



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۲

doi 10.22077/JT.2023.6264.1153

بررسی رشد عرضی تاقدیس از گله بر اساس شاخص های ریخت زمین ساختی، شمال باختر کرمانشاه

لیلی ایزدی کیان^{۱*}، سید میعاد میرزاجانی^۲

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

۲- کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۱۶
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۱۴

تاقدیس از گله در زون زاگرس چین خورده- رانده و در زیر ناحیه لرستان و در شمال باختر کرمانشاه قرار دارد. راستای این چین شمال باختر جنوب خاور است. قدیمی ترین واحد سنگی که در هسته تاقدیس رخنمون دارد واحد ایلام است که از لایه های نازک تا ضخیم سنگ آهک خاکستری روشن تا سفید تشکیل شده است. این چین از نوع چین های مرتبط با گسل بوده و از نوع چین جدایشی است. برای بررسی رشد عرضی تاقدیس از گله از شش شاخص ریخت زمین ساختی شامل C، RE، Hi، SL، AF، BS استفاده گردید. اغلب حوضه های آبریز این چین کشیده هستند و آبراهه های آن اغلب از نوع موازی می باشد. بررسی شاخص های ریخت زمین ساختی حاکی از رشد عرضی تاقدیس از گله بوده و مکانیسم رشد عرضی آن از نوع لولای ثابت و چرخش یال ها است.

کلمات کلیدی: رشد عرضی، چین مرتبط با گسل، چین خوردگی، تاقدیس از گله.

* ایمیل: L.izadi@basu.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۸۳۰۸۹۳۳۷



Morphotectonic analysis of Ezgeleh anticline, NW of Kermanshah

Leili Izadi Kian ^{1*}, Seyyed Miad Mirzajani ²

1- Supervisor , Geology Group, Basic Science Faculty, Bu-Ali Sina University

2- Master of Tectonic, Geology Group, Basic Science Faculty, Bu-Ali Sina University

Abstract

Symmetrical and closed Ezgeleh anticline is located in the fold and Thrust belt of Zagros zone and in the Lorestan subzone. The Trend of this fold is NW-SE. This fold like most of other Zagros folding is fold related fault and Detachment fold type. The oldest rock unit that outcrops in the core of the anticline is the Ilam unit, which consists of thin to thick layers of light gray to white limestone. Tectonic morphology indicators such as BS, AF, SL, Hi, RE, C were used to examine transverse growth in this fold. Most of catchments are elongated and have parallel drainages in this fold. Investigation of tectonic morphological indices indicated transverse growth of this anticline and Its transverse growth mechanism is fixed hinges and rotating limbs. According to the evidence of fold growth the region is active and the seismic activities of the region confirm this.

Keywords: forward growth, Fold related faults, Folding ,Ezgeleh Anticline.

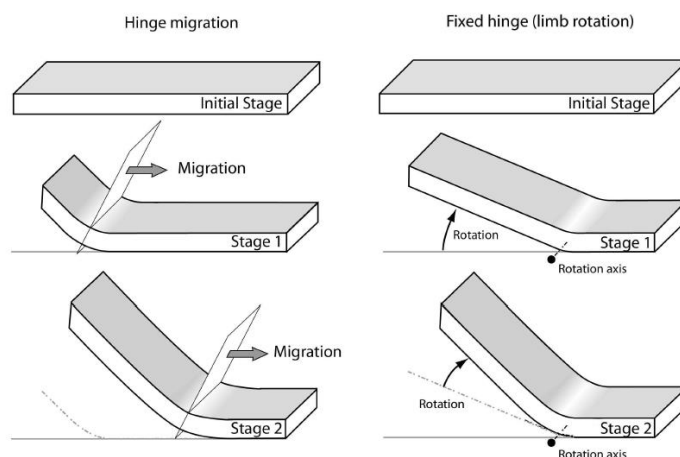
*Email: L.izadi@basu.ac.ir

Tel: +989183089337

۱- مقدمه

چین با افزایش طول یال‌ها، ارتفاع یا دامنه‌ی چین افزایش می‌یابد. برای رشد عرضی چین دوسازوکار (شکل ۱) مطرح شده است: ۱) مدل چرخش یال‌ها؛ در این مدل، در پی کوتاه شدن گسل محل لولا تغییر نکرده اما یال‌ها شروع به چرخش کرده و منجر به افزایش شیب یال و تنگ‌تر شدن چین می‌شوند. در این مدل در طی مراحل اولیه‌ی چین خوردگی، مساحت سطح مقطع چین بیشتر از مساحت سطح کوتاه شده است، بنابراین مواد نامقاوم از زیر لولای ناودیس به درون هسته تاقدیس جریان می‌یابد. اما در مراحل انتهایی مساحت سطح مقطع کاهش یافته و جهت جریان مواد برعکس می‌شود (Desitter, 1956; Hardy; and Poblet, 1994; Epard and Groshong, 1993; Hom-za and (Poblet and McClay, 1996; Mitra, 2003). ۲) مدل مهاجرت لولا: در این مدل، در طی کوتاه شدن محل لولا ثابت نبوده و مواد جدید از سمت لولا به طول یال اضافه می‌شود. چین حاصل نسبت به چین اولیه دارای طول موج و دامنه بزرگتر خواهد بود (Jamison, 1987; Mitra and Namson, 1989; Poblet and McClay, 1996; Mitra, 2003). در این پژوهش با استفاده از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی رشد عرضی چین از گله بررسی شده است.

تغییرات در شکل سطحی زمین در مناطق فعال تکتونیکی، حاصل عملکرد متقابل نیروهای زمین‌ساختی و فرآیندهای سطحی هستند (Keller and Pinter, 1996; Keller et al., 1999). امروزه محققان بر اساس شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی تکامل چین‌ها را بررسی می‌کنند و با کمک آنها الگوی مکانیسم چین خوردگی را به دست می‌آورند. رشد چین در واقع افزایش ابعاد چین به موازات سطح محوری یا عمود بر محور چین است. بر این اساس دو نوع رشد چین وجود دارد: الف) رشد جانبی یا طولی: افزایش ابعاد چین به موازات محور چین را رشد طولی چین می‌نامند. در طی این نوع رشد، طول چین افزایش می‌یابد. رشد طولی چین‌ها به دو دلیل اتفاق می‌افتد: ۱. رشد طولی گسل که منجر به رشد چین در راستای طول آن می‌شود. ۲. کاهش میزان لغزش گسل بدون افزایش طول (Bae Seong et al., 2011). حضور هواچاک‌ها و آب‌چاک‌های متعدد در رشد گسل بموازات محور چین را تایید می‌کند (ایزدی کیان و میرزاجانی، ۱۳۹۸). ب) رشد عرضی یا رو به جلو: افزایش ابعاد چین در راستای عمود بر محور را رشد عرضی چین می‌نامند. در طی این نوع رشد، طول موج چین تغییر می‌کند، و به علت تنگ‌تر شدن

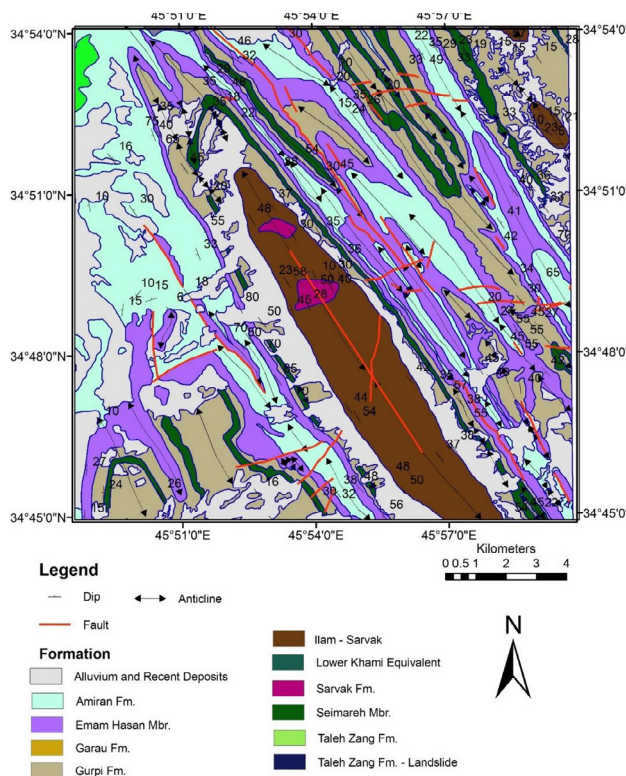


شکل ۱: سازوکار رشد عرضی چین‌ها (Mercier et al., 2007).

۲- جایگاه زمین شناسی

تاقدیس از گله در شمال باختری استان کرمانشاه و نزدیک بخش از گله قرار دارد. تاقدیس از گله با راستای شمال باختری - جنوب خاوری در زاگرس چین خورده و در زیر ناحیه لرستان قرار دارد. واحدهای سنگ شناسی این منطقه به ترتیب از واحدهای ایلام به سن کرتاسه بالایی، سازند گورپی با سن کرتاسه بالایی و سازند پایده به سن پالئوسن تشکیل شده است (شکل ۲). واحد ایلام که بعنوان قدیمی ترین واحد در هسته تاقدیس رخنمون دارد از لایه های نازک تا ضخیم سنگ آهک خاکستری روشن تا سفید تشکیل شده است. سازند گورپی شامل مارن، شیل های خاکستری مایل به آبی است که میان لایه هایی از سنگ آهک رسی دارد. این سازند دارای دو عضو اصلی آهکی به اسم امام حسن و سیمره و یک عضو غیر رسمی آهک منصوری است. آهک امام حسن ۱۱۴ متر آهک رسی ستبر لایه، ریز دانه و خاکستری به همراه میان لایه های مارن است. سازند پایده شامل رسوبات مارن و شیل های خاکستری و لایه های آهکی رسی دریایی است (مهندسین مشاور ایمن سازان، ۱۳۸۵). چین از گله تقریباً متقارن و بسته است و سطح محوری آن راستای شمال باختر - جنوب خاور دارد. چین از گله دامنه کوتاهی دارد و هندسه لولای آن تیز است. محور آن دوسویه به سمت شمال باختر و جنوب خاوری شیب دارد و از نظر وضعیت سطح محوری در گروه چین های ایستاده قرار دارد (ایزدی کیان و میرزاجانی، ۱۳۹۸). اثر سطح محوری این چین بر روی نقشه حدوداً ۳۰ کیلومتر است. اثر سطح محوری این چین بر روی سطح زمین نشان می دهد بخش جنوب باختری کمی خمیدگی دارد و به سمت خاور چرخیده است. سازند گورپی در یال پیشانی این چین ضخیم شدگی نشان می دهد. چین از گله همانند اکثر چین های زاگرس جزو چین های مرتبط با گسل و از نوع جدایشی است (میرزاجانی، ۱۳۹۸). این تاقدیس فعال است و فعالیت های لرزه ای منطقه آن را تایید می کند (ایزدی کیان و میرزاجانی، ۱۳۹۸). شاخصهای ریخت سنجی روشی برای تعیین سرعت فرآیندهای زمینساخت جنبی میباشد. هریک از شاخصهای مورد بحث، امکان یک رده بندی نسبی از فعالیتهای تکنیکی را در بررسی های مقدماتی فراهم

می آورد و میتوان منطقه را به نواحی فعال، نیمه فعال و غیرفعال تقسیم بندی کرد (سامانی و همکاران، ۱۳۹۹).



شکل ۲: نقشه ساختاری و زمین شناسی منطقه از گله (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۸).

۳- روش کار

با استفاده از شواهد زمین ریخت شناسی می توان مکانیسم رشد چین ها را تشخیص داد. در مناطقی با چین خوردگی فعال، همیشه رودخانه ها می توانند هماهنگی با بالا آمدگی منطقه، به اندازه کافی بستر خود را حفر نمایند، این موضوع اغلب به انحراف و در نتیجه واگرایی کانال رودخانه ای در انتهای ساختار رشد کننده می انجامد (Walker, 2006) در نتیجه از طریق بررسی توسعه ی زهکش های عرضی در سراسر ناحیه ی چین خورده، می توان به توسعه ی زمین ریخت شناختی چین های فعال پی برد. همچنین تاقدیس های برخاسته از فعالیت راندگی های پنهان، ساختمان زمین شناختی مرتبط با گسل از مهمترین عوامل کنترل کننده الگو و تراکم شبکه آبراهه محسوب می شوند (علمی، ۱۳۹۸). با در نظر گرفتن ملاحظات از قبیل تنوع سنگ شناسی و شرایط اقلیمی مطالعه این موضوع می تواند در ارزیابی پویایی این گسلها مفید باشد.

برای بررسی رشد عرضی از شاخص های Hi و C، Re

این شاخص در هر دو نوع رشد، عرضی و طولی کاربرد دارد. مقدار عددی نزدیک به یک شاخص سازو کار مهاجرت لولا و بیشتر از یک، سازو کار چرخش یال‌ها را نشان می‌دهد. بر اساس مطالعات انجام شده توسط پانک (۲۰۰۴)، حوضه‌های با مقدار $Re < 0.75$ دارای فعالیت تکتونیکی کم و متوسط هستند، و به عنوان حوضه‌های کروی در نظر گرفته می‌شوند و نشان‌دهنده الگوی رشد مهاجرت لولا هستند. حوضه‌های با مقادیر $Re > 0.75$ شاهدهی بر فعالیت تکتونیکی بالا و کشیده شدن حوضه‌ها می‌باشد و در نتیجه الگوی رشد چرخش یال‌ها را نشان می‌دهد. براین اساس در تقادیس از گله این شاخص در بیشتر از ۹۰ درصد از حوضه‌ها فعالیت بالای تکتونیکی نشان می‌دهد و از الگوی رشد چرخش یال تبعیت می‌کند (یزدان مهر، ۱۳۹۳) (شکل ۳).

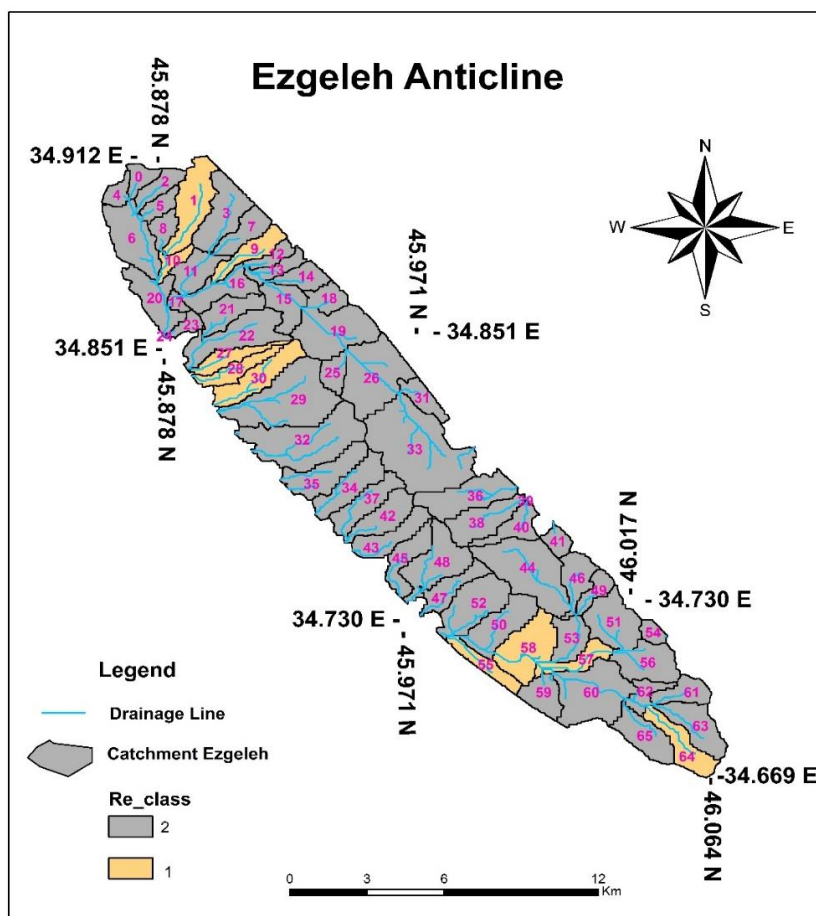
و SL، AF، BS استفاده گردیده است که در ادامه ابتدا توضیح مختصری در مورد هر یک از شاخص‌ها داده شده و سپس نتایج منطقه بررسی می‌شود.

۱-۳- شاخص نسبت کشیدگی حوضه (Re)

از شاخص نسبت کشیدگی حوضه^۱، نیز جهت تعیین شکل و هندسه حوضه زهکشی استفاده می‌کنند. فرمولی که برای محاسبه این شاخص استفاده می‌شود به قرار زیر است:

$$Re = 2\sqrt{A\pi} / L_b$$

در این فرمول A، مساحت حوضه زهکشی می‌باشد و مولفه π ، عدد ثابت 3.14 می‌باشد و مولفه L_b هم نشان‌دهنده طول حوضه زهکشی می‌باشد. هر اندازه که مقدار این شاخص به یک نزدیک تر باشد، زیر حوضه کروی تر بوده و هرچه که از یک بالاتر برود زیر حوضه‌ها کشیده تر می‌شوند (Panek., 2004).



شکل ۳: نقشه شاخص (Re) ورده بندی این پارامتر در تقادیس از گله.



۳-۲- شاخص فشردگی

برای محاسبه شاخص فشردگی^۱ از فرمول زیر استفاده می شود. در این فرمول A، مساحت حوضه زهکشی و p هم نشان دهنده محیط زیر حوضه زهکشی است.

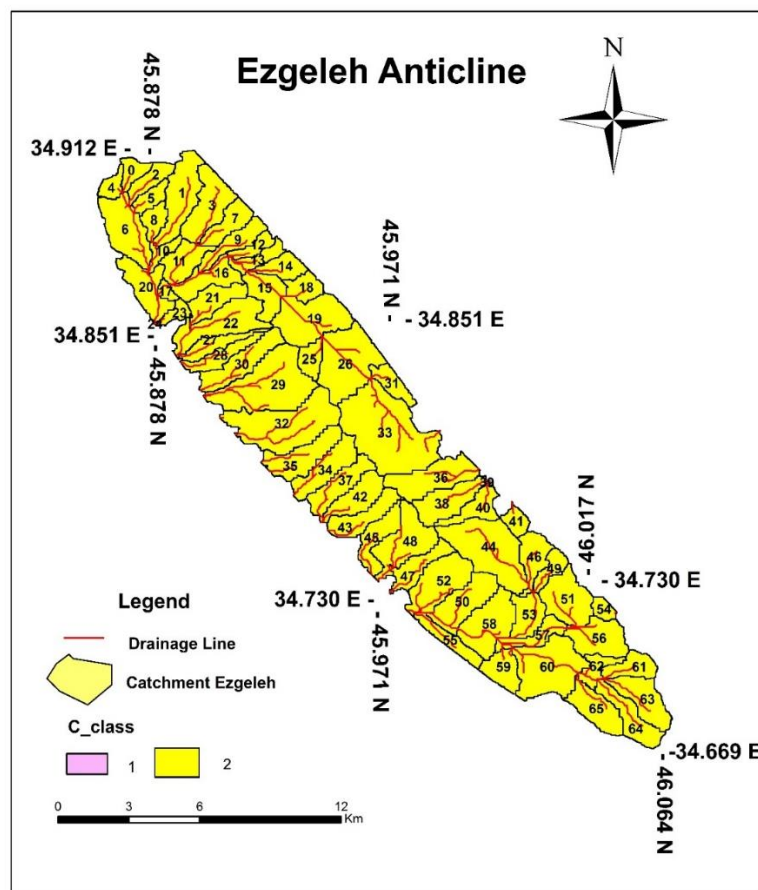
$$C = 2.8 P/\sqrt{A}$$

این شاخص در تشخیص سازوکار رشد عرضی بکار می رود. مقادیر عددی نزدیک به یک این شاخص سازوکار مهاجرت لولا و بیشتر از یک سازوکار چرخش یال هارا نشان می دهد. براساس مطالعات Gravelius (1914) حوضه های دارای مقدار $C \geq 1$ ، (کلاس ۱) حوضه های دایره ای هستند و با افزایش مقدار این شاخص زیر حوضه ها از حالت دایره ای به کشیده تبدیل می شوند (کلاس ۲، $C > 1$).

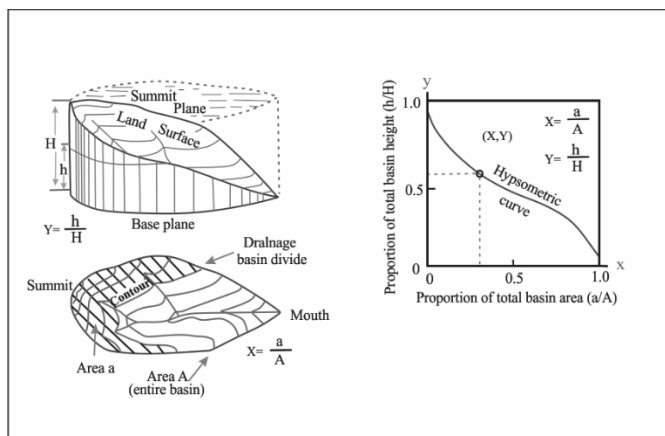
بنابراین حوضه های با مقدار $C \geq 1$ نشاندهنده الگوی رشد عرضی و مهاجرت لولا و اگر بیشتر از یک باشد دارای سازوکار چرخش یال ها هستند (Horton, 1932). تمامی مقدارهای این شاخص برای حوضه های تاقدیس از گله بیشتر از یک می باشند (جدول ۱) و سازوکار چرخش یال هارا نشان می دهد (شکل ۴).

۳-۳- شاخص انتگرال ارتفاع سنجی (Hi)

انتگرال ارتفاع سنجی، توزیع ارتفاع را در یک ناحیه از زمین، از یک حوضه زهکشی را نشان می دهد. منحنی ارتفاع سنجی از پیاده کردن نسبت کل ارتفاع حوضه (ارتفاع نسبی) در مقابل نسبت کل مساحت حوضه (مساحت نسبی) به وجود می آید (شکل ۵).



شکل ۴: نقشه شاخص ضریب فشردگی تاقدیس از گله.



شکل ۵: حوضه زهکشی فرضی نشانگر ایجاد یک نقطه (x, y) روی منحنی ارتفاع سنجی تروسیم مقادیر دیگر (برای کنتورهای متفاوت h/H و a/A) باعث ایجاد منحنی می‌شود (Strahler, 1952).

حوضه های این تاکدیس مقادیر بالایی از این شاخص را نشان می دهد که حاکی از فعال بودن آن می باشد.

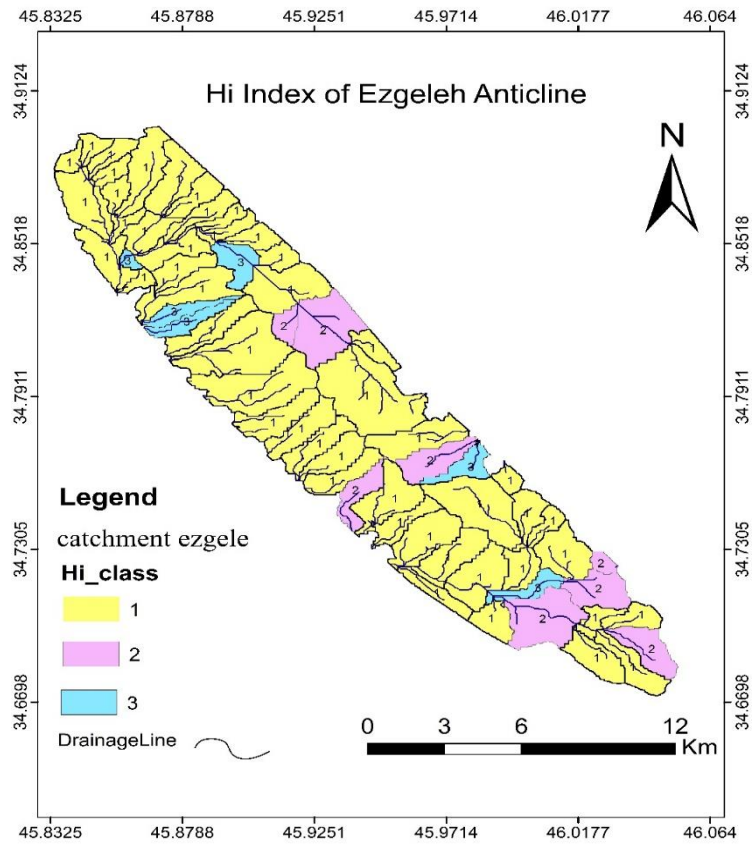
۴-۳- شاخص عدم تقارن حوضه‌ی آبریز (Af)

حوضه زهکشی و هندسه شبکه آبراهه‌ها می‌تواند به چند صورت کمی و کیفی مورد بررسی قرار گیرد، عامل عدم تقارن یا فاکتور عدم تقارن می‌تواند میزان کج‌شدگی زمین‌ساختی حوضه زهکشی را در مقیاس‌های بزرگ نشان دهد. حمدونی و همکاران (El Hamdouni et al., 2008) این شاخص را به سه رده تقسیم نموده‌اند: رده ۱- حوضه نامتقارن ($Af \geq 65$)، رده ۲- حوضه نیمه‌متقارن ($Af \leq 35$ or > 43)، رده ۳- حوضه متقارن ($43 < Af < 57$). با توجه به نقشه نهایی شاخص Af ، منطقه مورد نظر در ۳۵ حوضه کلاس ۱، که حوضه های نامتقارن می باشند، ۱۳ حوضه در کلاس ۲ که حوضه های نیمه متقارنی هستند و ۱۶ حوضه در کلاس ۳ که حوضه های متقارنی هستند تقسیم بندی می شوند. از این شاخص برای تشخیص سازوکار رشد طولی چین می توان استفاده کرد. جهت رشد جانبی تاکدیس منطبق بر جهت کاهش مقدار این شاخص است. زیر حوضه های مجاور هسته مقدار بالایی از این شاخص را دارا هستند. همچنین زیر حوضه هایی که دقیقاً مجاور هسته هستند، متقارن اند و یا کج شدگی متفاوت نسبت به زیر حوضه های اطراف دارند (شکل ۷ و ۱۲).

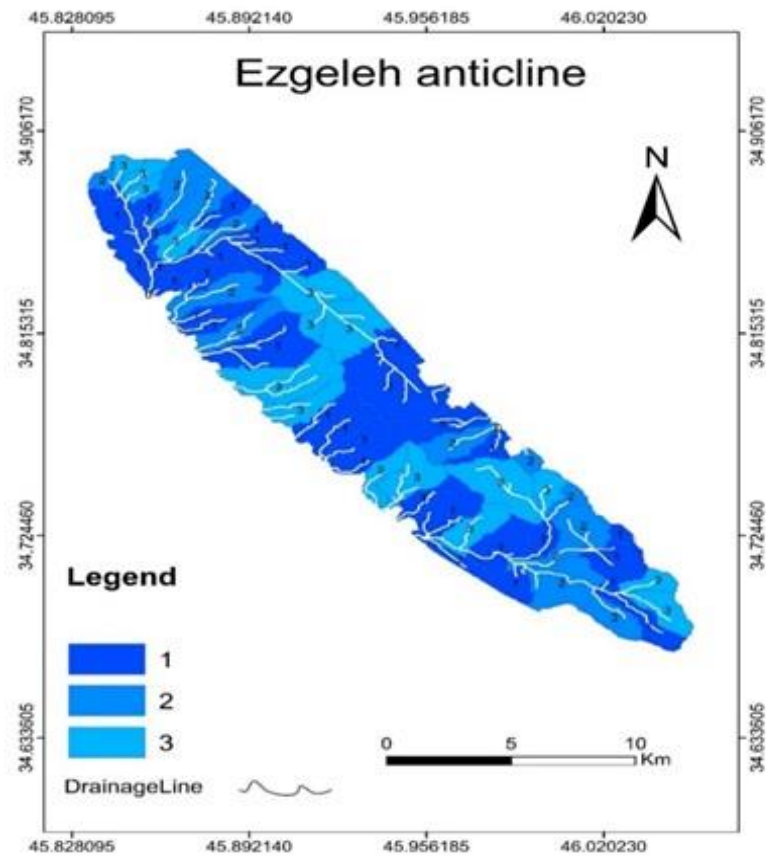
مساحت کل حوضه (A) ، از مجموع مساحت بین هر جفت خطوط تراز مجاور به دست می آید. مساحت a ، مساحت سطح حوضه در بالای یک خط ارتفاع خاص (h) می باشد. مقدار مساحت نسبی (a/A) حوضه همیشه از یک در پایین ترین نقطه در حوضه $(h/H=1)$ تا صفر در بالاترین نقطه حوضه $(h/H=0)$ در تغییر می باشد. یک روش ساده برای مشخص نمودن شکل منحنی ارتفاع‌سنجی برای یک حوضه زهکشی خاص، محاسبه انتگرال ارتفاع‌سنجی می باشد. فرمول محاسبه انتگرال ارتفاع‌سنجی که به صورت مساحت زیر منحنی یاد شده می باشد.

$$H_i = H_{\text{mean}} - H_{\text{min}} / H_{\text{max}} - H_{\text{min}}$$

که در این رابطه H_{mean} مقدار ارتفاع میانگین در هر حوضه می باشد و H_{min} کمترین ارتفاع در هر حوضه و مقدار H_{max} بیشترین ارتفاع در هر حوضه را نشان می دهد. لذا به طور مختصر می توان این گونه بیان کرد که تحلیل ارتفاع‌سنجی، یک ابزار مفید برای تشخیص نواحی فعال تکتونیکی از نواحی غیرفعال است (Keller and Pinter, 2002). حوضه‌هایی که در نقشه نهایی این شاخص در (شکل ۶) دیده می شود در سه کلاس مختلف از نظر فعالیت تکتونیکی نشان داده شده است. جهت رشد طولی تاکدیس منطبق بر جهت کاهش مقدار این شاخص است و زیر حوضه های مجاور هسته مقدار بالایی را از این شاخص دارا هستند (فقیه و همکاران، ۱۳۹۴، یزدان مهر، ۱۳۹۳). اغلب



شکل ۶: نقشه شاخص Hi ورده بندی این شاخص در سه کلاس مختلف در تاق‌دیس از گله.



شکل ۷: ارزیابی شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af) در منطقه مورد مطالعه.

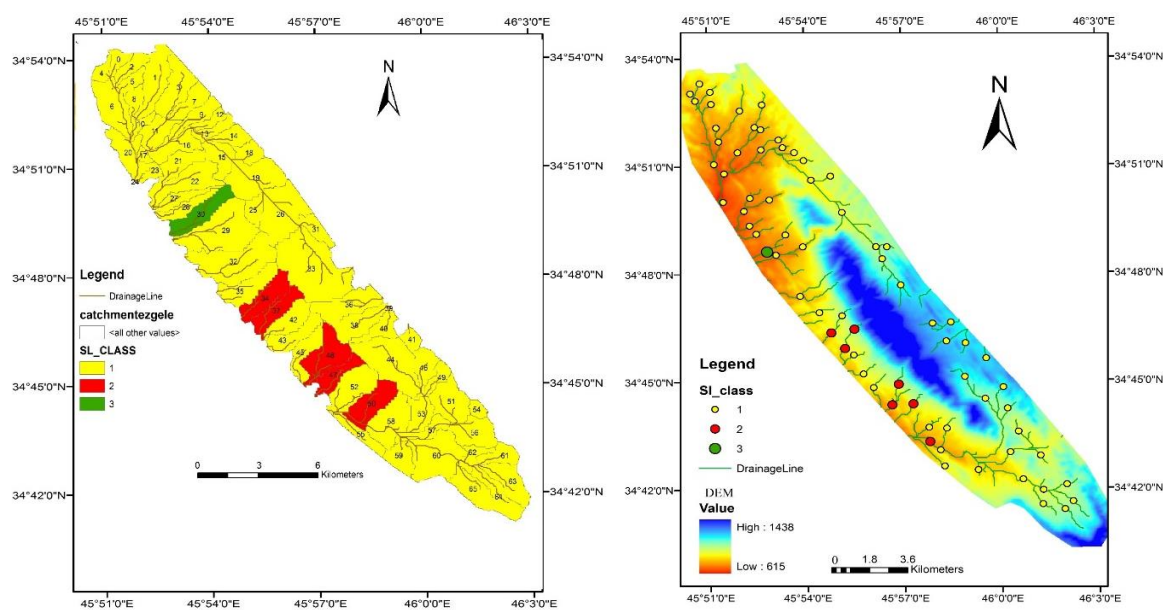
نسبت به بخش‌های دیگر چین هستند. براین اساس با اندازه‌گیری مقدار شاخص طول - گرادیان زهکش‌های جاری روی یال‌های تاقدیس مورد مطالعه و بررسی روند تغییرات آن، می‌توان به سوی رشد چین پی برد (فقیه و همکاران، ۱۳۹۴). در این شاخص جهت رشد جانبی تاقدیس منطبق بر جهت کاهش مقدار این شاخص است، زیر حوضه‌های مجاور هسته مقدار بالایی از این شاخص را دارا هستند (شکل ۸ الف و ب). با عبور رودخانه‌ها و آبراهه‌ها در مناطقی با برخاستگی فعال (Active uplift) میزان این شاخص افزایش می‌یابد و احتمال دارد با عبور رودخانه‌ها و آبراهه‌ها به موازات عوارضی همچون دره‌های به وجود آمده در اثر عملکرد گسل‌های امتداد لغز این شاخص کاهش یابد (Keller and pinter, 2002a). به همین منظور نیمرخ‌های طولی برای چند آبراهه منطقه جهت بررسی تاثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی فعال بر روند میزان شاخص SL ترسیم شده است (شکل ۹ و ۱۲). لازم به ذکر است که برای حوضه‌های (۴۷ و ۳۴ و ۴۸ و ۵۰) رسم نیمرخ‌های آبراهه‌ها امکان پذیر بود. همانطور که در نیمرخ‌ها مشاهده می‌شود شاخص SL در برخی حوضه‌هایی که در شمال خاور و جنوب باختر قرار دارند، دارای آنومالی زیادی است و به نظر می‌رسد آنومالی این نیمرخ‌ها مرتبط با رشد تاقدیس در منطقه باشد.

