berberian, ۲۰۰۵) و یا حدود ۵۰ کیلومتر (Hessami et al., ۲۰۰۴) در بخش باختری دشت لوت قرار گرفته است. امتداد میانگین این گسل به صورت شمالی- جنوبی و یا شمال شمال-باختر- جنوب جنوب خاور بوده و شیب آن به سمت باختر می‌باشد (Hessami et al., ۲۰۰۴ ; Talebian et al., ۲۰۰۴ a & b ; Jackson et al., ۲۰۰۶) (شکل ۳۲). سازوکار گسل بم به صورت امتداد لغز راستگرد بوده و اثر گسل را به وضوح می‌توان در تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی مشاهده نمود (Hessami et al., ۲۰۰۴ ; Talebian et al., ۲۰۰۴ a & b ; Berberian, ۲۰۰۵). سه پاره گسل اصلی را می‌توان در طول پهنه گسلی بم شناسایی نمود که تحت عنوان پاره گسل‌های جنوبی، خاوری و شمالی نام‌گذاری می‌گردند. شواهد زمین‌ریختی نشان‌دهنده جابجایی‌های مربوط به پلیوستوسن پسین در طول پهنه گسلی بم است که این شواهد بر روی پاره گسل‌های خاوری و شمالی بهتر از پاره گسل جنوبی حفظ شده است، که دلیل این موضوع نیز می‌تواند ناشی از کاهش عمومی نرخ رسوبگذاری از بخش جنوبی به سمت شمال در فاصله بین کوه‌های جبال بارز و پهنه گسلی بم باشد (Hessami et al., ۲۰۰۴). توصیف ایشان از این سه پاره گسل به این شرح است که، پاره گسل جنوبی گسل بم دارای طول ۳۳ کیلومتر و امتداد $N18^{\circ}W$ می‌باشد. حدوداً در ۵ کیلومتری جنوب شهر براوات بخش جنوبی گسل به صورت چپ پله به سمت شمال ادامه یافته و پاره گسل خاوری را با طول حدود ۱۰ کیلومتر و امتداد شمالی- جنوبی تشکیل می‌دهد. با توجه به جابجایی $11 \pm m$ قنات در این محدوده و سن ۳۰۰۰ سال، حداقل نرخ لغزش افقی در حدود $3-4 mm/yr$ به دست می‌آید. در طول پاره گسل شمالی با امتداد $N10^{\circ}W$ ، بستر رودخانه‌ها دچار جابجایی راستگرد شده‌اند. کانال‌های حفر شده به سن پلیوستوسن بالایی (حداکثر ۱۲۵ هزار سال) در حدود ۳۲۰ متر به صورت راستگرد جابجا شده که بر این اساس مقدار حداقل نرخ لغزش $2.6 mm/yr$ محاسبه می‌گردد که این مقدار با آنچه که برای پاره گسل خاوری به دست آمده است، نزدیک می‌باشد.



شکل ۳۲: موقعیت گسل‌های بم و براوات بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص شده است.

هیچ‌گونه شاهدی از وقوع یک زمین‌لرزه تاریخی بر روی گسل بم وجود ندارد. پس از وقوع زمین‌لرزه ۲۶ دسامبر ۲۰۰۳ بم، که منطبق با دو اثر گسیختگی جدید با فاصله ۵ کیلومتر و پهنای ۲ کیلومتر از یکدیگر بوده و در یک راستای شمالی-جنوبی قرار گرفتند (Hessami et al., ۲۰۰۴)، مطالعات زیادی بر روی شواهد زمین‌ریختی مربوط به فعالیت این گسل صورت پذیرفته است.

بررسی‌های صحرایی که یک هفته بعد از وقوع زلزله ۲۰۰۳ بم توسط Talebian et al., (۲۰۰۴b) انجام پذیرفته است، نشان می‌دهد که هیچ گسیختگی سطحی قابل توجهی در طول این گسل پیدا نشده است. زمین‌لرزه بم همراه با گسل‌خوردگی سطحی بوده اما برخلاف انتظار این گسیختگی در محل گسل از پیش شناخته شده بم- براوات مشاهده نگردید، اما شواهدی از ترک‌خوردگی‌های کوچک مقیاس را در طول اثر گسل در جنوب رودخانه پشت-رود و در طول یک خطواره ۵ کیلومتری شمال رودخانه میتوان یافت. گسل زمین‌لرزه‌ای در این بخش از چهار قطعه اصلی تشکیل شده است و در مجموع درازای آن حدود ۸ کیلومتر است. این قطعات هر کدام از قطعات کوچکتری با درازای ۵۰ تا ۱۰۰ متر تشکیل شده‌اند و در مجموع روند کلی شمال- جنوب را دارند. بیشینه جابجایی اندازه‌گیری شده در قطعه میانی و در حدود ۲۰ سانتی‌متر است. قطعات گسلی به صورت پلکانی و با جهش به چپ به یکدیگر متصل می‌شوند و بیانگر حرکت راستالغز

راستگرد هستند. جابجایی عمودی در راستای گسل ناچیز و تنها به طور محلی در انتهای قطعات و ناشی از انتقال حرکت از یک قطعه به قطعه دیگر است. قطعه جنوبی راستایی متفاوت (حدود ۵۰ تا ۶۰ درجه) داشته و حدود ۵ سانتی متر جابجایی راستالغز راستگرد و ۱۲ سانتی متر جابجایی عمودی (فروافتادگی بلوک جنوب خاوری) را نشان می دهد. گسل معکوس بم- براوات با طول حدود ۱۲ کیلومتر مشخص ترین گسل موجود پیرامون بم است و نخستین بار توسط (Berberian ۱۹۷۶) گزارش شده است. گسل بم- براوات افزای مشخصی را در سطح زمین ایجاد نموده است که به صورت چین خوردگی لایه رسوبات دانه ریز به احتمال با سن کواترنر زیرین در سطح زمین دیده می شود. شیب افزای در سمت خاور تند و در باختر ملایم بوده و بیانگر وجود گسلی معکوس با شیب به سوی باختر و پنهان در زیر این تاقدیس است. در سطح زمین گسل بم- براوات برش مشخصی از لایه ها را نشان نمی دهد (طالبیان و همکاران، ۱۳۸۸) (شکل ۳۳ و شکل ۳۴).

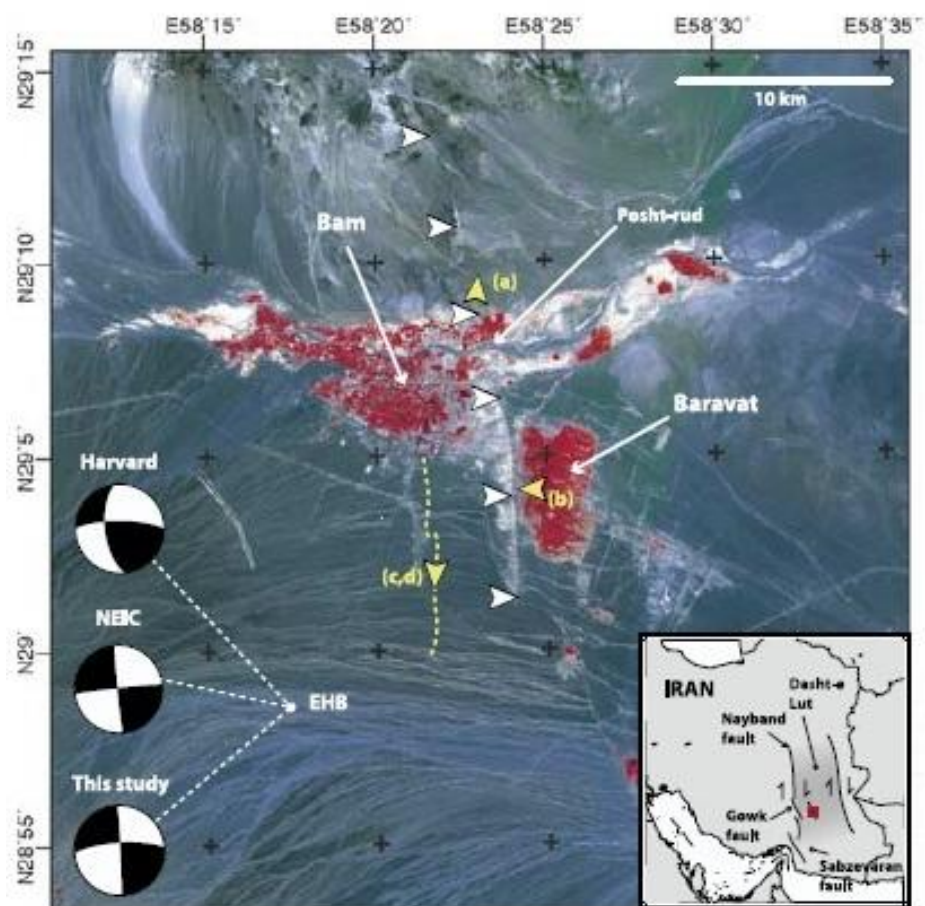
تمام سیستم گسیختگی های جوان در ارتباط با زمین لرزه بم بوده که مستقیماً بر روی گسل زمین لرزه بروز نیافته، اما ساختارهای ثانویه مانند برش های ریدل، اثرات خطی (mole track) و گرابن های مایل قویاً نشان دهنده حرکات راستگرد در طول پهنه جابجایی اصلی در منشاء زمین لرزه می باشند (Hessami et al., ۲۰۰۴). طول کلی گسل، شکستگی ها و ترک خوردگی های مشاهده شده توسط (Talebian et al., ۲۰۰۴ a) در حدود ۲۱ کیلومتر بوده که با توجه به طول گسل و زمین لرزه ای با این مشخصات قابل انتظار می باشد.

همانطور که در بالاتر ذکر شد گسل اصلی زمین لرزه بم، گسل راستالغز جنوب بم است که سازوکار آن به طور کامل امتداد لغز می باشد. از آنجا که جنبش گسل جنوب بم با گسل بم- براوات در ارتباط می باشد، بنابراین با تعیین نرخ لغزش یکی می توان به نرخ لغزش دیگری دست یافت. این گسل افزای مشخصی را در سطح زمین ایجاد نموده است که در راستای آن رسوبات دشت سیلابی و رودخانه ای تا حدود ۳۰ متر برخاستگی دارند. میزان جابجایی به سمت جنوب و انتهای گسل کاهش می یابد (Talebian et al., ۲۰۰۴ a). به منظور تعیین نرخ لغزش این گسل از بخش انتهایی افزای که جوانتر بوده و کمتر مورد فرسایش قرار گرفته، نمونه برداری صورت پذیرفته است. سن جوانترین رسوبات بیانگر زمان شروع بالآمدگی تاقدیس (در قسمت تعیین سن شده) می باشد. سن نمونه برداشت شده حدود ۹۱۷۰ سال بوده و با توجه به نرخ رسوبگذاری محاسبه شده که 0.18 mm/yr است، نرخ لغزش رشد تاقدیس بم- براوات که با توجه به شیب گسل معادل همان نرخ لغزش گسل است را 0.53 mm/yr محاسبه می گردد (جدول ۲).

جدول ۲: نتایج تعیین سن مطلق نمونه های مربوط به گسل بم- براوات (طالبیان و همکاران، ۱۳۸۸).

Sample ID	Elevation relative to nearest drainage level	Depth from surface(cm)	Annual (Gy/ka)	±	Age (ka)	±
B1 Drainage 1 (top)	255	70	5.01	0.20	9.17	1.5
B2 Drainage 1 (Middle)	135	190	4.52	0.20	11.07	0.9
B3 Drainage 1 (bottom)	70	255	3.22	0.17	19.21	1.8

حال به منظور تعیین نرخ لغزش گسل راستالغز و پنهان جنوب بم، لازم است جنبش نسبی آن نسبت به گسل بم- براوات مورد بررسی قرار گیرد. همانگونه که مشخص است کوتاه‌شدگی در منطقه بم به دو مؤلفه راستالغز و معکوس تقسیم شده است، که مؤلفه راستالغز آن بر روی گسل جنوب بم و مؤلفه معکوس بر روی گسل بم- براوات جای می‌گیرد. نسبت این دو مؤلفه تابعی از زاویه تمایل حرکت کلی ایران نسبت به راستای گسل‌هاست. که با توجه به زاویه میان گسل بم- براوات و راستای کوتاه‌شدگی و همچنین نرخ کوتاه‌شدگی، نسبت میان این دو گسل در منطقه بم به صورت ۱۸ تا ۲۷ درصد مؤلفه معکوس و مابقی مؤلفه امتدادلغز است که (Funning et al., ۲۰۰۵) نیز با استفاده از داده‌های ماهواره رادار زمین‌لرزه بم این مقدار را تایید می‌نمایند. حال با توجه به نرخ لغزش گسل بم- براوات در حدود ۰.۵۹ mm/yr و میانگین نرخ لغزش این گسل نسبت به گسل جنوب بم در حدود ۲۲/۵٪، نرخ لغزش گسل جنوب بم در حدود ۲ mm/yr برآورد می‌گردد (طالبیان و همکاران، ۱۳۸۸).



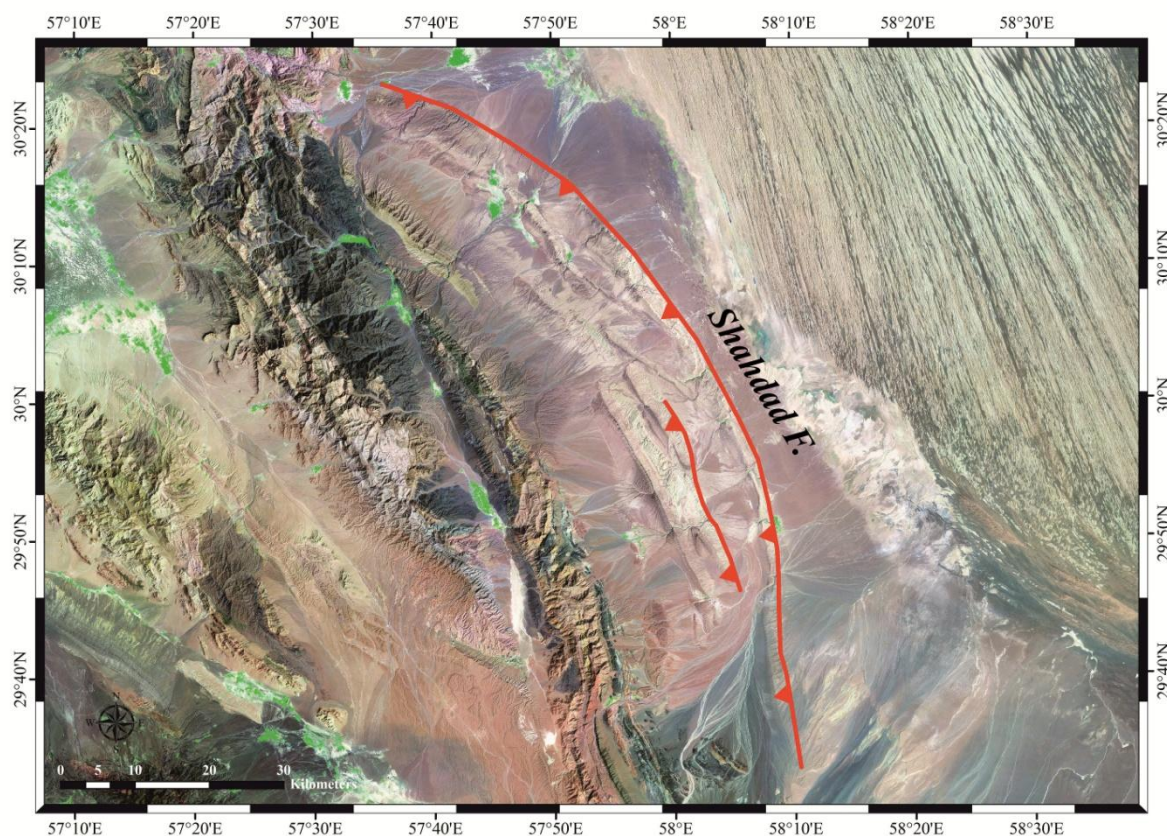
شکل ۳۳: تصویر ماهواره‌ای رنگی ASTER از ناحیه رومرکز زمین‌لرزه ۲۰۰۳ بم. رنگ قرمز نشان‌دهنده پوشش گیاهی در شهر بم و براوات است. سازوکار کانونی از هاروارد، NEIC و این مطالعه از Engdahl (غیر منتشر شده، ۲۰۰۴) به دست آمده است. پیکان سفید موقعیت تشخیص پیشین گسل بم و پیکان زرد موقعیت تصاویر صحرایی در شکل پایین را مشخص نموده‌اند. خطچین زرد اثر سطحی از گسل امتدادلغز پنهان مسبب این زمین‌لرزه را نشان می‌دهد. تصویر داخلی موقعیت گسل‌های نایبند، گوک و سبزواران همراه با دشت لوت را در ایران مشخص نموده است (Talebian et al., ۲۰۰۴ b).



شکل ۳۴: تصویر صحرایی از سطوح گسلش. موقعیت عکس‌ها در تصویر بالا مشخص گردیده است. (آ) تصویر گسیختگی سطحی در شمال بم که به صورت یک ساختار پلکانی است. (ب) شکستگی‌های کف مشاهده شده در تصاویر ASTER باختر براوات. (ث) دید رو به جنوب از الگوی پلکانی گسیختگی سطحی در گسل لرزه‌زای اصلی جنوب بم. (د) تصویر بسته از بخشی از تصویر "ث" همراه با جابجایی راستگرد حدوداً ۲۰ سانتی‌متری (Talebian et al., ۲۰۰۴ b).

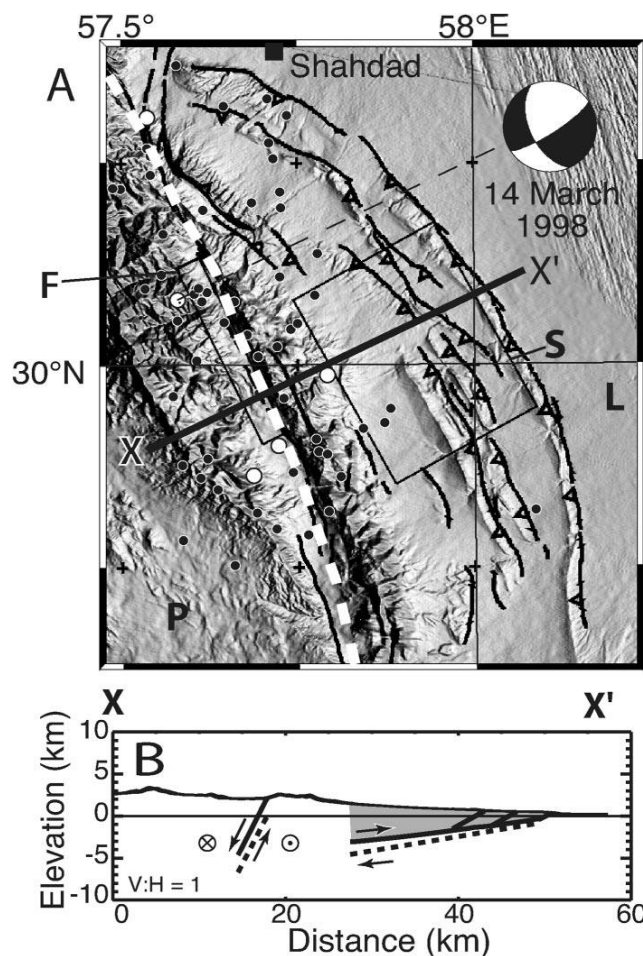
۲۰-۲- گسل شهداد (Shahdad Fault):

گسل شهداد با طول ۱۲۰ کیلومتر و راستای خمدار شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و با شیب ملایم رو به جنوب‌باختر در جنوب شهداد و خاور گلباف در استان کرمان قرار دارد (شکل ۳۵). بررسی داده‌های رادار (InSAR) نشان‌دهنده دو پشته در خاور گسل گوک است که منطبق با پشته‌های تاقدیسی بوده و به نظر می‌رسد که در ارتباط با گسل‌های راندگی پنهان در عمق باشند، که این گسل راندگی پنهان، گسل شهداد نام‌گذاری شده است (Beberian et al., ۲۰۰۱). Fielding et al. (۲۰۰۴) معتقد هستند که احتمالاً یک لایه ضعیف تبخیری با سن نئوژن به عنوان لایه جدایشی در کمربند چین و راندگی شهداد قرار دارد، اما شواهدی از وجود یک واحد ضخیم نمکی همانند آنچه که در زاگرس است، در این قسمت مشاهده نمی‌شود. تقریباً ۷۰ میلی‌متر حرکت راندگی بر روی راندگی قاعده‌ای شهداد با شیب ۸۸ درجه که در فاصله ۸ تا ۳۰ کیلومتری خاور زمین‌لرزه ۱۹۹۸ فندقا قرار دارد، رخ داده است (Fielding et al., ۲۰۰۴) (شکل ۳۶).

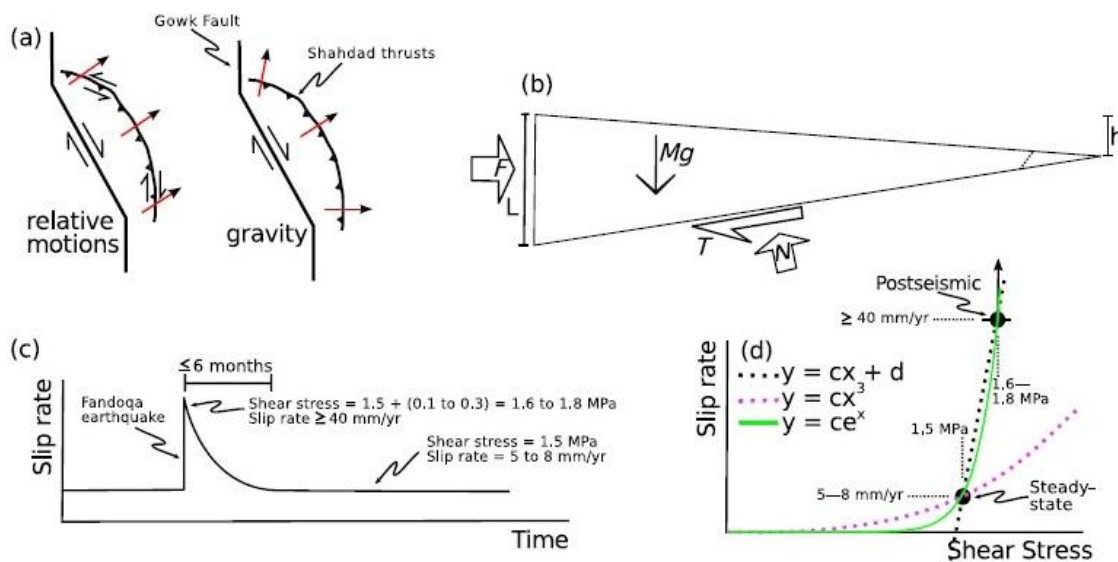


شکل ۳۵: موقعیت گسل شهرداد که بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۵ مشخص گردیده است.

بخشی از این راندگی شیب‌دار کم‌عمق و بزرگ زاویه در بخش پیشانی کوهستان و راندگی قاعده‌ای در اعماق به یکدیگر پیوسته و یک هندسه کژ و تخت (ramp-and-flat) را ایجاد می‌نمایند (Copley & Jolivet, ۲۰۱۶). راندگی شهرداد در خاور گسل گوک جنبش لرزه‌زای قابل توجهی را در دهه‌های اخیر نشان نمی‌دهد و به نظر می‌رسد که بیشترین جنبش آن به صورت خزش باشد (Berberian et al., ۱۹۹۴). هندسه راندگی کژ و تخت (ramp-and-flat) و خزش بر روی یک راندگی شیب‌دار بزرگ زاویه در بخش پیشانی عامل ایجادکننده بعضی از ساختارهای زمین‌شناسی و زمین‌ریخت‌شناسی سطحی در این ناحیه می‌باشد (Copley & Jolivet, ۲۰۱۶) (شکل ۳۷).



شکل ۳۶: آ) نقشه توپوگرافی ناحیه شهداد همراه با گسل‌های فعال این ناحیه (خطوط مشکی با ضخامت متوسط) (برگرفته از Walker & Jackson, ۲۰۰۲)، موقعیت برش عرضی (خط ضخیم مشکی رنگ). زمین‌لرزه‌های متوسط (دوایره مشکی)، چهار زمین‌لرزه بزرگ از سال ۱۹۸۱ (دوایر سفید) و حل سازوکار کانونی (سمت راست بالا) برای زمین‌لرزه فندقا (Berberian et al., ۲۰۰۱) در تصویر مشخص شده است. مستطیل با خطوط نازک مشکی تغییر موقعیت گسیختگی فندقا (F) و راندگی قاعده‌ای شهداد (S) را مشخص نموده‌اند. خطچین سفید پهنه گسلی گوک، P: فلات ایران مرکزی، L: بلوک لوت را نشان می‌دهد. ب) برش توپوگرافی و عمقی از لرزه اصلی زلزله فندقا، راندگی قاعده‌ای شهداد و صفحات لغزش را نشان می‌دهد. خط پررنگ موقعیت صفحه گسل از معکوس‌شدگی بعد از تنظیم با موقعیت توپوگرافی و خطچین مربوط به قبل از آن است. بخش خاکستری گوه راندگی شهداد را نشان می‌دهد (Fielding et al., ۲۰۰۴).

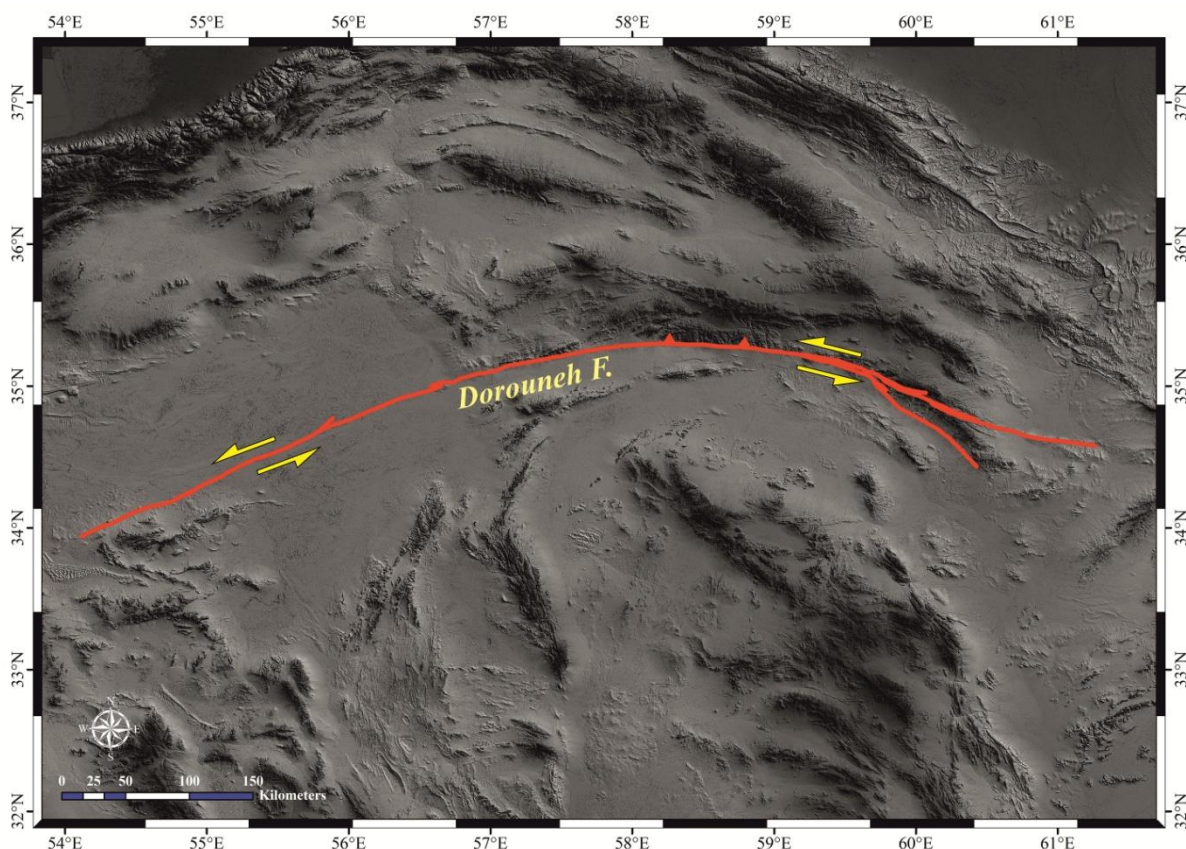


شکل ۳۷: (آ) الگوی شماتیک از دگرشکلی در کمربند راندگی شهداد بسته به اینکه آیا حرکات توسط حرکت نسبی بلوک‌های پوسته‌ای محدودکننده اداره می‌شود و یا توسط نیروهای محرک گرانشی. (ب) تراز نیرو بر روی لبه راندگی. به منظور سادگی، تغییر در شیب دماغه گوه (خط چین) نادیده گرفته شده است. (ث) الگوی شماتیک نرخ لغزش در طی زمان برای سیستم راندگی شهداد و محاسبه تنش برشی بر روی گسل‌ها. (د) ارتباط بین تنش برشی و نرخ لغزش برای گسل راندگی شهداد، همراه با منحنی‌های که با استفاده از طیف وسیعی از اشکال توابع کشیده شده‌اند (Copley & Jolivet, ۲۰۱۶).

