

شواهد زمین ساخت ترافشاری در حوضه‌های رسوبی شمال باختر ایران مرکزی

بر اساس داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی و شاخص‌های ژئومورفیک

لیلا مهشادنیا^{۱*}، محمد مختاری^۲، سید احمد علوی^۳

^۱ دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی - کارشناس ارشد پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

^۲ دانشیار پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

^۳ استاد دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی

* l.mahshadnia@iiees.ac.ir

دریافت بهمن ۱۳۹۷، پذیرش شهریور ۱۳۹۸

چکیده

حوضه‌های فروافتاده آران-سراجه بین گسل‌های کوشک نصرت و سامانه ایندس-قم-خوآباد-کاشان (گسل قم-زفره) قرار گرفته است. وجود ضخامت بالای رسوبات، شناسایی ساختارهای درون حوضه ای را دشوار ساخته است. برای شناسایی عناصر ساختاری فعال و سازوکار تشکیل این حوضه ها از تلفیق شاخص‌های ژئومورفیک و تفسیر خطوط لرزه ای بازتابی استفاده شد. شواهد موجود در خطوط لرزه ای مراحل اصلی دگرریختی درون حوضه ای، نشانگر حضور میدان تنش کششی محلی است. ساختارهای این مرحله شامل چین‌های کششی-چرخشی و گسلش نرمال است که در نتیجه آن حوضه‌های رسوبی عمیق و نهشته شدن سازندهای سرخ زیرین و بالایی است. با ادامه دگرریختی، وارونگی مثبت و فشاری جایگزین شده است. در این مطالعه فعالیت برخی از گسل‌های عادی و مرزی و چین‌های کششی به صورت فشاری تأیید گردید. ساختارهای جوانتر این مرحله شامل پس‌راندگی‌ها، پیش‌راندگی‌ها، ساختارهای میانبر و ساختارهای بالآمدگی است که همگی نشان‌دهنده معکوس-شدگی زمین ساختی حوضه‌های کششی اولیه است. بخش‌های فعال فشاری حوضه بر اساس شاخص‌های ژئومورفیک، شامل فرادایواره راندگی ساوه و خم فشاری واقع در پایانه جنوب خاوری گسل ایندس است. همچنین فشردگی حوضه‌ها و فعالیت گسل‌های راندگی رشدی کف حوضه، سبب تشکیل ساختارهای بالارانشی در مرکز هر سه حوضه شده است. دگرریختی در این حوضه‌ها در حال حاضر به صورت ترافشارش است.

کلید واژه‌ها: تکتونیک فعال، وارونگی مثبت، حوضه‌های کششی، شمال باختر ایران مرکزی.

۱- مقدمه

مراحل کشتش و بازشدگی حوضه‌های رسوبی و متعاقب آن فشارش در فاز وارونگی به تفکیک در بخش‌های مختلف فلات ایران مطالعه شده‌است. سازوکار وارونگی سنوزوئیک، عمدتاً به برخورد صفحات عربی و اوراسیا نسبت داده می‌شود که سبب بیرون‌زدگی و فرایش کوه‌های البرز- کپه‌داغ- بینالود در شمال ایران و بخش خاوری قفقاز بزرگ شده‌است. استامپلی و بورل (۲۰۰۲) منشا پیدایش حوضه رسوبی قم را در پهنه ایران مرکزی، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر جنوب‌باختر ایران مرکزی (در زمان الیگوسن- میوسن)، معرفی کرده‌اند که سبب تشکیل حوضه رسوبی، بازشدگی پشت کمانی در مرکز و شمال ایران مرکزی شده‌است. فعالیت کششی قوی که مرتبط با گسلش نرمال خاوری- باختری و همراه با رسوب‌گذاری سازند ستر آذرین‌های کرج در جنوب البرز و سری‌های ضخیم تالش در شمال‌باختر ایران و جنوب‌خاور آذربایجان است در ائوسن رخ داد در منطقه مورد مطالعه نیز زیر توالی رسوبات تخریبی سرخ زیرین، سنگ‌های آذرین ائوسن قرار دارند که نشان از یک فاز کششی گسترده است که از البرز و تالش تا این بخش از ایران مرکزی نیز تداوم داشته است. در مطالعات قبلی، تغییرات رژیم رسوبگذاری در حوضه‌های ساوه- قم- آران را با فعالیت‌های کوهزایی مختلف مرتبط دانسته‌اند. این مطالعه جهت تعیین منشا تشکیل و تکامل ساختاری حوضه‌های فروافتاده شمال‌باختر ایران مرکزی انجام گرفته است. مطالعات ژئوفیزیکی در حوضه‌های کششی عمق پرشدگی نهشته‌ها و چگونگی عملکرد گسل‌های اصلی راستالغز و نرمال عرضی را در کنترل فرونشست سنگ بستر مشخص می‌سازد (بیلهام و کینگ، ۱۹۸۹)، همچنین الگوی ساختاری حوضه‌های تراکششی و ترافشاری با این روش قابل تعیین است (هینچ و همکاران، ۲۰۰۵، سورلین و همکاران، ۲۰۱۲).

شهرهای 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 گسله‌های حاشیه حوضه‌های فروافتاده شامل ایندس، خورآباد، کوشک نصرت، ساوه، البرز و گسل عرضی قمرود اشاره کرد. وقوع زمین لرزه‌ها و تناقض سازوکار کانونی و مکانی بین گسیختگی‌های لرزه‌ای و گسل‌های شناخته شده نشان‌دهنده وجود گسل‌های فعال متعددی در ایران مرکزی است که هنوز شناسایی و مطالعه نشده‌اند. این پهنه بر اساس نرخ کرنش ژئودتیک، دارای لرزه‌خیزی پایین بدون تحمل کرنش است (ماسون و همکاران، ۲۰۰۵). معدود بودن ثبت تاریخی و دستگاهی زمین لرزه‌ها را می‌توان به طولانی‌تر بودن دوره-های بازگشت زمین لرزه‌ها نسبت به تاریخ تمدن انسانی یا حضور تبخیری‌های شکل‌پذیر و فعالیت غیرلرزه‌ای در منطقه دانست. کابلی (۲۰۰۰) وجود خرابه‌های قدیمی نظیر آن چه در راستای رودخانه قمرود در شمال شهر قم برجای مانده است را با زمین لرزه‌ای که بیش از ۶ هزار سال پیش رخ داده است مرتبط در نظر گرفته است.

از سویی حوضه‌های رسوبی شمال‌باختر ایران مرکزی از جمله حوضه‌های ساوه، قم و آران در موقعیت پله‌ساختاری بین سلطانیه- ایپک- کوشک نصرت و سامانه قم- زفره قرار گرفته است متأثر از فعالیت این پهنه‌های گسلی تشکیل و تکامل یافته‌اند و به دلیل فعال بودن گسل‌های فوق، حوضه‌های ساختاری هم احتمالاً فعال هستند. دگرریختی درون چنین حوضه-هایی با تشکیل گسل‌های فرعی درون حوضه‌ای و عملکرد فعال آن‌ها به صورت کششی و فازهای وارونگی متعدد تأمین می‌شود. یکی از اهداف مطالعه بررسی احتمال تاثیرگذاری و یا عدم تاثیر پذیری از برخورد قاره‌ای نئوتتیس بر تشکیل حوضه‌های شمال‌باختر ایران است. از سویی گسل‌های عرضی اولیه می‌تواند عامل تشکیل خم‌های کششی و فشاری در راستای گسل‌های راستالغز اولیه شود. به همین دلیل بررسی وجود گسل‌های مذکور و نقش آن‌ها در ایجاد گره‌های لرزه‌ای و لرزه‌خیزی منطقه ضروری است. زمین لرزه سال ۱۴۹۵ میلادی با بزرگای $ms=5.9$ در مجاورت خم فشاری که دو

گسل ایندس و قم را به هم متصل می‌کند رخ داده است. زمین لرزه دیگری در ۱۸ ژولای ۲۰۰۷ در کهک قم و جنوب شهر قم رخ داد که نشانگر فعالیت زمین‌ساختی این قسمت از منطقه است.

از آنجایی که اکتشاف گاز و نفت معمولاً در پهنه‌های مجاور به گسل‌های رشدی و ساختارهای فرعی وابسته در فرادیواره گسل صورت می‌گیرد، مطالعه این بخش از ایران مرکزی به لحاظ وجود پتانسیل ذخیره هیدروکربورها ارزشمند است. ماهیت سازوکار وارونگی مثبت نیز سبب ضخیم‌تر شدن لایه رسوبی مخزن و افزایش کیفیت هیدروکربور ذخیره شده می‌گردد. تکامل ساختارهای تاقدیسی شامل فرایش و بسته شدن تاقدیس‌های کششی و نیز راندگی شدن گسل‌های کششی قدیمی و تشکیل راندگی‌های جدید، پتانسیل به تله انداختن هیدروکربورها را افزایش می‌دهد.

شناسایی مستقیم گسل‌های اصلی و فرعی فروافتادگی‌های قم (ساوه-البرز) و آران با توجه به فرونشست زمین‌ساختی قوی و پوشش ضخیم آبرفت‌های پلیوکواترنر در این منطقه، امکان‌پذیر نیست. به این دلیل مطالعه تکامل ساختاری مرتبط با عملکرد گسل‌ها در داخل حوضه‌های منطقه با استفاده از لرزه‌نگاری بازتابی انجام پذیرفت. تعیین بخش‌های فعال حوضه‌ها و مقایسه نسبی فعالیت گسل‌های شناسایی شده نیز با انجام مطالعه شاخص‌های ژئومورفیک مقدور شد.

۲- موقعیت و زمین‌شناسی میدان مورد مطالعه

فعالیت کششی قوی همراه با رسوب‌گذاری سازند ستبر آذرین‌های کرج در شمال‌باختر ایران در ائوسن رخ داد که نشان از یک فاز کششی گسترده است. در حالی که محیط رسوب‌گذاری سازندهای جوانتر شامل سرخ زیرین-قم و سرخ بالایی در منطقه مورد مطالعه حاصل باز شدن حوضه‌های محلی است. در حالی که محیط رسوب‌گذاری سازندهای جوانتر شامل سرخ زیرین-قم و سرخ بالایی در منطقه مورد مطالعه حاصل باز شدن حوضه‌های محلی است. برانت و همکاران (۲۰۰۷) و شهیدی (۲۰۰۸) کشش ناحیه‌ای وسیع را به بازشدگی پشت کمان در پشت فرورانش به سمت شمال لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در زیر حاشیه اوراسیا نسبت می‌دهند. دگرریختی‌های فشاری اولیه، در اثر برخورد صفحات عربی و اوراسیا در ائوسن پایانی آغاز شده‌است و تنها حاشیه‌های صفحات را دربر می‌گرفته و تا میوسن آغازین ادامه داشته است (بریر و همکاران ۲۰۰۸).

بر اساس داده‌های GPS، میزان همگرایی کمتر از ۲ میلی‌متر در سال در فلات ایران حاکم است [ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴] که بر اساس مطالعه داده‌های لرزه‌ای بازتابی مدت‌ها پس از برخورد صفحه عربی و اوراسیا (ائوسن انتهایی یا الیگوسن آغازین) و از آخرین بخش‌های میوسن آغازین شروع شده است. کوتاه‌شدگی فلات ایران، از ۷-۳ میلیون سال پیش رخ داده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۴). محور کوتاه‌شدگی در ایران مرکزی شمالی-جنوبی و با سرعت همگرایی تقریبی ۳-۲ میلی‌متر در سال است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). این بخش از ایران مرکزی دارای دو راستای اصلی برای گسل‌ها و محورهای چین‌خوردگی شمال‌خاوری و شمال‌باختری در نقشه خطواره‌های مغناطیسی سنگ بستر است [نوگل سادات، ۱۹۷۸]. راستای ساختاری غالب عموماً شمال‌باختری - جنوب‌خاوری با مولفه جابجایی غالب راست‌بر و مقادیر جزئی جابجایی شیب لغز در حاشیه حوضه مرکزی فلات ایران است که شامل گسل‌های آوج، کوشک نصرت-سیاه‌کوه-دوازده امام در حاشیه شمال‌خاوری و پهنه‌های گسلی کاشان-زفره، ایندس، قم-سراجه یا گسل خورآباد (شامل خرده گسله‌های یزدان، کمرکوه، دوچاه، شانکلی، شادقلی و خضر) در حاشیه جنوب‌باختری حوضه‌های فوق است. پهنه دوم نسبت به گسل کاشان با الگوی پلکانی کششی قرار دارد. علاوه بر آن وجود الگوی پلکانی یا ان‌اشلون و جابجایی راست‌بر گسل‌ها سبب تشکیل پله‌های فشاری در باختر بوئین زهرا، شمال باختر ساوه و جنوب باختر قم شده است. تاقدیس‌های کمرکوه و محسن‌آباد در جنوب باختر قم و تاقدیس قشلاق و ارتفاعات شمال شهر ساوه حاصل سازوکارهای حاکم در این

بخش هاست. علاوه بر این گسل‌های این منطقه در موقعیت پله ساختاری کشتی بین دو گسل اصلی سلطانیه و کاشان قرار گرفته اند.

