



فصلنامه زمین ساخت

پاییز ۱۴۰۲، سال هفتم، شماره ۲۷

doi 10.22077/jt.2025.9099.1199

واکاوی دگرریختی‌های مرز زون‌های ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه - دختر در ناحیه قم

حمید روح افزا^۱، حجت اله صفری^{۲*}، ایرج عبدالهی فرد^۳

۱- دانشجوی دکتری تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۲- دانشیار تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۳- دکتری تکنیک، مدیریت اکتشاف نفت، شرکت ملی نفت ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۱/۰۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۱۶

در این پژوهش، جهت واکاوی فرگشت دگرریختی‌های مرز کوهزاد ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، ناحیه قم انتخاب شد تا با استفاده از روش‌های سنجش از دور، قابلیت‌های محیط GIS ساختارها شناسایی شده و سپس با تحلیل ساختارها، فرگشت زمین ساختی این ناحیه در قالب بررسی‌های ساختاری پیگیری شود. نتایج نشان داد که گسل قم-زفره به عنوان مرز این دو زون ساختاری یک گسل پی سنگی با سازوکار راست‌بر با مقداری مولفه معکوس بوده که باعث برخاستگی در کمربند ارومیه- دختر و فرونشست شدید در لبه جنوب‌باختری ایران مرکزی شده است. همچنین عملکرد این گسل بزرگ مقیاس، سبب تشکیل تاقدیس‌های سراج و البرز تحت اثر سازوکار چین خوردگی جدایشی در شمال این دشت فروافتاده شده است و نهایتاً، الگوی گلابتونی از بلوکهای برخاسته-فروافتاده در مرز دو زون ساختاری ایران مرکزی و کمربند ارومیه- دختر شده است. تحلیل‌های جنبشی ساختارها حکایت از دو نسل دگرریختی بر روی گسل قم-زفره و پیرامون آن دارد. که می‌تواند در اثر تغییر در بردار حرکتی ناشی از همگرایی صفحات عربی و ایران باشد.

کلید واژه‌ها: ایران مرکزی، کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، فرگشت ساختاری، گسل قم - زفره، الگوی گلابتونی

*ایمیل: safari.ho@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰

Deformation Analysis of Central Iran and Uromia-Dokhtar Magmatic Arc Boundary in Qom Region

Hamid Roohafza¹, Hojjat ollah Safari^{2*}, Iraj Abdollahi Fard³

1- PhD student of Tectonics, Geology department, College of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

2- Associate Professor of Tectonics, Geology department, College of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran

3- PhD in Tectonics, Exploration Directorate of National Iranian Oil Company

Abstract:

In this research, the evolution of deformations of the Central Iranian and the Uromia-Dokhtar magmatic belt boundary was analyzed. The Qom region was selected for determining the structures using remote sensing methods and GIS capabilities. By analyzing the structures, the tectonic evolution of this region was investigated through structural studies. The results revealed that the Qom-Zefrah fault, serving as the boundary of these two structural zones, is a basement fault with a right-lateral strike-slip mechanism and some reverse component. This fault has led to uplift in the Urmia-Dokhtar belt and subsidence in the southwestern edge of Central Iran. Additionally, the activity of this fault has resulted in the formation of the Sarajeh and Alborz anticlines through the detachment folding mechanism in the north of the subsided plain. Ultimately, a braided pattern of uplifted-subsidied blocks has been formed at the boundary of these structural zones. Kinematic analyses of the structures indicate two stages of deformation on the Qom-Zefrah fault and the adjacent area, possibly attributed to changes in the motion vector in the convergence of the Arabian and Iranian plates.

Keywords: Central Iran, Uromia-Dokhtar Magmatic Belt, Structural evolution, Qom-Zefreh Fault, Braided pattern

*Email: safari.ho@gmail.com

Tel: +989000000000

۱- مقدمه:

ایران مرکزی به مجموعه کوهزادی با شکل مثلثی (Nogol-e-sadat and Almasian, 1993) اطلاق می‌گردد که در داخل ریزقاره ایران جای گرفته است. در مرز جنوب- جنوب‌باختری این گستره، کمربندی از رخنمون‌های آذرین (درونی و بیرونی) با نام کمربند ماگمایی ارومیه- دختر (سهند- بزمان یا کمربند آذرین میانی) قرار گرفته است که بسیاری آن را حاصل فرورانش بخش اقیانوسی صفحه عربی به زیر ریزقاره ایران می‌دانند (Berberian and King, 1981; Alavi, 1980 and 1990; Stocklin 1984; Mohajjel et al., 2003; Safari and Bagas, 2021). ادامه همگرایی پس از برخورد ریزقاره ایران مرکزی با صفحه عربی، سبب فرگشت ناحیه‌ای ایران مرکزی (به وسیله چین خوردگی و گسلش معکوس) و کمربند ماگمایی ارومیه- دختر (به عنوان لبه جنوب‌باختری ایران مرکزی) شده است.

داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی بدست آمده از بخش‌های شمالی و باختری صفحه عربی (Hempton, 1987)، حرکت صفحه عربی به سوی شمال- شمال خاور را تأیید می‌کند. محاسبات صورت گرفته، از سوی کوهران (Cochran, 1983)، نشان می‌دهد که حرکت صفحه عربی به سوی اوراسیا با آزمون N32، ایران مرکزی را تحت تأثیر قرار داده و ساختارهایی با روندهای عمود بر آن (N120) به وجود آورده است. از مقایسه سوی حرکت صفحه عربی در زمان الیگوسن- میوسن و حال حاضر می‌توان نتیجه گرفت که سوی حرکت صفحه عربی در طول زمان، کمی تغییر کرده است. اندازه‌گیری‌های کلی نشان می‌دهد که جهت‌گیری محور فشارش از الیگوسن تا عهد حاضر به N15 تغییر نموده (Pichon et al., 1988) و به همین دلیل مکانیسم گسل‌ها از معکوس خالص به معکوس با مقداری مولفه امتدادلغز راست‌بر تبدیل شده‌اند.

این پهنه مثلثی شکل از خاور به بلوک لوت، از شمال به کمربند چین- خورده- رانده البرز و از جنوب‌باختر به پهنه سهندج - سیرجان محدود شده است. این پهنه زمین‌ساختی، پیکره میانی فلات ایران (Iranian Plateau) را رقم زده و به عنوان هسته اصلی این ریزقاره محسوب شده و در بردارنده زیرپهنه‌های ساختاری- رسوبی با

تاریخچه‌های رسوبی، زمین‌ساختی و کانه‌زایی‌های متفاوت است. ردیف بسیار ستبری از سنگ‌های رسوبی به همراه توده‌های آذرین و دگرگونی از پرکامبرین تا عهد حاضر در این پهنه نمایان شده است (آقابات‌ی، ۱۳۸۳). به نظر اشتوکلین (Stocklin, 1968)، این پهنه متحمل پنج فاز اصلی کوهزاد شامل: سیمیرین پیشین (تریاس بالایی)، سیمیرین میانی (ژوراسیک)، لارامید (کرتاسه بالایی) و فازهای پایانی آلپی (والاشین در الیگوسن و پاسادنین در پلیو- پلیستوسن) شده است. روند عمومی ساختارها (به‌خصوص چین‌خوردگی‌ها) در این پهنه یکنواخت نیست؛ به گونه‌ای که در شمال دارای روند خاوری- باختری، در خاور، روند شمالی- جنوبی و در باختر- جنوب‌باختر دارای روند شمال‌باختر- جنوب‌خاوری (به‌خصوص کمربند ارومیه- دختر) است. همچنین، حرکات شکستگی‌ها، حوضه‌های متفاوتی (با بالا آمدگی‌ها و فرو رفتگی‌ها)، بوجود آورده است (Nogol-e-sadat, 1988).

در لبه جنوب‌باختری این پهنه، کمربند ماگمایی با اسامی ارومیه- دختر و یا سهند- بزمان، با طول ۱۷۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ کیلومتر قرار دارد. بسیاری معتقدند که این کمربند ماگمایی، حاصل فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی (در طی تریاس بالایی تا الیگوسن) است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1980 and 1990; Stocklin 1984; Mohajjel et al., 2003; Safari and Bagas, 2021). این کمربند در شمال‌خاوری پهنه زمین‌ساختی سهندج- سیرجان (به عنوان باقیمانده پس‌خشکی کوهزاد برخوردی زاگرس) قرار گرفته و هم‌روند با آن است. فعالیت آتشفشانی در این کمربند از کرتاسه شروع گردیده و اوج آن در ائوسن بوده است. فوران‌های آتشفشانی (به‌خصوص در ائوسن) دارای ترکیب کالکوآلکالن بوده است. بررسی ترکیب پترولوژیکی این آتشفشانی‌ها در نواحی جنوب یزد نشان می‌دهد که با نوع اسپلیت آندزیتی شروع شده و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی نظیر: آندزیت، ریولیت (لاتیت) و توف تشکیل شده‌اند (آقابات‌ی، ۱۳۸۳).

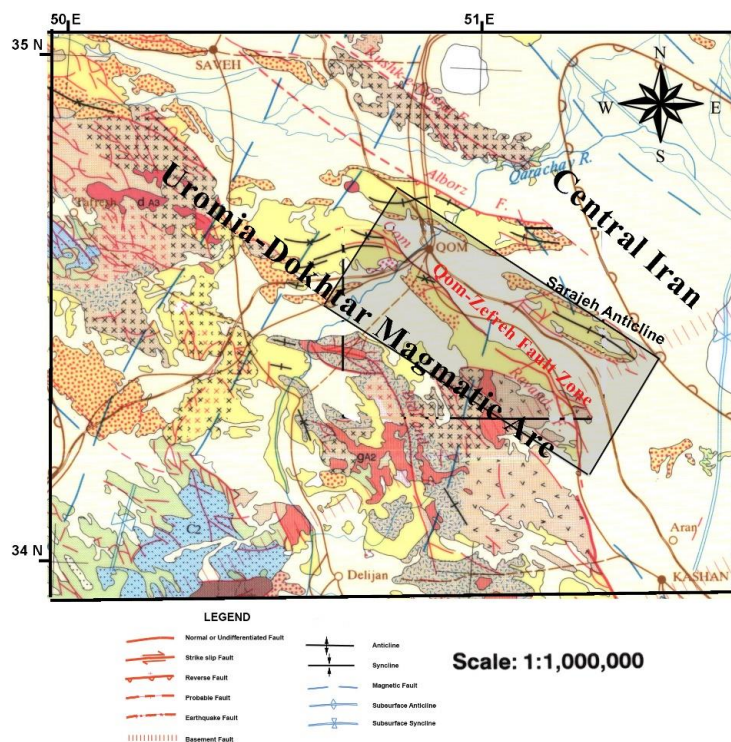
با توجه به اهمیت بررسی مرز دو زون ساختاری ایران مرکزی و کمربند ارومیه- دختر، ناحیه قم در این مرز مهم زمین‌ساختی انتخاب گردید. ناحیه مورد

ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است (شکل ۱-۲). به این ترتیب، با بهره‌گیری از روش‌های مختلف نظیر: سنجش از دور، بررسی‌های ساختاری سطحی و زیرسطحی و تحلیل اطلاعات نسبت به واکاوی دگرریختی‌های این ناحیه اقدام خواهد گردید.