۲-۲۱- گسل درونه (Doruneh Fault):

گسل درونه به عنوان یکی از بزرگترین گسل‌های ایران از مرز افغانستان تا ایران مرکزی کشیده شده است که بخش باختری آن را اغلب تحت عنوان گسل کویر بزرگ نام‌گذاری می‌کنند. طول این گسل در حدود ۶۰۰ کیلومتر برآورد گشته و سازوکار آن به صورت امتدادلغز چپگرد همراه با مؤلفه شیب‌لغز معکوس می‌باشد و نقش مهمی را در تغییرشکل تکتونیکی این بخش از ایران به وسیله انطباق برش‌های راستگرد ۱۵ mm/yr که به صورت شمالی- جنوبی بین ایران مرکزی و افغانستان است (Walker & Vernant et al., ۲۰۰۴)، را از طریق چرخش ساعتگرد حول یک محور عمودی، ایفا می‌کند (Fattahi et al., ۲۰۰۷; Jackson, ۲۰۰۴). (شکل ۳۸). Fattahi et al., (۲۰۰۷) با بررسی سه سایت در عوارض کواترنری پسین که توسط گسل جابجا شده است و همچنین سن‌سنجی رسوبات، نرخ لغزش گسل درونه را تخمین زده‌اند. در سایت شماره یک مورد بررسی ایشان مخروط‌افکنه‌های آبرفتی نزدیک دره یوچ پالانگ (Uch Palang) حدوداً ۸۰۰ تا ۸۵۰ متر جابجا شده است. در سایت شماره دو در چین‌خوردگی کوه تیغ احمد (Kuh-e Teagh- Ahmad) که ترکیبی از گراول‌های کواترنری است حدود ۲۰۰ تا ۴۰۰ متر دچار جابجایی شده است و در نهایت در سایت شماره سه یک توالی از سه پادگانه رودخانه شش تراز حداکثر ۲۵ متر به صورت چپگرد جابجا شده‌اند. سن‌سنجی پادگانه رودخانه شش تراز سن

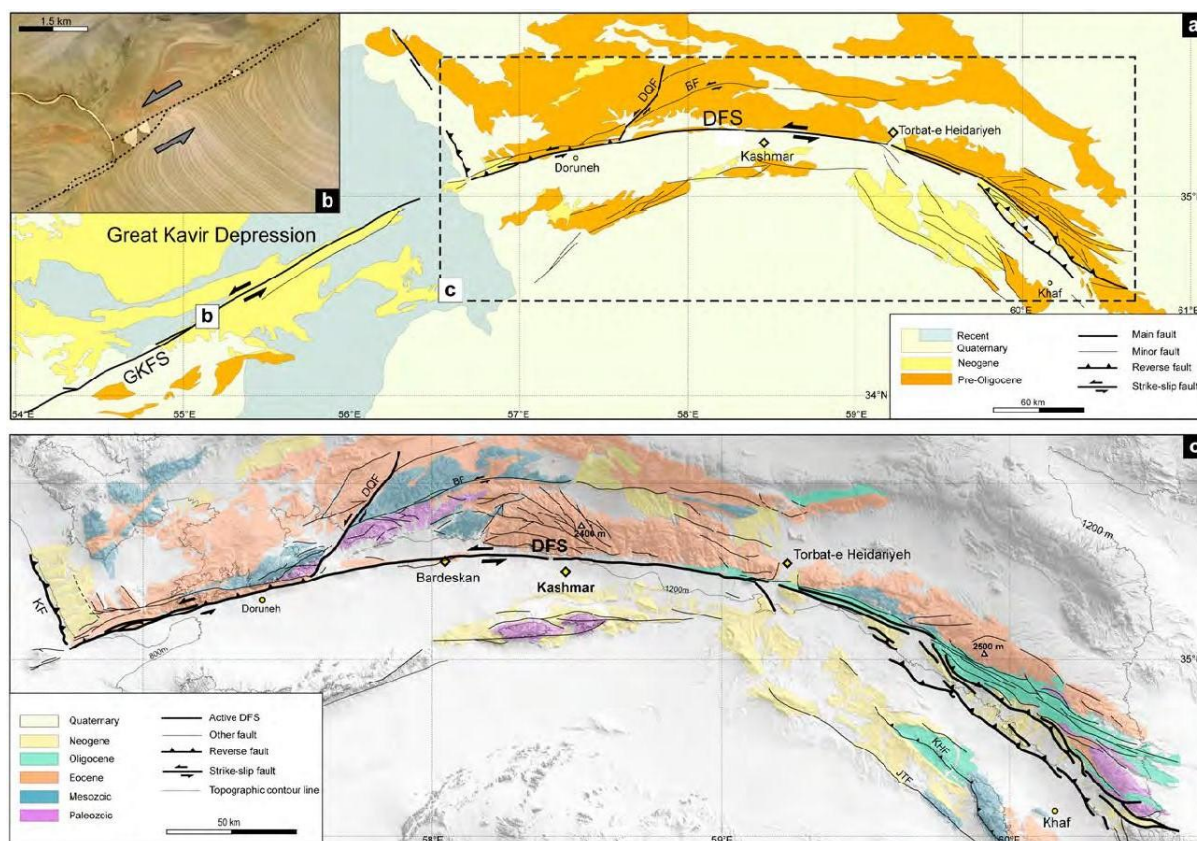
رسوب‌گذاری را ۱۰ هزار سال نشان می‌دهد که این سن با زمان تغییر اقلیم جهانی در فاصله بین ۱۰ تا ۱۲ هزار سال در ارتباط می‌باشد و بر این اساس به طور موقت نرخ لغزش در حدود 2.4 ± 0.3 mm/yr برآورد می‌گردد. هیچ زمین‌لرزه تاریخی و یا جدیدی بر روی گسل درونه ثبت نگردیده است. ارتباط افزایش جوان و شکستگی‌های پر شده از رسوب ظاهراً مربوط به سطوح گسیختگی حفظ شده از رویداد لرزه‌ای است که سن آن مشخص نمی‌باشد. یک مجموعه از رودخانه‌های کوچک به صورت چپگرد و به میزان ۳ تا ۵/۵ متر دچار جابجایی شده‌اند. در صورتی که میانگین این جابجایی در حدود ۴/۷ متر در نظر گرفته شود که توسط این زمین‌لرزه ایجاد شده است، در نتیجه بزرگای این رویداد $M_w \sim 7.5$ محاسبه شده و طول گسیختگی بیش از ۱۰۰ کیلومتر می‌باشد. با در نظر گرفتن نرخ لغزش 2.5 mm/yr میانگین دوره بازگشت بین زمین‌لرزه‌های بزرگ گسل درونه در حدود ۲۰۰۰ سال برآورد می‌گردد.



شکل ۳۸: موقعیت گسل دورنه بر روی داده رقومی- توپوگرافی Aster با تفکیک‌پذیری ۳۰ متر مشخص شده است.

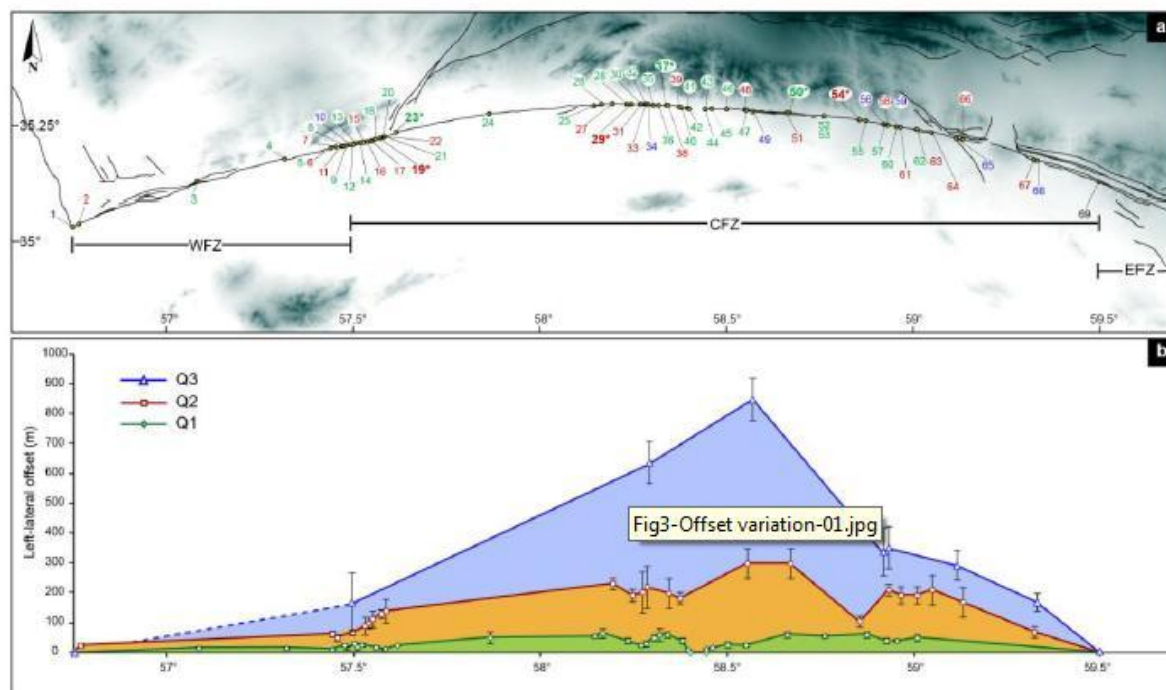
مطالعات ساختاری و زمین‌ریختی (Farbod et al., ۲۰۱۱) به طور کلی سه بخش خاوری، مرکزی و باختری را بر روی گسل درونه نشان می‌دهد و با توجه به این موضوع یک مدل کینماتیکی را برای گسل پیشنهاد می‌دهند. بر این اساس تمامی حرکت رو به شمال‌خاور میان ایران مرکزی، لوت و شمال‌خاور ایران، به صورت لغزش مورب چپگرد در بخش باختری

گسل و به شکل معکوس در طول بخش خاوری آن تجزیه می‌شود. در بخش مرکزی گسل درونه تقسیم لغزش در دو مؤلفه امتدادلغز و معکوس از گسل‌های موازی اجازه می‌دهد که بخش مرکزی گسل درونه به صورت امتدادلغز محض فعالیت کرده، در حالی که همه بردارهای همگرایی و لغزش بر روی گسل به صورت عمودی می‌باشند. (Javadi et al., ۲۰۱۵) بر این باورند که پایانه باختری سیستم گسلی درونه (DFS) دارای شاخه‌های منظم چپگرد بوده که شواهد کینماتیکی واضحی را از متحمل شدن وارونگی جهت لغزش‌های اخیر از حالت راستگرد به چپگرد در طی نئوژن پس و کواترنری آغازین نشان می‌دهند. به صورت مشابه شواهد کینماتیکی کمپلکس دگرگونی انارک، پیشنهاد می‌دهد که این کمپلکس در ابتدا در یک پایانه چپ‌پله ترافشارشی از گسل درونه توسعه یافته و پس از آن در نئوژن پسین به شرایط یک پایانه گسلی تراکشی تبدیل شده است. این موضوع که گسل درونه و سایر گسل‌های شمال‌خاور ایران از حالت امتدادلغز راستگرد به چپگرد در طی نئوژن پسین تغییر وضعیت داده و اینکه احتمالاً میان گسل درونه و گسل هرات افغانستان ارتباطی وجود دارد، پیشنهاد می‌دهد که پیش از میوسن پسین، همه نواحی شمالی ایران و شمال افغانستان بخشی از توزیع شبکه گسلش راستگردی بودند که از باختر هیمالیا به سمت البرز باختری توسعه یافته بود. همچنین تشخیص این موضوع که وارونگی جهت لغزش منطقه‌ای در طول شمال و شمال‌خاور ایران بعد از میوسن پسین رخ داده، مدل تکتونیکی‌ای را که کینماتیک و نرخ را بین پلیوستوسن و لغزش اخیر گسل مقایسه می‌کند، رد می‌نماید. داده‌ها و نتایج حاصل از مطالعات (Farbod et al., ۲۰۱۱) نشان می‌دهد که حتی گسل‌های امتدادلغز بزرگ می‌توانند به چند پهنه گسلی مجزا با ساختارها و ویژگی‌های زمین‌ریختی تقسیم گردند و طول بخش‌های لرزه‌ای وابسته نمی‌تواند بیشتر از ۱۴۰ کیلومتر باشد (شکل ۳۹).



شکل ۳۹: (آ) نقشه ساده شده زمین‌شناسی از گسل‌های درونه و کویر بزرگ. واحدهای زمین‌شناسی برگرفته از (Huber, ۱۹۷۷). (ب) مثالی از یک حوضه واکنشی شکل گرفته بین بخش‌های چپ پله گسل کویر بزرگ که ساختارهای گنبدی شکل رسوبات میوسن را قطع نموده است. (ث) نقشه دقیق و جزئی زمین‌شناسی سیستم گسلی درونه (تصحیح شده بعد از Eftekhari-Nezhad et al., ۱۹۷۶) که بر روی داده رقومی توپوگرافی SRTM منطقه قرار گرفته است. اثر گسل بر اساس آنالیزهای زمین‌ریختی و ساختاری از تصاویر SPOT و Landsat ETM+ رسم گردیده است. BF: گسل بیجورد، DQF: گسل دهان قلعه، KF: گسل خارتوران، KHF: گسل خواف، JTF: گسل راندگی جنگل (Farbod et al., ۲۰۱۱).

(Farbad et al., ۲۰۱۶) شصت و هفت جابجایی زمین‌ریختی را در سطح آبرفت‌های متروک (Q^1 , Q^2 & Q^3) در طول بخش باختری و مرکزی گسل مشخص نموده‌اند. سن ۱۲، ۳۶ و ۱۲۰ هزار سال که با استفاده از عناصر ^{10}Be و ^{36}Cl برای این سطوح تعیین شده است، امکان تخمین نرخ لغزش را فراهم نموده است. میانگین نرخ لغزش در بازه زمانی ۳۶ و ۱۲۰ هزار سال یک تنوع نرخ لغزش را در طول گسل نشان می‌دهد. در بخش مرکزی گسل، ماکزیمم نرخ لغزش در زمان پلیوستوسن پسین 2.0 ± 8.2 mm/yr تخمین زده شده است در حالی که، در طی هولوسن پهنه گسلی به دو پاره گسل تفکیک شده که دارای توزیع نرخ لغزش متوازن نسبت به مرز آنها با مقدار 1.7 ± 5.3 mm/yr می‌باشد. ایشان نرخ لغزش چپگرد بر روی بخش باختری گسل درونه را 0.4 ± 1.9 mm/yr تخمین زده‌اند (شکل ۴۰).



شکل ۴۰: آ) توزیع سایت‌هایی که در آنها جابجایی‌های چپگرد کوتاه‌تر در طول گسل درونه اندازه‌گیری شده است (Q۳: آبی، Q۲: قرمز و Q۱: سبز). سن‌سنجی سطوح کوتاه‌تری توسط روش CRE از عناصر ^{10}Be و ^{36}Cl به دست آمده است. ب) جابجایی‌های تجمعی چپگرد ثبت شده به وسیله مخروط‌افکنه‌های Q۱، Q۲ & Q۳ با مقادیر متفاوت می‌باشد (Farbod et al., ۲۰۱۶).

۴- مطالعات GPS، نرخ لغزش و سن‌سنجی

همگرایی صفحه عربی و صفحه اوراسیا موجب تغییر شکل فلات ایران می‌شود. این تغییر شکل در خاور به وسیله بلوک صلب و پایدار افغانستان محدود می‌شود و از آنجایی که مرز زمین‌شناسی این تغییرات کم و بیش با مرز جغرافیایی ایران و افغانستان همخوانی دارد، تقریباً تمامی تغییر شکل ناشی از آن در داخل مرزهای کشورمان روی می‌دهد.

کوتاه‌شدگی در ایران به طور کلی در سه پهنه اصلی البرز- کپه‌داغ، ایران مرکزی و زاگرس روی می‌دهد. جابجایی راستالغز در بخش خاوری ایران ناشی از حرکت نسبی به سوی شمال ایران مرکزی نسبت به بلوک افغانستان است، بنابراین با برآورد این حرکت می‌توان به میزان کلی حرکت راستالغز در خاور ایران دست یافت. یک راه برآورد این میزان حرکت استفاده از مدل‌های صفحه‌های زمین‌ساختی و داده‌های ژئودتیک موجود است اما از آنجا که این داده‌ها نرخ کوتاه‌شدگی در کل ایران را نشان می‌دهند، لذا نخست باید میزان کوتاه‌شدگی در زاگرس برآورد شود تا باقی‌مانده آن که مربوط به کوتاه‌شدگی در البرز- کپه‌داغ و ایران مرکزی است، به دست آید. (۱۹۸۴، ۱۹۸۸) Jackson & McKenzie و (۱۹۹۰) Jackson et al.

میزان کوتاه‌شدگی در زاگرس را حدود ۱۰-۱۵ میلی‌متر در سال پیشنهاد می‌نمایند، که این مقدار با فرض حدود ۵۰ کیلومتر کوتاه‌شدگی در زاگرس در ۵ میلیون سال اخیر همخوانی دارد. از سوی دیگر داده‌های شبکه ژئودتیک کشوری مقداری کمتر و حدود ۷-۱۱ mm/yr کوتاه‌شدگی در زاگرس مرکزی و خاوری را نشان می‌دهند (Tatar et al., ۲۰۰۲; Vernant et al., ۲۰۰۴). بنابراین با فرض این که کمینه مقدار کلی کوتاه‌شدگی ایران حدود ۲۲ mm/yr باشد، میانگین باقی‌مانده کوتاه‌شدگی یعنی حدود ۱۳ میلی‌متر در سال مربوط به کوتاه‌شدگی در ایران مرکزی و البرز-کپه‌داغ است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که بخش مرکزی ایران مرکزی با سرعت حدود ۱۳ mm/yr نسبت به اوراسیا (و در نتیجه نسبت به بلوک افغانستان) به سوی شمال حرکت می‌نماید و این حرکت به همان میزان جابجایی راستالغز در خاور ایران ایجاد می‌نماید (طالبیان و همکاران، ۱۳۸۸).

به علت کمبود ایستگاه‌های اندازه‌گیری ژئودتیک در خاور ایران، در این بخش سعی شده است که با استفاده از مطالعات زمین‌شناختی و نتایج سن‌یابی، نرخ لغزش گسل‌های خاور ایران مورد بحث قرار گیرد. به همین منظور جهت شرح نتایج سن‌سنجی و نرخ لغزش‌های محاسبه شده به ترتیب از سمت باختر به خاور گسل‌های موجود در ایران مرکزی مورد بررسی قرار گرفته است.

براساس اندازه‌گیری‌های GPS برش راستگرد میان ایران مرکزی و افغانستان در حدود ۱۶ mm/yr اندازه‌گیری شده است (Vernant et al., ۲۰۰۴). در صورتی که همانند نظر (Walker & Jackson, ۲۰۰۲) و Allen et al., (۲۰۰۴) زمان بیشترین تغییر شکل پوسته ایران در ۵ میلیون سال اخیر در نظر گرفته شود، میزان نرخ لغزش گسل‌های محدوده باختری بلوک لوت ۲ mm/yr و در بخش خاوری ۱۴ mm/yr اندازه‌گیری می‌شود (Meyer & LeDortz, ۲۰۰۷). اما طالبیان و همکاران (۱۳۸۸) مقادیر جابجایی در باختر و خاور بلوک لوت را متفاوت از آنچه که Meyer & LeDortz (۲۰۰۷) ذکر نموده‌اند، برآورد می‌نمایند. ایشان با توجه به انتقال جابجایی گسل گوک به سمت جنوب بر روی گسل سروستان و همچنین شواهد دیگری همانند نرخ لغزش بالای گسل میناب (۱۱ mm/yr)، براین باورند که میزان حرکت راستالغز در باختر کویر لوت ۵ mm/yr بوده و با توجه به جابجایی کلی ۱۳ mm/yr بلوک ایران مرکزی به سمت شمال، مابقی این مقدار یعنی ۸ mm/yr حرکت در بخش خاوری بلوک لوت جای می‌گیرد. (Walpersdorf et al., ۲۰۱۴) با آنالیز داده‌های جدید شبکه GPS در طی ۱۱ سال و ۹۲ ایستگاه، کینماتیک و نرخ لغزش امروزه گسل‌های لرزه‌زای خاور ایران را محاسبه نموده‌اند. بر این اساس ایشان نرخ لغزش گسل باختر لوت را که طبق نظر (Walker & Jackson, ۲۰۰۴) شامل گسل‌های گوک و نایبند است، 4.4 ± 0.4 mm/yr، و خاور لوت که شامل

گسل‌های نصرت‌آباد، اساگی، نه، زاهدان، آوز- گزیک و آبیز می‌باشد را $0.6 \pm 0.6 \text{ mm/yr}$ اندازه‌گیری نموده است (شکل ۴۱).

(Meyer et al., ۲۰۰۶) با بررسی تصاویر SPOT^۵ با رزولوشن بالا در ترکیب با داده توپوگرافی- رقومی SRTM جابجایی راستگرد جویبارها، تراس‌های فرازش یافته و مخروط‌افکنه‌های پی‌درپی را ثبت نموده‌اند. میزان جابجایی تجمعی اندازه‌گیری شده توسط ایشان بین ۲۵ تا ۹۰۰ متر بوده و در صورتی که سن این جابجایی‌ها هولوسن یعنی $2 \pm 12 \text{ ka}$ در نظر گرفته شود، نرخ لغزش گسل دهشیر 2 mm/yr برآورد می‌گردد. حال در صورت فرض این مقدار از نرخ لغزش برای گسل دهشیر، جابجایی کلی زمین‌درز ناین- بافت به میزان $15 \pm 65 \text{ km}$ حداقل باید در بازه زمانی ۲۵ تا ۴۰ میلیون سال گذشته رخ داده باشد. (Nazari et al., ۲۰۰۹) در مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی خود میزان نرخ لغزش برآورد شده را در یک بازه بزرگتر در نظر گرفته است. ایشان با فرض ۲۵ متر جابجایی که در فاصله زمانی $11.2 \pm 21.1 \text{ ka}$ اتفاق افتاده است، نرخ لغزش گسل دهشیر را $0.8-2.5 \text{ mm/yr}$ تخمین زده است. پس از آن LeDortz et al., (۲۰۱۱) با آنالیز سن‌سنجی کاسموژنیک عناصر ^{10}Be و ^{36}Cl از ۷۳ نمونه کوبل سطحی و ۲۷ نمونه مرکب نزدیک به سطح، و با توجه به اندازه‌گیری جابجایی عوارض زمین‌شناسی توسط گسل دهشیر، میزان حرکت گسل دهشیر را کمی متفاوت با بازه پیشنهاد شده توسط (Nazari et al., ۲۰۰۹) به دست آورده است. در این راستا با توجه به سن‌سنجی‌های جامع صورت گرفته سن دو پادگانه T^2 و T^3 به ترتیب $62 \pm 175 \text{ ka}$ و $88 \pm 469 \text{ ka}$ تخمین زده شده که با توجه به جابجایی $2 \pm 12 \text{ m}$ تا $20 \pm 380 \text{ m}$ نرخ لغزش گسل دهشیر $0.9-1.5 \text{ mm/yr}$ اندازه‌گیری شده است. در جدیدترین داده‌های حاصل از شبکه ژئودتیک که توسط (Walpersdorf et al., ۲۰۱۴) تهیه شده، نرخ لغزش این گسل $0.9 \pm 1.4 \text{ mm/yr}$ برآورد شده است.

جابجایی‌های اخیر چند ده متری در طول گسل انار در ایران مرکزی مشاهده شده است که در صورت فرض اینکه بیشتر این جابجایی در زمان هولوسن یعنی $2 \pm 12 \text{ ka}$ پیش رخ داده باشد، نرخ لغزش گسل انار حدودا $0.5-0.75 \text{ mm/yr}$ به دست می‌آید (Meyer & LeDortz, ۲۰۰۷) (جدول ۳). (Foroutan et al., ۲۰۱۲) برای اولین بار با مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی بر روی گسل انار سه زمین‌لرزه بزرگ را در طی هولوسن و یا پلیوستوسن بالایی بر روی این گسل تعیین نمود که حداقل در ۱۵ هزار سال گذشته به وقوع پیوسته‌اند. سن‌سنجی شش نمونه برداشت شده از این ترانشه فواصل زمانی وقوع این زمین‌لرزه‌ها را به ترتیب در 0.8 ± 4.4 ، 1 ± 6.8 و 2 ± 9.8 هزارسال نشان می‌دهد، که با توجه به نتایج سن‌سنجی و همچنین اندازه‌گیری میزان جابجایی‌های صورت گرفته نرخ لغزش گسل انار $0.1 \pm 0.8 \text{ mm/yr}$ تخمین زده شده است.

Walpersdorf et al., (۲۰۱۴) با استفاده از داده‌های شبکه GPS نرخ لغزش این گسل را 0.7 ± 2 mm/yr برآورد نموده

است (شکل ۴۱).

جدول ۳: مختصات جغرافیایی جابجایی‌های مورد استفاده در تخمین نرخ لغزش هولوسن برای گسل‌های دهشیر، انار و سیستم گسلی

خاور لوت (Meyer & LeDortz, ۲۰۰۷).

	Site	Latitude, °N	Longitude, °E	Offset, m	Type of Marker
Anar fault	site 1	31°16'11"	55°7'59"	7.5	river bank
	site 2	31°11'59"	55°9'8"	7.5–8	river bank
		31°11'26"	55°9'18"	15–20	channels
Deshir fault	Deshir 1	30°38'23"	54°1'20"	25	offset streams
	Deshir 2	30°26'54"	54°7'23"	25	river bank
Est-Neh fault	E1	31°29'34"	60°10'6"	25	fan edge
	E2	31°16'21"	60°7'39"	25	river incision
	E3	31°5'40"	60°6'18"	25	offset stream
Asagie fault	A1	30°45'50"	60°8'3"	25	streams and ridges
	A2	30°42'21"	60°7'51"	25	offset stream
	A2	30°42'15"	60°7'48"	25	offset stream
	A3	30°31'14"	60°4'15"	25	river incision
	A4	30°30'27"	60°4'11"	15	river incision
West-Neh fault	W1	31°1'11"	60°0'28"	20	fan edge
	W2	31°0'1"	60°0'22"	25	fan edge
	W3	30°26'12"	59°56'28"	45	fan edge and stream offset
	W4	30°16'23"	59°56'29"	50	canyon offset
	W5	30°9'50"	59°56'51"	25	offset streams
	W6	30°8'23"	59°56'59"	15	offset streams
Kahurak fault	K	30°2'4"	59°50'8"	35	offset stream

ایستگاه‌های اندازه‌گیری ژئودتیک در دو سوی گسل کوهبنان (Vernant et al., ۲۰۰۴) حدود ۴ mm/yr کوتاه‌شدگی در

راستای شمالی- جنوبی را گزارش می‌نمایند. این اندازه‌گیری بین دو نقطه به نسبت نزدیک انجام شده است، بنابراین از

خطای کمتری برخوردار است و با توجه به راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری گسل کوهبنان به احتمال این گسل ترکیبی

از حرکت راستالغز و کوتاه‌شدگی (هرکدام ۲.۸ mm/yr) را در خود جای می‌دهد. حرکت در راستای گسل گوک به سمت

شمال به دو گسل نایبند و کوهبنان انتقال می‌یابد، بنابراین برای هرکدام از این گسل‌ها انتظار نرخ لغزش کمتری نسبت به

گسل گوک می‌رود. از این رو نرخ لغزش حدود ۱.۵ mm/yr که براساس داده‌های سن‌یابی به دست آمده است (Conrad

(۱۹۸۱) et al. دور از واقعیت به نظر نمی‌رسد (طالبیان و همکاران، ۱۳۸۸)، (۲۰۱۴) Walpersdorf et al. نیز در محاسبات

جدید خود نرخ لغزش 1.3 ± 3.6 mm/yr را برای این گسل پیشنهاد می‌دهند (شکل ۵۹).