بخش خاور و جنوب خاوری پهنه فرونشست قم - ساوه با توجه به ناهنجاری‌های ایزوستازی، فعال است و به تعادل نرسیده است (دهقانی و مارکیز، ۱۹۸۴). مطالعات مغناطیس‌هوایی ناحیه ای وجود ناهنجاری‌های مغناطیسی بزرگ را که توسط گسل عرضی قمرود بریده و بیش از چندین کیلومتر جابجا شده است، نشان می‌دهد. این دسته از گسل‌ها در مقاطع لرزه‌ای و همچنین دید افقی نقشه به وسیله گسل‌های دارای راستای شمال باختر قطع می‌شوند به همین دلیل قدیمی تر از ساختارهای زمین ساختی درون حوضه‌ها محسوب می‌شوند. به نظر می‌رسد این گسل‌ها در لرزه‌خیزی و شکل‌گیری حوضه‌های فراکش فرعی منطقه و تکه‌بندی حوضه پهناور اولیه به حوضه‌های کشتی فرعی موثر بوده‌اند. لرزه‌خیزی کنونی در لبه جنوب باختری حوضه قم و در محل آرایش پلکانی و خم گسلی حاشیه حوضه متمرکز است. این گسل‌ها پهنه‌های ترفاشاری را با فعالیت کوتاه‌تر ایجاد کرده‌اند (شکل ۱).

واحدهای سنگی منطقه که در مقاطع لرزه‌ای بازتابی قابل مشاهده هستند عبارتند از: سازندهای ائوسن در ایران مرکزی عمدتاً شامل لاوهای ضخیم لایه و رسوبات سنگی ولکانیکی در حاشیه حوضه است (بربریان و کینک، ۱۹۸۱). ضخامت بالای لایه‌های ولکانیکی ائوسن (۲۰۰۰-۳۰۰۰ متر) سبب گردیده است که به صورت یک سد لرزه‌ای در مطالعات لرزه-نگاری بازتابی سبب کاهش دقت مطالعات در رخساره‌های عمیق‌تر از لایه‌های آتشفشانی ائوسن گردد.

محیط دریایی در الیگوسن آغازین در ایران مرکزی حاکم می‌شود و رسوبات دریایی اولیگوسن - میوسن را بر جای می‌گذارد. رسوبات حوضه مرکزی از اولیگوسن آغازی بر روی حدوداً ۳ کیلومتر سنگ‌های کمان ولکانیکی و تخریبی ولکانیکی قرار گرفته است و شامل کربنات‌های دریایی و رسوبات تبخیری است (بینا و همکاران، ۱۹۸۶). سری ضخیم از مارن، آهک و تبخیری‌های قرمز نیز در این حوضه نهشته شده‌اند. رسوبگذاری واحدهای سازند سرخ زیرین (LRF) همزمان با شروع برخورد قاره‌ای ایران مرکزی با صفحه زاگرس آغاز شده است و دارای ضخامت ۱۰۰۰-۳۰۰۰ متر است. سازند سرخ زیرین شامل واحدهای تخریبی و تبخیری‌هاست (گانسر، ۱۹۵۵). افزایش نرخ سوبسیدانس از ابتدای رسوبگذاری سازند سرخ زیرین (الیگوسن پایینی) و تداوم شرایط فرونشینی در زمان نهستگی سازند قم قابل مشاهده است. ضخامت سازند سرخ زیرین در حوضه‌های گرابنی در بخش‌های مرکزی حوضه از چند صد متر تا نبود رسوبگذاری در جنوب لایه‌های ولکانیکی کوشک نصرت متغیر است. نزدیک به قاعده سازند سرخ زیرین، توالی از تبخیری‌ها که عمدتاً از هالیت تشکیل شده است با ضخامت چند صد متر بر جای گذاشته شده است. در برخی نقاط یک ناپیوستگی زاویه‌ای کم زاویه بین سازند سرخ زیرین و قاعده سازند قم وجود دارد که وابسته به حرکات کوهزاد محلی است (گانسر، ۱۹۵۵). شناسایی این ناپیوستگی زاویه‌ای بین سازند سرخ زیرین و قم (الیگوسن انتهایی - میوسن آغازین) در داده‌های لرزه‌ای بازتابی به سختی صورت می‌گیرد.

سازند قم در حوضه ساوه - قم بیش از یک کیلومتر ضخامت دارد. مهمترین میان لایه تبخیری سازند قم، یک لایه انیدریتی با ضخامت ۱۰ متر است. در انتهای میوسن آغازین (۱۷ میلیون سال قبل)، شرایط دریایی حوضه قم به ترتیب از جنوب به سمت شمال، تغییر کرد. عمق حوضه و ضخامت رسوبات سازند قم به سمت جنوب حوضه قم به سرعت کاهش می‌یابد و نهشته‌های قم به سمت جنوب حاوی میان لایه‌هایی از گدازه‌های جریان‌ی و توده‌های نفوذی است.

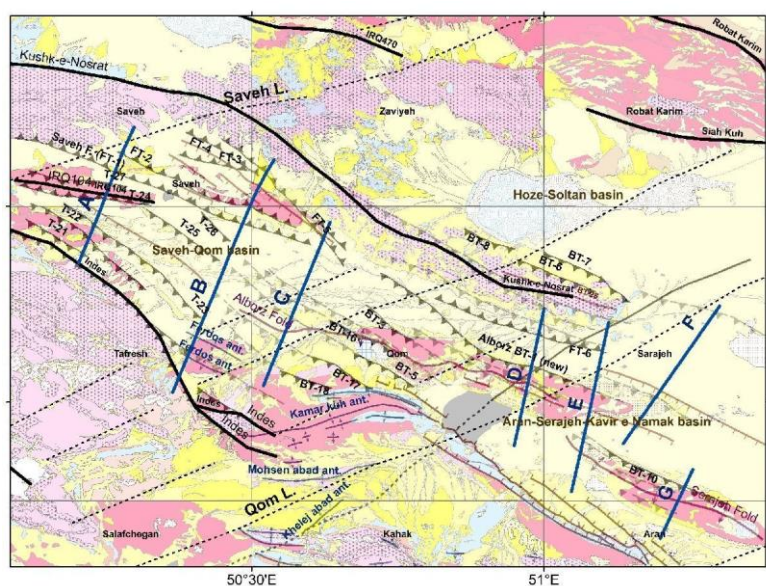
سازند سرخ بالایی (انتهای بوردیگالین - میوسن انتهایی) عموماً از تخریبی‌ها و رسوبات قاره‌ای با ضخامت ۹ کیلومتر در میانه حوضه تشکیل شده است. قاعده سازند یک واحد تبخیری با ضخامت بیش از ۴۰۰ متر است (آبایی و همکاران، ۱۹۶۴). ضخامت و جنس این رسوبات نشان دهنده بیشینه فعالیت زمین‌ساختی حوضه قم و بیشینه

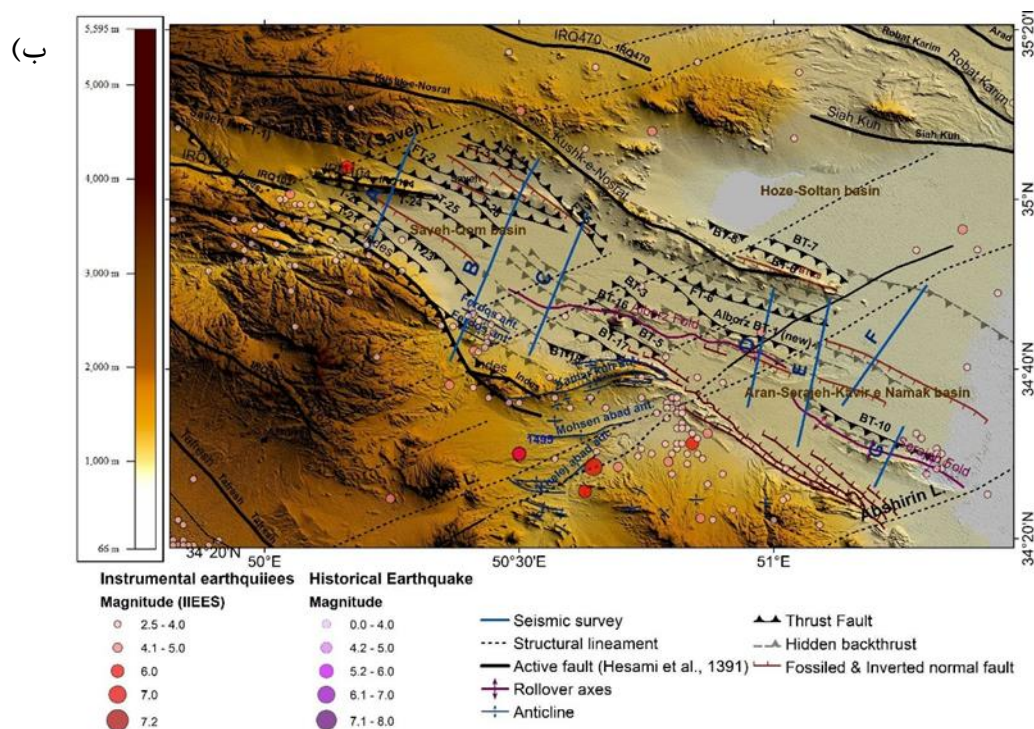
میزان فرونشست حوضه ساوه است. در حالی که مناطق همجوار حوضه ساوه در این زمان، فاز فرایش را به همراه گسلش و چین خوردگی متحمل می‌شدند. ستبرای سازند قرمز بالایی در خاور حوضه به بیشینه مقدار خود می‌رسد. نهشته‌های پلیوسن و پلیوستوسن، به صورت ناپیوسته (دگرشیب یا هم شیب) و متشکل از کنگلومرا و یا سنگ‌های آهک بر روی سازند سرخ بالایی قرار می‌گیرند و معادل کنگلومرای بختیاری در نظر گرفته می‌شود.

۳- داده‌ها و روش کار

داده‌های موجود در این حوضه‌ها شامل داده‌های لرزه‌ای بازتابی دوبعدی شرکت ملی نفت ایران در دو راستای عمود بر هم (موازی و عمود بر ساختارهای زمین ساختی طولی حوضه‌ها) و تصاویر ماهواره‌ای است. ۳۳ پروفیل‌های لرزه‌ای بازتابی دوبعدی جهت ارزیابی الگوی گسل‌های مدفون در حوضه‌های رسوبی ساوه-البرز در نرم افزار SMT بررسی شد. در مرحله اول، افق سر سازندهای مهم شامل آذرین‌های ائوسن، سرخ زیرین، قم و سرخ بالایی در مقاطع لرزه‌ای مشخص شد (برزگر ۲۰۰۶، صالحی پور باورصاد، ۱۳۸۴). بر اساس جابجایی قائم مرز این افق‌ها، پهنه‌های گسلی در خطوط لرزه‌ای تعیین گردید با انتقال صفحات گسلش در تمام خطوط لرزه‌ای متقاطع، هندسه عمقی گسل‌های درون حوضه‌ای مشخص شد. از آنجایی که شبکه خطوط لرزه‌اب تنها به وسعت داخلی حوضه‌های قم، ساوه و آران محدود است، اصلاحات حاصل از خطوط لرزه‌ای در ارتباط با هندسه گسل‌های مرزی تنها منحصر به بخش‌های عمیق آن‌هاست. جهت تعیین راستای گسل‌ها در بخش‌های بین دو خط لرزه‌ای از عناصر مورفوتکتونیک به ویژه الگوهای زهکشی استفاده شد و نقشه زمین ساخت منطقه به همراه گسل‌های فعال مدفون که تا به حال شناسایی نشده بودند، تهیه گردید (شکل ۱).

