

چکیده

شهرستان‌های قم و ساوه از دیدگاه زمین‌شناسی در محل پیوند دو ایالت لرزه زمین‌ساختی ایران مرکزی و البرز قرار دارد. از گسله‌های فعالی که در این منطقه معرفی شده‌اند می‌توان به گسله کوشک نصرت اشاره کرد. در راستای این گسله تاکنون زمین‌لرزه دستگامی و یا تاریخی گزارش نشده است. این گسله از دو روند نزدیک به خاوری-باختری و شمال‌باختری شکل گرفته است و بیشترین بخش آن از میان توده‌های سنگی با سن‌های مزوزوئیک و ائوسن می‌گذرد. بخش کوچکی از این گسله آبرفت‌های جوان (پلاستوسن بالایی) را متأثر می‌کند. برای مشخص شدن فعالیت زمین‌ساختی این گسله برای محاسبات خطر، افزون بر پیمایش‌های میدانی روش‌های دیگری به کار گرفته شده‌اند. بر اساس مطالعات وضعیت تنش به روش زمین‌ساختی و لرزه‌ای شاهدهی بر فعالیت بخش خاوری-باختری گسله به دست نمی‌آید. برداشت‌های میدانی و مطالعه زهکش‌ها به‌طور مشخص نشان‌دهنده‌ی راستالغز بودن این گسله با مؤلفه راست‌بر است که با جهت تنش به‌دست آمده همخوانی ندارد. روش‌های دیگری چون شاخص‌های مورفومتریک (شاخص هیپسومتری و شیب رودخانه) نیز یافته بالا را تأیید می‌کنند. پرسش بعدی که در ارتباط به بخش خاوری-باختری گسله کوشک نصرت مطرح می‌شود ارتباط احتمالی آن با پایانه شمال‌باختری گسله سیاه کوه است که در جنوب شهر تهران قرار می‌گیرد. با تکیه بر یافته‌های مورفوتکتونیک و عکس‌های ماهواره‌ای به نظر می‌رسد که پیوندی میان این دو گسله وجود داشته باشد؛ هر چند که پیگیری این گسله به‌صورت یک خط واحد بر روی عکس‌های ماهواره‌ای مشخص نیست اما می‌تواند گسله از خطوط ناپیوسته همراه با تداخل دو روند گسلی خاوری-باختری و شمال‌باختری از گسله کوشک نصرت (بخش خاوری-باختری آن) تا گسله سیاه کوه تشکیل شده باشد.

واژگان کلیدی: ایران مرکزی، گسله کوشک نصرت، روش برگشتی، تنسور تنش، شاخص‌های مورفومتریک.

شواهد زمین‌شناسی و زمین‌ریخت‌شناسی مبنی بر فعالیت گسله‌های بخش شمالی ساوه (ایران مرکزی)

محمد رضا عباسی (نویسنده مسئول)

دانشیار پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، abbassi@iiees.ac.ir

لیلا مهشادنی

کارشناس ارشد پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران

۱- مقدمه

برخورد قاره‌ای اولیگوسن-میوسن آغازین و همچنین دگرریختی میوسن-هولوسن در فلات ایران در محدوده بین کوه‌های البرز و زاگرس است. در این میان رسوب‌گذاری لایه‌های الیگوسن-میوسن در حوضه مرکزی فلات ایران هم می‌تواند دارای اهمیت باشد. پژوهش‌هایی که تاکنون انجام شده‌اند بسیار عمومی بوده‌اند [۶-۱۷]. آنچه کمتر تاکنون مورد توجه قرار گرفته است بررسی زمین‌ساخت این ناحیه است. از تنها پژوهشی که به‌صورت فشرده به

دگرریختی پوسته ایران یکی از بهترین مثال‌های برخورد قاره-قاره است. برخورد صفحات عربی و اوراسیا در طی ائوسن-الیگوسن آغازین شروع شده است [۱-۵] و از نتایج مشخص این برخورد، دگرریختی اصلی کوه‌های البرز و زاگرس در طی میوسن میانی-هولوسن است [۶]. دگرریختی‌های اولیه در کمربند نازک سنندج-سیرجان محدود بوده است. شناخت دقیق این مرحله کوهزایی مستلزم شناسایی مراحل اولیه

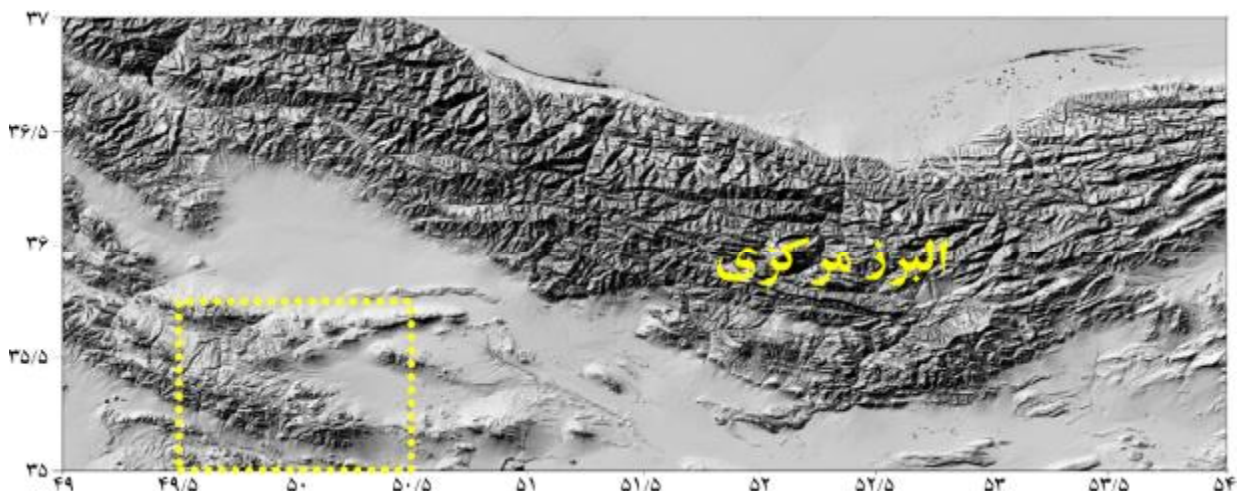
تهران می‌شود. گسله سیاه کوه با نزدیک شدن به گسله کوشک نصرت قطع می‌شود و پیگیری آن به سوی باختر آسان نیست. در این بخش که با لرزه‌خیزی بالایی همراه است به نظر می‌رسد که با گسله کوشک نصرت در ارتباط باشد. بخش دیگر این پژوهش به فعالیت زمین‌ساختی و ادامه این گسله می‌پردازد.

۲- زمین‌شناسی، زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی

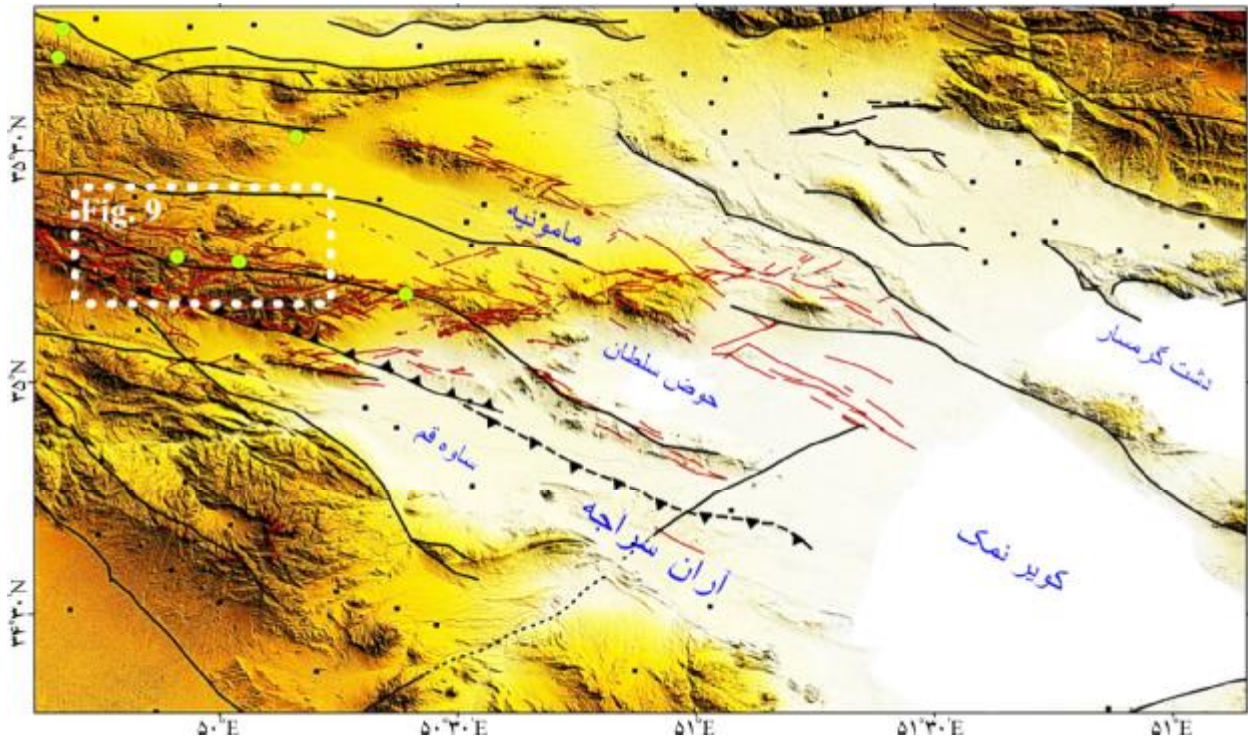
بخش اصلی حوضه مرکزی فلات ایران در شمال پهنه ارومیه- دختر واقع شده است و با توپوگرافی مسطح با تپه‌های پراکنده مشخص می‌شود (شکل ۱). حوضه در گذشته به‌طور قابل توجهی مسطح‌تر بوده به‌طوری‌که در رخنمون‌های الیگوسن-میوسن در جنوب پهنه ارومیه- دختر و نیز داخل پهنه ارومیه- دختر و دامنه‌های جنوبی کوه‌های البرز قابل تشخیص است [۱۹]. پهنه ارومیه- دختر از نظر ساختاری منطقه پیچیده‌ای است و در لبه صفحه اوراسیا واقع شده است [۱]. حوضه مرکزی فلات ایران از شمال به وسیله کوه‌های البرز و از خاور با میکروپلیت ایران مرکزی محدود شده است [۷]. در راستای حاشیه این صفحه، سامانه‌های گسلی راست‌الغز دارای گسترش بالایی هستند [۲۰]. برخی از این گسل‌ها در عهد حاضر هم فعالند و سازوکار گسلی زمین‌لرزه‌ها، حرکت راست‌الغز را بر روی گسل‌های شمال باختری- جنوب خاوری، نشان می‌دهد و در مقابل، بر روی گسل‌های شمال خاوری- جنوب باختری، سازوکار مؤلفه جابه‌جایی چپ‌بر را تأیید می‌کند [۸] (شکل‌های ۲ و ۳).

زمین‌ساخت این منطقه پرداخته است می‌توان از کار نوگل سادات [۱۸] در سال ۱۳۵۲ یاد کرد. این کار با توجه به زمان انجام آن کمی به موضوع زمین‌ساخت فعال پرداخته است.