(۲۰۰۲) Walker & Jackson با اندازه‌گیری جابجایی بازالت‌های ناحیه گندم بریان نرخ لغزش گسل نایبند را تخمین

زده‌اند. با توجه به جابجایی راستگردی که در حاشیه شمالی بازالت‌ها به میزان $3/2$ کیلومتر توسط گسل نایبند ایجاد شده

و همچنین استفاده از نتایج سن‌سنجی K-Ar (۱۹۸۱) Conrad et al. که سن حدوداً ۲ میلیون سال را برای این سنگ‌ها

در نظر گرفته است، نرخ لغزش راستگرد گسل نایبند 1.5 mm/yr اندازه‌گیری می‌شود. (۲۰۰۹) Walker et al. در مطالعات

جدید خود با سن‌سنجی سه نمونه جدید از بازالت‌های ناحیه گندم بریان به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ سن آنها را بین $2/15 - 2/31$

میلیون سال به دست آورده که با توجه به جابجایی $2 - 4$ کیلومتری این بازالت‌ها به طور میانگین نرخ لغزش 0.5 ± 1.4

mm/yr محاسبه می‌گردد که با نتایج پیشین ایشان در تطابق می‌باشد. در جدیدترین مطالعات صورت گرفته توسط

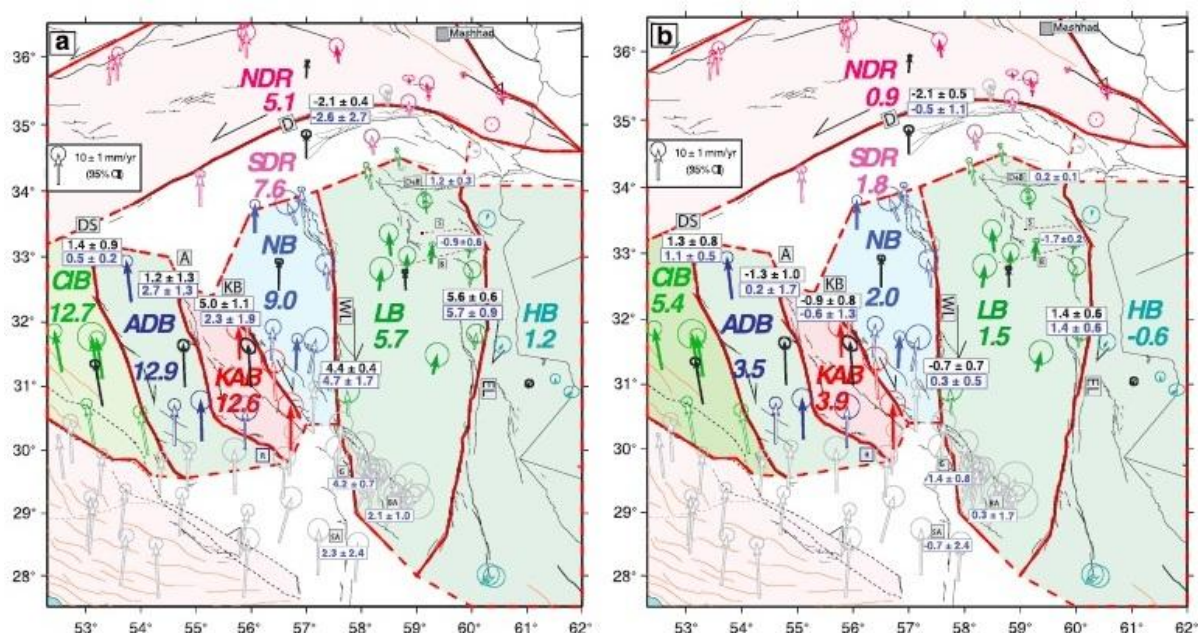
(۲۰۱۴) Foroutan et al. که با حفر ترانشه‌ای بر روی گسل نایبند اقدام به مطالعات پالتوسازمولوژی نموده است، میزان

جابجایی در دو سایت در طول گسل نایبند بین 1 ± 9 متر و 15 ± 195 متر اندازه‌گیری شده که با استفاده از روش‌های

سن‌سنجی CRE (^{36}Cl cosmic ray exposure) و OSL (optically simulated luminescence) سن نمونه‌های

مربوط به این سایت‌ها به ترتیب 6.8 ± 0.6 ka و 100 ± 10 ka به دست آمده است و در نتیجه نرخ لغزش حداقل و حداکثر به

ترتیب 1.08 و 2.45 میلی‌متر بر سال و یا به طور میانگین 1.8 ± 0.7 mm/yr تخمین زده می‌شود.



شکل ۴۱: نقشه بردار سرعت GPS نسبت به اوراسیا، بیضوی خطای بردار درصد اطمینان ۹۵٪ را نشان می‌دهد. بردارهای توپر نشان‌دهنده ایستگاه‌های کلاس ۱، بردارهای توخالی ایستگاه‌های کلاس ۲ می‌باشند. خطوط قرمز محدوده بلوک‌های سخت را در مدل بلوک‌ها شرح داده که خطوط پیوسته در آن منطبق با گسل‌های فعال حقیقی می‌باشد و خطچین‌ها مربوط به قسمت‌هایی است که برای مشخص کردن محدوده بلوک احتیاج به ترسیم شماتیک بوده است. در هر بلوک سرعت‌های مرکزی از مدل به دست آمده که با بردارهای سیاه رنگ نمایش داده شده است. مدل بلوک با استفاده از قفل‌شدگی به دست آمده است. اعداد رنگی ضخیم شده مؤلفه سرعت بلوک‌ها را در امتداد N۱۳E (NNE) در تصویر (a) و راستای N۷۷W (WNW) در تصویر (b) مشخص می‌نمایند. در تصویر (آ) بلوک‌های با سرعت NNE، لغزش موازی با گسل، گسل‌های شمالی-جنوبی را نشان داده (مقادیر مثبت حرکت راستگرد) و لغزش عمود بر گسل، نشان‌دهنده گسل‌های خاوری-باختری (مقادیر مثبت کشش) است. اعداد مشکی پیش‌بینی مدل بلوک، اعداد آبی نرخ لغزش گسل براساس محاسبه روش میانگین سرعت را مشخص می‌نماید. در تصویر (ب) بلوک‌های با سرعت WNW، لغزش عمود بر گسل برای گسل‌های شمالی-جنوبی و لغزش موازی با گسل برای گسل‌های خاوری-باختری است. بلوک‌های اصلی گسل‌ها محدود شده‌اند: CIB: بلوک ایران مرکزی، ADB: بلوک انار-دهشیر، KAB: بلوک کوهبنان-انار، NB: بلوک نایبند-کوهبنان، LB: بلوک لوت، HB: بلوک هیلمند، NDR: ناحیه شمال درونه، SDR: ناحیه جنوب درونه (Walpersdorf et al., ۲۰۱۴).

(Walker et al., ۲۰۱۵) با استفاده از روش‌های مختلف سن‌سنجی شامل لومینسانس نوری (OSL) بر روی دانه‌های کوارتز، لومینسانس فروسرخ (IRSL) بر روی فلدسپار پتاسیم و کاسموژنیک (CRE) عنصر ^{۳۶}Cl و ترکیب نتایج حاصل از آنها سعی در تخمین زمان متروک شدن سطح مخروط‌افکنه آبرفتی و با استفاده از آن تعیین نرخ لغزش گسل طبس نموده است. بر این اساس سن سطح مخروط‌افکنه آبرفتی بین ۸-۱۰ هزار سال می‌باشد که پس از آن دچار چین‌خوردگی شده و تحت عنوان تاقدیس سردر نامیده شده است. این محدوده سنی در ترکیب با پروفیل‌های توپوگرافی در طول سطوح مخروط‌افکنه‌های تغییرشکل یافته و محدوده شیب گسل در عمق، تقریباً نرخ کوتاه‌شدگی افقی گسل طبس را $۱.۵ \sim \text{mm/yr}$ نشان می‌دهد. کوتاه‌شدگی طبس ظاهراً ناشی از خم ترا فشارشی در پایانه شمالی گسل امتدادلغز نایبند می‌باشد. دنباله شمالی گسل نایبند که با نرخ حدوداً ۲ mm/yr در حال لغزش است، در کف کوه‌های شتری در فاصله تقریبی ۱۰-۲۰ کیلومتری خاور راندگی طبس تشخیص داده شده است.

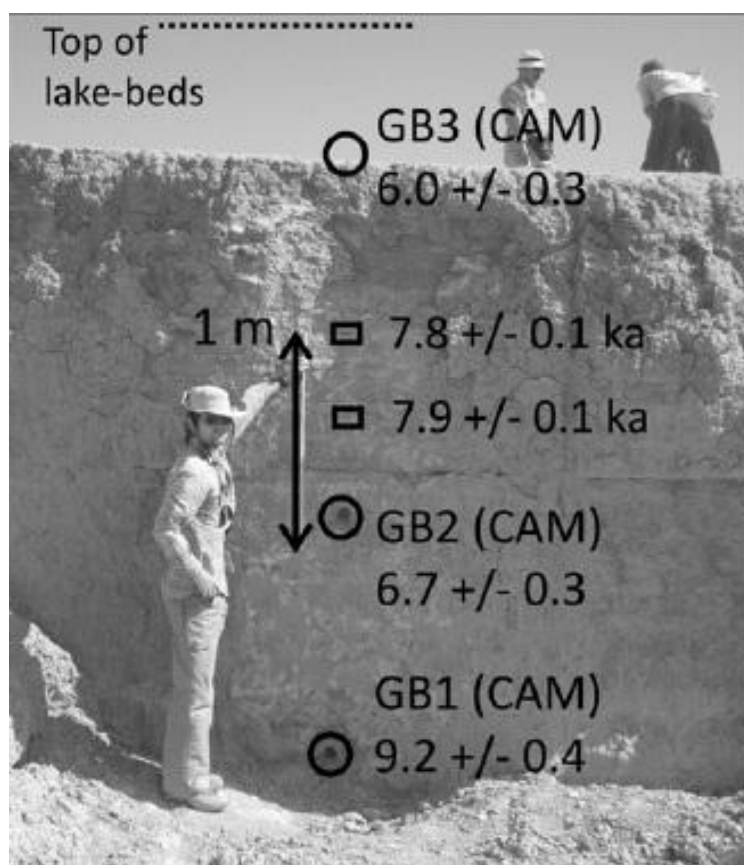
(Walker & Jackson, ۲۰۰۲) در مشاهدات خود اشاره به وجود یک جابجایی افقی ۳ کیلومتری در عوارض زمین‌ریختی و علاوه بر این جابجایی کلی ۱۲ کیلومتری در طول گسل گوک نموده‌اند. با توجه به این مقدار از جابجایی (۱۲ کیلومتر) و با فرض سن ۵ میلیون سال که مربوط به زمان شروع تغییرشکل در این نواحی است، نرخ لغزش گسل $۲.۴ \sim ۱.۵ \text{ mm/yr}$

به دست می‌آید. پس از آن (Walker et al., ۲۰۱۰) با استفاده از شواهد زمین‌ریختی به تخمین مجدد نرخ لغزش گسل گوک پرداختند. شاخه‌های فعال این گسل موجب قطع شدن رسوبات دریاچه قدیمی داخل حوضه واکنشی جنوب گلباف شده است. تعدادی از کانال‌هایی که سطح دریاچه قدیمی را قطع نموده‌اند توسط گسل به میزان 5 ± 30 متر دچار جابجایی راستگرد شده‌اند. سن سنجی رادیوکربن قطعات چوبی دریاچه خشک شده سن 0.1 ± 7.9 هزار سال را مشخص کرده و از این رو حداقل نرخ لغزش گسل گوک 0.7 ± 3.8 mm/yr برآورد می‌گردد. این مقدار از نرخ لغزش با اندازه‌گیری‌های ژئودتیک همخوانی داشته، بنابراین به نظر می‌رسد که نرخ لغزش این گسل حداقل از حدود ۸ هزار سال پیش ثابت باقی مانده است. Fattahi et al., (۲۰۱۴) سن فلدسپار رسوبات بستر دریاچه و گراول‌های مخروط‌افکنه‌های آبرفتی که توسط گسل گوک جابجا شده‌اند را با روش سن سنجی لومینسانس فروسرخ (IRSL) تعیین نموده است (شکل ۴۲). میزان جابجایی راستگرد در مخروط‌افکنه آبرفتی مورد بررسی ایشان حدوداً ۶۰ متر و سن بخش‌های بالایی رسوبات این مخروط‌افکنه نیز 12.9 ± 0.7 هزار سال می‌باشد، بنابراین نرخ لغزش $4.9 - 4.4$ mm/yr را نشان می‌دهد. در سایت دیگر مورد بررسی ایشان در رسوبات بستر دریاچه میزان جابجایی ایجاد شده ۳۰ متر و سن رسوبات 0.2 ± 6.3 هزار سال اندازه‌گیری شده است و در نتیجه نرخ لغزشی معادل $5.7 - 3.8$ mm/yr را مشخص می‌نماید.

Meyer & LeDortz (۲۰۰۷) با در نظر گرفتن سن 2 ± 12 هزار سال (هولوسن) نرخ لغزش تعدادی از گسل‌های خاور بلوک لوت را تخمین زده‌اند. بر مبنای مطالعات ایشان میزان جابجایی رودخانه‌ها و مخروط‌افکنه در طول گسل نه خاوری ۲۵ متر اندازه‌گیری شده که نرخ لغزش $2.5 - 1.75$ mm/yr را نشان می‌دهد. جابجایی رودخانه‌ها، مخروط‌افکنه‌ها و دره عمیق در طول گسل نه باختری بین ۱۵ تا ۵۰ متر اندازه‌گیری شده و نرخ لغزش آن $5 - 1$ mm/yr برآورد گشته است. همچنین ایشان میزان جابجایی در طول دو گسل اساگی و کهورک را که به ترتیب دنباله جنوبی گسل‌های نه خاوری و نه باختری هستند در حدود ۲۵ و ۳۵ متر محاسبه نموده است و با توجه به سن در نظر گرفته شده نرخ لغزش آنها را به ترتیب $2.5 - 1$ mm/yr و $3.5 - 2.5$ mm/yr بیان می‌نماید. Walker et al., (۲۰۰۹) بر این باورند که میزان جابجایی صورت پذیرفته در لاواهای حاصل از فوران که دارای سن تقریباً $1/7$ میلیون سال می‌باشند، ۲ کیلومتر بوده و در این صورت نرخ لغزش گسل نه خاوری 1.2 mm/yr محاسبه می‌گردد. اما این مقدار از نرخ لغزش برای گسل نه خاوری با آنچه که در ابتدا Meyer & LeDortz (۲۰۰۷) با استفاده از بازسازی رودخانه‌ها و مخروط‌افکنه‌ها به دست آورده‌اند در تناقض نمی‌باشد. لایه‌های زمین‌شناسی در راستای گسل زاهدان جابجایی در حدود ۱۳ کیلومتر را نشان می‌دهند که با فرض اینکه این جابجایی در ۵ میلیون سال اخیر روی داده باشد، نرخ لغزش راستالغز 2.6 mm/yr برای آن به دست خواهد آمد. گسل

راستالغز زاهدان در انتهای شمالی خود به وسیله گسل راندگی سفیدآبه خاتمه می‌یابد. پایان یافتن حرکت راستالغز به وسیله راندگی‌ها موجب می‌شود که میزان حرکت راندگی در یکی وابسته به میزان حرکت راستالغز در گسل دیگر باشد. نتایج سن‌یابی نمونه‌های برداشت شده از رسوبات دریاچه‌ای برخواسته بر اثر رشد گسل (Parsons et al., ۲۰۰۶)، نرخ همگرایی حدود 1.5 mm/yr را برای گسل سفیدآبه نشان می‌دهد. راستای گسل سفیدآبه زاویه‌ای در حدود 55° درجه با راستای کلی گسل زاهدان می‌سازد، بنابراین 2.6 mm/yr حرکت راستالغز میتواند حدود 1.5 mm/yr کوتاه‌شدگی (عمود بر راستای گسل) را برای گسل سفیدآبه موجب شود (طالبیان و همکاران، ۱۳۸۸).

جابجایی‌ها و سن‌سنجی صورت گرفته توسط Fattahi et al. (۲۰۰۷) در طول گسل درونه منجر به تخمین نرخ لغزش شده است. ایشان میزان جابجایی صورت پذیرفته در سه سایت مخروط‌افکنه آبرفتی اوچ پالانگ (Uch Palang)، چین‌خوردگی کوه تیاق احمد (Kuh-e-Teagh-Ahmad) و سه پادگانه رودخانه شش تراز، را به ترتیب $800-850$ متر، $400-200$ متر و 25 متر اندازه‌گیری نموده است که به صورت چپگرد جابجا شده‌اند. سن‌یابی لومینسانس فروسرخ (IRSL) از بخش بالایی رسوبات پادگانه رودخانه شش تراز سن 10 هزار سال را برای این رسوبات نشان داده که با تغییرات جهانی اقلیم به سن $10-12$ هزار سال در تطابق می‌باشد. حال با توجه به جابجایی و سن به دست آمده نرخ لغزش گسل درونه $0.3 \pm 2.4 \text{ mm/yr}$ محاسبه می‌گردد. پس از آن Walker & Fattahi (۲۰۱۱) میزان جابجایی اوچ پالانگ را 150 متر و سن آن را $40-60$ هزار سال در نظر گرفته و در نتیجه نرخ لغزش گسل درونه را کمی بیش از قبل و در حدود 3 mm/yr به دست آورده‌اند. Walpersdorf et al. (۲۰۱۴) در مطالعات جدید خود با استفاده از شبکه GPS نرخ حرکت این گسل را $0.8 \pm 1.3 \text{ mm/yr}$ اندازه‌گیری نموده است. Farbod et al. (۲۰۱۶) شصت و هفت جابجایی زمین‌ریختی را که در طول سه سطح متوالی و متروک آبرفتی (Q^1 , Q^2 & Q^3) ثبت شده‌اند و توسط بخش باختری و مرکزی سیستم گسلی جابجا شده‌اند را بازسازی نموده‌اند. سن‌های به دست آمده برای این سه سطح به روش کاسموژنیک ^{36}Cl و ^{10}Be به ترتیب برابر حدودا 12 ، 36 و 120 هزار سال می‌باشد. بیشینه نرخ لغزش در زمان پلیوستوسن پسین در طول بخش مرکزی گسل $8.2 \pm 2 \text{ mm/yr}$ تخمین زده شده در حالی که، در طول هولوسن پهنه گسلی به دو بخش تقسیم شده که با توزیع متقارن نرخ لغزش نسبت به مرز خودشان، مقدار نرخ لغزش کاهش یافته و $1.7 \pm 5.3 \text{ mm/yr}$ اندازه‌گیری شده است. نرخ لغزش معکوس - چپگرد در بخش باختری نیز $0.4 \pm 1.9 \text{ mm/yr}$ برآورد گردیده است.



شکل ۴۲: عکس صحرایی از سایت نمونه‌برداری GB در بستر دریاچه جنوب گلباف. دو نمونه چوب توسط Walker et al., (۲۰۱۰) سن‌یابی شده است که با مستطیل نمایش داده شده و نمونه‌هایی که توسط Fattahi et al., (۲۰۱۴) سن‌سنجی شده‌اند با دایره مشخص گشته است (Fattahi et al., ۲۰۱۴).

۵- زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ایران مرکزی و خاور ایران

۵-۱- زمین‌لرزه‌های تاریخی

اطلاعات بسیار اندکی از زمین‌لرزه‌ها در مناطق کم‌جمعیت و دورافتاده و بیابان‌ها در دست است. خشک بودن نواحی زیادی از بلوک ایران مرکزی و خاور ایران و تراکم کم جمعیت در حاشیه بلوک لوت موجب شده است که متأسفانه داده تاریخی کمی از این ناحیه در دسترس باشد. در این قسمت به معرفی زمین‌لرزه‌های تاریخی ثبت شده پرداخته می‌شود. البته ذکر این نکته نیز حائز اهمیت است که زمین‌لرزه‌های تاریخی ذکر شده در این بخش مربوط به دوره اسلامی می‌باشند.

- زمین‌لرزه سال ۷۶۳ میلادی خراسان:

در سال ۷۶۳ م زمین‌لرزه فاجعه‌باری در خراسان روی داد که کوه‌ها را از جای خود حرکت داد و هیچ درختی و سنگی را برجای خویش استوار باقی نگذاشت. بازشناختن ناحیه آسیب‌دیده ناممکن است اما لرزه، که زمین‌لغزه‌هایی را به راه انداخته

و یا با دگرریختی‌های زمین همراه بوده است، به نظر نمی‌رسد که به هیچ یک از مراکز جمعیت آسیب رسانده باشد. محل‌های احتمالی این زمین‌لرزه که راه‌های ارتباطی مهمی از آن می‌گذشته، می‌تواند منطقه قُهستان (خواف، قائن، طبس) و یا ناحیه جاجرم، جوین و نیشابور بوده باشد.

• زمین‌لرزه سال ۸۱۵ میلادی سیستان:

در سال ۱۹۹ ق سومین زمین‌لرزه ویرانگر در طی هشتاد سال در سیستان روی داد.

• زمین‌لرزه سال ۸۵۹ میلادی خراسان:

به احتمال زیاد این رویداد یک پس‌لرزه آسیب‌رسان زمین‌لرزه ۸۵۶ م منطقه قومس بوده که در سمت خراسان روی داده است.

• زمین‌لرزه می ۱۰۶۶ قُهستان (قائن):

رشته‌ای از تکان‌های زمین‌لرزه در خراسان روی داد که چند روزی در ماه جمادی‌الثانی ۴۵۸ ادامه داشت. در قُهستان، کوه‌ها شکافته شد و شماری از روستاها بکلی ویران شدند. بسیاری از مردم جان خود را از دست دادند و بازماندگان در فضای بیرون ماندند.

• زمین‌لرزه ۲۱ اکتبر ۱۳۳۶ خواف:

در اوایل بامداد دوشنبه ۱۴ ربیع‌الاول ۷۳۷ زمین‌لرزه فاجعه‌باری در خراسان در منطقه خواف روی داد. شهر جرد به تمامی ویران شد و در روستاهای میان جرد و زوزن بین ۲۰ تا ۳۰ هزار تن جان خود را از دست دادند. در زوزن فرمانروای محلی در فروریزش کاخ در اثر زمین‌لرزه کشته شد. یک بیماری همه‌گیر، احتمالاً وبا، پس از زمین‌لرزه شیوع پیدا کرد و در نتیجه ۱۱۰۰۰ تن دیگر در منطقه میان سنجان زاوه (سنگان) و دوغ‌آباد مردند.

همه نشانه‌ها حاکی از آن است که این یکی از بزرگترین زمین‌لرزه‌هایی بوده که در قُهستان روی داده است. جرد، زوزن و همه روستاهای بین آنها ویران شد، و تقریباً حتمی است که خود خواف به شدت زیان دیده است. از این رو ناحیه کلان‌لرزه‌ای زمین‌لرزه باید در امتداد دره‌های رود دونخ و رود فدکبه سوی سنجان (سنگان) کشیده شده باشد. محور بلند ناحیه حدود ۱۱۰ کیلومتر درازا دارد و در جاهایی هم راستای گسله‌های کوتاه‌تر می‌باشد. این گسله‌ها که بیشتر در آبرفت هستند، بر روی عکس‌های هوایی قابل مشاهده‌اند و بر روی زمین می‌توان آنها را که دارای امتداد N۱۴۰-۱۵۰E هستند به گونه‌ای ناپیوسته در طول چند کیلومتر دنبال کرد. بزرگ بودن ناحیه کلان‌لرزه‌ای، همراهی

آن با آنچه که به نظر می‌رسد سیماهایی با خاستگاه زمین‌ساختی جوان باشند، اثراتی که لرزه احتمالا بر منابع تامین آب منطقه داشته است و دیرش طولانی لرزه همگی نشان‌دهنده زمین‌لرزه‌ای با بزرگای زیاد است.

• زمین‌لرزه ۱۵ فوریه ۱۵۴۹ خاور قائن:

در شب چهارشنبه ۱۷ محرم ۹۵۶ زمین‌لرزه بزرگی در منطقه قاین روی داد. لرزه پنج روستا را احتمالا در منطقه زیرکوه کاملا ویران کرد و ۳۰۰۰ تن جان باختند. خود قاین، که گمان می‌رود از منطقه رومرکزی زمین‌لرزه مقداری فاصله داشته است، به نظر نمی‌رسد که از این زمین‌لرزه آسیب سختی دیده باشد. این رویداد را یک اختراگوی محلی، که خود نیز در جریان آن کشته شد، پیشگویی کرده بود.

• زمین‌لرزه می ۱۶۱۹ دوغ‌آباد:

لرزه ویرانگری در منطقه زاوه و محولات در خراسان در سال ۱۰۲۸ ق دوغ‌آباد را کاملا ویران کرد. به رغم این واقعیت که بیشتر مردم در بیرون و در کشتزارها بودند زمین‌لرزه حدود ۸۰۰ نفر را در شهر و بیرون آن کشت. این رویداد از همه لرزه‌هایی که پیش از آن در منطقه روی داده بود بزرگتر تلقی شد.

• زمین‌لرزه ۷ ژوئن ۱۷۵۵ کاشان:

زمین‌لرزه ویرانگری در کاشان ۶۰۰ خانه را ویران کرد و بیش از ۱۲۰۰ تن کشته شدند. به کاروانسرای شهر آسیب اساسی رسید. لرزه که در بسیاری از شهرهای ایران حس شد، به فین نیز آسیب رساند و سیستم آبیاری آن را ویران کرد. در مجموع، ۳۰۰۰ خانه ویران شد و اگر اکثریت جمعیت برای برداشت محصول پنبه در بیرون از خانه‌ها به سر نمی‌بردند شمار کشتگان بیشتر می‌شد.

• زمین‌لرزه ۱۵ دسامبر ۱۷۷۸ کاشان:

درست پیش از سپیده‌دم سه‌شنبه ۲۵ ذی‌قعدة ۱۱۹۲ زمین‌لرزه ویرانگری در پیرامون کناره باختری کویر روی داد. زمین‌لرزه به شدت در عراق عجم، منطقه ری و در قم و اصفهان حس شد. ویرانی در منطقه کاشان متمرکز بود که بیش از ۸۰۰۰ تن کشته شدند. در کاشان تقریباً همه خانه‌ها ویران شد و ساختمان‌های عمده و دژها و استحکامات نیز کاملا ویران شدند. شهر چنان به سختی آسیب دیده بود که اگر فرمانروا، کریم‌خان زند، بیدرنگ بازسازی را سامان نداده بود بازماندگان به جای دیگری نقل مکان می‌کردند. دامنه آسیب‌ها شاید از سوی شمال تا سن‌سن و از سوی جنوب تا قهرود کشیده شده بود

و به منابع تامین آب منطقه زیان رسانده بود. به دنبال زمین لرزه بیماری وبا شیوع یافت و قربانیان افزون تری گرفت. تا یک ماه پس از رویداد، هر روز دو تا سه پسر لرزه روی می داد.

زمین لرزه آسیب های شدیدی به بازار و مسجد جامع رساند که به همراه دیگر ساختمان های همگانی در طول پنج یا شش سال پس از رویداد به وسیله عبدالرزاق خان تعمیر و بازسازی شد. گواهی در دست نیست که در کاشان مناره های مسجد جامع و مناره های زین الدین که در زمان سلجوقیان ساخته شده بود هیچ گونه آسیبی دیده باشند.

• زمین لرزه ۱۷ ژانویه ۱۸۶۴ کرمان:

در شب ۷ شعبان ۱۲۸۰ زمین لرزه ویرانگری در چترود و در آبادی هایی که در سوی شمال خاور دشت جای دارند افراد و حیوانات بسیاری را کشت. لرزه آسیب چشمگیری به کرمان رسانید که در آن ایوان جامع مظفر فروریخت و به دیوارهای قبه سبز آسیب رسید.

• زمین لرزه می ۱۸۷۵ کوهبنان:

زمین لرزه شدیدی در منطقه کوهبنان روستا و دژ جور و نیز زیستگاه های طغراجرود را ویران کرد. گفته می شود که پیش از زمین لرزه جانوران شکاری بسیاری از کوهستان به زیر آمدند و وارد جور شدند. روستاییان به تعقیب آنها پرداخته و آنها را بیرون می راندند و همین سرگرمی، هنگامی که زمین لرزه روی داد، مایه نجات جانشان گردید. لرزه باعث خشکیدن چشمه ها در طغراجرود و رسیدن آسیب به خانه های رشک گردید. روستای واسط نیز ویران شد و لرزه در کرمان و توابع آن به شدت حس شد.

• زمین لرزه سال ۱۸۷۷ میلادی آب گرم (سیرچ):

در سال ۱۸۷۷ م زمین لرزه ای با بزرگای $M_s=5.6$ روستاهای آب گرم، سیرچ، حسن آباد، ده قلی و هشتادان را لرزاند. شکستگی های حاصل از این رویداد در کوهستان در نزدیکی آب گرم و چشمه های آب گرم خشک شده ظاهر شده بود. به نظر می رسد که زمین لرزه با گسلش سطحی در طول گسل گوک همراه بوده که با توجه به بزرگای زمین لرزه این موضوع محتمل می باشد.

۲-۵- زمین لرزه های دستگاهی

زمین لرزه های رخ داده از سال ۱۹۰۰ میلادی به بعد را به دلیل وجود دستگاه های ثبت زمین لرزه جزء زمین لرزه های دستگاهی در نظر می گیرند. در اوایل دوره ثبت دستگاهی زمین لرزه یعنی سال های ۱۹۰۰-۱۹۶۰ میلادی در زمینه پارامترهای اساسی

شامل موقعیت زمین لرزه، بزرگا و عمق کانونی دقت کافی وجود ندارد. اما پس از آن با توجه به ایستگاه‌های استاندارد لرزه‌نگاری جهانی (WWSSN) و سیستم یکپارچه مشاهدات لرزه‌ای (ESSN) اطلاعات مربوط به زمین لرزه‌ها بهبود یافته است. در این بخش به معرفی زمین لرزه‌های دستگاهی پرداخته می‌شود.