مطالعه از شمال‌باختر شهرستان قم تا جنوب‌خاور آن، در حدفاصل عرض‌های شمالی $34^{\circ} 24'$ تا $34^{\circ} 35'$ و طول‌های خاوری $51^{\circ} 02'$ تا $51^{\circ} 23'$ واقع شده است (شکل ۱-۱). بررسی موقعیت زمین‌ساختی این ناحیه نشان می‌دهد که این ناحیه در حدفاصل بخش جنوب‌باختری ایران مرکزی تا شمال‌خاور کمربند



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه



شکل ۲- موقعیت زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه.

۲- زمین‌شناسی عمومی ناحیه مورد بررسی:

همانگونه که در بخش مقدمه ذکر گردید؛ ناحیه مورد بررسی در مرز دو زون اصلی زمین‌ساختی - رسوبی قرار گرفته است به گونه‌ای که بخش خاوری آن در زون ایران مرکزی و بخش باختری در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است (شکل ۲). بررسی‌ها نشان می‌دهد که زمین‌ساخت این دو پهنه در ناحیه قم، تحت تأثیر گسل‌های اصلی (و فعالی) قرار دارد. مرز این دو زون توسط گسل قم-زفره که به عنوان یکی از ساختارهای مهم زمین‌ساختی، نقش کلیدی در شکل‌گیری و تحولات زمین‌شناسی این ناحیه ایفا نموده و از ساختارهای ترافشارشی (فشارشی-برشی) هست که چند میلیون پیش با بسته شدن حوضه نئوتتیس در این ناحیه شکل گرفته است. این گسل بخشی از سیستم گسلی بزرگ‌تری است که چهارچوب ساختاری، تکامل حوضه رسوبی، تشکیل تله‌های هیدروکربوری (نظیر میدان نفتی البرز و میدان گازی سراج) و فعالیت‌های لرزه‌خیزی را کنترل نموده است. مطالعات نشان می‌دهند که این منطقه در طول زمان تحت تأثیر فرآیندهای ترافشارشی (فشارشی-برشی) قرار گرفته که منجر به تشکیل سازندهای رسوبی و آتشفشانی شده است (Amidi et al., 1984; Shakeri et al., 2007). این ساختارها به‌طور مستقیم بر زمین‌شناسی و منابع هیدروکربنی منطقه تأثیر گذار بوده‌اند. همچنین این ناحیه در طول زمان تحت تأثیر فرآیندهای زمین‌ساختی نظیر فازهای مختلف چین‌خوردگی، فرونشست و حتی رانش (بوذری و امامی، ۱۳۸۳) قرار گرفته است.

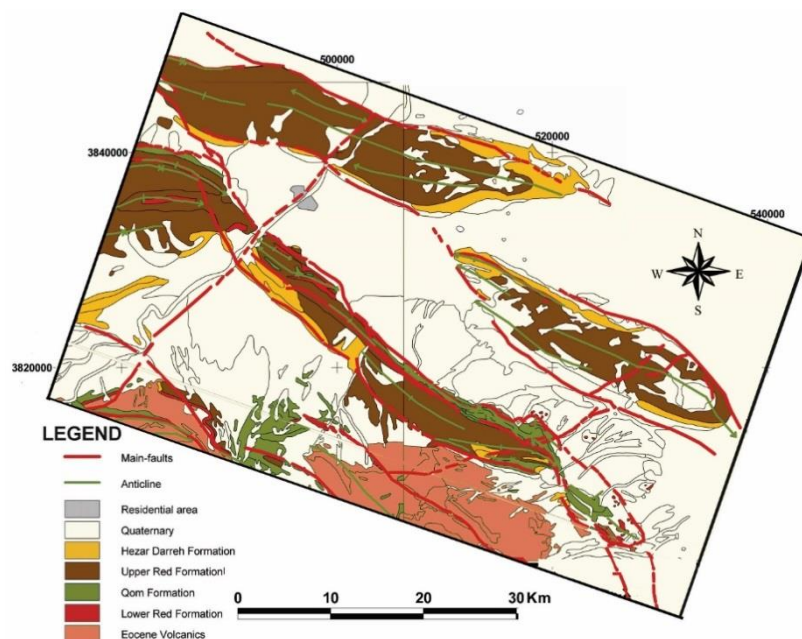
بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساخت ناحیه مورد بررسی نشان می‌دهد که در بخش ایران مرکزی، علاوه بر گسل‌ها، چین‌خوردگی‌هایی نظیر تاقدیس‌های البرز و سراج نیز در تشکیل ناهمواری‌های (بعضاً منفرد) این پهنه‌های ساختاری-رسوبی بسیار چشمگیر است. به گونه‌ای که روند ناهمواری‌ها در ایران مرکزی به تبعیت از روندهای ساختاری (گسل‌های کاری و تاقدیس‌ها) شکل گرفته‌اند؛ به گونه‌ای که در حاشیه شمالی ایران مرکزی، روند باختری - خاوری، در خاور (به موازات بلوک لوت)، روند شمالی - جنوبی و در باختر - جنوب‌باختری (که بخشی از منطقه مورد بررسی در آن قرار گرفته)، به تبعیت از امتداد کمربند

ارومیه-دختر، دارای روند شمال‌باختر - جنوب‌خاوری هستند. ناهمواری‌های بخش کمربند ارومیه-دختر به صورت دیواره‌ای بلند، دارای راستای شمال‌باختری - جنوب‌خاوری بوده که از سیستم کوهزاد زاگرس (روند باز و بسته شدن نئوتتیس و برخورد صفحات عربی و ایران و نهایتاً تشکیل کوهزاد) تبعیت می‌نماید. علاوه بر شکستگی‌ها، فعالیت‌های ماگمایی نیز در ایجاد ناهمواری‌ها در این کمربند نقش مهمی ایفا کرده‌اند. این فعالیت‌ها به دو صورت آتشفشانی و نفوذی در ریخت‌شناسی ناهمواری‌ها تأثیر چشمگیری داشته‌اند (طالقانی، ۱۳۸۱).

تاریخچه زمین‌شناسی این منطقه شامل رسوب‌گذاری‌های دریایی و قاره‌ای، فعالیت‌های آتشفشانی و رژیم‌های زمین‌ساختی فشاری و کششی است که موجب تشکیل ساختارهای پیچیده‌ای مانند گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها و تشکیلات زمین‌شناسی متنوع شده است (Allen and Armstrong, 2008; Berberian and King, 1981). در ادامه بعد از این فعالیت‌های آتشفشانی، رسوبات ماسه‌سنگی و آهکی نهشته شده‌اند که نشان از تبدیل شدن این حوضه کششی به حوضه‌ای فشارشی است. مهمترین توالی‌های سنگی رخنمون‌یافته در ناحیه مورد بررسی (Furrer, and Soder, 1955; Seyrafi and Torabi, 2005; Kamalian et al. 2008، آقاباتی، ۱۳۸۳)، از قدیم به جدید، شامل سازندهای زیر هستند (شکل ۳):

الف- ردیف‌های ائوسن بالایی: این ردیف‌های رسوبی و آذرین مربوط به ائوسن بالایی، عمدتاً شامل توالی از آتشفشانی‌ها (از جنس آندزیت و بازالت پورفیری) و نفوذی‌هایی (گرانیت-گرانودیوریت) هستند. بخش رسوبی این توالی بیشتر به صورت توف‌های سبز (آذر-آواری)، توف ریولیتی، ماسه‌سنگ توفی به‌همراه لایه‌های مارنی و شیلی (و حتی آهکی) قابل مشاهده هستند.

ب- سازند قرمز پائینی: این سازند با سن الیگوسن، شامل تناوبی از مارن‌های رس‌دار رنگارنگ (به‌خصوص سرخ رنگ) به‌همراه نهشته‌هایی نظیر: کنگلومرا، ژپس (گچ)، سیلت‌استون، شیل و ماسه‌سنگ‌های هماتیسی نیز یافت می‌شود. در برخی موارد لایه‌های آذرآواری نیز در بخش انتهایی این سکانس رسوبی



شکل ۳- وضعیت چینه شناسی منطقه مورد مطالعه.

۳- روش‌های بکار برده شده

در این پژوهش از روش‌های مختلفی برای تشخیص رخنمون‌های سنگی و شناسایی و تحلیل ساختارها استفاده شده است که به شرح ذیل هستند:

۳-۱- **روش‌های سنجش از دور:** ابتدا با استفاده از تصویر ماهواره‌ای لندست ۸، ترکیب رنگی کاذب RGB=741 تهیه گردید. این تصویر توسط فیلترهایی نظیر فیلترهای بالاگذر و بارزکننده لبه‌ها، بارزسازی شد و در ادامه به کمک استفاده از روش امتزاج تصاویر (روش PC Spectral Sharpening) و با بهره‌گیری از باند ۸ (با دقت ۱۴ متر) و ترکیب رنگی کاذب ساخته شده (با دقت بالای طیفی)، تصویری تهیه گردید که هم دقت طیفی بالا و هم دقت مکانی مناسبی داشت (شکل ۴-الف). به این ترتیب، عملیات بارزسازی تصویر (Sharpening) سبب بهبود نمایش تصویر جهت کمک به تفسیر بصری آن شد. با استفاده از آنالیز نیمه اتوماتیک بصری، محدوده رخنمون‌های سنگی شناسایی شدند. جهت استخراج ساختارهای خطی (خطواره‌ها) علاوه بر استفاده از فیلتر بارزکننده لبه‌ها، از فیلترهای جهت‌دار (با آزمون‌های ۴۵، ۹۰، ۱۳۵ و ۱۸۰ درجه) استفاده گردید که بر روی باند R تصویر رنگی بارزسازی شده اعمال گردید (شکل ۴-ب).

۳-۲- **بررسی‌های میدانی:** بر اساس کنترل‌های صحرایی و اندازه‌گیری‌های صورت پذیرفته (در

دیده می‌شود.

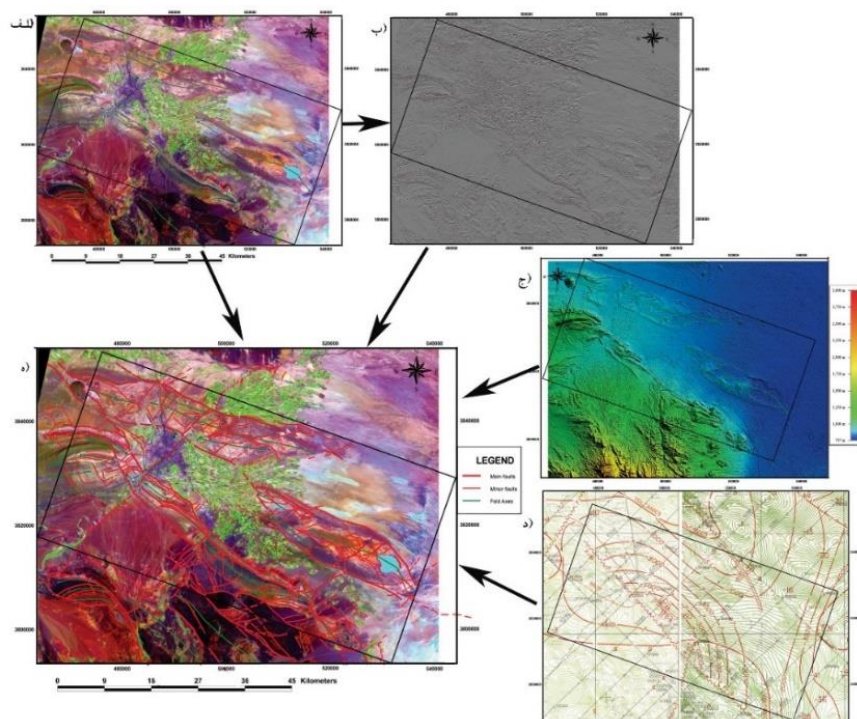
ج- سازند قم: این سکانس سنگی با سن الیگومیوسن شامل: آهک‌های کلسی رودایت و کالک‌آرنایت قهوه‌ای رنگ، مارن (و مارن ماسه‌ای)، ماسه‌سنگ و یک افق کنگلومرایی، آهک‌های بایواسپارودایت، بایومیکرو دایت، شیل قرمز (و خاکستری)، ماسه‌سنگ، ژپس و به‌طور محلی، گدازه و لایه‌های آذر-آواری، مارن سبز روشن تا زرد (گاهی به طور جانبی به شیل‌های آهکی و آهک‌های ریفی تبدیل می‌شود)، ژپس (و شیل قرمز) و مارن سبز، ژپس و میان‌لایه‌های آهک رسی هستند.