۵-۳- شاخص گرادیان - طول رود (SL)

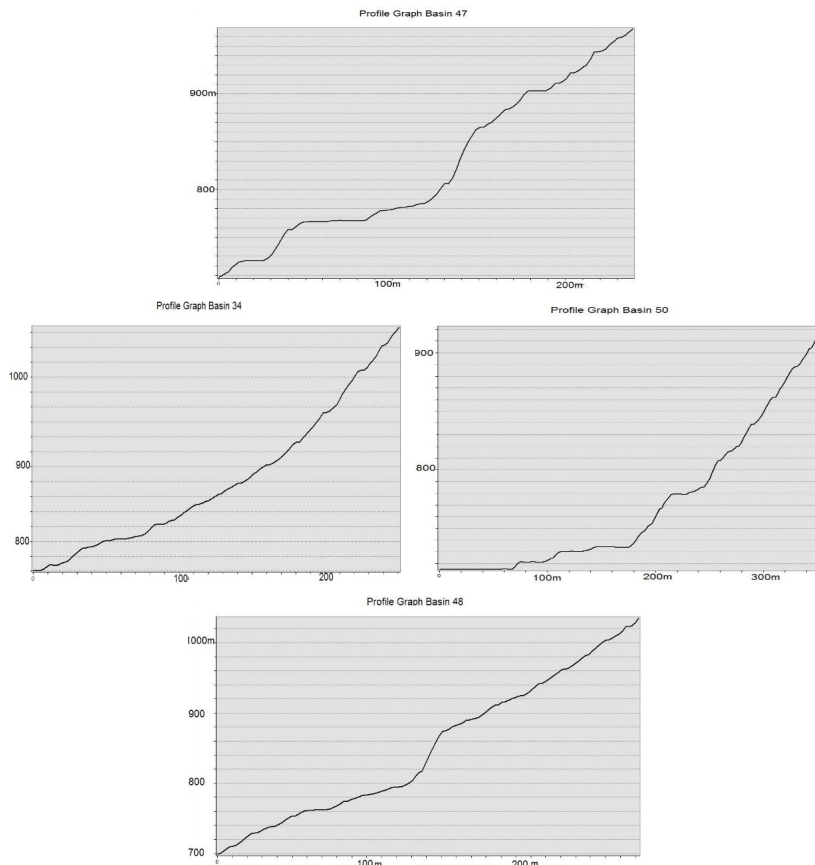
شاخص گرادیان (شیب) - طول رود یکی از شاخص‌های ارزیابی زمین‌ساخت فعال در ارتباط با شکل کانال رودها است. این شاخص اولین بار توسط هاگ (Hack, 1973) در مطالعه نقش مقاومت سنگ‌ها در شکل‌گیری آبراهه‌های رشته‌کوه آپالاش آمریکای جنوبی مورد استفاده قرار گرفته است، شاخص SL مطابق رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

SL: شاخص گرادیان - طول رود، ΔH اختلاف ارتفاع محدوده، L معرف طول محدوده و L : طول کانال رود از خط تقسیم رود تا مرکز بخشی است که شیب در آن محاسبه شده است یا به عبارتی L طول کلی کانال، از نقطه‌ای که شاخص مورد محاسبه قرار گرفته تا مرتفع‌ترین نقطه کانال می‌باشد. معمولاً شاخص SL نسبت به تغییرات گرادیان رود بسیار حساس است و برای ارزیابی روابط بین فعالیت زمین‌ساختی، مقاومت سنگ و توپوگرافی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Keller and Pinter, 2002a). به دلیل کاهش مقدار بالا آمدگی تاقدیس در سوی (جهت) رشد و به موازات محور چین مقدار شاخص طول - گرادیان زهکش، نیز در جهت رشد کاهش می‌یابد (Hack, 1973). به عبارت دیگر با نزدیک شدن به محل تاقدیس جنبی، زهکش‌ها قدیمی تر بوده دارای مقادیر بیشتری از بالا آمدگی



شکل ۸: الف. نقاط اندازه‌گیری شده شاخص SL و ب. نقشه رده بندی شاخص SL در منطقه مورد مطالعه



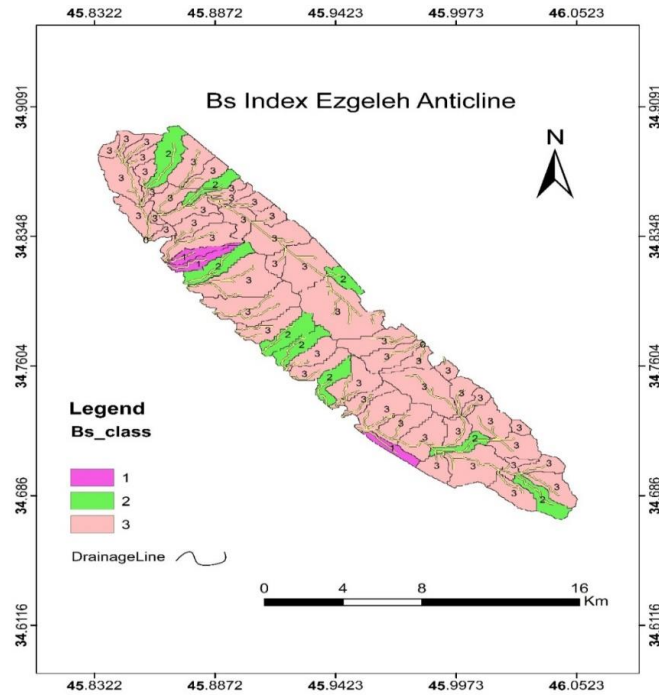
شکل ۹: نیمرخ‌های طولی آبراهه‌های اصلی در حوضه‌های فعال تاقدیس از گله.

۶-۳- شاخص شکل حوضه (Bs)

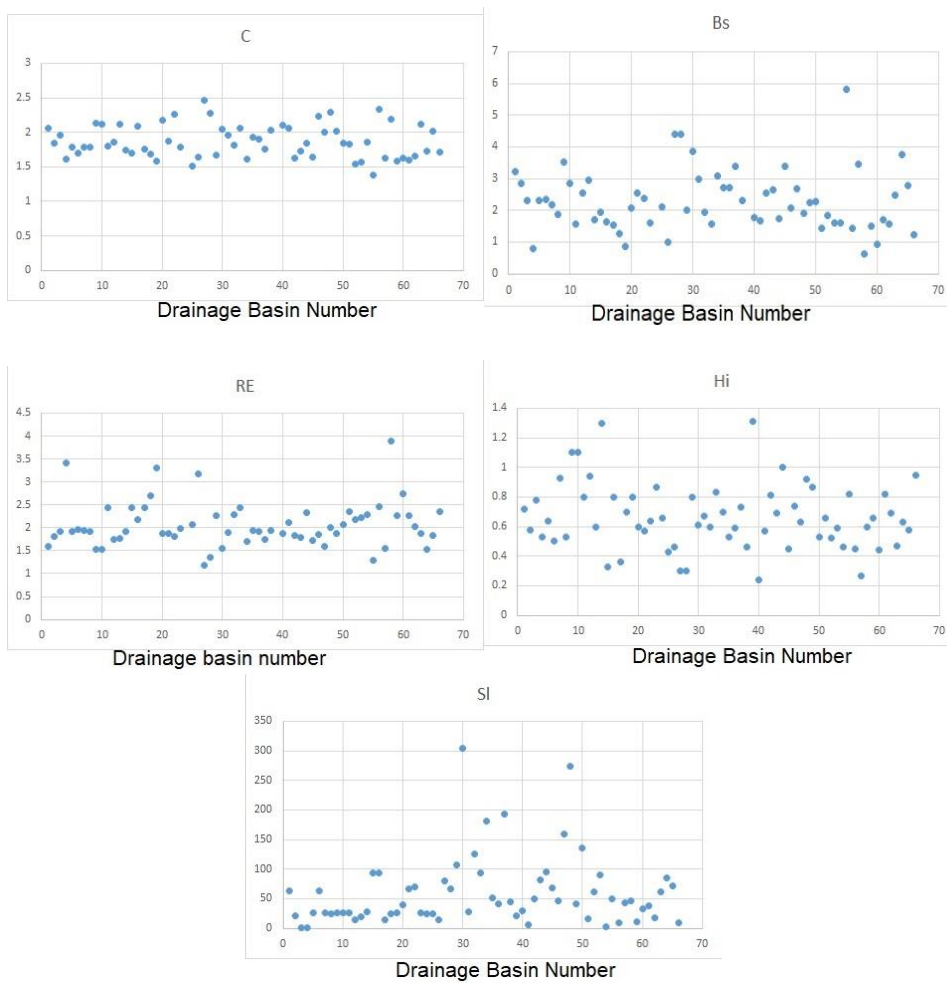
شکل افقی یک حوضه توسط شاخص شکل حوضه یا نسبت طولیل شدگی حوضه توضیح داده می‌شود که آن را Bs می‌نامند (Ramirez-Herrera, 1998). نسبت شکل حوضه زهکشی نیز شاخصی است که در ارزیابی فعالیت‌های تکنیکی به کار می‌رود. این شاخص نشان دهنده‌ی این است که:

الف: تجزیه حوضه زهکشی نزدیک پیشانی کوهستانی، زمانی که زمین ساخت فعال باعث بالا آمدگی سریع شده (Bull And McFadden, 1977) و یا در مناطقی که دچار فروافتادگی شده است (Ramirez-Herrera, 1998). ب: معمولاً حوضه‌هایی که از نظر زمین ساختی فعال هستند، شکل کشیده‌ای دارند. با توقف فعالیت یا غلبه فرایندهای فرسایشی، شکل حوضه به تدریج در طی زمان دایره‌ای می‌شود و شاخص کاهش می‌یابد (Kara-mi, 2009). ج: حوضه‌های زهکشی جوان در مناطق دارای تکنیک فعال، تمایل به کشیدگی شکل حوضه در جهت موازی با شیب توپوگرافی کوه دارند (Bull and McFad-den, 1977). این شاخص برای رشد عرضی و رشد جانبی

کاربرد دارد. برای تشخیص رشد عرضی مقادیر عددی نزدیک به ۱، این شاخص سازو کار مهاجرت لولا و بیشتر از ۱ سازو کار چرخشی یال‌ها را نشان می‌دهد. برای رشد طولی (جانبی)، جهت رشد جانبی تاقدیس منطبق بر جهت کاهش مقدار این شاخص است. زیر حوضه‌های مجاور هسته مقدار بالایی از این شاخص را دارا هستند (یزدان مهر، ۱۳۹۳). طبق محاسبات این شاخص تنها در سه حوضه مقدار عددی نزدیک به ۱ بوده و در بقیه حوضه‌ها مقدار عددی این شاخص بیش از یک بوده است و در نتیجه این شاخص سازو کار چرخش یال‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۱۲). همچنین بعد از اندازه‌گیری این شاخص در محیط نرم افزار (GIS) این شاخص در سه کلاس مختلف تقسیم بندی می‌شود (شکل ۱۰). کلاس ۱: $Bs > 4$ می‌باشد که این حوضه‌ها نشان دهنده فعالیت تکنیکی بالا است. کلاس ۲: $3 < Bs < 4$ می‌باشد که در این حوضه‌ها نشان دهنده فعالیت تکنیکی متوسط است. کلاس ۳: $Bs > 3$ می‌باشد که در این حوضه‌ها نشان دهنده فعالیت تکنیکی کم می‌باشد.



شکل ۱۰: رده بندی شاخص شکل حوضه (Bs).



شکل ۱۱: نمودار ارزیابی شاخص های در حوضه های مختلف



۴- نتیجه گیری

تاقدیس از گله در زیر ناحیه لرستان در زون چین خورده -رانده زاگرس قرار دارد. برای بررسی رشد عرضی این چین از روش های ریخت زمین ساختی و از شاخص های Re ، Hi ، C ، SI ، BS ، AF استفاده شده است. همه شاخص ها نشان می دهند که این چین رشد عرضی دارد و مکانیسم آن لولای ثابت و چرخش یال است. بررسی شاخص Hi در حوضه آبریز تاقدیس از گله نشان دهنده پویایی منطقه و توپوگرافی جوان منطقه است. اغلب حوضه ها شکل کشیده دارند و مکانیسم لولای ثابت و چرخش یال هارا برای رشد عرضی چین نشان می دهند. عدم تقارن حوضه های آبریز در سوی رشد حاکی از کاهش بالا آمدگی تاقدیس در سوی رشد است و در نتیجه حوضه هایی که در سوی رشد قرار می گیرند گسترش بیشتری داشته و مساحت بیشتری را بخود اختصاص می دهند. با بررسی فعالیت زمین ساختی نسبی حوضه هایی که در یال جنوب باختری و شمالی خاوری چین قرار دارند، یال جنوب باختری فعالیت تکتونیکی بیشتری نسبت به یال شمال خاوری نشان می دهد.

منابع

- ایزدی کیان، ل.، میرزاجانی، س. م.، ۱۳۹۸. تحلیل ساختاری تاقدیس از گله، فصلنامه زمین ساخت، دوره ۳، شماره ۱۲، ۷۱-۹۰.
- سامانی، ب.، چرچی، ع.، ناظمی، ش.، ۱۳۹۹. تحلیل ریخت زمین ساختی گسل آجاجاری، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، دوره ۱۰، شماره ۲، ۱۸۰-۱۹۲.
- شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۸. نقشه زمین شناسی قصر شیرین با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- علیمی، م. ا.، ۱۳۹۸. تحلیل زمین ریخت شناسی و رشد تاقدیس مرتبط با راندگی پنهان بیرجند با استفاده از تغییرات بعد برخالی الگوی آبراهه ها، فصلنامه زمین ساخت، دوره سوم، شماره ۹، ۳۹-۵۷.
- فقیه، ع.، یزدان مهر، ز.، سراج، م.، ۱۳۹۴. بررسی الگوی رشد عرضی چین خوردگی با استفاده از مطالعه فرآیند های فرسایشی و شاخص های ژئومورفولوژیک و هیدروژئیک (مطالعه موردی میدان نفتی خویز)، مجله پژوهش های فرسایش های محیطی، ۴(۲۰)، ۷۳-۸۸.
- فقیه، ع.، جمشیدی، آ.، وطن دوست، م.، اویسی، ب.، ۱۳۹۴. رویکرد زمین ریخت شناسی زمین ساختی در ارزیابی سازوکار رشد چین ها در زاگرس چین و راندگی، مطالعه موردی دو تاقدیس در گستره فارس، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال نهم، شماره ۳۳، ۳-۱۳.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی ایران، شماره ۱، ۵۳۶ ص.
- مهندسین مشاور ایمن سازان، ۱۳۸۵. گزارش زمین شناسی تکمیلی، هیدروکلیماتولوژی، هیدروژئولوژی، آماربرداری ادواری گمانه ها و منابع آب زیرزمینی مسیر تونل انتقال آب زاگرس.
- میرزاجانی، س. م.، ۱۳۹۸. تحلیل ساختاری و شواهد زمین ریختی رشد چین مرتبط با گسل تاقدیس از گله، پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه بوعلی سینا، ۲۰۰ ص.
- یزدان مهر، ز.، ۱۳۹۳. بررسی شواهد زمین ریختی رشد چین مرتبط با گسل در میدان نفتی خویز، زاگرس، ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه شیراز، ۱۴۰ صفحه.
- Bae Seong, Y., Kang, H.C., Ree, J.H., Lai, Z., Long, H and Yoon, H.O., 2011. Geomorphic constraints on active mountain growth by the lateral propagation of fault-related folding: A case study on Yumu Shan, NE Tibet, *Journal of Asian Earth Sciences*, 41, 184-194.
- Bull, W. B and McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California, In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions, Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton*. p. 115-138.
- De Sitter, L. U. 1956. *Structural Geology*. New York and London, 552 pp.
- Epard J.L and Groshong R.H. ,1995. Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layerparallel strain, *Tectonophysics*, 247, 85-103.
- Gravelius , H.1914. *Flussk Unde*. Goschensche verlag shan dlung. Berlin.
- Hardy S and Poblet J, 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology* 22:371-374.



- Homza T.X and Wallace W.K., 1997. Detachment folds with fixed hinges and variable detachment depth, northeastern Brooks range, Alaska. *Journal of Structural Geology*, 19, 337–354.
- Horton, R.E. 1932. Drainage-Basin Characteristics. *Transactions American Geophysical Union* 13(1), 350-361.
- Jamison, W. R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes *Journal Of Structural Geology*, 9: 207-219.
- Keller, E.A and Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape*, Second ed. Prentice Hall, NJ. 362 p.
- Keller, E. A., Pinter, N., 1996, *Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape*. by Prentice-Hall, Inc. Simon and Schuster/A Viacom Company Upper Saddle River, New Jersey. 7458, 121-145.
- Keller, E.A., Gurrola, L., Tierney, T.E., 1999. Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding, *Geology*, 27, 515 - 518.
- Mitra S and Namson J. ,1989. Equal area balancing. *American Journal of Science* 289:563–599
- Mitra S. 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 25, 1659–1673.
- Panek, T.O.M.A.E. 2004. The use of morphometric parameters in tectonic geomorphology (on the example of the western Beskydy, mts). *Geographica*, 1, 111-126.
- Poblet J and McClay K. ,1996. Geometry and kinematics of single layer detachment folds, *A. A. P. G. Bull.*, 80, 1085– 1109.
- Strahler, A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117-1142.
- Walker, R., 2006. A Remote Sensing Study Of Active Folding And Faulting In Southern Kerman Province, S.E Iran, *Journal of Structural Geology*, vol.28:654-668.



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۲

doi 10.22077/JT.2023.6168.1152

آنالیز امکان گسلش در زیر بدنه سد عمارت در اثر آبگیری، با استفاده از روش مدل سازی عددی

حجت اله صفری^{۱*}، رسول یازرلو^۲

۱- دانشیار تکنونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۲- دکتری زمین شناسی مهندسی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۲/۰۶
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۰۱

چکیده:

برای تکمیل مطالعات در مورد اثر تغییرات تنش ناشی از آبگیری بر گسیختگی پی و پایداری کلی در سدهای بزرگ، لازم است که تحلیل امکان شکست پی در اثر آبگیری سد انجام گیرد. به همین دلیل، سد در حال ساخت عمارت در استان اردبیل به عنوان مورد مطالعاتی جهت مدل سازی دو بعدی عددی مبتنی بر روش اجزای محدود با روش آنالیز غیرخطی انتخاب گردید. برای انجام این کار مطالعات دقیق زمین شناسی مهندسی ساختگاه و دریاچه سد بررسی شده و به این ترتیب پارامترهای لازم جهت مدل سازی نظیر وضعیت مقاومت فشاری و تک محوری قبل و بعد از اشباع استخراج گردید. سپس با استفاده از نرم افزار پلاکسیس مدل سازی عددی دو بعدی انجام گرفته و امکان شکست پی بررسی شد. نتایج این پژوهش نشان داد که پس از آبگیری سد و افزایش فشار آب منفذی، دایره مور برای نقطه بحرانی به سمت مرکز مختصات مهاجرت کرده و به همین دلیل به پوش گسیختگی نزدیک تر شده است که نشان دهنده احتمال بروز شکست بر اثر آبگیری سد می باشد. همچنین پیش بینی می شود که در اثر آبگیری سد، بجای ایجاد شکستگی های جدید، زون های گسلیده قدیمی مربوط به گسل های اصلی با مولفه نرمال و یا امتداد لغز نظیر بالان، که در مجاور سد قرار گرفته اند، دچار شکست و فعالیت گردند.

واژگان کلیدی: سد عمارت، شکست پی، آبگیری سد، مدل سازی عددی، نرم افزار پلاکسیز

* ایمیل: safari.ho@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۱۱۲۶۹۷۳۰۷

Analysis of faulting under foundation in Emarat dam, due to impounding, using numerical modelling by Plaxis software

Hojjat Ollah Safari^{1*}, Rasoul Yazarli²

1- Assistant Professor in Tectonics, Geology Department, College of Sciences, Golestan University, Gorgan, Iran.

2- PhD in Engineering Geology, Geology Department, College of Sciences, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran.

Abstract:

For completing of studies about influences of stress changes due to impounding on foundation failure and bulk stability of large dams, the analysis of foundation failure probability due to dam impounding is necessary. Therefore, the Emarat under-construction dam (Ardabil Province) is selected as a case study for 2D numerical modelling on the basis of finite elements with applying complete non-linear analyzing with using Plaxis software. For this aim, the high resolution engineering geology was performed on Dam site and its reservoir and therefore, the needed parameters for modelling, such as compressive and uniaxial strength in dry and saturation situation, were evaluated. Then, the 2D modelling was performed by Plaxis software and the probability of foundation failure was surveyed. The results showed that after impounding and raising of pore pressure, the calculated Mohr circle of selected critical point is migrated toward the coordinate center and then, semi-tangent to failure envelope which demonstrated that failure probability of foundation is caused due to dam impounding in Emarat under constructed dam. Also, we prospect that after impounding, the existent old fault zones (as second order related to main faults) with normal and/or strike-slip components, such as Balan fault which located to dam adjacent, will activate instead of forming of new fractures.

Keywords: Emarat Dam, Foundation Failure, Dam Impounding, Numerical Modelling, Plaxis Software

*Email: safari.ho@gmail.com

Tel: +989112697307

۱- مقدمه:

خاکی توسط چوپرا (Chopra, 1967) انجام شد که در این مطالعه به تحلیل لرزه‌ای الاستیک خطی یک سد مثلثی همگن پرداخته شد. این محقق وضعیت تنش را در نزدیکی و جهای خارجی سد خاکی مورد بررسی قرار داده تا ایمنی این سطوح را نسبت به لغزش برآورد نماید. ایشان علاوه بر این، حالت‌های طبیعی ارتعاش یک سد خاکی را محاسبه و نتایج خود را با پاسخ‌های روش تیر برشی آمبراسیز (Ambraseys, 1960) مقایسه کرد. این روش محدودیت‌های فرضیه تنش برشی افقی یکنواخت موجود در روش تیر برشی را نشان داد. این مطالعه همچنین اثبات کرد که اگرچه تنش‌های برشی افقی در بدنه سد یکنواخت هستند، اما در وجه‌های آزاد خاکریز به صفر می‌رسند. در مطالعات پیشرفته‌تر عددی، غیرخطی بودن رفتار مصالح سازنده سد و پی آن با در نظر گرفتن رفتار آن به صورت خطی معادل یا الاستوپلاستیک کامل وارد محاسبات شد. روش معادل خطی (Idriss et al., 1973; Seed et al., 1971) اساساً از یک مقدار ثابت مدول برشی G و میرایی ξ که با کرنش‌های برشی ایجاد شده و γ براساس روابط فرض شده توصیف‌کننده تغییرات میرایی و کاهش سختی وابسته به کرنش سازگار است (بطور مثال Daghigh, 1993). از دیگر مثال‌های مربوط به استفاده از روش خطی معادل می‌توان به پژوهش سید و همکاران (Seed et al., 1971; Prevost, 1981; Prevost et al., 1985) برای تحلیل شکست سد فرناندو تحت زمین لرزه سانتا باربارا ۱۹۲۵ اشاره نمود.

همچنین، رفتار الاستوپلاستیک غیر خطی سد ابتدا بوسیله روش عددی توسط پریوست و همکاران (Pre-vost, 1981; Prevost et al., 1985) با استفاده از نرم‌افزار DYNAFLOW به منظور بررسی پایداری و گسیختگی سد سانتا فلشیا، مدل‌سازی شد. در این مطالعه از پاسخ هیستریک خاک با استفاده از یک تئوری پلاستیسیته چند سطحی بهره برده شده است (Mroz, 1967) که از یک خطی‌سازی سطحی تسلیم ۱۱ قطعه‌ای برای تقریب منحنی تنش - کرنش برشی استفاده شد. هر دو تحلیل‌ها به صورت ۲ بعدی و ۳ بعدی انجام شده و با هم مقایسه شدند تا اهمیت عرض دره رودخانه نیز را ارزیابی نمایند. به هر حال اختلاف‌های کوچکی بین تحلیل‌های ۲ بعدی و ۳ بعدی یافت شد که این

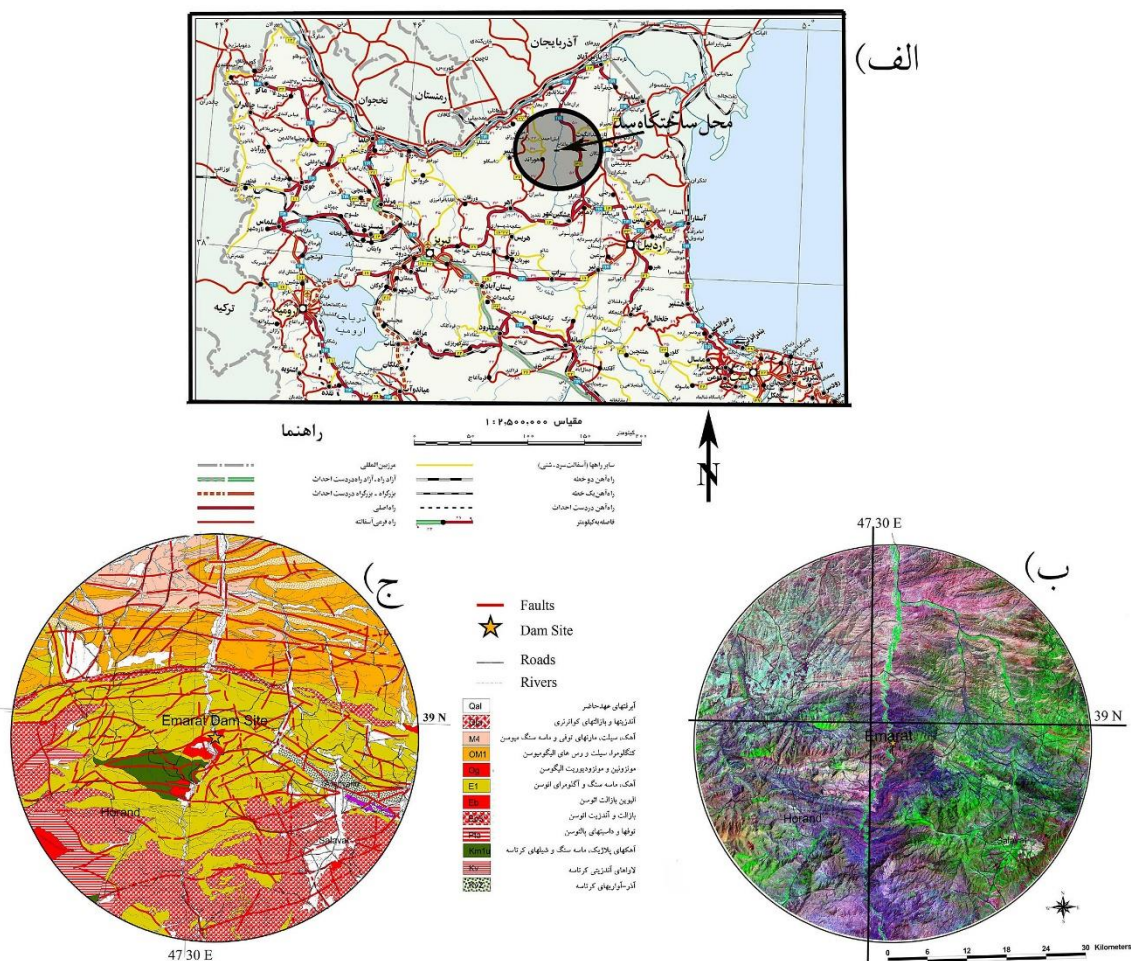
یکی از پایه‌های اساسی توسعه جوامع انسانی وجود منابع آب مطمئن می‌باشد. قرارگیری کشور ایران در یک منطقه نسبتاً خشک، اهمیت توسعه منابع آب از طریق ایجاد سدهای مخزنی را در محل‌های مناسب حیاتی می‌نماید. بالطبع استان اردبیل نیز از این قاعده کلی خارج نیست و به همین دلیل تعداد ۴۷ سد کوچک و بزرگ با ظرفیت مفید ۲۷۲ میلیون مترمکعب مورد مطالعه، اجرا و بهره‌برداری قرار گرفته است (سایت سازمان آب منطقه‌ای اردبیل). علیرغم تمامی نکات مثبتی که ساخت سدهای بزرگ دارند؛ بواسطه اینکه باعث تجمع حجم زیادی آب در یک محیط کوچک می‌شوند، می‌توانند باعث بروز اثرات زیست محیطی مخربی نظیر بالا رفتن فشار منفذی سنگ‌های زیر بدنه سد شده و شرایط را برای شکست پی سد و احتمالاً ایجاد زلزله القایی مهیا نمایند. قرارگیری ایران بر روی کمربند جوان و لرزه‌خیز آلپ- هیمالیا، سبب تشکیل گسل‌های فعال با پیشینه لرزه‌خیزی بالا (۱۳۰ زمین لرزه به بزرگی ۷/۵ ریشتر در طول تاریخ) شده است (Ambraseys & Meville, 1982) که می‌تواند سبب شکست در سازه‌های حساسی نظیر سدها شود. علاوه بر زمین لرزه‌ها، از مهمترین علل شکست و ناپایداری در سدهای در حال ساخت و یا بهره‌برداری، زمین لرزه‌های القایی ناشی از آنگیری سد می‌باشد. در بسیاری از موارد، در مناطقی که گسله‌های فعالی در مخزن، تکیه‌گاه و یا پیرامون سد قرار داشته باشند؛ آنگیری سدها علاوه بر بالا بردن فشار منفذی در توده‌های سنگی زیر مخزن و پی، سبب روان کاری سطح گسل‌های فعال می‌شود. این پدیده سبب آزاد شدن انرژی پتانسیل ذخیره شده در سطح گسل‌ها شده (Qiuliang et al., 2008) و به این ترتیب موجب به پیش انداختن زلزله‌های بزرگ خواهد شد. به همین دلیل بررسی پایداری استاتیک و لرزه‌ای سدهای بزرگ از اهمیت به‌سزایی برخوردار می‌باشد. در زمینه بررسی پایداری استاتیک و لرزه‌ای سدهای خاکی به کمک روش‌های عددی (نظیر سد عمارت)، مطالعات بسیاری در سطح جهان و ایران صورت پذیرفته است. اولین کاربرد روش عددی اجزاء محدود در تحلیل سدهای



مطالعات مشابه‌ای برای اثرات متقابل سد-پی انجام شده (Nahas, 1987; Abouseeda and Dakoulas, 1996). در آن سد الاستوپلاستیک با استفاده از اجزاء محدود مدل‌سازی شد. در این پژوهش فرض شد که پی بصورت یک فضای نیمه الاستیک رفتار کند و سپس با استفاده از اجزاء مرزی مدل‌سازی شد. علیرغم مطالعات پیرامون اثر تغییرات تنش ناشی از آبرگیری بر گسیختگی پی و پایداری کلی سدها در اکثر سدهای بزرگ (ICOLD-137, 2011; ICOLD-144, 2016; ICOLD-72, 2010)، با توجه به عدم مطالعات کافی در اکثر سدهای بزرگ در حال طراحی و ساخت ایران، لازم است که تحلیل امکان شکست پی در اثر آبرگیری سد انجام گیرد. این پژوهش سد در حال ساخت عمارت را به عنوان مورد مطالعاتی انتخاب نموده تا به مدل‌سازی دو بعدی عددی مبتنی بر روش اجزای محدود با روش آنالیز غیرخطی کامل با استفاده از نرم‌افزار پلکسیس انجام گرفته (Griffiths and Prevost, 1988) و به این ترتیب امکان شکست پی در اثر آبرگیری سد تحلیل گردد.

طراحی سد عمارت با ارتفاع از پی ۱۱۰ متر، طول تاج ۳۴۰ متر و عرض تاج ۱۲ متر در سال‌های ۱۳۸۳ تا ۱۳۹۴ توسط مهندسین مشاور بندآب در ۴۵ کیلومتری جنوب شهر گرمی و ۱۵۰ کیلومتری شمال اردبیل انجام گردیده و از سال ۱۳۹۵ شروع به ساخت شده است. این سد با مختصات جغرافیایی ۳۸°۵۶' عرض شمالی و ۴۷°۳۲' طول شرقی (شکل ۱) و در ارتفاع ۴۳۵ متری از سطح دریا بر روی رودخانه دره رود (از سرشاخه‌های رودخانه اصلی ارس در حوضه آبریز خزر) بنا گردیده است (بر گرفته از سایت سازمان آب منطقه ای اردبیل). نوع سد سنگریزه‌ای با هسته ناتراوای میانی بوده و دارای حجم مفید ۲۳۰ میلیون متر مکعب و حجم کل ۲۹۴ میلیون متر مکعب است (شکل ۲-الف).

اختلاف به تاج نسبتاً بزرگ سد سانتا فلیشا نسبت داده شد (که برای آن $L/H \approx 4.7$). این امر برخلاف مطالعات الگمال و همکاران (Elgamal et al., 1987) بود که از روش تیر برشی در سد سانتا فلیشا استفاده نموده و به این نتیجه رسیدند که مدل آن‌ها قادر بود که اهمیت وزنی ابعاد طولی سد را نشان دهد. همچنین، مقایسه بین تحلیل الاستوپلاستیک ۲ بعدی و ۳ بعدی توسط گریفیس و پریوست (Griffiths and Prevost, 1988) بر روی سد لانگ-والی در کالیفرنیا انجام شد که در آن، نتایج تحلیل‌های ۳ بعدی دارای سازگاری حاشیه‌ای بهتری با مقادیر اندازه‌گیری شده بود. علاوه بر این، تصور می‌شد که عدم توانایی شبکه اجزاء محدود نسبت به بدست آوردن فرکانس‌های بالاتر در آن مطالعه تا حدودی به علت شبکه درشت در آن باشد که تا حدودی اهمیت اتخاذ اندازه المان‌های مناسب و اصلاح مش را نشان می‌داد. همچنین تحلیل الاستیک-کاملاً پلاستیک سد لانگ-والی با میرایی ویسکوز (رایلی) توسط (Woodward and Griffiths, 1996) صورت گرفت. نتایج این پژوهش نشان داد که روش عددی بطور قابل اعتمادی توانسته پایداری سد را پیش و پس از آبرگیری پیش‌بینی نماید. در برخی پژوهش‌ها، از بین روش‌های عددی، روش اجزاء محدود همراه با روش اجزاء مرزی استفاده شد؛ یعنی روش عددی دیگری که نیازمند گسسته‌سازی فقط مرزها (نه تمام دامنه مسئله) بود. این امر می‌تواند در بررسی عددی پایداری سدها، منجر به هزینه‌های محاسباتی کمتری شود که به علت تعداد کمتر گره‌های گسسته است، شایان توجه است که این روش فقط محدود به تحلیل‌های خطی است. این روش در مطالعه اثرات متقابل ساختار خاک بطور گسترده مورد استفاده قرار گرفته است (Spyrakos and Beskos, 1986; Von Es-tor and Kausel, 1989) که در آن ساختار غیرالاستیک با استفاده از اجزاء محدود مدل‌سازی شد. همچنین،



شکل ۱: الف- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به سد عمارت، ب- تصویر ماهواره‌ای اصلاح‌شده محل سد و پیرامون آن (شعاع ۳۰ کیلومتر)، ج- نقشه زمین‌شناسی محل سد و پیرامون آن (شعاع ۳۰ کیلومتر)

۲- زمین‌شناسی عمومی سد عمارت

منطقه مورد بررسی در منتهی الیه شمال-شمال غربی ایران قرار گرفته است. از نظر زمین‌ساختی این منطقه از شرق به گسل آستارا (مرز غربی زون تالش)، از شمال به گسل دشت مغان (مرز جنوبی زون قفقاز)، از جنوب به گسل شمال اهر (مرز شمال غربی زون سنندج-سیرجان) و از غرب به گسل‌های آراکسیس (گسل ارس، منطبق بر رودخانه مرزی ارس) و اردوباد (در کشور ارمنستان) محدود شده است (صفری و همکاران، ۱۳۹۸). قرارگیری این بلوک بین چهار زون ساختاری اصلی (در زمین‌ساخت جهانی) سبب گردیده است که از پیچیدگی‌های بسیاری برخوردار باشد و به همین دلیل می‌توان ادعا نمود که یکی از پیچیده‌ترین زون‌های ساختاری در ایران باشد. به همین دلیل هر بخش از این بلوک غلبه یک روند ساختاری را به نمایش می‌گذارد.

بررسی‌های چینه‌شناسی (صفری و همکاران، ۱۳۹۸) حکایت از آن دارد که قدیمی‌ترین سنگ‌های قابل مشاهده در سطح نهشته‌هایی با سن کرتاسه می‌باشند (شکل ۱-ج) و بر روی آنها سکانس‌های سنگی با سن پالئوسن تا کواترنر قرار گرفته‌اند. سکانس کرتاسه شامل مارن، ماسه سنگ با میان لایه‌های سنگ آهک، گدازه‌های اسپلیتی-لاتیت و لاتیت آندزیت و سنگ‌های آتشفشانی رسوبی-سنگ‌های آتشفشانی داسیتی، آندزیتی و تراکی آندزیتی همراه با توف می‌باشد. توالی پالئوسن سنگی شامل برش ولکانیکی با ترکیب داسیتی، توف، توف برش داسیتی و توف‌های اسیدی است. رخنمون‌های سنگی ائوسن شامل دو بخش آتشفشانی-رسوبی (ایگنمبریت‌های داسیتی همراه با تراکی آندزیت‌های پورفیری، گدازه‌های بالشی آندزیتی و تفریتی، پیروکسن آندزیت، آندزیت بازالت، بازالت برشیک، پیروکسن بازالت) و رسوبی (تناوب شیل،

توف سفید رنگ می‌باشند. بر اساس نتایج بررسی‌های صحرایی و نقشه زمین شناسی تهیه شده، سد و مخزن سد عمارت بر روی سنگ‌های آذرین الیگوسن با ترکیب مونزونیت تا مونزودیوریت قرار گرفته است (شکل ۲). بر روی این ساختارهای سنگی رسوبات کواترنری بصورت نهشته‌های منفصل در کف رودخانه اصلی دره رود و سایر رودخانه‌های سرشاخه آن و آبراهه‌های اصلی منطقه مشاهده می‌شوند. این نهشته‌ها هیچ گونه سخت شدگی از خود به نمایش نمی‌گذارند. کاملاً درشت دانه (در حد شن و قلوه) و در کف رودخانه‌های اصلی در حد سیلت و ماسه می‌باشند.