• زمین لرزه ۲۵ دسامبر ۱۹۰۳ ترشیز:

در ۳ رجب ۱۳۲۱ زمین لرزه شدیدی آسیب‌های گسترده‌ای به منطقه ترشیز (کاشمر) در سوی باختر تربت حیدریه در خراسان رساند. زمین لرزه ۳۵۰ تن را کشت و افزون بر ساختمان‌های دیگر، کارگاه‌های فرش‌بافی منطقه را نیز، به ویژه در کندر و کاشمر ویران کرد. در ترشیز، بزرگترین آبادی این منطقه، آسیب‌ها به ویژه در بخش‌های جنوبی شهر گسترده بود که در آن تقریباً همه خانه‌ها ویران شد و ۸۰ تا ۱۰۰ تن جان خود را از دست دادند. در حومه‌های شمالی شهر هیچ خانه‌ای فرونریخت اما تقریباً به همه آنها آسیب رسید. بخشی از بازار نیز فروریخت. ایوان مسجد فروریخت اما مناره‌های آن با دیدن اندک آسیبی لرزه را از سر گذراندند و برپا ماندند. آسیب رسیده به ترشیز به سختی آسیب‌هایی نبود که به آبادی‌های بیرون از شهر که در سوی باختر آن جای دارند رسید، در آنها ویرانی کامل بود و بیش از ۱۵۰ تن کشته شدند. زمین لرزه سبب فروریزش محلی زمین، به ویه در شمال نصرآباد شد، و در تپه‌های شمال ترشیز سنگ‌ریزش‌هایی روی داد. در جریان آب چشمه‌ها و چاه‌ها نیز تغییراتی موقتی مشاهده شد. به منار کاشمر، که یک برج ساخته شده با مصالح آجری در سده سیزدهم م است و قطر آن ۱۳/۴ متر و بلندای آن ۱۸ متر است، هیچ‌گونه آسیبی نرسید. زمین لرزه به منار فیروزآباد نیز، که آن هم در سده سیزدهم ساخته شده و ۷ متر قطر و ۱۸ متر بلندی دارد و در بیرون از ناحیه رومرکزی لرزه ولی درست در کنار آن جای دارد، هیچ‌گونه زبانی نرسید.

البته پیوند زمین لرزه ترشیز با زون گسل درونه، بیش از اندازه آشکار به نظر می‌آید، با این همه، هیچ‌گونه گواهی برآنکه این زمین لرزه با جنبش این ساختار اساسی همراه بوده باشد در دست نیست. نه تنها ناحیه کلان لرزه‌ای زمین لرزه ترشیز در سوی جنوبی زون گسل جای دارد، بلکه بسیاری جاها و بناها هم بودند که (مانند منار کاشمر، بسیار قدیمی هستند و درست در زون گسل و یا در سوی شمال آن جای داشتند) که هیچ‌گونه آسیبی ندیدند.

لرزه در شاهرود و طرود حس شد و در دوست‌آباد نیز قابل درک بود اما در مشهد دریافت‌پذیر نبود. پس لرزه‌ها به مدت دو ماه حس می‌شد و سبب رسیدن آسیب‌های افزون‌تری به ناحیه می‌گشت (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲).

• زمین لرزه ۱۸ آوریل ۱۹۱۱ راور:

به دنبال پیش‌لرزه‌ای نیرومند، زمین‌لرزه ویرانگری که هنگام شب در دهستان راور روی داد حدود ۷۰۰ تن را کشت. روستاهای کوچک آبدرجان، مکی و ده لک‌کوه در ناحیه کم‌جمعیت خاور راور به کلی ویران شدند و تلفات بسیاری به بار آمد. تقریباً همه خانه‌ها در راور و آبادی‌های پیوسته به آن ویران شد. در خود شهر که در زمان زمین‌لرزه ۶۰۰۰ تن جمعیت داشت، چندین باب از کارگاه‌های فرش‌بافی و مسجد جامع فرو ریخت و پنجاه نفر کشته شدند. راور به مدت درازی به حالت ویران باقی ماند و ساختمان‌های همگانی آن تنها سی سال بعد دگر باره ساخته شد.

لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های آن سنگ‌ریزش‌های بسیاری را از سمت شمال‌خاوری لک‌کوه به راه انداخت، و بسیار محتمل است که این زمین‌لرزه با گسلی در باختر آبدرجان همراه بوده که در درازای چند کیلومتر در راستایی جنوب- جنوب‌خاوری کشیده شده بوده است. باری، به هنگام بازدید که از بخش‌هایی از این منطقه شد، هیچ‌گونه گواه بازشناختنی از یک گسلش بسیار تازه وجود نداشت و آسیب‌های کم دامنه‌ای تا شماری از روستاها گسترش داشت، و در کرمان، ده زوئیه و کوهبنان این لرزه به نیرومندی حس شد. لرزه در بیرجند، نصرت‌آباد و دزدآب نیز حس شد. در طی سه ماه پس از رویداد پس‌لرزه‌ها ادامه داشت و بسیاری از آنها تا کرمان حس می‌شد. رویداد این پس‌لرزه‌ها تا فواصل طولانی به مدت چند سال ادامه یافت (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲).

• زمین‌لرزه ۲۲ سپتامبر ۱۹۲۳ لاله‌زار:

در ۳۱ شهریور ۱۳۰۲، دیر هنگام شب، زمین‌لرزه ویرانگری در استان کرمان بخش‌هایی از مناطق سیرجان و بافت را ویران کرد. دهستان گوغر و روستاهای خطیب، قلعه عسکر و لاله‌زار ویران شد و بیش از ۲۰۰ تن کشته شدند. تنها در لاله‌زار ۶۰ تن جان خود را از دست دادند. درون یک گستره بزرگ تقریباً همه خانه‌ها، و نیز استحکاماتی که در چنالو و چمن رنگ در کوه اهورک وجود داشت ویران شد، و بسیاری از آبادی‌های کوچکتر پس از زمین‌لرزه متروک رها شدند. لرزه سنگ‌ریزش‌هایی به راه انداخت که گردنه باختر گوغر را که راه سیرجان از آن می‌گذرد بست.

دامنه آسیب‌ها اندک ولی گسترده، به نگار و راین و نیز نود کیلومتر فراتر، تا کرمان که در آن شماری از ساختمان‌های همگانی، از جمله اداره تلگراف، به سختی ترک برداشتند، کشیده شده بود. خانه‌های شخصی در بیرون از دروازه وکیل و نیز برج ساعت وکیل آسیب دید و دو تن زخمی شدند. در سیرجان نیز آسیب‌های اندک به همان اندازه گسترده بود، و قنات‌ها فرو ریخت و از میزان تامین آب شهر کاست. در رفسنجان، ۱۲۰ کیلومتر دورتر، بیشتر خانه‌ها شکاف برداشت. لرزه در بم و انار حس شد و در بافق، یزد، نیریز و بندعباس نیز دریافت‌پذیر بود. پس‌لرزه نیرومندی که هفت ساعت بعد روی داد آسیب‌های افزونتری رساند و در کرمان نیز حس شد (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲).

• زمین لرزه ۳۰ ژوئن ۱۹۳۶ آبی:

زمین لرزه آبی با بزرگای $M_s=6$ موجب کشته شدن ۱۰ تن از مردم شد و بعنوان اولین زمین لرزه ای که بر روی گسل آبی روی داده است، شناخته گشت (Berberian et al., ۱۹۹۹). هنوز هم این زلزله توسط ساکنان کلات ناده و فیروزآباد، با تاکید بر این نکته که شکاف های زمین در طی این رویداد از ناده تا حاجی آباد (با فاصله طولی حدود ۸ کیلومتر) توسعه یافت، یاد می شود (Berberian, ۲۰۱۴).

• زمین لرزه ۲۳ سپتامبر ۱۹۴۷ دوست آباد:

هنگام بامداد زمین لرزه ویرانگری در منطقه کم جمعیت دوست آباد، جنوب خاور فردوس، شماری روستا را در هم کوبید و حدود ۴۰۰ تن را کشت. دوست آباد به کلی ویران شد و ۱۷۰ تن کشته شدند. نیمی از محمدآباد، که پس از زمین لرزه ۱۹۴۱ دگرباره ساخته شده بود، فرو ریخت و دامنه آسیب های سنگین همراه با تلفات تا دهستان های سرایان، چرمه و بادامک کشیده شد. ناحیه ای که در سوی باختر و جنوب باختر دوست آباد جای دارد، در گستره ده ها کیلومتر، در سال ۱۹۴۷ بکلی نامسکون بود. تنها سازه های ساخته آدمی در آنجا که چند خانه لاشه سنگی و آب انبار بود، با خاک یکسان شد.

زمین لرزه با یک سیستم پیچیده گسلش همراه بود. شکستگی های زمین را که توسط مردم محل گزارش شده، می توان در درازای حدود ۲۰ کیلومتر در راستای $N30^{\circ}E$ کوه قرمز دنبال کرد که دامنه کوه چنگر قش را قطع می کند و به سوی شمال تا دامنه خاوری چنگ کلاغ کشیده می شود. در فراسوی این نقطه دیگر اثر گسلش بر روی زمین قابل مشاهده نیست، اما بر طبق اطلاعات محلی از میان پهنه فرسایشی بین دوست آباد و آبادی استخر ادامه می یافته است. از کوه قرمز تا کوه چنگر قش پهنه شکستگی ها در سنگ های آتشفشانی ائوسن پسین جای دارد. در برخی جاها این پهنه از ترک های نردبانی تشکیل یافته که برخی از آنها باز بوده و به صورت فروچاله هایی فرسایش یافته و دارای راستای $N25^{\circ}E$ است، و در جاهای دیگری پهنه های خورد شده ای تشکیل یافته که طرف باختری آن به اندازه سی تا هشتاد سانتی متر پایین افتاده است. دو رخنمون آن در آبکندها نشان از جنبش افقی راستگرد به اندازه دست کم یک متر دارد.

در دشت بین دوست آباد و سرایان، و نیز بین تیغ آب و تیغدر، زمین فرو ریزش کرد و مجرای قنات ها بند آمد. مردم محل یک رشته تندی بین بادامک و گوراب را که بیشتر در کنگلومرا جای دارد و دارای امتداد $N140^{\circ}E$ و نیز تندهای بین ترشاب و حوض قلعه کهنه در جنوب محمدآباد را به این زمین لرزه نسبت می دهند.

لرزه به گونه‌ای گسترده حس شد، مایه بیم و هراس در قاین، بشرویه و بیرجند گردید و در راور و مشهد نیز دریافت‌پذیر بود. به دنبال آن پس‌لرزه‌های بسیاری آمد که در حدود شش ماه دنباله داشت و آسیب‌های افزونتری، به ویژه در منطقه چرمه و در سرایان، به بار آورد (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲).

- زمین‌لرزه ۵ ژوئن ۱۹۴۸ گوک:

دیرهنگام بعدازظهر ۱۴ تیر ۱۳۲۷، زمین‌لرزه نیرمندی در استان کرمان حس شد. جزییات منتشر شده‌ای از آسیب‌هایی که این لرزه به بار آورد وجود ندارد، اما اطلاعات محلی حاکی از آن است که آبادی‌های کم‌شماری که در دهستان کم‌جمعیت گوک جای دارند، ویران شدند. گفته شده است که خاستگاه زمین‌لرزه کوه دوشاه در شمال گوک بود و سنگ‌ریزش‌هایی از کوه‌های سوی شمال‌خاوری ملک و تیرکن به راه انداخت. این لرزه تا بم و کرمان به گونه‌ای نیرومند حس شد. لرزه در سنجک به ویژه شدید بود و مایه بیم و هراس و سبب آسیب‌هایی در آنجا شد، درحالی‌که در جویبار پس از زمین‌لرزه مدتی آبدهی قنات به گونه‌ای چشمگیر افزایش یافت.

اهمیت این زمین‌لرزه در این واقعیت نهفته است که در امتداد جنوب‌خاوری همان منطقه‌ای روی داد که از رویدادهای پیشتر در سده نوزدهم، آسیب دیده بود. به ویژه زمین‌لرزه‌ای در ۱۸۷۷ م روستاهای سیرچ، حسن‌آباد و هشتادان را ویران کرد و سبب شد که چشمه‌های گرم در پیرامون آبگرم از جریان باز ایستند. دامنه آسیب‌ها به آبادی‌هایی که عمدتاً در جنوب آبگرم جای دارند گسترش داشت که در آن لرزه سبب پدیداری ترک در زمین و فروشکستن سنگ‌ها شد. گواهی در دست نیست که این زمین‌لرزه در فاصله‌های چندان دوری حس شده باشد (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲).

- زمین‌لرزه ۳۱ آگوست ۱۹۶۸ دشت‌بیاض:

در اوایل بعدازظهر ۹ شهریور ۱۳۴۷ زمین‌لرزه فاجعه‌باری استان خراسان در شمال‌خاور ایران را لرزاند و به منطقه شمال‌باختر قاین آسیب رساند. به موجب این زمین‌لرزه تقریباً ۱۰ هزار نفر از مردم جان خود را از دست دادند و ۷۰ هزار نفر نیز بی‌خانمان شدند. نزدیک به ۱۶۰ روستا با جمعیتی بالغ بر ۱۱۲۱۰۰ نفر ویران و یا دچار آسیب‌دیدگی شدند. تمرکز اصلی آسیب‌ها در دره نیم بلوک بود که در آن بیش از ۲۵۰۰ تن، یعنی در حدود یک چهارم شمار کل تلفات جان باختند. میزان آسیب‌ها با دور شدن از این منطقه به سرعت کاهش می‌یافت. شدت زمین‌لرزه در دو سوی شمال در گناباد و بیدخت، و نیز در فردوس و قاین که به ترتیب در سوی باختر و جنوب‌خاور جای دارند، بسی کمتر بود. یک مورد استثنا کاخک بود، که در آن به جز چند خانه‌ای که بر پایه موازین درست ساخته شده بود، همه شهر فروریخت و ۱۳۷۹ تن جان باختند. در حدود ۲۱ ساعت

پس از لرزه اصلی، زمین لرزه شدیدی در ۷۰ کیلومتری باختر دشت بیاض، فردوس را که در اثر لرزه اصلی تنها اندکی آسیب دیده بود، تقریباً به طور کلی ویران کرد. رویداد پس لرزه‌ها تا مدتی ادامه داشت. در شش هفته نخست ۹ تکان نیرومند حس شد که آسیب‌رسانترین آنها در ۱۱ سپتامبر در دره نیم بلوک روی داد. این زمین لرزه حداقل با مجموعه‌ای از شکستگی‌های سطحی منطبق می‌باشد: ۱- ۷۰ کیلومتر شکستگی گسل در امتداد خاوری- باختری (بخش باختری گسل دشت بیاض)، ۲- شاخه‌های گسلی با امتداد NW-SE (گسل گلبیز (Golbiz)) و ۳- گسل‌های با امتداد NE-SW (گسل مزدآباد) (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲ ; Berberian, ۲۰۱۴).

• زمین لرزه ۱ سپتامبر ۱۹۶۸ فردوس:

وقوع دو زمین لرزه بزرگ در تاریخ ۱ سپتامبر ($M_w=6.3$) و ۴ سپتامبر ($M_w=5.5$) در سال ۱۹۶۸ در شهر فردوس در خاور ایران موجب خرابی شدید و مرگ تقریبی ۷۵۰ نفر از مردم شهر شد. این زمین لرزه که در حدود ۲۱ ساعت پس از زمین لرزه دشت بیاض، یعنی در ساعت ۱۱ بامداد روز بعد اتفاق افتاد، سبب رسیدن آسیب‌های سختی به منطقه فردوس، در حدود ۷۰ کیلومتری باختر دشت بیاض، شد. این لرزه شهر فردوس را تقریباً به کلی ویران کرد و شماری روستا را نیز که در لرزه نخست تنها آسیب اندکی دیده بودند ویران ساخت. گرچه نواحی اطراف از نظر تراکم جمعیتی کم و پراکنده بودند اما تعدادی از روستاهای اطراف نیز در اثر وقوع این رویداد تخریب شده و بیش از ۱۵۰ نفر فوت نمودند (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲).

• زمین لرزه ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ طبس:

ده سال پس از وقوع زمین لرزه فردوس، زمین لرزه دیگری در تاریخ ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ در شهر طبس واقع در ۱۵۰ کیلومتری باختر فردوس به وقوع پیوست. این زلزله موجب مرگ حدوداً ۲۰ هزار نفر و آسیب دیدگی ۹۰ روستا شد که ۳۰ روستا به طور کامل ویران شدند و حدود ۸۵٪ از جان باختگان نیز یعنی ۱۱ هزار نفر در خود طبس از بین رفتند. بزرگای این زمین لرزه $M_s=7.4$ بوده که به عنوان بزرگترین زمین لرزه دستگاهی ثبت شده در ایران می‌باشد. در سال‌های بعدی نیز، چهار زمین لرزه دیگر در اطراف و نزدیکی طبس رخ داده است. همچنین این زمین لرزه باعث ایجاد یک سطح گسیختگی ناپیوسته با طول بیش از ۸۰ کیلومتر در بالای تعدادی تپه تاقدیسی کوچک نیز شده است (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲ ; Walker et al., ۲۰۰۳ ; Berberian, ۲۰۱۴).

• زمین لرزه ۱۴ نوامبر ۱۹۷۹ کوریزان:

زمین‌لرزه کوریزان با بزرگای $M_w=6.6$ باعث کشته شدن ۱۷۱ تن و مجروح شدن ۲۷۹ نفر، تخریب قنات‌های کوریزان و موجب آسیب شدید در نواحی دوردست و نواحی بیابانی با تراکم کم جمعیت در خاور ایران و در طول گسل آبیژ شده است. این رویداد در طی دوره اختلالات اجتماعی و افزایش شدت تظاهرات در مقابل شاه ایران که او را مجبور به کناره‌گیری از سلطنت و ترک کشور کرده بودند، روی داد. اما وقوع این زمین‌لرزه تنها ساعاتی قبل از خروج شاه اتفاق افتاد و بنابراین اطلاعات کمی از آن در مقایسه با دو زمین‌لرزه بعدی در همین سال در دست است (Berberian, ۲۰۱۴).

زمین‌لرزه ۱۹۷۹ در شمال زمین‌لرزه ۱۹۳۶ آبیژ رخ داده، و حدود ۱۷ کیلومتر (Nowroozi & Mohajer-Ashjai, ۱۹۸۰) تا ۲۰ کیلومتر (Haghipour & Amidi, ۱۹۸۰) گسلش سطحی در طول بخش شمالی این گسل که دارای امتداد کمانی شمالی- جنوبی و با قوس به سمت باختر است، را ایجاد نموده است.

• زمین‌لرزه ۲۷ نوامبر ۱۹۷۹ کولی (خاور دشت بیاض):

این زمین‌لرزه با بزرگای $M_w=7.1$ تنها موجب مرگ ۲۰ تن از مردم در روستایی بیابانی و کم جمعیت شد، اما میزان خسارات و خرابی‌های آن شامل محدوده بزرگی در طول بخش خاوری گسل دشت بیاض از مناطق مکارم، جبار، کولی و چاه‌زیگان تا بارگاه، قلعه سرخ، دوناکی، بونی‌آباد و مهرآباد می‌باشد (Berberian, ۲۰۱۴).

• زمین‌لرزه ۷ دسامبر ۱۹۷۹ کلات شور:

این رویداد به عنوان پس‌لرزه زمین‌لرزه ۱۴ نوامبر کوریزان و تنها ۲۳ روز پس از آن و ۱۰ روز پس از زلزله ۲۷ نوامبر کولی به وقوع پیوست. بزرگای این لرزه $M_w=5.9$ بوده و ظاهراً در بخش شمالی گسل آبیژ رخ داده و موجب تولید گسلش جدیدی از کلات شور به سمت جنوب شده است (Berberian, ۲۰۱۴).

• زمین‌لرزه ۱۱ ژوئن ۱۹۸۱ گلباف:

زمین‌لرزه ۱۹۸۱ گلباف با بزرگای $M_w=6.6$ باعث مرگ حدود ۱۴۰۰ تن از مردم در نواحی بیابانی و دوردست شهر گلباف در جنوب‌خاور ایران شده است. همه روستاهای دشت گلباف در طی این لرزش شدیداً آسیب دیدند. هیچ پیش‌لرزه و یا سابقه فعالیت لرزه‌ای ناحیه‌ای توسط شبکه لرزه‌نگاری طولانی مدت پیش‌بینی نشده، و میزان عمومی لرزه‌خیزی بر روی سیستم گسلی گوک از آخرین لرزه در تاریخ ۲ سپتامبر ۱۹۶۹ در حد پایینی قرار داشت. گزارش ساکنان محلی هیچ شواهدی را از فعالیت لرزه‌ای در محل کانون زمین‌لرزه در ساعات و یا روزهای قبل از وقوع زلزله نشان نمی‌دهد (Berberian, ۲۰۱۴).

• زمین‌لرزه ۲۸ جولای ۱۹۸۱ سیرچ:

برآورد رسمی از میزان مرگ و میر زلزله سیرچ با بزرگای $M_w=7$ چیزی مابین ۸۴۶ و ۱۳۰۰ تن می‌باشد. بیست و پنج روستا به طور کامل در طی این زمین‌لرزه آسیب دید و شدت خسارات در نواحی بیابانی دوردست جنوب‌خاور ایران چند برابر شد. شهر گلباف که در طی زمین‌لرزه ۱۱ ژوئن شدیداً دچار آسیب شده بود، در طی این رویداد به طور کامل ویران گردید، با این وجود تعداد تلفات ناشی از آن به دلیل اینکه بیشتر مردم در چادرها زندگی می‌کردند، نسبت به رویداد اول کمتر شد (Berberian, ۲۰۱۴).

• زمین‌لرزه ۲۰ نوامبر ۱۹۸۹ گلباف:

در تاریخ ۲۰ نوامبر سال ۱۹۸۹ میلادی، زمین‌لرزه‌ای در ساعت ۱۴:۱۹ دقیقه به وقت GMT (وقت محلی ۰۷:۵۱ دقیقه) در جنوب گلباف در استان کرمان با بزرگای $mb=5.6$, $MS=6.7$ و شدت VII به وقوع پیوست. در اثر این زلزله ۴ نفر از مردم شهر فوت و ۴۵ نفر دچار آسیب‌دیدگی شدند. بیشتر دیوارها و وسایل در این شهر پایین ریخته و تمامی ۴ نفر نیز به دلیل فروریزش دیوار فوت نمودند. قاب پنجره‌ها شکسته و چندین ساختمان، از جمله ساختمان جدید مسجد در شهرک صدوقی (که در بخش باختری شهر و پس از زمین‌لرزه ۱۱ ژوئن و ۲۸ جولای گلباف- سیرچ در سال ۱۹۸۱ ساخته شده بود)، تخریب گشتند. شکستگی‌ها در نواحی کم‌عمق‌تر شهر شامل فروافتادگی گلباف در جنوب شهر که تحت عنوان دریا خوانده می‌شود نیز توسعه یافته و باعث گل‌آلود شدن آب این بخش شد. جریان آب در قنات کوشک در بخش شمال‌خاوری گلباف دوبرابر، اما در قنات تیرگان در نواحی جنوبی معدن ماسه گلباف واقع در جنوب شهر خشک گردید. در بستر رودخانه گلباف بخصوص در نواحی جنوب گلباف، شواهدی از جوشش ماسه و تشکیل گلفشان نیز مشاهده شده است. همچنین شکستگی‌هایی در ساختمان‌های زمان‌آباد، فندقا، جوشن و چهارفرسخ که به ترتیب در فواصل ۵، ۱۶، ۲۹ و ۶۰ کیلومتری شمال گلباف قرار دارند نیز توسعه یافته است. این لرزه موجب خرابی‌های جزئی در شهر کرمان واقع در ۸۰ کیلومتری شمال‌باختر ناحیه مه‌لرزه‌ای زمین‌لرزه ۱۹۸۹ نیز شده است (Berberian & Ghorashi, ۱۹۹۴).

• زمین‌لرزه ۲۲ فوریه ۱۹۹۴ سفیدآبه:

مجموعه زمین‌لرزه‌های سال ۱۹۹۴ سفیدآبه در ابتدا با یک پیش‌لرزه کوچک در تاریخ ۲۲ فوریه شروع شد و پس از یک روز اولین لرزه بزرگ با بزرگای $M_w=6.1$ در ساعت ۰۸:۰۲ به وقت GMT و ۱۱:۳۰ دقیقه به وقت محلی در تاریخ ۲۳ فوریه ۱۹۹۴ میلادی به وقوع پیوست. پس از آن چهار رویداد دیگر با بزرگای $M_w=5.5-6.2$ در طی مدت پنج روز نیز

رخ دادند. اولین رویداد بزرگ در تاریخ ۲۳ فوریه موجب مرگ ۶ نفر (سه نفر در سفیدآبه و سه نفر هم در کلات حاجی در ۲ کیلومتری جنوب باختر سفیدآبه) و همچنین زخمی شدن ۱۰ نفر همراه با آسیب دیدگی حدوداً ۳۰۰ ساختمان (خرابی ۲۰۰ ساختمان) شده است. بیشینه شدت در نظر گرفته شده برای سفیدآبه و کلات حاجی معادل VII می باشد. در اثر وقوع این زمین لرزه گسیختگی های کوچکی نیز در سطح زمین مشخص بودند (Berberian et al., ۲۰۰۰) (شکل ۴۳).



ب

آ



پ

شکل ۴۳: تصویر صحرایی از گسیختگی سطحی همزمان با لرزه (همه عکس ها در فوریه ۱۹۹۴ گرفته شده است). آ - پ) دید رو به جنوب خاور بر روی راس تپه سفیدآبه در ۱ کیلومتری جنوب روستای سفیدآبه. همه گسیختگی های سطحی شامل لغزش بر روی یک صفحه تقریباً عمودی است که باعث شکل گیری گرابن های کوچک شده است (Berberian et al., ۲۰۰۰).

• زمین لرزه ۱۰ می ۱۹۹۷ زیرکوه:

زمین لرزه زیرکوه قائنات در ۱۰ می سال ۱۹۹۷ میلادی با بزرگای $M_w=7.2$, $M_s=7.3$, $mb=6.3$ در ناحیه زیرکوه در خاور ایران و در نزدیکی مرز افغانستان به وقوع پیوست. میزان مرگ و میر و خرابی های ناشی از این زمین لرزه در مقایسه با زمین لرزه های مشابه و بزرگای آن که در ایران روی داده است کمتر بوده (Ambraseys & Melville, ۱۹۸۲; Berberian, ۱۹۹۵) که علت آن علاوه بر تراکم کم جمعیت در این ناحیه بیابانی دور دست، ناشی از زمان وقوع این رویداد

(۱۲:۲۸ بعد از ظهر به وقت محلی) بوده که بسیاری از مردم بیرون از خانه مشغول به فعالیت و کار بودند و همچنین وقوع یک پیش‌لرزه دقیقاً ۱۰ ثانیه قبل از لرزه اصلی که موجب آگاهی مردم شد. با اینحال لرزه اصلی موجب مرگ حداقل ۱۵۶۸ نفر و آسیب‌دیدگی حداقل ۲۶۰۰ نفر، خرابی کامل ۱۲ هزار خانه و آسیب‌دیدگی بیش از ۷۰۰۰ ساختمان در ۱۴۷ روستای قائنات، بیرجند و خواف در استان خراسان شده است. همچنین زمین‌لرزه مخرب زیرکوه باعث ایجاد ۱۲۵ کیلومتر گسلش سطحی بر روی گسل آبیز در پهنه زمین‌درز سیستان در خاور ایران شد، که به عنوان طولانی‌ترین گسیختگی سطحی زمین‌لرزه‌های ایران شناخته می‌شود (Berberian et al., ۱۹۹۹) (شکل ۴۴).



ب

آ



ت

پ

شکل ۴۴: تصاویر صحرایی از زمین‌لرزه می ۱۹۹۷ زیرکوه. (آ) گسیختگی سطحی زلزله ۱۹۹۷ در طول بخش شمالی گسل آبیز در کله شور، همراه با ۲۰ سانتی‌متر جابجایی امتدادلغز راستگرد. (جهت نگاه رو به جنوب). (ب) گسیختگی زمین‌لرزه ۱۹۹۷ در ناحیه تپه خان واقع در جنوب کله شور، همراه با ۴۲ سانتی‌متر جابجایی راستگرد و ۳۰ سانتی‌متر جابجایی عمودی (جهت نگاه رو به جنوب). (پ) ریزش کامل چهارچوب بتنی مستحکم ساختمان با سقف محکمی از بتن در آردکول (Ardekul). این ساختمان پس از زمین‌لرزه کوریزان (Korizan) در ۱۴ نوامبر سال ۱۹۷۹ ($M_w=6.6$) بنا شده بود. گسل آبیز در پای کوهستان قرار دارد (جهت دید رو به باختر).

ت) ریزش کامل ساختمان بتنی مدرسه دبستان در حاجی آباد، در ۲ کیلومتری خاور گسلش سطحی آبیژ. این ساختمان نیز پس از زمین لرزه کوریزان ساخته شده بود. خوشبختانه در هنگام وقوع زمین لرزه ۱۹۹۷ این مدرسه خالی بوده است (Berberian et al., ۱۹۹۹).