- **سازند قرمز بالایی:** این سازند با سن میوسن میانی تا پایانی، در بخش پائینی شامل سنگ‌نمک، لایه‌های ریگ‌دار، انیدریت، شیل‌های قیری نازک لایه و رس‌های نمک‌دار به رنگ سُرخ تیره و در بخش بالایی شامل مارن‌های گچ‌دار، ماسه‌سنگ‌های سُرخ تا قهوه‌ای تیره و ماسه‌سنگ‌های زرد قهوه‌ای تا سُرخ روشن بوده که توسط لایهٔ کلیدی مارن سبزرنگ از هم جدا می‌شوند.

- **سازند هزار دره:** این سازند با سن پلیوسن (و حتی تا پلیستوسن) با رخساره قاره‌ای شامل گنگلومرا، ماسه‌سنگ و گاهی سیلت‌استون و مارن بوده و به عنوان جوانترین نهشته‌های دیاژنز یافته در ناحیه مورد بررسی شناخته می‌شود.

صحرائی (شکل ۷) مورد کنکاش قرار گرفته و بر مبنای این شواهد، گسل‌های ناحیه مورد بررسی، شناسایی شده (شکل ۴-ه) و به دو دسته گسل‌های اصلی و فرعی (براساس طول، عرض و عملکرد آنها) تقسیم گردیدند.

حداقل ۱۳ ایستگاه) و با استفاده از نقشه‌های موجود زمین‌شناسی نقشه محدوده رخنمون‌های سنگی تهیه شده و براساس آن نقشه زمین‌شناسی ناحیه تکمیل گردید (شکل ۳). همچنین خطواره‌های استخراج شده توسط روش‌های سنجش از دور، براساس شواهد



شکل ۴: روندنمای استخراج ساختارها با استفاده از روش‌های مختلف، الف- تصویر ماهواره‌ای اصلاح و بارزسازی شده، ب- اعمال فیلتر بر روی باند R تصویر، ج- مدل رقومی ارتفاعی ناحیه، د- نقشه وضعیت عمق پی‌سنگ، ه- استخراج خطواره‌ها با استفاده از اطلاعات

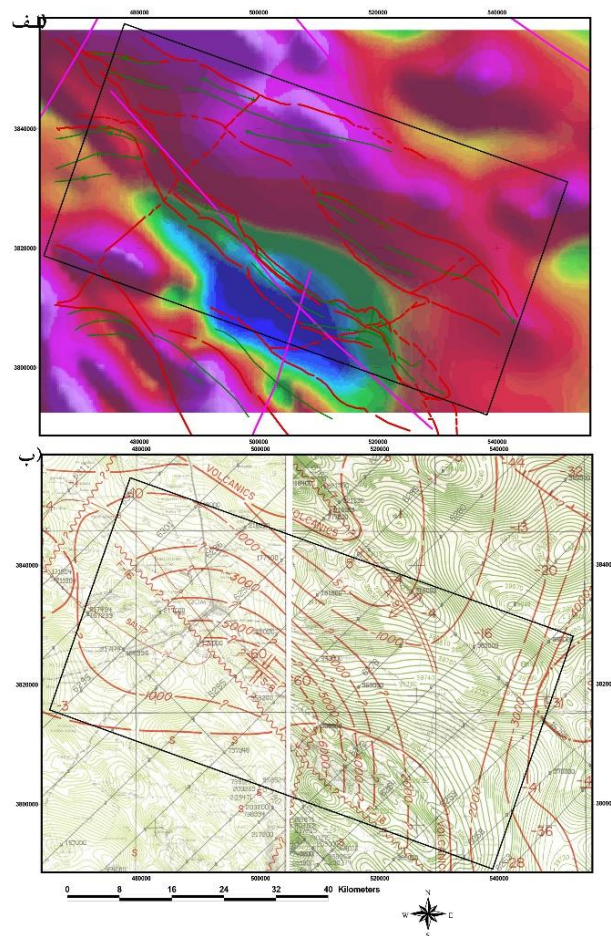
(شکل ۶) تهیه گردیدند.

۳-۴- بررسی‌های زیرسطحی: در این پژوهش جهت بررسی وضعیت زیرسطحی ساختارهای اصلی و همچنین وضعیت تغییرات عمق پی‌سنگ ناحیه، از نقشه‌های پی‌سنگ مغناطیسی (شکل ۴-د و ۵-ب) و ژئوفیزیک هوایی (داده‌های گرانی سنجی از آنومالی بوگه) (شکل ۵-الف) استفاده گردید. در این راستا، ابتدا این نقشه‌ها اسکن شده و سپس در محیط GIS، زمینگان (Geo-reference) شده و به عنوان یک لایه معمولی رستری ذخیره گردیدند. در ادامه، ساختارهای زیرسطحی و عمق پی‌سنگ استخراج و در این محیط رقومی گردیدند. همچنین نقشه وضعیت ساختارهای اصلی سطحی و زیرسطحی به همراه وضعیت تغییرات عمق پی‌سنگ (شکل ۱۲) تهیه شد. همچنین با استفاده

۳-۳- استفاده از قابلیت‌های محیط GIS:

با استفاده از توابع محیط GIS، نسبت به تهیه مدل رقومی ارتفاعی (Digital Elevation Model- DEM)، جهت استخراج بهتر ساختارها (شکل ۴-ج) و بررسی وضعیت لندفرمها (ریخت‌شناسی منطقه) اقدام گردید. محدوده‌های رخنمون‌های سنگی استخراج شده توسط روش‌های سنجش از دور، در محیط GIS رقومی گردیده و به عنوان لایه اطلاعاتی (با فرمت Shape.*) در این محیط ذخیره گردید. همچنین گسل‌های شناسایی و دسته‌بندی شده توسط روش‌های سنجش از دور و بررسی‌های میدانی در این محیط رقومی گردیده و دو لایه اطلاعاتی (گسل‌های اصلی و فرعی) براساس آنها تهیه شد. در ادامه با روی هم قرار دادن لایه‌های اطلاعاتی، نقشه‌های زمین‌شناسی (شکل ۳) و ساختاری

از تفسیر مقاطع دو بعدی لرزه‌ای (شکل ۱۳)، نسبت به بررسی وضعیت زیرسطحی ساختارها اقدام گردید.



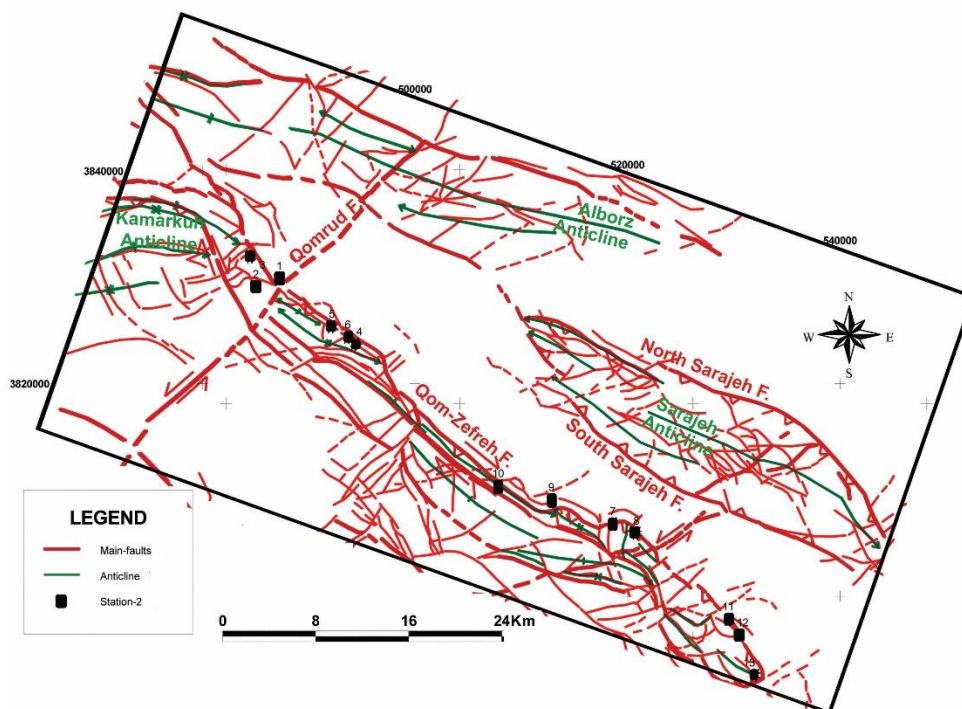
شکل ۵: الف- نقشه ژئوفیزیک هوایی، ب- نقشه عمق پی سنگ مغناطیسی

بخش مورد نظر محاسبه شود. در تحلیل جنبشی ساختارها با استفاده از روش محاسبه صفحه حرکتی (Marrett and Almendinger, 1990) نسبت به محاسبه محورهای حرکتی فشارش اقدام گردید. اطلاعات تحلیل‌های هندسی و جنبشی بر روی لایه‌های اطلاعاتی ساختارها قرار گرفت و به این ترتیب، نقشه ساختاری جامع ناحیه‌ای تهیه گردید.