ماسه سنگ، مارن، کنگلومرا، شیلهای سیلته با درون لایه‌های نازک آهک و ماسه سنگ) می‌باشد. سکانس الیگوسن- الیگومیوسن نیز از دو بخش آذرین (توده‌های نفوذی با جنس گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت، بیوتیت دیوریت) و رسوبی (کنگلومرا، ردیف‌هایی از ماسه سنگ با رس سیلته و ماسه‌سنگ‌های توفی ضخیم لایه با درون لایه‌های شیلهای) تشکیل یافته است. توالی سنگی میوسن شامل تناوبی از ماسه‌سنگ و مارن و رس سیلته با درون لایه‌های کنگلومرایسی و سیلت‌ها و رس‌های گچ‌دار رنگی بهمراه ماسه‌سنگ و کنگلومرا تشکیل یافته است و توالی سنگی پلیوسن شامل رس‌سنگ‌های رنگارنگ با کنگلومرا، ماسه‌سنگ، ماسه لوماشل و



شکل ۲: الف- تصویر پانوراما از محل ساختگاه سد، به وضعیت قرار گیری گسل‌های اصلی و زون‌های خردشده توجه شود؛ ب- تصویر پانوراما از محل مخزن سد در حال احداث عمارت

مورد بررسی گسل‌های عمارت با روند N60-90 (معکوس با طول ۲۱۰ کیلومتر)، بالان با روند N160-180 (گسل امتدادلغز چپ‌بر با مولفه نرمال و طول ۱۱۰ کیلومتر) و سبلان با روند N60-70 (گسل امتدادلغز راست‌بر با طول ۱۸۰ کیلومتر) می‌باشند.

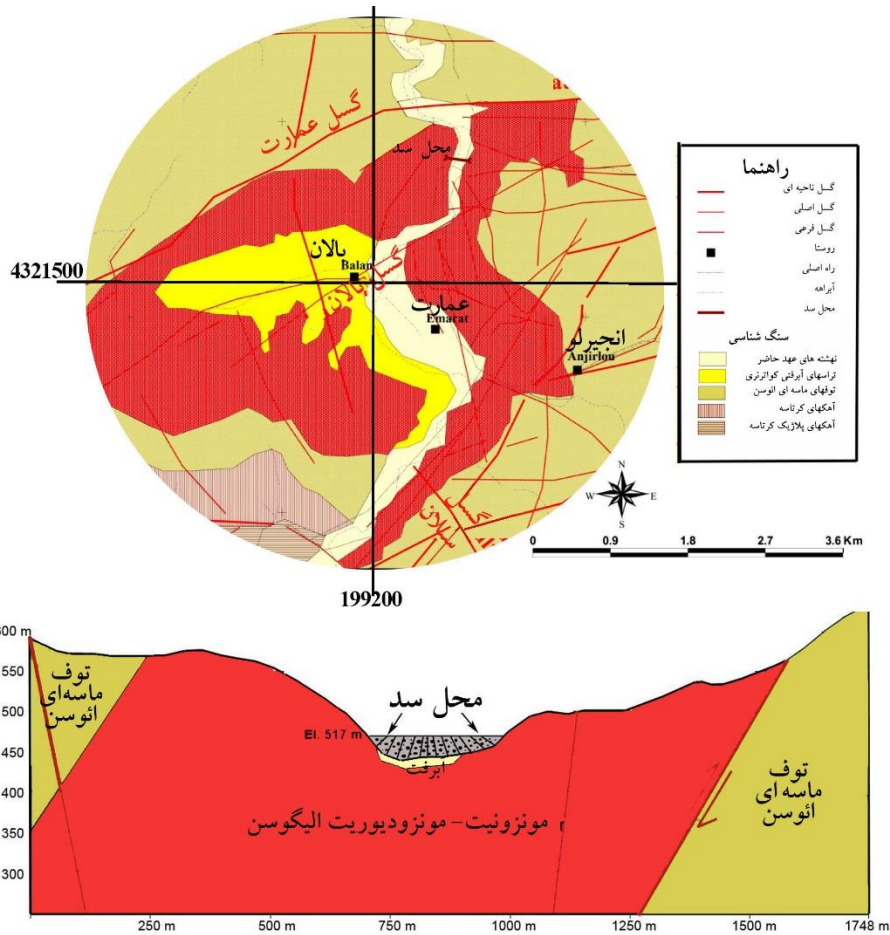
۳- زمین‌شناسی مهندسی سد عمارت

بررسی‌های صحرایی حکایت از قرار گیری ساختگاه سد عمارت بر روی توده‌ای از سنگ‌های آذرین

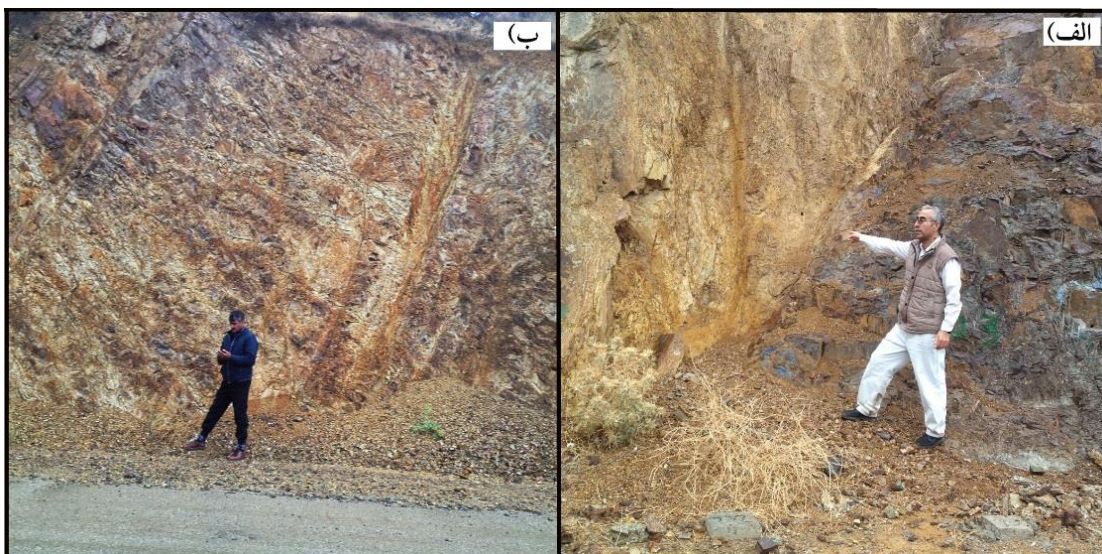
از نظر ریخت‌شناسی ناحیه مورد مطالعه در یک منطقه کوهستانی قرار داشته (شکل ۱-ب) به گونه‌ای که روند کوه‌ها از روند گسل‌های اصلی تبعیت می‌کنند، به طور مثال در بخش مرکزی (پیرامون سد عمارت) روند کوه‌ها شرقی- غربی می‌باشند که از روند گسل عمارت پیروی می‌نمایند. از لحاظ ساختاری، چندین گسل ناحیه‌ای پیرامون محل سد عمارت قرار گرفته‌اند که مهمترین گسل‌های شناسایی شده در محدوده

(عمارت و بالان) در بخش‌های سطحی دچار هوازدگی و آلتراسیون شده‌اند (شکل ۴). شایان توجه است که سنگ‌های توفی به دلیل نازک لایه، از نظر خواص مهندسی ضعیفتر می‌باشند.

مونزونیت - مونزودیوریتی دارد. این توده توسط توف‌های متناسب به ائوسن در بر گرفته شده‌اند (اشکال ۲، ۳). این توده و پیرامون آن از سلامت بالایی برخوردارند. اما در امتداد زون‌های خردشده گسل‌ها



شکل ۳: الف - نقشه زمین‌شناسی محل سد و مخزن سد عمارت، ب - مقطع عرضی شرقی - غربی از ساختمان سد عمارت و پیرامون آن



شکل ۴: نماهایی از زون‌های خردشده و آلت‌رده شده گسلی پائین دست ساختمان، الف - گسل بالان، ب - گسل عمارت (دید رو به شمال شرق)



به ترتیب برابر با ۷۶ و ۷۲) در رده خوب و در بستر رودخانه (با میانگین درصد شاخص کیفیت برابر با ۴۶) در رده ضعیف قرار می‌گیرند. سنگ‌های توفی پیرامون (اشکال ۲ و ۳) با مقادیر RQD پایین (با متوسط درصد شاخص کیفیت برابر با ۴۳) در رده ضعیف ارزیابی می‌شوند.

ج- نتایج آزمایشات نفوذپذیری انجام شده در ساختگاه سد عمارت نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین و رسوبی تشکیل‌دهنده ساختگاه سد عمارت با داشتن اعداد لوژن بزرگتر از ۵ (با درصد فراوانی برابر با ۴۱ درصد در سنگ‌های آذرین و ۴۴ درصد در سنگ‌های رسوبی)، به عنوان توده آبگذر محسوب می‌شود. همچنین، سنگ‌های رسوبی تکیه‌گاه راست و سنگ‌های آذرین بستر رودخانه با اعداد لوژن بزرگتر از ۵ (فراوانی ۵۳ درصد در سنگ‌های رسوبی و فراوانی ۶۶ درصد در سنگ‌های آذرین)، تاثیر بیشتری بر این آبگذری دارند. همچنین با بررسی نمودارهای تغییرات مقادیر لوژن نسبت به عمق در هر گمانه، ملاحظه می‌گردد که در تکیه‌گاه چپ مقادیر لوژن بالای ۵ محدود به اعماق تا ۵۰ متر بوده ولی در تکیه‌گاه راست و بستر رودخانه، آبگذری‌های بیش از ۵ لوژن تا اعماق ۱۰۰ متری هم وجود دارند (جدول ۱).

به منظور تعیین ویژگی‌های زمین‌شناسی مهندسی و ژئوتکنیکی محدوده سد عمارت از نتایج مطالعات ژئوتکنیکی (حفاری‌ها و آزمایشات) آن استفاده شده است. حفاری‌های انجام گرفته شامل ۳۵ گمانه ماشینی (با طول حفاری ۱۷۵۷ متر)، ۱۲ گمانه ماشینی تزریق آزمایشی (با طول حفاری ۱۰۷۷ متر) و حفر ۱۶ ترانشه در مصالح آبرفتی بستر دره (با مجموع طول حفاری ۶۵ متر) می‌باشد (مهندسین مشاور بندآب، ۱۳۷۴ و ۱۳۷۷). نتایج انجام آزمایشات مکانیکی (شامل پوش دانه‌بندی، RQD، نفوذپذیری و ویژگی‌های مهندسی) نشان می‌دهد که:

الف- نتایج پوش دانه‌بندی نمونه‌ها (شامل نمونه‌های ماشینی و دستی) به همراه کنترل‌های صحرائی از محل ترانشه‌ها نشان می‌دهد که جنس پی آبرفتی سد عمارت در تمامی اعماق آن درشت‌دانه و از جنس شن ماسه‌دار سیلتی همراه با قلوه‌سنگ بوده که در بخش‌هایی از آن لزه‌های ماسه‌ای - سیلتی بصورت ناپیوسته و با پراکندگی زیاد (به ویژه در اعماق بیش از ۴ متر) جای گرفته‌اند.

ب- با توجه به مقادیر RQD، شاخص کیفیت سنگ‌های آذرین تشکیل‌دهنده ساختگاه و تکیه‌گاه‌های چپ و راست سد عمارت (با میانگین درصد شاخص کیفیت

جدول ۱: نتایج آزمایشات لوژن در بخش‌های مختلف (مهندسین مشاور بندآب ۱۳۷۴ و ۱۳۷۷)

موقعیت	بازه اعداد لوژن	سنگ‌های آذرین (موزویت و کربودیوریت)		سنگ‌های رسوبی - آذرآواری (توخوا)		کل توده سنگ	
		فراوانی	درصد فراوانی	فراوانی	درصد فراوانی	فراوانی	درصد فراوانی
تکیه‌گاه چپ	<5	76	63	16	84	92	66
	5-20	17	14	2	11	19	14
	20-50	6	5	0	0	6	4
	>50	22	18	1	5	23	16
بستر	<5	27	34	30	60	57	44
	5-20	26	33	8	16	34	26
	20-50	13	16	7	14	20	16
	>50	13	16	5	10	18	14
تکیه‌گاه راست	<5	187	65	36	47	223	61
	5-20	56	20	23	30	79	22
	20-50	18	6	9	12	27	7
	>50	25	9	9	12	34	9
کل ساختگاه	<5	290	60	82	56	372	59
	5-20	99	20	33	23	132	21
	20-50	37	8	16	11	53	8
	>50	60	12	15	10	75	12

همچنین سطوح ناپیوستگی نظیر لایه‌بندی و درزه‌ها، نقش اصلی در میزان تراوش دارد. بر اساس نتایج آزمایشات نفوذپذیری، می‌توان پی سد را بصورت یک جسم پیوسته دارای آبگذری خوب در نظر گرفت. به این ترتیب، پی سد به عنوان یک محیط همگن اشباع و همراه تراوش با لیتولوژی متغییر در ساختگاه و مخزن مدل شده است. سپس میزان تنش موثر و آب حفره‌ای در پنج مقطع مختلف از سد شامل: تکیه‌گاه چپ، وسط و راست (شکل ۶) محاسبه و بصورت نمودار تنش-عمق در ادامه این بخش آمده است. به منظور محاسبه تنش‌ها و تغییرات فشار منفذی مقاطع نشان داده شده در شکل (۶) در نرم افزار عددی PLAXIS که بر پایه فلسفه مکانیک محیط‌های پیوسته و روش اجزای محدود فرمولبندی شده است، شبیه‌سازی شد. تصویر وضعیت اولیه تنش و مدل عددی ساخته شده در اشکال (۷-الف و ب) نمایش داده شده‌اند. مدل رفتاری مورد استفاده در مدل‌سازی عددی این مقاله مدل موهر-کولمب می‌باشد که در اغلب پژوهش‌های علمی و پروژه‌های اجرایی از آن استفاده می‌شود. در این مدل، فرض بر این است که پلاستیسیته با توسعه کرنش‌های غیرقابل برگشت در ارتباط می‌باشد. به عبارت دیگر، جهت امکان وقوع پلاستیسیته در محاسبات، نیاز به تعریف تابع تسلیم وابسته به تنش و کرنش است. تابع فوق بطور معمول بصورت تابعی از تنش و کرنش معرفی می‌گردد. به این ترتیب، یک مدل کاملاً پلاستیک، یک مدل مشخص با سطح تسلیم ثابت می‌باشد و به معنای سطحی است که بطور کامل توسط پارامترهای مدل قابل تعریف بوده و از کرنش پلاستیک متأثر نگردد. در نقاط داخل سطح، رفتار تسلیم کاملاً الاستیک بوده و تمامی کرنش‌ها برگشت‌پذیر خواهند بود. جزئیات مشخصات واحدهای سنگی و رسوبی موجود در مقطع مورد مطالعه (اشکال ۳ و ۶) در جدول (۲) ارائه گردیده است. لازم بذکر است به دلیل نقص در برخی موارد، مشخصات مصالح از منابع معتبر اقتباس شده است (Hoek, 2006).

د- نتایج ویژگی‌های مهندسی بر اساس آزمایشات آزمایشگاهی انجام شده بر روی نمونه‌های مغزه‌سنگ‌های تهیه شده از نقاط مختلف ساختگاه سد عمارت (شکل ۵)، حاکی از آن است که:

د-۱- مقدار متوسط مقاومت فشاری مغزه‌های سنگی از سنگ بکر در شرایط رطوبت طبیعی و اشباع (شکل ۵) برای سنگ‌های آذرین به ترتیب برابر با ۱۱۶۲ و ۹۶۹ می‌باشند و برای سنگ‌های رسوبی به ترتیب برابر با ۱۱۱۳ و ۸۲۶ کیلوگرم بر سانتیمتر مربع هستند که در رده مقاومتی خوب ارزیابی می‌شوند.

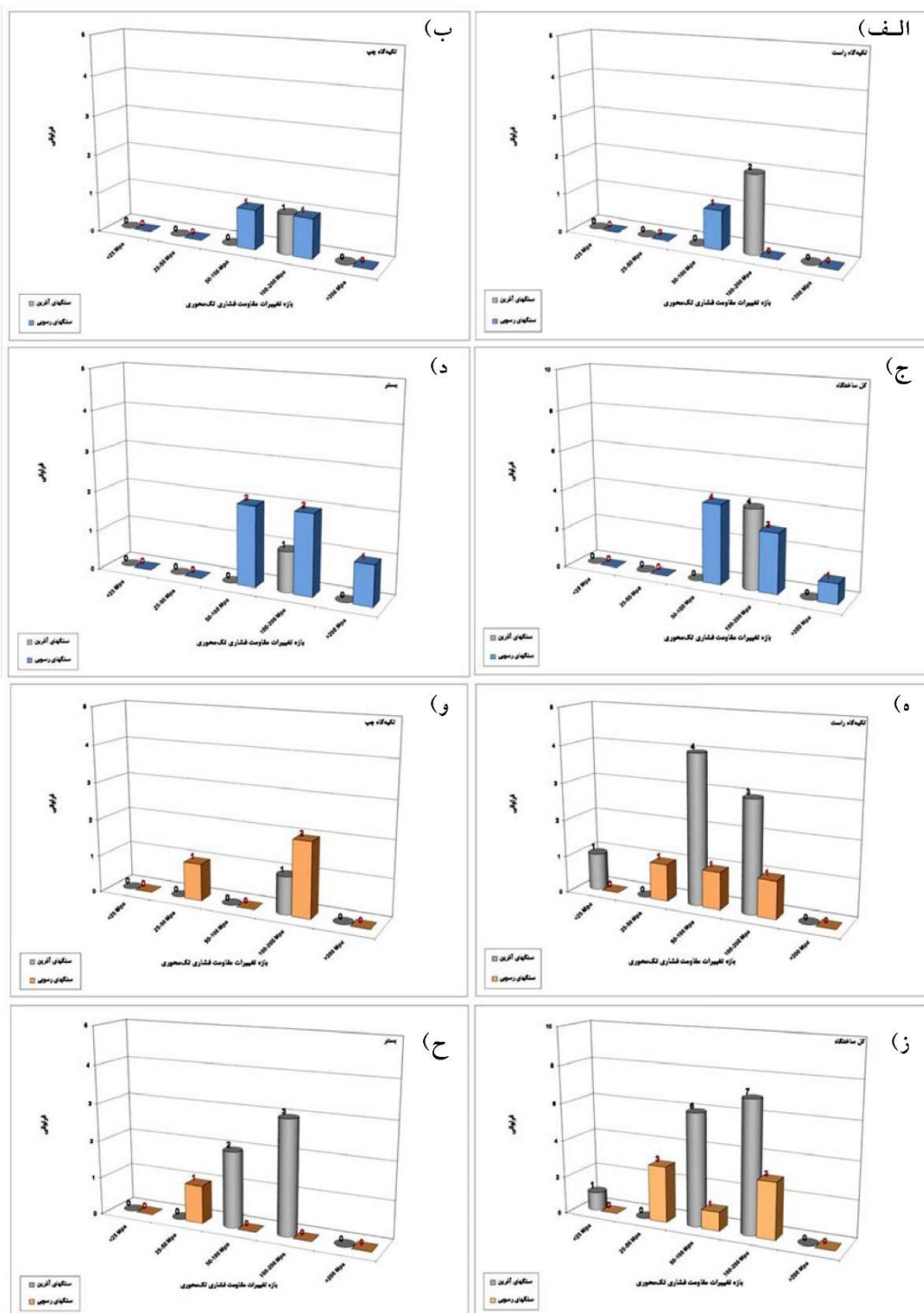
- نتایج آزمون بار نقطه‌ای نیز با مقدار متوسط ۸۵ کیلوگرم بر سانتیمتر مربع برای سنگ‌های آذرین و ۹۰ کیلوگرم بر سانتیمتر مربع برای سنگ‌های رسوبی تطابق قابل قبولی با نتایج آزمایش مقاومت فشاری و رده مقاومتی گفته شده برای سنگ‌ها دارد.

- متوسط مدول الاستیسیته برای سنگ‌های تشکیل‌دهنده ساختگاه در حالت رطوبت طبیعی و اشباع برای سنگ‌های آذرین به ترتیب برابر با ۴۶۰۰۰۰ و ۴۵۰۰۰۰ و برای سنگ‌های رسوبی به ترتیب برابر با ۵۲۰۰۰۰ و ۵۱۰۰۰۰ کیلوگرم بر سانتیمتر مربع بوده و ضرایب پواسون مغزه‌ها بین ۰/۰۵ تا ۰/۳۸ می‌باشد. - میانگین وزن مخصوص خشک و اشباع برای سنگ‌های آذرین برابر ۲/۸۳ و ۲/۶۱ تن بر مترمکعب است. همچنین این میانگین برای سنگ‌های رسوبی به ترتیب برابر با ۲/۸۵ و ۲/۶۴ می‌باشد. میزان درصد جذب آب در این سنگ‌ها به ترتیب ۰/۸۲ و ۱/۰۴ و میزان تخلخل ۲/۶۵ و ۲/۸۳ درصد است.

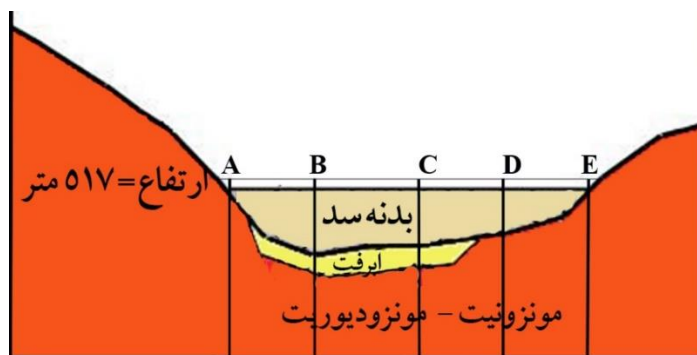
- پارامترهای برشی (زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی) به دست آمده برای مغزه‌های سنگ‌های آذرین در ساختگاه سد در شرایط اشباع به ترتیب برابر ۵۶/۱ درجه و ۱۴/۶ مگاپاسکال بوده و برای سنگ‌های رسوبی ۵۳/۷ درجه و ۲/۸ مگاپاسکال است.

۴- تخمین تنش‌ها به روش عددی

بطور کلی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و خواص خمیری سنگ‌های ساختگاه سد نشان می‌دهد که تغییر شکل ناشی از عملکرد گسل‌ها و زون‌های برشی آنها و



شکل ۵: نتایج مقاومت فشاری و آزمایشات تک محوری با رطوبت طبیعی و اشباع برای سنگ‌های آذرین و رسوبی (مهندسين مشاور بندآب ۱۳۴۴ و ۱۳۷۷)



شکل ۶: موقعیت مقاطع در ساختگاه سد برای محاسبه تنش موثر و آب حفره‌ای

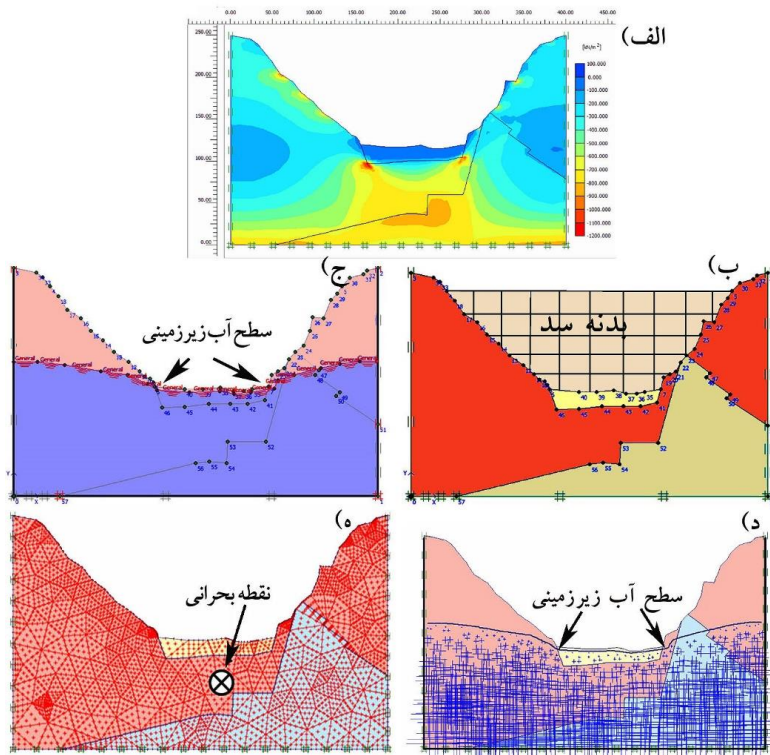
جدول ۲: مشخصات ژئوتکنیکی مصالح مقطع مورد مطالعه سد عمارت

پارامتر	γ_{dry} (KN/m ³)	γ_{sat} (KN/m ³)	ϕ (°)	ν	K_x (m/day)	K_y (m/day)	C (KN/m ²)	E (KN/m ²)
مونزونیت	21.3	25.1	56	0.2	0.004	0.004	140	44000000
توف	20.1	24.3	53	0.22	0.02	0.02	30	50000000
گراول	17.1	20	31	0.3	2	2	5	400000

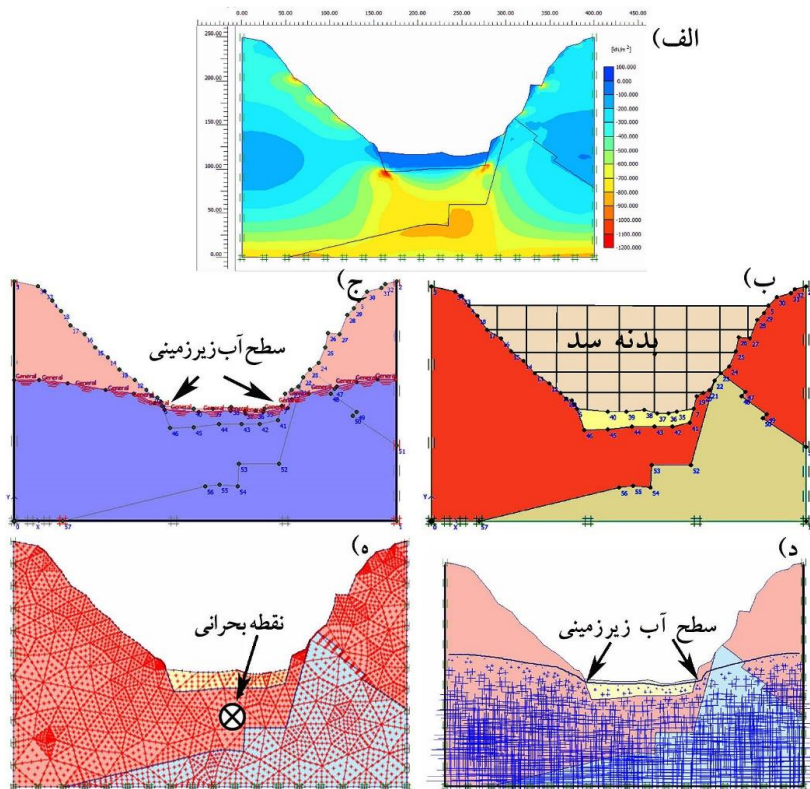
است شرایط اولیه تنش (سطح تنش‌های استاتیکی) در بدنه و پی سد مشخص باشد؛ بنابراین لازم است ابتدا با انجام آنالیز استاتیکی، سطح تنش‌های اولیه در المان‌های مختلف بدست آید. در این بخش آنالیز استاتیکی بصورت غیرخطی و با استفاده از مدل رفتاری موهر-کولمب و با در نظر گرفتن سطح آب زیرزمینی اولیه انجام شده است. در شکل (۷-ج) وضعیت فشار آب منفذی در پی و جناحین سد پیش از آبیگری سد نمایش داده شده است. لازم به یادآوری است سطح آب زیرزمینی اولیه بر اساس گزارشات موجود در جناحین سد در تراز ۱۳ متری بالای کف دره و در کف دره در نزدیک سطح زمین (عمق ۱/۵ متری) در نظر گرفته شده است. پس از تشریح مدل‌سازی عددی و نحوه انجام کار، به تحلیل نتایج بررسی وضعیت تنش‌ها در مقاطع فرضی حاصل از این مدل‌سازی‌ها پرداخته می‌شود. با توجه به اهداف این پژوهش، ابتدا مقاطع مورد مطالعه در شرایط تنش و آب زیرزمینی اولیه (پیش از ساخت سد) مدل‌سازی شده و در مرحله بعد اثر آبیگری سد مطالعه شده است. نتایج مربوط به پنج مقطع در نظر گرفته شده، شامل تغییرات تنش کل، تنش موثر و فشار آب منفذی نسبت به عمق، پیش و پس از آبیگری سد در شکل ۹ نمایش داده شده است.

در مورد شرایط مرزی باید اضافه کرد، شرایط مرزی برای حدود سمت چپ و راست مدل طوری در نظر گرفته شده که حرکت در جهت محور X غیر ممکن، اما در جهت Y حرکت آزادانه می‌باشد. گره‌های موجود در مرز پایینی مدل نیز در هر دو جهت X و Y ثابت در نظر گرفته شده‌اند. در این آنالیزها ۵ اندازه مختلف المان در نظر گرفته شد. سپس نتایج بدست آمده با نتایج حاصل از اندازه مش بسیار ریز که دقیق‌ترین حالت است، مقایسه شد. شایان ذکر است در این آنالیزها دو خروجی جابجایی و تنش موثر به عنوان معیار دقت در نظر گرفته شد. در نهایت نتایج این تحلیل‌ها نشان داد که کمترین خطا در حالت اندازه مش متوسط بدست می‌آید. ذکر این نکته لازم است که کوچک کردن اندازه المان‌ها و افزایش تعداد آنها علیرغم افزایش دقت نتایج خروجی، موجب افزایش زمان محاسبه نیز خواهد شد. در نهایت برای تحلیل‌های عددی در این مطالعه المان‌ها از نوع مثلثی ۱۵ گره‌ای (شکل ۸) و اندازه آنها در حد متوسط انتخاب شد.

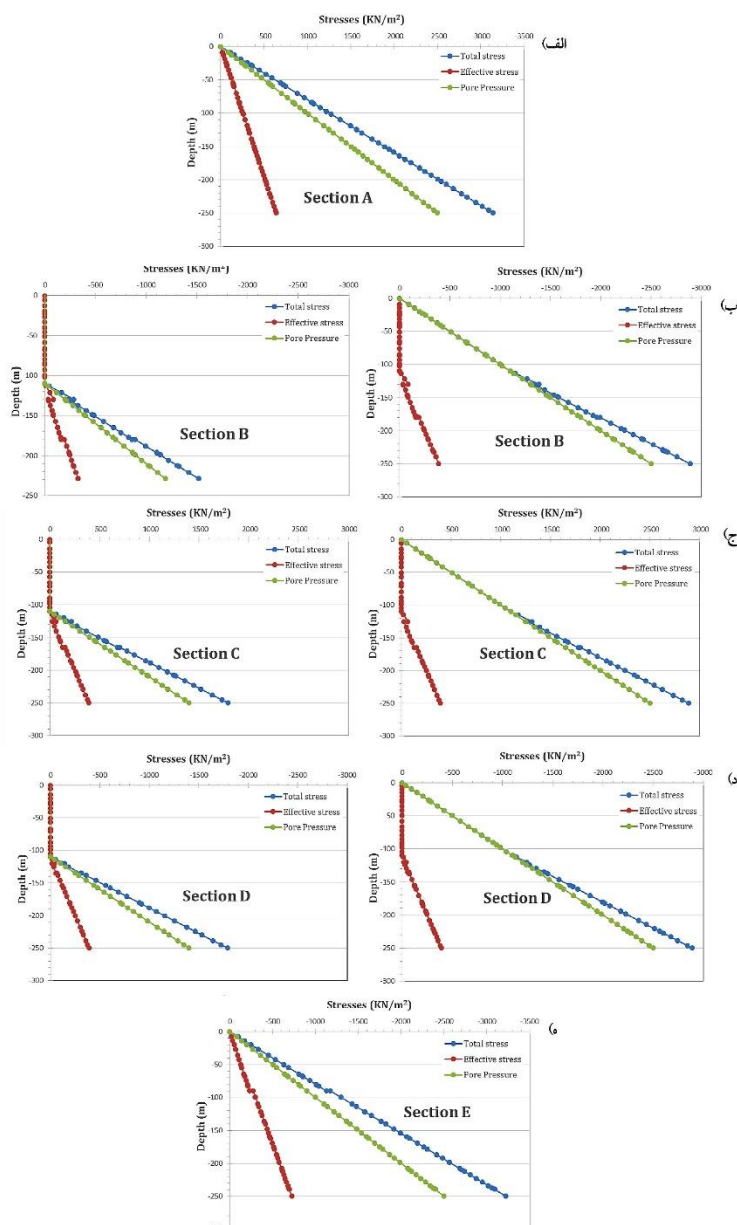
در تعیین وضعیت میدان تنش در پی سد عمارت و همچنین کرنش‌های رخ داده در مدل عددی، لازم



شکل ۷: اشکالی از بخش‌های مختلف مدل سازی توسط نرم‌افزار پلکسیز شامل: الف- وضعیت اولیه تنش در منطقه، ب- مدل سازی وضعیت توالی‌های سنگی در کف و جناحین سد، ج- وضعیت سطح آب زیرزمینی با توجه به حفاری‌های انجام گرفته، د- مدل سازی وضعیت آب زیرزمینی و ه- تعیین نقطه بحرانی در کف سد بر اساس محاسبات



شکل ۸: موقعیت گره‌ها و نقاط تنش در المان‌های نرم‌افزار پلکسیز (Brinkgreve et al., 1998).



شکل ۹: نمودار تغییرات تنش کل، تنش موثر و فشار آب منفذی در مقاطع مختلف

۵- تحلیل مدل شکست پی در اثر آگیری

پرمکاربردترین تعریف ارائه شده برای شکست، گسیختگی با تغییر حالت برگشت ناپذیر به علت تمرکز تنش در سنگ می‌باشد. روشی که بتواند رابطه بین تنش‌ها را در سطح شکست برقرار کند، معیار شکست نام دارد. معیارهای زیادی برای تحلیل شکست سنگ وجود دارد. در این پژوهش از معیار پرمکاربرد هوک و براون (۱۹۸۸) استفاده شده است که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sqrt{m\sigma_3\sigma_c + S\sigma_c^2} \quad (1)$$

از آنجایی که سنگ‌های پی سد عمدتاً ترکیبی از سنگ‌های آذرین از جنس مونزونیت-مونزودیوریت

و بخشی نیز سنگ‌های آذرآواری (توف) درزه‌دار و دارای کیفیت خوب می‌باشند، بنابراین پارامترهای معیار شکست بر اساس گزارشات مطالعاتی سد عمارت (مهندسین مشاور بندآب، ۱۳۷۴ و ۱۳۷۷) بر اساس بحرانی‌ترین مقاطع بدست آمده که احتمالاً مربوط به زون‌های گسلیده برشی شده می‌باشد ($RMR=35$)، $m=2$ و $s=0.00045$ در نظر گرفته شده است. لازم به ذکر است که در رابطه بالا مقدار σ_c مقاومت تک محوری سنگ توف (که ضعیف‌تر می‌باشد) به عنوان مبنای در نظر گرفته شده است. همچنین طبق پیشنهاد کالاماراس و بنیواسکی (۱۹۹۳) می‌توان پارامترهای معیار شکست سنگ را بر اساس عدد RMR نیز محاسبه کرد.