• زمین لرزه ۱۴ مارس ۱۹۹۸ فندقا:

زمین لرزه ۱۴ مارس ۱۹۹۸ فندقا در ساعت ۱۹:۴۰ دقیقه به وقت GMT و یا ۲۳:۱۰ دقیقه به وقت محلی (۲۳ اسفند ۱۳۷۶، بنا بر تقویم ایران)، بدون هیچ پیش لرزه ای در استان کرمان به وقوع پیوست. بزرگای این زمین لرزه $M_w=6.6$ برآورد گشته، و باعث مرگ ۵ نفر در گلباف، زخمی شدن ۱۵ تن و خرابی ۷ روستا (با شدت های: گلباف (VII)، زمان آباد (VII)، فندقا (VII)، هشتادان (VII)، جوشن (VI)، دهو (VI) و ده قنبر (VI)) شده است. آسیب دیدگی بیشتر در ساختمان های قدیمی و سنگین، خانه های تک طبقه با مصالح ضعیف و بدون استحکام همراه با سقف های گنبدی و یا مسطح تیرچوبی به چشم می خورد که در حین زلزله نیز دچار فروریزش شدند. در مقابل ساختمان های مستحکمی که بعد از زلزله ۱۹۸۱ دوباره بازسازی شدند دچار ریزش نشدند. تونل ۲/۷ کیلومتری که دشت کرمان را به دره گلباف در نزدیکی سیرچ به یکدیگر وصل کرده اند که در طی زمین لرزه ۱۹۸۱ در حال ساخت بود، دچار آسیب جدی نشده است. این لرزه قویاً در ماهان (۴۰ کیلومتری باختر فندقا با شدت V)، راین (۵۰ کیلومتری جنوب باختر با شدت V)، شهداد (۵۰ کیلومتری در سمت شمال با شدت V)، کرمان (۷۰ کیلومتری شمال باختر با شدت IV)، چاترود (۱۰۰ کیلومتری شمال باختر با شدت III) و بافت (۱۴۰ کیلومتری جنوب باختر با شدت III) احساس شده است (Berberian et al., ۲۰۰۱) (شکل ۴۵).



شکل ۴۵: دید رو به جنوب از افراز رو به خاور در جنوب هشتادان (Hashtadan) (Berberian et al., ۲۰۰۱).

• زمین لرزه ۲۶ دسامبر ۲۰۰۳ بم:

زمین لرزه ۲۶ دسامبر ۲۰۰۳ یا ۵ دی ماه ۱۳۸۲ بنا بر تقویم ایران یکی از فاجعه‌بارترین زمین‌لرزه‌های کشور محسوب می‌شود. این زمین‌لرزه مخرب با بزرگای $M_w=6.6$ موجب خرابی شدید شهر باستانی بم در استان کرمان گردید، و افزون بر شهر بم باعث ویرانی کهن‌ترین سازه بزرگ خشت و گلی جهان یعنی ارگ بم نیز گردید. این زمین‌لرزه در ساعت ۰۵:۲۶ دقیقه صبح به وقت محلی (۰۱:۵۶ دقیقه به وقت GMT) به وقوع پیوست و در نتیجه باعث مرگ و میر بسیار گردید (Berberian, ۲۰۰۵). آمار کشته‌شدگان ناشی از این رخداد ۲۶۵۰۰ نفر در اولین آمارهای منتشر شده (Hessami et al., ۲۰۰۴) و پس از آن بین ۳۱ تا ۴۳ هزار تن تخمین زده شده است، همچنین بین ۳۰ تا ۵۰ هزار نفر از جمعیت ۱۴۲ هزار نفری شهر نیز دچار آسیب‌دیدگی شدید شدند (Berberian, ۲۰۰۵). زمین‌لرزه بم منجر به خرابی ۸۵٪ از ساختمان‌های این شهر شد به شکلی که شدت لرزش موجب ریزش کامل ساختمان‌های بخش مرکزی شهر، حتی در ساختمان‌های جدید شده است. پژوهشگاه بین‌المللی مهندسی زلزله و لرزه‌شناسی (IIES) موقعیت کانون این زمین‌لرزه را در $29.02^{\circ}N$ و $58.30^{\circ}E$ و در عمق ۸ کیلومتری تعیین نموده است (Hessami et al., ۲۰۰۴) (شکل ۴۶).



شکل ۴۶: تصویر صحرایی از اثرات زمین‌لرزه بم. تصویر سمت چپ: دید رو به شمال از اثر سطحی گسلش در شمال شهر بم. تصویر سمت راست: جابجایی سنگ از محل اصلی خود تقریباً به اندازه ۱۰ سانتی‌متر (Jackson et al., ۲۰۰۶).

• زمین‌لرزه ۲۲ فوریه ۲۰۰۵ داهوئی (زرنده):

در تاریخ ۲۲ فوریه ۲۰۰۵ میلادی زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_w=6.4$ ناحیه‌ای در نیمه جنوبی ایران در نزدیکی زرنده، حدوداً ۶۰ کیلومتری شمال شهر کرمان را لرزاند. این رویداد در ساعت ۰۵:۵۵ صبح در فصل زمستان و در زمانی اتفاق افتاد که بسیاری از مردم درون خانه بودند و در نتیجه موجب تلفات بالایی در روستاهای متأثر از این لرزه شد. آمار کشته‌شدگان ناشی از این زلزله حداقل ۶۱۲ تن و زخمی‌شدگان ۱۴۱۱ نفر در داهوئی و هوتکان (Hotkan) (مناطق کوهستانی استان کرمان) می‌باشد، همچنین برآورد می‌گردد که ۸۰۰۰ خانه در ۴۰ روستا نیز در اثر این زلزله آسیب دیده و یا تخریب شدند.

همچنین این زمین‌لرزه موجب ایجاد افزایش با ۱ متر جابجایی به صورت همزمان با لرزه شده است (Talebian et al., ۲۰۰۶ ; Berbeian, ۲۰۱۴) (شکل ۴۷).



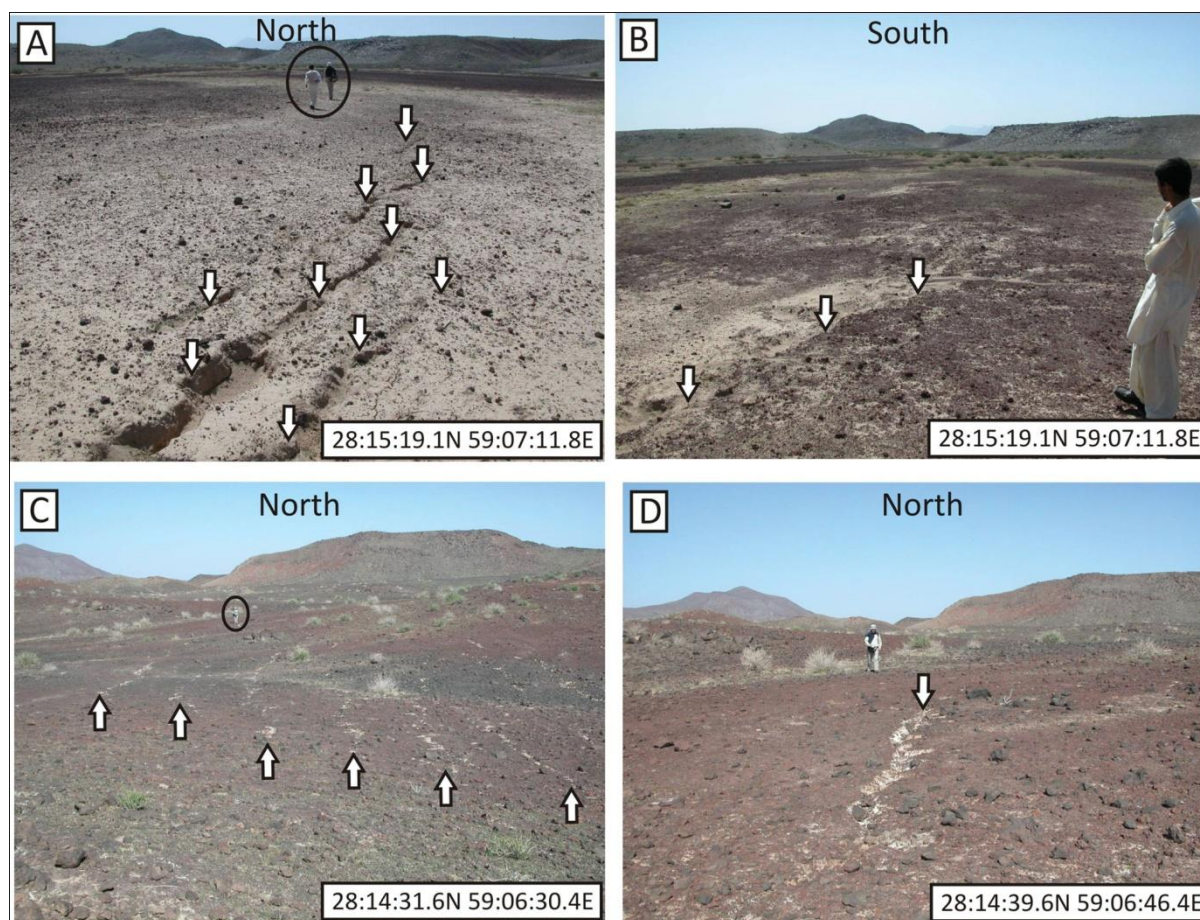
شکل ۴۷: (آ) دید رو به شمال از گسیختگی همزمان با لرزه که جاده داربیدکوه- هُتکان را قطع نموده است. این عکس یک روز پس از زمین‌لرزه گرفته شده که در آن زمان این بریدگی توسط بولدزر صاف شده بود. جابجایی عمودی در حدود ۱۰۵ سانتی‌متر می‌باشد. (ب) دید رو به جنوب و هوایی از ناحیه تصویر (آ) در پهلوی خاوری جاده، که نشان‌دهنده مجموعه‌ای از شکاف‌های باز شده است که توسط ریزش بالای فرادیواره ایجاد شده‌اند (Talebian et al., ۲۰۰۶).

• زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ و ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ جنوب ریگان:

در ۲۰ دسامبر سال ۲۰۱۰ میلادی زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_w=6.5$ در ساعت ۲۲:۱۲ دقیقه به وقت محلی (۱۸:۴۲ دقیقه به وقت GMT) یک روستای کویری دوردست که در فاصله حدوداً ۶۰ کیلومتری جنوب شهر کوچک ریگان در استان کرمان واقع است را لرزاند. موقعیت کانون این زلزله در $28.41^{\circ}N$ $59.18^{\circ}E$ (USGS PDE) و $28.10^{\circ}N$ $59.11^{\circ}E$ (Global CMT) تشخیص داده شده است. این زمین‌لرزه در شهرهای بم، ایرانشهر، خاش و زاهدان نیز احساس شده است. در اثر وقوع این زمین‌لرزه حداقل ۷ نفر جان خود را از دست داده و ۲۵ تن زخمی شدند، همچنین ۳ روستا نیز در جنوب‌خاور کرمان دچار آسیب‌دیدگی گردید. تعداد تلفات و آسیب ناشی از این لرزه به دلیل دوردست بودن و کم جمعیت بودن ناحیه و همچنین سکونت و زندگی مردم عشایر در داخل چادرهاست، که میزان خسارات را کاهش داده است. دومین زمین‌لرزه قابل توجه رویداد ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ با بزرگای $M_w=6.2$ بود که دقیقاً همین ناحیه بیابانی را در ۱۲:۰۹ دقیقه به وقت محلی (۰۸:۳۹ دقیقه به وقت GMT) لرزاند. Walker et al., (۲۰۱۳) پیشنهاد می‌دهد که رویداد سال ۲۰۱۱ را می‌توان به عنوان پس‌لرزه رخداد سال ۲۰۱۰ نیز در نظر گرفت. کانون این زمین‌لرزه در موقعیت $28.19^{\circ}N$ $59.01^{\circ}E$ (USGS PDE) و $28.02^{\circ}N$ $59.02^{\circ}E$

(Walker et al., 2013) تشخیص داده شده است. هیچ تلفاتی در اثر وقوع این زمین‌لرزه گزارش نشده است

(Berberian, 2014; al., 2013) (شکل ۴۸).



شکل ۴۸: تصاویر صحرایی از گسیختگی‌های بخش شمالی سیف ال دینی (Saif Al-Dini) از اولین رویداد لرزه‌ای. همه تصاویر در اوایل مارس ۲۰۱۱ گرفته شده‌اند. (آ) بازشدگی‌های پلکانی با آرایش چپ‌پله (با فلش سفید مشخص شده است). (ب) دید رو به جنوب از موقعیت تصویر آ. شکاف‌های پلکانی علیرغم ناپدید شدن، اما هنوز هم توسط تجمع سیلت‌های رنگ روشن مشخص هستند. (ث) توزیع شکاف‌ها که شش بازشدگی موازی را نشان می‌دهد. (د) تصویر نزدیک از یکی از بازشدگی‌ها تقریباً در شمال تصویر ث.

(Walker et al., 2013).

فصل ۳- داده‌ها، محیط کاری، و الگوریتم‌های مورد استفاده

۳-۱- مقدمه

در مطالعات منابع زمینی، دو روش کلی جهت جمع‌آوری اطلاعات وجود دارد که شامل: الف) روش میدانی^۳ ب) روش سنجش از دوری^۴ (RS) می‌باشند. یکی از ابزارهای نوین و مؤثر در زمینه‌ی مطالعات محیط زیست، علوم‌زمین، و اکتشافات معدنی که امروزه در اختیار بشر قرار گرفته است، استفاده از فناوری دورسنجی و بهره‌گیری از داده‌های ماهواره‌ای و سیستم‌های کامپیوتری با قدرت پردازش بالا می‌باشند. "سنجش از راه دور را علم و هنر کسب اطلاعات فیزیکی و شیمیایی از پدیده‌های زمینی و جوی از طریق ویژگی‌های امواج الکترومغناطیسی بازتابی یا منتشرشده از آنها، و بدون تماس مستقیم با پدیده‌های مذکور تعریف نموده‌اند". تاریخچه سنجش از دور با عکس‌های هوایی آغاز شد و با پرتاب ماهواره‌ها و استفاده از جاروبگرهای چند طیفی وارد مرحله تازه‌ای شد. تصاویر سنجش از دور دارای مزیت‌های قابل توجهی هستند که برخی از آنها عبارتند از

:

^۳ Ground based methods

^۴ Remote Sensing methods

➤ تصویربرداری در نواحی مختلف طیف الکترومغناطیسی شامل نواحی مرئی، مادون قرمز انعکاسی و حرارتی و بخشهای مایکرو و یو

➤ داشتن دید وسیع جهت مطالعه پدیده‌های بزرگ مقیاس، با این توضیح که ساختار فضایی برخی از پدیده‌ها مانند روندهای زمین شناسی، آنقدر بزرگ هستند که در عکس‌های هوایی و نقشه‌های بزرگ مقیاس قابل تجزیه و تحلیل نیستند. بنابراین تصاویر ماهواره‌ای بوسیله دید وسیعی که دارند، امکان تجزیه و تحلیل این قبیل پدیده‌ها را فراهم می‌سازند .

➤ تکرار زمانی و قدرت تفکیک زمینی متنوع و متناسب با اهداف مطالعاتی مورد نظر

➤ تصویر برداری از نواحی صعب العبور

از جمله اولین کاربردهای سنجش از دور در زمین‌شناسی، استفاده از تکنیک‌های تفسیر زمین‌شناسی عکس‌های هوایی (photogeology)، تصاویر سنجنده MSS ماهواره‌ای Landsat^۱ برای استخراج عوارض مورفولوژیکی و آنومالیهای اکسید آهن در طول موج مرئی بوده است. بعد از آن، محصولات ماهواره فرانسوی SPOT توسط زمین‌شناسان به خاطر قدرت تفکیک بی‌نظیرش و قابلیت برجسته‌بینی که بواسطه تصاویر دارای همپوشانی مکانی داشتند، استفاده شدند. کاربرد سنجش از دور در زمین شناسی با ظهور سنجنده TM ماهواره لندست سرعت گرفت. تصاویر این سنجنده برای سالها، در زمینه تهیه نقشه سنگ‌شناسی و توصیف خطواره‌ها به خصوص در زمینه تهیه نقشه کانی‌های دگرسانی مورد استفاده قرار گرفت. در سال ۱۹۹۹ میلادی ماهواره لندست ۷، مدل پیشرفته‌تری از سنجنده TM را به نام ETM⁺ در مدار قرار داد که تصاویر بسیار با کیفیت‌تری را نسبت به سری‌های پیشین ارائه می‌داد. متأسفانه در سال ۲۰۰۳ این سنجنده دچار نقص فنی شد و کارایی خود را از دست داد. به دلیل اهمیت بالایی که تصاویر این سنجنده برای متخصصین علوم مختلف به خصوص علوم طبیعی داشتند، بالاخره در سال ۲۰۱۳ ماهواره لندست ۸ به همراه سنجنده OLI/TIRS به فضا پرتاب شد. این سنجنده مشابه با سنجنده ETM⁺ می‌باشد که البته از نظر قدرت تفکیک طیفی اختلافاتی با آن دارد (جدول ۱-۳). این سنجنده دارای ۹ باند در ناحیه طول موج‌های انعکاسی (زیر سنجنده OLI) می‌باشد که ۷ باند آن مشابه با سری‌های TM و ETM⁺ لندست‌های قبلی است. دو باند دیگر به نام‌های coastal / aerosol band که در ناحیه

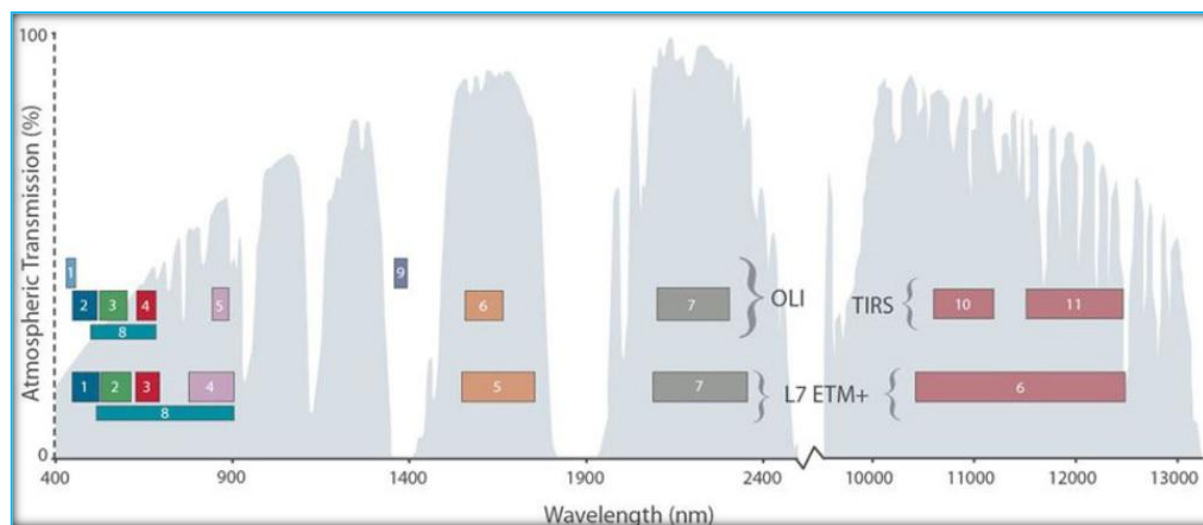
طول موج ۴۳۳ تا ۴۵۳ نانومتر می‌باشد و cirrus band در ناحیه طول موج ۱۳۶۰ تا ۱۳۹۰ نانومتر می‌باشد، به مجموعه ۷ باند قبلی اضافه گردیده است که به دانشمندان ضمن امکان شناسایی دقیق‌تر و بهتر ابرها، اجازه می‌دهد محتوای آب جوی و ضخامت ابرها را اندازه‌گیری نمایند. همچنین سنجنده OLI/TIRS، به صورت Push broom از سطح زمین اطلاعات جمع‌آوری می‌نماید، در حالیکه سنجنده ETM+ برداشت را به صورت Whisk broom انجام می‌دهد. به این ترتیب کیفیت اطلاعات برداشت شده از طریق آرایه حسگرها در لندست ۸ بسیار بهتر از برداشت با استفاده از آئینه نوسانگر در لندست ۷ می‌باشد. همچنین به دلیل اینکه سنجنده‌های ماهواره لندست ۸ توان تفکیک رادیومتریکی تا ۱۶ بیت را دارا می‌باشند، اختلافات ناچیز انرژی رسیده به سنجنده که برای تفکیک عوارض در نواحی بسیار تاریک سطح زمین با اهمیت می‌باشد، به راحتی ثبت و ذخیره‌سازی می‌گردند. مشخصات لندست ۷ و ۸ برای مقایسه در جدول ۱-۳ آورده شده است. همچنین شکل ۱-۳ بیان‌کننده اختلافات این دو سنجنده در پهنای باند و موقعیت هر باند نسبت به موقعیت روزه‌های اتمسفری می‌باشد.

جدول ۱-۳- مقایسه سنجنده‌های OLI/TIRS و ETM+

جدول Sat. ۲-۳	Sensor	Spectral Band	Wavelength	Geometric Resolution	Radiometric Resolution
Landsat ۸	OLI	Band ۱ - Coastal / Aerosol	۰.۴۳۳ - ۰.۴۵۳ μm	۳۰ m	۱۶-bit
		Band ۲ - Blue	۰.۴۵۰ - ۰.۵۱۵ μm	۳۰ m	
		Band ۳ - Green	۰.۵۲۵ - ۰.۶۰۰ μm	۳۰ m	
		Band ۴ - Red	۰.۶۳۰ - ۰.۶۸۰ μm	۳۰ m	
		Band ۵ - Near Infrared	۰.۸۴۵ - ۰.۸۸۵ μm	۳۰ m	
		Band ۶ - Short Wavelength Infrared	۱.۵۶۰ - ۱.۶۶۰ μm	۳۰ m	
		Band ۷ - Short Wavelength Infrared	۲.۱۰۰ - ۲.۳۰۰ μm	۳۰ m	
		Band ۸ - Panchromatic	۰.۵۰۰ - ۰.۶۸۰ μm	۱۵ m	
		Band ۹ - Cirrus	۱.۳۶۰ - ۱.۳۹۰ μm	۳۰ m	
	TIRS	Band ۱۰ - Long Wavelength Infrared	۱۰.۳۰ - ۱۱.۳۰ μm	۱۰۰ m	
		Band ۱۱ - Long Wavelength Infrared	۱۱.۵۰ - ۱۲.۵۰ μm	۱۰۰ m	
ands at ۷	TM+	Band -۱	۰.۴۵ to ۰.۵۱۵ μm	۳۰ m	Best ۸ of ۹ bits

		Band -۲	۰.۵۲۵ to ۰.۶۰۵ μm	۳۰ m
		Band -۳	۰.۶۳ to ۰.۶۹۰ μm	۳۰ m
		Band -۴	۰.۷۵ to ۰.۹۰ μm	۳۰ m
		Band -۵	۱.۵۵ to ۱.۷۵ μm	۳۰ m
		Band -۶	۱۰.۴۰ to ۱۲.۵ μm	۶۰ m
		Band -۷	۲.۰۹ to ۲.۳۵ μm	۳۰ m
		Panchromatic	۰.۵۲ to ۰.۹۰ μm	۱۵ m

با توجه به این مطالب و اطلاعات جدول ۱-۲ به راحتی می‌توان به توان بالاتر سنجنده‌های ماهواره لندست ۸ نسبت به لندست ۷ پی برد. بنابراین در این مطالعه استفاده از آن در دستور کار قرار گرفت.



شکل ۱-۳- مقایسه پهنای باندها و موقعیت هر کدام از آنها نسبت به پنجره‌های اتمسفری

از جمله سنجنده‌های پرکاربرد در زمینه زمین‌شناسی و اکتشاف منابع معدنی، سنجنده ^۵Aster می‌باشد که بر روی ماهواره Terra نصب گردیده و با دارا بودن قدرت تفکیک مکانی و طیفی نسبتاً مناسب، تأثیرات چشمگیری بر مطالعات زمین‌شناسی و اکتشافی گذاشته است. سنجنده مذکور با دارا بودن قدرت تفکیک طیفی

^۵. Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

نسبتاً مناسب در محدوده مادون قرمز انعکاسی که اکثر کانی ها در آن دارای نمودار جذب طیفی هستند، امکان

تفکیک انواع آلتراسیونها را فراهم کرده است. علاوه بر آن، این سنجنده با دارا بودن پنج باند طیفی در محدوده

مادون قرمز حرارتی تنها سنجنده Multi thermal به حساب می آید و از طریق آن امکان تفکیک واحدهای

سنگی امکان پذیر می باشد. سنجنده ASTER تصاویری با ویژگیهای زیر برداشت می نماید:

- تصاویر مرئی و مادون قرمز نزدیک (VNIR) با قدرت تفکیک زمینی پانزده متر (سه باند)

- تصاویر مادون قرمز موج کوتاه (SWIR) با قدرت تفکیک زمینی ۳۰ متر (شش باند).

- تصاویر مادون قرمز حرارتی (TIR) با قدرت تفکیک زمینی ۹۰ متر (پنج باند).

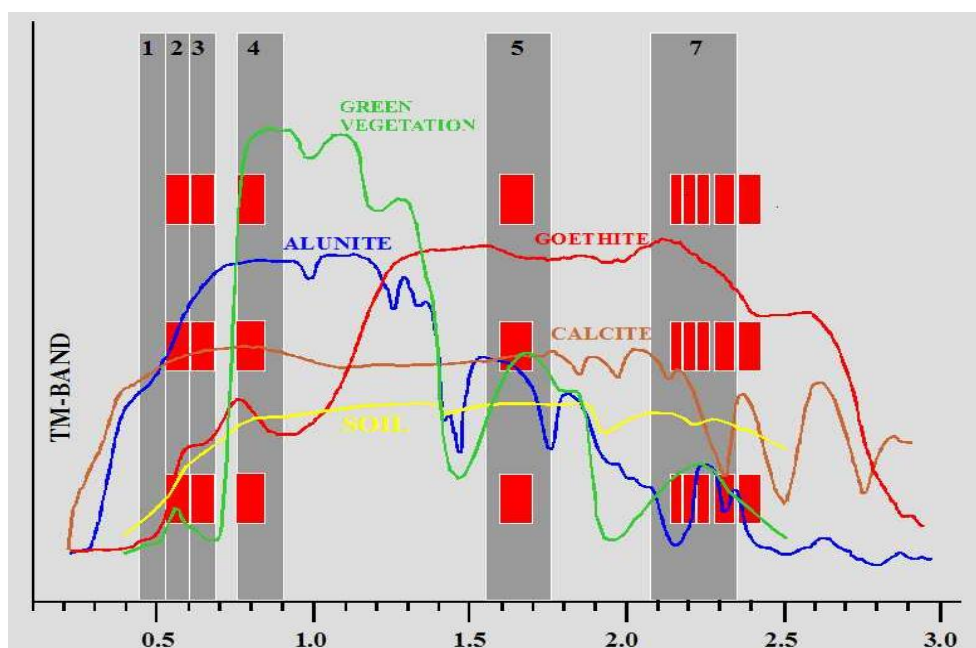
در زیر ویژگیهای تصاویر سنجنده ASTER آورده شده است (جدول ۳-۳).

جدول ۳-۳ ویژگی تصاویر سنجنده ASTER

Characteristic	VNIR	SWIR	TIR
Spectral Range	Band 1: 0.52 - 0.60 μm Nadir looking	Band 4: 1.600 - 1.700 μm	Band 10: 8.125 - 8.475 μm
	Band 2: 0.63 - 0.69 μm Nadir looking	Band 5: 2.145 - 2.185 μm	Band 11: 8.475 - 8.825 μm
	Band 3: 0.76 - 0.86 μm Nadir looking	Band 6: 2.185 - 2.225 μm	Band 12: 8.925 - 9.275 μm
	Band 3: 0.76 - 0.86 μm Backward looking	Band 7: 2.235 - 2.285 μm	Band 13: 10.25 - 10.95 μm
		Band 8: 2.295 - 2.365 μm	Band 14: 10.95 - 11.65 μm
		Band 9: 2.360 - 2.430 μm	
Ground Resolution	15 m	30m	90m
Data Rate (Mbits/sec)	62	23	4.2
Cross-track Pointing (deg.)	± 24	± 8.55	± 8.55
Cross-track Pointing (km)	± 318	± 116	± 116
Swath Width (km)	60	60	60
Detector Type	Si	PtSi-Si	HgCdTe
Quantization (bits)	8	8	12
System Response Function	VNIR Chart	SWIR Chart	TIR Chart
	VNIR Data	SWIR Data	TIR Data

ASTER bands superimposed on model atmosphere

یکی از امتیازات تصاویر ASTER نسبت به ETM قدرت تفکیک طیفی بالای آن مخصوصا در محدوده های طول موجی مادون قرمز نزدیک می باشد که در تفکیک آلتراسیونها نقش بسزایی دارد. بمنظور مقایسه تفکیک طیفی دو سنجنده مذکور نمودار زیر ارائه شده است. همچنانکه از نمودار زیر پیداست، بیشترین تفاوتها در محدوده مادون قرمز دیده می شود که سنجنده ASTER علاوه بر افزایش تعداد باندهای طیفی، پهنای باندها نیز کاهش یافته است که همین امر به تفکیک دقیقتر آلتراسیونها کمک می کند.