۴- نتایج به دست آمده:

در این بخش، نتایج اصلی پژوهش که از تحلیل داده‌های جمع‌آوری شده به دست آمده‌اند، ارائه می‌شود. این یافته‌ها شامل اطلاعات کلیدی در مورد ساختار و ویژگی‌های ساختاری و تأثیرات آن بر زمین‌شناسی ناحیه قم هستند. مهمترین بخش‌های این پژوهش شامل: بررسی ساختارهای اصلی (گسل‌ها و چین‌ها)، تحلیل هندسی و جنبشی ساختارها و همچنین

۳-۵- تحلیل‌های ساختاری: در این پژوهش از دو دسته تحلیل ساختاری هندسی و جنبشی (حرکتی) استفاده گردید. در تحلیل‌های هندسی، نمودار گل‌سرخ برای ایستگاه‌های اصلی منطقه تهیه گردید (شکل ۸) و همچنین وضعیت مختصات عمقی گسل‌های اصلی (شکل ۹) مورد واکاوی قرار گرفت. جهت محاسبه صفحه اصلی گسلش در یک ایستگاه (یا منطقه) ابتدا باید قطب صفحات شکستگی را در نرم‌افزاری مناسب (در این پژوهش نرم‌افزار Georient 9.2) محاسبه گردد. سپس با عنایت به این مسئله که قطب شکستگی‌های مرتبط با گسل، معمولاً عمود بر روند گسل اصلی می‌باشند که سبب تشکیل این شکستگی‌ها شده‌اند؛ صفحه دربرگیرنده قطب این شکستگی‌ها ترسیم و سپس صفحه عمود بر آن رسم می‌شود تا به این ترتیب صفحه (یا صفحات) اصلی گسلش در ایستگاه یا



شکل ۶: نقشه ساختارهای اصلی و مکان ایستگاه‌های پیمایش و اندازه‌گیری ساختارها

مقداری مولفه معکوس است. عملکرد این گسل سبب جابجایی راست‌بر سایر ساختارها شده، هر چند که اثر مولفه معکوس آن باعث برخاستگی بلوک باختری گسل، رانده شدن رو به خاور-شمال خاور ردیف‌های ائوسن و سازند قم بر روی دشت قم (شکل ۷-الف) و ایجاد چین‌های محلی در پهنه گسلیده شده است.

ب- گسل البرز: این گسل با امتداد N110-120 و طول ۴۸ کیلومتر در یال شمالی تاقدیس البرز (شمال ناحیه مورد بررسی) قرار گرفته است (شکل ۶). مکانیسم این گسل معکوس با مقداری مولفه امتداد لغز راست بر بوده و عملکرد آن سبب برخاستگی و رانده شدن تاقدیس البرز بر روی دشت شمال‌خاوری آن شده است (شکل ۷-ب).

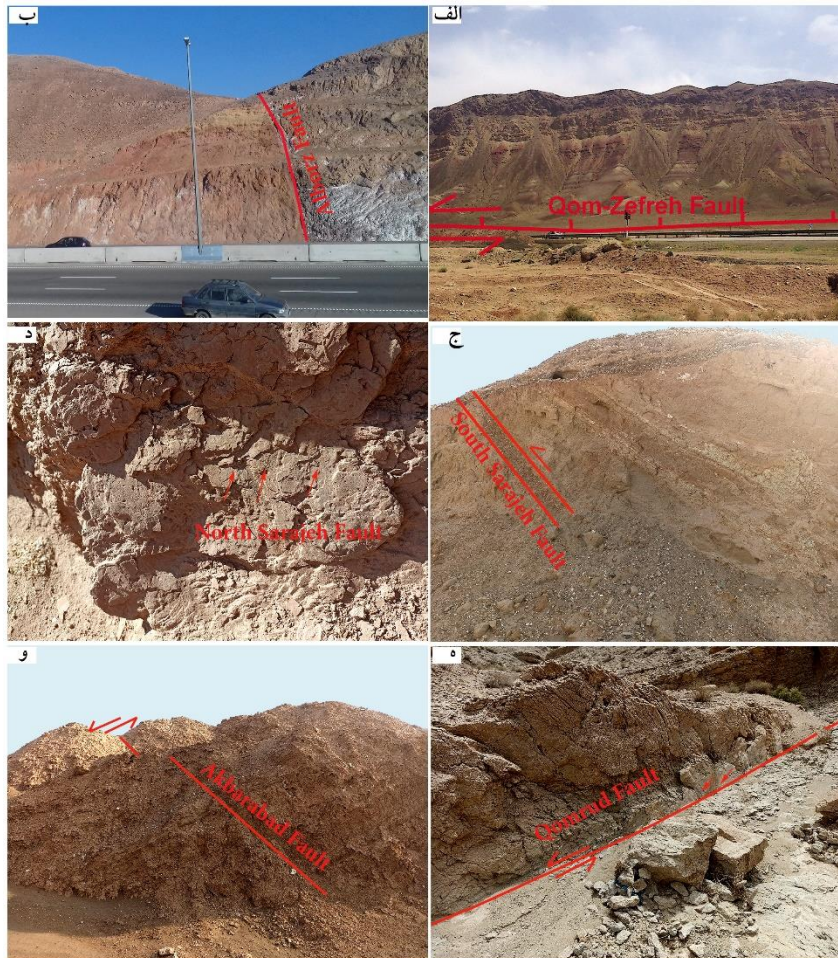
ج- گسل‌های یال‌های جنوبی و شمالی سراج: گسل یال جنوبی سراج در یال جنوبی تاقدیس سراج و در خاور شهر قم قرار دارد. این گسل با طول تقریبی ۲۵ کیلومتر و روند N110-130 دیده می‌شود (شکل ۶). بهترین رخنمون شناسایی شده برای این گسل در رخنمون حاصل از خاک‌برداری جاده اکبرآباد دیده می‌شود. شیب این گسل به سمت شمال است. مکانیسم این گسل به صورت معکوس با مقداری مولفه راست‌بر بوده و عملکرد آن سبب

بررسی وضعیت عمقی ساختارها (بر اساس شواهد زیرسطحی) هستند.

۴-۱- بررسی ساختارهای اصلی

در این راستا، منطقه به دو بخش خاوری (واقع شده در زون ایران مرکزی) و باختری (واقع شده در کمربند ارومیه-دختر) تقسیم شده و در ۱۳ ایستگاه فرعی (شکل ۶) واقع شده در محدوده ۷ ایستگاه اصلی برداشت‌ها و کنترل‌های ساختاری انجام گرفت. در این راستا به بررسی گسل‌های قم-زفره، ایندس، قمرود، اکبرآباد و سراج و همچنین تاقدیس‌های سراج و البرز پرداخته شده است. نتایج این بررسی‌ها عبارتند از:

الف- گسل قم-زفره: گسل قم-زفره از شمال‌باختر شهر قم و تا نزدیکی روستای زفره امتداد دارد. این گسل با طول تقریبی ۸۸ کیلومتر، عرض حداقل ۵ کیلومتر و روند N120-140، اصلی‌ترین سیستم گسلی است (شکل ۶) که مرز دو پهنه ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر را در ناحیه مورد مطالعه رقم زده است. مشخصات این گسل بر اساس شواهد صحرایی (شکل ۷-الف)، اندازه‌گیری‌ها و تحلیل‌ها (رجوع شود به بخش محاسبه صفحات اصلی گسلش) برابر N120-140/ 60-70 SW است. بر اساس مشاهدات صحرایی، مکانیسم این گسل به صورت راست‌الغز با



شکل ۷- شواهد صحرایی از گسل‌های ناحیه مورد بررسی، الف- گسل قم-زفره، ب- گسل البرز، ج- گسل یال شمالی سراج، د- گسل یال جنوبی سراج، ه- گسل قمرود، و- گسل اکبرآباد

رانندگی رخنمون‌های سازند هزار دره بر روی رسوبات آبرفتی دشت قم شده است (شکل ۷-ج). گسل یال شمالی سراج در یال شمالی این تاقدیس واقع شده است. این گسل با طول تقریبی ۱۳ کیلومتر و روند N110-130 دیده می‌شود. بهترین رخنمون شناسایی شده برای این گسل در رخنمون‌های جنوب پالایشگاه سراج دیده می‌شود. شیب این گسل به سمت جنوب است. مکانیسم این گسل به صورت معکوس با مقداری مولفه راست‌بر بوده و عملکرد آن سبب رانندگی رخنمون‌های سازند هزار دره بر روی رسوبات آبرفتی دشت سرجه-نوآوران شده است (شکل ۷-د).

ب- گسل قمرود: گسل قمرود در جنوب قم و در امتداد رودخانه قمرود قرار گرفته است (شکل ۶). این گسل با طول تقریبی ۴۴ کیلومتر، عرض بیش از ۱ کیلومتر و روند N40-55 در بخش شمال‌باختری ناحیه قم قرار گرفته است (شکل ۷-ه). این گسل به صورت یک ساختار خطی مورب در تصویر ماهواره‌ای قابل تشخیص است. مشخصات اصلی این گسل بر اساس شواهد صحرایی N40-55/ 70-75 NW است. مکانیسم این گسل امتدادلغز چپ‌بر با مقداری مولفه نرمال است و عملکرد آن سبب ایجاد مسیری مستقیم در کانال رودخانه قم رود و جابه‌جایی چپ‌بر نهشته‌های کواترنری در باختر قم شده است.

د- گسل اکبرآباد: این گسل با امتداد تقریبی N60-70 و طول تقریبی ۳۵ کیلومتر در جنوب خاوری منطقه قرار گرفته است. مکانیسم این گسل امتدادلغز چپ‌بر با کمی مولفه نرمال است. عملکرد این گسل باعث قطع شدن گسل قم زفره در منطقه مهرآباد و ایجاد یک زون فشارشی (توالی تاقدیس و ناودیس‌های بسیار بسته) در مرکز کوه و دشت شده است (شکل ۷-و).

ب- گسل قمرود: گسل قمرود در جنوب قم و در امتداد رودخانه قمرود قرار گرفته است (شکل ۶). این گسل با طول تقریبی ۴۴ کیلومتر، عرض بیش از ۱ کیلومتر و روند N40-55 در بخش شمال‌باختری ناحیه قم قرار گرفته است (شکل ۷-ه). این گسل به صورت یک ساختار خطی مورب در تصویر ماهواره‌ای قابل تشخیص است. مشخصات اصلی این گسل بر اساس شواهد صحرایی N40-55/ 70-75 NW است. مکانیسم این گسل امتدادلغز چپ‌بر با مقداری مولفه نرمال است و عملکرد آن سبب رانندگی رخنمون‌های سازند هزار دره بر روی رسوبات آبرفتی دشت سرجه-نوآوران شده است (شکل ۷-د).

ساختار فشارشی برخاسته (Pop-up Structure) تشکیل شده باشد.

۴-۲- تحلیل چگالی شکستگی‌ها:

تحلیل هندسی چگالی شکستگی‌ها توسط تهیه نمودار گل سرخی (Rose Diagram)، برای بررسی جهت‌گیری و توزیع شکستگی‌ها (گسل‌ها و درزه‌ها) در یک منطقه است. به این ترتیب، با ترسیم این نمودارها، می‌توان الگوهای غالب ساختاری را شناسایی کرد. نمودارهای گل سرخی ۷ ایستگاه اصلی (۱۳ ایستگاه فرعی) بر روی مرز دو زون ساختاری- رسوبی ایران مرکزی- کمربند ارومیه- دختر بدین شرح هستند (اشکال ۸ و ۱۱):

الف- بخش بوستان جوان: در این بخش (ایستگاه‌های ۱، ۲ و ۳)، شاهد دو روند اصلی N160-170 و N140-150 می‌باشیم.

ب- بخش خضر: در این بخش (ایستگاه‌های ۴، ۵ و ۶) روند اصلی شکستگی‌ها N130-140 است.

ج- بخش حسین‌آباد: روند اصلی شکستگی‌ها در این بخش (ایستگاه‌های ۷ و ۸)، N140-150 است.

د- بخش رضاآباد: در ایستگاه ۹ روند غالب شکستگی‌ها N110-140 است.

ه- بخش زنبورک: در ایستگاه ۱۰ روند اصلی شکستگی‌ها N120-130 است.