نه ابتدا نیاز است که پوش گسیختگی توده سنگ مورد مطالعه رسم شود. به این منظور از رابطه معیار شکست هوک براون که پیشتر معرفی گردید، استفاده شده است. برای ترسیم این پوش در رابطه مذکور پارامترهای معلوم شامل مقاومت تراکمی تک محوری سنگ (σ_c) و پارامترهای توده سنگ (S و m) را قرار داده و با فرض σ_3 های مختلف، مقادیر σ_1 محاسبه می شود. به این ترتیب، با داشتن این اطلاعات چندین دایره مور قابل ترسیم خواهد بود و با عبور مماسی بر این دوایر، پوش گسیختگی توده سنگ مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۱۰). پس از ترسیم پوش گسیختگی و برای بررسی وقوع شکست پس از آبیگری سد، ابتدا در نقطه مورد نظر پیش از آبیگری سد تنش های σ_1 و σ_3 از خروجی های نرم افزار پلکسیز محاسبه شده و بر اساس آنها دایره مور مربوط به پیش از آبیگری سد ترسیم شده است. در مرحله آخر به همین ترتیب تنش های اصلی حداکثر و حداقل را برای نقطه مورد مطالعه (نقطه بحرانی) پس از آبیگری سد محاسبه کرده و دایره مور آن ترسیم گردیده است (شکل ۱۰). با ترسیم دوایر موهر (شکل ۱۰) مشاهده می شود که در شرایط تنش موثر (σ')، وقتی که پی سد فاقد تراوش و فشار آب باشد، تنش برشی که باعث ایجاد گسیختگی شود کافی نبوده به گونه ای که دایره مور مربوطه پوش گسیختگی را قطع نمی کند. اما پس از آبیگری سد و افزایش فشار آب منفذی همانطور که انتظار می رود، دایره مور به سمت مرکز مختصات مهاجرت کرده و به همین دلیل به پوش گسیختگی نزدیک تر شده است که نشان دهنده احتمال بروز شکست بر اثر آبیگری سد در نقطه بحرانی مورد مطالعه می باشد.

$$\frac{\sigma_1}{\sigma_c} = B \left(\frac{\sigma_3}{\sigma_c} \right)^{0.6} + A \quad (2)$$

$$B = \exp \left(\frac{RMR + 20}{52} \right) \quad (3)$$

$$A = \exp \left(\frac{RMR - 100}{14} \right) \quad (4)$$

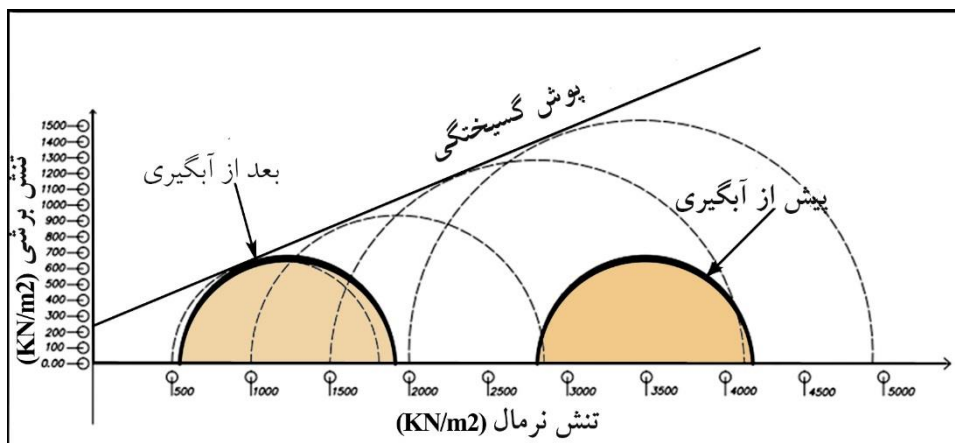
فشار آب حفره ای سطوح شکست از رابطه زیر محاسبه می شود. که در آن ϕ زاویه اصطکاک داخلی سطح ناپیوستگی است.

$$U = \sigma_3 - \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) - \sigma_c}{\tan^2 \left(45 + \frac{\phi}{2} \right) - 1} \quad (5)$$

بر اساس پارامترهای مقاومتی توده سنگ C , ϕ , σ_c و اطلاعات سطح ناپیوستگی می توان رابطه بین σ_1 و σ_3 را توسط دایره موهر نشان داد و اثر فشار آب روی سطوح ناپیوستگی را اعمال تا معیار گسیختگی ترسیم گردد. بر اساس شرح گزارش پروژه مقدار مقاومت تک محوری برابر ۸۲۶ کیلوگرم بر سانتی متر مربع منظور شده است. لازم بذکر است مقاومت تراکمی تک محوری سنگ بکر با استفاده از رابطه زیر که توسط هوک و براون ارائه شده است، به مقاومت تراکمی تک محوری توده سنگ تبدیل شده است.

$$\sigma_1 = \sqrt{S\sigma_c^2} \quad (6)$$

در رابطه (۶) σ_1 مقاومت تراکمی تک محوری توده سنگ، σ_c مقاومت تراکمی تک محوری سنگ بکر و S پارامتر توده سنگ می باشد که بر اساس عدد RMR قابل محاسبه می باشد. به منظور بررسی شرایط ایجاد شکست در توده سنگ پی سد عمارت بر اثر آبیگری، ابتدا نقطه ای در مقطع بحرانی سد (شکل ۷-د) به عنوان نقطه نماینده انتخاب شد. برای تعیین آنکه در شرایط تنش معلوم در توده سنگ شکست رخ خواهد داد یا



شکل ۱۰: محاسبه دواير مور تنش پيش و پس از آبيگري سد در مقطع بحراني مورد مطالعه

۶- بحث و بررسی

سد در حال ساخت عمارت به عنوان مورد مطالعاتی جهت مدل‌سازی دو بعدی عددی مبتنی بر روش اجزای محدود با روش آنالیز غیرخطی کامل (با استفاده از نرم‌افزار پلکسیز) انتخاب گردید تا به این ترتیب امکان شکست پی در اثر آبیگری این سد تحلیل گردد. نتایج این پژوهش نشان داد که سد عمارت بر روی سنگ‌های آذرین مونزونیت- مونزودیوریت در یک منطقه گسلیده با انبوهی از شکستگی‌های سطحی و عمقی در حال ساخت می‌باشد. بررسی گزارشات ژئوتکنیکی و آزمایشات زمین‌شناسی مهندسی نشان داد که جنس پی آبرفتی سد عمارت در تمامی اعماق آن درشت‌دانه و از جنس شن ماسه‌دار سیلتی همراه با قلوه سنگ می‌باشد. با توجه به مقادیر RQD، شاخص کیفیت سنگ‌های آذرین تشکیل‌دهنده ساختگاه و تکیه‌گاه‌های چپ و راست سد عمارت در رده خوب و سنگ‌های توفی پیرامون با مقادیر RQD پایین در رده ضعیف ارزیابی شدند. نتایج آزمایشات نفوذپذیری نیز نشان داد که سنگ‌های آذرین و رسوبی تشکیل‌دهنده ساختگاه سد با داشتن اعداد لوژن بزرگتر از ۵ به عنوان توده آنگذر محسوب می‌شوند. با توجه به مقاومت فشاری مغزه‌های سنگی (از سنگ بکر) در شرایط رطوبت طبیعی و اشباع، این سنگ‌ها در رده مقاومتی خوب ارزیابی شدند که تطابق قابل قبولی با نتایج آزمون بار نقطه‌ای برای سنگ‌ها دارد. متوسط مدول الاستیسیته برای سنگ‌های آذرین و رسوبی تشکیل‌دهنده ساختگاه در حالت رطوبت طبیعی و اشباع محاسبه (۴۶۰۰۰۰ و ۴۵۰۰۰۰ کیلوگرم بر سانتیمتر مربع

برای سنگ‌های آذرین و ۵۲۰۰۰۰ و ۵۱۰۰۰۰ برای سنگ‌های رسوبی) و ضرایب پواسون مغزه‌ها نیز برآورد گردید (۰/۰۵ تا ۰/۳۸) (جدول ۲). همچنین زاویه اصطکاک داخلی و چسبندگی برای مغزه‌های سنگ‌های آذرین در ساختگاه سد در شرایط اشباع (۵۶/۱ درجه و ۱۴/۶ مگاپاسکال) بود (جدول ۲). این داده‌ها وارد نرم‌افزار عددی پلکسیز شده و شبیه‌سازی عددی سد و پیرامون انجام گردید. در ادامه، تنش‌های کل و موثر و همچنین فشار آب منفذی محاسبه شد. در نهایت تنش‌های بدست آمده از روش عددی توسط معیار شکست هوک و براون به منظور احتمال وقوع شکست در پی سد عمارت مورد تحلیل قرار گرفت.

نتایج تحلیل شکست توسط معیار هوک و براون نشان داد که در شرایطی که پی سد فاقد تراوش و فشار آب باشد؛ دایره مور مربوطه پوش گسیختگی را قطع نمی‌کند و به معنای آن است که تنش برشی باعث ایجاد گسیختگی نخواهد شد. اما پس از آبیگری سد و افزایش فشار آب منفذی، دایره مور به سمت مرکز مختصات مهاجرت نموده و به همین دلیل به پوش گسیختگی تا حدودی مماس شده است که این مسئله نشان‌دهنده احتمال بروز شکست بر اثر آبیگری سد (در نقطه بحرانی) می‌باشد.

شایان توجه است که پارامترهای اولیه استفاده شده در ترسیم پوش گسیختگی مربوط به توده سنگ می‌باشد که با اعمال ضرایبی کاهش یافته است، در حالی که پارامترهای مقاومتی در شکستگی‌ها و زون‌های گسله بسیار ضعیف‌تر از توده سنگ است. به همین دلیل پیش‌بینی می‌شود که در اثر آبیگری سد، بجای این



که باعث ایجاد گسیختگی شود کافی نخواهد بود به گونه ای که دایره مور مربوطه پوش گسیختگی را قطع نمی کند. اما پس از آبیگری سد که منجر به افزایش فشار آب منفذی می شود (شکل ۱۰)؛ دایره مور به سمت مرکز مختصات حرکت نموده و به همین دلیل به پوش گسیختگی مماس شده است (شکل ۱۱) که این مسئله حاکی از احتمال بروز شکست بر اثر آبیگری سد در نقطه بحرانی سد می باشد. با توجه به اینکه بیشتر زلزله های القایی در ارتباط با گسله های نرمال و امتداد لغز خواهند بود؛ به همین دلیل انتظار فعالیت گسل رانده (معکوس) عمارت دور از انتظار بوده و این مسئله فقط می تواند باعث فعالیت گسل بالان (دارای مولفه نرمال) گردد.

سپاسگذاری:

این پروژه تحقیقاتی با حمایت مالی کمیته تحقیقات شرکت آب منطقه ای اردبیل تحت قرارداد شماره ۹۵/۲/۷۹۳۹/۹۰۰ مورخ ۱۳۹۵/۰۸/۰۱ با کد ۹۳۰۲۵-ARD با دانشگاه گلستان به انجام رسیده است. بدینوسیله از زحمات مسئولین سازمان آب منطقه ای اردبیل و معاونت پژوهشی دانشگاه گلستان که با کمک های شایان خود زمینه را برای انجام این پروژه تحقیقاتی فراهم نمودند، کمال تشکر را داریم.

منابع

- صفری، ح.، آق آتابای، م.، رضایی، ح.، طبرسا، ع.، یازرلو، ر.، عباس زاده، ز.، ۱۳۹۸، گزارش نهایی طرح پژوهشی: بررسی سدهای مهم استان اردبیل از لحاظ احتمال ایجاد زلزله های القایی با پیش بینی بزرگترین زلزله محتمل (سدهای یامچی و عمارت به عنوان مورد مطالعاتی)، دانشگاه گلستان- سازمان آب منطقه ای اردبیل، ۳۴۰ صفحه.

- مهندسین مشاور بندآب، ۱۳۷۴، طرح سد یامچی: مطالعات مرحله یکم (جلد دوم: زمین شناسی و ژئوتکنیک)، نشریه شماره ۱۵۳، ۳۳۰ صفحه

- مهندسین مشاور بندآب، ۱۳۷۷، طرح سد اردبیل: مطالعات مرحله دوم (زمین شناسی مهندسی ساختگاه)، نشریه شماره ۲۴۰، ۱۳۷ صفحه

- Abouseeda, H., Dakoulas, P., 1996. Response of earth dams to P and SV waves using coupled FE-BE formulation, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 25, 1177-1194.

- Abouseeda, H., Dakoulas, P., 1998. Non-linear dy-

شکستگی های جدید، زون های گسلیده قدیمی (مربوط به گسل های اصلی نظیر گسل عمارت و بالان) که در مجاور سد قرار گرفته اند، دچار شکست و فعالیت گردند. به اعتقاد صفری و همکاران (۱۳۹۸)، در معیار شکست مور- کولمب، اثرات وزن آب و افزایش فشار منفذی بر روی گسل های نرمال و امتداد لغز بیشتر می باشد. به عبارتی، این گسل ها در برابر عوامل فوق الذکر حساسیت بیشتری از خود بروز می دهند، یعنی گسله های نرمال و امتداد لغز در حالتی که تنش برشی به حداکثر و تنش قائم به کمترین میزان خود رسیده باشد؛ احتمالاً فعال خواهند شد. در گسل های معکوس این پدیده به راحتی رخ نخواهد داد، زیرا تنش نرمال به شدت بالا است. به این ترتیب می توان نتیجه گرفت که بیشتر زلزله های القایی در ارتباط با گسله های نرمال و امتداد لغزی خواهند بود که با طول نسبتاً زیاد دارای امتدادی موازی با محور سد باشند. زیرا در گسله های معکوس موازی با محور سد (با جهت شیب رو به مخزن) افزایش وزن سرباره میزان 3σ را افزایش می دهد. به همین دلیل انتظار فعالیت مجدد گسل رانده (معکوس) عمارت دور از انتظار بوده و این مسئله فقط می تواند باعث فعالیت مجدد گسل بالان گردد. به این ترتیب می توان پیش بینی نمود که اگر چه این آبیگری سبب تغییرات نسبتاً ناچیزی در شرایط تنش در عمق لرزه خیز می شود؛ با اینحال، گسل های تحریک شده مسبب لرزه خیزی اگر در حالت بحرانی جهت آزاد شدن انرژی باشند؛ آبیگری سبب افزایش استرس وزنی و یا افزایش فشار منفذی شده و می تواند سبب آزاد شدن انرژی به صورت زلزله القایی (و یا تحریک گسل های مستعد) شود. این مسئله می تواند بدون در نظر گرفتن لرزه خیزی پایه منطقه ای یا ناحیه ای باشد؛ زیرا در بسیاری از موارد در دنیا این رخداد پس از یک وقفه بلند مدت در فعالیت های لرزه ای رخ داده است.

۷- نتیجه گیری

بررسی امکان شکست پی در اثر آبیگری سد در حال ساخت عمارت با استفاده از مدل سازی دو بعدی عددی (مبتنی بر روش اجزای محدود با روش آنالیز غیرخطی کامل) نشان داد که در شرایط تنش موثر (σ')، وقتی که پی سد فاقد تراوش و فشار آب باشد، تنش برشی



- EERC, 73-16, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Mroz, Z., 1967. On the description of anisotropic work hardening, *Journal of Mechanics and Physical Solids*, 15(3), 163-175.
- Nahhas, T. M., 1987. Dynamics of earth dams, PhD thesis, University of Southern California, Los Angeles.
- Prevost, J. H., 1981. DYNFLOW: A Nonlinear Transient Finite Element Analysis Program, Technical Report: 81-SM-1, Princeton University.
- Prevost, J. H., Abdel-Ghaar, A. M., Lacy, S. J., 1985. Nonlinear Dynamic Analyses of an Earth Dam, *Journal of Geotechnical Engineering*, 111(7), 882-897.
- Qiuliang, W., Yunsheng, Y., Jinwu, X., Wenjing, Z., Dun, W., Jinggang, L., Lifan, Z., 2008. Study on methods of Reservoir Induced Seismicity Prediction of the three Gorges reservoir, The 14th World Conference on Earthquake Engineering October 12-17, 2008, Beijing, China.
- Seed, H. B., Makdisi, F. I., Idriss, I. M., Lee, K. L., 1971. The Slides in the San Fernando Dams During the Earthquake of February 9, 1971', *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, 101(7), 651-688.
- Spyrakos, C. C., Beskos, D. E., 1986. Dynamic response of flexible strip foundations by boundary and finite elements, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 5, 84-96.
- Von Estorff, O., Kausel, E., 1989. Coupling of boundary and finite element for soil-structure interaction problems, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 18, 1065-1075
- Woodward, P. K., Griffiths, D. V., 1996. Influence of viscous damping in the dynamic analysis of an earth dam using simple constitutive models, *Computers & Geotechnics*, 19(3), 245-263.
- dynamic earth dam foundation interaction using a FE-BE formulation, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 27, 917-936.
- Ambraseys, N. N., 1960. On the shear response of a two-dimensional truncated wedge subjected to arbitrary disturbance, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 50(1), 45-56.
- Ambraseys, N.N., Meville, C. P., 1982. A history of Persian earthquakes, Cambridge university press, Cambridge, 500 p.
- Brinkgreve, R.B.J., Bakker, K.J., 1998. Finite element codes for soil and rock analysis, A.A. Balkema Publishers.
- Chopra, A. K., 1967. Earthquake response of earth dams, *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE* 93(SM2), 1399-1412.
- Daghigh, Y., 1993. Numerical simulation of Dynamic Behaviour of an Earth Dam During Seismic Loading, PhD Thesis, Delf University of Technology, Netherland.
- Elgamal, A. W., Abdel-Ghaar, A. M., Prevost, J. H., 1987. 2D Elastoplastic Seismic Shear Response of Earth Dams: Theory, *Journal of Engineering Mechanics*, 113(5), 689-701.
- Griffiths, D. V., Prevost, J. H., 1988. Two- and three-dimensional dynamic finite element analyses of the long valley dam, *Geotechnique*, 38(3), 367-388.
- Hoek, E., 2006. Practical Rock Engineering, Evert Hoek Consulting Engineer Inc., 340p.
- International Committee on Large Dams (ICOLD), 2016. Selecting Seismic Parameters For Large: guidelines (Paris: Committee on Seismic Aspects of Dam Design), Bulletin No. 144, , 42 p.
- International Committee on Large Dams (ICOLD), 2011. Reservoir and Seismicity: State of Knowledge, Bulletin No. 137, 51 p.
- International Committee on Large Dams (ICOLD), 2010. Selecting Seismic Parameters For Large: Guidelines, Bulletin No. 72, Revision, 42 p.
- Idriss, I. M., Hwang, J. L. R., Seed, H. B., 1973. QUAD-4: A computer program for evaluating the seismic response of soil structures by variable damping finite element procedures, Technical Report



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۲

doi 10.22077/JT.2023.6011.1150

تحلیل شکستگی‌های کششی و برشی مزدوج در کنگلومرای منطقه سه چنگی (مرز شمال غربی پهنه‌های ساختاری لوت-سیستان)

شهریار کشتگر^{۱*}، محمود رضا هیهات^۲، ساسان باقری^۳، ابراهیم غلامی^۲، سید ناصر رئیس‌السادات^۴

۱- دانشجوی دکترای تکنونیک، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۴- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۲۵

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۲۶

کنگلومرای دگرشکل شده منطقه سه چنگی در مرز خمیده شمال غربی پهنه سیستان با پهنه لوت بصورت یک سطح ناپیوستگی زاویه دار بر روی توالی شیل و ماسه سنگ تریاس رخنمون دارد. این کنگلومرا متحمل دگرشکلی شککنده شده و در آن شکستگی‌های نوع کششی و برشی مزدوج ایجاد شده است و هیچ نوع دگرشکلی شکل پذیر در زمینه و در قله‌های آن وجود ندارد. با مطالعه شکستگی‌های کششی در این کنگلومرا پارامترهای طولی کرنش $\lambda=1.32$ و $\lambda'=0.75$ بدست آمده است. بر اساس تحلیل تنش شکستگی‌های برشی مزدوج به روش‌های «دووجهی راست» و «بهینه‌سازی چرخشی»، میل و روند محورهای اصلی تنش $\sigma_1=23/190$ ، $\sigma_2=43/77$ و $\sigma_3=38/299$ و مقدار فاکتور شکل $R(\Phi)=0.7$ و $R'=1.23$ بدست آمده است و بیانگر این است که کنگلومرای سه‌چنگی، متحمل یک کشیدگی و تغییر حجم در راستای $N70W$ شده است. بر اساس نتایج حاصل از تحلیل شکستگی‌های کششی و شکستگی‌های برشی مزدوج، بنظر می‌رسد که رژیم تکنونیک خمشی در منطقه سه‌چنگی که همزمان با کوهزادپالئوژن شرق ایران بوده است، باعث ایجاد این دگرشکلی‌های شککنده و نیز جهت یابی چین خوردگی‌های تداخلی منطقه شده است.

کلیدواژه‌ها: شکستگی برشی، کرنش، کنگلومرا، سه چنگی، شرق ایران.



Analysis of Extension and Conjugate Shear Fractures in the Seh-Changi Conglomerate (The northwestern border of Lut-Sistan terrains)

Shahriyar Keshtgar^{1*}, Mahmoud Reza Heyhat², Sasan Bagheri³, Ebrahim Gholami², Seyed Naser Raiiosadat⁴

1- Ph.D. student of tectonics, faculty of science, University of Birjand, Birjand, Iran.

2- Associate professor, Faculty of Science, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran.

3- Associate professor, Faculty of Science, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran.

4- Professor, Faculty of Science, Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran.

Abstract

The deformed Sehchanghi conglomerate is exposed with an angular unconformity on the Triassic sediments on the curved northwestern border of the Sistan and Lut terrains. The Sehchanghi conglomerate was undergone brittle deformation, consequently the extension and conjugate shear fractures occurred in its and no ductile deformation has been seen in matrix and pebbles of this conglomerate. According to extensional fractures, the value of strain longitudinal parameters was obtained as follows: $e=0.15$, $S=1.15$, $\lambda=1.32$ and $\lambda'=0.75$. Also, the stress analysis of conjugate shear fractures in this conglomerate by the "right dihedral" and "rotational optimization" methods were calculated $\sigma_1=23/190$, $\sigma_2=43/77$, $\sigma_3=38/299$ and $R(\Phi)=0.7$, $R'=1.23$. These results indicate that the conglomerate has been experienced an elongation with some volume changes along the N70W direction. According to study of extension and conjugate shear fractures, it seems that the buckling tectonic regime in the Sehchanghi area which associated with the Paleogen eastern Iranian orogeny, caused the brittle deformations and orientation of refold structures in this area.

Keyword: Shear fracture, Strain, Conglomerate, Seh-changi, Eastern Iran.

*Email: shahriar.keshtgar@gmail.com

Tel: +989155980020

۱- مقدمه

آنالیز جنبشی ساختارها ابزار مهمی بمنظور پی بردن به تاریخچه دگرشکلی در مقیاس محلی و ناحیه ای است. شکستگی‌ها بعنوان یکی از ساختارهای شکننده که در مناطق سطحی ایجاد می‌شوند به انواع کششی (Open- ing mode)، برشی و کششی-برشی (هیبرید) طبقه بندی شده‌اند (Ramsay and Chester, 2004). شکستگی‌های هیبرید تحت تاثیر تنش‌های مرکب کششی-فشارشی و با زاویه حاده نسبت به راستای تنش فشارشی پیشینه، جهت یابی می‌نمایند (Ramsay and Chester, 2004). تحلیل شکستگی‌های برشی مزدوج اطلاعات ارزشمندی از وضعیت میدان تنش دیرین در اختیار قرار می‌دهد. کنگلومراها بخوبی می‌توانند بدلیل میزان ناهمگنی بافتی تغییرات دگرشکلی را در خود ثبت نمایند (Mitra, 1994) به همین دلیل غالباً بعنوان یک افق نشانه در توالیها برای مطالعات ساختاری و تحلیل تنش مورد توجه قرار دارند (Treagus and Treagus, 2002). نوع دگرشکلی در قلوه‌های کنگلومرا ممکن است از نوع شکل پذیر-نیمه شکل پذیر (در عمق توالی‌ها) یا از نوع شکننده (در شرایط سطحی) متغیر باشد. تا کنون روش‌های متفاوتی برای مطالعه قلوه‌های کنگلومراها پیشنهاد شده است که برای دگرشکلی‌های شکل پذیر عمدتاً روش $Rf-\phi$ (Ramsay, 1967) و برای دگرشکلی‌های شکننده (مانند منطقه مورد مطالعه) روش‌های تحلیل تنش دیرین با استفاده از شکستگی‌های برشی قابل استفاده می‌باشد (Davis et al, 2000). با توجه به اینکه تا کنون مطالعات ساختاری منسجمی در منطقه سه چنگی انجام نشده است هدف اصلی این پژوهش، بررسی و معرفی نوع دگرشکلی، انواع شکستگی‌ها و محاسبه پارامترهای طولی کرنش در کنگلومرای دگرشکل شده منطقه می‌باشد.

۲- روش انجام تحقیق

این پژوهش بر اساس انجام مطالعات تصاویر ماهواره ای، نقشه‌های زمین‌شناسی، برداشتهای صحرایی ساختاری از وضعیت لایه بندی، تورق و شکستگی‌های کششی و برشی استوار است. توجه به این نکته مهم در مطالعه ساختاری کنگلومراها، که قلوه هایشان می‌بایست در توالی رسوبی مربوطه، بصورت برجا و در ماتریکس اصلی قرار داشته باشند، نیز مدنظر قرار

گرفته است.

در این تحقیق دو نوع برداشت‌های صحرایی انجام شده است: ۱- برداشت شکستگی‌های کششی، ۲- برداشت شکستگی‌های برشی مزدوج. در مرحله اول، بمنظور محاسبه پارامترهای طولی کرنش، ابتدا میزان بازشدگی کششی در هر یک از قلوه‌های کنگلومرا اندازه گیری شدند و سپس مجموع این طول‌های ثانویه در هر قلوه محاسبه شدند (L1) و از طول محور بزرگ قلوه‌های بیضوی شکل کسر گردیدند تا بطور تقریبی طول اولیه هر قلوه (L0) بدست آید (Mi-tra, 1994). با استفاده از فرمولهای استاندارد کرنش، پارامترهای طولی محاسبه شدند.

در مرحله دوم، با هدف تحلیل تنش موثر و نحوه ایجاد شکستگی‌های برشی مزدوج، مشخصات ساختاری صفحات برشی مزدوج در قلوه‌ها اندازه گیری شدند و داده‌های بدست آمده در جدول ورودی داده‌های نرم افزارهای 8 wintensor در بخش ورود داده‌های «صفحات برشی مزدوج» پردازش و مورد تحلیل قرار گرفتند.

۳- زمین‌شناسی منطقه

تکتونیک شرق ایران پیچیدگی‌های زیادی دارد و آن را متاثر از وجود باریکه‌هایی از اقیانوس نئوتتیس در بین بلوک‌های قاره ای افغان در شرق و لوت در غرب می‌دانند (McCall, 1997) که اوایل کرتاسه باز شده است (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983). تقسیم بندی‌های متفاوتی برای واحدهای ساختاری ایران توسط محققین مختلف ارائه شده است اما برای محدوده مورد مطالعه دو پهنه ساختاری سیستان و لوت عمومیت یافته است (شکل ۱).

زمیندرز سیستان (رشته کوه‌های شرق ایران) شامل توالی‌های توریدایتی کرتاسه-ائوسن متشکل از کمپلکس‌های «رتوک» و «نه»؛ افیولیت ملاژها و دگرگونی‌های فشار بالا (در بخش شمالی) است. مجموعه فوق بعنوان سرزمین پیش بوم (Foreland) در نظر گرفته می‌شود و منطقه پس بوم (Hinterland) در شمال مرز دندانان ای و خمیده بین لوت و سیستان وجود دارد (Bagheri and Damangol., 2020). از جمله مطالعات ساختاری انجام شده در این پهنه می‌توان به مطالعات انجام شده توسط (یعقوبی و باقری، ۱۳۹۹ و



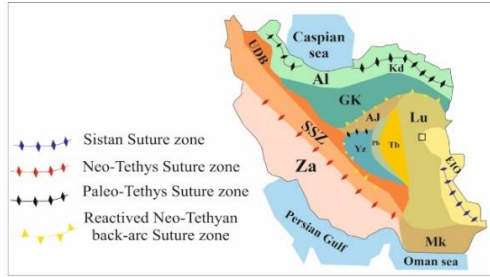
نیز (Jentzer et al, 2017) اشاره نمود.

پهنه ساختاری لوت عمدتاً توسط آتشفشانی‌های ترشیاری و رسوبات قاره‌ای پوشیده شده است. در کنار آن میتوان رخنمون‌هایی پراکنده از لایه‌های پالئوزویک و مزوزویک و یک هسته از سنگ‌های دگرگون شده را نام برد (Stocklin, 1972). مهمترین خصوصیات زمین‌شناسی لوت عبارتند از: ۱- پی سنگ کادومین (Guillou et al., 1981) و Rowshanravan, (2006)، ۲- رسوبات پالئوزویک (Berthiaux et al., 1991)، ولکانو کلاستیک‌های تریاس-ژوراسیک تریاس (Azimi and Saidy, 1975)، ۴- پلاتفرم کربناته کرتاسه-پالئوسن (Ohanian and Tatevosian, 1978)، ۵- پلاتفرم تخریبی ائوسن. این سرزمین در تریاس پایانی در حین بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس به قاره اوراسیا افزوده شدند (Bagheri & Stampfli, 2008). در مورد زمان بسته شدن اقیانوس تا کنون توافق نظری وجود نداشته است بطوری که برخی زمان برخورد لوت و افغان را ائوسن میانی (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983) و برخی اواخر کرتاسه (Zarrinkoub et al., 2012; An- (giboust et. al., 2013, Bonet et al., 2018) باقری و دامنیگل (Bagheri and Damangol., 2020) کوهزاد پالئوژن شرق ایران را یک اوروکلاین ثانویه (Secondary orocline) معرفی نموده اند.

منطقه سه چنگی در غرب بیرجند و جنوب خوسف قرار دارد. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سه چنگی (Azimi and Saidy, 1975) این محدوده شامل یک مقطع از پرمین تا عهد حاضر است اما در آن نبوده‌های چینه‌شناسی بزرگی وجود دارد (شکل ۱). واحدهای آتشفشانی ترشیر و نهشته‌های گراولی کواترنر بخش وسیعی از منطقه را پوشانده است. تنها رخنمون محدودی از مقطع پرمین و مزوزویک در جنوب شرقی منطقه رخنمون دارند. قدیمی‌ترین بروزدها آهک‌های تیره رنگ اولیتی اند که در کوه قوره سفید رخنمون دارند و معادل آهک جمال در طبس هستند. سنگ‌های پرمین قوره سفید که حدود ۳۵۰ متر ضخامت دارند با ناپیوستگی زاویه دار از شیل‌های تریاس جدا می‌شوند. در واقع خصوصیات این منطقه شامل یک مقطع نازک و ناکامل رسوبات مزوزویک، گدازه‌های وسیع آندزیتی-داسیتی ترشیر، و یک دگرشکلی آلپی است.

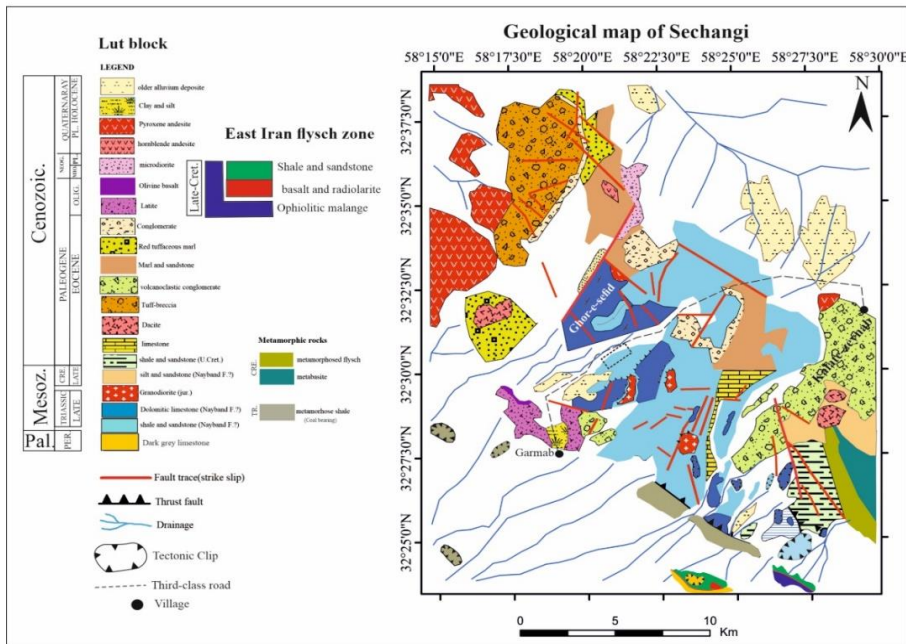
آهک‌های پرمین منطقه قوره سفید بطور پرشیب توسط یک گسل با امتداد NE دچار چرخش رو به بالا (Up-turned) شده اند. آهک‌های تریاس جنوب شرق این گسل بصورت دماغه یک چین تاق‌دیدی با پلانژ SW است که با گسل‌های متعدد با روندهای شمال غربی و شمال شرقی قطع شده اند. در فاصله ای دورتر در شمال شرقی نقشه کوه سرخ، سنگ‌های پرمین-تریاس بلوک لوت بشدت برش خورده و تاحدی دگرگون شده اند و توسط یک خط گسلی نامنظم و ناگهانی در مقابل کمر بند فلیش-ملانژ شرق ایران قرار گرفته و متصل شده است که در اینجا منجر به رخداد عمیق‌ترین فورانهای آتشفشانی رو به غرب درون بلوک لوت شده است. یک کنگلومرای قاعده ای با ناپیوستگی زاویه دار شیل و سیلتستون‌های تریاس را پوشانده است و خود قاعده ی یک کمپلکس آتشفشانی ضخیم با سن چینه‌شناسی پالئوژن می باشد که بطور وسیع بخش‌های مرکزی و شمالی لوت را پوشانده است.

کنگلومرای مورد مطالعه که بر روی نقشه زمین‌شناسی (Kuc) با سن کرتاسه معرفی شده است، در بالای سطح یک ناپیوستگی زاویه دار با توالی شیل-ماسه سنگ تریاس رخنمون دارد (شکل ۲-الف و ۲-ب). بر اساس مطالعات صحرایی، قلوه‌های این کنگلومرا متشکل از قلوه‌های آهکی نخودی رنگ است که در آنها فسیل‌های کرتاسه وجود دارد بنابراین بنظر می رسد که سن این کنگلومرا احتمالاً بعد از کرتاسه باشد. اندازه‌های قلوه‌ها بسیار متفاوت (از چند سانتیمتر تا چندمتر) است و قلوه‌های مرجانی آهکی خاکستری رنگ (با سن احتمالی ژوراسیک؟) نیز در این واحد قابل مشاهده است. بخش ماسه سنگ زیر سطح ناپیوستگی زاویه دار، دارای لایه بندی دانه تدریجی است که ریز شدگی به سمت بالای توالی و حالت عادی نشان می دهد. در زیر سطح ناپیوستگی یک تورق برشی نافذ در واحد شیل و ماسه سنگ تریاس قابل مشاهده است اما این تورق برشی در کنگلومراهای بالای سطح ناپیوستگی ادامه ندارد بنابراین بنظر می رسد زمان رخداد آن قبل از کرتاسه بالا-پالئوسن باشد (شکل ۲-ج). کنگلومرای سه چنگی دارای لایه بندی نیز می باشد (شکل ۲-د). ارتباط ساختاری لایه بندی‌ها و کلیواژ این سطح ناپیوستگی در استریوگرام ۲-ه ترسیم شده است.