(الف)





شکل ۱- الف- موقعیت خطوط لرزه ای بازتابی، پراکنندگی رخنمون لایه‌های سنگی و آبرفتی (نقشه های زمین شناسی یک صد هزار رباط کریم، ساوه، نوبران، قم، تفرش، فرمیهن، آران، کهک و اراک) و گسل های منطقه (شامل گسل های کششی غیر فعال یا وارون شده به همراه گسله های رانندگی جدید مدفون یا سطحی، پیش رانندگی ها و پس رانندگی های جوان (بر اساس تفسیر داده های لرزه ای بازتابی دو بعدی)). گسل های ممتد سیاه: نشانگر گسل های فعال (برگرفته از حسامی و همکاران ۲۰۰۳) است. ب- توزیع لرزه خیزی و توپوگرافی.

۴- بحث و بررسی

۴-۱- تفسیر داده های لرزه ای

شناسایی دقیق ساختارهای زمین ساختی در حوضه های ساوه-قم-آران با توجه به مطالعه لرزه ای و تفسیر خطوط لرزه ای، انجام شد. بر این اساس، در مرحله فشاری، گسل های نرمال اولیه تحت تنش های فشاری یا وارون شده اند و یا گسل های فشاری جدید در محل گسل های مرزی اولیه و بخش های مرکزی حوضه جایگزین گسل های فعال شده اند (مورلی و همکاران، ۲۰۰۹). به عنوان مثال می توان ساختارهای موجود در خطوط لرزه ای A، B و C (شکل های ۲-الف تا ج) را با ساختارهای مرحله ریفتی و پس از ریفتی شدن در حوضه های وارون شده مقایسه کرد (شکل ۲-د) (کووارد و همکاران، ۱۹۹۱). در خط لرزه ای A در جنوب خاور ساوه، وجود نیروهای فشاری (بعد از میوسن بالایی) سبب تشکیل رانندگی ها در محل گسل مرزی ایندس قدیمی (گسل عادی) و پیش رانندگی ها در شمال خاور حوضه ساوه شده است. تاقدیس و رانندگی والمان در شمال خاور خط لرزه ای و گسل های نرمال که در کف حوضه که در مرحله فشاری به صورت غیر فعال باقی مانده اند، نشان دهنده تغییر میدان تنش و اعمال نیروهای فشاری بعد از میوسن بالایی در حوضه ساوه است (شکل ۲-الف).

وارونگی و کوتاه شدگی در شمال باختر حوضه ساوه (باختر روستای یل آباد)، با تشکیل و فعالیت گسل های پیش رانندگی در شمال خاور حوضه (از جمله رانندگی ساوه) و بلوک های بر هم رانده در محل گسل نرمال قدیمی و مرزی ایندس در

جنوب باختر حوضه و وارونگی برخی از گسل‌های نرمال قدیمی در مرکز حوضه از جمله IRQ104 تامین می‌شود (خط لرزه‌ای B، شکل ۲-ب).

رژیم فشاری و کوتاه شدگی در باختر کوه نمک قم، سبب جایگزینی گسل‌های نرمال در شمال خاور حوضه و تشکیل پس‌راندگی‌ها که از گسل جدایشی در قاعده سرخ زیرین منشا می‌گیرد، شده است و وارونگی گسل مرزی قدیمی ایندس با شیب به سمت شمال خاور تامین می‌شود. در خط لرزه ای C، خطواره پی‌سنگی حوض سلطان قابل مشاهده است. احتمالاً پس‌راندگی‌ها در کف حوضه در محل ناهمگنی حاصل از فعالیت‌های جدید این خطواره گسلی ایجاد شده است (شکل ۲-ج).

گسل نرمال قم-زفره (گسل نرمال قدیمی) در بیشتر نقاط قاشقی شکل با شیب به سمت شمال خاور و افزایش زاویه شیب به سمت سطح بوده است (شکل‌های ۲-ج، ۵ و ۶). گسل‌های کششی وجود مولفه‌های بزرگ جدایش نرمال را در سازندهای سرخ زیرین و قم و بخش زیرین سازندهای سرخ بالایی نشان می‌دهند. بعد از رسوبگذاری در حوضه کششی، دگرریختی فشاری یا ترفشاری که منجر به فرایش نهشته‌های درون حوضه شده، جایگزین شده است. حاصل دگرریختی فشاری راندگی‌ها با شیب به سمت باختر و جنوب باختر در حاشیه جنوب باختر حوضه‌های مورد مطالعه است که به نوبه خود سبب بالآمدگی بخش باختری نسبت به بخش خاوری در راستای قطعات گسل قم-زفره شده است (جمالی و همکاران، ۱۳۸۷). برخی از راندگی‌های مرزی در حاشیه حوضه‌های رسوبی، در الیگوسن انتهایی - میوسن میانی به صورت گسل نرمال فعال بوده‌اند. گسل خورآباد در حاشیه جنوب باختر حوضه سراج چنین مشخصاتی دارد (شکل‌های ۵ و ۶). گسل‌هایی که در مرحله ریفتی شدن تشکیل شده‌اند در مرحله وارونگی کرنشی حوضه اکثراً غیر فعال شده یا به صورت گسل معکوس مجدداً فعال شده‌اند (شکل‌های ۲-ب و ج، ۵، ۶ و ۷) ساختارهای زمین‌ساختی مرتبط با فاز فشاری در فرادیواره و فرودیواره گسل‌های قدیمی، طیف گسترده‌ای از ساختارهای فشاری (چین‌ها و گسل‌ها) است که سبب فشردگی حوضه رسوبی شده است و عامل ایجاد تغییرات جانبی ناگهانی در ضخامت لایه‌های نشانه در محل تاقدیس‌های ریفتی و تشکیل گوه‌های رسوبی مرتبط با گسل‌های نرمال است. در این حالت رسوبات همزمان با ریفتی شدن در فرادیواره که همزمان با رشد و توسعه گسل نرمال به شکل لایه‌های ضخیم تر نسبت به معادل خود در بلوک فرودیواره تشکیل شده بودند با برقراری شرایط وارونگی در فرادیواره برونزد سطحی پیدا می‌کنند.

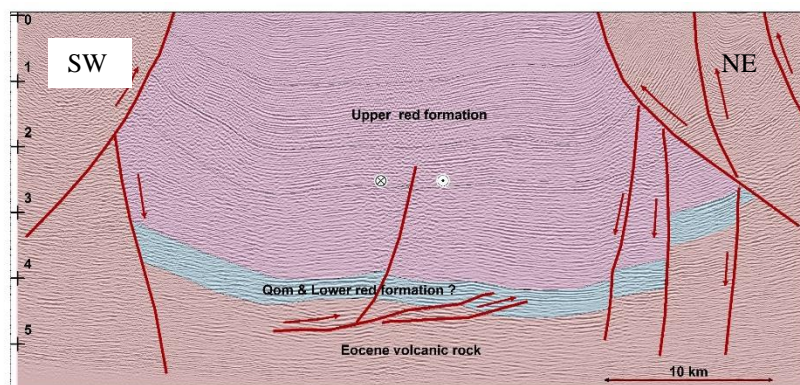
با توجه به مطالعات لرزه‌ای انجام شده، خصوصیات گسل‌های اصلی منطقه شامل گسل‌های طولی (گسل‌های مرزی و درون حوضه ای با راستای شمال باختری-جنوب خاوری) و گسل‌های عرضی (با راستای شمال خاوری-جنوب باختری) به شرح زیر است:

راندگی / ایندس با راستای شمال باختر در جنوب باختر ساوه با درازای حدود ۱۰۰ کیلومتر، مرز میان ارتفاعات جنوب غربی ساوه و دشت ساوه را تشکیل می‌دهد. بر اساس خطوط لرزه‌ای، گسل مرزی قدیمی یک گسل کششی یا تراکششی مدفون با شیب به سمت شمال خاور و در زیر راندگی ایندس است که سبب ایجاد فرونشست ساوه گردیده است. گسل جدید هم یک پهنه راندگی با شیب به سمت جنوب باختر است که در مرحله وارونگی کرنشی بعد از میوسن تشکیل و توسعه یافته است (کوارد و همکاران، ۱۹۹۱) (شکل‌های ۱ و ۲). علاوه بر رخداد زمین‌لرزه‌ها، بریدگی پادگانه‌ها و رسوبات آبرفتی کواترنر در راستای شاخه‌ها و ایجاد عوارض پیشانی کوهستان، شواهد فعالیت کواترنر و هولوسن این گسل است. در بخش شمالی گسل و در داخل دشت ساوه، پادگانه‌های رودخانه ای برخاسته با طول ۱۰ کیلومتر و به موازات اثر گسل ایندس، حاصل فعالیت‌های فشاری جدید گسل ایندس است. براساس تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی این گسل، یکی از

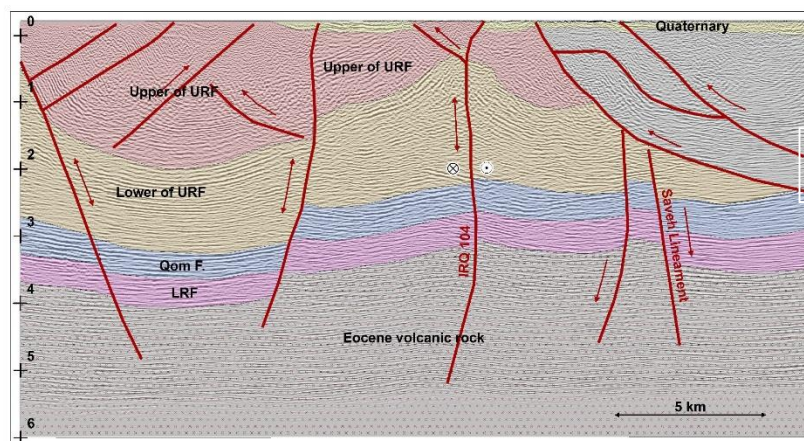
گسل‌های اصلی حاشیه حوضه زمین‌ساختی قم-ساوه است و سبب قرارگیری سازند سرخ زیرین و سازند قم در فرودپواره در مقابل سازندهای مزوزوئیک ائوسن در فرادپواره خود شده است.

گسله البرز با راستای شمال باختر از شمال خاور شهر قم عبور می‌کند. تفسیر داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد که گسل البرز یک پس‌راندگی با شیب ۴۰ درجه به سمت جنوب باختر [مختاری و مهشادینیا، ۱۳۹۶، بابا احمدی و همکاران ۲۰۱۰] و گسل ساوه یک پیش‌راندگی با شیب به سمت شمال خاور (مختاری و مهشادینیا، ۱۳۹۶) و با درازای ۵۹ کیلومتر است بر این اساس از لحاظ زایشی با هم مرتبط نیستند (شکل‌های ۱ و ۲). راندگی البرز از یال جنوب باختری تاقدیس البرز (شکل ۲) منشأ گرفته و به سمت سطح زمین رشد کرده است و شواهد سطحی از جابجایی راستالغز و معکوس را برجای گذاشته است. این راندگی نهشته‌های الیگومیوسن را از سوی جنوب باختر بر روی نهشته‌های کواترنر رانده است و افراز خطی در نهشته‌های کواترنر ایجاد کرده است.