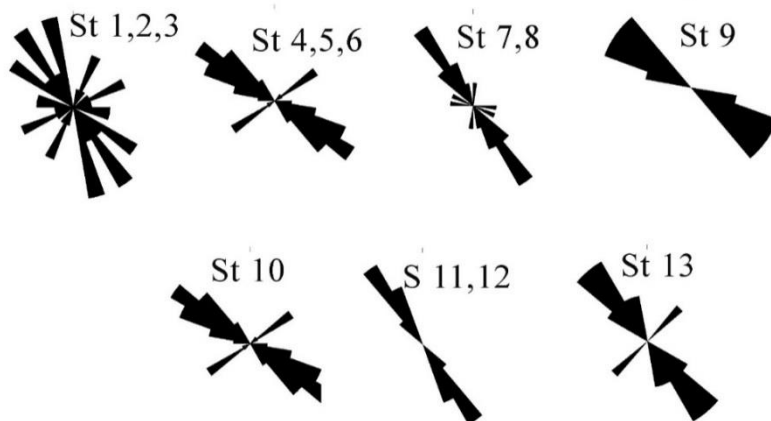
و- بخش مهرآباد: در این بخش در ایستگاه ۱۱ روند اصلی شکستگی‌ها N140-150 است.

ز- بخش آب شیرین: در ایستگاه ۱۳ روند غالب شکستگی‌ها N130-150 است.

و- **تاق‌دیس سراج:** تاق‌دیس سراج با امتداد N120-130 در ۴۵ کیلومتری خاور-جنوب‌خاور شهر قم قرار دارد. طول این تاق‌دیس (بر اساس کنترل رخنمون‌های سنگی) حدود ۳۷ کیلومتر و عرض آن حداقل ۱۰ کیلومتر است (اشکال ۳ و ۶). مهمترین رخنمون‌های سنگی این تاق‌دیس شامل توالی سازندهای قرمز پائینی، آهک‌های قم، قرمز بالایی و هزاردره (شکل ۳) است. این تاق‌دیس توسط دو گسل یال‌شمالی و جنوبی سراج محاط شده و تحت اثر این گسل‌ها، شیب یال‌ها در مرز با دشت به ناگهان افزایش یافته است.

ز- **تاق‌دیس البرز:** تاق‌دیس سراج با امتداد N100-110 در شمال‌خاور شهر قم قرار دارد. طول این تاق‌دیس (بر اساس کنترل رخنمون‌های سنگی) حدود ۴۵ کیلومتر عرض آن حداقل ۸ کیلومتر است (شکل ۶). مهمترین رخنمون‌های سنگی این تاق‌دیس شامل توالی سازندهای قرمز پائینی، آهک‌های قم، قرمز بالایی و هزاردره (شکل ۳) است. یال شمالی این تاق‌دیس تحت اثر گسل البرز برگشته شده است. در بخش باختری این تاق‌دیس گنبد نمکی قم تظاهر پیدا نموده است.

ح- **تاق‌دیس کمرکوه:** این تاق‌دیس با امتداد N80-90 در باختر شهر قم قرار گرفته است (شکل ۶). طول این تاق‌دیس (بر اساس کنترل رخنمون‌های سنگی) حدود ۱۰ کیلومتر و عرض آن حداقل ۵ کیلومتر است (شکل ۳). ساختار تاق‌دیس کمرکوه دارای پلانچ دوگانه است. به نظر می‌رسد که این تاق‌دیس در محل خمیدگی شمال‌باختری گسل قم-زفره به عنوان



شکل ۸: تحلیل هندسی نمودار گل سرخی در مرز دو زون زمین‌ساختی

۴-۳- محاسبه صفحات اصلی گسلش

تحلیل هندسی محاسبه صفحات گسلش یکی از روش های کلیدی در زمین شناسی ساختاری برای تعیین جهت گیری و ویژگی های هندسی صفحات گسل است. در این تحلیل، می توان هندسه کلی گسل ها را بازسازی نمود. این محاسبات جهت ۷ ایستگاه اصلی (۱۳ ایستگاه فرعی) بدین شرح می باشد (شکل ۹):

الف- بخش بوستان جوان: در این بخش (ایستگاه های ۱، ۲ و ۳) دو روند گسلش N43E/34NW و N134/60SW دیده می شوند که بنظر می رسد، مشخصات عمقی گسل های قم-زفره و قمرود را به نمایش بگذارند

ب- بخش جمکران: در این بخش (ایستگاه های ۴، ۵ و ۶) روند گسلش N111/76SW و N55E/76NW است که بنظر می رسد که گسل با روند N55، مشخصات عمقی گسل قمرود را نشان دهد

ج- بخش حسین آباد: در این بخش (ایستگاه های ۷ و

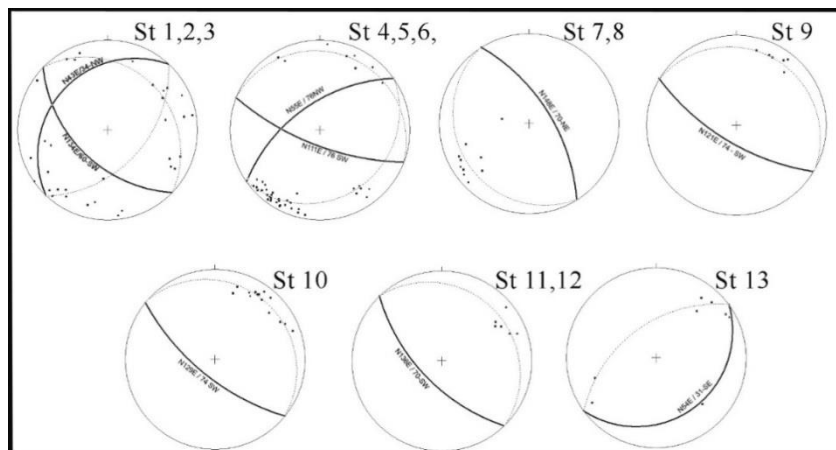
۸) روند گسلش N148/70NW است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل قم-زفره را نشان دهد

د- بخش رضا آباد: در ایستگاه ۹، روند گسلش N121/74SW است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل قم-زفره را به نمایش بگذارد

ه- بخش زنبورک: در ایستگاه ۱۰، روند گسلش N129/74SW است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل قم-زفره را نشان دهد.

و- بخش مهرآباد: در این بخش (ایستگاه های ۱۱ و ۱۲)، روند گسلش N136/70SW است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل قم-زفره را به نمایش بگذارد

ز- بخش آب شیرین: در ایستگاه ۱۳، روند گسلش N54E/31SE است که بنظر می رسد مشخصات عمقی گسل اکبرآباد را نشان دهد.



شکل ۹- محاسبه صفحات اصلی گسلش در مرز دو زون زمین ساختی

۴-۴- تحلیل جنبشی ساختارها

تحلیل جنبشی شامل محاسبه محورهای فشارش یکی از روش های مهم در زمین شناسی ساختاری برای درک مکانیسم های تغییر شکل و جهت گیری حرکات زمین ساختی مؤثر در یک ناحیه است. در این پژوهش، ساختارهای موجود در مرز زمین ساختی بین زون ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر (پهنه گسلی قم-زفره) با استفاده از داده های مربوط به بردارهای حرکتی روی سطح گسل ها در ۷ ایستگاه اصلی (۱۳ ایستگاه فرعی) مورد بررسی و تحلیل جنبشی قرار گرفت. تحلیل جنبشی محورهای فشارش در این بخش

بدین شرح می باشد (اشکال ۱۰ و ۱۱):

الف- بخش بوستان جوان، در این بخش (ایستگاه های ۱، ۲ و ۳)، محورهای فشارشی با روندهای ۲۶۵ و ۲۲ و ۳۵۸ است.

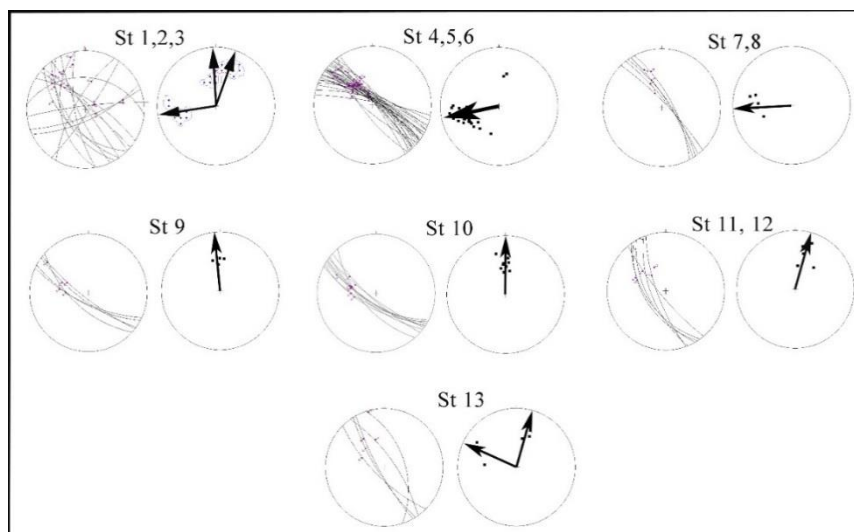
ب- بخش خضر: این بخش (ایستگاه های ۴، ۵ و ۶) دارای محور فشارشی با روند ۲۶۰ است.

ج- بخش حسین آباد: این بخش (ایستگاه های ۷ و ۸) دارای محور فشارشی با روند ۲۵۸ است.

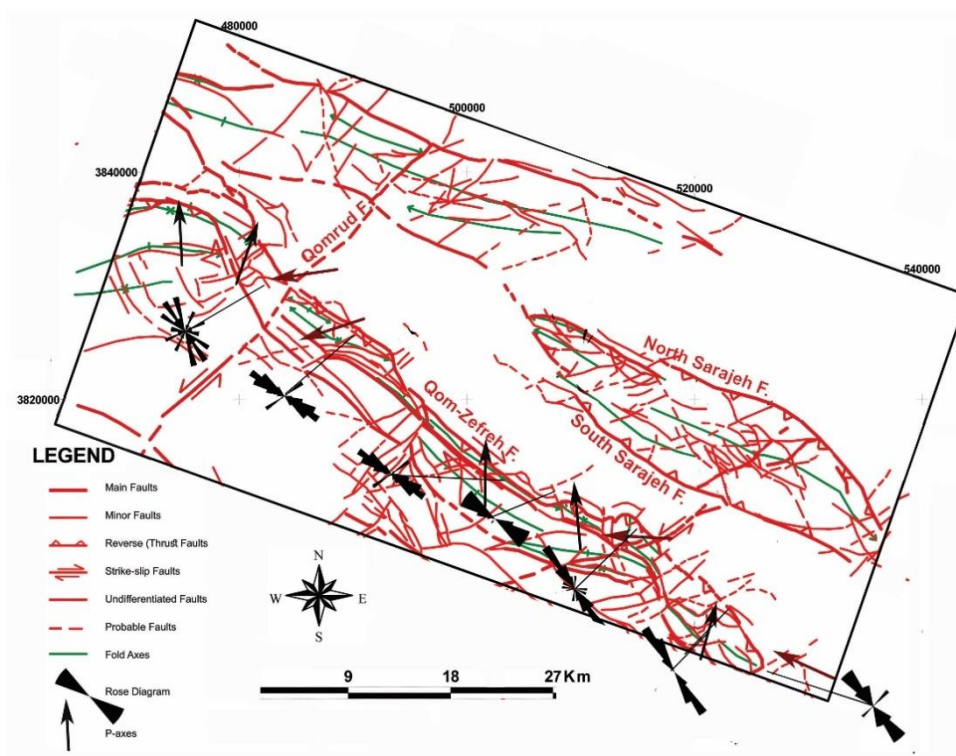
د- بخش رضا آباد: در ایستگاه ۹، محور فشارش با روند ۳۵۴ محاسبه گردید.