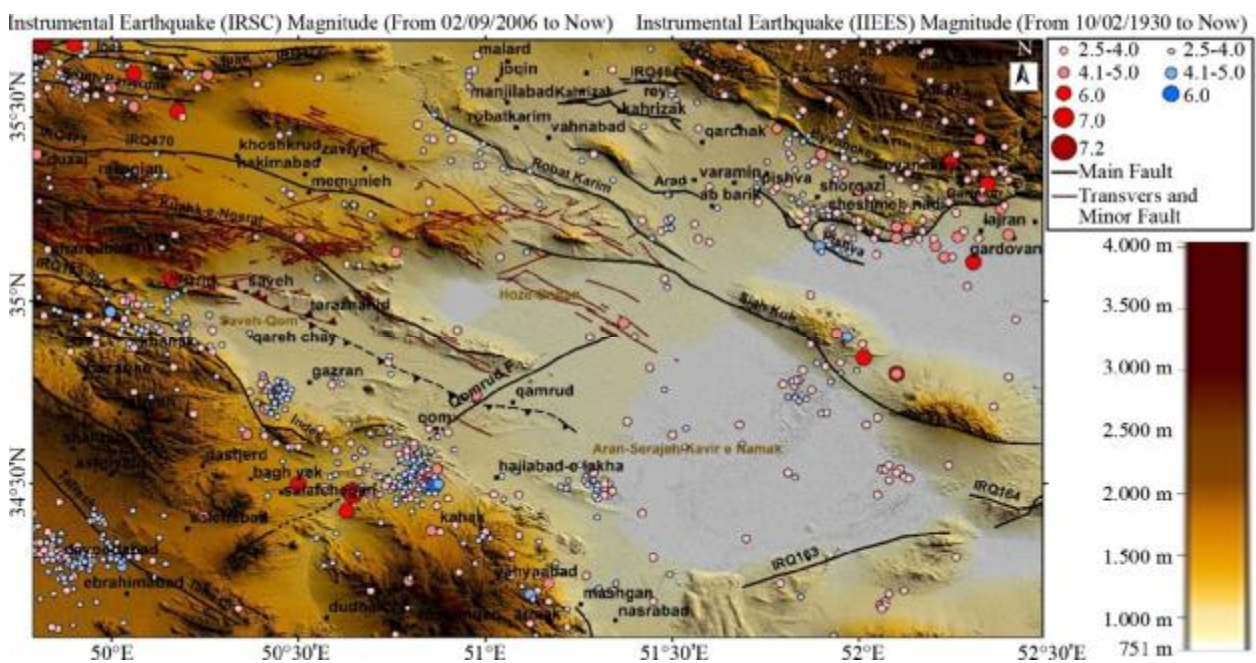
منطقه مورد مطالعه این پژوهش بخش شمالی ایران مرکزی و گذار آن به البرز است. شهر ساوه و جنوب باختری تهران شامل این پژوهش می‌شوند. مهم‌ترین گسله‌ای که در بخش شمالی شهر ساوه قرار می‌گیرد شامل گسله‌ای به نام کوشک نصرت است که به‌عنوان گسله فعال معرفی شده است. تاکنون کار مجزایی برای اثبات فعالیت گسله کوشک نصرت صورت نگرفته است و افزون بر این در بخش‌های شمالی این گسله که با لرزه‌خیزی همراه است لازم است گسله‌های مسبب فعالیت‌های لرزه‌ای شناسانده شوند. با توجه به لرزه‌خیزی شهر ساوه لازم است نقش گسله کوشک به‌عنوان یک گسله فعال و یا غیر فعال بررسی شود و چنانچه این گسله مسبب زمین‌لرزه‌های رویداده نیست بایستی به این پرسش پاسخ داد که کدام گسله و یا گسله‌هایی برای برآورد خطر زمین‌لرزه شهر ساوه می‌توانند به حساب بیایند. این گسله به سه بخش شمال باختری (با روند شمال باختری)، مرکزی (با روند نزدیک به خاوری- باختری) و جنوب خاوری (با روند شمال باختری) تقسیم می‌شود. در این پژوهش بخش مرکزی این گسله مورد بررسی قرار گرفته است. در بخش‌های شمال خاوری این گسله فعالیت لرزه‌ای قابل توجهی دیده می‌شود که شامل بخش جنوب باختری شهر



شکل (۱): نقشه فراز نمای البرز مرکزی و محدوده‌ی مورد مطالعه که با خط چین زرد رنگ مشخص شده است.



شکل (۲): مدل ارتفاعی حوضه‌های فروافتاده با نام به شکل مورب بر روی نقشه مشخص شده‌اند. گسله‌های فعال بر اساس کار حسامی و همکاران [۲۳، ۲۰] است.



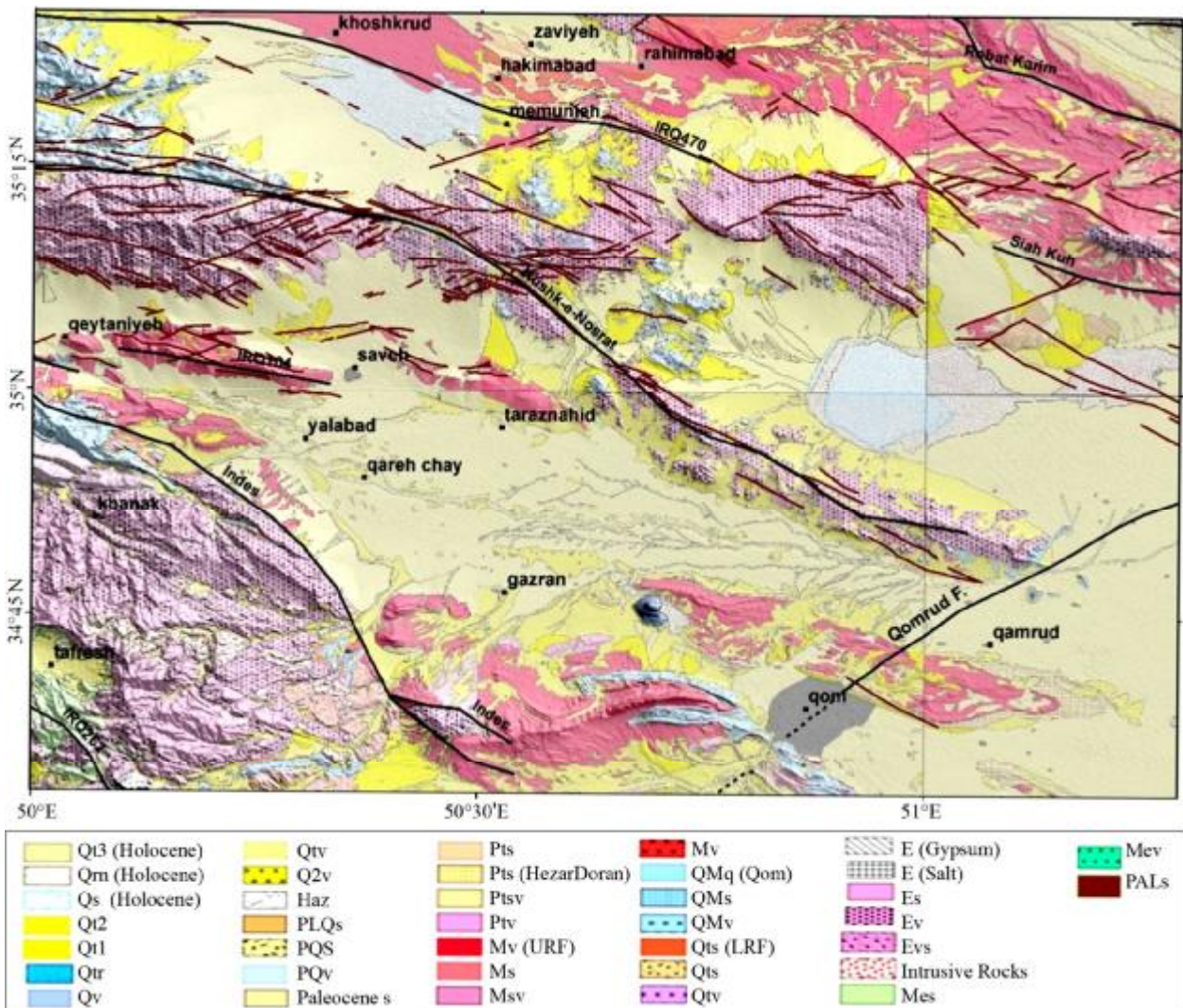
شکل (۳): مدل رقومی ارتفاعی بر اساس داده‌های SRTM و توزیع لرزه‌خیزی (گسله‌های فعال بر گرفته از حسامی و همکاران [۲۳، ۲۰] است).

ارتفاع) در باختر احاطه شده است. افزون بر این در اطراف حوضه‌های ساوه، قم و حوض سلطان چندین فروافتادگی شامل دشت کویر در خاور، دشت گرمسار در شمال خاور و پرندک در شمال باختر و آران در جنوب وجود دارد (شکل ۲).

حوضه‌های ساوه-قم-حوض سلطان در پهنه‌ی زمین‌ساختی ایران مرکزی واقع شده‌اند. این حوضه‌ها با بیش از ۷۵۰۰ کیلومتر مربع وسعت، با سیاه‌کوه در خاور، مرغاب-سفیدآب در جنوب و پهنه‌ی ماگمایی ارومیه-دختر (با بیش از ۲۰۰۰ متر

مجدداً ضخامت پوسته افزایش می یابد و به ۴۴ کیلومتر می رسد. این افزایش ضخامت پوسته به سمت جنوب خاور یعنی ارتفاعات سیاه کوه و دوازده امام برابر ۴۳ کیلومتر است که کاهش نسبت به بخش شمال باختری را نشان می دهد [۲۲]. واحدهای سنگی سنوزوئیک در منطقه، بیشتر رخنمون های سنگی غرب دشت کویر را تشکیل می دهند. قدیمی ترین سنگ های رخنمون یافته در این پهنه، سنگ های ماگمایی ائوسن است که با مرز گسلی به صورت برجسته در حاشیه فرونشست قرار گرفته اند. شکل (۴) نقشه خلاصه شده زمین شناسی (سازمان زمین شناسی). واحدهای زمین شناسی در زیر نقشه به نمایش درآمده اند. گسله ها فعال بر اساس کار حسامی و همکاران [۲۰، ۲۳] است.

فروافتادگی ها، حوضه های درون قاره ای هستند که با رسوبات تخریبی و تبخیری از زمان ائوسن انتهایی (به جز فاصله زمانی اولیگوسن - میوسن) پر شده اند [۲۱]. تشکیل این حوضه ها را حاصل فرایش نسبی مناطق اطراف و فرونشست زمین های پست در اثر عملکرد گسل های راستالغز معرفی کرده اند و منشأ زمین ساخت کششی برای آن قائل شده اند. بر اساس منحنی های ثقلی بوگه ضخامت پوسته در محدوده ی حوضه ی تبخیری دریاچه ی نمک و دریاچه ی حوض سلطان از راستای شمال باختر به جنوب خاور کاهش یافته و به ۳۹ کیلومتر می رسد در حالی که در راستای شمال باختر - جنوب خاور و به سمت بخش فرایش یافته ارومیه - دختر



شکل (۴): نقشه خلاصه شده زمین شناسی (سازمان زمین شناسی). واحدهای زمین شناسی در زیر نقشه به نمایش درآمده اند. گسله ها فعال بر اساس کار حسامی و همکاران [۲۰، ۲۳] است.