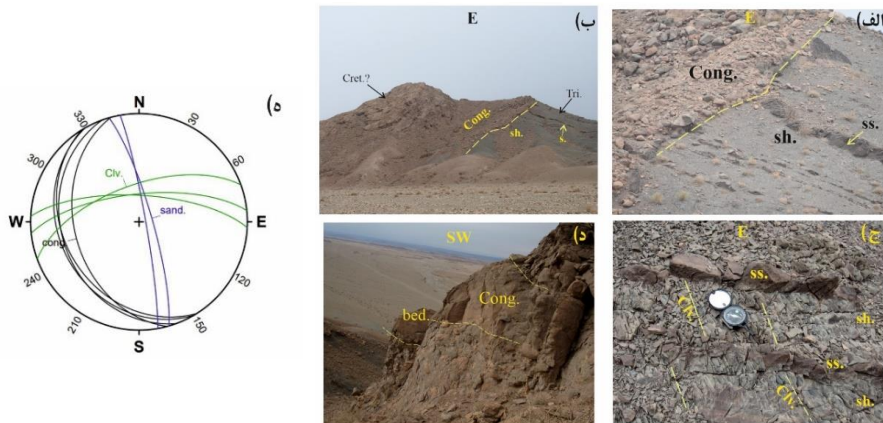


(الف)

(ب)



شکل ۱: الف- موقعیت منطقه سه چنگی نسبت به پهنه های زمین ساختی ایران، با تغییرات اقباس از (Bagheri et al., 2020): علایم: EIO: کوهزاد شرق ایران؛ Mk: مکران، Za: زاگرس، SSZ: سندج-سیرجان، GK: کویر بزرگ، Yz: پهنه یزد، Pd: پهنه پشت بادام، Tb: پهنه طبس، Lu: پهنه لوت، AJ: انارک-جندق، UDB: کمر بند ارومیه-دختر، AI: پهنه البرز، Kd: پهنه کبه داغ. کادر روی نقشه: منطقه سه چنگی؛ ب- نقشه زمین شناسی سه چنگی که بر روی آن راندگی و پنجره های تکتونیکی حاصل از این پژوهش اضافه شده است. با تغییرات اقباس از (Azimi and Saidy , 1975) کادر خط چین: محدوده مورد مطالعه.



شکل ۲: الف و ب- ناپیوستگی زاویه دار تریاس منطقه سه چنگی؛ ج- ارتباط لایه بندی ماسه سنگ با کلیواژ نافذ در توالی شیل و ماسه سنگ؛ د- لایه بندی در کنگلومرای بالای سطح ناپیوستگی؛ ه- استریوگرام وضعیت لایه بندی سطح زیرین و بالای ناپیوستگی با کلیواژ سطح زیرین ناپیوستگی. علایم: Cong: کنگلومرا، sh: شیل، SS: ماسه سنگ، clv: کلیواژ.



۴- تحلیل شکستگی‌ها

بمنظور محاسبه رخداد کرنش دو بعدی، بخصوص در زمانی که مشخص نیست قبلا کرنش در اثر برش ساده بوجود آمده یا برش محض، استفاده از نشانگرهای کرنش، کاربرد زیادی دارند (Marshak and Mitra, 2002). از طرفی پیدا کردن اجسامی که طول اولیه آنها مشخص باشد، نادر است بنابراین معمولا نسبتها و جهت گیری کشیدگی‌های اصلی را محاسبه می‌کنیم (Mar-shak and Mitra, 2002). برای این کار وجود اجسامی با ویژگی‌های زیر ضروری است:

۱- شکل کروی اولیه هم بعد (نظیر ائیدها و لکه‌های احیایی)؛ ۲- مقاطع عرضی اولیه مدور (نظیر اسکولیتوس)؛ ۳- شکل‌های اولیه غیرکروی تقریبا بیضوی شکل (نظیر اکثر قلوه‌های کنگلومرا)؛ ۴- ریخت‌های اولیه خطی (نظیر بلمنیت‌ها)؛ ۵- فسیل‌های با تقارن دوطرفه (نظیر براکیوپودها)، ۶- زوایای شناخته شده اولیه (نظیر زوایای فسیل گراپولیت‌ها و درزه‌های انقباضی). در این پژوهش سعی شده با استفاده از روش سوم، مقادیر پارامترهای طولی استرین بر اساس قلوه‌های کنگلومرای منطقه محاسبه شود. با توجه به اینکه مقاومت سنگ در مقابل کشش کمتر از فشارش است، اولین شکستگی که در سنگ ظاهر می‌شود، شکستگی کششی است که به تدریج باز می‌شوند و در صورتی که مولفه برش نداشته باشند (شکل ۳-الف و ۳-ب)، قطب آن محور σ_3 را نشان می‌دهد (Twiss and Moores, 1992).

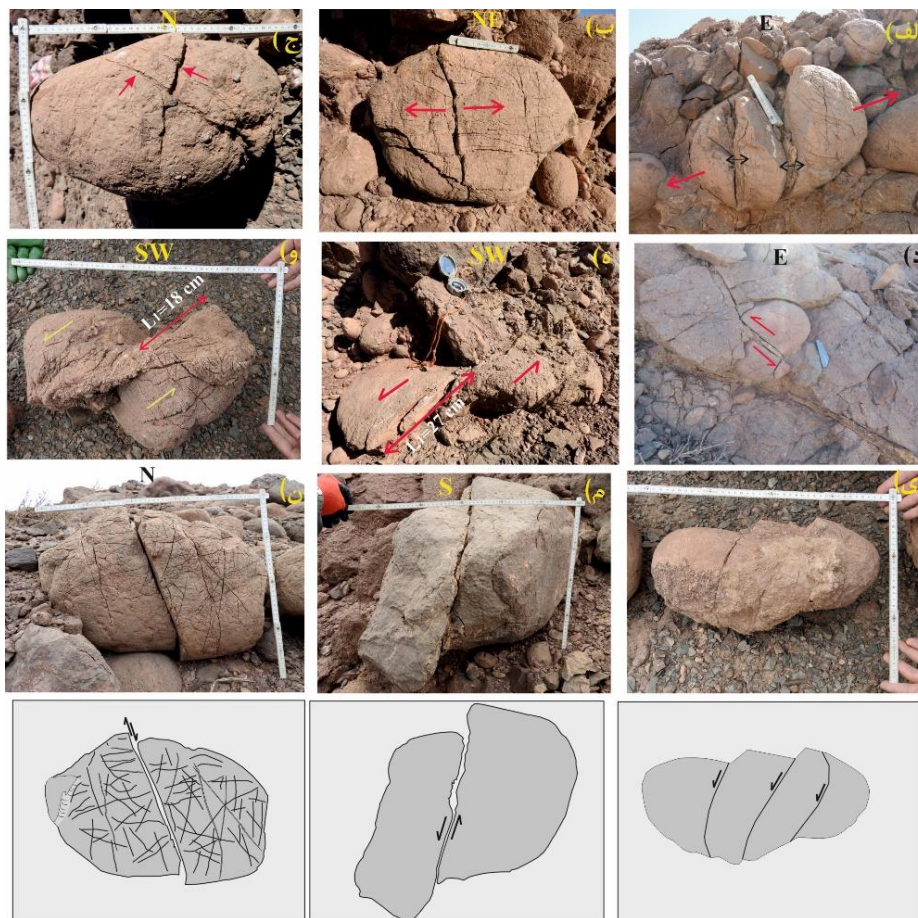
در منطقه سه چنگی شکستگی‌های برشی نیز در قلوه‌های کنگلومرا بخوبی ایجاد شده‌اند که متاثر از تنش برشی حداکثر، جابجایی‌های چپ بر (شکل‌های ۳-ج تا ۳-و) و راست بر (شکل ۳-ن) با مولفه‌های معکوس و نرمال ایجاد شده و بصورت تیپیک ساختارهای دومینویی در آنها قابل مشاهده است (شکل ۳-ی).

رده بندی و مراحل توسعه انواع شکستگی‌ها در کنگلومراها توسط (Futamura, 1989) ارائه شده است. با مقایسه انجام شده انواع شکستگی‌های کنگلومرای سه چنگی با این الگوها در شکل ۴، مشاهده می‌شود که در منطقه سه چنگی فقط شکستگی‌های نوع کششی و برشی در شرایط شکننده ایجاد شده است و دگرشکلی شکل پذیر بر روی زمینه و قلوه‌های کنگلومرا رخ

نداده است.

۴-۱- تحلیل شکستگی‌های کششی

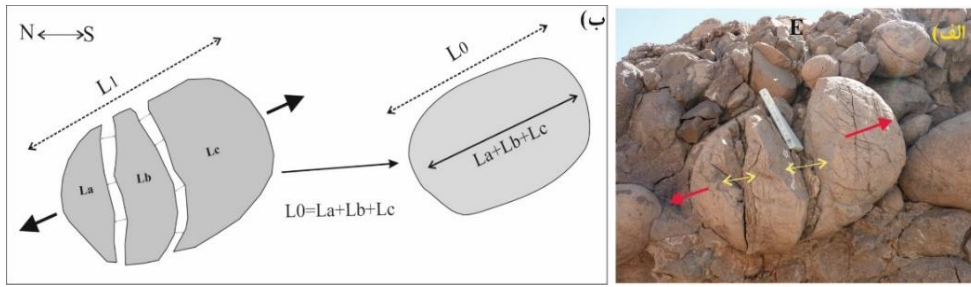
برای محاسبه پارامترهای طولی کرنش، ابتدا میزان بازشدگی هر کدام از شکستگی‌های کششی در هر یک از قلوه‌های کنگلومرا اندازه گیری شدند (شکل ۵) و سپس مجموع این طول‌های ثانویه در هر قلوه محاسبه شدند (L1) و از طول محور بزرگ قلوه‌های بیضوی شکل کسر گردیدند تا بطور تقریبی طول اولیه هر قلوه (L0) بدست آید (مشابه روش محاسبه میزان کشیدگی فسیل‌های دگرشکل شده). با استفاده از فرمولهای استاندارد کرنش (Mitra, 1994)، پارامترهای طولی محاسبه شدند (شکل ۵). بمنظور اندازه گیری میزان کرنش، به دست آوردن راستای کشیدگی ماکزیمم (راستای X) که همان راستای جابجایی و برش خوردگی است، اهمیت دارد و هدف، محاسبه میزان کرنش در صفحه‌ای است که بیشترین میزان کرنش را دارد (یعنی صفحه XZ از صفحات سه گانه بیضوی کرنش نهایی). شناسایی صفحه XZ در نمونه دگرشکل شده از طریق شناسایی راستای کشیدگی ماکزیمم یعنی راستای X و شناسایی یکی از صفحات سه گانه بیضوی کرنش نهایی انجام می‌شود. راستای کشیدگی ماکزیمم را می‌توان بر اساس ساختارهایی نظیر خش لغز در پهنه‌های گسلی یا جهت کشیدگی کانیا بدست آورد. در سنگ‌های دارای تورق، سطح تورق به موازات صفحه XY از صفحات بیضوی کرنش نهایی است. در سنگهای رسوبی مناطق پیش بوم (Foreland) صفحه لایه بندی موازی با صفحه XY کرنش نهایی در نظر گرفته می‌شود (Mitra, 1994). بنابراین با داشتن صفحه XY و راستای X، موقعیت صفحه XZ و YZ که عمود بر هم هستند، مشخص می‌شود. نسبت بیضویت بیضی کرنش نهایی در صفحه XZ بیشترین مقدار و در صفحه YZ کمترین مقدار را دارد و از رابطه $Rxz > Rxy > Ryz$ تبعیت می‌کند (شکل ۶). بر اساس مطالعات صحرایی، کنگلومرای سه چنگی دارای لایه بندی است (شکل ۲-د) که در واقع همان صفحه XY کرنش می‌باشد. از طرفی چون قلوه‌های درون این کنگلومرا دچار دگرشکلی کششی شده‌اند، این راستا را می‌توان همان محور کشیدگی X کرنش دانست که در کنگلومرای سه چنگی جهت یابی N70W تا N55W دارد. محورها و صفحات اصلی کرنش بر روی استریوگرام قابل ترسیم شدند (شکل ۶-ب).



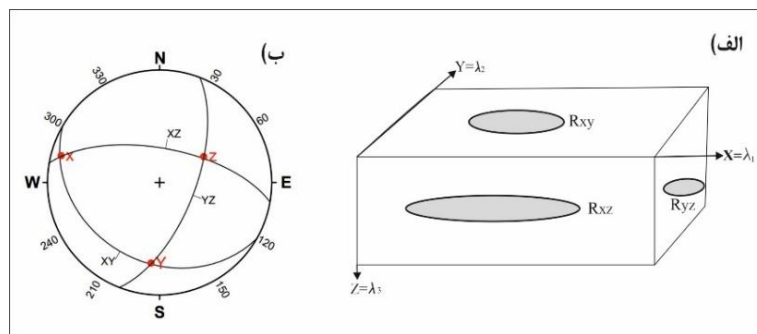
شکل ۳: انواع شکستگی‌ها در قلوه‌های کنگلومرای منطقه سه چنگی؛ الف و ب- شکستگی‌های کششی؛ ج) شکستگی برشی مزدوج؛ د) شکستگی برشی چپ بر؛ ه- برش راست بر در قلوه آهکی؛ و- برش چپ بر در قلوه مرجانی؛ ی- ساخت دومینویی در قلوه آهکی و تصویر شماتیک آن؛ م و ن- برشهای چپ بر و راست بر به همراه شبکه درزه‌های متأثر از برش؛ بمنظور عکسبرداری بهتر برخی قلوه‌ها از محل اصلی خود خارج شده‌اند.

Deformation sequence of Sechangi conglomerate					
Type	Deformation patterns of pebbles	Sechangi pebbles	Mode of Deformation	Relationship between matrix and fractures cutting pebbles	Stage
a			No Deformation	matrix is not cut by the fractures	Early
b			Extension fracture		
c			Extension fracture		
d			Shear fracture		
e			Ductile fracture		
f			Cataclastic flow		
g			Shear fracture	matrix is partly cut by the fractures	Late
h			Shear fracture	matrix is cut by the fractures	
			Extension fracture	All the structures of matrix and pebbles cut by the fractures	

شکل ۴- توالی دگرشکلی و انواع شکستگی‌های کنگلومرای سه چنگی در رده بندی (Futamura, 1989)



شکل ۵: الف- شکستگی های کششی کنگلومرای سه چنگی؛ ب- تصویر شماتیک از نحوه محاسبه پارامترهای طولی کرنش



شکل ۶: الف- موقعیت صفحات و محورهای اصلی کرنش و نحوه جهت یابی بیضی کرنش در سطوح اصلی؛ ب- استریوگرام محورها و صفحات اصلی کرنش برای شکستگی های برشی مزدوج کنگلومرای سه چنگی.

۴-۲- تحلیل شکستگی های برشی مزدوج

شکستگی های برشی اصلی در قله های کنگلومرای سه چنگی دو راستای اصلی NE و NW دارند (شکل ۷-ا). به لحاظ جنبشی، این شکستگی های برشی دارای دو نوع حرکت مخالف یکدیگر هستند بطوری که انواع NW بیشتر جهت برش راست بر و انواع ENE بیشتر جهت برش چپ بر دارند. میزان شیب میانگین این صفحات برشی حدود ۷۵ درجه می باشد (شکل ۷).

همانطور که در استریوگرام شکل ۷-الف مشاهده می شود، در شکستگی های برشی مزدوج منطقه سه چنگی محور σ_2 که محل تلاقی صفحات شکستگی برشی مزدوج است، بصورت قائم قرار گرفته است و نیمساز زاویه حاده بین این شکستگی ها جهت یابی محور σ_1 و نیمساز زاویه منفرجه بین این شکستگی ها جهت یابی محور σ_3 را نشان می دهد که نتیجه ای مشابه با شکل ۶-ب را تایید می نماید.

علاوه بر این، همانطور که در استریوگرام شکل ۲-ه نیز مشاهده می شود، کلیواژ نافذ شیل های سطح زیرین ناپیوستگی تقریباً با زاویه قائم نسبت به لایه بندی ماسه سنگ قرار دارد اما این کلیواژ در کنگلومرای بالای سطح ناپیوستگی وجود ندارد. با توجه به اینکه سطح برگواگی (تورق) همان سطح XY بیضوی استرین است و عمود بر راستای تنش فشارشی جهت یابی می شود، بر اساس این استریوگرام، راستای تنش فشارشی حدود N20E و راستای اتساع قله ها N70W بدست می آید که تطابق جالبی با شکل ۶-ب نشان می دهد. بر اساس محاسبات انجام شده (جدول ۱) میانگین کلی مقادیر بدست آمده عبارتست:

$$e = L - L_0 / L_0 = 38.2 - 33.02 / 33.02 = 0.15 \quad (1)$$

$$S = L / L_0 = (1 + e) = 1 + 0.15 = 1.15 \quad (2)$$

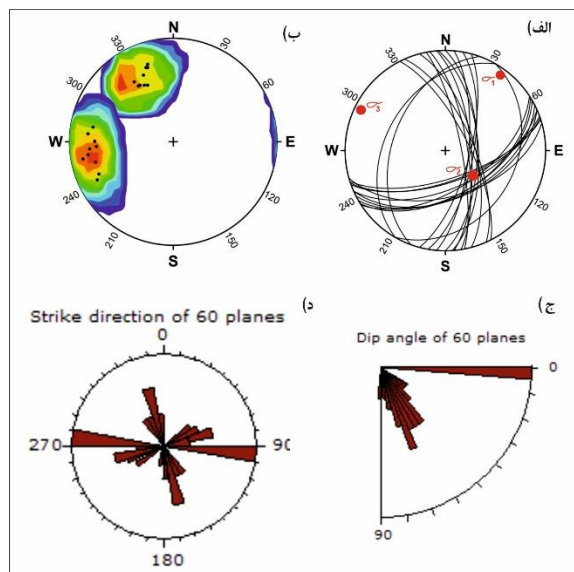
$$\lambda = S^2 = (1.15)^2 = 1.32 \quad (3)$$

$$\lambda' = 1 / \lambda = 1 / 1.32 = 0.75 \quad (4)$$



جدول ۱: برداشت‌های ساختاری از شکستگی‌های برشی مزدوج، شکستگی‌های کششی و محاسبه پارامترهای طولی کرنش کنگلومرای منطقه سه چنگی

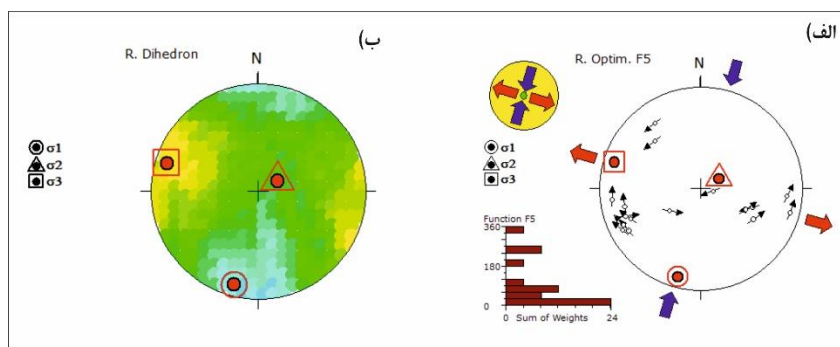
برداشت‌های شکستگی‌های برشی مزدوج				برداشت‌ها و محاسبات شکستگی‌های کششی						
مشخصات صفحه برشی اول	جابجایی صفحه برش اول (cm)	مشخصات صفحه برشی دوم	جابجایی سطح برش دوم (cm)	ابعاد قلوه ها (cm)	طول ثانویه قلوه L1	طول اولیه قلوه L0	e	S	λ	λ'
N60W/65NE	2.1	N70E/30NW	5	17*28	28	20.9	0.34	1.34	1.79	0.56
N70E/57SE	5		0	18*26	26	21	0.24	1.24	1.53	0.65
N30W/75NE	3.5	N-S/ 60W	0.5	32*22	32	28	0.14	1.14	1.31	0.77
N80W/75SW	0	N10W/70SW	0	15*18	18	18	0.00	1.00	1.00	1.00
N45E/30NW	0	N20W/55NE	0	11*22	22	22	0.00	1.00	1.00	1.00
N22W/60NE	3	N55E/45NW	0	28*40	40	37	0.08	1.08	1.17	0.86
N80E/65SE	1	N45W/52NE	0	18*32	32	31	0.03	1.03	1.07	0.94
N50W/72SW	0.4	N05E/ 63SE	0	11*18	18	17.6	0.02	1.02	1.05	0.96
N20W/78NE	0.2	N50E/60NW	0.3	31*15	31	30.5	0.02	1.02	1.03	0.97
N15W/85SW	11	N35E/70NW	0	43*22	43	32	0.34	1.34	1.81	0.55
N40W/60SW	1	N-S/85W	0.2	15*26	26	25	0.04	1.04	1.08	0.92
N42E/40SE	0.4	N30W/90	0.3	37*16	37	36.3	0.02	1.02	1.04	0.96
N5W/58SW	33			80*46	80	47	0.70	1.70	2.90	0.35
N50W/75NE	2	N25W/58NE	0	54*33	54	52	0.04	1.04	1.08	0.93
N10W/66NE	5			60*45	60	55	0.09	1.09	1.19	0.84
N15W/64NE	5.5	N40E/65NW	9	30*55	55	49.5	0.11	1.11	1.23	0.81
N80W/85SW	3.5			30*35	35	31.5	0.11	1.11	1.23	0.81
N65W/58NE	2	N74E/36NW	2.5	27*36	36	31.5	0.14	1.14	1.31	0.77
N35W/65NE	1.5	N-S/68W	0.4	22*12	22	20.1	0.09	1.09	1.20	0.83
N56E/20NW	0	N25W/45NE	0	39*32	39	39	0.00	1.00	1.00	1.00
N32W/68NE	0.4	N40E/55NW	0.2	47*35	47	46.4	0.01	1.01	1.03	0.97
N25W/55SW	0	N45E/620NW	0	33*22	33	33	0.00	1.00	1.00	1.00
N50W/70NE	7			50*48	50	43	0.16	1.16	1.35	0.74
N28E/46SE	3			34*22	34	31	0.10	1.10	1.20	0.83
N72E/56SE	2.4	N45W/52NE	0.6	18*32	32	29	0.10	1.10	1.22	0.82
N48W/48SW	8	N-S/82E	0.7	12*28	28	19.3	0.45	1.45	2.10	0.48
N50W/28SW	11			14*36	36	25	0.44	1.44	2.07	0.48
N54E/30SE	0.7	N32W/90	12	54*28	54	41.3	0.31	1.31	1.71	0.58
N38W/25NE	1.8	N50E/20NW	0	37*16	37	35.2	0.05	1.05	1.10	0.91
N10W/28SW	13			20*32	32	19	0.68	1.68	2.84	0.35
N30E/20NW	0.5	N16W/58NE	6	30*24	30	23.5	0.28	1.28	1.63	0.61
Mean	4.26		2.90		38.23	33.02	0.15	1.15	1.32	0.75



شکل ۷: الف- استریوگرام شکستگی‌های برشی مزدوج در قله‌های کنگلومرای منطقه سه چنگی و موقعیت محورهای اصلی تنش؛ ب- کنتور قطب صفحات برشی مزدوج؛ ج و د- رزیدیاگرام امتداد و شیب صفحات برشی مزدوج

را فراهم می‌نماید. در این تحقیق، داده‌های صحرایی مربوط به صفحات شکستگی برشی مزدوج برداشت شده منطقه سه چنگی (جدول ۱) با نرم افزار 8 wintensor (در بخش داده‌های صفحات برشی مزدوج) پردازش شدند. همانطور که در استریوگرام شکل ۸ مشاهده می‌شود، نتیجه بدست آمده، مشابه تحلیل شکستگی‌های کششی منطقه (شکل ۶-ب) است بطوری که محور σ_2 که محل تلاقی صفحات شکستگی برشی مزدوج است، بصورت قائم قرار گرفته است.

بمنظور تحلیل دقیق تر میدان تنش موثر بر صفحات برشی مزدوج، روش دو وجهی راست (R.dihedron) و روش بهینه‌سازی چرخشی (R.optim). کاربرد مفیدی دارد. در این روش نرم افزاری، پارامتری بنام عملکرد مرکب (F5) اجازه انجام همزمان به حداقل رساندن زاویه عدم انطباق برای بخش لغزها، به حداکثر رساندن تنش برشی برای صفحات گسلی و شکستگی‌های برشی، و نیز به حداقل رساندن تنش نرمال برای شکستگی‌های کششی و همچنین به حداکثر رساندن تنش نرمال برای شکستگی‌های فشارشی و استیلولیت



شکل ۸: نتایج تحلیل تنش در نرم افزار 8 Wintensor برای شکستگی‌های برشی مزدوج کنگلومرای سه چنگی؛ الف- به روش R.optim. ب- به روش R.dihedron.

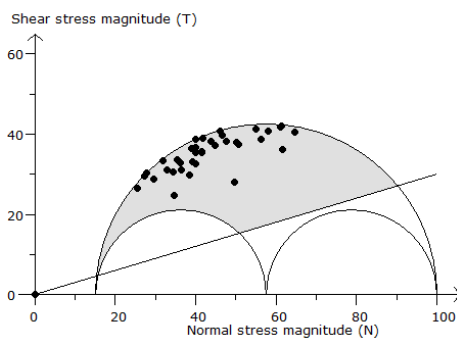
است تصور شود دگرشکلی‌های شکننده منطقه سه چنگی متأثر از همین سیستم گسلی بوده باشد، اما چنانچه به موقعیت جغرافیایی منطقه سه چنگی توجه شود، در فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری نسبت به گسل نایبند و در فاصله حدود ۲۰۰ کیلومتری نسبت به گسل نهبندان قرار گرفته است بنابراین دگرشکلی‌های موجود نمی‌تواند حاصل تأثیر مستقیم این گسلها بوده باشد. از طرف دیگر چون یک ناپیوستگی زاویه‌ای بین رسوبات تریاس و کنگلومرای کرتاسه وجود دارد، بنابراین کنگلومرای سه چنگی بعد از ژوراسیک نهشته شده و فازهای دگرشکلی قبلی بر آن تأثیری نداشته‌اند و تنها رخدادهای جوان تر از کرتاسه-ائوسن می‌توانسته در این منطقه اثرگذار بوده باشد.

بر اساس نتایج بدست آمده، وجود چین خوردگی‌های مجدد بزرگ مقیاس در منطقه سه چنگی و مشابه آن در شرق ایران (نظیر مناطق ماهیرود و موسویه و...) حاکی از رخداد دو حادثه دگرشکلی است (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۴ و ۱۳۹۸؛ یعقوبی و باقری، ۱۳۹۳) بطوری که فاز اول دگرشکلی منجر به تشکیل چینهای موازی با حاشیه لوت در شرق ایران و منطقه سه چنگی شده است (چین‌های نسل اول F1) در حالی که فاز دوم دگرشکلی با رخداد چین خوردگی گسترده با توزیع شعاعی نسبت به حاشیه لوت (چین‌های نسل اول F2) اهمیت داشته است (شکل ۱۰). این ساختارهای فراگیر را بخوبی می‌توان بر روی تصاویر ماهواره‌ای، در مرز خمیده شمالی پهنه‌های لوت-سیستان از منطقه آهنگران در شرق تا منطقه موسویه در بخش مرکزی و منطقه سه چنگی در غرب دنبال نمود. مطالعات این پژوهش نشان می‌دهد که شکستگی‌های مزدوج محدوده مورد مطالعه تأثیر همان فاز دوم دگرشکلی بوده است زیرا محورهای تنش بدست آمده آن با راستای محور تنش بوجود آورنده چینهای نسل دوم یکسان است (شکل‌های ۸ و ۱۰). در واقع وجود دو دسته گسل‌های امتدادلغز مزدوج راستگرد و چپگرد در جنوب شرقی منطقه سه چنگی (همانند سایر مناطق مشابه در شرق ایران)، می‌تواند شاهد دیگری بر صحت این مدعا باشد که منجر به بریده شدن قلوه‌های کنگلومرای مورد مطالعه شده است.

بر این اساس موقعیت روند/میل محورهای اصلی تنش عبارتست از: $s_1=23/190$ و $s_2=43/77$ و $s_3=38/299$ و نیز مقدار نسبت تفاضلی تنش‌ها یا همان فاکتور شکل میدان $R=0.7$ بدست آمده است. شاخص عددی شکل بیضوی تنش (R) تابعی از موقعیت محورهای اصلی تنش و شکلی از بیضوی تنش است که بصورت زیر تعریف شده است (Delvaux, 1997):

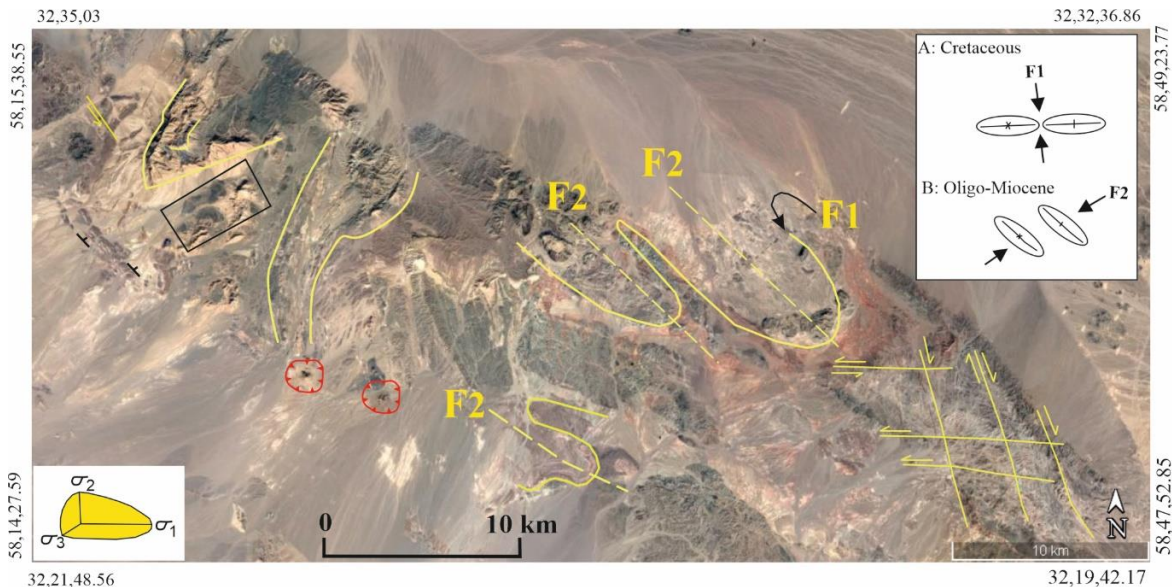
الف- اگر σ_1 قائم باشد (رژیم تنش کششی): $R = \sigma_1 - \sigma_2$ ؛ ب- اگر σ_2 قائم باشد (رژیم تنش امتدادلغز): $R = 2 - R'$ ؛ ج- اگر σ_3 قائم باشد (رژیم تنش فشاری): $R' = 2 + R$ خواهد بود. مقادیر عددی $R=0.5$ برای کشش محض، $R=1$ برای کشش امتدادلغز، $R=1.5$ برای رژیم امتدادلغز محض، $R=2$ برای رژیم فشاری محض، و مقدار $R=2.5$ برای رژیم فشاری محض تعیین شده است (Delvaux, 1997).

این مقادیر برای محدوده سه چنگی $R=1.23$ و $R=0.7$ بدست آمده است که رژیم تکتونیکی امتدادلغز را تایید می‌نماید ($R'=2-R$). بمنظور بررسی وضعیت قرارگیری محورهای تنش و بدست آوردن رژیم تنش حاکم و فاکتور شکل (R) می‌توان از نمودار مور نیز استفاده نمود. بر این اساس وجود رژیم زمین‌ساختی غالب امتدادلغز بدست آمده است (شکل ۹).



شکل ۹: دایره مور سه بعدی صفحات شکستگی برشی منطقه سه چنگی که رژیم تکتونیکی امتدادلغز را نشان می‌دهد.

ارتباط انواع ساختارهای قابل مشاهده بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه سه چنگی در شکل ۱۰ نشان داده شده است. با توجه به اینکه منطقه سه چنگی در ناحیه مرز شمال غربی پهنه‌های لوت-سیستان و بین دو سیستم گسل اصلی راستگرد شرق ایران (گسل نهبندان در شرق و گسل نایبند در غرب) واقع شده است، ممکن



شکل ۱۰: وضعیت ساختارهای ناحیه‌ای، تغییرات میدان تنش و وضعیت بیضوی کرنش در منطقه سه چنگی، جهت یابی سطح محوری چینا از زمان کرتاسه (A) تا الیگومیوسن (B)؛ کادر سیاه: محدوده مورد مطالعه، خطوط قرمز: اثر گسل‌های امتدادلغز مزدوج منطقه؛ F1: اثر محوری چین‌های نسل اول؛ F2: اثر محوری چین‌های نسل دوم؛ قرمز: پنجره‌های تکتونیکی (Clip).

۵- نتیجه گیری

بر اساس اندازه گیری میزان بازشدگی کنشی قلوه‌های کنگلومرای منطقه سه چنگی، مقدار پارامترهای طولی کرنش $\lambda=1.32$ و $\lambda'=0.75$ بدست آمده است. با تحلیل تنش صفحات برشی مزدوج کنگلومرای سه چنگی، موقعیت میل و روند محورهای اصلی تنش $\sigma_1=23/190$ ، $\sigma_2=43/77$ و $\sigma_3=38/299$ و مقدار مولفه شکل میدان $R(\Phi)=0.7$ و مقدار فاکتور شکل میدان $2-R=1.2$ می‌باشد. نتایج حاصل از محاسبات شکستگی‌های کنشی کنگلومرای سه چنگی مشابه نتایج بدست آمده از تحلیل تنش شکستگی‌های برشی مزدوج این کنگلومرا، رخداد یک دگرشکلی شکننده را اثبات می‌نماید بطوری که وقوع یک کشیدگی و تغییر حجم در راستای $N70W$ (در جهت بیشترین کشیدگی یعنی محور X کرنش) را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. یافته‌های این پژوهش، عامل دگرشکلی شکننده در کنگلومرای سه چنگی را وقوع یک رژیم تکتونیکی خمشی متأثر از فاز دوم دگرشکلی کوهزاد پالئوژن شرق ایران در منطقه سه چنگی پیشنهاد می‌دهد که دو دسته گسل‌های مزدوج راستگرد و چپگرد منطقه را نیز بوجود آورده است زیرا راستای تنش‌های بدست آمده با راستای تنش‌های بوجود آورنده نسل دوم چین خوردگی‌ها یکسان است.

سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از رساله دکترای نویسنده مسوول است و با حمایت معاونت پژوهشی دانشگاه بیرجند انجام شده است. لازم است از آقای عماد رجحانی دانشجوی دکترای تکتونیک دانشگاه فردوسی مشهد بابت همکاری و همراهی در مطالعه صحرایی این پژوهش، صمیمانه قدردانی نمایم.

منابع

کشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، م.، (۱۳۹۴)، تاریخچه تکتونیکی کمپلکس ماهیرود (چشمه استاد) بر پایه داده‌های ساختاری جدید، شرق ایران، فصلنامه زمین‌ساخت، سال اول، شماره ۴، ۶۳-۷۵.

کشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، م.، (۱۳۹۸). جایگاه تکتونیکی کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیرود: نگرشی متفاوت بر تاریخچه ژئودینامیکی شرق ایران، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و نهم، شماره ۱۱۳، ۱۴۴-۱۳۱.

کشتگر، ش.، خطیب، م.م.، محمدی نیا، ع.، (۱۳۹۹). بازسازی میدان تنش دیرین ائوسن-الیگوسن منطقه حرمک-قرقروک؛ سیستم گسل‌های امتدادلغز شرق ایران، فصلنامه زمین‌ساخت، سال چهارم، شماره ۱۴.

یعقوبی، م.؛ باقری، س.، (۱۳۹۳). سازوکار کوتاه شدگی نسبی در قوس ساختاری ائوسن شمال غرب بیرجند، شرق ایران. فصلنامه علوم زمین، تابستان ۱۳۹۹، سال بیست و نهم، شماره ۱۱۶، ۲۸۶-۲۷۷.

Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J. C. M., Omrani, J., & Plunder, A., 2013. Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic



- Marshak, S., Mitra, G., 2002. Basic methods of structural geology; Prentice-Hall.
- McCall, G. J. H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15, 6, 517-531.
- Mitra, G., 1994. Strain variation in thrust sheets across the sevier fold-and-thrust belt (Idaho-Utah-Wyoming): implications for section restoration and wedge taper evolution. *Journal of Structural Geology* 16(4), 585-602.
- Ohanian, T. & Tatevosian, S., 1978. "Birjand" Quadrangle map, Scale: 1/100000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Ramsey, J.M., & Chester, F.M., 2004 . Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture, *Nature*, 428, 63-66.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I., 1987. The techniques of modern structural geology, 2: Folds and Fractures. Academic Press.
- Ramsay, J. G., *Folding and Fracturing of Rocks*. 1967. NewYork: Mc GroowHill.
- Rowshanravan, J., 2006. "Mousaviyeh" Quadrangle map, Scale: 1/100000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Stocklin, J., 1972. Iran Central, septentrional et orientale, *Luxique stratigraphique International III*. Fascicule 9b, Iran, center national de la Recherche scientifique, Paris, 1-283.
- Tirrul R, Bell L.R. Griffis R.J. & Camp, V.E. 1983. The Sistan Suture Zone of eastern Iran. *Geological Society of American Bulletin*, 94, 134-150.
- Treagus, S.H., & Treagus, J., E. 2002. Study of Strain and rheology of conglomerates, 24, 1541-1567.
- Twiss, R. J. & Moores; E. M., 1992. *Structural Geology*; W. H. Freeman and Company, 415 pp.
- Vahdati Daneshmand, F., Kholghi, M., 1987. "Khusf" Quadrangle map, Scale: 1/100000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. & Lee, H.Y. 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154, 392-40.
- "mélange" Eastern Iran, *Lithos*, 156, 139-158.
- Azimi, M.A. & Saïdy, A., 1975. She-Changi Quadrangle map, Scale: 1/100000, sheet 7655, Geological survey of Iran, Tehran.
- Bagheri, S. & Stampfli G. M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications, *Tectonophysics*, 451, 123-155.
- Bagheri, S. & Damangol, S.H., 2020. The eastern Iranian Orocline . *Earth –Science Review*, 210, 1-43.
- Barthiaux, A., Christmann, P. & Fauvelet, E., 1981. "Qayen" Quadrangle map, Scale: 1/100000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Bonnet, G.a, Agard, P.A,B, Angiboust, Sc, Monié, P.d, Jentzer, Ma, Omrani, J.e, Whitechurch, H.f, Fournier, M.a., 2018. Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: the Sistan example (Eastern Iran), *Lithos*, 17.
- Camp, V.E. & Griffis, R.J., 1982. character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *lithos*, 15, 221- 239.
- Davis G.H., Bump A.P., Garcia P.E. & Ahlgren S.G., 2000. Conjugate Riedel deformation band shear zones, *Journal of Structural Geology*, 22, 2, 169-190.
- K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. & Sankov, V., 1997. paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. *Tectonophysics*, 282, 1-4, 1- 38.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, p 463.
- Futamura, K., 1989. Polyphase deformation on pebbles of Fudesute conglomerate in the southern part of the Suzuka Mountain Range, central Japan, *Earth Science; Chikyu Kagaku*, 43, 4, 189-199.
- Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D., De la Villeon, H., 1981. "Ahangaran" Quadrangle map, Scale: 1/100000, Geological survey of Iran, Tehran.
- Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J. & Khatib, M. M. & Whitechurch, H. 2017. Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Tectonics*, 36(2), 321-339.



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۲

doi 10.22077/JT.2023.6277.1154

بررسی کنترل کننده‌های ساختاری در کانی‌زایی باریت رگه‌ای محدوده شرق مورچه خورت، شمال اصفهان

حوری پسران شریف^۱، میثم تدین^{۲*}

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد تکنیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۰

به منظور بررسی ارتباط بین ساختارهای منطقه شرق مورچه خورت با کانی‌زایی باریت رگه‌ای آن، ابتدا با بررسی تصاویر ماهواره‌ای به شناسایی گسل‌ها و تأثیر فعالیت گسل‌ها بر آثار کانی‌زایی پرداخته شد. سپس در حین انجام مطالعات میدانی اندازه‌گیری لایه بندی، گسل به همراه سازوکار، خشک‌ساز و رگه‌ها به روش قانون دست راست صورت پذیرفت. این اطلاعات صحرایی توسط نرم افزار DAISY مورد تحلیل و برگردان تنش دیرین قرار گرفت. گسل‌های اصلی منطقه شامل پهنه‌های گسلی پی‌سنگی بهجت آباد شمالی و جنوبی در شرق منطقه و پهنه گسلی سپاهان در غرب منطقه و هر سه حاوی کانی‌زایی رگه‌ای باریت هستند. این گسل‌ها دارای روند غالب شمال غرب- جنوب شرق پرسیب با سازوکار قدیمی معکوس (با چین‌های کششی همراه با روند محوری شمال غرب- جنوب شرق) و سازوکار امتداد لغز راستگرد جدید و فعال که جابجا کننده آبراهه‌ها نیز هستند را نشان می‌دهند. همچنین لایه بندی‌ها و چین خوردگی‌هایی با روندهای شمال غربی- جنوب شرقی و کوه رباط سلطان شرقی- غربی را نشان می‌دهند. نتایج حاصل از برگردان تنش دیرین از گسل‌های اندازه‌گیری شده در کنار داده‌های ساختاری شکل پذیر و رگه‌های برداشت شده نشانگر تغییر راستای تنش بیشینه حاکم بر منطقه شرق مورچه خورت از شمال شرقی- جنوب غربی به شمالی- جنوبی در زمان میوسن میانی به بعد است که با دیگر مطالعات ساختاری انجام شده در منطقه همخوانی دارد. این تغییر جهت میدان تنشی در بخش شرقی منطقه سبب چین خوردگی مجدد به صورت چین جعبه‌ای کوه پلنگی شده است. به طور خلاصه، مطالعات انجام پذیرفته به منظور ایجاد ارتباط بین ساختارهای شکنا و کانی‌سازی باریت منطقه شرق مورچه خورت پیشنهاد می‌کند که پهنه‌های گسلی بهجت آباد از نظر مکانی به کمان ولکانیکی- ماگمایی ارومیه دختر نزدیک‌تر است و از سوی دیگر بزرگ‌ترین و اصلی‌ترین پهنه گسلی منطقه است و به سبب دارا بودن این دو ویژگی و پی‌سنگی بودن آن، همچون راهرو ارتباطی در هدایت مایعات هیدروترمالی حاوی کاتیون باریم از عمق به سطح و میزبانی کانی‌زایی باریت رگه‌ای شرق مورچه خورت نقش اصلی را داشته است.

کلیدواژه‌ها: باریت رگه‌ای، مورچه خورت، گسل بهجت آباد، تغییر جهت تنش

* ایمیل: m.tadayon@sci.ui.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۳۲۰۳۵۲۶۵

Assess the controlling structures on the vein-type barite mineralization at the east of the Murchekhurt, North Isfahan

Hoori PesaraneSharif, Meisam Tadayon^{2*}

1- MSc in Tectonics, Department of Geology, University of Isfahan, Iran

2- Assistant prof., Department of Geology, University of Isfahan, Iran

Abstract

A vein-type barite deposit is occurred along the Behjatabad fault zone in Lower Cretaceous carbonates in the eastern part of Murchekhurt. In order to assess the rational relationship between structures and vein-type barite mineralization in the east of Murchekhurt area, remote sensing analysis on the satellite images with the aim to identify the structures have been done, then faults, veins and bedding have been measured in the fieldwork. The main structures are the deep basement northern and southern Behjatabad fault zone in the eastern part and the Sepahan fault zone in the western part of the study area which hosts the vein-type barite mineralization. Those fault zones show an old reverse kinematics associated with drag folds and a young right-lateral strike-slip sense of movement that is still active. Paleostress analysis documents a shift in the stress regime from NE-SW-directed to N-S-directed since the middle Miocene. Spatially the Behjatabad fault zone is close to UDVA and acted as a dip corridor for conducting Ba-bearing hydrothermal fluids and hosting the barite mineralization.

Keywords: Vein-type barite, Murchekhurt, Behjatabad fault, change in stress regime direction

*Email: m.tadayon@sci.ui.ac.ir

Tel: +989132035265

۱- مقدمه

خاصه تراش-لامار و شرق مورچه خورت گسترده شده‌اند (Alaminia et al, 2021 و مطالعه پیش رو) (شکل ۱). این موضوع، اهمیت مطالعات ساختاری به منظور جستجوی کنترل کننده‌های زمین شناسی تمرکز کانی‌زایی باریت در محدوده شمال شهر اصفهان را نمایان و دوچندان می‌کند. از این رو، هدف اصلی این پژوهش بررسی کنترل کننده‌های ساختاری مسبب دگرشکلی منطقه شرق مورچه خورت در طی دوران پس از کرتاسه با اهمیت تأثیر عملکرد گسل‌های اصلی محدوده، سعی در یافتن ارتباط منطقی بین تکنیک و کانی‌زایی باریت رگه‌ای به منظور ارائه‌ی الگوی اکتشافی ساختاری این ماده‌ی معدنی پرداخته شده‌است. هدف دیگر این پژوهش معرفی اندیس باریت رگه‌ای در شرق مورچه خورت است.

۲- روش مطالعه

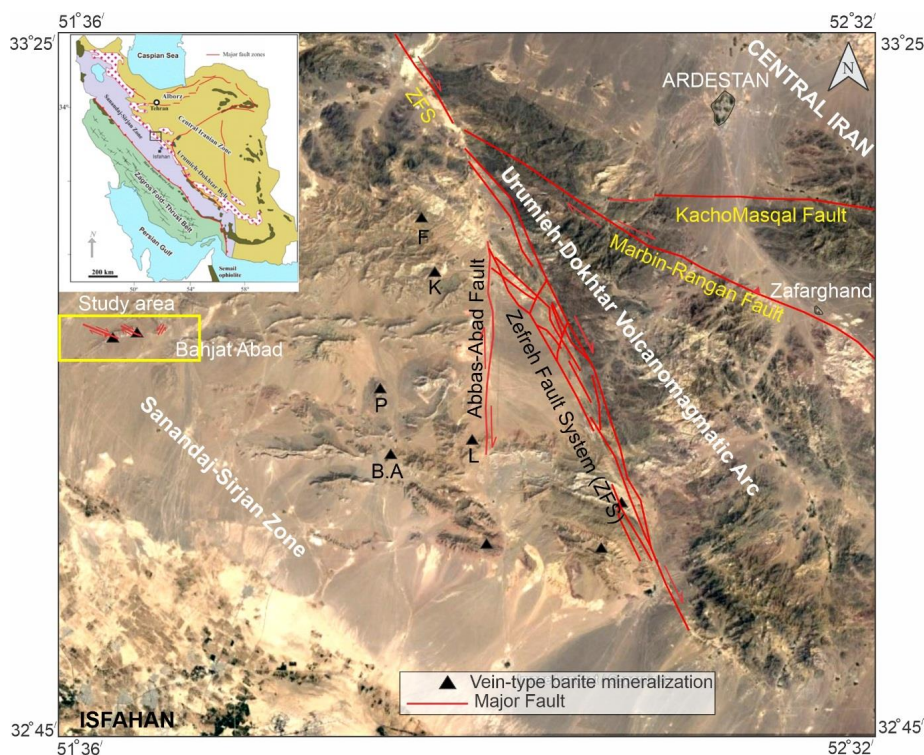
برای ایجاد ارتباط بین ساختارهای منطقه شرق مورچه خورت با کانی‌زایی باریت رگه‌ای، ابتدا با بررسی تصاویر ماهواره‌ای به شناسایی گسل‌ها و تأثیر فعالیت گسل‌ها بر آثار کانی‌زایی باریت پرداختیم. سپس در بازدیدهایی صحرایی از منطقه، انجام مطالعات میدانی و اندازه‌گیری‌های ساختاری مثل بررسی جنس واحدهای سنگی در برگیرنده کانی‌سازی، اندازه‌گیری تعداد 66 لایه بندی، گسل به همراه سازوکار، خشلغز و رگه به روش قانون دست راست (RHR) صورت پذیرفت و موقعیت جغرافیایی هر یک جداگانه نیز ثبت گردید (جدول ۱ و ۲). بر اساس مطالعات صحرایی انجام گرفته در منطقه، نقشه زمین شناسی اصلاح گردید که در شکل ۲ A و A ۸ ارائه شده است. در ادامه نیز مقاطع عرضی ساختاری به گونه‌ای عمود بر امتداد لایه بندی، گسل‌های اصلی و کانی‌زایی باریت بر اساس اندازه‌گیری‌های صحرایی انجام پذیرفته، ترسیم گردید (شکل ۲ B و B ۸). نمایش و محاسبه تحلیل تنش‌های دیرین (paleostress) اطلاعات ساختاری برداشت شده توسط نرم افزار DAISY انجام پذیرفت (Salvini et al, 1999). سپس با تلفیق داده‌های میدانی و تصاویر ماهواره‌ای به بررسی ارتباط مکانی و پراکندگی کانی‌سازی باریت با ساختارهای حاکم بر منطقه پرداخته شد که در ادامه ارائه شده است.

پهنه‌های گسلی تحت تاثیر فعالیت‌های تکتونیک در پوسته زمین به منظور تخلیه انرژی‌های متمرکز شده بوجود می‌آیند و به سبب ایجاد تخلخل و چگالی کم، در واحدهای سنگی در اعماق مختلف، از جمله محل‌های مناسب برای هدایت و تمرکز کانی‌زایی می‌باشند (Riedly, 1993; (Micklethwaite and, Cox, 2004; Beygi et al, 2021 ارتباط مستقیم و نزدیکی بین درازا، عرض، عمق و بازفعالیت پهنه‌های گسلی با ایجاد فضای بیشتر برای هدایت و تمرکز کانی‌زایی نوع رگه‌ای وجود دارد (Cox et al, 1987; Caine et al, 1996; Nelson et al, 1999; Alaminia et al, 2021؛ تدین و کتال، ۱۳۹۹؛ بهیاری و همکاران، ۱۴۰۰؛ گوهری انارکی و همکاران، ۱۴۰۱). یکی از انواع زلز کانی‌سازی‌های شناخته شده، کانی‌سازی نوع رگه‌ای می‌باشد به گونه‌ای که کانی‌سازی‌های رگه‌ای در پهنه‌های گسلی رخ می‌دهند (Guilbert et al., 1986؛ کریمپور و سعادت، ۱۳۸۱؛ Tusa et al, 2019؛ Hodgson., 1989; Chen et al, 2019). در کانی‌زایی نوع رگه‌ای، ماده معدنی پرکننده فضاهای خالی ایجاد شده توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها هستند و بیشتر به صورت خطی مشاهده می‌شوند. باریت با ترکیب شیمیایی (BaSo4) که سولفات باریم است، طیف گسترده‌ای از مصارف صنعتی، پزشکی و ساختمانی را داراست و همچنین به عنوان سنگ معدن اصلی برای استحصال باریم مورد استفاده قرار می‌گیرد. شکل تشکیل این ماده معدنی معمولاً به دو صورت لایه‌ای (Elswick and Maynard., 2014) و رگه‌ای (Alaminia and Sharifi, 2018) گزارش شده است. از میان انواع کانی‌سازی‌های رگه‌ای که به دو دسته فلزی و غیر فلزی تقسیم میشوند، کانی‌زایی باریت رگه‌ای از فراوانی بیشتری برخوردار است (Alaminia et al, 2021). استفاده از مطالعات ساختاری برای چنین کانی‌زایی که اختصاصاً از نوع رگه‌ای است، بسیار حائز اهمیت است. اهمیت آن از این رو است که به منظور اکتشافات ناحیه‌ای و وسیع باید از کلید اکتشافی تکتونیک با جزئیات زیاد استفاده کرد. در منطقه شمال اصفهان چهار معدن و هشت اندیس باریت شامل باریت کمشچه، فسخود، باقرآباد، پیناوند،

۳- زمین‌شناسی عمومی

استاندارد مناطق کوهزادی در پهنه‌های برخوردی است سبب شده است تا زمین‌شناسانی مانند Falcon (1961)، Ricou and Braud (1974)، Alavi (1994)، Farhoudi (1978) و (1974) پهنه سنندج-سیرجان را زیر پهنه‌ای از کوهزاد زاگرس بدانند. اما ترتیب رسوبات، چارچوب زمین‌ساختی و رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های ماگمایی - دگرگونی سبب شده تا گروه بزرگی از زمین‌شناسان، ویژگی‌های پهنه سنندج - سیرجان را با مناطق پرتحرک مرکز و شمال ایران یکسان در نظر گرفته و آن را زیر پهنه‌ای از ایران مرکزی بدانند. از جمله ویژگی‌های برجسته پهنه سنندج - سیرجان این است که فرآیندهای دگرگونی آن در همه بخش‌های آن یکسان نیستند به گونه‌ای که در نیمه جنوب شرقی این پهنه پدیده‌های دگرگونی به طور عمده حاصل عملکرد کوهزایی سیمین پیشین است در حالی که در نیمه شمال غربی آن رویدادهای سیمین میانی از عوامل پلوتونیزم و دگرگونی هستند. از این رو، افتخارنژاد (۱۳۵۹)، پهنه سنندج - سیرجان را به دو بخش سنندج - همدان (شمالی غربی) و همدان - سیرجان (جنوب شرقی) تقسیم کرده است.

منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس تقسیم بندی Stocklin (1968) در بخش میانی پهنه ساختاری سنندج-سیرجان و در ۱۶ کیلومتری غرب کمان ولکانیکی-ماگمایی ارومیه-دختر با سن کرتاسه بالایی تا میوسن واقع شده است (شکل ۱). پهنه سنندج - سیرجان باریکه‌ای از جنوب غربی ایران مرکزی است که در بلا فصل شمال شرقی راندگی اصلی پهنه زاگرس قرار دارد. این پهنه به عنوان پرتکاپوترین پهنه ساختاری در ایران، بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ-همیالیاست که در اثر همگرایی میان بخش شمالی ابرقاره گندوانا با بلوک‌های سیمین و جنوب اوراسیا شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Sengor, 1990; Ala- (vi, 1996; Brunet et al., 2009). محیط‌های تکتونیکي مختلف زمین‌ساختی و واحدهای چینه‌ای مرتبط با رویدادهای زمین‌ساختی در جریان باز و بسته شدن اقیانوس نئوتیس منجر به تشکیل در پهنه سنندج-سیرجان شده است (شیخ‌الاسلامی، ۱۳۹۴). همخوانی روند ساختاری، یکسانی الگوی ساختاری چین‌ها و گسل‌ها و وفور راندگی‌ها که ویژه الگوی



شکل ۱: نمایش موقعیت کمان ولکانیکی ارومیه-دختر، پهنه سنندج-سیرجان، گسل‌های اصلی و کانی‌زایی‌های باریت رگه‌ای آن (مثلث‌های سیاه) و محدوده مورد مطالعه (کادر زرد رنگ) بر روی تصویر ماهواره‌ای Google earth در شمال شهر اصفهان. معادن باریت رگه‌ای: باقرآباد (B.A)، فسخود (F)، کمشچه (K)، لامار (L) و پیناوند (P).

هستند قرار گرفته است و تنها در بخش شمالی و شمال شرقی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد (زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۱) (شکل ۲). شایان ذکر است که در منطقه مورد مطالعه مجموعه واحدهای رسوبی آواری و کربناته کرتاسه دارای حداکثر ضخامت ۲۸۴ متر هستند (صفری و همکاران، ۱۳۹۰). واحد کواترنری (Q) متشکل از رسوبات سخت نشده رودخانه‌ای و تراس‌های رودخانه‌ای در اندازه‌های مختلف هستند که از وسعت زیادی در محدوده مورد مطالعه برخوردارند (زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۱) (شکل ۲). این منطقه دارای محدوده‌ی اکتشافی باریت نیز هست که در بخش میانی آن واقع شده و در حال اکتشافات اولیه به سر می‌برد که در میزبانی سنگ‌های آهکی کرتاسه پیشین به صورت رگه‌ای قرار گرفته است (شکل ۲).

۴- یافته‌های ساختاری و کانی‌زایی باریت در این تحقیق

در این بخش شواهد ساختاری شاخص از مطالعات سنجش از دور و صحرایی انجام گرفته در منطقه مورد مطالعه که شامل لایه بندی‌ها، گسل‌ها و رگه‌ها است در غالب شواهد ساختاری در راستای پهنه‌های اصلی گسلی بهجت آباد و سپاهان ارائه می‌شود. در این پژوهش منطقه‌ی مطالعاتی شرق مورچه خورت برای اولین بار از دیدگاه تکنیکی و اقتصادی مورد بررسی قرار می‌گیرد و ما با بررسی‌های اولیه بر روی تصاویر ماهواره‌ای به شناسایی پهنه‌های گسله و سپس در مطالعات صحرایی به صحت سنجی و برداشت هندسه و سازوکار آن‌ها پرداختیم و بر اساس آن داده‌ها به ترسیم مقاطع عرضی عمود بر پهنه‌های گسلی حاوی کانی‌زایی باریت با نام AA و BB رسم شد که در ادامه ارائه شده است.

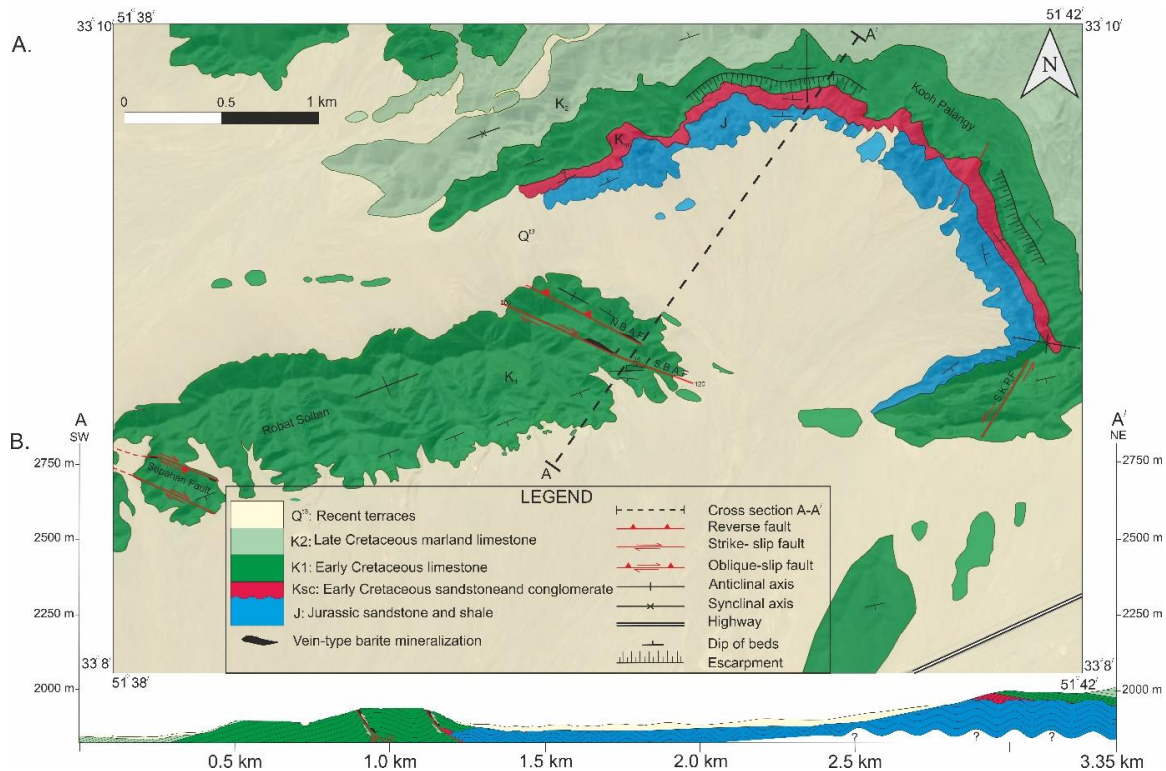
ساختار کلی منطقه شامل رخنمون‌هایی از کوه‌های رباط سلطان و کوه پلنگی با امتداد شرقی-غربی تا کمی مایل به شمال شرق-جنوب غرب است که بخشی از یک تاقدیس را تشکیل می‌دهند (شکل ۲A). در محدوده کوه پلنگی چین خوردگی به صورت تاقدیس جعبه‌ای بزرگ مقیاس با امتداد شرقی-غربی تشکیل شده است به گونه‌ای که واحدهای ژوراسیک در هسته چین و واحدهای جوان‌تر کرتاسه به صورت ناپیوسته در بخش بیرونی چین جای گرفته است (شکل ۲B).

از آغاز تریاس پسین تا کرتاسه پسین در فرونشست ژرف سنندج - سیرجان رسوبات آواری و گاه کربناتی، همراه با سنگ‌های ماگمایی انباشته شده است این توالی‌ها، تحت تأثیر فاز کوهزایی لارامید قرار گرفته‌اند که حاصل آن پایداری و سخت شدن بخش‌های شمال غربی پهنه سنندج - سیرجان است (افتخارنژاد، ۱۳۵۹). از دیدگاه ساختاری، الگوی گسلی در بخش مرکزی پهنه سنندج - سیرجان تحت تأثیر گسل‌های طولی با روند شمال غربی - جنوب شرقی هستند، به گونه‌ای که شواهد مربوط به گسلش امتداد لغز راستگرد در قسمت داخلی منطقه نشان می‌دهد که قسمت مرکزی پهنه سنندج - سیرجان احتمالاً به طرز ثابتی با مدل Card-deck برشی ساده به صورت افقی قطع شده است (Nadimi and Konon, 2012). این گسل‌های طولی با روند شمال غربی - جنوب شرقی در قسمت مرکزی پهنه سنندج - سیرجان همچون گسل‌های دهق، مورچه خورت، میمه، سه و کلهرود با مکانیسم‌های معکوس و راستگرد را موازی گسل اصلی زاگرس میدانند (Nadimi and Konon, 2012).

محدوده مورد مطالعه از نظر جغرافیایی در ۵۴ کیلومتری شمال - شمال شرق اصفهان و ۱۰ کیلومتری شرق مورچه خورت و همچنین از نظر زمین‌ساختی در بخش میانی پهنه سنندج - سیرجان و در ۱۶ کیلومتری غرب کمان ولکانیکی ارومیه - دختر قرار گرفته است (شکل ۱). واحدهای سنگ چینه‌ای محدوده مورد مطالعه از قدیم به جدید شامل برنزدهای محدود از نهشته‌های شیلی و ماسه سنگ‌های خاکستری ژوراسیک (J) است که توسط لایه‌های نازک ماسه سنگی و کنگلومرای قرمز کرتاسه پیشین (Ksc) با یک ناپیوستگی دگرشیبی زاویه دار پوشیده شده‌اند (زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۱). واحدهای J و Ksc به صورت محدود در جنوب کوه پلنگی رخنمون دارند (شکل ۲). بر روی واحد Ksc توالی از آهک‌های نازک تا میان لایه آهکی اوریتولین دار کرتاسه پیشین (K1) به صورت پیوسته قرار گرفته‌اند و دارای بیشترین رخنمون سنگی در منطقه هستند (زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۱) (شکل ۲). به صورت پیوسته بر روی واحدهای قبلی، توالی از مارن سبز زیتونی، آهک و آهک ماسه‌ای با سن کرتاسه بالایی (K2) که دارای فسیل اوریتولین و آمونیت نیز

اما در بخش کوه رباط سلطان چین خوردگی از نوع استوانه‌ای است (شکل ۳). به گونه‌ای که پهلوی جنوب-جنوب غربی تاقدیس رباط سلطان شیب و امتداد ۰۶۵/۴۰ و پهلوی شمال-شمال شرقی آن دارای امتداد و شیب متوسط ۳۱۷/۳۵ می‌باشد (شکل ۲ و ۳). این چین دارای امتداد محوری شرقی-غربی تا شمال غربی-جنوب شرقی است.

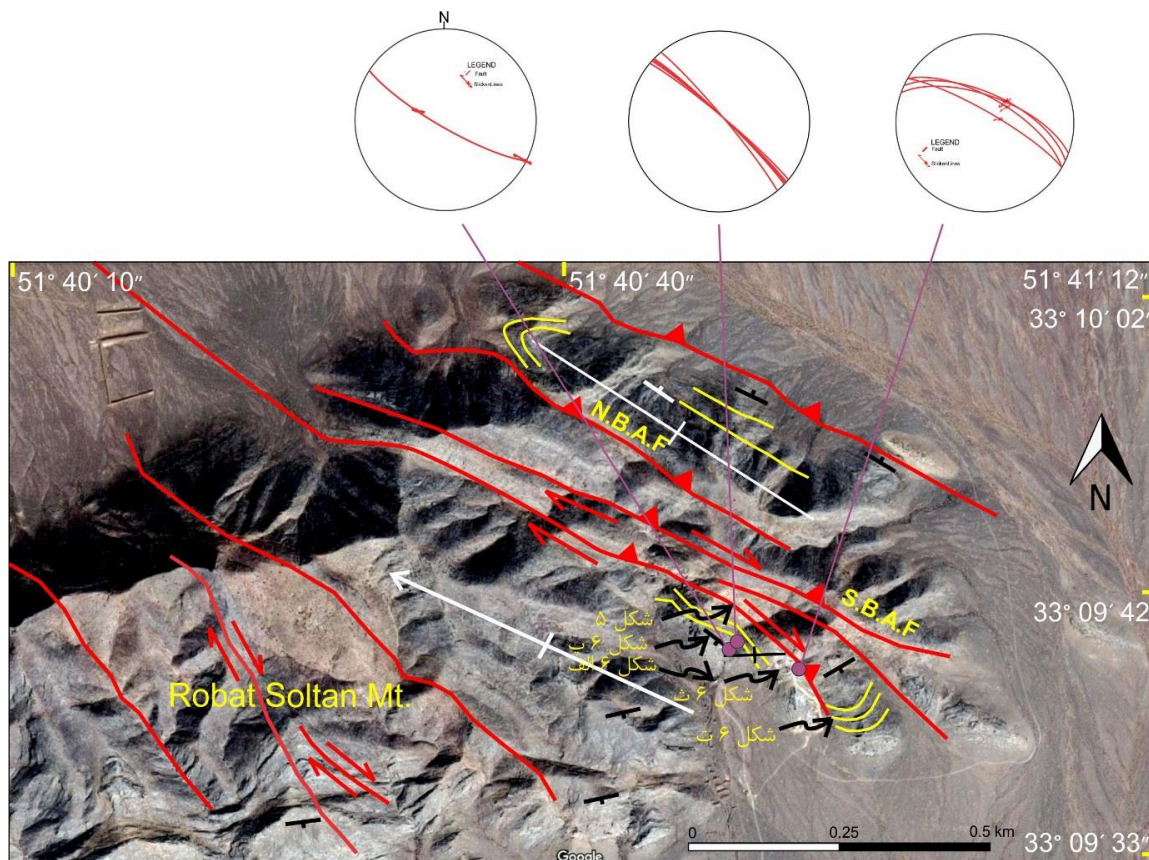
(A). شیب پهلوی جنوبی به صورت میانگین ۲۴ درجه به سمت جنوب-جنوب شرق، موقعیت پهلوی شمالی با روند شمال شرق-جنوب غرب و شیب ۲۹ درجه به سمت شمال غرب و شیب پهلوی میانی چین جعبه‌ای ۳۱ درجه به سمت شرق است. در پهلوی جنوبی تاقدیس کوه پلنگی نیز گسل جنوب کوه پلنگی (S.K.P.F) با سازوکار امتداد لغز چپگرد واحد های کرتاسه را بیش از ۴۵ متر جابجا کرده است (شکل ۲).



شکل ۲: (A) نقشه زمین شناسی اصلاح شده (بر پایه نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰) از بخش شرقی محدوده شرق مورچه خورت (B) مقطع عرضی ساختاری تهیه شده از که حاوی ماده معدنی باریت و ساختارهای اصلی است.

بهجت آباد شمالی و جنوبی به سمت شمال غرب در دشت کواترنری توسعه پیدا کرده است و سبب جابجایی امتداد لغز راستگرد آبراهه‌ها نیز شده است (شکل ۳ و ۴). گسل‌های دیگری به موازات گسل بهجت آباد در دشت شمالی شناسایی شد که همانند آن گسل‌ها با روند شمال غربی-جنوب شرقی سبب جابجایی راستگرد آبراهه‌ها و واحدهای سنگی منطقه شده‌اند (شکل ۴).

تاقدیس رباط سلطان در بخش شرقی توسط پهنه گسله بهجت آباد بریده شده است (شکل ۲ و ۳). پهنه گسله بهجت آباد با امتداد شمال غربی-جنوب شرقی و طول بیش از یک کیلومتر واحدهای کرتاسه پایینی را جابجا کرده است (شکل ۲ و ۳). پهنه گسلی بهجت آباد با عرض صد و هفتاد متر بین دو گسل بهجت آباد شمالی (N.B.A.F) از شمال شرق و گسل بهجت آباد جنوبی (S.B.A.F) از جنوب غرب محدود شده است (شکل ۳). بر اساس مطالعات تصاویر ماهواره‌ای، گسل‌های



شکل ۳: تصویر ماهواره‌ای Google earth از محدوده معدنی باریت شرق مورچه خورت به همراه ساختارهای اصلی آن.



شکل ۴: تصویر ماهواره‌ای Google earth همراه با ساختارهای گسلی اصلی بهجت آباد و جابجایی واحدها و آبراهه‌ها در دشت کواترنری شمالی.



سپاهان با روند شمال غرب- جنوب شرق یک دره‌ی گسلی با نام دره سپاهان به وجود آمده، همچنین این گسل امتداد لغز راستگرد باعث جابجایی آبراهه‌ها شده‌است و به تبع آن تغییر جهت شیب واحدهای کربناته کرتاسه را نیز سبب شده است (شکل ۷ و ۸). مطالعه آبراهه‌ها و موفولوژی منطقه نشان دهنده بریده شدن و جابجایی آبراهه‌هایی با روند کلی شمال شرقی- جنوب غربی توسط گسل‌هایی با روند شمال غربی- جنوب شرقی و سازوکار راستگرد آن‌ها است (شکل ۸). بر اساس اندازه‌گیری‌های تصاویر ماهواره‌ای حداکثر میزان جابجایی راستگرد این آبراهه‌ها در اثر فعالیت گسل‌های مذکور ۱۰۹ متر است (شکل ۸).

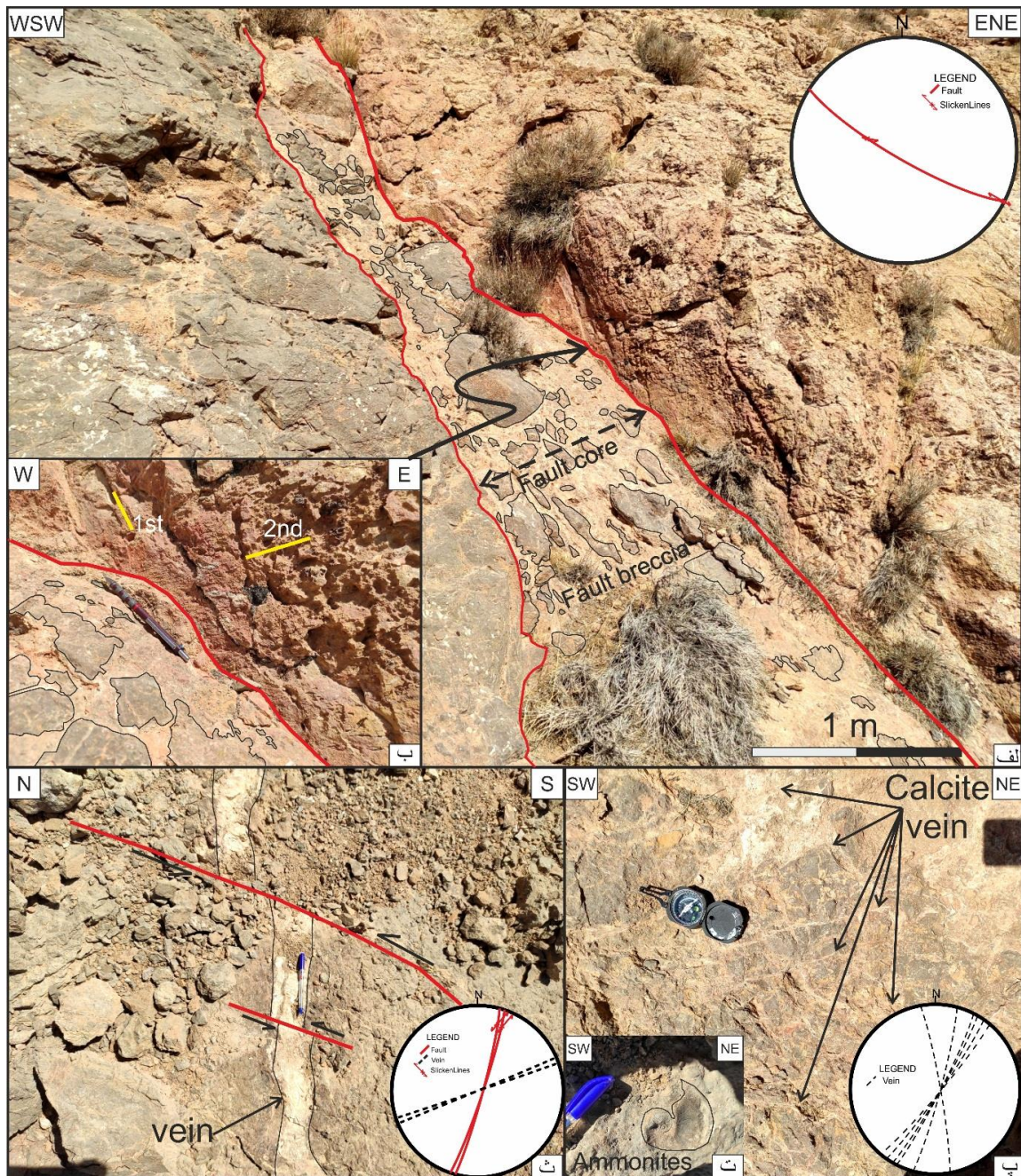
پهنه گسلی سپاهان با امتداد و شیب 140/80 درجه، دارای عرض حدوداً ۴۰ متر است (شکل ۹). در صفحه‌های گسلی آن شواهدی از دو سازوکار امتداد لغز راستگرد با ریک خشلغز ۱۲ درجه که قطع کننده حرکت معکوس قدیمی با ریک خشلغز ۹۰ درجه است قابل مشاهده است و در این گسل‌ها کانی‌زایی باریت رگه‌ای و کلسیت بلوری با آرایش دندان سگی نیز صورت گرفته‌است (شکل ۹ ب تا ث). در اثر فعالیت پهنه گسلی سپاهان در دوسوی دره‌ی گسلی سپاهان شاهد اختلاف امتداد و جهت شیب لایه‌های کربناته کرتاسه هستیم، به گونه‌ای که در دیواره شرقی شیب این واحد به سمت جنوب و در دیواره غربی شیب به سمت جنوب شرق است (شکل ۹ الف).