ر- بخش زنبورک: در ایستگاه ۱۰، دارای محور فشارش

با روند ۳۵۸ است. ی- بخش آب شیرین: در ایستگاه ۱۳، دو محور فشارش ز- بخش مهرآباد: در این بخش (ایستگاه‌های ۱۱ و ۱۲) با روندهای ۰۱۷ و ۲۹۲ دیده می‌شوند. محور فشارش با روند ۰۱۰ محاسبه شد.



شکل ۱۰: تحلیل جنبشی محورهای فشارش در مرز دو زون زمین‌ساختی



شکل ۱۱: نقشه ساختاری ناحیه مورد مطالعه به‌مراه نتایج تحلیل‌های ساختاری

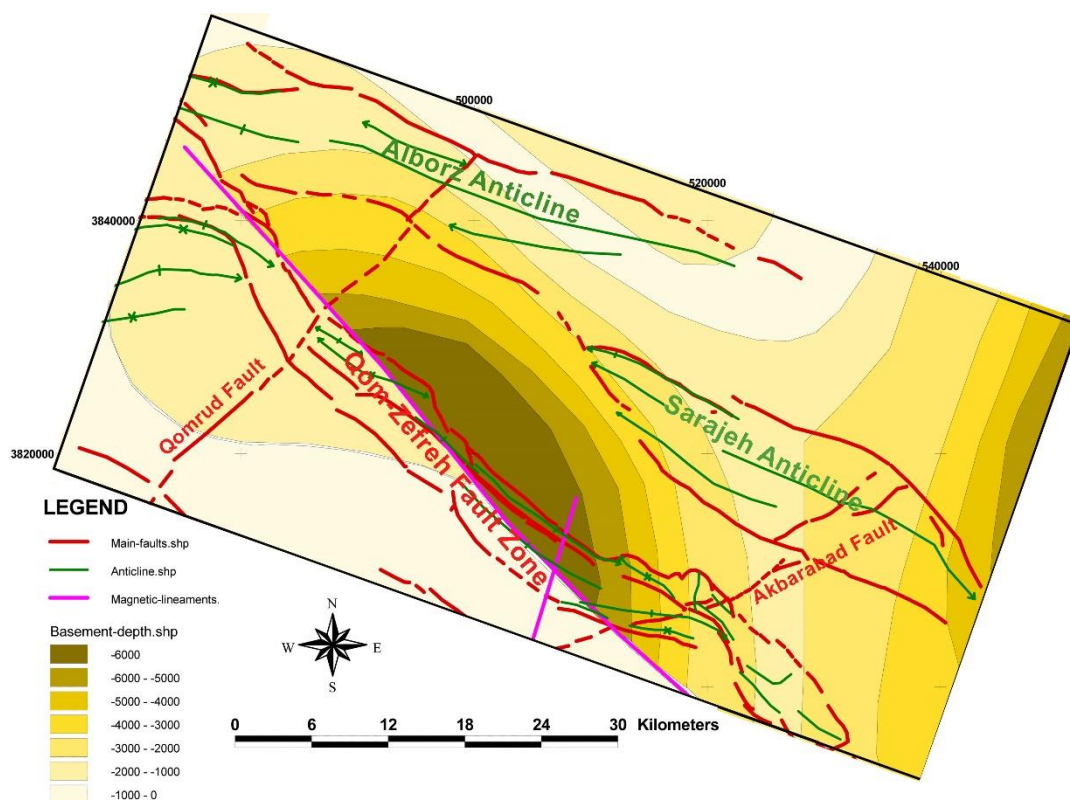
۴-۵- بررسی نقشه‌های ژئوفیزیکی

در بررسی داده‌های زیرسطحی با استفاده از نقشه‌های ژئوفیزیک هوایی (آنومالی گرانی بوگه) و نقشه پی‌سنگ مغناطیسی (اشکال ۵ الف و ب) مشخص گردید که:

الف- تحلیل داده‌های گرانی بوگه: بررسی ناهنجاری‌ها در نقشه گرانی بوگه، محل گسل قم-زفره (به عنوان مرز زمین‌ساختی زون‌های ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر) کاملاً مشخص است (شکل ۵ الف). در این نقشه بالاآمدگی بلوک باختری این گسل (به رنگ

ب- تحلیل نقشه پی‌سنگ مغناطیسی: در تحلیل این نقشه، ابتدا تغییرات عمق پی‌سنگی مورد بررسی قرار گرفته و براساس آن، نسبت به تهیه نقشه تغییرات پی‌سنگ (در محیط GIS) اقدام گردید (شکل ۱۲). بررسی تغییرات ناگهانی (آنومالی)، عمیق شدگی ناگهانی بلوک خاوری گسل قم-زفره (به عنوان مرز زمین‌ساختی زون‌های ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر) کاملاً مشخص است (اشکال ۵-الف و ۱۲). همچنین بالاآمدگی پی‌سنگ (عمق ۰ تا ۱۰۰۰ متر) در بلوک باختری گسل قم-زفره قابل مشاهده است. بررسی گسل‌های پی‌سنگی نیز اثر گسل قم-زفره را در پی‌سنگ نمایش می‌دهد (شکل ۱۲).

بنفش) و فرونشست شدید بلوک خاوری (به رنگ آبی) آن دیده می‌شود. همچنین بالاآمدگی در محل تاقدیس‌های سراج و قم نیز در بخش خاوری ناحیه مورد بررسی قابل مشاهده است. این بالاآمدگی‌ها و فرونشست‌ها دارای الگویی بهم‌تابیده (Braided Pattern) بوده و نشان از تغییرات بردارهای شاقولی تحت اثر ساختارهایی نظیر: گسل‌های قم-زفره، راندگی‌های شمال-جنوب تاقدیس سراج و اثر گسل البرز است. بالطبع در حدفاصل این برخاستگی‌ها، فرونشست‌ها محلی برای تجمع رسوب و در نتیجه ضخیم‌شدگی ستون چینه‌ای (به عنوان مثال منطقه کهک در جنوب قم) گردیده است.



شکل ۱۲: نقشه تغییرات عمقی و گسل‌های موجود در پی‌سنگ

۴-۶- بررسی مقاطع لرزه‌ای: در این راستا حداقل دو مقطع لرزه‌ای عرضی که کیفیت نسبتاً بالاتری نسبت به سایر مقاطع داشتند، مورد بررسی و تحلیل قرار گرفتند. تحلیل این مقاطع (اشکال ۱۳) نشان می‌دهد که:

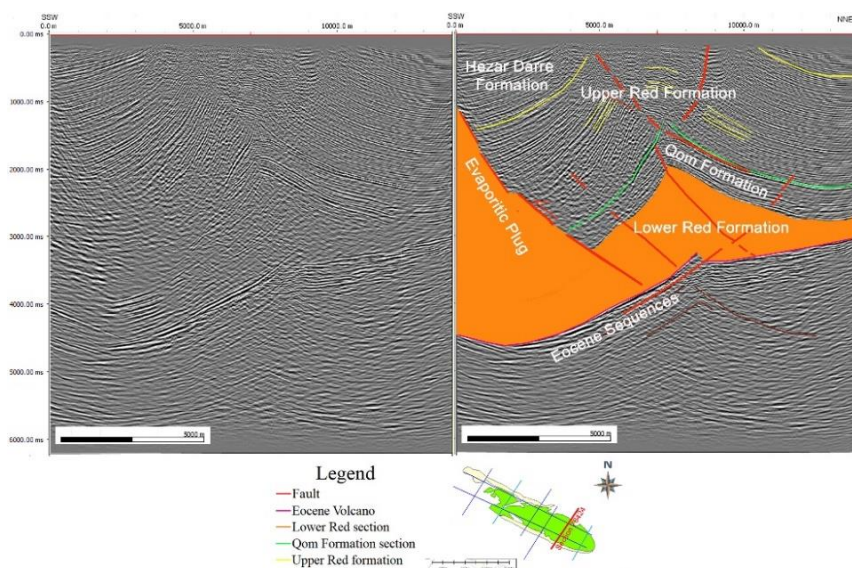
الف- مقطع ۷۶۴۲۴: این مقطع در انتهای جنوب‌خاوری ناحیه مورد بررسی قرار گرفته (شکل ۱۳) و بیشتر وضعیت تاقدیس سراج و دشت کهک

در این راستا حداقل دو مقطع لرزه‌ای عرضی که کیفیت نسبتاً بالاتری نسبت به سایر مقاطع داشتند، مورد بررسی و تحلیل قرار گرفتند. تحلیل این مقاطع (اشکال ۱۳) نشان می‌دهد که:

الف- مقطع ۷۶۴۲۴: این مقطع در انتهای جنوب‌خاوری ناحیه مورد بررسی قرار گرفته (شکل ۱۳) و بیشتر وضعیت تاقدیس سراج و دشت کهک

قابل مشاهده است. به سمت جنوب‌باختر این مقطع (دشت قم-کهک)، فرونشست شدید و ضخیم‌شدگی لایه‌ها مشهود است.

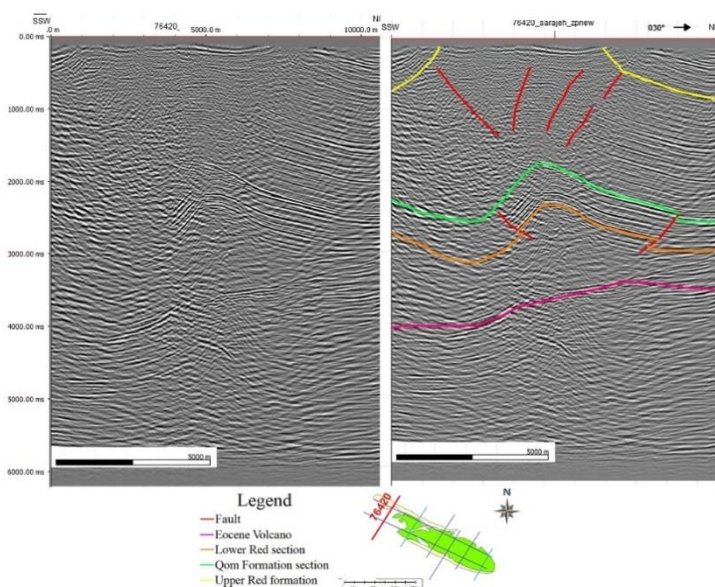
رانده در یال‌های جنوبی و شمالی تاقدیس سراج و تشکیل یک ساختار برخاسته فشارشی (Push-up Structure) در اثر عملکرد هم‌زمان این دو گسل نیز



شکل ۱۳: تفسیر مقطع دوبعدی عرضی ۷۶۴۲۴ و بررسی ساختارها و تغییرات عمقی

با مکانیسم تاقدیس‌های جدایشی شکل بگیرد. از تاقدیس سراج به سمت باختر (دشت قم-کهک) دچار فرونشست شدید و در نتیجه انباشت حجم زیادی از سازند قرمز زیرین شده است. در بخش‌های بالایی این مقطع نیز دو گسل رانده در دو یال تاقدیس سراج قابل مشاهده هستند.