۳- روش پژوهش

برای مشخص کردن فعالیت گسله‌ها به صورت عمومی سه داده به کار گرفته می‌شوند: ۱- داده‌های زمین‌شناسی، ۲- داده‌های دستگاهی، و ۳- زمین‌لرزه‌های تاریخی. در این پژوهش داده‌های زمین‌شناسی که شامل محاسبه تانسور تنش به روش برگشتی است انجام گرفته است. شناسایی سازوکار گسله‌ها به دو روش مورد بررسی قرار گرفته‌اند. نخست در برش‌های احتمالی که می‌تواند بخشی از گسله را نمایان کند و دیگری مورفولوژی آن است. در بازدیدهای صحرایی جابه‌جایی آبراهه‌ها و پشته‌هایی که در مسیر گسله‌های مورد مطالعه قرار می‌گیرند مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در بسیاری از موارد جابه‌جایی‌های آبراهه و پشته‌ها بر روی عکس‌ها به خاطر کم بودن قابل شناسایی نیستند. از این رو بازدیدهای محلی می‌تواند به روشن شدن این موضوع کمک کند. نوع جابه‌جایی و تانسور تنش منجر به شناخت جنبش در راستای گسله و سازوکار آن می‌شود. در این منطقه داده‌های دستگاهی و زمین‌لرزه‌های تاریخی مناسبی ثبت نشده‌اند. برای جبران این کمبود از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی که شامل هیپسومتری و اندیس شیب رودخانه می‌شود به کار گرفته شده‌اند. مطالعه هیپسومتری در صورتی که سازوکار گسله‌ها از نوع فشاری و یا امتدادلغز فشاری باشند کمک بزرگی به شناخت گسله‌های فعال می‌کند. با تلفیق داده‌های یاد شده می‌توان برآورد درستی از سازوکار و چگونگی فعالیت گسله‌ها به دست آورد و کمبود داده‌های دستگاهی را جبران کرد.

۴- تحلیل دینامیکی

منظور از تحلیل دینامیکی آشکار کردن جهت تنش در پوسته زمین است. برای به دست آوردن این داده سه روش وجود دارد که نتایج هر سه، همخوانی بالایی با یکدیگر دارند. این روش‌ها به طور کلی در سه دسته تقسیم‌بندی می‌شوند: ۱- زمین‌فیزیکی، ۲- اندازه‌گیری برجا، ۳- زمین‌ساختی. با در دست داشتن چنین داده‌ای می‌توان جنبش گسله‌های فعال را پیگیری و

تعیین کرد. به عبارت دیگر در این تحلیل می‌توان گسله‌های فعال را از غیرفعال جداسازی کرد.

بات [۲۴] با بهره‌گیری از ویژگی هندسی گسله‌ها نخستین گام را در تعیین جهت تنش برداشت. پس از این کار که مدت‌ها پایه کار زمین‌شناسان بود از سی سال پیش تاکنون پیشرفت‌های بیشتری در این راه به دست آمده است.

در پژوهش کنونی از روش‌های محاسباتی برای تحلیل جنبش گسله‌ها و تعیین جهت تنش نو زمین‌ساختی بهره برده‌ایم. منظور از تانسور تنش، تعیین جهت محورهای اصلی تنش (σ_1 : بیشینه؛ σ_2 : میانه؛ σ_3 : کمینه) است که در یک پهنه گسلی در شرایط شکننده، سامانه‌ای از صفحه‌های گسلی با هندسه متفاوت و خش خط‌های وابسته به آنها را بر هر صفحه گسلی پدید می‌آورد. از دیدگاه نظری مطلب بالا را بدین ترتیب باید بیان کنیم؛ چنانچه بتوانیم نیروهای وارد بر هر یک از این صفحه‌های گسلی را که تحت یک تنش مشخص به تمام سامانه وارد شده است تعیین کنیم، به تانسور تنش دست یافته‌ایم. گام نخست در این راه تعیین عواملی است که در فرآیند گسلساز ایجاد خش خط با جهت مشخص می‌کند که بر فرض‌های زیر استوار هستند:

گسله‌های اندازه‌گیری شده در طی یک جنبش زمین‌ساختی با تانسور مشخص همگن، پیدایش یافته یا جنبا شده‌اند.

ویژگی‌های فیزیکی سنگ همگن بوده و جهت خش خط (S) روی صفحه گسلی، سوی بیشینه تنش برشی را نشان می‌دهد. جنبش زمین‌ساختی که موجب شکل‌گیری گسله‌ها شده است، رویدادی یک‌باره و یکنواخت بوده و صفحه‌های گسلی، پذیرای هیچ چرخشی در طی این رویداد زمین‌ساختی نشده‌اند. اندازه تغییرات هندسه گسله در مقایسه با ابعاد صفحه‌های گسلی و بلوک‌های تشکیل شده بسیار اندک است.

در طی این رویداد زمین‌ساختی هیچ تغییر حجمی در توده سنگی رخ نداده است.

چنانچه شرایط بالا درباره صفحه‌های گسلی اندازه‌گیری شده حاکم نباشد کیفیت تانسور محاسبه شده دلخواه نخواهد بود. همان‌طور که در شکل (۵) نشان داده شده است مقدار خطای

۵- جهت تنش نو زمین ساختی به روش ژئوفیزیکی

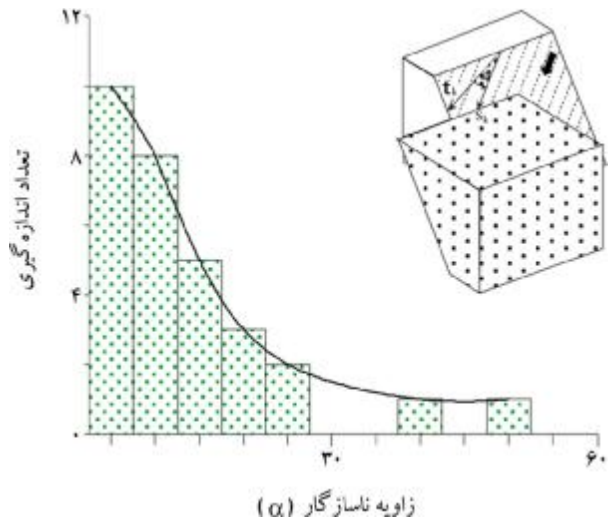
برای به دست آوردن تانسور تنش نو زمین ساختی می‌باید اندازه‌گیری‌های میدانی در سنگ‌ها و یا آبرفت‌های جوان صورت بگیرد. در منطقه مطالعه شده متأسفانه چنین رخنمون‌هایی یافت نشدند. راه دیگر برای انجام این کار، داشتن سازوکارهای کانونی قابل اعتماد و کافی است. سازوکارهای کانونی حل شده در این منطقه گستره‌ای میان جنوب ساوه تا جنوب قم را در برمی‌گیرد. با بهره‌گیری از سازوکارهای کانونی تنش منطقه‌ای محاسبه می‌شود که می‌تواند راه‌گشایی برای تنش‌های محلی باشد. تنش‌های محلی به‌طور معمول دارای انحراف‌هایی هستند که تابعی از عوامل مختلف است. در سال‌های گذشته مؤسسه ژئوفیزیک مبادرت به حل سازوکار کانونی به روش امواج کرده که در جدول (۱) دیده می‌شود و توانست کمک بسزایی در حل سازوکارهای کانونی این مطالعه داشته باشد.

در شکل (۵) حل تانسور تنش از جدول (۱) دیده می‌شود. تانسور حل شده از مجموعه دو صفحه سازوکار کانونی است که بر اساس واقعیت‌های زمین‌شناسی فقط یکی از این صفحه‌ها می‌تواند در میدان تنش مشخص وجود داشته باشد.

جدول (۱): سازوکارهای کانونی منطقه. تنها یک صفحه از دو صفحه کمکی در این جدول آورده شده است. مراجع به ترتیب عبارتند از: IGUT؛ مؤسسه ژئوفیزیک، عکاشه* [۲۶]؛ CMT؛ هاروارد (حل سازوکار کانونی به روش مدل سازی امواج)، JM؛ جکسون و مکنزی [۲۷]؛ PB؛ پرستلی و همکاران [۲۸] و HRVD؛ هاروارد (حل سازوکار کانونی به روش پلاریته).

تاریخ	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	اندازه	سطح	Dip	شکاف ۱	مرجع	منطقه
۲۰۱۶/۰۱/۰۳	۳۴/۷۴	۵۰/۴۳	Mw ۳/۷	۱۳۸	۲۹	۱۳۲	IGUT	جعفریه
۲۰۱۶/۰۱/۰۳	۳۴/۷۵	۵۰/۴۳	Mw ۳/۹	۱۴۴	۲۹	۱۳۵	IGUT	جعفریه
۲۰۱۳/۱۰/۱۶	۳۵/۲۴۴	۴۹/۷۱۲	Mw ۴/۶	۳۱۴	۴۴	-۱۶۸	عکاشه*	
۲۰۰۷/۰۶/۱۸	۳۴/۴۷	۵۰/۷۹	Mw ۵/۵	۱۴۴	۶۶	۱۲۴	CMT	
۱۹۸۰/۱۲/۱۹	۳۳/۹۶	۵۰/۴۴	Mb ۵/۶	۱۳۵	۴۵	۱۵۷	HRVD	محللات
۱۹۸۰/۱۲/۱۹	۳۴/۵۹	۵۰/۶۵	Mb ۵/۶	۱۲۹	۴۰	۱۳۶	JM84*	شورآب قم
۱۹۸۰/۱۲/۱۹	۳۴/۵۰	۵۰/۶۷	Mb ۵/۵	۱۱۵	۴۱	۱۲۰	PB 94	جنداب
۱۹۸۰/۱۲/۲۲	۳۴/۰۹	۵۰/۳۱	Mb ۵/۵	۱۲۲	۵۹	۱۳۳	HRVD	ساوه
۱۹۸۰/۱۲/۲۲	۳۴/۵۰	۵۰/۵۹	Mb ۵/۵	۲۳۰	۵۶	۳۸	JM84*	فتح‌آباد
۱۹۸۰/۱۲/۲۲	۳۴/۰۹	۵۰/۳۱	Mb ۵/۵	۱۲۲	۵۹	۱۳۸	CMT	گیو
۱۹۷۱/۰۲/۱۴	۳۶/۵۶	۵۵/۶۳	Mb ۵/۳	۲۳۲	۶۰	۱۳۰	JM84*	گیو

اندازه‌گیری بر روی صفحه گسلی (S_k) و اندازه‌ی محاسباتی (τ_k) که زاویه ناهمخوانی (α) نامیده می‌شود نباید بیشتر از ۳۰ درجه تجاوز کند و چنانچه از ۳۰ درجه بیشتر شود از آن داده صرف‌نظر می‌شود.



شکل (۵): رابطه میان خش خط اندازه‌گیری شده (S_k) و خش خط محاسبه شده (τ_k) در بلوک دیاگرام و توزیع پراکندگی خطای میان دو خش خط (α) در نمودار پایین صفحه نشان داده شده است. در این نمودار، محور افقی اندازه زاویه ناهمخوانی و محور عمودی شمار اندازه‌گیری‌ها را نمایش می‌دهد. در این پژوهش از یکی از اولین‌های برنامه رایانه‌ای استفاده شده است [۲۵].

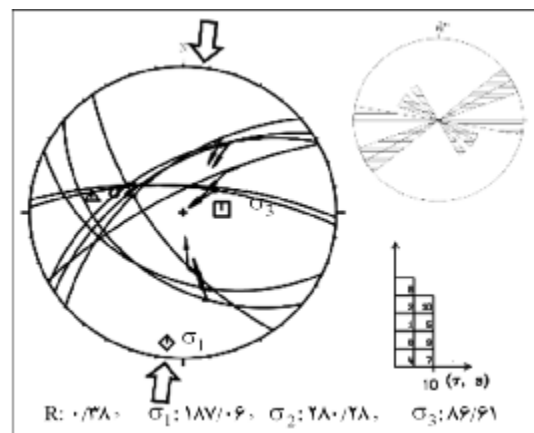
کرد. به‌طور یقین شناخت تنش نو زمین‌ساختی وقتی حاصل می‌شود که سازوکارهای کانونی در محاسبات تانسور تنش گنجانده شوند و یا اندازه‌گیری صفحه‌های گسلی در واحدهای بسیار جوان چون هولوسن انجام بگیرد. در پژوهش حاضر به علت کمبود داده‌های سازوکار کانونی امکان محاسبه تانسور تنش نو زمین‌ساختی مطمئن وجود نداشت، از این‌رو تنها با اتکا به محور فشردگی سازوکار کانونی می‌توان یک برآورد اولیه داشت. آنچه در این پژوهش به‌عنوان کارهای میدانی ارائه می‌شود بخشی از گزارش تحقیقاتی است [۲۹] که در آن تحول میدان تنش به‌صورت کامل بیان شده و در این مقاله تنها به یافته‌های تنش نو زمین‌ساختی آن اشاره می‌شود.