شکل ۲-۳ مقایسه قدرت تفکیک طیفی تصاویر ETM و ASTER

سازمان فضایی اروپا^۶ برنامه کپرنیکوس^۷ رادر قالب ماموریت پایش زمینی سازماندهی کرده است. هدف اصلی این برنامه، پایش زمین با استفاده از داده ها و تصاویر با دقت بالا و بصورت پیوسته می باشد. این برنامه در سال ۲۰۱۴ کلید خورد. آژانس فضایی اروپا هفت ماموریت برای برنامه Sentinel در نظر گرفته است (Sentinel ۱, ۲, ۳, ۴, ۵, ۶). ماموریت Sentinel شامل تصویربرداری راداری و اپتیکی از اقیانوسها، اتمسفر، و زمین است. هر ماموریت Sentinel بر اساس دو ماهواره است بخاطر اینکه بازه زمانی پوشش زمینی را کوتاه تر نماید.

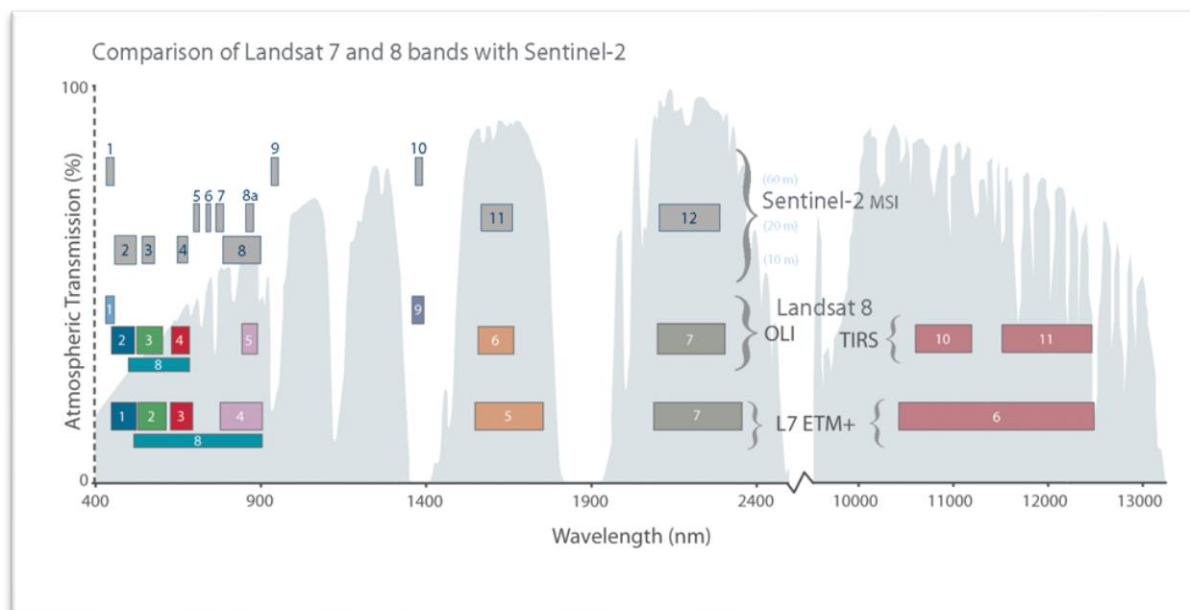
^۶. European Space Agency

^۷. Copernicus Programme

ماهواره Sentinel^۱ بر اساس برداشت تصاویر راداری در شب و روز طراحی شده است. اولین ماهواره Sentinel-۱A در آوریل ۲۰۱۴ و ماهواره Sentinel-۱B در آوریل ۲۰۱۶ در فضا قرار گرفتند. این ماهواره ها در محدوده C-band ، تصویر برداری میکنند. ماهواره های Sentinel-۲ اپتیک با دقت بالای اپتیک را برداشت میکند. Sentinel-۲A در ژوئن ۲۰۱۵ و Sentinel-۲B در مارس ۲۰۱۷ در مدار قرار گرفتند. در زیر مشخصات فنی ماهواره های Sentinel-۲ در زیر آورده شده است.

جدول ۳-۴ - ویژگیهای طیفی و مکانی تصاویر Sentinel^۲

Sentinel-2 bands	Central wavelength (μm)	Resolution (m)
Band 1 – Coastal aerosol	0.443	60
Band 2 – Blue	0.490	10
Band 3 – Green	0.560	10
Band 4 – Red	0.665	10
Band 5 – Vegetation red edge	0.705	20
Band 6 – Vegetation red edge	0.740	20
Band 7 – Vegetation red edge	0.783	20
Band 8 – NIR	0.842	10
Band 8A – Vegetation red edge	0.865	20
Band 9 – Water vapour	0.945	60
Band 10 – SWIR – Cirrus	1.375	60
Band 11 – SWIR	1.610	20
Band 12 – SWIR	2.190	20



شکل ۳-۳- مقایسه محدوده‌های طیفی تصاویر Sentinel^۲ با تصاویر Landsat^۷(ETM+) و Landsat^۸(OLI&TIRS)

۳-۲- محاسبات ابری (Cloud Computing)

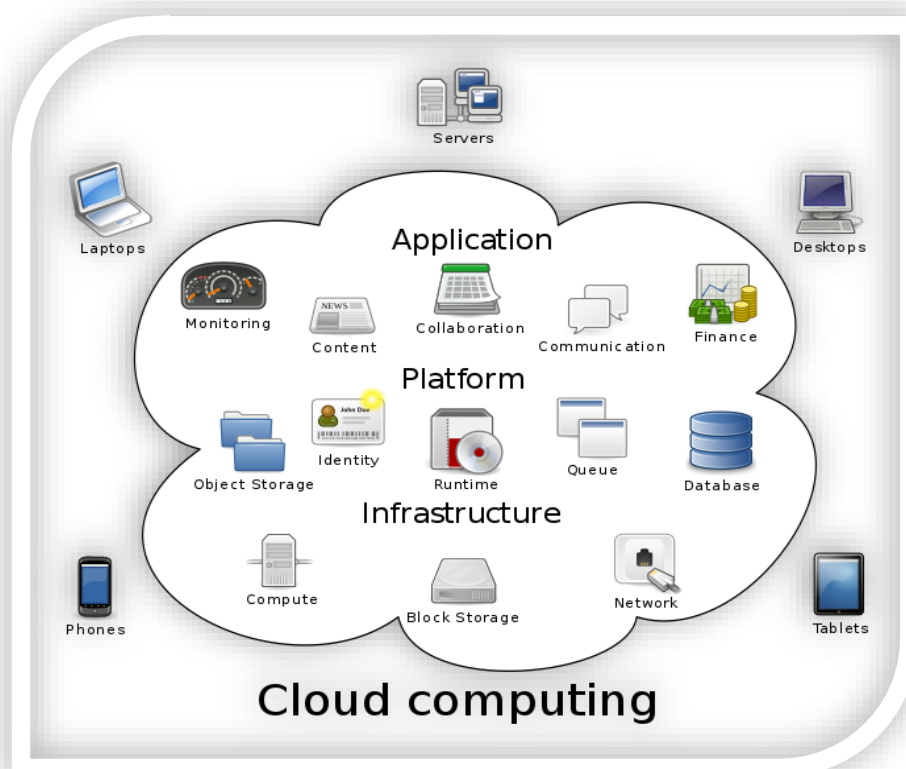
۳-۲-۱- مقدمه

محاسبات ابری را میتوان یک سیستم تقاضا محور^۸ مبتنی بر توانمندی کامپیوتری، مخصوصا در ذخیره‌سازی حجم عظیم اطلاعات و قابلیت‌های پردازش آن تعریف کرد که بشکل مستقیم توسط کاربرها مدیریت نمی‌شود. فضاهای ابری بزرگ معمولا توابع توضیح شده‌ای در جاهای مختلف غیر از مرکز اصلی دارند. این سیستم‌های ابری می‌توانند به یک سازمان محدود شوند که در اینصورت بعنوان سیستم‌های ابری سازمانی^۹ نامیده میشوند. در حالت دوم، به چند سازمان تعلق دارند که در اینصورت بعنوان سیستم‌های ابری عمومی^{۱۰} مد نظر هستند. فلسفه اصلی این‌گونه سیستم‌ها اینست که منابع اطلاعاتی را به‌منظور رسیدن به مقیاس اقتصادی و یکپارچگی، به اشتراک بگذارند. عبارتی دیگر، این قبیل سیستم‌ها، امکان حداقل سازی هزینه‌های شگفت انگیز زیرساخت‌های فناوری اطلاعات در شرکتها را فراهم می‌نمایند. در زیر شکل مولفه‌های اصلی یک سیستم محاسبات ابری آورده شده است.

^۸. on-demand-availability

^۹. Enterprise Clouds

^{۱۰}. Public Clouds

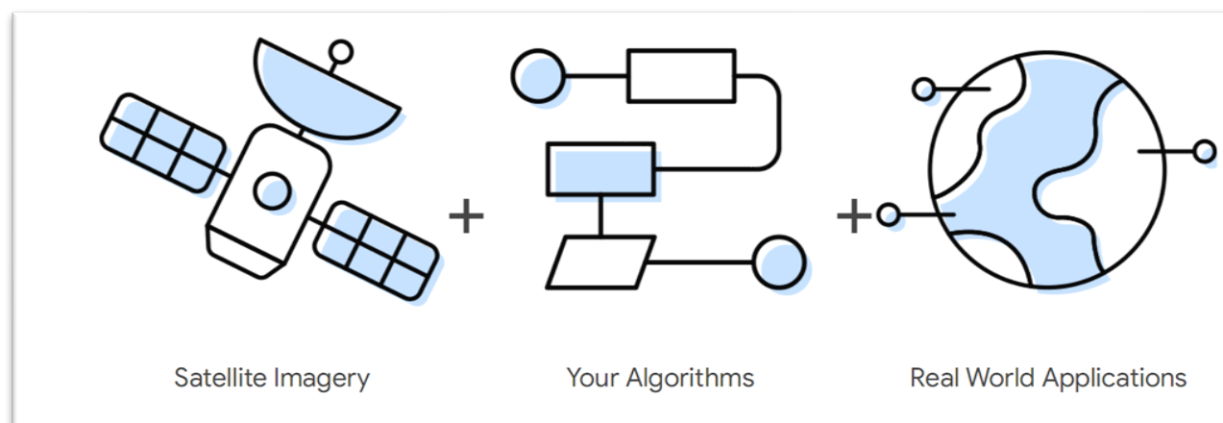


شکل ۳-۴- مولفه‌های اصلی یک سیستم محاسبات ابری

همچنانکه در تصویر بالا هم دیده می‌شود، سه بخش اصلی و اساسی این قبیل سیستم‌ها شامل زیرساخت‌ها، پلتفرم‌ها و کاربردها می‌باشند. در بخش زیرساخت‌ها، دو مولفه بلوک‌های ذخیره‌سازی و ابرپردازشگرها نقش کلیدی را در سیستم‌های ابری بازی می‌کنند.

۳-۲-۲- Google Earth Engine (GEE)

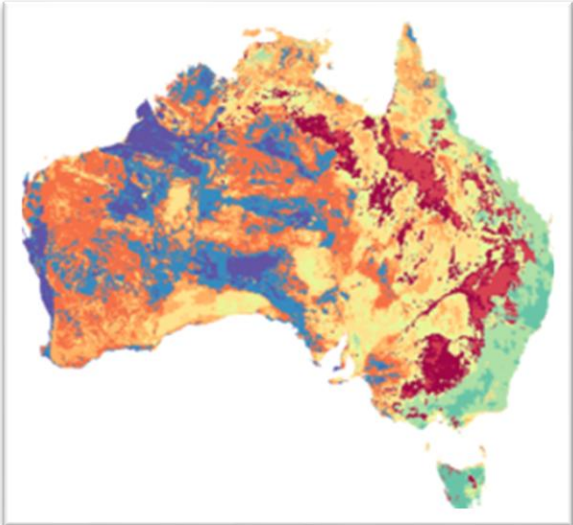
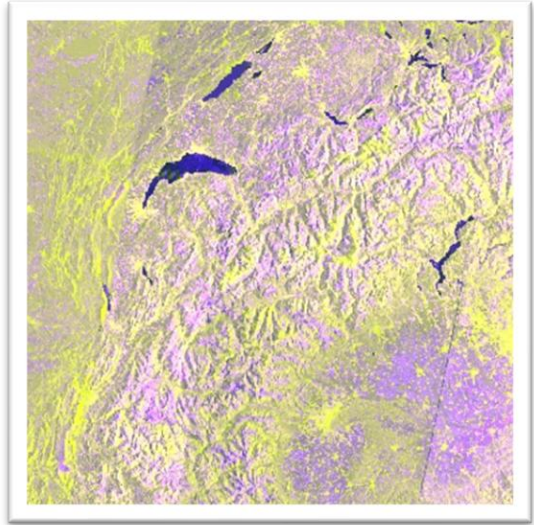
سیستم GEE بعنوان یک سیستم محاسبات ابری، برای اولین بار در تاریخ، امکان پردازش سریع مقدار بسیار زیادی از تصاویر ماهواره‌ای را فراهم نمود. بطور مثال، بدون این سیستم، امکان پایش تغییرات پوشش گیاهی، منابع آبی و زمینی در مقیاس وسیع کره زمین امکانپذیر نبود. این سامانه، پایگاه داده چند بتابیتی (10^{10} or 2^{30}) از تصاویر ماهواره‌ای و سایر اطلاعات زمینی را همراه با توابع و عملگرهای پردازشی در مقیاس در کره زمین ایجاد کرده‌است. این دو قابلیت منحصر بفرد، امکاناتی را برای دانشمندان، محققین و برنامه نویسان کامپیوتری فراهم کرده است تا تغییرات، و روند رویدادهای محیطی را بررسی کنند. سه مولفه ای تشکیل این سیستم توانمند را داداند شامل تصاویر ماهواره‌ای، الگوریتم‌های پردازشی، و کاربردهای محیطی می‌باشند (شکل ۳-۵).



شکل ۵-۳- سه مولفه مهم سیستم GEE بهنوان یک سیستم محاسبات ابری

در پایگاه داده GEE، آرشیو کاملی از کلیه تصاویر ماهواره‌ای، داده‌ها و اطلاعات ژئوفیزیکی، ارتفاعی، اطلاعات زمینی، و شاخص‌هایی مانند NDVI، LST، Emissivity، و داده‌های راداری برای سالهای مختلف و در بازه‌های زمانی متنوع موجود است. در ادامه نمونه‌هایی از این تصاویر و اطلاعات آورده شده است:

شکل ۷-۳: Copernicus Global Land Cover Layers: ۱۰۰ collection ۲	شکل ۶-۳: Copernicus Global Land Cover Layers: ۱۰۰ collection ۲

	
شکل ۹-۳ SLGA: Soil and Landscape Grid of Australia (Soil Attributes)	شکل ۸-۳ Sentinel-۱ SAR GRD: C-band Synthetic Aperture Radar Ground Range Detected, log

۳-۳- تصاویر ماهواره ای و داده‌های رقومی ارتفاعی مورد استفاده

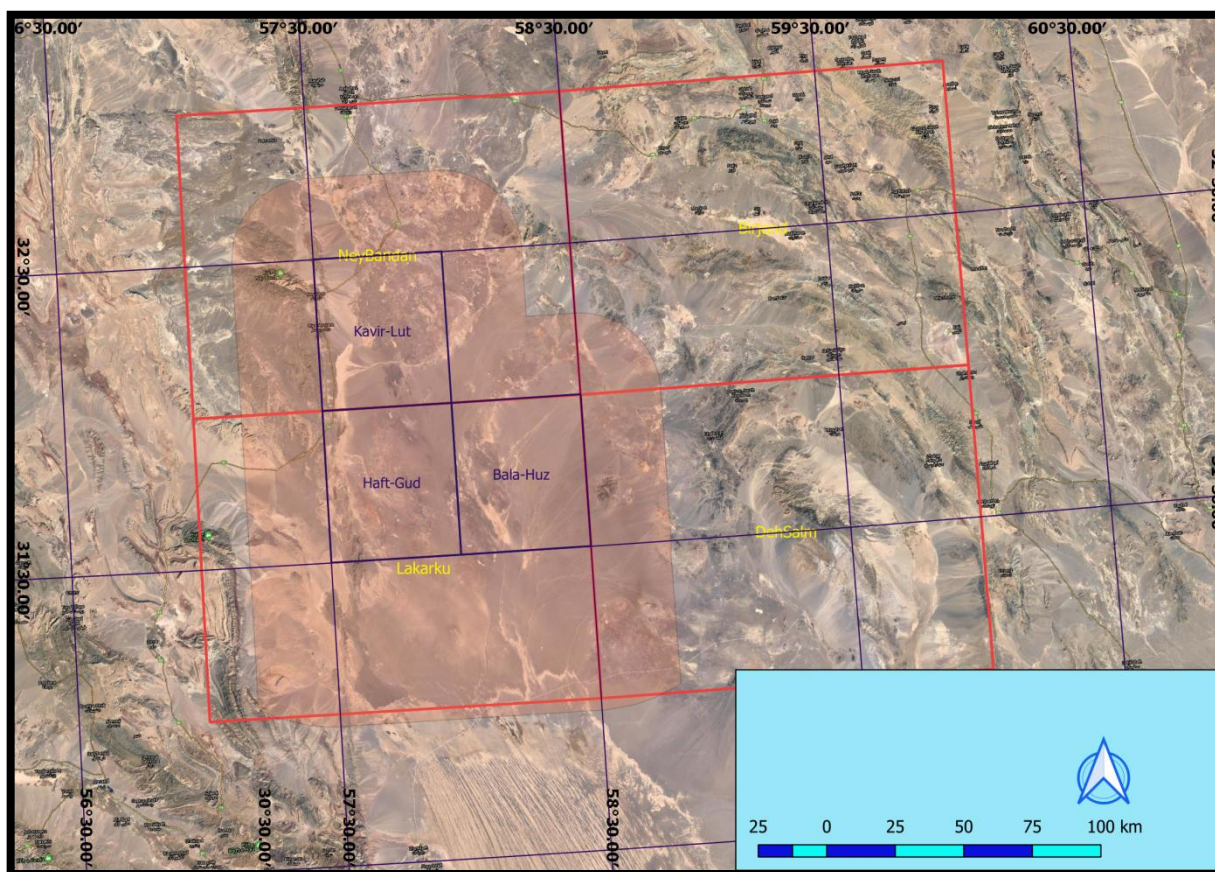
همچنانکه پیشتر نیز اشاره شد، در این طرح، طیف وسیعی از اطلاعات و تصاویر موجود در آرشیو پایگاه داده GEE مورد استفاده قرار گرفتند (جدول ۵-۳). در خصوص تصاویر ماهواره‌ای، سعی بر این شده همه تصاویر همزمان باشند (۲۰۱۹ July)، اما در مورد سایر داده‌ها و اطلاعات مانند Emissivity سنجنده ASTER و داده‌های مدل رقومی ارتفاعی (SRTM)، از آرشیو موجود استفاده گردید. تمامی این اطلاعات و داده‌ها با الگوریتم‌های مربوط به خود پردازش گردیدند که در ادامه و در بخش مربوط به هرکدام، مفصل توضیح داده می‌شوند.

جدول ۵-۳- لیست داده‌ها و تصاویر مورد استفاده

ردیف	نام ماهواره	نام سنجنده	تاریخ برداشت	سطح تصحیحات	قدرت تفکیک زمینی
۱	Sentinel-۲	MultiSpectral Instrument(MSI)	July ۲۰۱۹	تصحیح هندسی، تصحیح اتمسفری، پوشش ابر زیر ۵ درصد	۱۰ و ۲۰ متر
۲	Sentinel-۱	dual-polarization C-band Synthetic Aperture Radar (SAR) instrument	July ۲۰۱۹	calibrated, ortho-corrected product	۱۰، ۲۵، و ۴۰ متر
۳	LandSat ۸	Operational Land Imager (OLI)	July ۲۰۱۹	atmospherically corrected surface reflectance	۳۰ متر
۴	ASTER	(Thermal) ASTER Global Emissivity Dataset	۲۰۰۸		۱۰۰ متر
۵	NASA JPL	The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)	۲۰۰۲		۳۰ متر

۱-۳-۳- محدوده مورد مطالعه

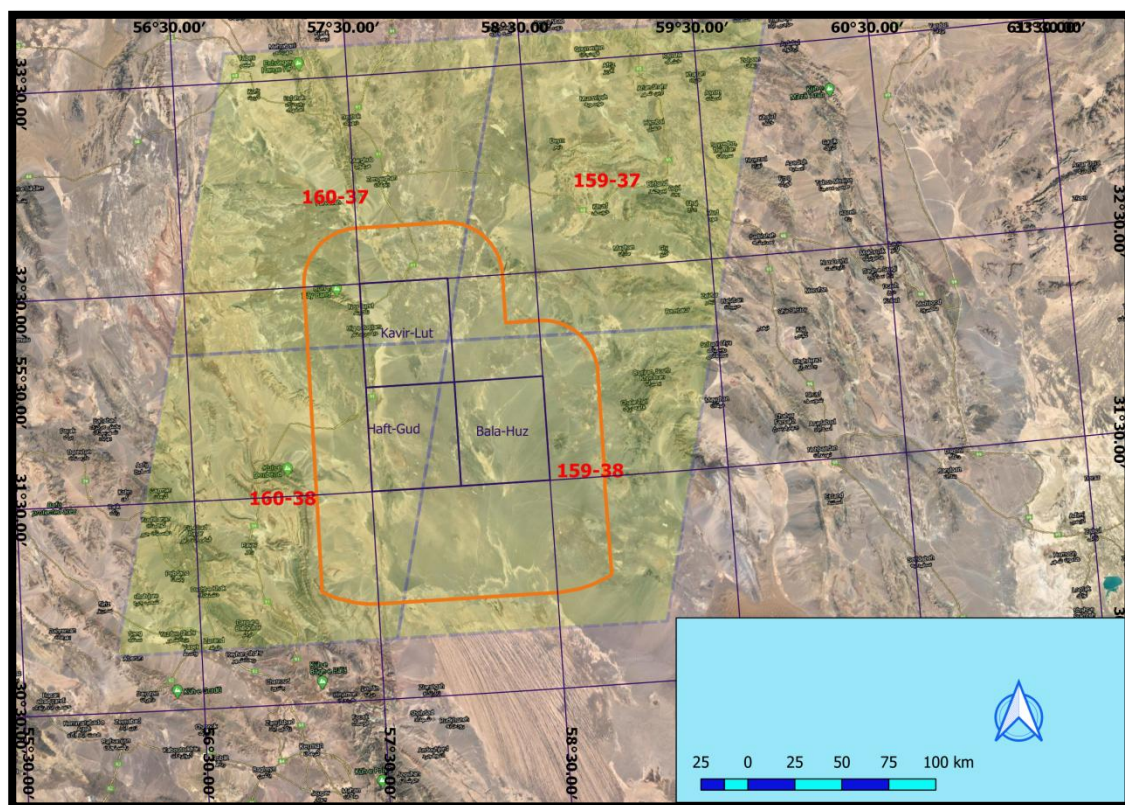
در این طرح، هدف تهیه نقشه واحدهای سنگی برای سه برگه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ بالارود، هفت‌گود، و کویرلوت بود که در محدوده دو برگه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ لکروه و نیبندان قرار دارند. یک حریم ۳۰ کیلومتری در سمت شمال، غرب، و شرق محدوده سه نقشه زمین‌شناسی مذکور و یک حریم ۵۵ کیلومتری در سمت جنوب این برگه‌ها ایجاد و منطقه مورد مطالعه در داخل این حریم‌ها توسعه یافت. افزایش محدوده برگه‌ها به این حریم‌ها به دو دلیل صورت گرفت: ۱- تحلیل و تفسیر بهتر روندهای زمین‌شناسی که بعضاً در بیرون برگه‌ها قرار دارند، ۲- تهیه نقشه‌هایی یکپارچه از واحدهای سنگی این سه برگه و پیرامون آنها (شکل ۱۰-۳).



شکل ۱۰-۳- موقعیت نقشه‌های ۱۰۰ هزار، ۲۵۰ هزار، و محدوده حريم اضافه شده منطقه مورد مطالعه

۲-۳-۳- آماده سازی و پردازش تصاویر Landsat ۸ (OLI)

برای منطقه مورد مطالعه، چهار فریم (Scene) تصویر سنجنده OLI مربوط به سال ۲۰۱۹ July انتخاب گردید. این چهار فریم با Id مربوطه در نقشه زیر (شکل ۱۱-۳) نشان داده شده‌اند. از آنجائیکه تصحیحات لازم هندسی و رادیومتریک بر روی این فریم‌ها در سامانه GEE انجام گرفته است و این چهار فریم موزائیک شدند، بنابراین یک تصویر یکپارچه از منطقه مورد مطالعه، آماده پردازش‌های بعدی گردید.



شکل ۱۱-۳- چهار فریم تصویر لندست ۸ مرتبط با ناحیه مورد مطالعه

۳-۲-۱- پردازش تصاویر Landsat ۸ (OLI)

در تصاویر سنجش از دور، پردازش بر روی تصاویر به منظور استخراج دو دسته اطلاعات صورت می گیرد که شامل اطلاعات گسسته و پیوسته می شوند. بطور کلی عملیات اصلی پردازش بر روی تصاویر در دو غالب کلی طبقه بندی (classification) و مدل سازی (Modeling) قرار می گیرند:

• الف: مدل سازی (Modeling)

در این روش، هدف استخراج اطلاعات پیوسته می باشد. روش کار به این شکل است که بین یک پدیده خاص (آلتراسیون های زمین شناسی یا آلودگی های معدنی) و تصاویر، تحلیل همبستگی کرده و در نهایت یک معادله بدست می آید. بطور مثال می توان رابطه بین آلتراسیون و باند X ماهواره را بشکل زیر آورد $Y = ax(DN_{bi}) + b$ (آلتراسیون). در اغلب مواقع بجای استفاده از باندهای اولیه، ابتدا یک پردازش اولیه

مانند عملیات حسابی (تقسیم، تفریق، جمع و ضرب) یا تحلیل مولفه های اصلی (principal

component Analysis) بر روی تصاویر موجود صورت گرفته و سپس نتایج حاصل از آن با پدیده

های تحت بررسی تحلیل همبستگی می شوند.

• عملیات حسابی از جمله روشهای مرسوم در پردازش تصاویر ماهواره ایی می باشد. در بین چهار عمل

اصلی از عملگرهای تفریق و تقسیم استفاده بیشتر می شود. در خیلی از مواقع بجای تقسیم معمولی، از

نسبت نرمال شده استفاده می شود:

$$\text{for All } i > j \quad ND = \frac{b_i - b_j}{b_i + b_j}$$

نسبت فوق علاوه بر اینکه نتیجه را در بازه $[-1, 1]$ نرمال می کند، باعث تعدیل اثر توپوگرافی نیز می شود.

بطور مثال، برای مدلسازی آلتراسیونهای زمین شناسی بستگی به نوع آلتراسیون از نسبت های مختلفی

استفاده می شود. با روشهای مذکور غالباً دو دسته آلتراسیون شامل آلتراسیونهای اکسید آهن و رس را

استخراج می کنند. آلتراسیون های اکسید آهن در باند ۱ از تصاویر TM رفتار جذبی دارد و در عوض در

باند ۳ TM از انعکاس بالایی برخوردار است، بنابراین برای بارزسازی آلتراسیونهای آهن از نسبت باند ۳

به باند ۱ استفاده می شود. $\text{Ratio } (3/1)$. از طرفی دیگر آلتراسیونهای رسی در باند ۵ TM انعکاس

بالایی داشته و در عوض در باند ۷ انعکاس پائینی دارند. بنابراین نسبت باند ۵ به باند ۷ می تواند نواحی با

آلتراسیون رس را بارز نماید.

شاخص های طیفی، محاسبات رادیومتریک بی بعد شده هستند، که معمولاً شامل یک نسبت یا ترکیب خطی از

باندها می باشند. برای این گونه محاسبات نیاز به اطلاعات اضافه نیست و فقط مقادیر DN یا انعکاس سطح زمین

کفایت می کند. استفاده از این روشها بیشتر در مورد داده های چندطیفی کاربرد دارند. نسبت گیری باندها،

اثرات توپوگرافی و سایه را کاهش می دهد و شامل تقسیم ساده یک باند بر باند دیگر تصویر می باشد. این روش

اثرات توپوگرافی و سایه ها را از بین برده و یکسری از عوامل مزاحم (Noise) را افزایش و سری دیگری را کاهش

می دهد. علاوه بر آن اختلاف بین درجات روشنایی را آشکار کرده و مرزها را مشخص تر می سازد. خواص انعکاسی

پدیده‌های مختلف از روی دیاگرام طیفی آن‌ها قابل بررسی است. با توجه به خواص طیفی پدیده‌های مورد نظر، می‌توان تصمیم به استفاده یا عدم استفاده از این روش بگیریم.

- تحلیل مولفه‌های اصلی یا PCA از جمله روش‌های شناخته شده در آنالیز تصاویر سنجش از دور محسوب می‌شوند. اهداف متعددی از بکارگیری این تکنیک مد نظر می‌باشد مانند کاهش ابعاد داده‌ها، کشف تغییرات در تصاویر چند زمانه و بارز کردن پدیده‌های خاص، در این روش داده‌ها یا باندهای تصویر در فضای جدیدی قرار می‌گیرند و مولفه‌های جدید جایگزین باندها و یا مولفه‌های قبلی می‌شوند. در این فضای جدید هر کدام از مولفه‌های جدید ترکیبی خطی به شکل زیر از باندهای قبلی می‌باشند و در این

$$Pc_k = \sum_{i=1}^n w_{ik} DN_i$$

فضای جدید همبستگی بین باندها از بین رفته و باندهای مستقلی ایجاد می‌شوند:

در این معادله pc_k مولفه k ام، w_i بردار ویژه و DN_i مقدار روشنایی باند i ام می‌باشد.