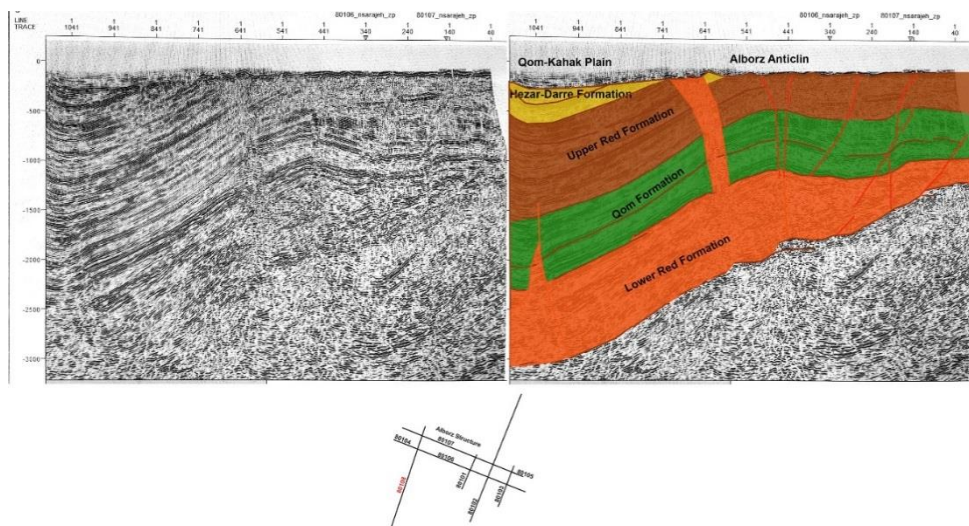
ب- مقطع ۷۶۴۲۰: این مقطع عرضی در خاور ناحیه مورد بررسی قرار گرفته (شکل ۱۴) و بیشتر وضعیت تاقدیس سراج و دشت کهک (حداصل تاقدیس و گسل قم-زفره) را نشان می‌دهد. تحلیل این مقطع حکایت از آن دارد که سازند قرمز پایینی به عنوان یک افق تفکیک یا جدایشی در زیر تاقدیس سراج عمل نموده و سبب گردیده است تا تاقدیس سراج



شکل ۱۴: تفسیر مقطع دوبعدی عرضی ۷۶۴۲۰ و بررسی ساختارها و تغییرات عمقی

گرفته است. همچنین این لایه‌های تبخیری در قالب گنبد نمکی در یال جنوبی آن رخنمون یافته است. در حدفاصل یال جنوبی تاقدیس البرز و گسل قم-زفره، اثراتی از فرونشست شدید حین رسوبگذاری سازندهای قرمزبالایی و هزاردره در قالب ساختاری ناودیسی قابل مشاهده است.

ب- مقطع ۸۰۱۰۸: این مقطع عرضی در شمال‌خاور ناحیه مورد بررسی قرار گرفته (شکل ۱۵) و بیشتر وضعیت تاقدیس البرز و دشت قم (حدفاصل تاقدیس و گسل قم-زفره) را نشان می‌دهد. نتایج تحلیل این مقطع لرزه‌ای نشان می‌دهد که تاقدیس نامتقارن البرز به عنوان یک چین جدایشی بر روی افق تفکیک (جدایشی) تبخیری‌های سازند قرمز پایینی شکل



شکل ۱۵: تفسیر مقطع دوبعدی عرضی ۸۰۱۰۸ و بررسی ساختارها و تغییرات عمقی

ساختاری سطحی و زیرسطحی و تحلیل اطلاعات نسبت به واکاوی دگرریختی‌های این ناحیه اقدام گردد. نتایج این بررسی نشان داد که:

-الف: گسل قم-زفره به عنوان یک گسل راست‌بر با مقداری مولفه معکوس است که براساس شواهد صحرایی و محاسبه صفحات گسلش دارای امتداد N120-140 و شیب حدود ۷۰-۶۰ درجه به سمت جنوب‌باختر است. به اعتقاد بسیاری (نبوی، ۱۳۵۵؛ بوالحسنی، ۱۳۹۱ و طبسی و بهالدینی، ۱۴۰۰) این گسل دارای ساز و کار راستالغز راست‌بر بوده و به نوعی می‌توان آن را ادامه گسل شمال تبریز دانست. این سامانه گسلی مرز بین زون ایران مرکزی و کمرند ماگمایی ارومیه-دختر را در ناحیه قم رقم زده و باعث ایجاد تغییرات ساختاری قابل توجهی در این ناحیه شده و همچنین نقش کلیدی در شکل‌گیری و تحولات زمین‌شناسی این ناحیه (به‌خصوص تشکیل تله‌های هیدروکربوری نظیر: میدان نفتی البرز و میدان گازی سراج) ایفا نموده است. به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، بازتاب تاثیر این سامانه گسلی در این ناحیه، عموماً به صورت

۵- بحث و بررسی پیرامون نتایج به دست آمده

کوهزاد ایران مرکزی با شکل مثلثی (Nogol-e-sadat and Almasian, 1993) در داخل ریزقاره ایران جای گرفته است. در مرز جنوب-جنوب‌باختری این گستره، کمرندی از رخنمون‌های آذرین (درونی و بیرونی) با نام کمرند ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است که بسیاری آن را حاصل فرورانش بخش اقیانوسی صفحه عربی به زیر ریزقاره ایران می‌دانند (Berberian and King, 1981; Alavi, 1980 and 1990; Stocklin 1984; Mohajjel et al., 2003; Safari and Bagas, 2021). ادامه همگرایی پس از برخورد ریزقاره ایران مرکزی با صفحه عربی، سبب فرگشت ناحیه‌ای ایران مرکزی (به وسیله چین خوردگی و گسلش معکوس) و کمرند ماگمایی ارومیه-دختر (به عنوان لبه جنوب‌باختری ایران مرکزی) شده است. با توجه به اهمیت بررسی مرز دو زون ساختاری ایران مرکزی و کمرند ارومیه-دختر، ناحیه قم در این مرز مهم زمین‌ساختی انتخاب گردید تا با بهره‌گیری از روش‌های مختلفی نظیر: سنجش از دور، بررسی‌های

اقیانوسی خزر جنوبی بر البرز معرفی نموده‌اند. تغییر سازوکار گسل‌های البرز (از سازوکار معکوس با مؤلفه راست‌بر به سازوکار معکوس با مؤلفه چپ‌بر؛ امید، ۱۳۶۹ و Gretener, 1982) و قم-زفره (معکوس با مقدار کمی راست‌الغز راست‌بر به راست‌الغز راست‌بر با مقداری مؤلفه معکوس)، نشان می‌دهد که حرکت رو به جنوب‌باختر پوسته اقیانوسی خزر جنوبی (Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003) سبب وارون‌شدگی در گسل‌های راست‌الغز و مایل‌الغز البرز مرکزی-باختری شده و حتی این عملکرد به مناطق جنوبی‌تر (در فاصله البرز تا قم) تعمیم یافته و به گسل‌های هم‌راستای موجود نظیر گسل‌های قم-زفره و البرز در ناحیه قم رسیده است (الیاس زاده و همکاران، ۱۳۸۸؛ آریامنش و همکاران، ۱۳۸۸). هر چند که داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی بدست آمده از بخش‌های شمالی و باختری صفحه عربی و همچنین دریای سرخ و خلیج عدن (Hempton, 1987)، مویده حرکت صفحه عربی به سوی شمال-شمال‌خاور (N32) بوده (Cochran, 1983) که نحوه باز شدن دریای سرخ آن را تأیید می‌نماید. بردار حرکتی با این زاویه می‌تواند ایران مرکزی را تحت تأثیر قرار داده و ساختارهایی با روندهای عمود بر آن (N 120) به وجود آورده باشد. از مقایسه سوی حرکت صفحه عربی در زمان الیگوسن-میوسن و حال حاضر می‌توان نتیجه گرفت که سوی حرکت صفحه عربی در طول زمان، کمی تغییر نموده و این تغییر می‌تواند سبب تغییر مکانیسم گسل‌ها در مرز زون‌های ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر شده باشد. مهشادینا و همکاران (۱۳۹۸) شواهد ترافشارش در حوضه‌های رسوبی شمال‌باختر ایران مرکزی را بر اساس داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی مورد ارزیابی قرار داده و چنین بیان می‌دارد که منطقه در ابتدای سنوزوئیک یک حوضه پشت‌کمانی و کششی بوده و به تدریج با نزدیک شدن به زمان حال، با واژگونی زمین‌ساختی (Tectonic Inversion)، شواهدی از فشارش در منطقه قابل مشاهده است.

ج- بررسی آنومالی‌های مغناطیسی، عمیق‌شدگی ناگهانی بلوک خاوری گسل قم-زفره و بالاآمدگی پی‌سنگ (عمق ۰ تا ۱۰۰۰ متر) در بلوک باختری گسل قم-زفره را نشان می‌دهد. بررسی گسل‌های

چین‌خوردگی‌ها و گسلش‌هایی با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری در سطح زمین قابل شناسایی است (محجل و پروهان، ۱۳۸۴Amidi, 1984; Kamalian et al., 2008; Reuter et al., 2007; Mohajjel & Porouhan, 2003). تحلیل هندسی (نمودار گل سرخی منطقه) انجام گرفته در این پژوهش نیز نشان می‌دهد که روند عمومی شکستگی‌ها، روند غالب شمال‌باختر- جنوب‌خاور بوده که بیشتر متأثر از عملکرد گسلش قم - زفره در منطقه است. در این پژوهش مشخص گردید که عملکرد این گسل سبب راندگی کمربند ارومیه- دختر بر روی دشت ایران مرکزی شده و همچنین باعث ایجاد ساختارهای فراجسته فشارشی (Push-up Structure) مانند تاقدیس‌های سراج و البرز گردیده است. همچنین مورلی و همکاران (Morley et al., 2013) نشان داد که تاقدیس سراج در حد فاصل گسل‌های قم- زفره و البرز قرار گرفته و این گسل نقش مهمی در شکل‌گیری این چین‌خوردگی داشته است. سایر ساختارها نظیر گسل‌های البرز، سراج، قمرود و اکبرآباد، از اهمیت کمتری نسبت به این گسل مرزی برخوردارند.