۵-۱-۱- ایستگاه برمین

پس از گذشتن از رازقان به سوی روستای بیج گرد روستای برمین قرار دارد. در بالاترین نقطه گذرگاه اندازه‌گیری در واحد سنگی و آبرفتی با سن‌های ائوسن و قدیمی‌تر رخنمون دارند. در این گردنه دو رخنمون نزدیک به هم وجود دارند. اولین رخنمون متشکل از سنگ‌های آندزیت هستند. گسله‌های اثرگذار با روندهایی در طیفی میان (N40E) تا خاوری-باختری با سازوکار راستالغز راست‌بر همراه با مؤلفه‌های کششی هستند. با گذشتن از این رخنمون به سوی روستای بیج گرد رخنمون دیگری در کنگلومرای ائوسن ظاهر می‌شود. در این رخنمون بیشتر گسله‌های شمالی-جنوبی با سازوکار راستالغز چپ‌بر با مؤلفه کششی دیده می‌شوند. روندهای شمالی-جنوبی با سازوکار راستالغز چپ‌بر و مؤلفه شاقولی کششی، روندهای شمال باختری را می‌برند. این روندها در تانسور تنش به نام (B3) محاسبه شده‌اند (شکل ۷).

روندهای گسلی شمالی-جنوبی با توجه به این واقعیت که سایر روندهای گسلی را می‌برند و همچنین نزدیک به روند شمال خاوری هستند در زمره جوان‌ترین جنبش‌ها در این رخنمون به حساب می‌آیند و از این‌رو جهت تنش محاسبه شده منعکس‌کننده تنش نو زمین‌ساختی است. تانسور تنش این ایستگاه با علامت (B3) مشخص شده است (شکل ۷). این

از این‌رو در این روش یکی از دو صفحه سازوکار کانونی از محاسبات حذف می‌شود و فقط یکی از صفحه‌ها که نماینده واقعی چارچوب زمین‌ساختی است باقی می‌ماند. همان‌طور که در شکل (۶) دیده می‌شود تانسور حل شده سه روند مهم را به‌عنوان صفحه گسلی منطقه مشخص کرده است. اولین روند (N055±05E) با سازوکار مورب لغز فشاری چپ‌بر است و دومین روند چپ‌بر را سه روند در طیفی (N130±15E) با سازوکار مورب لغز فشاری راست‌بر تشکیل می‌دهند که در این پژوهش آنها در رده روندهای شمال باختری قرار داده شدند. سومین روند شامل دو روند خاوری-باختری با سازوکار فشاری با مؤلفه افقی چپ‌بر می‌شود. تانسور حل شده با پیشینه تنش نزدیک به شمالی-جنوبی (N007E) در رژیم زمین‌ساختی ترافشاری است که با فاکتور بیضوی ($R=0.38$) در زیر شکل (۶) دیده می‌شود.



شکل (۶): محاسبه سازوکارهای کانونی به روش برگشتی. بالای تصویر سمت راست نمودار گل‌سرخ، پایین سمت راست نمودار زاویه ناهمخوانی و سمت چپ تانسور تنش حل شده با نمایش سازوکارها. پایین تصویر مقدار بیضوی تنش (R) و مقادیر تنش‌های پیشینه تا کمینه دیده می‌شود.

۵-۱- تنش نو زمین‌ساختی به روش زمین‌شناسی

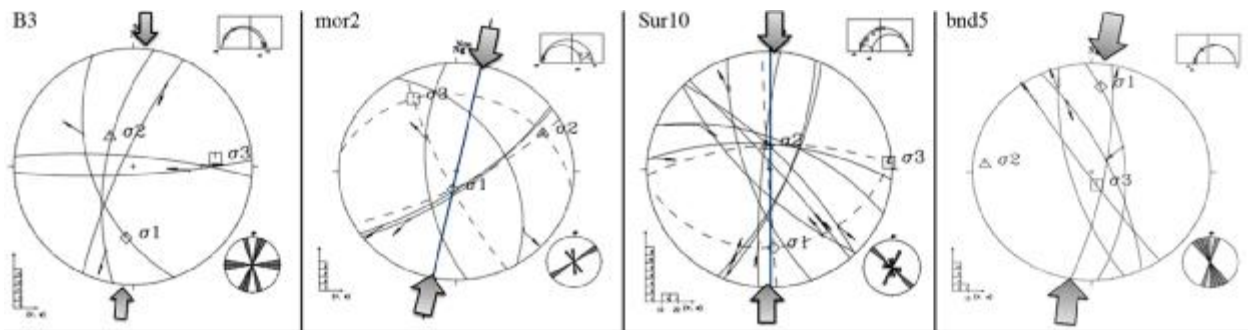
زمین‌شناس در کارهای میدانی هیچ‌گاه نمی‌تواند بداند که خش خط‌های اندازه‌گیری شده متعلق به کدام فاز دگرشکلی هستند. این عدم یقین به‌خصوص در واحدهای سنگی با سن‌های قدیمی‌تر افزایش پیدا می‌کند. در نتیجه پس از اندازه‌گیری و محاسبه تانسورهای تنش می‌توان با تفکیک فازهای مختلف با اطمینان بیشتری از تنش دیرینه و تنش نو زمین‌ساختی صحبت

(شکل ۶ و جدول ۲). صفحه‌های گسلی اندازه‌گیری شده در طیف گسل‌های شمالی - جنوبی قرار می‌گیرند. آنچه به صورت عمومی در مورد این ایستگاه و بقیه ایستگاه‌ها دیده شده است را می‌توان در این جمله خلاصه کرد: روندهای شمالی - جنوبی صفحه‌های گسلی مناسبی برای مشاهده نسل‌های مختلف خش خط‌ها هستند. در این ایستگاه جهت تنش نو زمین ساختی را تانسور تنش تعریف می‌کند که مجموعه‌ای از روندهای گسلی شمالی - جنوبی و نزدیک به شمال باختری با سازوکار راستالغز تشکیل می‌دهد (شکل‌های ۷ و ۸، جدول ۲).

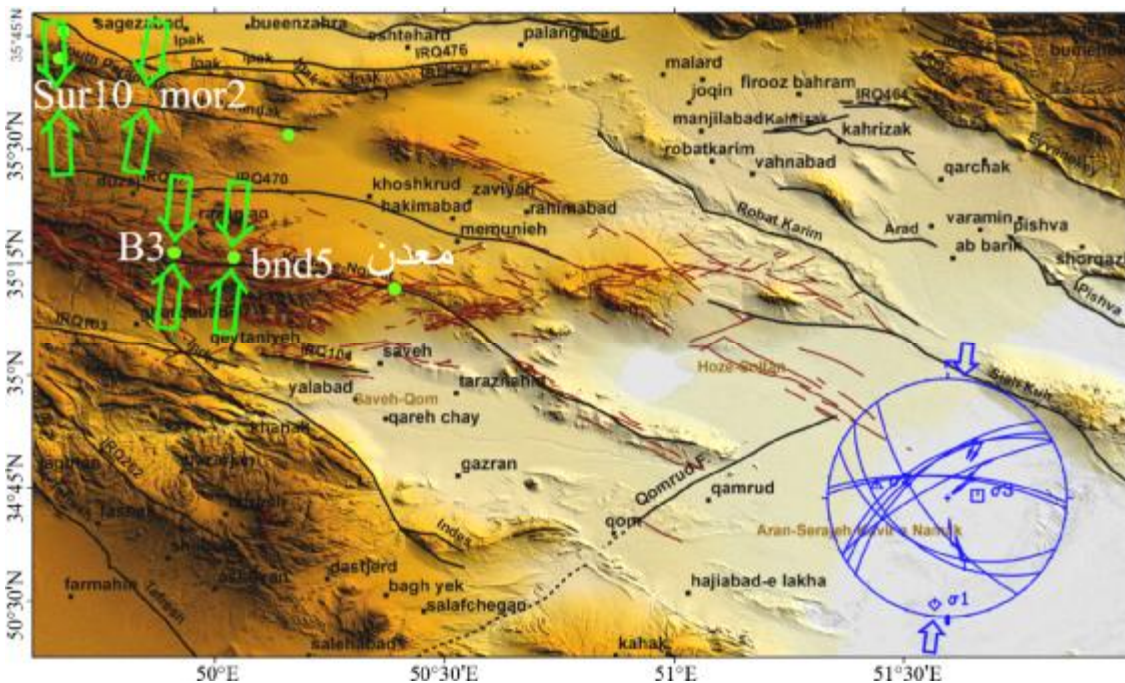
تانسور را صفحه‌های گسلی با روند نزدیک به شمالی - جنوبی و سازوکارهای راستالغز کششی به همراه روندهای خاوری - باختری پر شیب با سازوکار راستالغز تشکیل می‌دهد (شکل ۸).

۵-۱-۲- ایستگاه بند امیر

این ایستگاه در خارج از روستا به سوی آبگیر در جنوب روستا رخنمون دارد. تانسور تنش محاسبه شده با جهت تنش شمالی - جنوبی یک رژیم ساختی راستالغز فشاری را دیکته می‌کند. سنگ‌هایی که در آنها اندازه‌گیری شد واحدهای آندزیتی هستند



شکل (۷): تانسورهای حل شده برای ایستگاه برمین (B3)، مرادیگلو (mor2)، بند امیر (band5) و سورواجین (sur10) به کمک صفحه‌های گسلی و خش خط‌های مربوطه. پایین سمت چپ تصویر زاویه ناهمخوانی و سمت راست دیاگرام گل سرخی داده‌ها نشان داده شده‌اند.



شکل (۸): جهت‌های تنش پیشینه در چهار ایستگاه اندازه‌گیری با نام‌های سورواجین (Sur10)، مرادیگلو (mor2)، برمین (B3)، بند امیر (band5) و ایستگاه معدن. تانسور محاسبه شده از سازوکارهای کانونی در پایین تصویر سمت راست به نمایش درآمده. گسله‌ها فعال بر اساس کار حساسی و همکاران [۲۰، ۲۳] است.

جدول (۲): نتایج به دست آمده از حل تانسورهای تنش. محورهای اصلی تنش و فاکتور بیضوی تنش که نشان‌دهنده‌ی رژیم زمین‌ساختی است به تفکیک آورده شده‌اند. برای نام ایستگاه‌ها به شکل (۷) مراجعه شود.