- Feature – oriented principal component selection

این روش به صورت تجربی توسط crosta در سال ۱۹۸۹ معرفی شد و به همین دلیل بیشتر با این نام شناخته می‌شود. در این روش، بجای استفاده از تمامی باندها، باندهای خاصی را جدا کرده و عمل PCA بر روی آن انجام می‌شود، سپس پدیده مورد نظر در مولفه بخصوصی بارزتر از سایر پدیده‌ها می‌باشد. برای نمونه جهت بارز کردن آلتراسیونهای اکسید آهن، ابتدا باندهای ۱ و ۳ و ۴ و ۵ انتخاب و عملیات PCA بر روی آنها صورت می‌گیرد. در بین مولفه‌های حاصله، مولفه شماره ۴ همبستگی بالایی با آلتراسیونهای اکسید آهن نشان داد. به روشی مشابه باندهای ۱ و ۴ و ۵ و ۷ انتخاب و سپس از عملیات PCA باز هم مولفه شماره ۴ همبستگی بالایی با آلتراسیونهای رسی نشان می‌دهد.

تحلیل مولفه اصلی جهت کاهش بعد داده‌ها به تعداد کمتری مولفه اصلی بکار می‌رود. در تحلیل مولفه‌های اصلی، تجمع اطلاعات در چند مولفه اول بیشتر بوده و مولفه‌های بعدی بیشتر دارای Noise خواهند بود (این

مولفه‌ها فقط وقتی با تصاویر قویتر ترکیب شوند، می‌توانند دارای کاربرد موثری باشند). در این روش یک محور در راستائی که دارای بیشترین مقدار اطلاعات است، ایجاد شده و تصویر این محور شامل بیشترین اطلاعات نسبت به محورهای دیگر خواهد بود. در روش PCA اطلاعات چند تصویر در یک تصویر متراکم شده و اختلاف درجات روشنائی به حداکثر می‌رسد. تعداد PCA ساخته شده، بستگی به تعداد باندهای انتخاب شده دارد و می‌توان پس از اعمال روش PCA، چند تصویر جداگانه ایجاد کرد. در انتخاب باندها برای اعمال تکنیک PCA باید باندهائی را انتخاب کرد که با هم همبستگی کمتری داشته باشند. زیرا هر چه میزان همبستگی باندها کمتر باشد ترکیب آنها حاوی اطلاعات بیشتری خواهد بود. اطلاعات آماری حاصله از PCA نیز در انتخاب روش شناسائی، می‌تواند کمک شایانی نماید. وجود همبستگی بین باندها نشان دهنده وجود داده‌های مشترک یا به عبارت دیگر تکرار داده‌ها است. بنابراین در جائی که تلفیق داده‌ها جهت بدست آوردن حداکثر اطلاعات ممکن، مد نظر باشد، مطالعه و بررسی دقیق ماتریس همبستگی لازم بنظر می‌رسد (جدول ۶-۳).

جدول ۶-۳- نمونه ای از ماتریس همبستگی در باندهای ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۷.

<i>Matrix Correlation</i>						
Band	Band ۱	Band ۲	Band ۳	Band ۴	Band ۵	Band ۷
۱	۱					
۲	۰.۹۷	۱				
۳	۰.۹۳	۰.۹۶	۱			
۴	۰.۸۷	۰.۹۲	۰.۹۷	۱		
۵	۰.۷۷	۰.۸۴	۰.۸۵	۰.۸۵	۱	
۷	۰.۷۵	۰.۸۲	۰.۸۴	۰.۸۴	۰.۹۷	۱

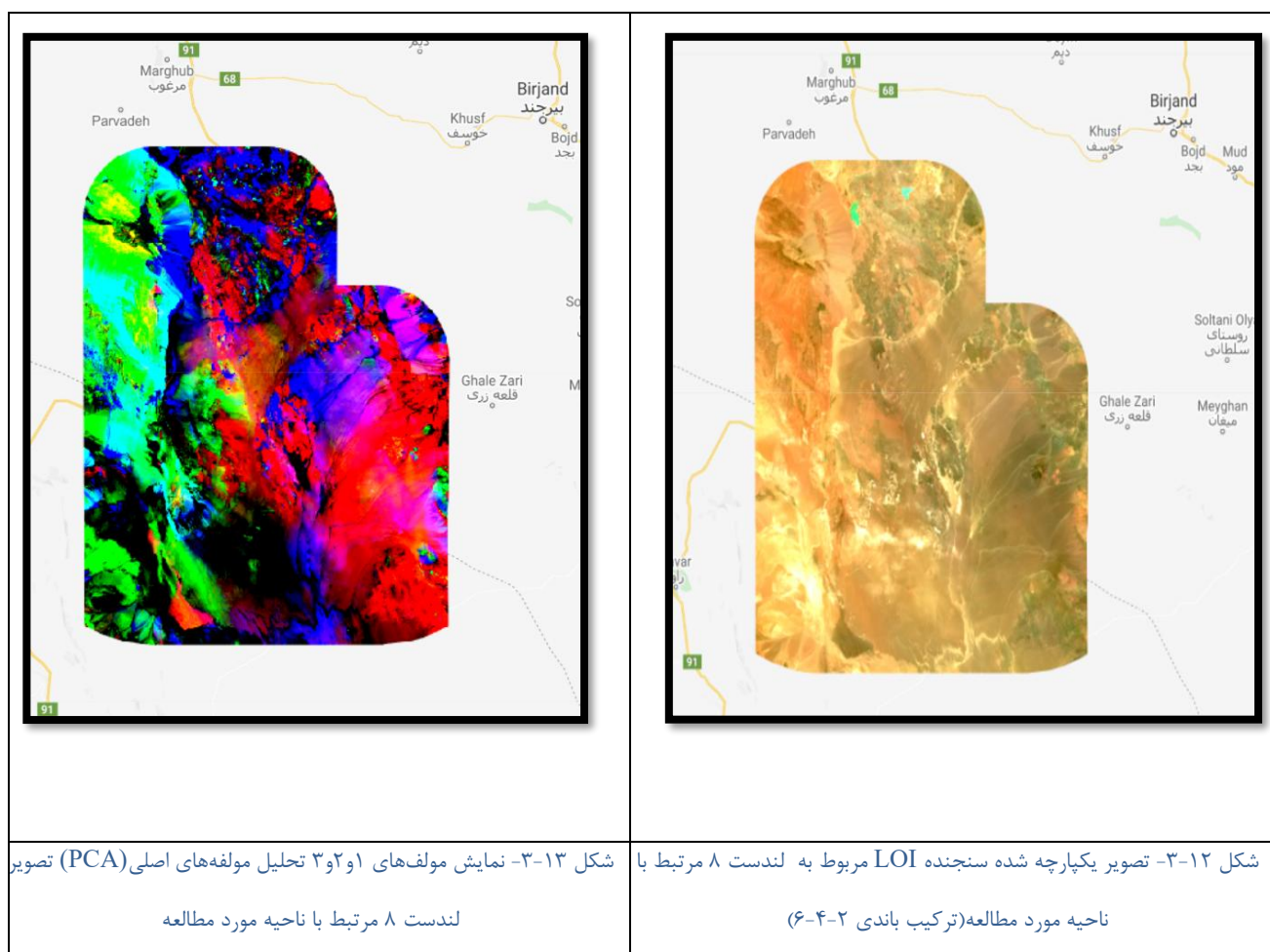
از شاخص‌های مهم دیگر، مقدار ویژه (Eigenvalue)، واریانس ماتریس همبستگی و بردار ویژه (Eigenvector) است. مقدار Eigenvalue نمایشگر طول محور هر مولفه بوده و بیانگر مقدار اطلاعات در هر مؤلفه است.

جدول ۷-۳- نمونه ای از بردار ویژه حاصل از تبدیل PCA بین باندهای ۱، ۴، ۵ و ۷

<i>Eigenvectors</i>				
Eigenvec	Band ۱	Band ۴	Band ۵	Band ۷

PC ۱	۰.۱۹۹۵	۰.۳۲۴۶	۰.۶۳۲۳	۰.۶۷۴۵
PC ۲	۰.۵۷۵۷	۰.۷۱۹۵	-۰.۱۸۹	-۰.۳۳۹
PC ۳	-۰.۱۹۲	۰.۲۵۲۳	-۰.۷۲۳	۰.۶۱۳۴
PC ۴	۰.۷۶۹۴	-۰.۵۶	-۰.۲۰۳	۰.۲۳۱۷

از آنجائیکه بین باندهای تصاویر OLI همبستگی بالایی وجود داشت، بمنظور کاهش ابعاد داده‌ها و حذو همبستگی بین باندها، تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی این باند ها انجام شد و برای منطقه مورد مطالعه، باندهای ۱ تا ۷ سنجنده OLI به مولفه‌های اصلی در محیط GEE تبدیل شدند. و از آنجائیکه ۹۵ درصد اطلاعات در ۵ مولفه اول بودند، لذا این ۵ مولفه برای مرحله بعدی آماده شدند. در زیر برای مقایسه، تصویر اصلی OLI و تصاویر PCA آورده شده‌اند.

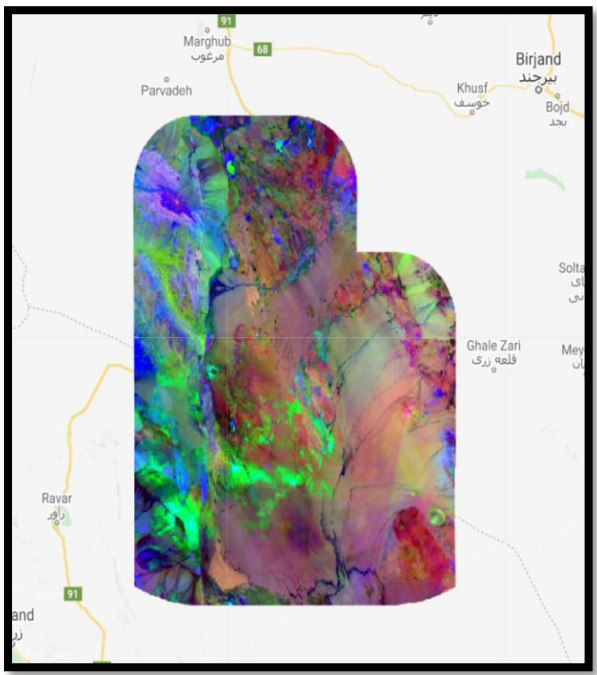
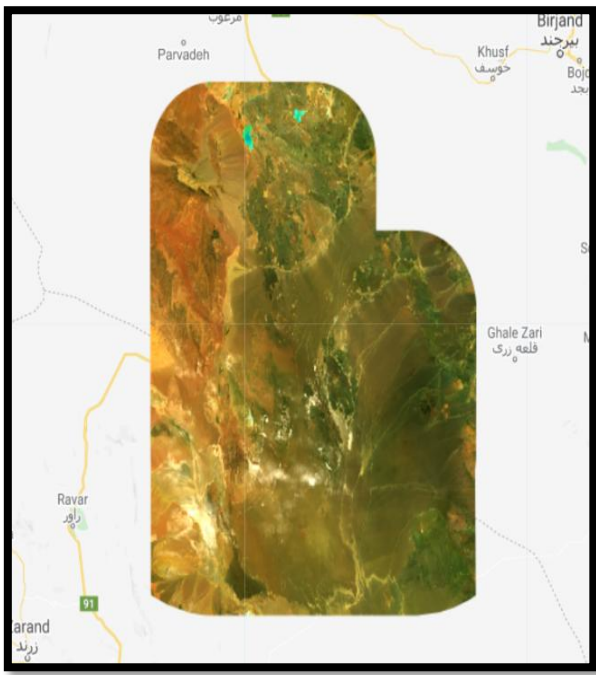


۳-۳-۳- آماده سازی و پردازش تصاویر Sentinel-۲(MSI)

ماهواره Sentinel-۲ تصاویری با قدرت تفکیک ۱۰، ۲۰، و ۶۰ متر برداشت میکند (جدول ۳-۸). در این طرح، باندهای ۱۰ و ۲۰ متر سنجده MSI این ماهواره بتعداد ۱۰ باند، مورد استفاده قرار گرفتند. همچنانکه در بند مربوط به پردازش تصاویر OLI توضیح داده شد، در خصوص این تصاویر هم الگوریتم PCA بر روی ده باند مذکور اعمال شد و با توجه به مقادیر ویژه مولفه‌ها، تعداد ۵ مولفه انتخاب گردید. این پردازش علاوه بر اینکه ابعاد داده‌ها را کاهش داد، تباین و تفاوت واحدهای زمین‌شناسی را هم افزایش داد (شکل ۱۴-۳ و شکل ۱۵-۳). این ۵ مولفه بعداً در الگوریتم خوشه‌بندی برای استخراج واحدهای زمین‌شناسی مورد استفاده قرار گرفتند.

جدول ۳-۸- ویژگیهای فنی تصاویر سنجنده Sentinel-۲

	Spectral Band	Centre Wavelength (nm)	Band Width (nm)	Spatial Resolution (nm)
B1	Coastal aerosol	443	20	60
B2	Blue (B)	490	65	10
B3	Green (G) ¹	560	35	10
B4	Red (R) ¹	665	30	10
B5	Red-edge 1 (Re1) ¹	705	15	20
B6	Red-edge 2 (Re2) ¹	740	15	20
B7	Red-edge 3 (Re3) ¹	783	20	20
B8	Near infrared (NIR) ¹	842	115	10
B8a	Near infrared narrow (NIRn) ¹	865	20	20
B9	Water vapor	945	20	60
B10	Shortwave infrared/Cirrus	1380	30	60
B11	Shortwave infrared 1 (SWIR1)	1910	90	20
B12	Shortwave infrared 2 (SWIR2)	2190	180	20

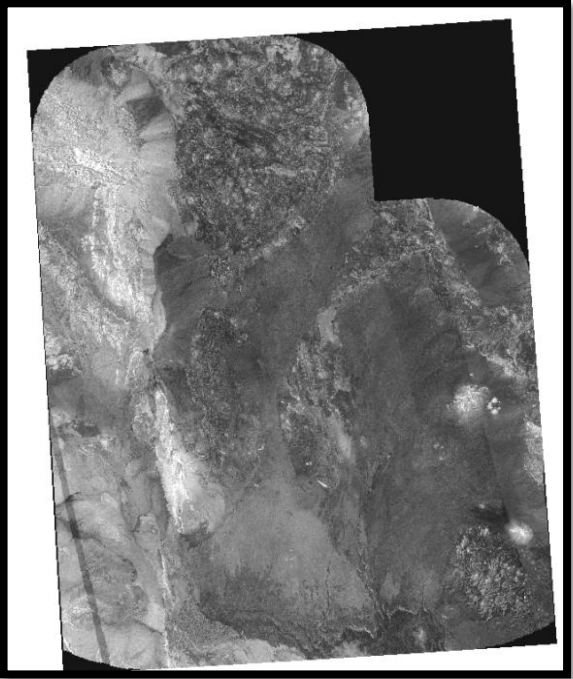
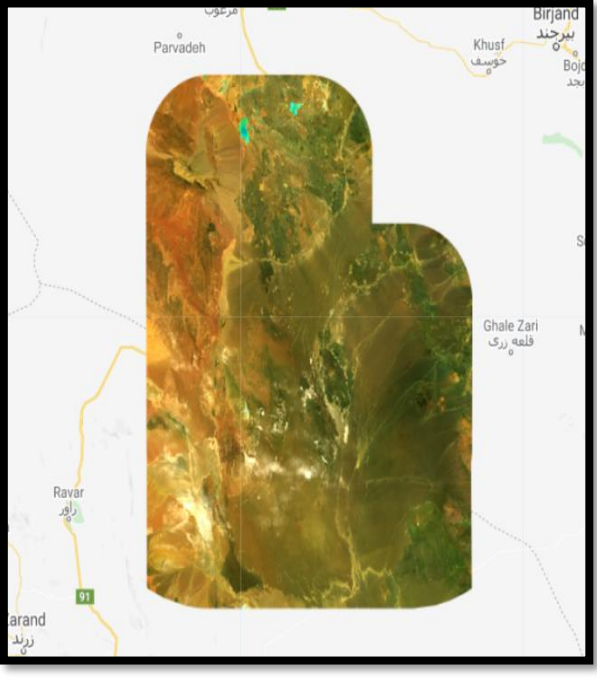
	
شکل ۱۵-۳- نمایش مولف‌های ۱ و ۳ و ۴ تحلیل مولفه‌های اصلی (PCA) تصویر Sentinel-۲ مرتبط با ناحیه مورد مطالعه	شکل ۱۴-۳- تصویر یکپارچه شده سنجنده MSI مربوط به Sentinel-۲ از ناحیه مورد مطالعه (ترکیب باندی ۲-۴-۹)

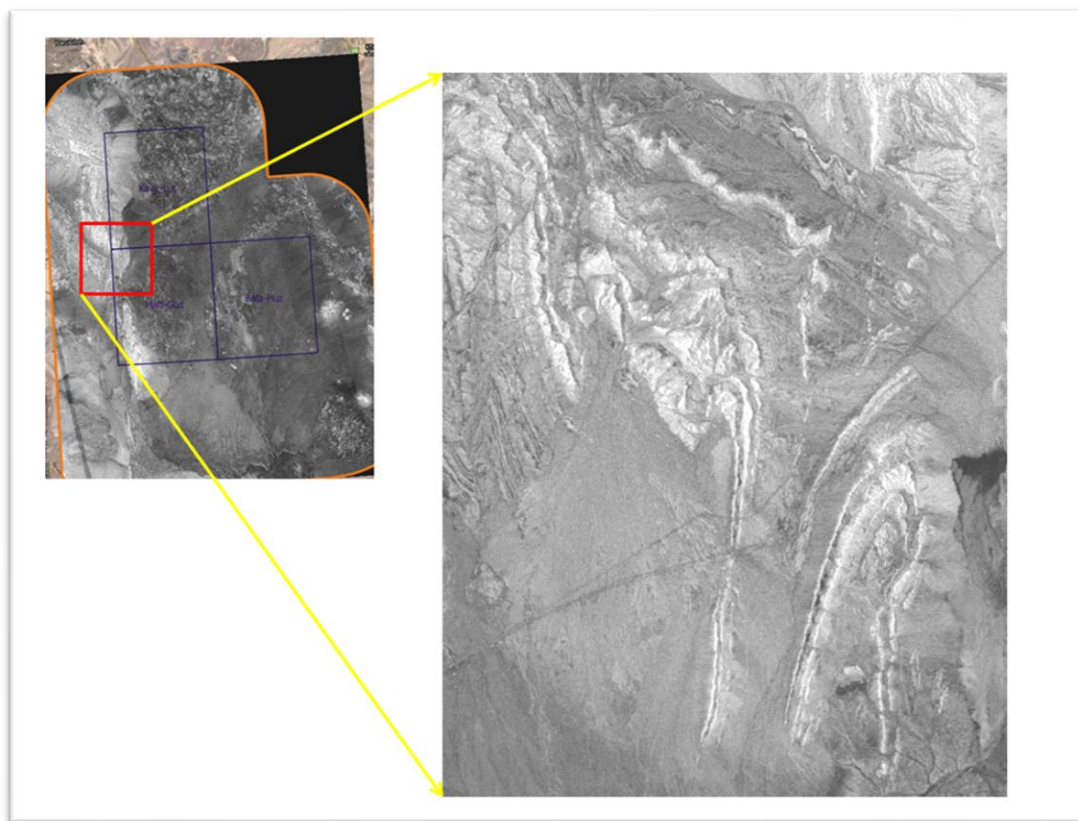
۳-۴- آماده سازی و پردازش تصاویر Sentinel-۱ (dual-polarization C-band)

Synthetic Aperture Radar (SAR))

تصاویر راداری طیف وسیعی از مطالعات زمین شناسی را در بر می گیرند. این مطالعات شامل مباحث زمین شناسی مهندسی (فرونشست، زمین لرزه) تا تهیه ساختارهای زمین شناسی و زمین شناسی اقتصادی را شامل میشوند. تصاویر راداری Sentinel-۱ بواسطه ویژگی برداشت دو مد VV و VH (ارسال عمودی-دریافت عمودی، و ارسال عمودی-دریافت افقی) در محدوده C-band (طول موج ۳ تا ۶ سانتی متر)، قابلیت بسیار بالایی در تهیه نقشه (Mapping) واحدهای زمین شناسی و گسل‌ها ایفا میکنند. در زیر مقایسه دو تصویر رادار (VH) و Sentinel-۲ بروشنی توانمندی

این تصویر راداری در نمایش ساختارهای زمین شناسی را نشان میدهد. همچنین در شکل ۱۸-۳ روند ساختار زمین شناسی در نگاهی نزدیکتر دیده می شود.

	
شکل ۱۷-۳- تصویر Sentinel-۱ با باند VH از ناحیه مورد مطالعه	شکل ۱۶-۳- تصویر یکپارچه شده سنجنده MSI مربوط به Sentinel-۲ از ناحیه مورد مطالعه (ترکیب باندی ۲-۴-۹)

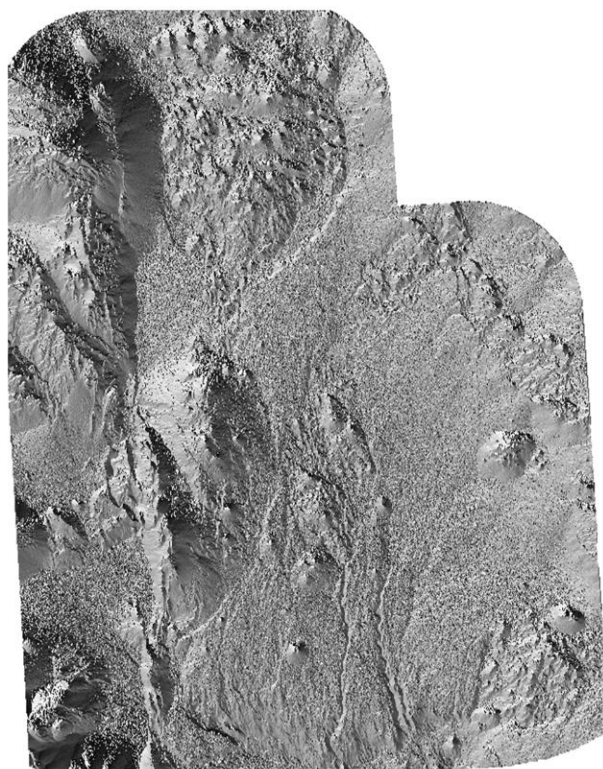


شکل ۱۸-۳- نمای نزدیک از تصویر راداری بخش شرقی منطقه

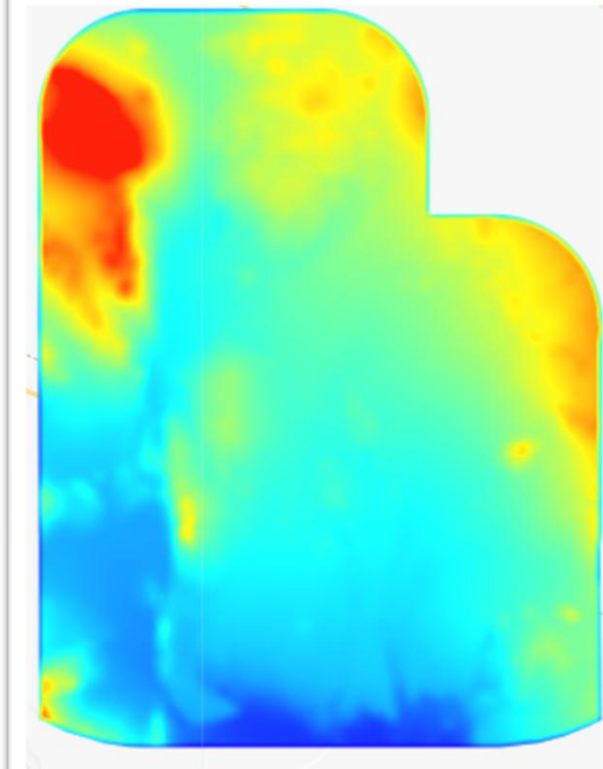
در محیط GEE، با استفاده از عملیات ریاضی بر روی دو تصویر VV و VH، تباین واحدهای زمین شناسی و ساختارها بازسازی گردید که این تصاویر نتیجه شده در مرحله بعدی بعنوان ورودی الگوریتم خوشه‌بندی استفاده شدند و تاثیر چشمگیری در جداسازی واحدها گذاشتند.

۳-۳-۵- آماده سازی و پردازش تصاویر مدل رقومی ارتفاع SRTM

از جمله داده‌هایی که نقش مهمی در تشخیص و تفکیک واحدهای زمین شناسی بخصوص در مواقعی که سایر اطلاعات طیفی جوابگو نیستند (بین واحدها تشابه طیفی وجود دارد)، اطلاعاتی مانند مدل رقومی ارتفاع می باشد. در این مطالعه داده‌های ارتفاعی مستقیماً مورد استفاده قرار نگرفتند بلکه بر روی آنها پردازشهایی انجام شد و اطلاعات Slope و Hillshade استفاده شدند.



شکل ۲۰-۳- تصویر Hillshade از ناحیه مورد مطالعه



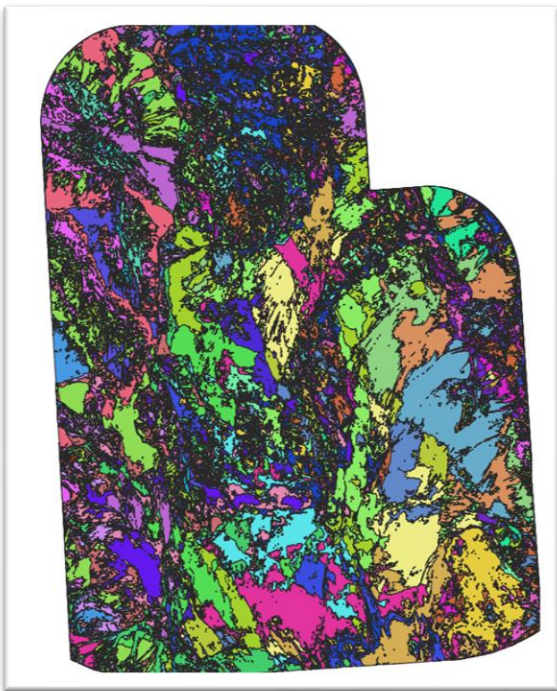
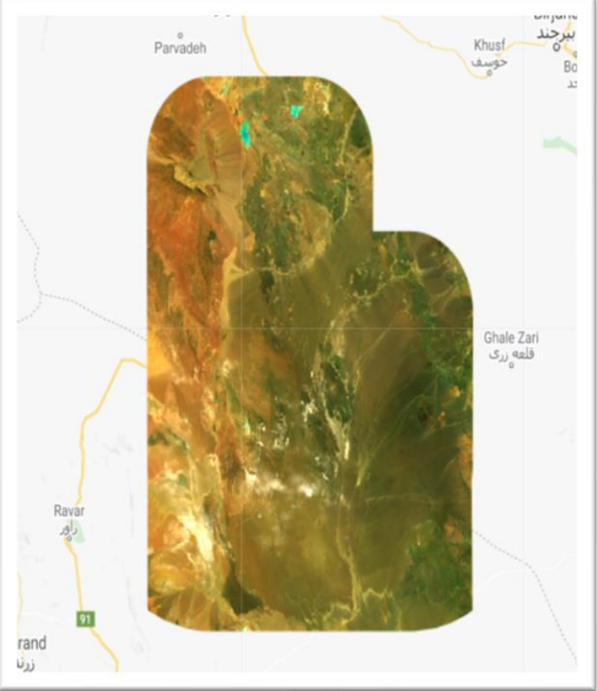
شکل ۱۹-۳- تصویر مدل رقمی ارتفاع سنجنده SRTM منطقه

۴-۳- خوشه بندی^{۱۱} منطقه مورد مطالعه و استخراج واحدهای زمین‌شناسی اولیه

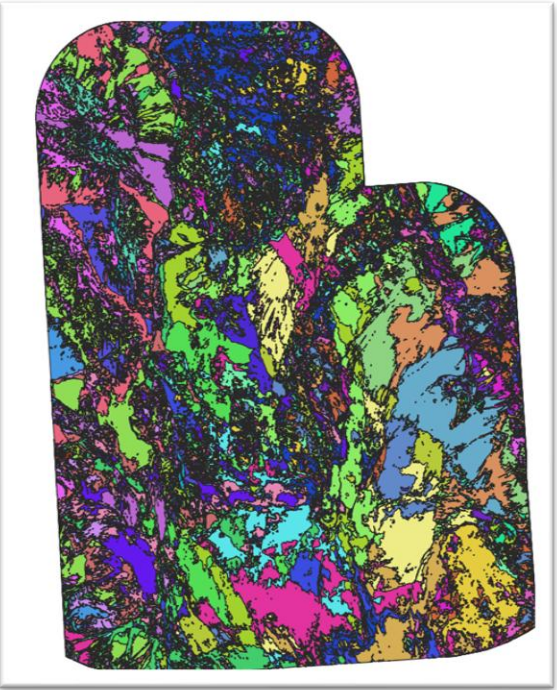
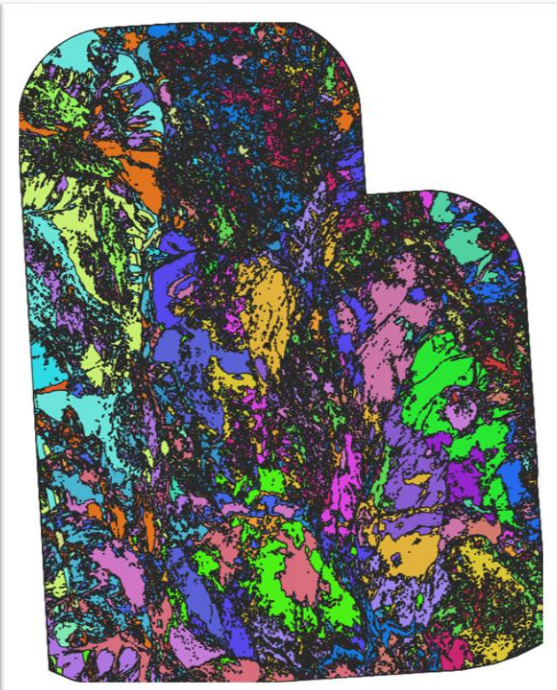
همچنانکه در مقدمه پردازش تصاویر ماهواره ای اشاره گردید، یکی از مهمترین مراحل پردازش تصاویر ماهواره‌ای، الگوریتم خوشه بندی می‌باشد. انواع روشهای آماری، ریاضی و هوشمند خوشه‌بندی وجود دارد که همگی بعنوان روشهای داده‌کاوی در نظر گرفته میشوند. در این طرح تمامی شاخص‌های تصاویر Landsat^۸ و Sentinel-۲ (تصاویر PCA)، اطلاعات پردازش شده تصاویر راداری Sentinel-۱، و تصویر Hillshade سنجنده SRTM، بعنوان ورودی به سیستم خوشه بندی وارد شدند. برای خوشه‌بندی تصاویر ورودی از الگوریتم WEKA که از جمله روشهای یادگیری ماشین

^{۱۱} . Clustering

است، استفاده گردید. تعداد کلاسها با نظر تیم کاری و بر اساس سعی و خطا بهینه شد با این توضیح که ابتدا ۲۵ خوشه انتخاب گردید و پس از بررسیهای اولیه به ۳۵ کلاس و نهایتاً ۴۰ کلاس نهایی گردید. نوع تصاویر ورودی نیز بر اساس تحلیل حساسیت و حذف و اضافه کردن متغیرها بهینه گردید. نقشه زیر پس از خوشه بندی و تصحیحات کارتوگرافیکی نهایی گردیده است.