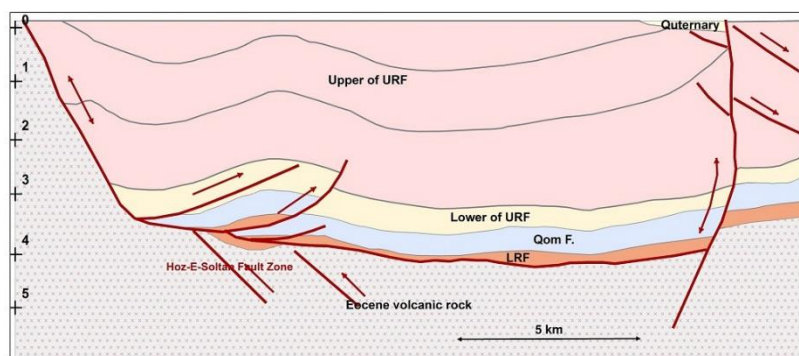
گسل‌های پیش‌راندگی که در جنوب گسل کوشک نصرت تشکیل شده‌اند، مطابق با مدلسازی‌های تجربی گومز و همکاران (۲۰۱۰)، از سطح گسل‌های پس‌راندگی شمال حوضه البرز تشکیل و به سمت سطح گسترش یافته‌اند. این راندگی‌ها حاصل عملکرد تنش‌های فشاری در طی مرحله وارونگی است و به سمت مرکز حوضه جوان‌تر می‌شوند (شکل‌های ۲-الف و ب). وجود مولفه‌های راستالغز راست بر روی اثرات سطحی این گسل‌ها نشانگر فعالیت گسل‌های راندگی در فاز وارونگی با رژیم ترفشاری است. خط لرزه‌ای A تشکیل گسل‌های پیش‌راندگی، بعد از پس‌راندگی‌های بخش مرکزی و شمالی نوار آذرآواری‌های ائوسن پسین را در شمال حوضه قم نشان می‌دهد.



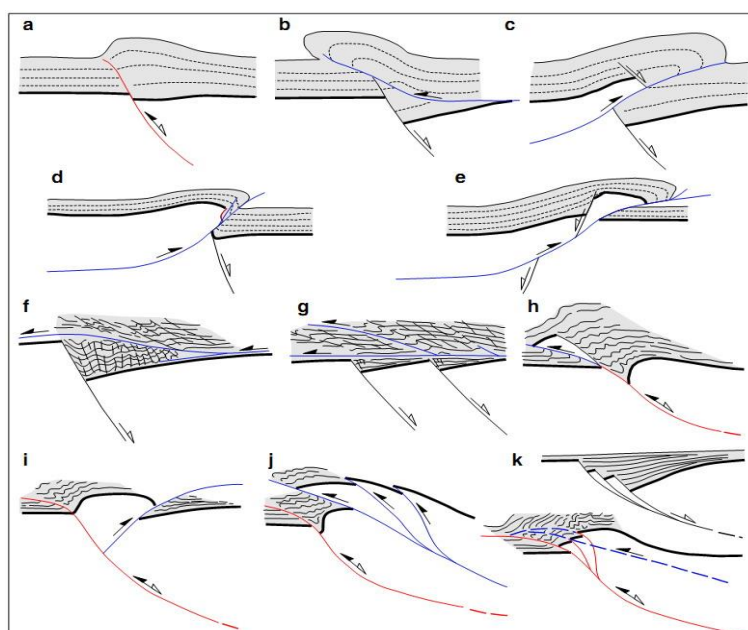
(الف)



(ب)



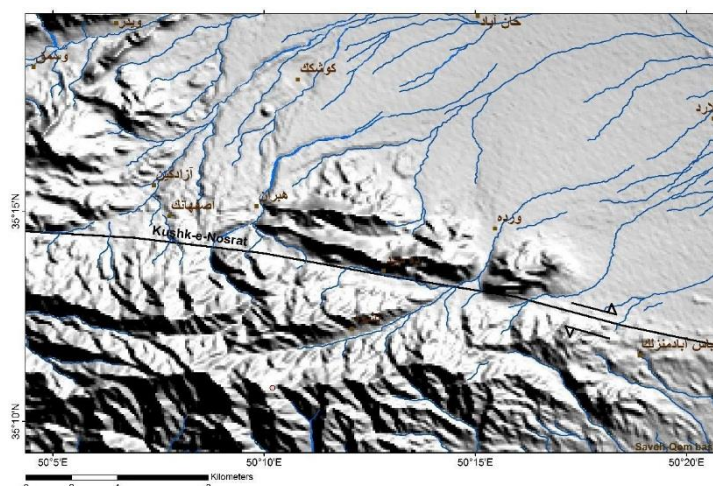
ج



د

شکل ۲- شواهد وارونگی دگرریختی شامل پیش راندگی، گسل های نرمال فسیل شده یا وارون شده (مقادیر قایم برابر با دو برابر زمان سیر موج لرزه ای بر اساس ثانیه است). گسل های فعال شده به صورت معکوس در فاز وارونگی، با پیکان های دو سویه نمایش داده شده‌اند. موقعیت خطوط لرزه‌ای در شکل ۱ نمایش داده شده است. الف تا ج- به ترتیب تفسیر خطوط لرزه‌ای A، B و C را نمایش می‌دهد. د- حالت‌های ممکن دگرریختی در سامانه‌های گسلی نرمال وارون شده که برخی منطبق یا گسل‌های فشاری تشکیل شده در فاز وارونگی حوضه‌هاست (کووارد و همکاران، ۱۹۹۱).

پهنه گسلی کوشک نصرت در مجاورت گسل های نرمال قدیمی با شیب به سمت جنوب باختر قابل شناسایی است (شکل ۳). پهنه‌های راندگی جدیدتری در جنوب باختر گسل کوشک نصرت و در سطوح کم عمق بعد از مرحله کشش تشکیل شده است. لایه‌های کربناتی سازند قم در جاده قدیم تهران-ساوه، شیبی برابر با 80° - 70° درجه به سمت جنوب تا جنوب باختر دارد. زون بالا آمده و راندگی که در جنوب گسل کوشک نصرت تشکیل شده‌اند، با توجه به مدل‌های تجربی، حاصل عملکرد گسل‌های پیش‌راندگی با مولفه جابجایی راست‌الغز راست‌بر است که به سمت مرکز حوضه جوان‌تر می‌شوند (شکل‌های ۲-الف، ب).



شکل ۳- جابجایی راست بر آبراهه ها در راستای گسل کوشک نصرت در جنوب روستای ورده، شمال خاور شهر ساوه.

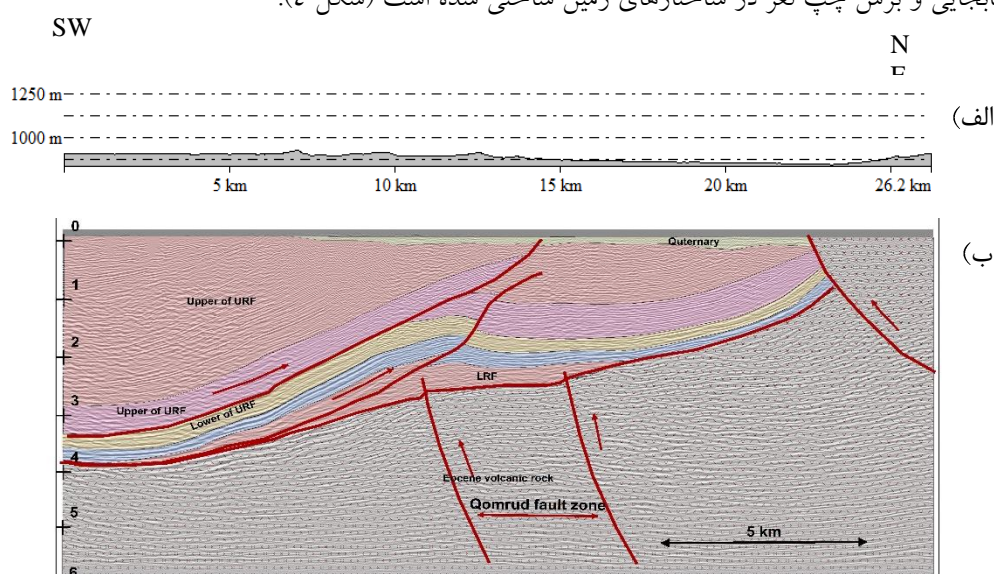
گسل خورآباد یا سراجه نیز به صورت یک گسل کششی سبب جابجایی و قرارگیری واحدهای آذرین اتوسن و سازند قم در فرادیواره در مجاورت سنگ‌های ژوراسیک در فرودیواره شده است و مجدداً در مراحل بعدی به صورت راندگی عمل کرده است و آنها را بریده است.

عامل تعیین کننده برای فعالیت گسل های کششی به صورت فشاری در مرحله وارونگی وابسته به شیب گسل های نرمال و تانسور تنش نو زمین ساختی است که بر اساس محورهای فشارش (P) و زاویه افتادگی خش خطها، محاسبه شده‌اند و دگرریختی راستالغز فشاری با جهت تنش بیشینه (N19E) را نشان می‌دهد (عباسی، ۱۳۹۳). بر این اساس عمدتاً صفحاتی که دارای شیب کمتر از ۵۰ درجه هستند میل به حرکت دارند. بنابراین جهت تنش در این بخش از ایران مرکزی یک انحراف ۲۰ درجه‌ای نسبت به البرز دارد و پهنه‌های ترافشاری با توجه به راستای گسل‌های طولی نسبت به میدان تنش نو زمین‌ساختی در منطقه، در حاشیه پهنه تراکششی اولیه و به موازات گسل های نرمال و قدیمی منطقه تشکیل شده است (شکل های ۱ و ۲).

با توجه به تفسیر داده‌های لرزه‌ای، گسل‌های عرضی با راستای شمال خاور، سازوکار راستالغز چپ بر، سن دونین [واکر و جکسون ۲۰۰۴، نوگل سادات ۱۹۷۸] و مولفه شیب لغز، سنگ بستر و چینه‌های رسوبی حوضه‌ها را بریده است و گسل‌های طولی حاشیه حوضه ساوه-قم را قطع کرده است. مهمترین این گسل‌ها، پهنه گسلی قمرود است که به موازات گسل‌های تلخه و مرنجاب (جنوب حوضه آران) در جنوب حوضه‌های قم-ساوه و گسل عرضی باختر و جنوب ساوه قرار دارد (مختاری و مهشادینا، ۱۳۹۶).