نام	طول جغرافیایی / عرض جغرافیایی	σ_1 (Az/Plg)	σ_2 (Az/Plg)	σ_3 (Az/Plg)	R	رژیم زمین‌ساختی
B3	۴۹/۹۱ / ۳۵/۲۷	۱۸۶ / ۲۷	۳۲۲ / ۵۵	۰۸۴ / ۲۱	۰/۰۶	راستالغز کششی
Bnd5	۵۰/۰۴ / ۳۵/۲۶	۰۰۶ / ۱۳	۲۷۴ / ۰۶	۱۶۰ / ۷۵	۰/۹۸	کششی
Sur10	۴۹/۶۷ / ۳۵/۷۶	۱۷۷ / ۲۳	۳۵۳ / ۶۷	۰۸۷ / ۰۱	۰/۷	کششی راستالغز
mor2	۴۹/۶۶ / ۳۵/۷۰	۱۹۰ / ۷۱	۰۶۵ / ۱۲	۳۳۱ / ۱۵	۰/۲	فشاری راستالغز

۵-۱-۳- ایستگاه سورواجین

به آن توجه داشت، برهم‌کنش عناصر ساختاری با جنبش‌های نو زمین‌ساختی، ویژگی‌های چینه‌شناختی و تاریخچه زمین‌شناختی آنهاست. به این معنی که رویداد دگرشکلی‌های چند مرحله‌ای و بلند مدت در دل این گونه کوهزادها سبب می‌شود که سامانه‌های فرسایشی نیز به‌عنوان عوامل مؤثر در ریخت‌شناسی کوهزادها، رفتارهای گوناگون و پیرو آن، الگوهای پیچیده‌ای از خود بروز دهند. در این صورت پیدا کردن الگوهای مشخص آبراهه‌ای در دل کوهزادها بسیار دشوار است و آنچه به چشم می‌آید، الگوهای دگر شکل شده‌ای است که ممکن است چندین بار بر روی هم نقش بسته باشند. به این خاطر در تفسیر آنها عوامل گوناگونی را در پیوند با زمان، شیوه دگرشکلی و تغییرات زمین‌ساختی در گذر زمان، باید در نظر گرفت. با این توضیح به شرح ویژگی پهنه‌های جدا شده در البرز مرکزی- خاوری می‌پردازیم.

این ایستگاه در سنگ‌های توف ائوسن اندازه‌گیری شد که در راه میان روستا و معدن سنگ سورواجین زیر خرابه‌های محل پیشین روستا انجام شد. از داده‌های گسلی این رخنمون سه تانسور تنش به دست آمد. بیشترین داده‌ها با جهت تنش شمالی- جنوبی در رژیم زمین‌ساختی راستالغز فشاری همخوان است (شکل ۷- sur10 و جدول ۲). در این رخنمون امکان بازکاری گسله‌های قدیمی با روند شمال باختری- جنوب خاوری دیده می‌شود. با توجه به اینکه این رخنمون در مرز کوه به دشت وجود دارد می‌توان انتظار فعال بودن این گسله‌ها را داشت. تانسور محاسبه شده در این ایستگاه شامل سه روند گسلی می‌شود: ۱- روندهای شمالی- جنوبی با سازوکار راستالغز، ۲- روندهای شمال باختری با سازوکار راستالغز فشاری با شیب به سوی جنوب باختری، و ۳- خاوری- باختری با سازوکار راستالغز فشاری راست‌بر (شکل‌های ۷ و ۸ و جدول ۲).

۷- زهکشی در بخش مرکزی گسله کوشک نصرت

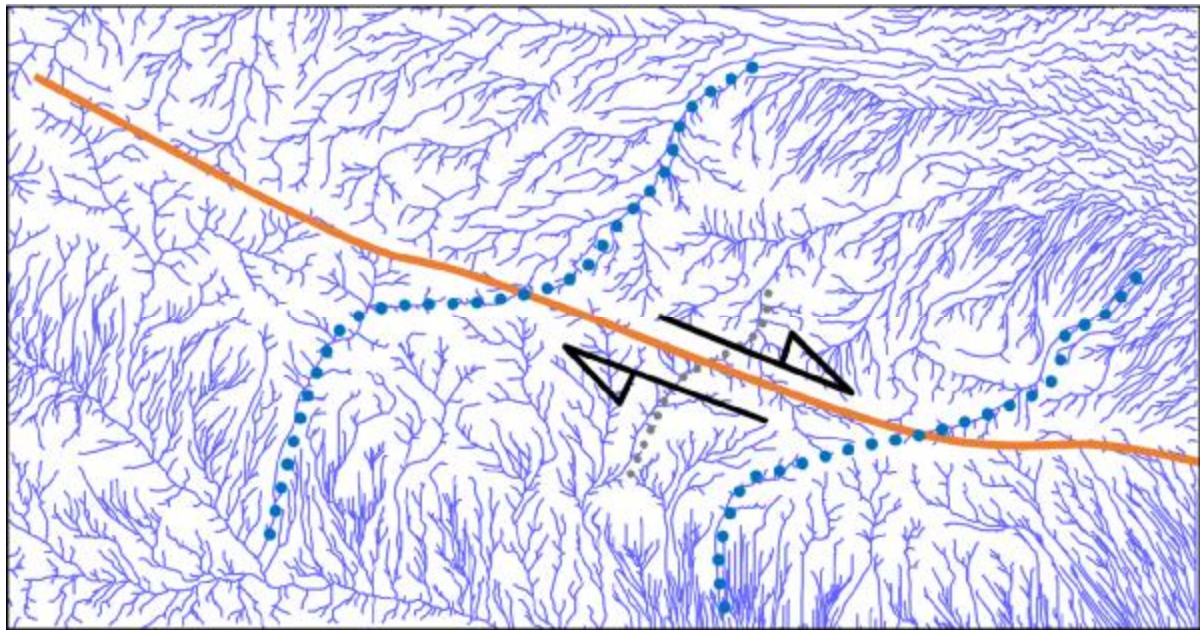
در بخش مرکزی گسله کوشک نصرت که با روند نزدیک به (N100 E) از میان سنگ‌های رسوبی و آذرین ائوسن و کرتاسه می‌گذرد حوضه زهکشی به دو بخش شمالی و جنوبی در دو سوی گسله شده است. از دیدگاه ارتفاعی گسله از بلندترین ارتفاعات عبور می‌کند. قرارگیری گسله در ارتفاع باعث شده تا ارتباط میان آبراهه‌ها به‌طور کامل قطع شوند. از سوی دیگر نمی‌توان با قاطعیت در مورد اثرگذاری حرکت‌های افقی گسله بر روی شبکه زهکشی نظر داد. در شمال و جنوب گسله نمی‌توان آبراهه‌ای را به‌صورت مشخص نشان داد که متأثر از جابه‌جایی باشد و یا دلالت بر حرکت‌های افقی گسله کند.

۵-۱-۴- ایستگاه مرادینگلو

جهت تنش نو زمین‌ساختی از مجموعه گسلی با روندهای شمال خاوری (N65E) و سه صفحه گسلی نزدیک به روند شمالی- جنوبی محاسبه شد. روندهای شمال خاوری صفحه‌های گسلی پرشیب با سازوکار راستالغز راست‌بر و روندهای شمالی- جنوبی با شیب متوسط از نوع راستالغز با مؤلفه کششی هستند. این ایستگاه با نام (mor2) در شکل‌های (۷) و (۸) دیده می‌شود.

۶- گسله‌ها و شبکه‌های آبراهی

آنچه در هنگام بررسی گستره‌های پیچیده‌ای مانند البرز باید



شکل (۹): شبکه زهکشی بخش میانی گسله کوشک نصرت را نشان می‌دهد. خطوط نقطه‌چین بر روی تصویر جابه‌جایی آبراهه‌ها را به صورت راست گرد نشان می‌دهد. برای مکان این منطقه به شکل (۲) مراجعه شود.

اندازه‌گیری است. بر روی این روند می‌توان تا سه نسل خش خط اندازه‌گیری کرد. در جنوب روستای بند امیر پهنه گسلی همچنان به صورت یک دره باریک ظاهر می‌شود که جابه‌جایی‌های گسل بر روی یال شمالی این دره که در جنوب آبگیر روستا قرار گرفته دیده می‌شود. در اینجا نیز مانند مقطع قبلی جابه‌جایی راست گرد آبراهه‌ها و پشته‌ها با اندازه‌های قابل توجه دیده می‌شوند (شکل ۷).



شکل (۱۰): نمایی از مورفولوژی گسله کوشک نصرت در جنوب روستای بند امیر. گسله با خط قرمز و آبراهه که راست گرد جابه‌جا شده با خط چین آبی رنگ مشخص شده است. جای این رخنمون در شکل (۸) مشخص شده است.

تنها در یک مورد می‌توان یک جابه‌جایی راست گرد که با پیوستگی در دو سوی گسله همراه است مشخص کرد. این پیوستگی بر روی شکل (۹) با خطوط نقطه‌چین سبز رنگ نشان داده شده است. دو آبراهه دیگر به صورت ناپیوسته وجود دارند که می‌توانند قبل از فرازگیری به عنوان زهکش پیوسته عمل کرده باشند. این دو آبراهه در شکل (۹) با خطوط نقطه‌چین آبی رنگ مشخص شده‌اند. آنچه به صورت عمومی می‌توان بیان کرد آن است که هر سه آبراهه ترسیم شده بر روی شکل (۹) نشان‌دهنده‌ی یک حرکت راست گرد در راستای گسله کوشک نصرت در بخش میانی آن است. این جابه‌جایی در هماهنگی با جهت تنش شمالی - جنوبی است.

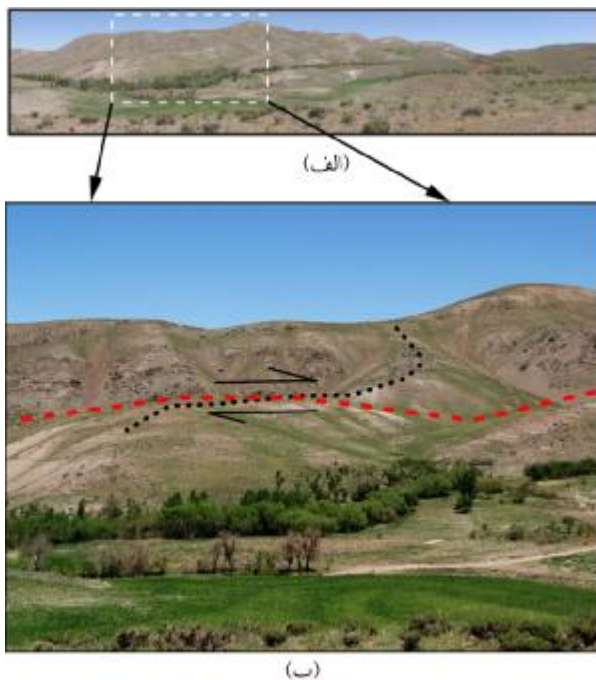
۹- مطالعات ریخت زمین ساختی

رخنمونی از سنگ‌های آندزینی در جنوب روستای بند امیر در ضلع خاوری دره مورد بررسی و اندازه‌گیری قرار گرفت. مجموعه‌ای از گسل‌های شمالی - جنوبی با سازوکارهای امتداد لغز راست گرد و چپ گرد با مؤلفه‌های متفاوت فشاری و کششی دیده می‌شود. روند دیگر در طیف میان (N 100-125 E) قابل

در این معدن سنگ‌های آذرین و سنگ‌های آهکی در کنتاکت با یکدیگر قرار دارند (شکل ۸). در این معدن بر روی سنگ‌های آهکی سطوح گسلی با خش خط‌های فایبری (رشد کلسیت) به آسانی قابل اندازه‌گیری است. صفحه‌های گسلی هم‌روند با روند عمومی (N 110 E) گسله کوشک نصرت در اینجا بیانگر سازوکار راست‌گرد فشاری با نسبت مؤلفه‌های افقی به عمودی (۱:۱) می‌باشد.

۹-۱-۱- مورفولوژی گسل کوشک نصرت در شمال ساوه

در باختر معدن سنگ (شکل ۱۲) بخشی از گسل کوشک نصرت با نهشته‌های بسیار جوان (سن نامشخص) پوشیده شده است (محل تقاطع جاده گاز تا معدن سنگ، شکل ۱۳). در این محل سنگ‌های آهکی ارتفاعاتی را می‌سازند که با گسله‌های راست‌الغز شمالی - جنوبی همراه با مؤلفه‌های کششی متأثر شده‌اند. در جنوب این رخنمون جاده‌ای که برای انتقال لوله گاز احداث شده است از محل معدن ممکن است (شکل ۱۳- الف و ب). اثر سطحی گسل به خاطر قرارگیری دو نوع سنگ متفاوت (آهک، سفیدرنگ) و سنگ‌های آذرین با رنگ قرمز تیره در راستای گسله به آسانی قابل تشخیص است.