	
شکل ۲۲-۳- نقشه خوشه‌بندی بدون داده‌های راداری از ناحیه مورد مطالعه	شکل ۲۱-۳- تصویر یکپارچه شده سنجنده MSI مربوط به Sentinel-۲ از ناحیه مورد مطالعه (ترکیب باندهای ۲-۴-۹)

پس از بررسیهای میدانی و مشورت با تیم کاری، نتایج حاصل از استفاده از داده‌های راداری نیز مورد بررسی قرار گرفت که از تفکیک پذیری بهتری در واحدهای سنگی برخوردار بود در زیر دو نقشه مذکور آورده شده اند (شکل ۲۴-۳ و شکل ۲۳-۳).

	
شکل ۳-۲۴- نقشه خوشه‌بندی بدون داده‌های راداری از ناحیه مورد مطالعه	شکل ۳-۲۳- نقشه خوشه‌بندی با داده‌های راداری از ناحیه مورد مطالعه

منابع:

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- شیخ‌الاسلامی، م.ر.، جوادی، ح.ر.، اسدی سرشار، م.، آقاحسینی، ا.، کوه‌پیما، م.، وحدتی دانشمند، ب.، ۱۳۹۳، دانشنامه گسله‌های ایران، پژوهشکده علوم زمین، ۶۰۰.
- طالبیان، م.، هاشمی طباطبایی، س.، فتاحی، م.، قرشی، م.، بیت‌الهی، ع.، قلندرزاده، ع.، ریاحی، م.ع.، ۱۳۸۸، برآورد نرخ لغزش گسل‌های پیرامون بم و کاربرد آن در ارزیابی خطر زمین‌لرزه، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۴، صفحه ۱۴۹-۱۵۶.

References:

- Aghanabati, A. (۱۹۹۱), Geological quadrangle map of Iran, Daryacheh-ye-Hamun sheet (L۱۰), scale ۱:۲۵۰,۰۰۰, Geol. Surv. of Iran, Tehran.
- Alavi-Naini, M., Vaezi-Pour, M.J., Alavi Tehrani, N., Behrouzi, A., and Kholghi, M.H., ۱۹۹۲, Torbat-e Heidariyeh, in Geological Map of Iran, sheet k-۵, scale ۱:۲۵۰,۰۰۰, Geol. Surv. Of Iran, Tehran.

- Allen, M. B., S. J. Vincent, G. I. Alsop, A. Ismail-zadeh, & Flecker, F., ۲۰۰۳, Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: Effects of a rigid basement block within a collision zone, *Tectonophysics*, ۳۶۶, ۲۲۳-۲۳۹.
- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., ۲۰۰۴. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, ۲۳(۲).
- Ambrasey, N. N., Tchalenko, J. S., ۱۹۶۹, The Dashteh Bayaz (Iran) earthquake of august ۳۱, ۱۹۶۸, A field report, *Bull. Seism. Soc. Am* ۵۹, ۱۷۵۱-۱۷۹۲.
- Ambraseys, N.N. & Melville, C.P., ۱۹۸۲. A History of Persian Earthquakes, Cambridge Univ. Press, New York, p. ۲۱۹.
- Baker, C., ۱۹۹۳. The active seismicity and tectonics of Iran, PhD thesis, (unpublished), University of Cambridge, p. ۲۲۸.
- Berberian, M., ۱۹۷۶, Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II), Report No. ۳۹, Geological Survey of Iran.
- Berberian, M., ۱۹۷۹. Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September ۱۶, ۱۹۷۸, *Bull. seism. Soc. Am.*, ۶۹, ۱۸۶۱-۱۸۸۷.
- Berberian, M., ۱۹۸۱, Active Faulting and Tectonics of Iran. In: Gupta, H.K., and F.M. Delany, (Eds.), *Zagros-Hindukush-Himalaya Geodynamic Evolution*. Am. Geophys. Union, *Geodynamic Ser.*, ۳, ۳۳-۶۹.
- Berberian, M., ۱۹۸۲. Aftershock tectonics of the ۱۹۷۸ Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake sequence: a documented active ‘thin- and thick-skinned tectonic’ case, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, ۶۸, ۴۹۹-۵۳۰.
- Berberian, M., ۱۹۸۳, Continental deformation in the Iranian plateau (contribution to the seismotectonics of Iran, part IV). *Geol. Surv. Iran*, ۵۲, ۷۰۰ p.
- Berberian, M., ۱۹۹۵. Natural Hazards and the First Earthquake Catalogue of Iran, Volume ۱: Historical Hazards in Iran Prior to ۱۹۰۰, *Int. Inst. Earthq. Eng. & Seismology*, Tehran, Iran.
- Berberian, M., ۲۰۰۵. The ۲۰۰۳ Bam urban earthquake: a predictable seismotectonic pattern along the western margin of the rigid Lut block, southeast Iran. *Earthquake Spectra*, ۲۱(S۱), pp.۳۵-۹۹.
- Berberian, M., ۲۰۱۴. Earthquakes and coseismic surface faulting on the Iranian Plateau (Vol. ۱۷). Elsevier.
- Berberian, M. and G. C. P. King, ۱۹۸۱, Towarda paleogeographya and tectonic evolutiono f Iran, *CanadiaJn. EarthSci.* ۱۸, ۲۱۰-۲۶۵.
- Berberian, M., Qorashi, M., ۱۹۹۴. Coseismic fault-related folding during the South Golbaf earthquake of November ۲۰, ۱۹۸۹, in southeast Iran. *Geology* ۲۲, ۵۳۱-۵۳۴.
- Berberian, M., and R. S. Yeats., ۱۹۹۹, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, ۸۹, ۱۲۰ – ۱۳۹.
- Berberian, M., Asudeh, I., Bilham, R.G., Scholz, C.H. & Soufleris, C., ۱۹۷۹. Mechanism of the main shock and the aftershock study of the Tabas-e-Golshan (Iran)

- earthquake of September ۱۶, ۱۹۷۸: A preliminary report, Bull. seism. Soc. Am., ۶۹, ۱۸۵۱–۱۸۵۹.
- Berberian, M., Jackson, J.A., Ghorashi, M. and Kadjar, M.H., ۱۹۸۴. Field and teleseismic observations of the ۱۹۸۱ Golbaf–Sirch earthquakes in SE Iran. Geophysical Journal International, ۷۷(۳), pp.۸۰۹–۸۳۸.
 - Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Khatib, M.M., Priestley, K., Talebian, M., Ghafuri-Ashtiani, M., ۱۹۹۹. The ۱۹۹۷ May ۱۰ Zirkuh (Qa’enat) earthquake (Mw ۷.۷): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. Geophys. J. Int. ۱۳۶ (۳), ۶۷۱–۶۹۴.
 - Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. M. Priestley, K., ۲۰۰۰, The ۱۹۹۴ Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone, Geophys. J. Int., ۱۴۲, ۲۸۳–۲۹۹.
 - Berberian, M., Jackson, J.A., Fielding, E., Parsons, B.E., Priestly, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T.J., Baker, E., ۲۰۰۱. The ۱۹۹۸ March ۱۴ Fandoqa earthquake (Mw ۶.۶) in Kerman, southeast Iran: re-rupture of the ۱۹۸۱ Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts, and the active tectonics of the Gowk fault zone. Geophys. J. Int. ۱۴۶ (۲), ۳۷۱–۳۹۸.
 - Camp, V.E. & Griffis, R.J., ۱۹۸۱, Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran, Lithos, ۳, ۲۲۱–۲۳۹.
 - Conrad, G., Montigny, R., Thuizat, R., Westphal, M., ۱۹۸۱, Tertiary and Quaternary geodynamics of southern Lut (Iran) as deduced from palaeomagnetic, isotopic and structural data. Tectonics ۷۰, T۱۱–T۱۷.
 - Copley, A. and Jolivet, R., ۲۰۱۶. Fault rheology in an aseismic fold-thrust belt (Shahdad, eastern Iran). Journal of Geophysical Research: Solid Earth, ۱۲۱(۱), pp.۴۱۲–۴۳۱.
 - Dziewonski, A.M., Ekstrom, G., Woodhouse, J.H., and Zwart, G., ۱۹۹۰, Centroid-moment tensor solutions for October-December ۱۹۸۹: Physical of Earth and Planetary Interiors, v. ۶۲, p. ۱۹۴–۲۰۷.
 - Eftekhari-Nezhad, J., Aghanabati, A., Hamzehpour, B., and Baroyant, V., ۱۹۷۶, Kashmar, in Geological Map of Iran, sheet J۰, scale ۱:۲۵۰,۰۰۰, Geol. Surv. Of Iran, Tehran.
 - Eftekhari-Nezhad, J., ۱۹۹۰, Geological quadrangle map of Iran, Khunik sheet (۸۰۵۲), scale ۱:۱۰۰,۰۰۰, Geol. Surv. of Iran, Tehran.
 - Eftekhari-Nezhad, J., ۱۹۹۱, Geological quadrangle map of Iran, Kuh-e-Seyasteragi sheet (۸۰۵۱), scale ۱:۱۰۰,۰۰۰, Geol. Surv. of Iran, Tehran.
 - Engdahl, E.R., van der Hilst, R. and Buland, R., ۱۹۹۸. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. Bulletin of the Seismological Society of America, ۸۸(۳), pp.۷۲۲–۷۴۳.

- Farbod, Y., O. Bellier, E. Shabanian, and M.R. Abbassi., ۲۰۱۱, Geomorphic and structural variations along the Doruneh Fault System (Central Iran), *Tectonics*, ۳۰, TC۶۰۱۴, doi: ۱۰.۱۰۲۹/۲۰۱۱TC۰۰۲۸۸۹.
- Farbod, Y., Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Braucher, R., Benedetti, L., Bourlès, D. and Hessami, K., ۲۰۱۶. Spatial variations in late Quaternary slip rates along the Doruneh Fault System (Central Iran). *Tectonics*.
- Fattahi, M., Walker, R.T., Khatib, M.M., Dolati, A. and Bahroudi, A., ۲۰۰۷. Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, ۱۶۸(۲), pp.۶۹۱-۷۰۹.
- Fattahi, M., Walker, R.T., Talebian, M., Sloan, R.A. and Rasheedi, A., ۲۰۱۴. Late Quaternary active faulting and landscape evolution in relation to the Gowk Fault in the South Golbaf Basin, SE Iran. *Geomorphology*, ۲۰۴, pp.۳۳۴-۳۴۳.
- Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M.M., Zarrinkoub, M. and Talebian, M., ۲۰۱۰. Determination of Slip-Rate by Optical Dating of Lake Bed Sediments from the Dasht-E-Bayaz Fault, Ne Iran. *Geochronometria*, ۴۲(۱), pp.۱۴۸-۱۵۷.
- Fialko, Y., Sandwell, D., Simons, M. and Rosen, P., ۲۰۰۰. Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit. *Nature*, ۴۰۰(۷۰۴۰), pp.۲۹۰-۲۹۹.
- Fielding, E.J., Wright, T.J., Muller, J., Parsons, B.E. and Walker, R., ۲۰۰۴. Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran. *Geology*, ۳۲(۷), pp.۵۷۷-۵۸۰.
- Fielding, E.J., Talebian, M., Rosen, P.A., Nazari, H., Jackson, J.A., Ghorashi, M. and Walker, R., ۲۰۰۰. Surface ruptures and building damage of the ۲۰۰۳ Bam, Iran, earthquake mapped by satellite synthetic aperture radar interferometric correlation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, ۱۰۵ (B۳).
- Foroutan, M., Sébrier, M., Nazari, H., Meyer, B., Fattahi, M., Rashidi, A., Le Dortz, k., and M. D. Bateman., ۲۰۱۲, New evidence for large earthquakes on the Central Iran plateau: palaeoseismology of the Anar fault, *Geophys. J. Int.*, ۱۸۹(۱), ۶-۱۸, doi:۱۰.۱۱۱۱/j.۱۳۶۵-۲۴۶۶X.۲۰۱۲.۰۵۳۶۵.x.
- Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Murray, A.S., Le Dortz, K., Shokri, M.A., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., Solaymani Azad, S., Bolourchi, M.J., ۲۰۱۴, Late Pleistocene-Holocene right-slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran, *American Geophysical Union*, doi: ۱۰.۱۰۰۲/۲۰۱۳JB۰۱۰۷۴۶.
- Freund, R., ۱۹۷۰, Rotation of strike slip faults in Sistan, southeast Iran, *J.Geol.*, ۷۸, ۱۸۸-۲۰۰.
- Funning, G.J., Parsons, B., Wright, T.J., Jackson, J.A. and Fielding, E.J., ۲۰۰۰. Surface displacements and source parameters of the ۲۰۰۳ Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, ۱۰۵ (B۹).
- Fu, B., Ninomiya, Y., Lei, X., Toda, S. and Awata, Y., ۲۰۰۴. Mapping active fault associated with the ۲۰۰۳ Mw ۶.۶ Bam (SE Iran) earthquake with ASTER ۳D images. *Remote Sensing of Environment*, ۹۲(۲), pp.۱۵۳-۱۵۷.

- Haghipour, A., Amidi, M., ۱۹۸۰. The November ۱۴ to December ۲۵, ۱۹۷۹ Ghaenat earthquakes of northeast Iran and their tectonic implications. Bull. Seismol. Soc. Am. ۷۰ (۵), ۱۷۵۱–۱۷۵۷.
- Hessami, K., Tabassi, H., Abbassi, M.R., Azuma, T., Okumura, K., Echigo, T. and Kondo, H., ۲۰۰۴. Surface expression of the Bam fault zone in southeastern Iran: Causative fault of the ۲۶ December ۲۰۰۳ Bam earthquake. Journal of Seismology and Earthquake Engineering, ۵(۴), p.۵.
- Huber, H., ۱۹۷۷, North Central Iran and North East Iran, in Geological Map of Iran, sheets ۲ and ۳, scale ۱:۱,۰۰۰,۰۰۰, Natl. Iranian Oil Co., Tehran.
- Jackson, J. A. Mc Kenzie, D.P., ۱۹۸۴, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan.”Geophys.J. R. Astr. Soc., ۷۷, ۱۸۵-۲۶۴.
- Jackson, J. and McKenzie, D., ۱۹۸۸. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. Geophysical Journal International, ۹۳(۱), pp.۴۵-۷۳.
- Jackson, J.A., Haines, J., and Holt, W., ۱۹۹۵, The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, J. Geophys. Res., ۱۰۰, ۱۵,۲۰۵-۱۵,۲۱۹.
- Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M. and Tatar, M., ۲۰۰۶. Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the ۲۰۰۳ December ۲۶ Bam, Iran, earthquake. Geophysical Journal International, ۱۶۶(۳), pp.۱۲۷۰-۱۲۹۲.
- Javadi, H.R., Esterabi Ashtiani, M., Guest, B., Yassaghi, A., Ghassemi, M.R., Shahpasandzadeh, M. and Naeimi, A., ۲۰۱۵. Tectonic reversal of the western Doruneh Fault System: Implications for Central Asian tectonics. Tectonics, ۳۴(۱۰), pp.۲۰۳۴-۲۰۵۱.
- Kananian, A., T. Juteau, H. Bellon, A. Darvishzadeh, M. Sabzehi, H. Whitechurch, and L.-E. Ricou., ۲۰۰۱, The ophiolite massif of Kahnuj (western Makran, southern Iran): New geological and geochronological data, C. R. Acad. Sci. Paris, ۳۳۲, ۵۴۳ – ۵۵۲.
- Langet, N., Maggi, A., Michelini, A. and Brenguier, F., ۲۰۱۴. Continuous Kurtosis-based migration for seismic event detection and location, with application to Piton de la Fournaise Volcano, La Réunion. Bulletin of the Seismological Society of America, ۱۰۴(۱), pp.۲۲۹-۲۴۶.
- LeDortz, K., Meyer, B., Sebrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bourles, D., Talebian, M., Bateman, M. D., Ghorraishi M., ۲۰۰۹, Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. Geophys. J. Int. ۱۷۹, ۷۰۰–۷۱۰.
- LeDortz, K., Meyer, B., S’ebrier, M., Braucher, R., Nazari, H., Benedetti, L., Fattahi, M., Bourl’es, D., Foroutan, M., Siame, L., Rashidi, A., Bateman, M.D., ۲۰۱۱. Dating inset terraces and offset fans along the Dehshir fault combining cosmogenic and OSL methods, Geophys. J. Int., ۱۸۵, ۱۱۴۷–۱۱۷۴.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P. and Berge-Thierry, C., ۲۰۰۰. Probabilistic earthquake location in ۳D and layered models: Introduction of a Metropolis- Gibbs

- method and comparison with linear locations, In Advances in seismic event location (pp. ۱۰۱-۱۳۴). Springer Netherlands.
- Mansouri, R., Maggi, A. and Montagner, J.P., ۲۰۱۰. The Aftershock Sequence of the ۲۰۱۰ Mw ۶.۳ Rigan Earthquake in Southeast Iran: Further Evidence of a Hidden Fault in the Southern Lut Block. Bulletin of the Seismological Society of America, ۱۰۰(۶), pp.۳۱۱۴-۳۱۲۰.
 - McCall, G.J.H., Morgan, K.H., Campe, G.C., Child, R., Porter, D.J., Wyatt, J.D., Bailey, P.B.H., Craik, D.I., Dalaei, H., Jones, D. and McCormick, C.D., ۱۹۸۰. Minab quadrangle map ۱: ۲۵۰,۰۰۰ and explanatory text. Geological Survey of Iran, ۵۳۴.
 - McCall, G.J.H., ۱۹۹۶, The inner Mesozoic to Eocene ocean of south and central Iran and associated microcontinents, Geotectonics, ۲۹, ۴۹۰-۴۹۹.
 - McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., & Tealeb, A., ۲۰۰۳, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. Geophys. J. int. ۱۵۰, ۱۲۶-۱۳۸.
 - Meyer, B., Mouthereau, F., Lacombe, O. & Agard, P., ۲۰۰۶. Evidence of Quaternary activity along the Deshir fault: implication for the Tertiary tectonics of Central Iran, Geophys. J. Int., ۱۶۴, ۱۹۲-۲۰۱.
 - Meyer, B. & Le Dortz, K., ۲۰۰۷. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene, Tectonics, ۲۶, TC۵۰۰۹, doi:۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۶TC۰۰۲۰۷۳, ۲۰۰۷.
 - Motagh, M., Klotz, J., Tavakoli, F., Djamour, Y., Arabi, S., Wetzel, H.U. and Zschau, J., ۲۰۰۶. Combination of precise leveling and InSAR data to constrain source parameters of the Mw= ۶.۵, ۲۶ December ۲۰۰۳ Bam earthquake. pure and applied geophysics, ۱۶۳(۱), pp.۱-۱۸.
 - Nabavi, M. H., ۱۹۷۰, Geological Survey of Iran Geological quadrangle map of Iran No. H^۹ (Yazd sheet) (compile), scale ۱:۲۵۰,۰۰۰.
 - Nazari, H., Fattahi, M., Meyer, B., Sebrier, M., Talebian, M., Foroutan, M., Le Dortz, K., Bateman, M. D., Ghorashi, M., ۲۰۰۹, First evidence for large earthquakes on the Deshir Fault, Central Iran Plateau. Terra Nova, ۲۱, ۱-۱۰. doi: ۱۰.۱۱۱۱/j.۱۳۶۵-۳۱۲۱.۲۰۰۹.۰۰۸۹۲.X.
 - Nowroozi, A.A., Mohajer Ashjai, A., ۱۹۸۰a. Faulting of Kurizan and Koli (Qaenat Iran) earthquakes of Nov. ۱۹۷۹: a field report. Iran. Pet. Inst. ۷۸, ۸-۲۰.
 - Parsons, B., Wright, T., Rowe, P., Andrews, J., Jackson, J., Walker, R., Khatib, M., Talebian, M., Bergman, E. and Engdahl, E.R., ۲۰۰۶. The ۱۹۹۴ Sefidabeh (eastern Iran) earthquakes revisited: new evidence from satellite radar interferometry and carbonate dating about the growth of an active fold above a blind thrust fault. Geophysical Journal International, ۱۶۴(۱), pp.۲۰۲-۲۱۷.
 - Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.C., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Fegghi, K. and Soleymani, S., ۲۰۰۴. Accommodation of Arabia-Eurasia convergence

in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system. *Tectonics*, ۲۳(۴).

- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.C., Bourles, D., Bonnet, S., Abbassi, M.R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, S. and Feghhi, K., ۲۰۰۵. Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros—Makran transfer zone: role of the Minab—Zendan fault system in accommodating Arabia—Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophysical Journal International*, ۱۶۲(۱), pp.۱۷۷-۲۰۳.
- Saidi, A. (۱۹۸۹), Geological quadrangle map of Iran, Chehelkureh sheet (۸۰۵۰), scale ۱:۱۰۰,۰۰۰, Geol. Surv. of Iran, Tehran.
- Sella, G.F., Dixon, & T.H., Mao, A., ۲۰۰۲, REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.* ۱۰۷. ETG. pp. ۱-۳۲.
- Stöcklin, J., Eftekhari-Nezhad, J., Hushmand-Zadeh, A., ۱۹۶۵. Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran), Geological Survey of Iran, Report No. ۳ (۱۳۳ pp.).
- Talebian, M., Nazari, H., Jackson, J., Ghorashi, M., Fielding, E., ۲۰۰۴ (a), Coseismic Surface Features Associated With The Bam Earthquake Of ۲۶ Dec ۲۰۰۳ In Eastern Iran, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. ۶, ۰۷۸۴۲.
- Talebian, M., Fielding, E.J., Funning, G.J., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Rosen, P.A., Walker, R. and Wright, T.J., ۲۰۰۴ (b). The ۲۰۰۳ Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault. *Geophysical Research Letters*, ۳۱(۱۱).
- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nissen, E., Oveisi, B. and Parsons, B., ۲۰۰۶. The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of ۲۰۰۵ February ۲۲ in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault. *Geophysical Journal International*, ۱۶۴(۱), pp.۱۳۷-۱۴۸.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafari-Ashtiany, M. & Chery, J., ۲۰۰۲, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, ۲۹ (۱۹), doi: ۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۲GL۰۱۵۴۲۷.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A.S. and Paul, A., ۲۰۰۵. The ۲۰۰۳ December ۲۶ Bam earthquake (Iran), Mw ۶.۶, aftershock sequence. *Geophysical Journal International*, ۱۶۳(۱), pp.۹۰-۱۰۵.
- Tirrul, R., I.R. Bell, R.J. Griffis, and V.E. Camp, ۱۹۸۳, The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geol. Soc. Am. Bull.* ۹۴, ۱۳۴-۱۵۰.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R. and Tavakoli, F., ۲۰۰۴. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, ۱۵۷(۱), pp.۳۸۱-۳۹۸.
- Walker, R., and J. Jackson., ۲۰۰۲, Offset and evolution of the Gowk fault, S. E. Iran: A major intracontinental strike-slip system, *J. Struct. Geol.*, ۲۴, ۱۶۷۷ – ۱۶۹۸.
- Walker, R., J. Jackson, and C. Baker., ۲۰۰۳, Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: Source parameters and surface deformation of the ۱۹۷۸ Tabas and ۱۹۶۸ Ferdows earthquake sequences, *Geophys. J. Int.*, ۱۵۲, ۷۴۹ – ۷۶۵.

- Walker, R., Jackson, J., ۲۰۰۴. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics* ۲۳, TC۰۰۱۰. doi:۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۳TC۰۰۱۰۲۹.
- Walker, R., Jackson, J. and Baker, C., ۲۰۰۴, Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran, *Geophys. J. Int.*, ۱۵۷, ۲۶۵ – ۲۸۲.
- Walker, R., ۲۰۰۶, A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran, *Journal of Structural Geology*, No. ۲۸., P. ۶۵۴–۶۶۸., doi:۱۰.۱۰۱۶/j.jsg.۲۰۰۵.۱۲.۰۱۴.
- Walker, R.T., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., & Zarrinkoub M., ۲۰۰۹. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran, *Geophys. J. Int.*, ۱۷۷, ۷۸۳–۸۰۵.
- Walker, R.T., Talebian, M., Sloan, R.A., Rasheedi, A., Fattahi, M., Bryant, C., ۲۰۱۰. Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran. *Geophysical Journal International* ۱۸۱, ۲۲۱–۲۲۸. <http://dx.doi.org/۱۰.۱۱۱۱/j.۱۳۶۵-۲۴۶۶X.۲۰۱۰.۰۴۵۳۸.X>.
- Walker, R.T. and Fattahi, M., ۲۰۱۱. A framework of Holocene and Late Pleistocene environmental change in eastern Iran inferred from the dating of periods of alluvial fan abandonment, river terracing, and lake deposition. *Quaternary Science Reviews*, ۳۰(۹), pp.۱۲۵۶-۱۲۷۱.
- Walker, R.T., Bergman, E.A., Elliott, J.R., Fielding, E.J., Ghods, A.R., Ghoraishi, M., Jackson, J., Nazari, H., Nemati, M., Oveisi, B. and Talebian, M., ۲۰۱۳. The ۲۰۱۰–۲۰۱۱ South Rigan (Baluchestan) earthquake sequence and its implications for distributed deformation and earthquake hazard in southeast Iran. *Geophysical Journal International*, ۱۹۳(۱), pp.۳۴۹-۳۷۴.
- Walker, R.T., Khatib, M.M., Bahroudi, A., Rodés, A., Schnabel, C., Fattahi, M., Talebian, M., Bergman, E., ۲۰۱۵, Co-seismic, geomorphic, and geologic fold growth associated with the ۱۹۷۸ Tabas-e-Golshan earthquake fault in eastern Iran, *Geomorphology*, Volume ۲۳۷, Pages ۹۸-۱۱۸.
- Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Hatzfeld, D., Jadidi, A.M., Vergnolle, M.M., Aghamohammadi, A., Djamour, Y.H., Nankali, R., Sedighi, M., ۲۰۰۹. NS shear kinematics across the Lut block from a dense GPS velocity field in eastern Iran. *EOS, Trans. AGU* ۹۰ (۵۲) (Fall Meet. Suppl., Abstract G۳۳D-۰۶۶۸).
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y. and Nankali, H., ۲۰۱۴. Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from ۱۱ years of GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, ۱۱۹(۲), pp.۱۳۵۹-۱۳۸۳.
- Wellman, H. W., ۱۹۶۶, Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan, *Geol. Rundsch.*, ۵۵(۳), ۷۱۶-۷۳۵.