گسله راستالغز چپ‌بر قمرود یک گسل عرضی با درازای احتمالی ۱۰۵ کیلومتر و راستای N50E است که برای اولین بار در مطالعات ریز پهنه‌بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای شهر قم پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله [حمزه‌لو و مهشادینا ۱۳۸۳] معرفی شد. صفایی (۲۰۰۹) درازای گسل را ۸۵ کیلومتر برآورد کرده است. این گسل راستالغز چپ بر از مرکز شهر قم و به موازات رودخانه قمرود عبور می‌کند و پادگانه‌های رودخانه و سنگ‌های میوسن را در تاق‌دیس البرز بریده است. عملکرد گسل سبب حفر عمیق رودخانه قمرود و تولید مخروط افکنه بیضی شکل با طول ۴ کیلومتر در سمت شمال تاق‌دیس البرز شده است [بابا احمدی و همکاران، ۲۰۱۰]. مطالعات مغناطیس‌هوایی ناحیه ای وجود ناهنجاری‌های مغناطیسی بزرگ را که توسط گسل قمرود بریده و بیش از چندین کیلومتر جابجا شده است، نشان می‌دهد. این مقدار مشابه با جدایش افقی است که از مطالعات مختلف زمین‌شناسی میدانی سطحی به دست آمده است. این دسته از گسل‌ها در

مقاطع لرزه‌ای و همچنین دید افقی نقشه به وسیله گسل‌های دارای راستای شمال باختر قطع می‌شوند به همین دلیل قدیمی تر از ساختارهای زمین ساختی درون حوضه‌ها محسوب می‌شوند. این گسل‌ها در لرزه‌خیزی و شکل‌گیری حوضه‌های فراکش فرعی منطقه و تکه‌بندی حوضه‌ی عظیم اولیه به حوضه‌های کششی فرعی موثر بوده‌اند. لرزه‌خیزی کنونی در لبه جنوب باختری حوضه‌ها حاصل جابجایی‌های راستالغز راست بر با آرایش پلکانی به موازات راستای گسل عرضی قمرود است. که سبب تشکیل پهنه‌های ترفشارش را با فعالیت کوتاه‌تر است (شکل ۱). تمامی این گسل‌ها رسوبات کوتاه‌تر را دگرریخت کرده‌اند و نشانگر فعالیت‌های جدید در پهنه قمرود هستند. با توجه به قدیمی بودن این پهنه گسلی نسبت به ساختارهای زمین ساختی حوضه‌های کششی البرز و آران و وجود شواهد بریدگی توسط گسل‌های شمال باختری در مقاطع لرزه‌ای (شکل‌های ۴ و ۶)، می‌توان این گسل‌پی سنگی را در حال حاضر فعال و تاثیر گذار در لرزه زمین ساخت منطقه دانست. به طوری که غالب زمین لرزه‌های مهم و بزرگ در جنوب شهر قم در تقاطع گسلی قمرود و گسل‌های با راستای شمال باختری (انتهای گسل ایندس و گسل خورآباد و ساختارهای چین خورده موازی آن) رخ داده است. گسل سارم با درازای ۲۵ کیلومتر یک گسل معکوس بزرگ زاویه و بخشی از پهنه‌ی گسلی قمرود است که رسوبات کوتاه‌تری قدیمی و جدید را در کنار هم قرار داده است و محور تاقدیس کم‌رکوه را جابجا ساخته است و در برخی نقاط سبب فرایش و برخاستگی نهشته‌های پلیوسن و کوتاه‌تری به میزان ۶۰ متر شده است. تفسیر داده‌های لرزه‌ای نشانگر فعالیت این گسل و تاثیر گذاری آن بر روی لایه‌های کوتاه‌تر و سطوح دگرشیبی مرتبط با انتقال فازهای ریفتزایی و پس از ریفتزایی است. هندسه گسل قمرود راندگی با شیب به سمت شمال باختر است. مولفه جابجایی چپ‌بر این راندگی سبب جابجایی و برش چپ لغز در ساختارهای زمین ساختی شده است (شکل ۴).



شکل ۴- خط لرزه ای D، الف- مقطع توپوگرافی ب- خط لرزه ای D در برکه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ قم. مقادیر قایم برابر با دو برابر زمان سیر موج لرزه ای بر اساس ثانیه است. موقعیت گسل قمرود در میانه خط لرزه ای و پیش راندگی جوان در سمت راست (شمال خاور) خط لرزه ای قابل مشاهده است. وارونگی کرنشی همزمان با نهشتگی بخش‌های بالایی سازند سرخ بالایی سبب عملکرد فشاری گسل‌ها با شیب به سمت جنوب باختر و افزایش تاقدیس‌های البرز و سراجیه شده است. گسل‌های راندگی از جمله پیش راندگی‌های شمال خاور تاقدیس سراجیه، نشانگر وارونگی دگرریختی است که در مطالعات قبلی ادامه جنوب خاوری گسل کوشک نصرت معرفی شده است.

یکی دیگر از خطواره گسلی عرضی خطواره یحیی‌آباد-سرخویه با شیب به سمت شمال باختر و راستای شمال خاوری است که حوضه‌های ریفتی منطقه را متاثر ساخته است (شکل ۱). جابجایی راستالغز چپ بر رسوبات جدید

کواترن و در خطوط لرزه ای بازتابی نشانگر فعالیت‌های جدید این خطواره‌های ساختمانی است و قدیمی‌تر از ساختارهای زمین ساختی وابسته به حوضه های فراکش منطقه محسوب می شوند (شکل‌های ۲ و ۴-ب) این پهنه گسلی همانند گسل قمرود علاوه بر تاثیرگذاری بر لرزه خیزی ناحیه ای سبب خمیدگی در راستای گسله مرزی شمال باختری-جنوب خاوری (حاشیه جنوب باختری حوضه ساوه) می‌گردد. همانطور که اشاره شد فعالیت همزمان هر دو دسته گسل سبب شکل گیری حوضه های فراکش اصلی منطقه و تکه بندی حوضه عظیم اولیه به حوضه های کششی فرعی تر شده اند. زمین لرزه های دستگاهی در منطقه مورد مطالعه نیز به طور متمرکز بر روی این خطواره مغناطیسی سنگ بستر ثبت شده است (شکل ۱). عملکرد گسل عرضی قمرود سبب تشکیل خم جفت در محدوده بین انتهای جنوب خاوری گسل ایندس و انتهای شمال باختری گسل کاشان شده است. چنین ساختارهای زمین ساختی پتانسیل رخداد زمین-لرزه‌های بزرگتر از ۷ را دارا هستند. محور تاقدیس‌های البرز و سراجیه نیز به موازات گسل‌های اصلی با راستای شمال-باختری هستند. در حوضه البرز محور چین البرز متاثر از عملکرد گسل قمرود به باختر شمال باختر-خاور جنوب-خاوری تبدیل شده است (شکل ۱).

چین خوردگی و گسلش در مرحله وارونگی سبب بریدگی و جابجایی گسل های کششی شده‌اند. این وضعیت را بیشتر در بخش‌های سطحی تر مقاطع لرزه‌ای می‌توان مشاهده کرد. گسل جدایشی^۱ اصلی در منطقه مرز زیرین سازند سرخ زیرین را تشکیل می‌دهد که لغزش بر روی آن خصوصاً در فاز ترفشارش سبب تشدید چین خوردگی در چین‌های کششی-چرخشی البرز و سراجیه شده است. این لغزش های فشاری گاه سبب تشکیل راندگی ها جدید می‌گردد که به سمت سطح زمین رشد میکنند (شکل‌های ۵ و ۶). برخی از گسل‌های نرمال قدیمی به‌صورت گسل‌های راستالغز و فشاری در طی فازهای دگرریختی فشاری، مجدداً فعال شده‌اند (شکل ۷).

شاهد وارونگی مثبت در خط لرزه‌ای G، ساختار فروبومی-لغزشی است که عموماً به همراه تاقدیس‌های کششی-چرخشی تشکیل می‌شوند. این ساختار در فرادیواره گسل خورآباد-قم و در تمامی حوضه آران به طور کامل تشکیل شده است. در این مقطع گسل نرمال وارون شده خورآباد-قم مسبب تشکیل یک ساختار گل شکل^۲ مثبت با شیب بالا و جابجایی‌های معکوس در فرادیواره شده که عامل فرایش محلی است (شکل ۶). شدت دگرریختی فشاری این فروبوم‌ها در حوضه آران از شمال باختر به سمت جنوب خاور حوضه کاهش می‌یابد به صورتی که در خاور جمکران، چین‌های کششی هنوز حالت استوانه‌ای خود را حفظ کرده‌اند و شیب یال تاقدیس کششی کمتر از بخش‌های شمال باختری است. علاوه بر فروبوم‌ها، گسل نرمال وارون شده خورآباد، پس‌راندگی‌ها، گودال های عمیق (به همراه رسوبگذاری لایه‌های همزمان با ریفتی شدن) در بلوک فرا دیواره و در مجاورت گسل نرمال اولیه، تاقدیس کششی-برشی سراجیه که در فاز وارونگی فشرده و مطابق نیمرخ عرضی فشرده شده است و ارتفاع نسبی بالاتری نسبت به مناطق مجاور از شواهد وارونگی در این بخش از حوضه آران قابل تشخیص است. نیروهای فشاری بعد از میوسن بالایی سبب بسته شدن یال های تاقدیس و برخاستگی آن در حوضه شده است. با توجه به آن چه گفته شد می‌توان گفت که دگرریختی فعال در حوضه البرز-آران عمدتاً حاصل عملکرد گسل‌های پس‌راندگی^۳ و پیش‌راندگی^۴ با راستای شمال باختری است.

¹ Detachment

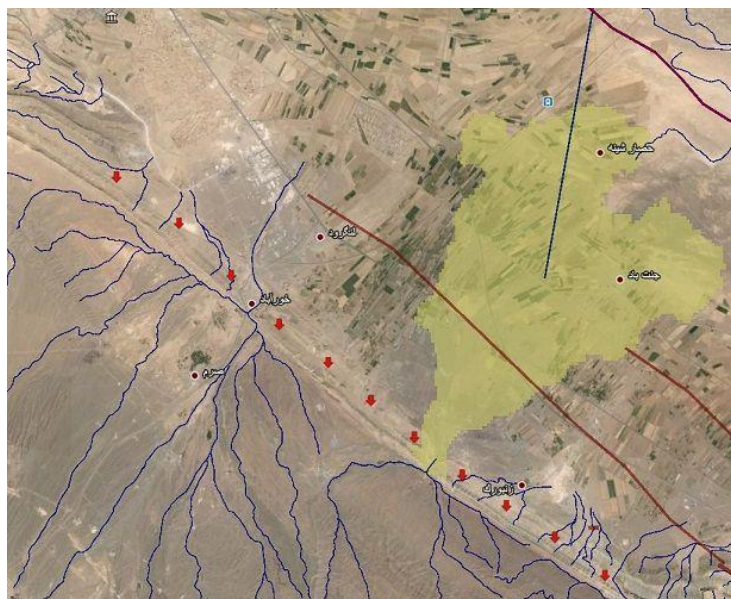
² Flower Structure

³ backthrust

⁴ Forethrust

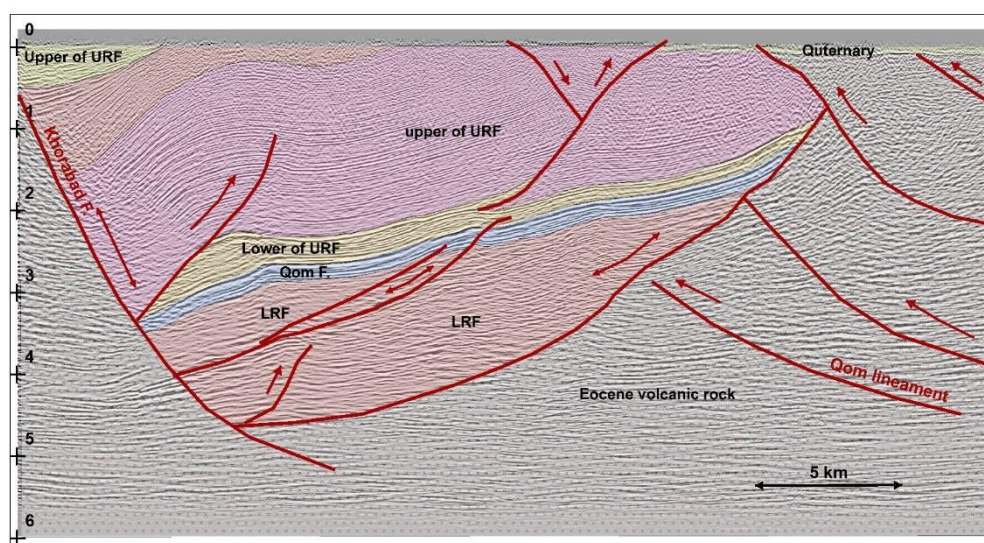
SW

NE



(الف)