شکل (۱۱): الف) نمای دور از مورفولوژی، ب) تصویری از یک پشته جابه‌جا شده که حرکت راست‌بر گسله کوشک نصرت را نشان می‌دهد (روستای بند امیر).

۹-۱-۱- شمال ساوه

در راستای جاده قدیم ساوه یک معدن سنگ در پهنه گسلی کوشک نصرت به صورت روباز بهره‌برداری می‌شود (شکل ۱۲).



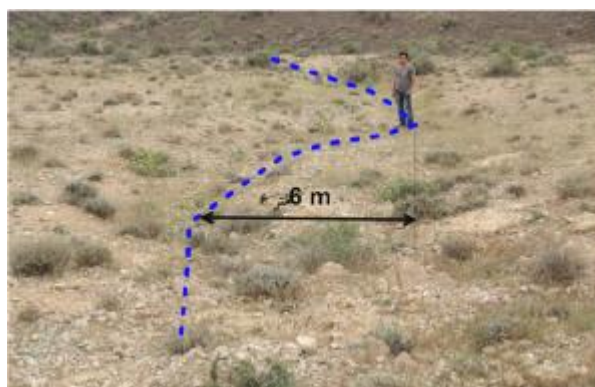
شکل (۱۲): تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) محل عبور گسل کوشک نصرت و محل پیمایش شکل (۱۰) را نشان می‌دهد.



شکل (۱۳): (الف) تصویر ماهواره‌ای محدوده معدن سنگ در شمال ساوه. (ب) نقشه شماتیک از زمین‌شناسی محدوده معدن. واحدهای کواترنری با حرف Q مشخص شده است.



شکل (۱۵): نمای از اثر گسله که از میان سنگ‌های آهکی و آذرین می‌گذرد و بیانگر جابه‌جایی شاقولی بسیار اندک در راستای گسله است.



شکل (۱۴): جابه‌جایی راست‌گرد در نهشته‌های کواترنری با اندازه ۶ متر همراه با جابه‌جایی شاقولی بسیار کم در باختر معدن سنگ.

۱۰- شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی

مطالعه‌ی عوارض سطحی به وجود آمده با منشأ زمین‌ساخت در مناطقی که مطالعات دیرینه لرزه‌زمین‌ساخت و پیشینه لرزه‌ای دستگاهی و تاریخی کافی نیست از اهمیت بالایی برخوردار است تا بتوان پتانسیل رخداد زمین‌لرزه‌ها را برآورد کرد. ریخت‌سنجی یک ابزار مقایسه‌نسی برای سطح فعالیت زمین‌ساختی بخش‌های مختلف پوسته با کمترین میزان محاسبه است. کاربرد شاخص‌ها به دلیل سهولت در محاسبه و خطای کم در تشخیص مناطق فعال کاربرد فراوان دارد. محاسبه این شاخص‌ها با تصاویر ماهواره‌ای رقومی ارتفاعی (DEM) امکان‌پذیر است. در این مطالعه از تصاویر رقومی ارتفاعی SRTM با دقت ۹۰ متر استفاده شده است. در این مطالعه فعالیت تکه‌های مختلف گسل کوشک نصرت با

نهشته‌های جوانی که مرز این دو واحد سنگی را می‌پوشانند اثری از افراز گسلی نشان نمی‌دهند اما در دو جابه‌جایی آبراهه‌ها به اندازه ۶ متر و ۸ متر به صورت راست‌بر اندازه‌گیری شد (شکل ۱۴). جابه‌جایی آبراهه بدون هیچ اثر مورفولوژیکی (جابه‌جایی شاقولی) وابسته به آن حاکی از قدیمی بودن حرکت و یا فرسایش با آهنگ بالا است (شکل ۱۵). با توجه به بارش باران کم در این منطقه نمی‌توان نظر فرسایش بالا را پذیرفت. نبود جابه‌جایی شاقولی را باید هم در اثر حرکت قدیمی دانست و هم می‌توان از پدیده اتفاقی بودن جابه‌جایی‌های راست‌گرد آبراهه‌ها دانست. همان‌گونه که در بخش‌های قبلی آثار ژئومورفیک مبنی بر راست‌گرد بودن این گسله ارائه شد می‌توان درست بودن جابه‌جایی‌های راست‌گرد را هم از نوع واقعی دانست.

انتگرال هیپسومتری و منحنی‌های S مانند، نشان‌دهنده‌ی مرحله بلوغ است [۳۶]. مطابق با شکل (۱۶)، تنها شاخص هیپسومتری ارتفاعات شمال روستای قیطانیه (در فرادایواره گسل ساوه) را فعال نشان می‌دهد. رومرکز زمین‌لرزه ۲۰۱۲/۲۹/۰۴ شمال باختر ساوه و بزرگای $MI = 2/5$ منطبق بر این بخش است (شکل‌های ۱۵ تا ۱۸).

پایانه باختری گسله سیاه کوه شاخص‌های مورفومتریکی متوسط تا بالا را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده‌ی فعالیت‌های شاقولی در راستای آن است (شکل ۱۹).

۱۰-۲- شاخص شیب طول رودخانه

یکی از شاخص‌های حساس به حرکات فرایشی شاخص شیب رودخانه است. این شاخص با قدرت فرسایشی جریان رودخانه در ارتباط است [۳۱، ۳۸]. قدرت رودخانه با شیب کف کانال و میزان زهکشی متناسب است [۳۱] به این صورت که مقادیر بالای این شاخص نشان‌دهنده‌ی مقاومت فرسایشی بالای لایه‌های سنگی یا حضور پهنه‌های زمین‌ساختی فعال است [۳۱]. در حوضه‌های رودخانه‌ای کوچک در مناطق زمین‌ساختی فعال، این شاخص یک ابزار معتبر برای تشخیص فرآیندهای اولیه فعالیت زمین‌ساختی محسوب می‌شود [۳۹].

ایجاد گسل‌های شیب‌لغز در سنگ‌های مقاوم سبب اختلاف ارتفاع قابل توجه در نیم‌رخ طولی رودخانه می‌شود در صورتی که گسلش در سنگ‌های سست تغییر قابل توجهی در میزان SL به وجود نمی‌آورد. یک ناحیه با شاخص SL بالا بر روی سنگ‌های نرم و سست می‌تواند وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی جوان را تأیید کند.

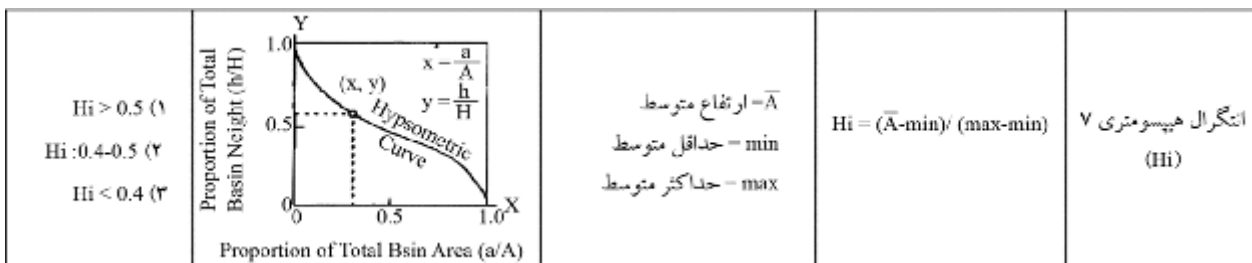
توجه به شاخص‌های ژئومورفیک مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفته است.

شاخص‌های ژئومورفیک برای تعیین سطح فعالیت زمین‌ساختی در پهنه‌هایی با زمین‌ساخت فعال به کار می‌روند و یک برآورد اولیه برای تشخیص مناطق زمین‌ساختی فعال ارائه می‌کند [۳۰-۳۱]. رودخانه‌ها به‌عنوان یکی از مهم‌ترین ابزارهای شناسایی حرکات فرایشی شناخته می‌شوند. به‌منظور بررسی حرکات فرایشی گسل‌های منطقه، مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی رودخانه‌های جاری در این دو حوضه انجام شد. الگوهای حوضه آبریز رودخانه‌ها اطلاعات ارزشمندی در مورد زمین‌ساخت دیرین و کنونی ناحیه دارند. در یک سامانه رودخانه‌ای متعادل، فرسایش و فرایش با هم در تعادل است و شیب رودخانه‌ها که میزان فرسایش را مشخص می‌کنند به گونه‌ای تنظیم می‌شوند که اختلاف نرخ فرایش با اختلاف فرسایش هماهنگ شود [۳۲].

۱۰-۱- شاخص انتگرال هیپسومتری

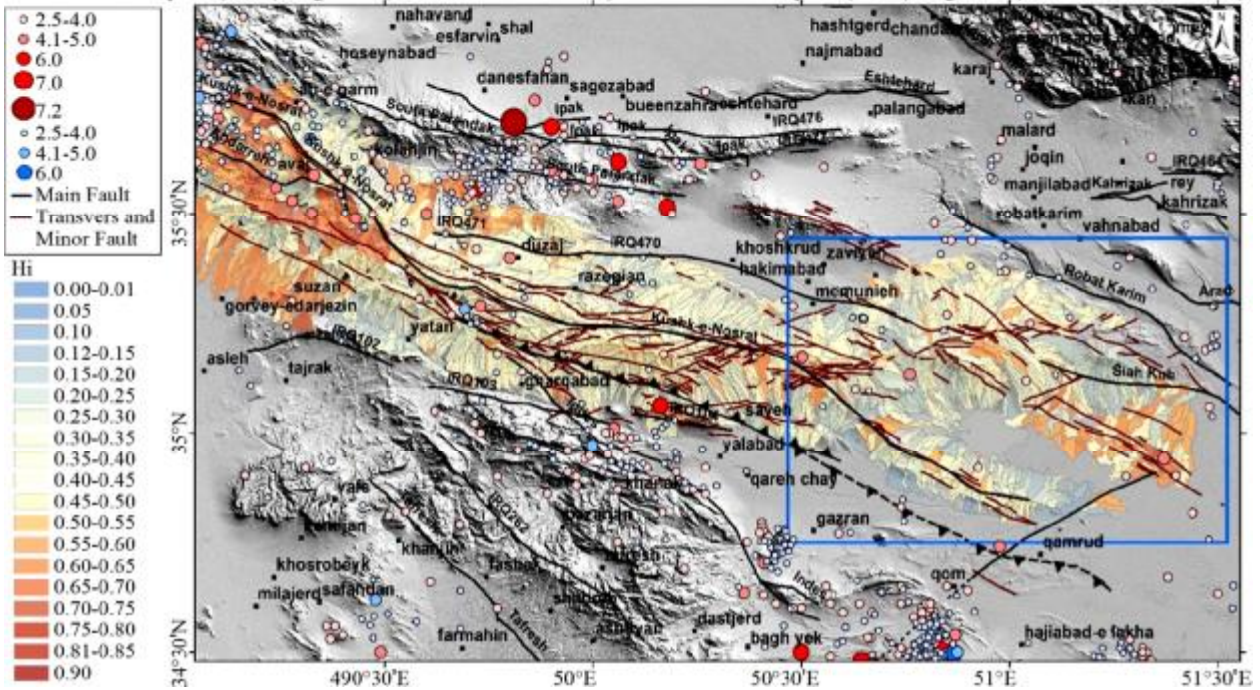
این شاخص بیانگر توزیع مساحت ارتفاعات متفاوت است [۳۳] و از رابطه زیر به دست می‌آید [۳۴-۳۶]:

H ارتفاع متوسط حوضه است که از میانگین ۵۰ نقطه ارتفاعی به‌صورت تصادفی و از DEM حوضه به دست آمده است. انتگرال هیپسومتری به‌صورت غیر مستقیم فعالیت‌های زمین‌ساختی را منعکس می‌کند. مقادیر بالای این شاخص نشانگر عوارض جوان است که به‌احتمال در اثر حرکات زمین‌ساختی به وجود آمده‌اند. همچنین می‌تواند در اثر حفر جدید یک سطح ژئومورفیک جوان ایجاد شده باشد [۳۷]. مقدار متوسط از

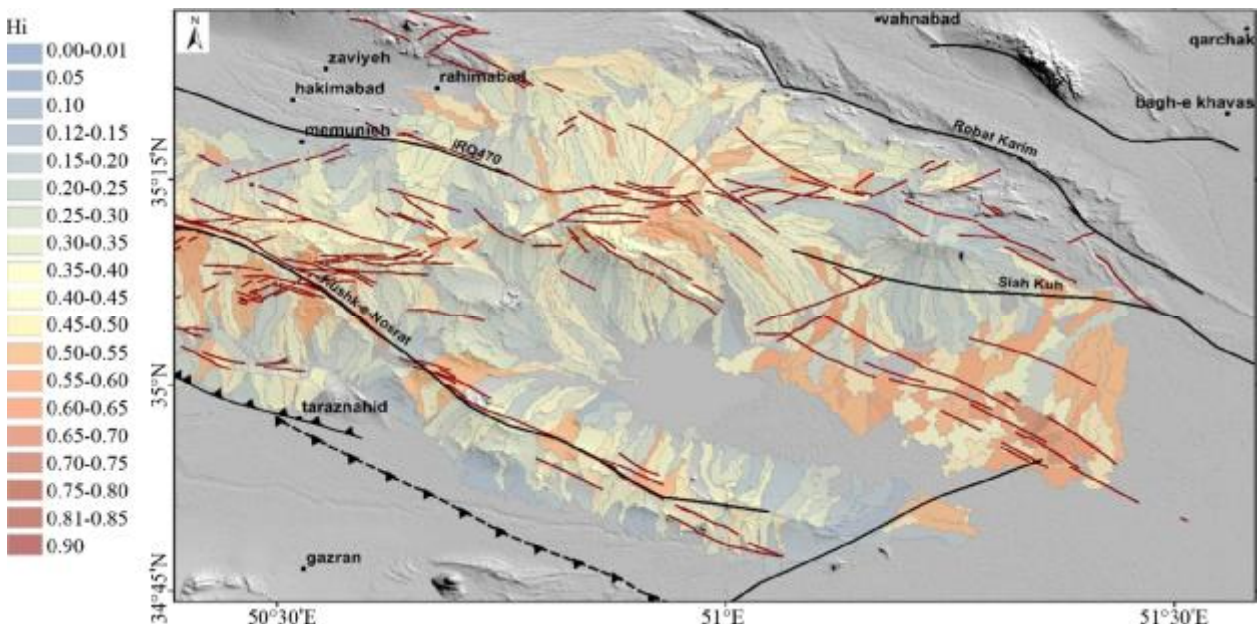


شکل (۱۶): محاسبه شاخص هیپسومتری [۳۳].

Instrumental Earthquake (IRSC) Magnitude (From 02/09/2006 to Now) Instrumental Earthquake (IIEES) Magnitude (From 10/02/1930 to Now)



شکل (۱۷): توزیع شاخص هیپسومتری در راستای گسل کوشک نصرت و گسل‌های عرضی با راستای شمال خاور. حوضه‌های زهکشی و محاسبه شاخص بر اساس تصاویر ارتفاعی رقومی SRTM با دقت ۹۰ متر انجام گرفته است. لرزه‌خیزی منطقه با دایره زیر شکل توضیح داده شده است. مربع آبی رنگ مربوط به شکل (۱۸) است. گسله‌ها فعال بر اساس کار حسامی و همکاران [۲۳، ۲۰] است. به صورت عمومی آنچه از گسله کوشک نصرت دیده می‌شود را می‌توان در دو نکته خلاصه کرد: ۱- بخشی از گسله که روند نزدیک به خاوری-باختری دارد از فعالیت به نسبت کم فرایشی برخوردار است. البته این کمبود را می‌توان به سازوکار گسله نسبت داد به شرطی که ثابت شود سازوکار کنونی آن راستالغز محض باشد. در محل خمش این گسله که از روند خاوری-باختری به شمال باختری تبدیل می‌شود فعالیت‌های شاقولی دیده می‌شود. با نزدیک شدن این گسله به سوی دریاچه قم بخش‌هایی از گسله به صورت پراکنده حرکت‌های شاقولی فعال نشان می‌دهند. با حرکت به سوی شمال باختری این روند گسلی فعالیت‌های شاقولی گسله‌ها به حداکثر می‌رسد (شکل ۱۸). پیوند میان گسله کوشک نصرت با گسله سیاه کوه را گسله‌های ناپیوسته با سازوکار فشاری تشکیل می‌دهند. روند این گسله‌ها به نظر می‌رسد تداخلی از روندهای خاوری-باختری با شمال باختری باشد.



شکل (۱۸): توزیع شاخص هیپسومتری در پایانه باختری گسله سیاه کوه و پیوند گسلی آن با گسله کوشک نصرت. حوضه‌های زهکشی و محاسبه شاخص بر اساس تصاویر ارتفاعی رقومی SRTM با دقت ۹۰ متر انجام گرفته است. گسله‌های فعال بر اساس کار حسامی و همکاران [۲۳، ۲۰] می‌باشند.

$SL > 500$ (۱) $SL = 500 - 300$ (۲) $SL < 300$ (۳)		ΔH = اختلاف ارتفاع قطعه مورد نظر ΔL = طول شاخه مورد نظر L = مجموع طول آبراهه از نقطه‌ای که شاخص محاسبه می‌شود	$SL - (\Delta H / \Delta L) L$	شاخص شیب طولی رودخانه A (S1)
--	--	---	--------------------------------	------------------------------

شکل (۱۹): محاسبه شاخص شیب طول رودخانه.

جبهه‌ی کوهستان و یا حضور گسل‌های فعال با مؤلفه‌ی بزرگ جابه‌جایی قائم باشد.

بر اساس نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰، ساوه، تفرش راستای گسل ایندس و بخش خاوری فرادیواره گسل ساوه از مرز تغییرات شاخص گرادیان طول متابعت می‌کند. بنابراین این شیب‌های تند به احتمال در اثر عملکرد فعال این گسل‌ها ایجاد شده است. در مقابل راستای کوشک نصرت مقادیر بالایی را برای شاخص طولی رودخانه نشان نمی‌دهند.

با توجه به سنگ‌شناسی سازنده‌های داخل حوضه‌های فروافتاده منطقه به نظر می‌رسد که جذب جابه‌جایی‌ها به وسیله سازند سرخ زیرین و بخش زیرین سازند سرخ بالایی سبب شده است که تغییرات شیب شاخص طولی در راستای گسل‌های مدفون احتمالی چندان شاخص نیست. در حال حاضر با توجه به وجود نیروهای فشاری درون حوضه، وجود رانندگی‌های مدفون در داخل حوضه ضروری است. بنابراین تنها بر اساس تغییرات مقادیر SI نمی‌توان نظری در ارتباط به سطح فعالیت و میزان جابه‌جایی شیب‌لغز این گسل‌ها داد.

بیشینه مقادیر شاخص SI در داخل حوضه در راستای گسل‌های رانندگی با اثر گسیختگی سطحی مشاهده می‌شود. بر این اساس بخش‌های خاوری رانندگی ساوه مقادیر شاخص طولی بالایی نشان می‌دهد. رودخانه‌ها در این بخش جابه‌جایی‌های راستالغز راست‌بر قابل توجهی نشان می‌دهند. سایر پیش‌رانندگی‌ها در فرادیواره گسل ساوه در شمال خاور گسل ساوه نیز همانند گسل ساوه جابه‌جایی‌های شیب‌لغز بالایی در رخنمون‌های آبرفتی کواترنر نشان می‌دهد (شکل‌های ۲ و ۱۹). بنابراین یکی از نقاط فعال حوضه‌ی ساوه، پیش‌رانندگی‌هایی است که در

در چنین شرایطی می‌تواند یک ابزار نسبی با ارزش برای ارزیابی زمین‌ساخت فعال محسوب شود [۳۱]. این شاخص افزون بر فرایش، در کنترل شدید جنس سنگ‌های بستر است. از این‌رو، بر پایه سازنده‌های قطع شده توسط رودخانه‌ها و سعی بر انتخاب رودخانه‌هایی که جنس سنگ بستر یکسان دارند، بیش از ۱۵۰۰ رودخانه انتخاب و شاخص شیب رودخانه برای آنها محاسبه شد. در مرحله بعد تغییرات این شاخص در مناطق محدودتر مورد بررسی قرار گرفت.

در این مطالعه مقادیر شاخص SL در راستای رودخانه‌هایی که گسل‌های اصلی حاشیه‌ی حوضه‌های رسوبی اصلی منطقه عبور می‌کنند، محاسبه شد (شکل‌های ۱۸ و ۱۹). چندین رودخانه‌ی اصلی منطقه که تکامل پیش‌رونده‌ی غیر تصادفی را در الگوی جریان خود نشان می‌دهند، انتخاب و بر روی آن متمرکز شد. این رودخانه‌ها عموماً، جنبش قائم بلند مدت را نمایش می‌دهند که با گسل‌های مدفون و یا به سطح رسیده‌ی شناسایی شده به روش لرزه‌نگاری مطابقت دارد. یکی از مهم‌ترین این رودخانه‌ها، رودخانه قره‌چای است. این رودخانه از سراب‌های هفت جنوب ساوه و شمال گنبد نمک در مرکز حوضه‌ی البرز با راستای خاوری - باختری جریان می‌یابد و در ناحیه‌ای به نام پل دلاک در ورقه‌ی یک‌صد هزار آران به رودخانه‌ی قم‌رود می‌پیوندد و به دریاچه نمک در خاور شهر قم می‌ریزد.