در دیواره شمال شرقی دره گسلی سپاهان (با روند شمال غرب- جنوب شرق)، رگه‌ای کلسیتی با امتداد و شیب ۵۱/۸۵ توسط گسلی با امتداد و شیب ۱۵۱/۸۲ و ریک ۱۷۴ به صورت راستگرد جابجا شده است (شکل ۱۰ الف و ب). همچنین دیواره شمال شرقی این دره گسلی شامل گسلی با امتداد ۱۴۷ و شیب ۷۶ درجه و ریک ۱۵ درجه است (شکل ۱۰ ت) به گونه‌ای که زوایای ریک این خشلغزها و شکستگی‌های هلالی بر روی سطح گسل نشان دهنده‌ی سازوکار غالب امتداد لغز راستگرد است. شایان ذکر است که این پهنه‌ی گسله توسط برش گسلی و اکسید آهن عمدتاً هماتی در واحدهای کربناته کرتاسه پایینی پر شده است (شکل ۱۰ ج). در ادامه نیز به ارائه نتایج اندازه‌گیری‌های انجام شده در مطالعات صحرایی در محدوده مورد مطالعه در قالب جداول شماره ۱ و ۲ پرداخته شده است.

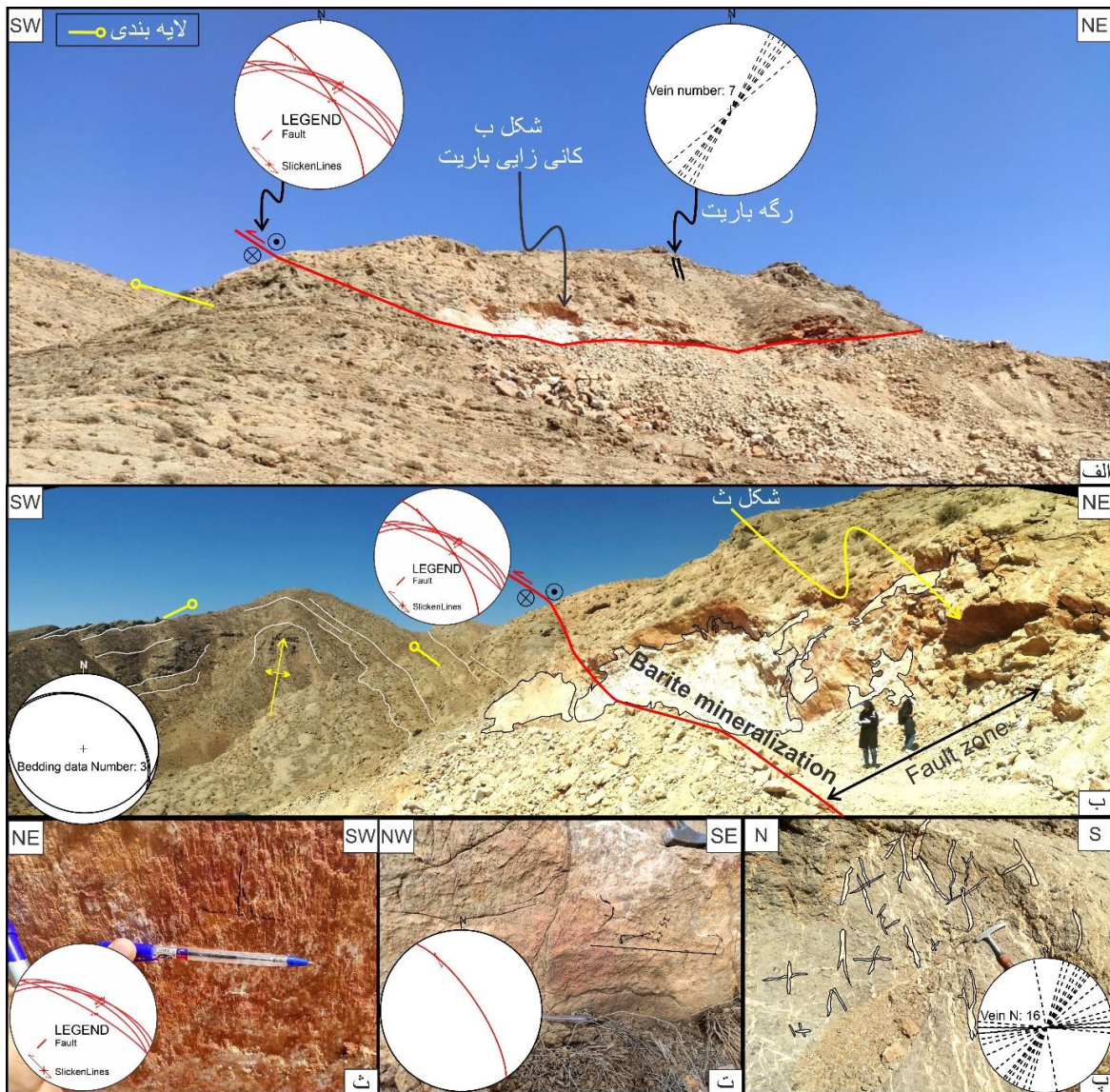
سازو کار گسل بهجت آباد شمالی معکوس بوده در حالیکه سازوکار گسل بهجت آباد جنوبی دارای یک حرکت معکوس قدیمی و یک حرکت امتداد لغز راستگرد جوان تر است (شکل ۳ و ۵). پهنه‌های گسلی بهجت آباد شمالی و جنوبی که واحدهای کربناتی کرتاسه را بریده‌اند و محل تمرکز کانی‌زایی باریت و کلسیت رگه‌ای و رخنمون‌های نادری از مالاکیت رگه‌ای نیز هستند (شکل ۵) به گونه‌ای که در امتداد این پهنه‌ی گسله تمرکز معدن کاری فعال امروزی باریت دیده می‌شود.

پهنه گسلی بهجت آباد جنوبی با امتداد و شیب ۱۲۰/۷۹ (شکل ۵ الف) مزین به دو دسته خشلغز است: ۱- خشلغز قدیمی با ریک ۱۱۷ درجه و سازوکار غالب معکوس بوده و ۲- خشلغز جدید با ریک ۱ درجه و نشانگر سازوکار امتداد لغز راستگرد است (شکل ۵ ب). در نزدیک این گسل‌ها شاهد پهنه‌های برشی و رگه‌های کلسیتی که واحد‌های آهکی آمونیتی را بریده بودند نیز هستیم (شکل ۵ پ و ت). در پهنه‌ی گسلی اصلی و عمیق رگه‌ی عریض باریت با امتداد ۲۷۸ درجه و عرض ۶ سانتی متر، ۱۵ سانتی متر جابجا شده‌اند. همچنین رگه‌های نازک کلسیت با امتداد ۱۵ درجه درجه پرکننده گسل نرمال با همین امتداد هستند (با بیشترین عرض ۲ سانتی متر) که در اثر تبلور مجدد واحدهای آهکی منطقه تشکیل شده‌اند (شکل ۵ ث).

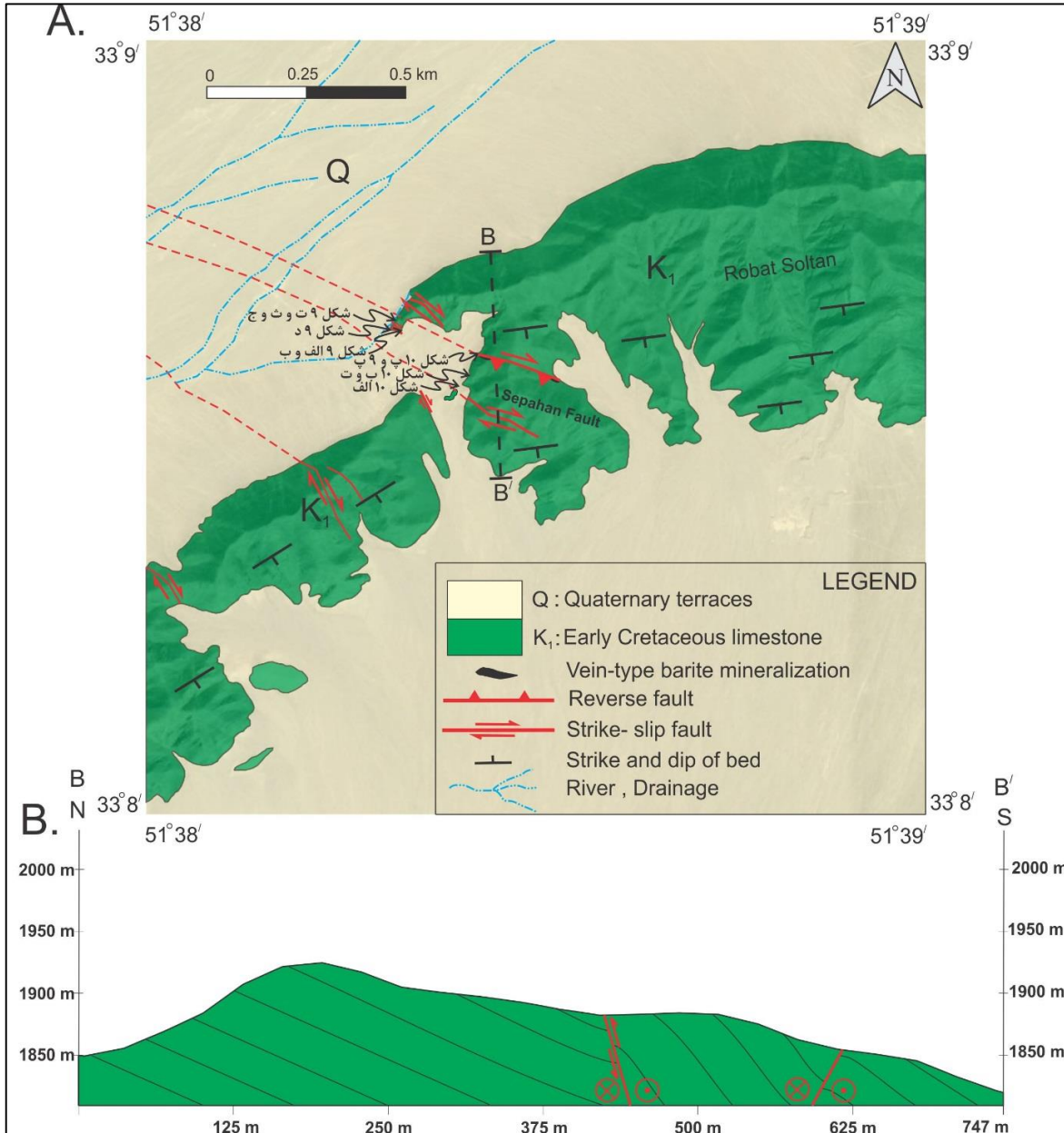
در فرادیواره گسل اصلی معکوس بهجت آباد جنوبی با امتداد کلی ۳۰۰ درجه، رگه‌های عریض ۳۰-۲۰ سانتی متر باریت با روند شمال شرق- جنوب غرب تشکیل شده است (شکل ۵ الف). در این پهنه‌ی گسلی، گیاهان نیز به صورت خطی رشد کرده‌اند و کانی‌زایی باریت همگی در راستای موازی این گسل متمرکز شده‌اند (شکل ۵ الف و ۶ الف و ب). رگه‌های کلسیتی با آرایش مزدوج نیز واحدهای آهکی آمونیت دار کرتاسه را بریده‌اند (شکل ۶ پ). در پهنه گسلی بهجت آباد جنوبی خشلغزها و شکستگی‌های ریدل حک شده بر روی سطح صفحات گسله سازوکار امتداد لغز راستگرد جدید و معکوس قدیمی را نشان می‌دهد (شکل ۶ ت). اندازه‌گیری صفحه‌ی گسلی دارای خشلغز در طول پهنه‌ی گسلی بهجت آباد شمالی بیانگر شیب و امتداد N297/68NE و ریک ۱۰۰ است و سازوکار غالب معکوس دارد (شکل ۶ ث). در بخش غربی کوه رباط سلطان به دلیل فعالیت گسل



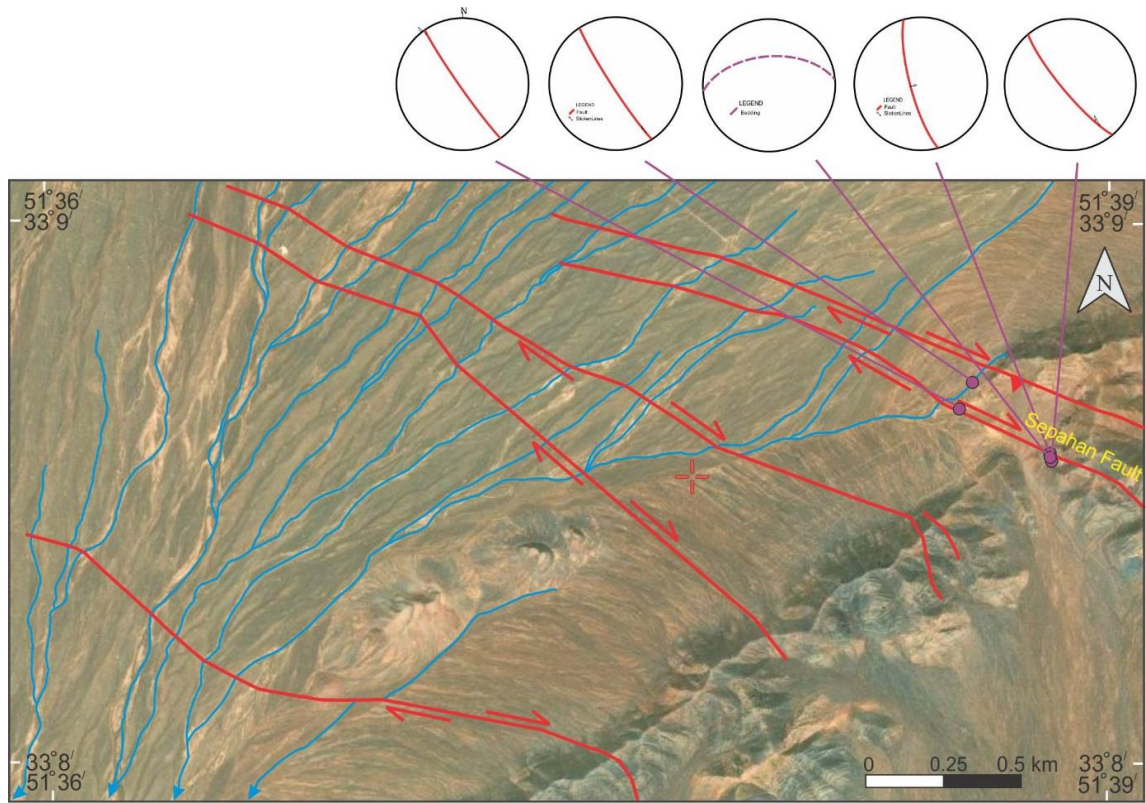
شکل ۵: الف- نمای کلی از انتهای شمال غربی پهنه گسلی بهجت آباد جنوبی در واحد آهکی کرتاسه پیشین و ساخت برشی در این پهنه گسلی، همچنین رشد خطی بوته‌ها در امتداد آن به همراه تصویر استریوگرافیک آن. ب- نمایی نزدیک از صفحه‌ی گسل بهجت آباد جنوبی که دارای دو دسته خشلغز (خطوط زرد رنگ)، خش لغز قدیمی با ریک ۱۱۷ درجه و سازوکار معکوس و خشلغز جدید با ریک ۱ درجه با سازوکار امتداد لغز راستگرد است به همراه پهنه ی برشی. پ- تصویر دسته رگه‌های کلسیتی با راستای شمال شرقی- جنوب غربی در فرادیواره پهنه گسلی بهجت آباد (رگه‌ها نسل اول) به همراه تصویر استریوگرافیک آن. ت- نمایی نزدیک از فسیل آمونیت در واحدهای کرتاسه پیشین. ث- نمایی از رگه ضخیم باریت (نسل اول) پرکننده گسل شمال که توسط دسته گسله‌های شمال شرقی با سازوکار چپگرد جایجا شده‌است، به همراه تصویر استریوگرافیک آن‌ها.



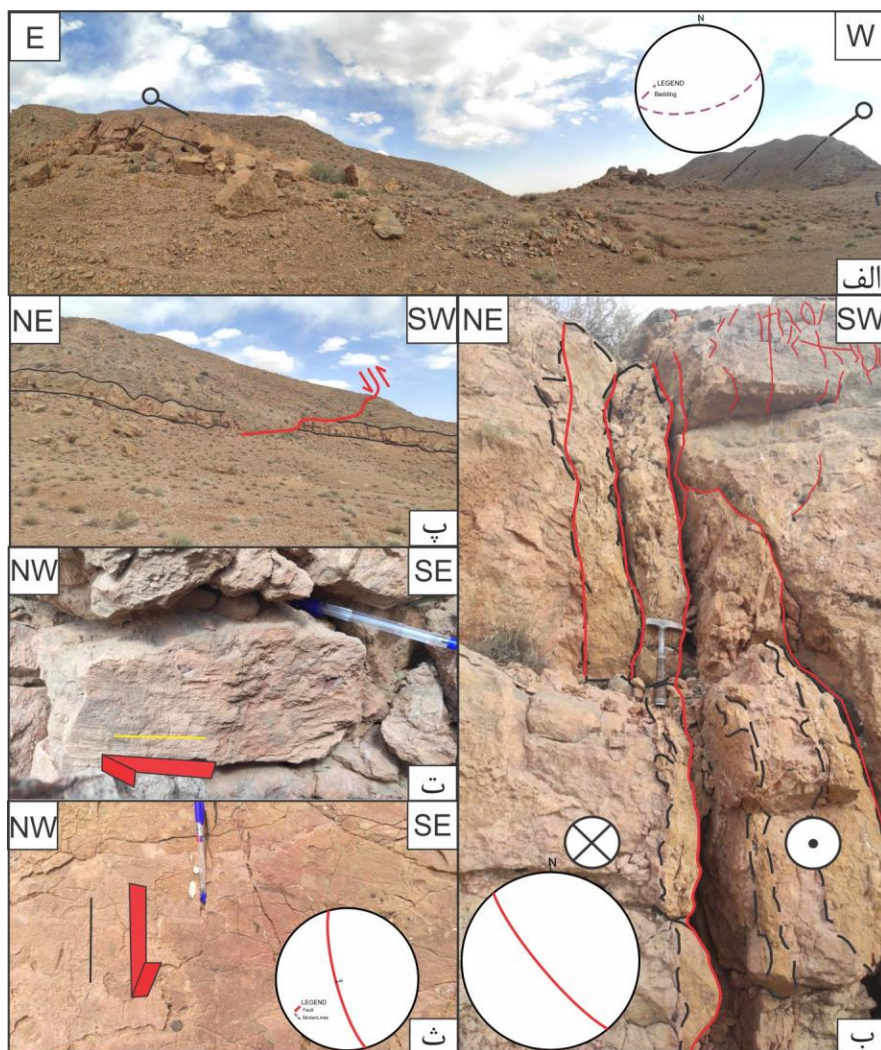
شکل ۶: الف- نمایی پانوراما از محدوده معدنی باریت و پهنه گسلی بهجت آباد جنوبی به همراه استریوگرافیک رگه‌های باریت. ب- نمایی پانوراما از کانی‌زایی باریت در پهنه‌ی گسلی بهجت آباد جنوبی به همراه استریوگرافیک گسل‌ها در کنار ناقدیس رباط سلطان. پ- نمایی از رگه‌های کلسیتی با آرایش مزدوج که واحد آهنی کرتاسه پیشین را قطع کرده‌اند به همراه تصویر استریوگرافیک آن‌ها. ت- نمایی از صفحه گسلی از انتهای جنوب شرقی پهنه گسلی بهجت آباد جنوبی به همراه خش لغز و ریدل راستگرد به همراه تصویر استریوگرافیک آن. ث- نمای نزدیک از صفحه‌ی آینه گسل بهجت آباد جنوبی با خسلغزهایی که سازوکار معکوس آن را نشان می‌دهند به همراه تصویر استریوگرافیک صفحه‌ی گسل.



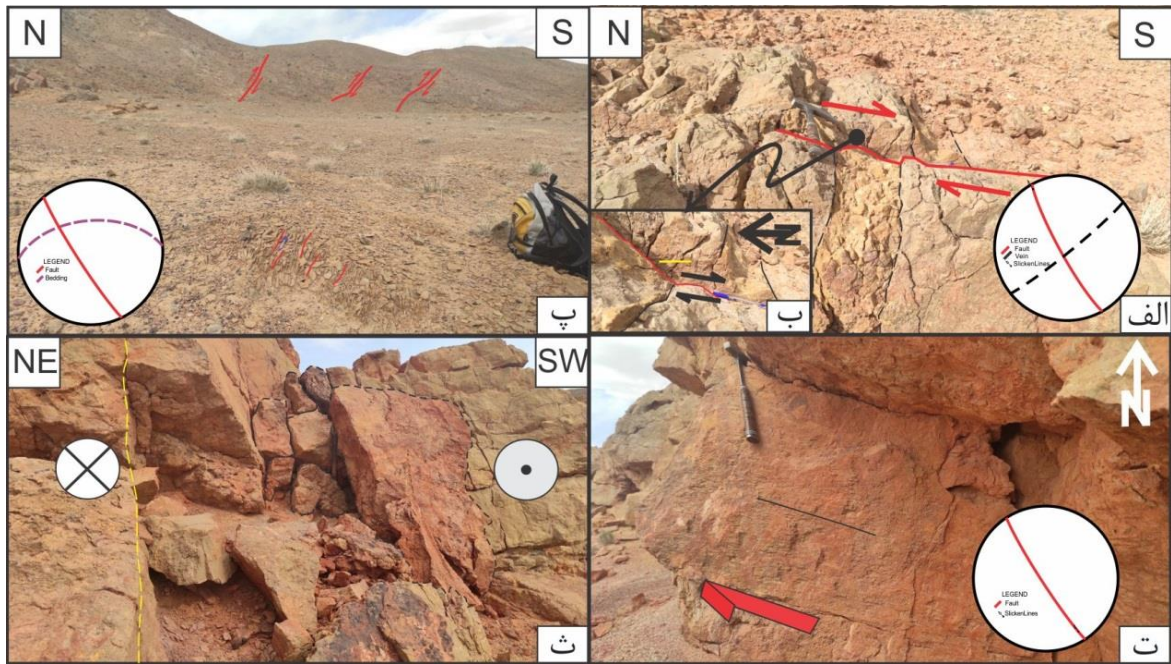
شکل ۷: A) نقشه زمین شناسی اصلاح شده از بخش غربی کوه رباط سلطان (بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اطاق) B) مقطع عرضی ساختاری تهیه شده از پهنه گسلی سپاهان.



شکل ۸: تصویر ماهواره‌ای Satellites.pro همراه با گسل‌های اصلی (قرمز) و آبراهه‌ها (آبی) و جابجایی آبراهه‌ها تحت تأثیر حرکت راستگرد گسل‌ها.



شکل ۹: شواهد صحرایی پهنه گسلی سپاهان الف) نمایی بانوراما از اختلاف امتداد و جهت شیب لایه‌های کربناته کرتاسه در دوسوی دره‌ی گسلی سپاهان (دیواره شرقی شیب به سمت جنوب و در دیواره غربی شیب به سمت جنوب شرق) ب) یکی از گسل‌های پهنه گسلی سپاهان با امتداد و شیب ۱۴۰/۸۰ به سمت جنوب غرب است. در این پهنه که حدوداً ۴۰ سانتی متر هست کانی‌زایی کلسیت بلوری و باریت صورت گرفته است، تراکم شکستگی‌ها در فرادیواره‌ی گسل دیده می‌شود پ) نمایی دور از یکی از صفحه‌های گسلی ۱۶۵/۷۷ معکوس (شکل ث) و امتداد لغز راستگرد (شکل ت) پهنه گسلی سپاهان. ت) شواهد کینماتیک بر روی گسل امتداد لغز راستگرد با زاویه ریک ۱۲ درجه ث) شواهد کینماتیک معکوس بر روی صفحه‌ی گسل با زاویه ریک ۹۰.



شکل ۱۰: شواهد صحرایی دیواره شمال شرقی دره سپاهان الف) جابجایی راستگرد رگه ۰۵۱/۸۵ توسط گسل ۱۵۱، ۸۲ و ریک ۱۷۴ همراه با تصویر استریوگرافیک آن‌ها. ب) نمایی نزدیک از صفحه ی گسله و خطوط خسلغز. پ) نمایی از پهنه برشی در ورودی شمال غربی پهنه گسلی سپاهان، گسل ۲۶۵/۵۴ همراه با تصویر استریوگرافیک لایه بندی و گسل. ت) خسلغز که با خطوط سیاه رنگ مشخص شده (جهت فلش‌ها سمت کشیده شدن خسلغز را نشان می‌دهد)، امتداد گسل ۱۴۷، ریک ۱۵. ث) در پهنه ی گسله برش گسلی و اکسید آهن دیده می‌شود.



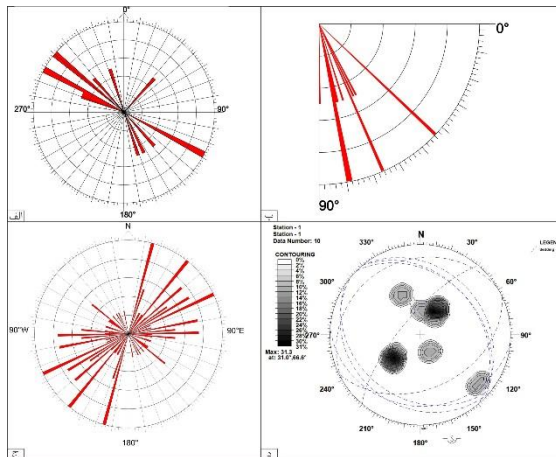
جدول ۱: موقعیت و هندسه گسل‌ها و رگه‌های اندازه‌گیری شده در منطقه شرق مورچه خورت.

Location موقعیت	Strike امتداد	Dip angle زاویه شیب	Rake ریک خسلغز	Mechanism سازوکار گسل
شمال شرقی	۲۹۵	۵۳	-	-
۲	۳۰۰	۶۱	-	-
معدن میانی	۳۱۰	۸۵	-	-
۴	۳۱۰	۸۵	-	-
۵	۳۲۰	۸۵	-	-
۶	۳۱۴	۸۵	-	-
۷	۳۱۲	۸۵	-	-
۸	۳۱۵	۸۵	-	-
۹	۱۴۰	۸۰	-	-
۱۰	۳۰۰	۶۷	۱۰۰	Reverse
۱۱	۲۹۵	۶۳	۱۰۰	Reverse
۱۲	۳۰۰	۸۰	۱۰۰	Reverse
۱۳	۲۹۰	۶۵	۱۰۰	Reverse
۱۴	۱۲۰	۷۹	۱	Right lateral
۱۵	۱۲۰	۷۹	۱۱۷	Reverse
۱۶	۱۵۵	۷۳	۸۰	Reverse
۱۷	۳۲۰	۷۸	۸۰	Reverse
۱۸	۳۴۳	۶۷	۸۰	Reverse
۱۹	۳۱۰	۴۴	۹۰	Reverse
۲۰	۳۱۰	۴۴	۱۳۵	Right lateral
۲۱	۰۴۲	۹۰	-	-
جنوب غربی	۲۶۵	۵۴	-	-
۲۳	۱۶۵	۷۷	۹۰	Reverse
۲۴	۱۴۵	۸۶	-	-
۲۵	۱۵۵	۷۲	۵	Right lateral

جدول ۲: موقعیت و هندسه لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده در منطقه شرق مورچه خورت.

Location موقعیت	Strike امتداد	Dip angle زاویه شیب
شمال شرقی	۲۴۰	۱۸
۲	۲۲۰	۷۳
۳	۱۲۴	۲۹
۴	۰۹۵	۲۲
۵	۱۳۰	۲۱
بخش میانی	۳۱۵	۳۵
۷	۳۲۰	۳۵
۸	۳۲۰	۲۸
جنوب غربی	۰۶۵	۴۰
۱۰	۰۷۵	۵۶
۱۱	۰۵۷	۶۲

رگه‌هایی محدود با روند شمال شرقی - جنوب غربی و تقریباً قائم، عمود بر پهنه‌ی گسله اصلی بهجت آباد، نیز حاوی کانی‌زایی باریت است. گسل‌های اندازه‌گیری شده در منطقه مورد مطالعه، روند غالب شمال غرب - جنوب شرق با سازوکار قدیمی معکوس و امتداد لغز راستگرد فعال را نشان می‌دهند (شکل ۱۱ الف).



شکل ۱۱: الف - رزدیگرام امتداد گسل‌های اندازه‌گیری شده از محدوده‌ی مطالعاتی. ب - رزدیگرام شیب گسل‌های اندازه‌گیری شده از محدوده‌ی مطالعاتی. ج - رزدیگرام امتداد رگه‌های کلسیت و باریت اندازه‌گیری شده از محدوده‌ی مطالعاتی. د - کنتوردیگرام قطب لایه‌بندی اندازه‌گیری شده به همراه تصویر استروپرافیک لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری شده در محدوده‌ی مطالعاتی.

۵- بحث

واحدهای زمین‌شناسی منطقه‌ی شرق مورچه خورت متشکل از واحدهای تخریبی تیره سازند شمشک، ماسه سنگ و کنگلومرای قرمز و آهک کرتاسه است. فعالیت‌های تکتونیکی پس از کرتاسه سبب تغییرشکل‌های شکنا و شکل پذیر همچون گسل‌ها، شکستگی‌ها، رگه‌ها و چین‌هایی با امتدادهای شمال شرق - جنوب غرب، شمال غرب - جنوب شرق و تا شمالی - جنوبی در محدوده شده‌است. به منظور شناسایی ساختارهای اصلی و کنترل کننده‌ی کانی‌زایی باریت، بدست آوردن الگوی تکتونیکی این منطقه و همچنین بررسی احتمالی ارتباط بین گسل‌ها و کانی‌زایی باریت و کلسیت نتایج مشاهدات صحرایی که در بالا به آنها اشاره شده‌است، در اینجا مورد تفسیر قرار می‌گیرد.

در این منطقه مشاهده‌ها و اندازه‌گیری‌های انجام شده، پهنه‌ی گسلی اصلی بهجت آباد شمالی و جنوبی با امتداد شمال غربی و شیب غالب به شمال شرق نشان داد. پهنه گسلی سپاهان نیز دارای روند شمال غرب - جنوب شرق با شیب میانگین ۶۸ درجه است. این گسل‌ها اغلب باعث بریدگی و جابجایی واحدهای کربناته کرتاسه پایینی شده‌اند و در امتداد آن‌ها کانی‌زایی اصلی باریت رگه‌ای و به میزان جزئی اکسیدهای مس (مالاکیت رگه‌ای) به عرض میانگین ۲-۳ متر به وجود آمده‌است. همچنین در منطقه

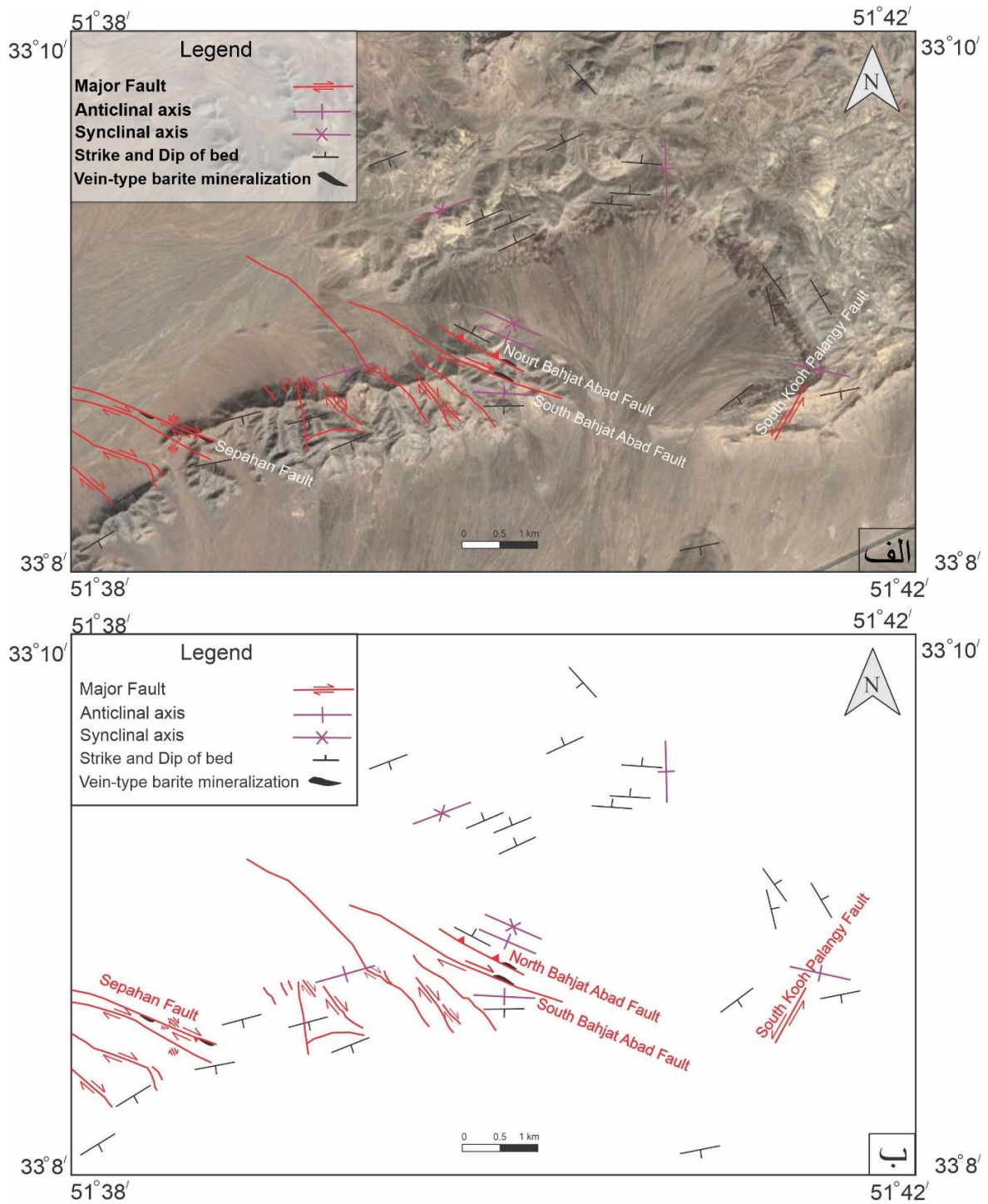
پهلویی ۹۵ درجه دارد. نسل دوم چین خوردگی کمتر توسعه پیدا کرده با روند محوری تقریباً شرقی- غربی با زاویه بین پهلویی ۹۵ درجه است. نسل سوم چین خوردگی نیز از نوع کم توسعه پیدا کرده که دارای ترکیبی از زون شمال شرقی- جنوب غربی تا شرقی- غربی است (شکل ۱۱ د). این روندهای مختلف چین خوردگی نشانگر اعمال فازهای مختلف تکتونیک با روندهای متفاوت میدان تنش بر روی محدوده مورد مطالعاتی است. پلانژدار بودن محور چین‌های شمال غربی- جنوب شرقی منطقه نیز اشاره به تأثیر فاز تکتونیک با جهت گیری متفاوت از فاز مسبب چین خوردگی در منطقه است (Ramsay and Huber, 1987). در این پژوهش بر پایه اطلاعات ساختاری و زمین شناسی برداشت شده در مطالعات صحرایی از منطقه شرق مورچه خورت به تهیه نقشه زمین شناسی ساختاری پرداخته شد که در شکل ۱۲ ارائه شده است. نقشه زمین شناسی ساختاری منطقه نشانگر روند غالب شمال غرب- جنوب شرق برای گسل‌های منطقه است. از سوی دیگر نقشه ساختاری نشانگر نقش گسل‌ها در چین خوردگی‌های مجاور آن‌ها هستند (همچون چین‌های مربوط به فعالیت معکوس پهنه‌های گسلی بهجت آباد). همچنین در این نقشه تغییر امتداد لایه بندی در دو سوی گسل سپاهان به وضوح مشاهده می‌شود.