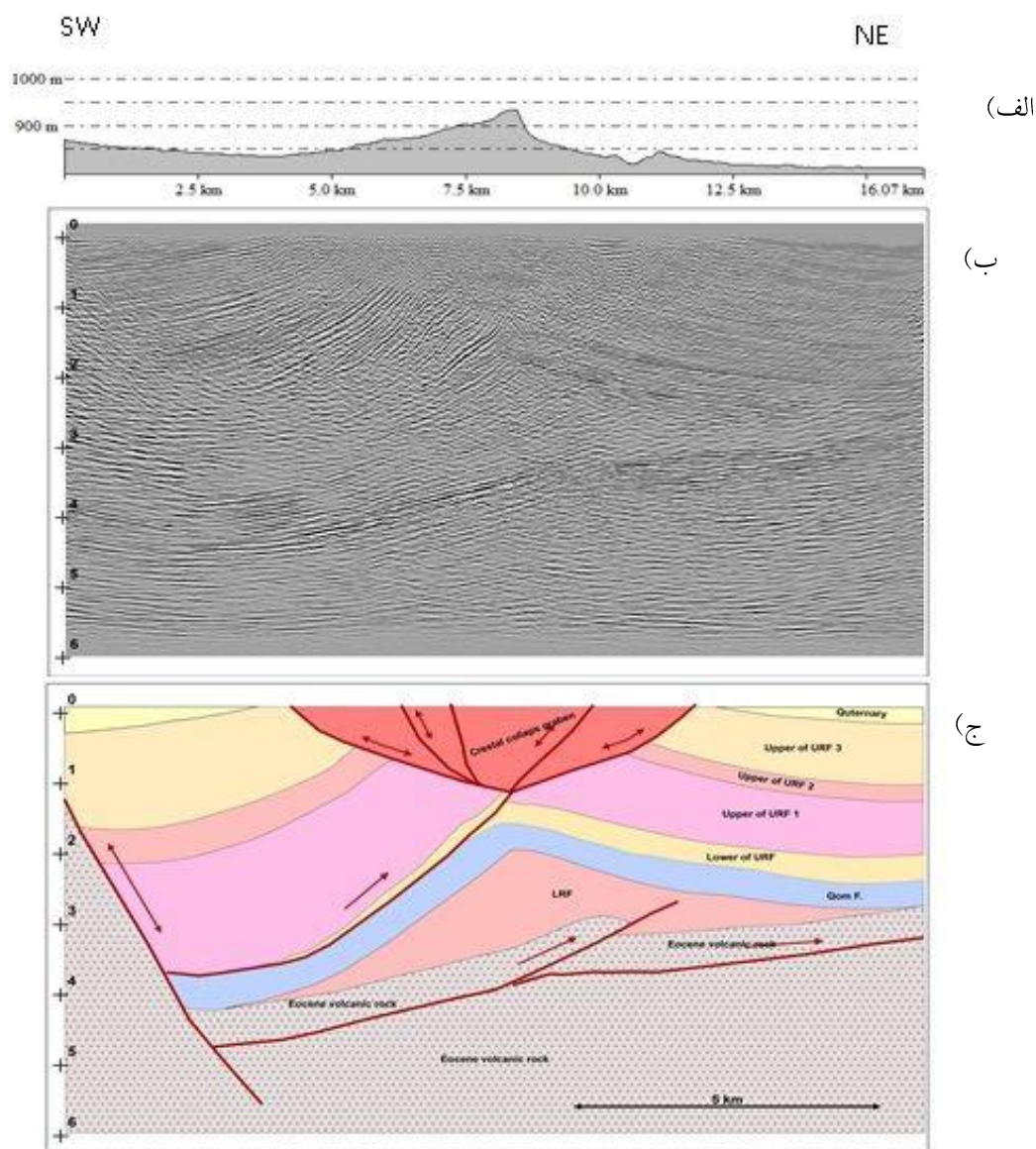
1000 m



(ب)

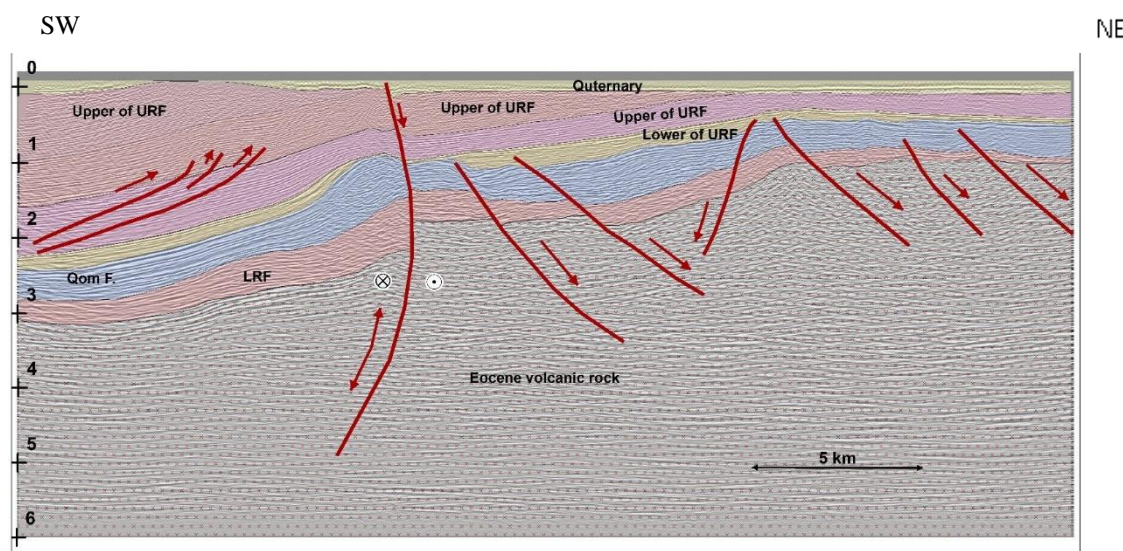
(ج)

شکل ۵- الف - موقعیت گسل مرزی خورآباد و گودال‌های عمیق در حاشیه جنوب باختر حوضه سراج بر روی تصاویر ماهواره‌ای، خط سیاه واقع در باختر روستای جنت آباد، انتهای خط لرزه ای E را نشان می‌دهد. پیکانها اثر گسل نرمال وارون شده خورآباد و خطوط قرمز نیز گسل‌های کششی فرعی وارون شده را درون حوضه سراج نشان می‌دهند. ب- مقطع توپوگرافی در راستای خط لرزه‌ای E (شکل ۱)، ج- تاقدیس کششی-برشی سراج بر روی فرادیواره یکی از شاخه‌های گسل نرمال خورآباد. تشکیل گودال‌های عمیق با رسوبگذاری لایه‌های همزمان با ریفتمی شدن در بلوک فرادیواره و در مجاورت شاخه‌های گسل خورآباد. نیروهای فشاری بعد از میوسن بالایی سبب بسته شدن یال‌های تاقدیس و برخاستگی آن در حوضه شده است.



شکل ۶- ساختارهای فشاری در فرادیواره گسل مرزی خورآباد (خط لرزه‌ای G): الف- مقطع ارتفاعی، ب- خط لرزه‌ای تفسیر نشده، ج- خط لرزه‌ای تفسیر شده.

گسل‌های نرمال در حوضه آران باعث جابجایی سازندهای آذرین‌های ائوسن، سرخ زیرین، قم و بخش‌های زیرین سرخ بالایی (لایه‌های تبخیری) شده است. در میانه خط لرزه ای F یک گسل نرمال قاشقی با شیب رو به سمت جنوب باختر و راستای شمال باختر-جنوب خاور وجود دارد که متأثر از وارونگی کرنش بعد از میوسن، به صورت گسل معکوس مجدداً فعال شده است (شکل ۷). افزایش ضخامت لایه‌های همزمان با ریفتی شدن (سرخ زیرین تا بخش‌های بالایی سرخ بالایی) در فرادیواره نشانگر عملکرد کششی این گسل نرمال در زمان ریفتی شدن حوضه است. در این خط لرزه‌ای، سازوکار وارونگی و فعالیت مجدد گسل‌های نرمال به صورت معکوس قابل مشاهده است. شواهد رسوبگذاری لایه‌ها، به صورت همزمان با ریفتی شدن در سازندهای سرخ زیرین، قم و سرخ بالایی قابل اثبات است که از معادل‌های خود در بلوک فرودیواره ضخیم‌تراند. گسل‌های فعال شده به صورت معکوس در فاز وارونگی، با پیکان‌های دو سویه نمایش داده شده‌اند.

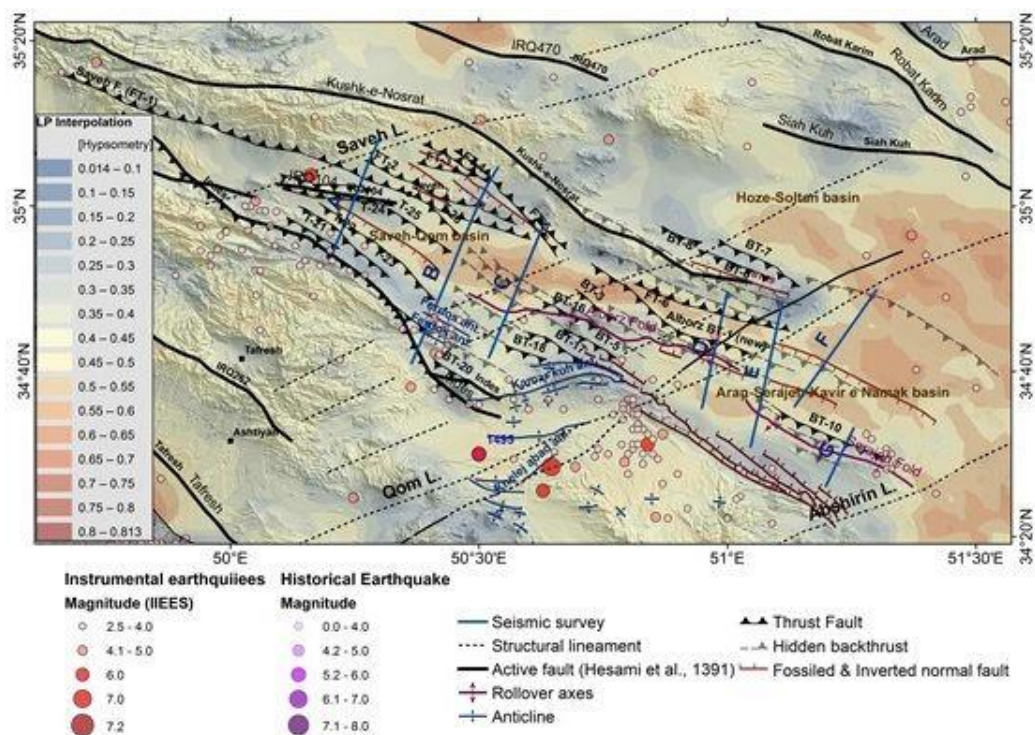


شکل ۷- گسل های نرمال در خط لرزه ای F'. خط لرزه ای تفسیر شده. گسل های شمال خاور گسل وارون شده میانه خط لرزه ای، جابجایی لغزش عادی در فاز رفتی شدن را نشان می دهند ولی احتمالاً وارنگی سبب تجدید فعالیت این گسل ها به صورت فشاری نشده است.