محاسبه‌ی این شاخص نشان می‌دهد که شیب‌های تندتر در مجاورت جبهه‌ی کوهستان و در طول حاشیه‌های حوضه‌های رسوبی و گسل‌های مرزی متمرکز است. این شیب‌های تند ممکن است حاصل حضور لایه‌های سنگی مقاوم در مجاورت

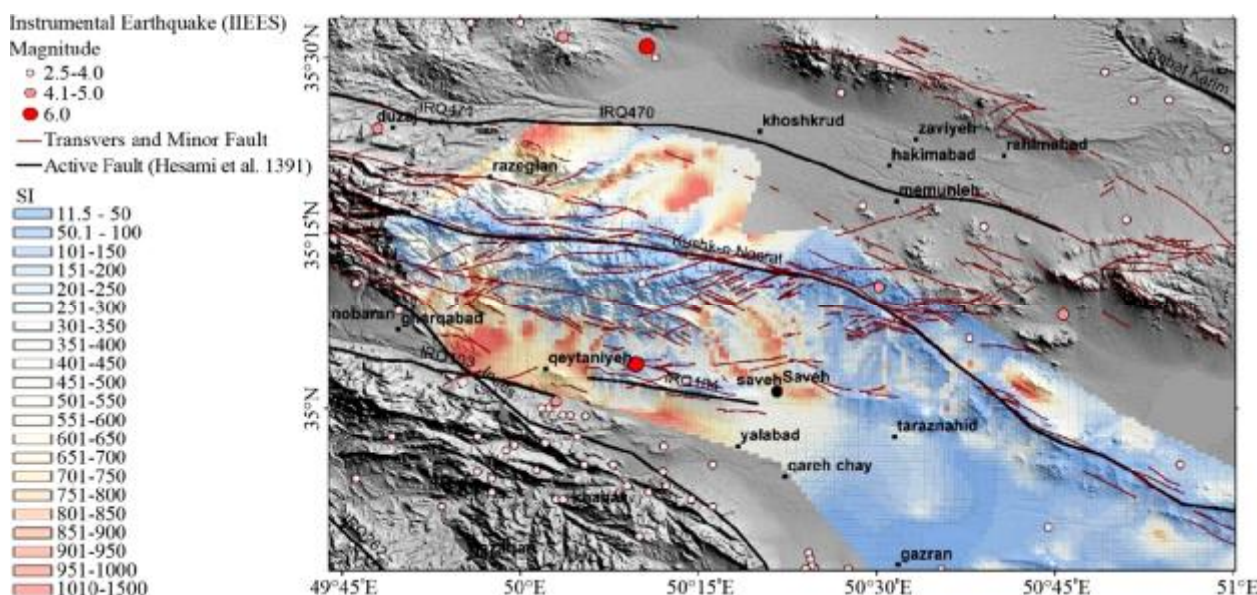
(شکل های ۶ تا ۸).

- ب: شواهد به دست آمده از شاخص های مورفومتری نشان از نبود فعالیت زمین ساختی دارد (شکل های ۱۷ و ۲۰).
- ج: بازدیدهای میدانی نشان نمی دهند که این گسله نهشته های هولوسن را بریده باشد (شکل های ۱۲ تا ۱۵).
- ۳. گسله کوشک نصرت در محل تغییر روند از N100E به شمال باختری که به سوی دریاچه نمک قم ادامه می یابد با خمش همراه است. در محل این خمش جنبش های شاقولی فعال که از شاخص هیسومتری به دست آمد بیانگر فعالیت زمین ساختی با سازوکار فشاری است (شکل ۱۷).
- ۴. نتایج حاصل از حل تانسور تنش که از سازوکار کانونی محاسبه شد بیانگر فعالیت و سازوکار روندهای گسلی زیر است (جدول ۱، شکل ۶).
- الف: روندهای (N055±05E) با سازوکار مورب لغز فشاری چپ پر، بر روی صفحه های پرشیب به سوی شمال باختری است.
- ب: روندهای شمال باختری در طیف (N130±15E) با سازوکار مورب لغز فشاری راست بر تشکیل می دهند. صفحه ها با شیب به سوی جنوب باختری و پرشیب هستند.

جنوب باختر گسل کوشک نصرت تشکیل شده اند. این راندگی ها در تقاطع با خطواره ساوه احتمال رخداد زمین لرزه های بزرگ را بالا می برد. بر اساس شاخص شیب طولی رودخانه، گسل ساوه و سایر پیش راندگی ها در فرادیواره آن در محل خمیدگی گسل کوشک نصرت (در محدوده شهر ساوه)، فعالیت زمین ساختی بالایی را نمایش می دهند.

۱۱- بحث و نتیجه گیری

- یافته های این پژوهش را می توان در نکات زیر خلاصه کرد:
۱. سازوکار گسله کوشک نصرت (بخش مرکزی با روند N100E) دارای سازوکار راستالغز راست بر است که با تکیه بر شواهدی چون جابه جایی آبراهه ها، پشته ها و شواهد سینماتیک مشخص شد (شکل های ۹ تا ۱۱).
 ۲. برخی شواهد نشان می دهد که این بخش از گسله فعال نیست و نمی تواند توان لرزه خیزی داشته باشد:
 - الف: تانسورهای تنش محاسبه شده با جهت تنش نزدیک به شمالی - جنوبی بیشتر می توانند سازوکار فشاری با مؤلفه افقی کوچک چپ پر را ایجاد کنند و این خلاف سازوکار کنونی گسله در بخش مرکزی آن است



شکل (۲۰): توزیع شاخص شیب طول رودخانه در راستای گسل کوشک نصرت. محاسبه شاخص بر اساس تصاویر ارتفاعی رقومی SRTM با دقت ۹۰ متر انجام گرفته است.

- Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, **117**, 1513-1533.
- Vincent, S.J., Morton, A.C., Carter, A., Gibbs, S., and Barabazde, T.G. (2007) Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: An effect of initial Arabia-Eurasia collision. *Terra Nova*, **19**, 160-166.
 - Allen, M.B. and Armstrong, H.A. (2008) Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling: Palaeo-geography, Palaeo-climatology, Palaeoecology, **265**, 52-58, doi: 10.1016/j.palaeo.2008.04.021.
 - Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stoecklin, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M.D., Zamanzadeh, S.M., and Grove, M. (2008) Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, **451**, 97-122, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.063.
 - Allen, M., Jackson, J., and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, **23**, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.
 - Jackson, M.P.A., Cornelius, R.R., Craig, C.H., Gansser, A., Stocklin, J., and Talbot, C.J., (1990) Salt diapirs of the Great Kavir, central Iran. *Geological Society of America Memoir*, **177**, 136 p.
 - Walker, R. and Jackson, J. (2004) Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, **23**, doi: 10.1029/2003TC001529.
 - Talbot, C.J. and Aftabi, P. (2004) Geology and models of salt extrusion at Qum Kuh, central Iran. *Geological Society of London Journal*, **161**, 321-334, doi: 10.1144/0016-764903-102.
 - Letouzey, J. and Rudkiewicz, J.L. (2005) *Structural Geology in the Central Iranian Basin*. Institut Français du Pétrole Report F0214001, 79 p.
 - Huber, H. (1951) Geology of parts of the Western Kavir area and oil possibilities of Northern Region No. 2. *National Iranian Oil Company Geological Report No.*, **19**, 39p.
- پ: روندهای خاوری-باختری با سازوکار فشاری و مؤلفه افقی چپ‌بر هستند.
- ت: بیشینه تنش نزدیک به شمالی-جنوبی (N007E) است که با فاکتور بیضوی (R=0.38) بیانگر رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی در منطقه است.
- ث: تانسورهای تنش به دست آمده از عملیات میدانی جهت تنش میانگین (N005E) را نشان می‌دهند و تنها در یک ایستگاه مقدار بیضوی تنش همخوان با بیضوی تنش از سازوکار کانونی را نشان می‌دهد (شکل‌های ۷ و ۸ و جدول ۲).
۵. بازکاری گسله کوشک نصرت در بخش مرکزی آن با سازوکار فشاری چپ‌بر می‌تواند واقعی باشد که احتیاج به مطالعات جدیدی دارد.
۶. پایانه باختری گسله سیاه‌کوه با تداخل دو روند گسلی شمال باختری و نزدیک به خاوری-باختری به سوی باختری ادامه پیدا می‌کند و از نظر زمین‌ساختی در رده گسله‌های فعال قرار می‌گیرد که با شواهد مورفومتری در زیر خلاصه می‌شود:
- الف: با توجه به شاخص هیپسومتری (شکل ۱۸) و عکس‌های ماهواره‌ای به نظر می‌رسد که ادامه خاوری-باختری گسله کوشک نصرت به سوی خاور با حفظ همین روند به گسله سیاه‌کوه پیوندد.
- ب: شاخص شیب رودخانه (شکل ۱۹) نیز در راستای پیوند میان گسله کوشک نصرت و گسله سیاه‌کوه فعالیت بالایی دال بر وجود گسله فشاری با روند خاوری-باختری می‌کند.

مراجع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, **94**, 401-419.
- Vincent, I., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A., and Simmons, D. (2005) Insights from the Talysh of Azerbaijan into the

- field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch Geol. Paleont. Abh.*, **168**, 215-229.
23. Hessami, K., Mobayen, P., and Tabass, H. (2013) *Major Active Faults of Iran, Scale 1:2500000*. International Institute of Earthquakes Engineering and Seismology.
24. Bott, M.H.P. (1959) The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, **96**(2), 109-117.
25. Carey, E. (1979) Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, **21**, 57-66.
26. Akasheh, B., Javaheri, J.H., Eshghi, I. and Islami, A.A. (1980) The earthquake December 28, 1980. *Earth and Space Physics*, **9**, 23-36.
27. Jackson, J.A. and McKenzie, D. (1984) Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **77**, 185-264.
28. Priestley, K., Baker, C., and Jackson, J. (1994) Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian Basin and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, **118**(1), 111-141.
29. Abbasi, M.R. (2014) *Identification of Active Faults by Investigating Drainage Networks in Avaj-Bojin Zahra Region*. Report No. 16-94, 5141, International Institute of Seismology and Earthquake Engineering.
30. Bull, W.B. (2007) *Tectonic Geomorphology of Mountains: a New Approach to Paleoseismology*. Blackwell, Malden.
31. Keller, E.A. and Pinter, N. (1996) *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey.
32. Seeber, L. and Gornitz, V. (1983) River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics, *Tectonophysics*, **92**, 335-367, doi: 10.1016/0040-1951(83)90201-9.
33. Strahler, A.N. (1952) Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, **63**, 1117-1142.
34. Pike, R.J. and Wilson, S.E. (1971) Elevation–relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area–
12. Sonder, P.A. (1951) *Geological Report on the Region West of Qum*. Iran Oil Company Geological Report No. 49a, 61 p.
13. Sonder, P.A. (1954) *The Tertiary of the Qum-Shurab Area*. Iran Oil Company Geological Report No. 123, 74 p.
14. Sonder, P.A. (1956) *Detailed Investigations on the Marine Formation of Qum*. Iran Oil Company Geological Report No. 154, 61 p.
15. Gansser, A. (1955a) New aspects of the geology of Central Iran. *Proceedings, Fourth World Petroleum Congress, Section 1/A/5*, Carlo Colombo, Rome, 286-305.
16. Gansser, A. (1957) Die geologische erforschung der Qum gegend, Iran. *Bulletin der Verengung Schweizerisches Petroleum-Geologen und-Ingenieur*, **23**, 1-16.
17. Furrer, M.A. and Sonder, P.A. (1955) The Oligo-Miocene marine formation in the Qum region (Central Iran). *Proceedings, Fourth World Petroleum Congress, Section 1/A/5*, Carlo Colombo, Rome, 270-277.
18. Nogole Sadate, M.A.A. (1978) *Les zone de Decrochement et Les Virgations Structurales en Iran*. Consequences des Resultants de lanalyse Structurale de la Reigon de Qom. These Univ. Scientifique et Medicate de Grenoble, 201 p.
19. Ballato, P., Nowaczyk, N.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Friedrich, A., and Tabatabaei, S.H. (2008) Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, northern Iran. *Tectonics*, **27**, doi: 10.1029/2008TC002278.
20. Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H. (2003) *Major Active Faults of Iran, Scale 1:2500000*. International Institute of Earthquakes Engineering and Seismology.
21. Berberian, M. and King, G.C.P. (1981) Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 210-265, doi: 10.1139/e81-163.
22. Dehghani, G.A. and Makris, J. (1984) The gravity

- altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, **82**, 1079-1084.
35. Mayer, L. (1990) *Introduction to Quantitative Geomorphology*. Prentice Hall, Englewood, Cliffs, NJ.
36. Keller, E.A. and Pinter, N. (2002) *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Second Ed., Prentice Hall, New Jersey.
37. Hamdouni, R.E., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., and Keller, E.A. (2008) Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, **96**.
38. Hack, J.T. (1973) Stream-profiles analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, **1**, 421-429.
39. Troiani, F. and Della-Seta, M. (2008) The use of the stream length–gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. *Geomorphology*, **102**, 159-168.