ب- تحلیل‌های جنبشی ساختارها در مرز بین این دو زون ساختاری، حکایت از دو نسل محورهای فشارشی (حرکتی) بر روی گسل قم-زفره دارد. این نسل‌ها عبارتند از $AZ=260-270$ (تقریباً خاوری- باختری) و $AZ=350-350$ (تقریباً شمالی- جنوبی) بودند. اثر عملکرد دسته اول محورهای فشارش (تقریباً خاوری- باختری) بر روی گسل قم-زفره (با امتداد $N120-140$) ایجاد مکانیسم حرکتی معکوس با مقدار کمی راست‌الغز خواهد بود؛ در صورتی که اثر عملکرد دسته دوم (تقریباً شمالی- جنوبی) بر روی این گسل، ایجاد مکانیسم حرکتی راست‌الغز راست‌بر با مقداری مؤلفه معکوس خواهد بود. بسیاری بر این باورند که این گسل از ساختارهای فشارشی- برشی هست که چند میلیون پیش با بسته شدن حوضه نئوتیس در این ناحیه شکل گرفته است (Amidi et al., 2007; Shakeri et al., 1984; al., 1984؛ بوذری و امامی، ۱۳۸۳). در سال‌های اخیر، علت تغییر سازوکار در گسل‌های راست‌الغز و مایل‌الغز البرز مورد توجه محققان بوده و آن را نتیجه تأثیر تنش حاصل از حرکت رو به باختر- جنوب‌باختر پوسته



مولفه معکوس بوده که باعث برخاستگی در کمربند ارومیه-دختر (بلوک باختری گسل) و فرونشست شدید در بلوک خاوری (دشت قم-کهک) آن شده است. همچنین سبب تشکیل تاقدیس‌های سراج و البرز (به عنوان تله‌های هیدروکربوری) تحت اثر مکانیسم چین‌خوردگی جدایشی در شمال این دشت فروافتاده شده است و به این ترتیب، الگویی گلابتونی از پهنه‌ها (یا بلوک‌های) برخاسته و فروافتاده در مرز دو زون ساختاری ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر شده است. تحلیل‌های جنبشی ساختارها در مرز بین این دو زون ساختاری، حکایت از دو نسل دگرریختی (نسل‌های جنبشی) بر روی گسل قم-زفره و پیرامون آن دارد. در اثر نسل اول، مکانیسم حرکتی معکوس با مقدار کمی راستالغز راست‌بر در این منطقه (بخصوص بر روی گسل قم-زفره) ایجاد شده و عملکرد نسل دوم سبب تغییر در بردارهای حرکتی شده و مکانیسم گسلش به راستالغز راست‌بر با مقداری مولفه معکوس تغییر یافته است که می‌تواند در اثر تغییر در بردار حرکتی ناشی از همگرایی صفحات عربی و ایران باشد.

تشکر و قدردانی:

این پژوهش در قالب رساله دکتری در دانشگاه گلستان انجام پذیرفته است و جا دارد که از همکاری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم و مساعدت معاونت محترم پژوهشی و فناوری قدردانی شود. همچنین از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران و اداره کل ژئوفیزیک آن بابت در اختیار قرار دادن مقاطع لرزه‌ای دو بعدی کمال تشکر را داریم.

منابع:

الیاس زاده، ر.، محجل، م.، فراهانی، ب.، جعفری، ر.، ۱۳۸۸. سازوکار گسل جوان البرز (منطقه شمالی قم)، شاهدهی بر انتقال وارون شدگی گسل‌های پهنه البرز مرکزی -باختری به گسل‌های هم راستای آنها در جنوب این پهنه، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۱، شماره ۸۳، صفحات ۲۲-۱۳

امیدی، پ.، ۱۳۶۹. تحلیل خمیدگی ساختاری تاقدیس البرز (شمال قم)، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد تکنیک،

پی‌سنگی نیز اثر گسل قم-زفره را در پی‌سنگ نمایش می‌دهد. در بررسی ناهنجاری‌های بوگه، محل گسل قم-زفره، بالاآمدگی بلوک باختری این گسل و فرونشست شدید در بلوک خاوری آن قابل تشخیص است. همچنین بالاآمدگی در محل تاقدیس‌های سراج و قم نیز در بخش خاوری ناحیه مورد بررسی قابل مشاهده است. این بالاآمدگی‌ها و فرونشست‌ها دارای الگویی بهم‌تابیده هستند. مورلی و همکاران (Morley et al., 2009 and 2013) در نقشه ارائه شده ساختاری، این الگو از ساختارها را بدون ذکر نوع ساختار به نمایش گذاشته‌اند.

د- بررسی و تحلیل حداقل سه مقطع لرزه‌ای دو بعدی از حداثصل تاقدیس‌های سراج و البرز نشان داد که این تاقدیس‌های نامتقارن به عنوان یک چین جدایشی بر روی افق تفکیکی (جدایشی) تبخیری‌های سازند قرمز پایینی شکل گرفته‌اند. مورلی و همکاران (Morley et al., 2013) نیز در تفسیر مقاطع عرضی لرزه‌گاری دو بعدی، بدون ذکر مکانیسم تشکیل تاقدیس‌های سراج و البرز، افق تفکیک و چین‌خوردگی بر روی آن را نشان داده‌اند. همچنین این لایه‌های تبخیری در قالب گنبد نمکی در یال جنوبی این تاقدیس‌ها رخنمون یافته است. در حداثصل یال جنوبی این تاقدیس‌ها البرز و گسل قم-زفره، اثراتی از فرونشست شدید حین رسوبگذاری سازندهای قرمزبالایی و هزاردره در قالب ساختاری ناودیسی قابل مشاهده است مورلی و همکاران (Morley et al., 2013) و ندردی (۱۳۸۵) نیز در تفسیر مقاطع عرضی لرزه‌گاری دو بعدی، فرونشست رخ داده در بلوک خاوری گسل قم-زفره (دشت قم-کهک) را تشخیص داده و بیشتر به بحث اثرات زمین‌ساخت رسوبی (Tectono-sedimentary) این گسل پرداخته‌اند.

۵- نتیجه‌گیری

بررسی مرز کوهزاد ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (حاصل فرورانش بخش اقیانوسی صفحه عربی به زیر ریزقاره ایران) در ناحیه قم نشان می‌دهد که فرگشت زمین‌ساختی این ناحیه در قالب بررسی‌های ساختاری قابل پیگیری است. گسل قم-زفره به عنوان مرز این دو زون ساختاری یک گسل پی‌سنگی با مکانیسم راست‌بر با مقداری



- Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265, 52-58
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003, Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Northern Iran, *Journal of structural Geology*, 25, 659-672.
- Amidi, S.M., Emami, M.H., Michel, R., 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 917-932.
- Berberian, M., King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. Jour. Earth Sci.* 18, pp. 210-265.
- Cochran, J. R., 1983. A model for development of red sea. *The American association of petroleum geologists bulletin*, 1, 41-69.
- Furrer, M. A., Soder, P. A., 1955. The Oligo-miocene marine Formation in the Qom region (Central Iran), 4th world petroleum congress, Rom.
- Gretener, P.E., 1982. Another look at Alborz Nr. 5 in central Iran. *Bulletin der Vereinigung Schweizerisches Petroleum Geologen und Ingenieur* 48 (114), 1-8.
- Hempton, M. R., 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the red sea. *Bellaire research center Shell development Company*. 6, 687-705.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, 148, 214-245
- Kamalian, M., Jafari, M. K., Ghayamghamian, دانشگاه تربیت مدرس،
آقاباتی، س.ع، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- آریامنش، م، منتظری، م، عکاشه، ب، ۱۳۸۸. مطالعه گسلهای پنهان استان قم با استفاده از تفسیر داده‌های ژئوفیزیک، فصلنامه علوم زمین، سال ۴(۲)، ۱۱۱-۱۱۵.
- بوذری، س، امامی، م.ه، ۱۳۸۳. الگوی ساختاری فرونشست قم - آران، فصلنامه علوم زمین، سال یازدهم، شماره ۴۹-۵۰. ص ۶۲-۷۷.
- بوالحسنی، ف، ۱۳۹۱. تحلیل دگرختی لرزه زمین ساختی و نوزمین ساختی در منطقه قم، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۹ صفحه
- طیسی، ه، بهاء‌الدینی، س، ۱۴۰۰. دگرختی و جنبایی پهنه‌های گسلی قم، البرز و کوشک نصرت در محدوده شمال قم، مجله علوم و مهندسی زلزله، سال هشتم، شماره ۴، ص ۲۷-۱۷
- محجل، م، پروهان، ن، ۱۳۸۴. هندسه و سینماتیک سامانه گسل قم- زفره و اهمیت آن در زمین ساخت ترافشاری، فصلنامه علوم زمین، سال دوازدهم، شماره ۵۶، ص ۷۲-۸۳.
- نبوی، م.ح، ۱۳۵۵. دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۵۳ ص.
- ندری، ر، محجل، م، بحرودی، ع، ۱۳۸۵. چرخش در ساختار شمالی گسل بیدهند (جنوب قم)، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۲۵۲.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and Structural Characteristic of the Paleo-Tethys remnants in Northeastern Iran, *Geological Society of American Bulletin*, 103, 983-992
- Alavi, M., 1980. Tectono-stratigraphic evolution of the Zagrossides of Iran, *Geology*, 8, 144-149
- Allen, M.B., Armstrong, H., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-

- tectono-sedimentary zonation in Iran, Abstract., International Geology Congress, Washington, 2, 512.
- Pichon, X., Bergerat, F., Roulet, M. J., 1988. Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation a new analysis. Geological survey of American report, 111-131.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry, M.-P., Wielandt-Schuster, U., Hamedani, A., 2007. The Oligo-/Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. International Journal of Earth Science. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-007-0269-9>.
- Safari, H., Bagas, L., 2021. A transpressional model for deformation patterns in northern part of Dezful Embayment's oil fields in Zagros (Iran), using geo-information technologies, Marine and Petroleum Geology, 123, 1-17, Doi:10.1016/j.marpetgeo.2020.104736
- Seyrafian, A., Torabi, H., 2005. Petrofacies and sequence stratigraphy of the Qom Formation (Late Oligocene-Early Miocene), north of Nain, southern trend of Central Iranian Basin: Carbonates and Evaporites, 20 (1): 82 – 90.
- Shakeri, A., Douraghinejad, J., Moradpour, M., 2007. Microfacies and sedimentary environments of the late Oligocene-early Miocene Qom Formation of the Gooreh Berenji region (Jandaq area, central Iran). GeoArabia, 12(4). <https://doi.org/10.2113/>
- M. R., Shafiee, A., Hamzehloo, H., Haghshenas, E. & Sohrabi Bidar, A., 2008, Site effect microzonation of Qom, Iran, Engineering Geology, 97 (1-2): 63-79.
- Marrett, R., Allmendinger, R. W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data, J. of structural Geology, 12, 8, 973-986
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 397-412.
- Mohajjel, M., Porouhan, N., 2003. Geometry and Kinematics of the Qom-Zefreh Fault System and its Significance in Transpression Tectonics. Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 56, 72, GSI, Iran.
- Morley, C.K., Kongwung, B., Julapour, A.A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoorn, H., Srisuriyon, K., 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 5, 1-38.
- Morley, C.K., Waples, D.W., Boonyasaknanon, P., Julapour, A., Loviruchsuttee, P., 2013. The origin of separate oil and gas accumulations in adjacent anticlines in Central Iran, Marine and Petroleum Geology 44 (2013) 96-111
- Nogol-e-Sadat, M.A.A., Almasian, M., 1993. Tectonic Map of Iran, Scale: 1:2,500,000, Treatise on the geology of Iran, Geological Survey of Iran.
- Nogol-e-Sadat, M. A. A., 1988, Review of



[geoarabia120441](#)

Stocklin, j., 1968. Structural history and tectonics of Iran a review, American Association of Petroleum geologists Bulletin, 52(7), 1229- 1258

Stocklin, J., 1984. Orogen and Tethys evolution in the Middle East: An appraisal of current concept. 27th Int. Geological Congress Conference, 5, 65–84.