۴-۲- مطالعات زمین ریخت ساختاری

اثبات تداوم و پیشرفت دگرریختی در خم ها و پله های زمین ساختی، شناسایی گسل های فعال، مقایسه نسبی فعالیت ساختارها و پتانسیل رخداد زمین لرزه ها در حوضه های رسوبی منطقه که مطالعات دیرینه لرزه زمین ساخت و پیشینه لرزه ای دستگاهی و تاریخی کافی نیست، با شاخص های ژئومورفیکی انجام گرفت که یک ابزار اولیه برای تشخیص مناطقی با دگرریختی زمین ساختی سریع محسوب می شود (کلر و پیتر، ۱۹۹۶؛ بول، ۲۰۰۷). برای این منظور شاخص انتگرال هیپسومتری برابر با توزیع مساحت ارتفاعات متفاوت محاسبه شد. مقادیر بالای این شاخص بیانگر عوارض جوان و حفر جدید یک سطح ژئومورفیک جوان (مناطق مرتفع با بریدگی های عمیق) است (همدون و همکاران، ۲۰۰۸). مقدار متوسط و منحنی های S مانند، نشان دهنده مرحله بلوغ است (کلر و پیتر، ۲۰۰۲) و مقادیر پایین آن نشان دهنده مناطق کم ارتفاع و فرسایش یافته است. به این منظور استخراج حوضه های زهکشی و آبراهه ها از مدل های ارتفاعی رقومی انجام گرفت و با بررسی برخی شاخص های ژئومورفیک، گسل های اصلی و فعال منطقه شناسایی شده است. نتایج حاصله نشانگر وجود نیروهای فشاری با اعمال فرایش در بخش مرکزی حوضه های رسوبی قم-ساوه، آران-کویر نمک و فرادیواره پیش راندگی های شمال خاور حوضه ساوه خصوصاً راندگی ساوه است. مهمترین گسل های فعال شیب لغز درون حوضه ساوه در فاصله بین پیش راندگی ساوه و محور تاقدیس البرز متمرکزند و راندگی البرز را شامل می شود (شکل ۸). بر این اساس تغییر شرایط زمین ساختی کششی به فشاری در این بخش از حوضه های رسوبی منطقه دارای سن جوانی است. بخش های فروافتاده در فرادیواره گسل های مرزی قدیمی که حوضه های رسوبی را هنوز در منطقه تشکیل می دهند، مقادیر بالایی از شاخص هیپسومتری را نمایش می دهند. با توجه به این نتایج این بخش ها در حال حاضر در حال فرایش است بنابراین شرایط کشش در اثر عملکرد گسل های قدیمی حاشیه حوضه و گسل های درون حوضه ای در حال حاضر متوقف شده و نیروهای فشاری با تشکیل راندگی های جدید در درون حوضه (مقاطع لرزه ای بازتابی) و فشرده شدن تاقدیس های کششی-چرخشی که عامل برافراشتگی آبرفت های درون حوضه ای است در منطقه حاکم است. این وضعیت سبب تشکیل بالارانش های مهمی در شمال باختر ایران مرکزی شده است که منطقه مورد مطالعه را نیز در بر گرفته است

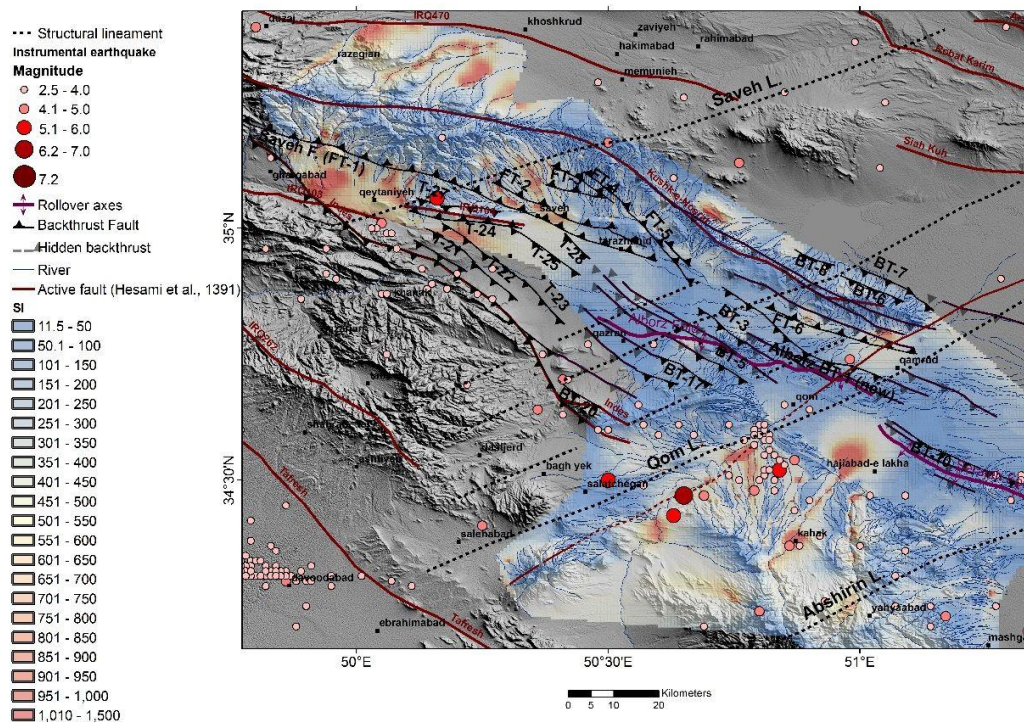
(شکل ۸). در برخی بخش های جنوب گسل کوشک نصرت نیز وارونگی کرنشی از کشش به فشارش قابل تشخیص است.



شکل ۸- نقشه توزیع شاخص هیسومتری به روش درونابی به روش LPI.

شاخص حساس دیگر نسبت به حرکات فرایشی، شاخص شیب رودخانه است. این شاخص در کنترل شدید جنس سنگ های بستر است و ابزار تشخیص فرایندهای اولیه فعالیت زمین ساختی در حوضه های رودخانه ای کوچک، محسوب می شود (توروانی و دلاستا، ۲۰۰۸). به این صورت که مقادیر بالای این شاخص نشان دهنده مقاومت فرسایشی بالای لایه های سنگی یا حضور پهنه های زمین ساختی فعال است. سنگ های مقاوم کانال های شیب دار ایجاد می کنند. ایجاد گسل های شیب لغز در سنگ های مقاوم سبب اختلاف ارتفاع قابل توجه در نیمرخ طولی رودخانه می شود در مقابل گسلش در سنگهای سست تغییر قابل توجهی در میزان SL به وجود نمی آورد بنابراین شاخص SL بالا بر روی سنگ های نرم و سست می تواند وجود فعالیت های زمین ساختی جوان را تأیید کند. در چنین شرایطی می تواند یک ابزار نسبی با ارزش برای ارزیابی زمین ساخت فعال محسوب شود (کلر و پیتر، ۱۹۹۶). در این مطالعه ۱۵۰۰ رودخانه با جنس سنگ بستر یکسان به منظور محاسبه شاخص انتخاب شدند. علاوه بر این چندین رودخانه با جنبش قائم بلند مدت انتخاب شد و تغییرات SL با موقعیت گسل های مدفون و یا به سطح رسیده ی شناسایی شده به روش لرزه نگاری مطابقت داده شد. محاسبه این شاخص در حوضه های منطقه نشان می دهد که شیب های تندتر در مجاورت جبهه کوهستان و در طول حاشیه های حوضه های رسوبی و گسل های مرزی وجود دارد و راستای گسل های ایندس و کاشان از این مرز تغییرات شاخص گرادیان طول متابعت می کند. بنابراین این شیب های تند به احتمال در اثر عملکرد گسل های فشاری جدید ایجاد شده است (شکل های ۱ و ۹). با توجه به سنگ شناسی سازندهای داخل حوضه های فروافتاده به نظر می رسد که جذب جابجایی ها به وسیله سازند سرخ زیرین و بخش زیرین سازند سرخ بالایی سبب شده است که تغییرات شیب شاخص طولی در بخش هایی که راندگی های مدفون دربخش های زیرین سکانس چینه ای حوضه ها (منشا گرفته از مرز بین

آذرین های ائوسن و سازند سرخ زیرین) وجود دارد ناچیز باشد. بنابراین تنها بر اساس تغییرات مقادیر SL نمی توان نظری در ارتباط به سطح فعالیت و میزان جابجایی شیب لغز این گسل ها داد.



شکل ۹- توزیع شاخص SL در حوضه قم-ساره و مناطق مجاور. مقادیر این شاخص در موقعیت پس راندگی ها و پیش راندگی های حوضه البرز عمدتاً پایین است. این وضعیت یا به دلیل وارونگی لغزشی و یا اثرات تعدیلی سازند های ضخیم سرخ زیرین و بالایی نهشته شده درون حوضه است.

بیشینه مقادیر شاخص SL در داخل حوضه در راستای گسل های راندگی با اثر گسیختگی سطحی مشاهده می شود. بر این اساس بخش های خاوری راندگی ساره مقادیر شاخص طولی بالایی نشان می دهد. رودخانه ها در این بخش جابجایی های راستالغز راست بر قابل توجهی نشان می دهند. سایر پیش راندگی ها در فرادیواره گسل ساره در شمال خاور گسل ساره نیز همانند گسل ساره جابجایی های شیب لغز بالایی در رخنمون های ابرفتی کواترنر نشان می دهد (شکل ۹). بنابراین یکی از نقاط فعال حوضه ساره، پیش راندگی هایی است که در جنوب باختر گسل کوشک نصرت تشکیل شده اند. این راندگی ها در تقاطع با خطواره ساره احتمال رخداد زمین لرزه های بزرگ را بالا می برد. بر اساس شاخص شیب طولی رودخانه، گسل ساره و سایر پیش راندگی ها در فرادیواره آن در محل خمیدگی گسل کوشک نصرت (در محدوده شهر ساره)، فعالیت زمین ساختی بالایی را نمایش می دهند. شاخص هیپسومتری تنها ارتفاعات شمال روستای قیطانیه (در فرادیواره گسل ساره) را فعال نشان می دهد.

۵- نتیجه گیری

فعالیت کششی قوی همراه با رسوب گذاری سازند ستر آذرین های کرج در شمال باختر ایران در ائوسن رخ داد که نشان از یک فاز کششی گسترده است. بنابر نتایج به دست آمده، تشکیل حوضه ها می تواند حاصل جایگیری پهنه های تراکشش در بخش های خاتمه گسل های راستالغز هم پوشان باشد. زمان بازشدن حوضه های ساره-قم و آران پس از نهشته شدن

آذرین‌های ائوسن است. بنابر تاریخچه فازهای کشتش و فشارش در بلوک‌های مختلف ایران در ارتباط با زون‌های فرورانش نئوتیس، همزمانی بین بازشدگی حوضه‌های قم ساوه و آران با بخش‌های دیگر ایران مرکزی وجود ندارد و حوضه‌های کشتی قم ساوه و آران مرتبط با یک میدان کشتی محلی است. محیط رسوب‌گذاری سازندهای جوانتر از ائوسن شامل سرخ زیرین- قم و سرخ بالایی در منطقه مورد مطالعه در حوضه‌های محلی نهشته شده‌اند. همزمانی وارونگی کرنشی از کشتش به فشارش با نهشتگی لایه‌های میوسن بالایی تعیین شد.

شواهد تغییر رژیم زمین‌ساختی به فشاری و توقف فرونشست حوضه شامل نازک‌شدگی لایه‌های سرخ بالایی به سمت چین‌های درون حوضه‌ای است. این وضعیت همراه با رشد و بسته‌تر شدن چین‌ها (تاق‌دیس البرز و سراج) به همراه فرسایش قله چین‌هاست. این فرسایش حاصل برجستگی مثبت سطح زمین به‌خصوص در قله چین‌هاست. در مرحله فشاری، گسل‌های نرمال اولیه یا وارون شده‌اند و یا با گسل‌های فشاری جدید جایگزین شده‌اند. وارونگی و کوتاه‌شدگی با گسل‌های پس‌راندگی عمدتاً در جنوب باختر حوضه که از گسل جدایشی در قاعده سرخ زیرین منشأ می‌گیرد (مانند گسل البرز)، بلوک‌های برهم‌رانده در محل گسل نرمال قدیمی (مانند راندگی‌های جدید ایندس با شیب به سمت جنوب باختر)، پیش‌راندگی در شمال‌خاور حوضه (از جمله راندگی ساوه) و وارونگی برخی از گسل‌های نرمال قدیمی در مرکز حوضه (از جمله IRQ104) تأمین می‌شود.

بر اساس شاخص ژئومورفیک نیز، تغییر شرایط کشتش به فشارش دارای سن جوانی است. دگرریختی فعال در این حوضه‌ها حاصل عملکرد گسل‌های پس‌راندگی و پیش‌راندگی با راستای شمال باختر است. در حال حاضر، کوتاهشدگی درون حوضه‌ها سبب شاخص هیپسومتری بالا، تشکیل راندگی‌های جدید و فشردگی تاق‌دیس‌های کشتی-چرخشی شده است. شواهد دگرریختی کشتی بر اساس هندسه حوضه‌های زهکشی و شاخص‌های ژئومورفیک در هیچ بخش از حوضه‌ها وجود ندارد. حوضه ساوه در حد فاصل راندگی ساوه و یال شمالی تاق‌دیس البرز، زمین‌ساخت فعال با نرخ فرایش بالا را نشان می‌دهد. بخش‌هایی از فرادیواره راندگی ساوه و پیش‌راندگی‌های جنوب گسل کوشک نصرت فعالیت‌های فرایشی جوان را نشان می‌دهند.

حوضه‌ها محل برخورد سامانه‌های گسلی شمال باختری با گسل‌های عرضی شمال‌خاوری است. گسل‌های عرضی در خطوط لرزه‌ای با گسل‌های طولی با راستای شمال باختری قطع می‌شوند و عامل خمیدگی گسل‌های مرزی، شکل‌گیری خم‌های فشاری و کشتی منطقه هستند. زمین‌لرزه‌ها نیز در محل تقاطع این دو دسته گسل متمرکز هستند.

سپاس و قدردانی

از داوران مقاله آقایان دکتر محمدرضا قاسمی و دکتر محمدرضا شیخ‌الاسلامی تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] امینی، ب.، امامی، م.، ه.، ۱۳۷۵، نقشه زمین‌شناسی برگه یک صد هزار آران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۲] بهارفیروزی، خ. و همکاران، ۱۳۸۷، نقشه زمین‌شناسی برگه یک صد هزار رباط کریم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۳] جمالی فرشاد، حسامی آذر خالد، قرشی منوچهر، ۱۳۸۷، گسل‌های جنوب و قطعه بندی پهنه گسلی قم - زفره در گستره میان زفره تا شمال کاشان، فصلنامه علوم زمین، دوره ۱۷ شماره ۶۸، صفحه ۱۸۹-۱۸۲.
- [۴] حاجیان، ج.، امینی، ب.، م.، امینی جهرق، م.، ر.، ۱۹۷۰، نقشه زمین‌شناسی برگه یک صد هزار تفرش، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.

- [۵] حمزه لو، حسین و مهشادینا، لایلا، ۱۳۸۳، ریز پهنه بندی ژئوتکنیک لرزه‌ای شهر قم پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- [۶] رادفر، ج.، کهنسال، ر.، ۱۳۸۳، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار اراک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۷] رادفر، ج.، کهنسال، ر.، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار فرمهین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۸] زمانی پدرام، م.، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار قم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۹] صالحی پور باورصاد، ب.، ۱۳۸۴، تعیین رخساره های لرزه‌ای سازند قم با استفاده از تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری در میدان البرز (حوضه ایران مرکزی)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده فنی دانشگاه تهران.
- [۱۰] عباسی، م.ر.، ۱۳۹۳، شناسایی گسل‌های فعال به کمک بررسی شبکه‌های زهکشی در منطقه آوج-بویین زهرا، گزارش پژوهشی بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- [۱۱] علایی مهابادی، س.، خلعتبری جعفری، ب.، م.، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار نوبران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۱۲] قلمقاش، ج.، باباخانی، ع.ر.، ۱۳۷۷، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار کهک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۱۳] قلمقاش، ج.، فنودی، م.، مهرپرور، م.، ۱۳۷۷، نقشه زمین شناسی برگه یک صد هزار ساوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- [۱۴] مختاری، م. و مهشادینا، ل.، ۱۳۹۶، شناسایی و مدل‌سازی گسل‌های فعال حوضه قم با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه، ژئومورفولوژیکی و لرزه‌نگاری بازتابی"، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

- [15] ABAIE, I., ANSARI, J.J., BADA KHSHAN, A., and JAAFARI, A., 1964, History and development of the Alborz and Sarajeh fields of central Iran: World Petroleum Congress Proceedings, Section II, Paper 13, PD3, p. 697–713.
- [16] ALLEN, M., J. JACKSON, R. WALKER, 2004. Late Cenozoic reorganization of the ArabiaEurasia collision and the comparison of short-term and longterm deformation rates, *Tectonics*, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.
- [17] BABA AHMADI, A., SAFAEI, H., YASSAGHI, A., VAFA, H., NAEIMI, A. & MADAIPOUR, S., 2010, "A study of Quaternary structures in the Qom region, west central Iran", *Journal of Geodynamics*, Vol. 50 (5): 355–367.
- [18] BARRIER, E., VRIELYNCK, B., BRUNET, M.-F., BERGERAT, F. & SOSSON, M. 2008. Toward a model of tectonic evolution of the Middle East since Mesozoic. In: Abstract International Geological Congress, Oslo, August 6–14 2008. <http://www.cprm.gov.br/33IGC/1343751.html>
- [19] BARZEGAR, F., 2006, Final report: EXPLORATION STUDY OF HYDROCARBON IN SAVEH - QOM - KASHAN – ZAVAREH REGIONS. NIOC.
- [20] BERBERRIAN, M., and KING, G.C.P., 1981, Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 210–265, doi: 10.1139/e81-163.
- [21] BILHAM, R. & KING, G. 1989. The morphology of strikeslip faults: examples from the San Andreas fault, California. *Journal of Geophysical Research*, 94, 10 204–10 216.
- [22] BINA, M.M., BUCUR, I., PREVOT, M., MEYERFELD, Y., DALY, L., CANTAGREL, J.M., and MERGOIL, J., 1986, Palaeomagnetism, petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran: *Tectonophysics*, v. 121, p. 303–329, doi: 10.1016/0040-1951(86)90050-8.
- [23] BRUNET, M.-F., SHAHIDI, A., BARRIER, E., MULLER, C. & AIDI, A. 2007. Geodynamics of the South Caspian Basin southern margin now inverted in Alborz and KopetDagh (Northern Iran). *Geophysical Research Abstracts*, European Geosciences Union, Vienna, 9, 08080. <http://www.cosis.net/abstracts/EGU2007/08080/EGU2007J-08080.pdf>
- [24] BULL, W.B., 2007. *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*. Blackwell, Malden.
- [25] COWARD, M.P., GILLCRIST, R., TRUDGILL, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. In: Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds.), *The Geometry of Normal Faults*, 56. Geological Society Special Publication, pp. 93–113.

- [26] COWIE, P., ATTAL, M., TUCKER, G., WHITTAKER, A., NAYLOR, M., GANAS, A., and ROBERTS, G., 2006, Investigating the surface process response to fault interaction and linkage using a numerical modelling approach: *Basin Research*, v.18, p.231–266.
- [27] CUNNINGHAM, D., MANN, P., 2007. Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. *GEOLOGICAL SOCIETY SPECIAL PUBLICATION NO. 290*.
- [28] DEGHANI, G.A. & MAKRIS, J., 1984. The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrbuch Geol. Paleont. Abh.*, 168, 215–229. DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. & Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425–478.
- [29] GANSSER, A., 1955, New aspects of the geology of Central Iran: Proceedings, Fourth World Petroleum Congress, Section 1/A/5, Carlo Colombo, Rome, p.286–305.
- [30] GOMES, C.J.S., FILHO, A.D., POSADA, A.M.A., SILVA, A.C.D., 2010, The role of backstop shape during inversion tectonics physical models, *Anais da Academia Brasileira de Ciências* (2010) 82(4): 997-1012, ISSN 0001-3765.
- [31] HAMDONI, R.E. IRIGGARAY, C. FERNANDEZ, T. CHACON, J. KELLER, E.A (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*. 96.
- [32] HESSAMI, K., JAMALI, F. and TABBASI, H., 2003, Major Active Faults of Iran, Scale 1:2500000 (Tehran: International Institute of Earthquakes Engineering and Seismology).
- [33] HINSCH, R., DECKER, K., PERESSON, H., 2005. 3-D seismic interpretation and structural modeling in the Vienna Basin: implications for Miocene to recent kinematics. *Journal of Austrian Earth Sciences*, in press.
- [34] KABOLI, M., 2000. Archaeological Survey at Qomrod. Iranian Cultural Heritage Organization.
- [35] KELLER, E. A., and N. PINTER (Eds.) (2002), *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*, 2nd ed., 362 pp., Prentice Hall, Upper Saddle River, N. J.
- [36] KELLER, E.A., PINTER, N., 1996. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey.
- [37] MASSON, F., CHERY, J., HATZFELD, D., MARTINOD, J., VERNANT, P., TAVAKOLI, F., GHAFORY ASHTIANI, M., 2005. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquake and geodetic data. *Geophysical Journal International* 160, 217–226.
- [38] MORLEY, C.K., KONGWUNG, B., JULAPOUR, A.A., ABDOLGHAFOURIAN, M., HAJIAN, M., WAPLES, D., WARREN, J., OTTERDOOM, H., SRISURIYON, K., and KAZEMI, H., 2009, Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area: *Geosphere*, v. 5, p. 325–362, doi: 10.1130/GES00223.1.
- [39] NOGOLE SADAT, M.A.A. (1978) Les zone de décrochement et les virgations structurales en Iran. Consequences des resultants de lanalyse structurale de la reigon de qom. These Univ. Scientifique et Medicate de grenoble; 201p.
- [40] SAFAEI, H., 2009, Study of seismicity and risk of earthquakes of Kashan city, project number 103/9/4226, Isfahan University Research Council, 230pp.
- [41] SHAHIDI, A. 2008. Tectonic evolution of Northern Iran (Alborz and Kopet Dagh) since the Mesozoic. PhD thesis, Universite Pierre et Marie Curie, Paris (in French).
- [42] SORLIEN, C. C., AKHUN, S. D., SEEGER, L., STECKLER, M., SHILLINGTON, D., KURT, H., ÇİFCİ, G., POYRAZ, D. T., GURCAY, S., DONDURUR, D., İMREN, C., PERİNCEK, E., KUCUK, M. DIEBOLD, J. B., 2012, Uniform basin growth over the last 500 ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2011.10.006.
- [43] STAMPFLI, G.M., and BOREL, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, p. 17–33, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00588-X.
- [44] TROIANI, F., 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.
- [45] VERNANT, P., NILFOROUSHAN, F., HATZFELD, D., ABBASSI, M.R., VIGNY, C., MASSON, F., NANKALI, H., MARTINOD, J., ASHTIANI, A., BAYER, R., TAVAKOLI, F., CHIERY, J., 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International* 157, 381–398.
- [46] WALKER, R., and JACKSON, J., 2004, Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran: *Tectonics*, v. 23, doi: 10.1029/2003TC001529

Evidence of transpressional tectonics in NW of central Iran sedimentary basins based on reflective data and geomorphic indices

L. Mahshadnia, M. Mokhtari, S.A. Alavi

* l.mahshadnia@iiees.ac.ir

Received: December 2018, Accepted: September 2019

Abstract

The depressed basins of northwest central Iran are located in the structural step and between Soltanieh-Ipac-Koshk-e-Nosrat and Qom –Zefreh system (the Indes - Qom –Khurabad faults). The main process of deformation within the basin with extension and compression of specific structures are comparable and verifiable using experimental models. The extensional structures include roll-over folds and normal faults, resulting in deep sedimentary basins during deposition of the lower and upper red formations. The younger structures, includes back-thrusts and for-thrusts, shortcut, and pop up structures represents the reversal of tectonic of primary extensional basin. These sedimentary basins have been created in relation to the growth faults and hanging wall blocks So In the presence of roll-over fold and antithetic and synthetic faults therefore are suitable for entrapment of hydrocarbons during migration. The active structural features have been identified using combination of geomorphic characteristic and seismic reflection data. Accordingly, none of the old normal faults in the Saveh- Qom and Aran basin show at the present any extensional movement and the fault activity of boundary faults and extensional folding are compressional. The active parts are: hanging wall of Saveh, restraining bending at the end of Indes fault that has stream Length-Gradient (SL) index and high value hypsometric index (Hi). The central part of Saveh-Qom and Aran basin, although show high Hi but the SL is low. This situation is due to the moderating effects of the thick lower and upper red formations and evaporative layer within the basin. In the Aran basin due to incomplete coverage of seismic lines the absence of normal faults cannot be definitively confirmed. However, the center of Aran basin as of Qom-Saveh formed push up which marks the compression of this basin and also activity of reverse and thrust faults. Based on the existing surface and subsurface data set, active deformation in this area now is transpression basin and the interior domains are in the uplift.

Keywords: Active tectonic, Positive inversion, Extensional basin, Northwest Central Iran.