به منظور تعیین موقعیت قرارگیری محورهای میدان تنش مسبب دگرشکلی در منطقه، آنالیزهای برگردان تنش (ها) (پالئو استرس) را بر روی گسل‌ها و لایه‌های اندازه گرفته شده به وسیله نرم افزار Daisy انجام دادیم (شکل ۱۳). نتایج برگردان تنش‌ها بر روی گسل‌ها نشان دهنده دو میدان تنش متفاوت با جهت گیری تنش بیشینه (15) ۱- شمال شرقی- جنوب غربی (شکل ۱۳ الف) و ۲- تقریباً شمالی- جنوبی است (شکل ۱۳ ب).

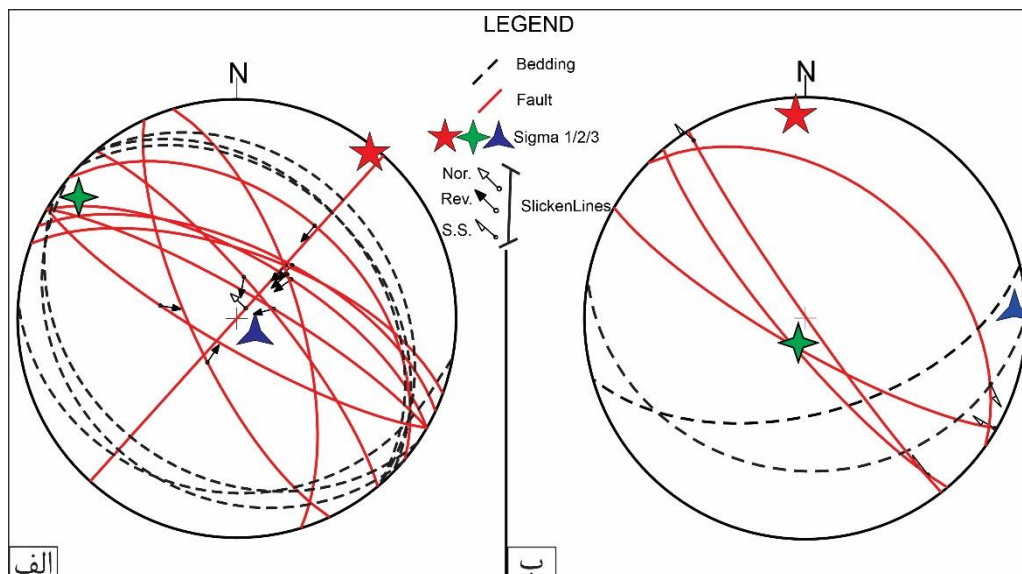
در درجه بعدی گسل‌های با روند شمال تا شمال غربی- جنوب تا جنوب شرقی و در اقلیت گسل‌هایی با روند شمال شرقی- جنوب غربی در منطقه توسعه پیدا کرده‌اند (شکل ۱۱ الف). شیب گسل‌های اندازه گیری شده از منطقه مورد مطالعه دامنه‌ای بین ۴۳-۹۰ درجه را شامل می‌شود (شکل ۱۱ ب). بر اساس نمودار شیپی ترسیم شده از گسل‌ها می‌توان گسل‌ها را از نظر شیب به چهار گروه تقسیم کرد: ۱- ۴۳-۴۴ درجه، ۲- ۶۴-۶۷ درجه، ۳- ۷۳-۸۰ درجه و ۴- ۸۹-۹۰ درجه (شکل ۱۱ ب). از آنجایی که اکثر گسل‌ها دارای شیب بیش از ۶۴ درجه می‌باشد، اینگونه به نظر می‌رسد که منطقه از نظر شرایط تکتونیک در گروه امتداد لغز (Strike-slip) از نظر موقعیت تکتونیک در رده ستمبر پوسته (-Thick skinned) قرار می‌گیرد و با ساختارهای احتمالاً پی‌سنگی در منطقه مواجه هستیم.

از تعداد ۵۶ عدد رگه باریت و کلسیت اندازه گیری شده در منطقه شرق مورچه خورت، در درجه اول روند غالب شمال شرق- جنوب غرب را نشان می‌دهد و در درجات بعدی روندهای شرقی- غربی و به طور جزئی روند شمال غرب- جنوب شرق را نشان می‌دهد (شکل ۱۱ ج). وجود رگه‌هایی با امتدادهای مختلف در منطقه نشانگر تغییر راستای تنش در منطقه است.

نمودار امتدادی گل سرخی ترسیم شده از لایه بندی‌های اندازه گیری شده از منطقه مورد مطالعه نشانگر روند غالب شمال غرب- جنوب شرق و در درجه بعدی شرق تا شمال شرق- غرب تا جنوب غرب برای لایه‌های چین خورده منطقه است (۱۱ د). همچنین کنتور دیاگرام ترسیم شده از قطب لایه‌های اندازه گیری شده در شکل (۱۱ د) ارائه نیز به این موضوع اشاره دارد. نمودار کنتور دیاگرام ترسیم شده از قطب لایه‌ها اشاره به چند نوع مختلف و دو نسل از چین خوردگی در منطقه که دو نوع اول آن اصلی و یک نوع فرعی است دارد. نوع اول چین خوردگی شبه جناغی برای چین‌هایی با محور شمال غربی- جنوب شرقی است و زاویه بین



شکل ۱۲: الف- نقشه‌ی ساختاری محدوددهی مطالعاتی بر روی تصویر ماهواره‌ای آن. ب- نقشه‌ی ساختاری تهیه شده از محدوددهی مطالعاتی که شامل گسل‌ها، چین‌ها و لایه بندی‌ها است.



شکل ۱۳: الف- وضعیت جهت گیری میدان تنش حاکم بر محدوده شرق مورچه خورت در بازه زمانی کوتاه‌تر تا قبل از میوسن میانی به همراه تصویر استریوگرافیک گسل‌های اصلی و لایه بندی ها. ب- وضعیت جهت گیری میدان تنش حاکم بر محدوده شرق مورچه خورت از میوسن میانی تا به امروز.

کمینة (3σ) در حالت قائم اشاره به فاز تکتونیک فشاری حاکم در آن زمان دارد (شکل ۱۳ الف) Fos- (sen, 2016). نتایج حاصل از برگردان تنش دیرین برای فاز تکتونیک دوم به علت قرارگیری محور تنش پیشینه (1σ) و محور تنش کمینة (3σ) در موقعیت افقی و موقعیت محور تنش میانه (2σ) در حالت قائم اشاره به فاز تکتونیک امتدادلغز حاکم بر منطقه در آن زمان دارد (شکل ۱۳ ب) (Fossen, 2016). حالت قائم تنش میانه (2σ) اشاره به فاز تکتونیک امتدادلغز حاکم بر منطقه در آن زمان دارد (شکل ۱۳ ب).

دو روند محوری چین خوردگی‌های منطقه و دو دسته خشلغزهای گسلی بر روی گسل‌های اصلی منطقه، تأثیر دو میدان تنش با روندهای مختلف را در منطقه نشان می‌دهند و به گونه‌ای که این گسل‌های اصلی بهجت آباد و سپاهان دو ساز و کار را دارند: ابتدا سازوکار معکوس که قدیمی‌تر است و باعث ایجاد تاقدیس فرادیواره‌ای و ناودیس فرو دیواره‌ای (Drag fold) و در کل سبب بریده شدن کمرند شرقی-غربی شده و سپس سازوکار جدید امتدادلغز راستگرد را به وجود آورده است. همچنین این تغییر جهت میدان تنشی سبب چین خوردگی مجدد در بخش میانی (چین شبه جعبه‌ای کوه پلنگی) محدوده به صورت چین جعبه‌ای شده است. به گونه‌ای که در فاز اول چینی با محور شمال غربی- جنوب شرقی و سپس در پاسخ به تنش

بر اساس نتایج حاصل از برگردان تنش و اندازه گیری های انجام گرفته در منطقه شرق مورچه خورت، میتوان چنین نتیجه گرفت که این منطقه تحت تنش پیشینه (1σ) افقی با روند شمال شرقی- جنوب غربی سبب چین خوردگی با روند محوری شمال غربی- جنوب شرقی شده است (شکل ۱۳ الف). همچنین در این رژیم و میدان تنشی گسل‌های شیب لغز معکوس با روندهای شمال غربی- جنوب شرقی همزمان ایجاد شده بودند (شکل ۱۳ الف). در میدان تنش دوم جهت قرارگیری محورهای تنش تغییر پیدا کرده است، به گونه‌ای که جهت تنش پیشینه (1σ) دارای روند شمالی- جنوبی و افقی شده که این تغییر جهت میدان تنش باعث ایجاد سازوکار امتداد لغز راستگرد بر روی گسل‌های با امتداد شمال غرب- جنوب شرقی شده و از سوی دیگر سبب چین خوردگی با روند محوری شرقی- غربی در منطقه (شکل ۱۳ ب) که قبلاً سازوکار معکوس داشته‌اند، شده است. همچنین دو روند اصلی شمال شرق- جنوب غرب و تقریباً شمالی- جنوبی را برای رگه‌های اندازه گیری شده در منطقه شاهد هستیم (موازی با روند تنش پیشینه) که با نتایج حاصل از برگردان تنش دیرین مطابقت دارد (شکل ۱۱ ج). نتایج حاصل از برگردان تنش دیرین برای فاز تکتونیک اول به علت قرارگیری محور تنش پیشینه (1σ) و محور تنش میانه (2σ) در موقعیت افقی و موقعیت محور تنش



شمالی - جنوبی چین خوردگی مجدد با محور تقریباً شرقی - غربی عمل کرده و به این ترتیب چین شبه جعبه‌ای شکل گرفته است.

۶- نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد ساختاری و چینه‌شناسی مشاهده شده در مطالعات میدانی، نتایج نتایج ارائه شده در بالا و ادغام آنها با دیگر مطالعات پیشین ساختاری انجام پذیرفته در اطراف منطقه شرق مورقه خورت، می‌توان اینگونه نتیجه‌گیری کرد که منطقه شرق مورچه خورت حداقل یک فاز تکتونیکی کششی و دو میدان تنش فشارشی مختلف را از زمان بعد از ژوراسیک تا کنون تحمل کرده است. با توجه به ناپیوستگی بین واحدهای تخریبی سازند شمشک و قاعده کرتاسه و بلافاصله روی آن واحدهای کربناته دریایی کرتاسه ۱- از زمان ابتدای کرتاسه پیشین تا زمان انتهای کرتاسه پسین یک فاز تکتونیکی کششی عمل کرده است (Salehi and Tadayon, 2020)، سپس ۲- از زمان کرتاسه‌ی پسین - پالئوسن تا به احتمال زیاد الیگوسن یک میدان تنش فشارشی با روند تنش بیشینه افقی (σ_1) با روند NE-SW که با نتایج مطالعات ساختاری (Alaminia et al, 2020; Alaminia et al, 2021; Tadayon et al, 2022; on et al, 2022) ناقه و همکاران (۱۳۹۹) منطبق است بر منطقه وارد شده است. پس از این زمان، ۳- یک میدان تنش با روند تنش بیشینه افقی (σ_1) با روند تقریباً N-S پس از میوسن ابتدایی بر منطقه حاکم شده است و تا به امروزه ادامه دارد که با نتایج مطالعات ساختاری (Nadimi and Konon, 2012; Alaminia et al, 2020; Alaminia et al, 2021; Tadayon et al, 2022) همکاران (۱۳۹۹) همخوانی دارد. این الگوی پیشنهادی تکامل ساختاری بعد از کرتاسه برای محدوده اطراف اصفهان که در بخش میانی پهنه سندج-سیرجان واقع شده است صدق می‌کند.

رگه‌های باریتی/کلسیتی معمولاً در سنگ‌های کربناته در پهنه‌ی گسلی در اثر فعالیت‌های گسلی ایجاد می‌شوند (Wu et al., 1999; Zhang et al., 2016). همچنین مورفولوژی رگه‌های کلسیتی و ویژگی‌های تغییر شکل، قابلیت گسترش پذیری و به هم پیوستگی شکستگی‌ها در پهنه‌ی گسلی را منعکس می‌کند (Le-fevre et al., 2016). ساختارهای زمین‌شناسی، همچون

گسل و شکستگی، رابطه‌ی فضایی درجه یک با کانسارهای هیدروترمال را دارند. کانسارهای نوع رگه‌ای معمولاً در اعماق کم پوسته در مجرای گسل‌ها و پهنه‌های خردشده گسلی در مقیاس ناحیه‌ای و در مجاورت گسل‌های اصلی یا مناطق برشی در مقیاس منطقه‌ای تشکیل می‌شوند (Eisenlohr et al., 1989; Cox et al., 1995; Robert et al., 2005; Micklethwaite and Cox, 2006). این موضوع شایان ذکر است که جریان متمرکز سیال (Focused fluid flow) به طور خاص به تغییرات نفوذ پذیری درون و اطراف ساختارهای گسلی در طول زمان بستگی دارد (Micklethwaite et al., 2010).

از آنجایی که کانی‌زایی باریت، در منطقه شرق مورچه خورت، به صورت رگه‌ای و موازی پهنه‌های گسله بهجت آباد و بی میزان کمتر پهنه گسل سپاهان است، پس پهنه‌ی گسله فضاهای مساعدی را ایجاد کرده که سپس کانی‌زایی در آن جانشین شده است، بنابراین در منطقه مورد مطالعه به نظر می‌رسد که عامل اصلی کنترل فضایی کانی‌زایی باریت رگه‌ای حضور پهنه‌ی گسلی است. در مورد سن تشکیل کانی‌زایی باریت رگه‌ای در این منطقه، بر اساس سن سنگ میزبان کانی‌زایی باریت رگه‌ای پهنه‌های گسلی که واحدهای کربناته کرتاسه پایینی هستند، در این منطقه می‌توان چنین بیان داشت که سن نسبی کانی‌زایی باریت رگه‌ای جوان‌تر از کرتاسه‌ی پایینی می‌باشد. علاوه بر کانی‌زایی باریت، کانی‌زایی مس اکسیدی (مالاکیت) و رگه‌های کلسیت به صورت محدود در پهنه‌های گسله نیز وجود دارد که از نظر سن نسبی کانی‌زایی برای آنها نیز پس از زمان کرتاسه پایینی صادق است.

در مورد علت تمرکز کانی‌زایی باریت رگه‌ای که در بخش میانی و به طور ویژه در امتداد پهنه گسلی بهجت آباد واقع شده است، بر اساس نقشه پراکنندگی کانی‌زایی باریت در محدوده شمال اصفهان (Ala-minia et al, 2021) و نتایج مطالعات میدانی بر منطقه مورد مطالعاتی، می‌توان اینگونه احتمال داد، از آنجایی که پهنه گسلی بهجت آباد از نظر مکانی به کمان ولکانیکی - ماگمایی ارومیه دختر نزدیک‌تر است و از سوی دیگر بزرگ‌ترین و اصلی‌ترین پهنه گسلی

گوهری انارکی، م.، تدین، م.، ندیمی، ع.، کتال، ر.، ۱۴۰۱. تکامل ساختاری پس از ائوسن محدوده معدنی قله کفتران و بررسی ارتباط بین ساختارها و کانه زایی سرب-روی و مس، شمال گسل ترود، فصلنامه زمین‌ساخت، شماره ۲۰، صفحه ۷۷-۹۵.

ناقه، س.، تدین، م.، صفایی، ه. ۱۳۹۹. تغییر جهت میدان تنش در پهنه گسلی کاشان در زمان نئوژن، بخش میانی پهنه ارومیه دختر، دوره ۴، شماره ۱۵، صفحه ۲۰-۳۵.

Alaminia, Z. and Sharifi, M., 2018. Geological, geochemical and fluid inclusion studies on the evolution of barite mineralization in the Badroud area of Iran. *Ore Geology Reviews*, 92, pp.613-626.

Alaminia, Z., Tadayon, M., Finger, F., Lentz, D.L., Waitzinger, M., 2020. Analysis of the infiltrative metasomatic relationships controlling skarn mineralization at the AbbasAbad Fe-Cu deposit, Isfahan, north Zefreh Fault, Central Iran. *Ore Geol. Rev.* 117

Alaminia, Z., Tadayon, M., Griffith, E.M., Solé, J. and Corfu, F., 2021. Tectonic-controlled sediment-hosted fluorite-barite deposits of the central Alpine-Himalayan segment, Komsheche, NE Isfahan, Central Iran. *Chemical Geology*, 566, p.120084.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238.

Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), pp.1-33.

Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), pp.210-265.

Beygi, S., Talovina, I.V., Tadayon, M. and Pour, A.B., 2021. Alteration and structural features mapping in Kacho-Mesqal zone, Central Iran using ASTER remote sensing data for porphyry copper exploration. *International Journal of Image and Data Fusion*, 12(2), pp.155-175.

Braud, J., Ricou, L.E., 1971. L'accident du Zagros ou Main Thrust un charriage et un coulissement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 272,

منطقه است (فارغ از سازوکار آن) به علت دارا بودن این دو ویژگی و پی‌سنجی بودن آن، در هدایت از عمق به سطح مایعات هیدروترمالی حاوی کاتیون باریم و میزبانی کانی‌زایی باریت رگه‌ای شرق مورچه خورت نقش اصلی را داشته‌است.

در انتها از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی منطقه می‌توان چنین ابراز داشت که با توجه به شواهد مورفوتکتونیک منطقه، همچون قطع و جابجایی آبراه‌ها و واحدهای کواترنری توسط گسل‌ها، که نشان از فعال بودن منطقه دارد، اما نتایج مطالعات انجام شده‌ی قبلی Hash- emifesharaki et al, 2020) Beygi et al, 2016; (Safaei et al, 2014; تا به حال زلزله‌ای را در این منطقه ثبت نکرده‌است.

سپاسگزاری

نویسندگان از دانشگاه اصفهان جهت حمایت‌های انجام گرفته در طی انجام این پژوهش کمال تشکر را دارند.

منابع

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، ۸۲، صفحه ۱۹-۲۸.

بھیاری، م.، رضایی عزیززی، م.، عابدینی، ع.، علیپور، ص.، ۱۴۰۰. ارزیابی کنترل‌کننده‌های ساختاری بر شکل‌گیری رگه‌های فلوتوریت در شمال باختر پهنه سندج - سیرجان. سال چهارم، شماره ۱۷، صفحه ۱-۲۰.

تدین، م.، کتال، ر. تحلیل ساختاری محدوده معدنی مس دوگان، شمال پهنه گسلی ترود (ایران مرکزی). ۱۳۹۹.

فصلنامه زمین‌ساخت، شماره ۱۳، صفحه ۸۸-۱۰۶. زاهدی، م. و رحمتی، م.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی یکصد هزاره‌ای، سازمان زمین‌شناسی کشور.

شیخ‌الاسلامی، م.، ۱۳۹۴. واحدهای زمین‌ساخت - چینه‌نگاری بخش جنوب شرقی پهنه سندج - سیرجان، علوم زمین، ۱۳۹۴، شماره ۹۵، صفحه ۲۴۳-۲۵۲.

صفری، ا.، کنگاریان، ع.، هدهدی، م.، ۱۳۹۰. بررسی پدیده‌های دیاژنزی در نهشته‌های کرتاسه زیرین در ناحیه مورچه خورت (شمال غرب اصفهان). چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، ایران، صفحه ۱-۱۲.

کریمپور، م. ح.، و سعادت. س.، ۱۳۸۱. زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی، ۵۳۶ ص. انتشارات مشهد.

- of Ore Deposits, 1986, Freeman, pp. 715–720, ISBN 0-7167-1456-6.
- Hashemifesharaki, H., Haghshenas, E., Kamalian, M. and Mirmohamadsadeghi, M., 2020. Extraction of Isfahan's Seismic Geotechnical Model Using Ambient Noise and Numerical Modeling. *International Journal of Civil Engineering*, 18(7), pp.797-815.
- Hodgson, C.J., 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews*, 4(3), pp.231-273.
- Lefevre, M., Guglielmi, Y., Henry, P., Dick, P., Gout, C., 2016. Calcite veins as an indicator of fracture dilatancy and connectivity during strike-slip faulting in Toarcian shale (Tournemire tunnel, Southern France), *J. Struct. Geol.* 83, 73e84.
- Haynes, S.J, and McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 85(5), pp.739-744.
- Micklethwaite, S. and, S.F. Cox, 2004. Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization. *Geology*, 32(9), pp.813-816.
- Micklethwaite, S., Cox, S.F., 2006. Progressive fault triggering and fluid flow in aftershock domains: examples from mineralized Archean fault systems. *Earth and Planetary Science Letters* 250, 318-330.
- Micklethwaite, S., Sheldon, H., Baker, T., 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery. *Journal of Structural Geology* 32, 151-165.
- Nadimi, A., Konon, A., 2012. Strike-slip faulting in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran: *Journal of Structural Geology* 40, 2-16.
- Nelson, E.P., Kullman, A.J., Gardner, M.H. and Batzle, M., 1999. Fault-fracture networks and related fluid flow and sealing, Brushy Canyon Formation, West Texas. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 113, pp.69-81.
- Ridley, J., 1993. The relations between mean rock 203-206.
- Brunet, M.F., Granath, J.W. and Wilmsen, M., 2009. South Caspian to central Iran basins: introduction. *14 Geological Society, London, Special Publications*, 312(1), pp.1-6.
- Caine, J.S., Evans, J.P. and Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11), pp.1025-1028.
- Chen, L.L., Ni, P., Dai, B.Z., Li, W.S., Chi, Z. and Pan, J.Y., 2019. The genetic association between quartz vein-and greisen-type mineralization at the maoping W–Sn deposit, southern Jiangxi, China: insights from zircon and cassiterite U–Pb ages and cassiterite trace element composition. *Minerals*, 9(7), p.411.
- Cox, S.F., 1995. Faulting processes at high fluid pressures: an example of fault valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia. *Journal of Geophysical Research* 100, 12841-12859.
- Cox, S.F., Etheridge, M.A. and Wall, V.J., 1987. The role of fluids in syntectonic mass transport, and the localization of metamorphic vein-type ore deposits. *Ore Geology Reviews*, 2(1-3), pp.65-86.
- Beygi, S., Nadimi, A., Safaei, H., 2016. Tectonic history of seismogenic fault structures in Central Iran. *J Geosci* 61:127-144.
- Eisenlohr, B.N., Groves, D., Partington, G.A., 1989. Crustal-scale shear zones and their significance to Archean gold mineralization in Western Australia. *Mineralium Deposita* 24, 1-8.
- Elswick, E.R. and Maynard, J.B., 2014. Bedded barite deposits: environments of deposition, styles of mineralization, and tectonic settings.
- Falcon, N.L., 1961. Major earth-flexuring in the Zagros Mountains of south-west Iran. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 117(1-4), pp.367-376.
- Farhoudi, G., 1978. A comparison of Zagros geology to island arcs. *The Journal of Geology*, 86(3), pp. 323-334.
- Fossen, H., 2016. *Structural geology*. Cambridge university press.
- Guilbert, John M. and Charles F. Park, *The Geology*



- Wu, G.H., Li, J.J., Lu, Y.H., 1999. The fracture characteristics of Ordovician limestone in Tazhong No.1 fault belt, Acta Pet. Sin. 20 (4) 19-23.
- Zhang, L.J., Wu, G.H., He, S., She, Z.C., Pan, Y.Y., 2016. Structural diagenesis in carbonate fault damage zone: a case study of the No.1 fault zone in the Tarim Basin, Acta Petrol. Sin. 32 (3) 922.
- stress and fluid flow in the crust: with reference to vein-and lode-style gold deposits. Ore Geology Reviews, 8(1-2), pp.23-37.
- Robert, F., Poulsen, K.H., Cassidy, K.F., Hodgson, C.J., 2005. Gold metallogeny of the Superior and Yilgarn Cratons. In: Economic Geology 100th Anniversary Volume, pp. 1001-1033.
- Safaei, H., Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H., 2008. Structural analysis and evolution of the Kashan (Qom-Zefreh) fault, Central Iran. J. Appl. Sci. 8, 1426–1434.
- Salehi, M.A. and Tadayon, M., 2020. Early Cretaceous sedimentary provenance and structural evolution of the central Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: implications for palaeogeographic reconstructions of the northern Neo-Tethyan margin. International Geology Review, 62(11), pp.1359-1386.
- Salvini, F., Billi, A., Wise, D.U., 1999. Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata fault zone, southern Apennines, Italy. J. Struct. Geol. 21,1731–1749. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00120-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00120-0).
- Sengör, A. M. C., 1990- A new model for the Late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A. H., Searle, M. P. & Ries, A. C. (eds) The Geology and Tectonics of the Oman region. Geological Society, London, Special Publications, 4,83-797.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, 1229-1258.
- Tadayon, M., Rashid, H., Salehi, M. A., Aslani, A., 2022. Post-Cretaceous structural reconstruction of the west Central Iranian micro-plate: Insights from structural and magnetic fabrics (AMS) constraints. Journal of Structural Geology 160, 1-19.
- Tusa, L., Andreani, L., Khodadadzadeh, M., Contreras, C., Ivascanu, P., Gloaguen, R. and Gutzmer, J., 2019. Mineral mapping and vein detection in hyperspectral drill-core scans: Application to porphyry-type mineralization. *Minerals*, 9(2), p.122.



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۲

doi 10.22077/JT.2023.6316.1155

مدلسازی دوبعدی و سه بعدی و تعیین همبستگی گسل‌ها با کانه‌زایی در کانسار عمارت

رضا احمدی^{۱*}، پانید مسعودیه^۲

۱- استادیار مهندسی معدن، دانشکده مهندسی علوم زمین، دانشگاه صنعتی اراک، اراک، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی مهندسی معدن، دانشکده مهندسی علوم زمین، دانشگاه صنعتی اراک، اراک، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۰۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۱۴

چکیده:

در کانسار سرب‌وروی عمارت واقع در استان مرکزی، فعالیت‌های اکتشافی و استخراجی زیرزمینی به کمک حفر تونل‌ها و دستک‌ها در ترازهای ارتفاعی مختلف صورت گرفته است. در پژوهش حاضر، گسل‌های برداشت‌شده در ترازهای ارتفاعی مختلف بصورت دوبعدی و سه بعدی، مدلسازی شده و ارتباط میان آنها با کانه‌سازی در منطقه، بصورت کیفی و کمی مورد مطالعه قرار گرفته است. به منظور دست‌یابی به هدف ابتدا، مطالعات آماری کاملی بر روی آنها انجام شد. سپس نقشه دوبعدی امتداد و شیب همراه با نمودار گل سرخ و نقشه دوبعدی مبتنی بر شبکه گسل‌ها در ترازهای ارتفاعی مختلف رسم شد. بعد، نمودار سه بعدی امتداد و شیب و مدل سه بعدی گسل‌ها با استفاده از روش‌ها و الگوریتم‌های ریاضی گوناگون کاربردی در علوم زمین ترسیم شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. علاوه بر این، نقشه طبقاتی هم‌عیار مجموع سرب‌وروی ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار نیز تولید شد. مقایسه کیفی نقشه‌های دوبعدی مبتنی بر شبکه گسل‌ها و هم‌عیار مجموع سرب‌وروی کانسار برای هر تراز ارتفاعی بطور نظریه‌نظیر، نشان می‌دهد که بطور کلی روند انباشتگی ماده معدنی از روند تمرکز فراوانی خطوط گسلی تبعیت می‌کند ولی فراوانی تعداد گسل‌ها در هر منطقه در میزان عیار ماده معدنی آن منطقه تاثیر چندانی ندارد. همچنین ضریب همبستگی خطی بین تعداد گسل‌ها و عیار ماده معدنی در ترازهای ارتفاعی مختلف، بطور متوسط برابر با ۰/۱۵۷ بدست آمد که معادل همبستگی "بسیار کم" می‌باشد. در واقع نتایج بررسی میزان همبستگی کمی در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار، نتایج بررسی همبستگی کیفی را نیز تایید می‌کند.

کلید واژه: مدلسازی دوبعدی و سه بعدی، همبستگی کیفی و کمی، گسل، کانه‌زایی، نقشه هم‌عیار

* ایمیل: Rezahmadi@gmail.com

تلفن تماس: ۰۹۱۸۸۶۲۲۵۵۷

2D and 3D modeling and determining correlation of faults with mineralization in the Emarat deposit

Reza Ahmadi^{1*}, Paniz Masoudieh²

1- Assistant professor, Mining Engineering Department, Arak University of Technology

2- BSc. Mining Engineering Department, Arak University of Technology

Abstract

In the Emarat Pb-Zn deposit located in the Markazi province, underground exploration and exploitation activities have been carried out at the various elevation levels through drilling tunnels and cross-cuts. In the present research, 2D and 3D modeling of surveyed faults at the variety of levels were performed studying their relationship with ore-bearing in the region qualitatively and quantitatively. To achieve the goal, a complete statistical study was done, first. Afterward, 2D strike and dip map with rose diagram, 2D grid-based map, 3D strike and dip diagram and solid model of the faults surveyed at the various elevation levels were drawn and analyzed using methods and different mathematical algorithms applied in geosciences. In addition, a stratified iso-grade map of total Pb-Zn for different elevation levels was also produced. The qualitative comparison of 2D grid-based maps and iso-grade maps for each elevation level peer to peer shows that in general, trend of mineral depositing follows the trend of faults frequency but frequency of the faults number in each zone does not much effect on the deposit grade. Also, the linear correlation coefficient between the faults number and deposit grade at the various elevation levels was obtained 0.157 on average, equaling to “very low” correlation. In fact, the results of the quantitative correlation at the different elevation levels, confirm the results of the qualitative correlation study.

Keywords: 2D and 3D modeling, Qualitative and quantitative correlation, Fault, Mineralization, Isograde map

*Email: Rezahmadi@gmail.com

Tel: +989188622557

۱- مقدمه

یکی از مهم‌ترین قابلیت‌های نرم‌افزار RockWorks و نقطه‌قوت آن نسبت به اغلب نرم‌افزارهای علوم زمین، طیف وسیع الگوریتم‌ها و روش‌های پردازش اطلاعات و تجزیه و تحلیل گسل‌هاست.

بطور کلی کانسارهای سرب‌وروی انواع گوناگونی دارند که سولفیدهای توده‌ای، ذخایر اسکارنی، کانسارهای رگه‌ای و کانسارهای با سنگ میزبان رسوبی مهم‌ترین تیپ‌های کانی‌سازی آن می‌باشند (کوهساری، ۱۳۹۳).

در هر تیپ از کانی‌سازی سرب‌وروی پدیده‌های زمین‌شناختی نقش موثری دارند. در حال حاضر احتمالاً متداول‌ترین اهداف اکتشافی در میان کانسنگ‌های رسوبی هستند (Rajabi et al., 2013). سرب‌وروی معمولاً به دو صورت با سنگ میزبان کربناتی و با سنگ میزبان شیلی در سنگ‌های رسوبی یافت می‌شوند. عقیده بر این است که کانسنگ‌های با سنگ میزبان کربناتی معمولاً دیرزاد (غیرهمزاد) هستند و از محلول‌های هیدروترمال دمای پایین رسوب کرده‌اند (کوهساری، ۱۳۹۳). تشکیل کانسارهای دیرزاد معمولاً (نه لزوماً) همزمان با فعالیت‌های تکتونیکی صورت می‌گیرد. در این شرایط سنگ‌های آهکی و دولومیتی تا حدودی شکسته شده و تنش‌های تکتونیکی و حرکات متعاقب آنها سبب ایجاد برش نفوذپذیر و مکانی مناسب برای نهشت کانه می‌شود. یکی از موارد معمول در این حالات نیز افزودن شدن سیلیس به محیط است که اغلب بصورت نهان‌بلورین به وسیله سیالات گرمابی، حمل و جانشین قسمت‌هایی از سنگ‌ها می‌شود. سیلیس غالباً شکاف‌های سطوح دانه‌های تشکیل دهنده برش‌ها و سطح گسل‌ها را پر می‌کند و یا به صورت رگه‌ها در داخل سنگ‌های منطقه تشکیل می‌شود. چنانچه بخش‌های سیلیسی تحت تاثیر تنش‌ها و یا عوامل دیگر خرد شوند، برای نهشت کانه‌ها محیط مناسبی را پدید می‌آورند (یعقوب‌پور، ۱۳۹۰).

درخصوص بررسی ارتباط میان فعالیت‌های تکتونیکی و ساختاری با کانی‌سازی و کانه‌زایی، در ایران و جهان پژوهش‌های چندی در گذشته صورت گرفته است. از جمله آدی گاناوان و همکاران (Adi Gunawan et al., 2019) ساختار اصلی کنترل‌کننده کانی‌سازی اورانیوم را

برای شناسایی، پی‌جویی، اکتشاف و ارزیابی ذخایر معدنی توجه به ویژگی‌های زمین‌شناختی، سنگ‌شناسی محیط‌میزبان، کانی‌سازی هدف، شرایط رسوب‌گذاری، فعالیت‌های آذرین، فرآیندهای دگرگونی، فعالیت‌های تکتونیکی و ساختاری، نوع دگرسانی و تعیین ارتباط آنها با کانی‌سازی و کانه‌زایی ضروری است. به‌ویژه در ارتباط با مواد معدنی فلزی، موضوع بررسی و شناخت ساختار زمین‌شناسی و فعالیت‌های تکتونیکی اهمیت بیشتری پیدا می‌کند (نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۰). در پژوهش حاضر با استفاده از قابلیت‌های گوناگون نرم‌افزار RockWorks مدل‌سازی شکستگی‌ها و بطور مشخص گسل‌های موجود در کانسار سرب‌وروی عمارت بصورت دوبعدی و سه‌بعدی انجام شده و همبستگی میان این شکستگی‌ها با کانه‌سازی در منطقه بطور کیفی و کمی، مورد مطالعه قرار گرفته است. با این نگرش که در صورت وجود ارتباط میان شکستگی‌ها با کانه‌زایی، در مرحله استخراج به‌هنگام گم‌شدن رگه یا لایه ماده معدنی در اثر فعالیت‌های تکتونیکی، بتوان با تعیین محل شکستگی‌ها به ماده معدنی دست یافت. نرم‌افزار RockWorks یک نرم‌افزار جامع و بسیار قوی برای تصویرسازی، مدل‌سازی و تجزیه و تحلیل داده‌های زمین‌شناسی و اکتشافی است و انجام مدل‌سازی‌های مختلف براساس نوع و میزان داده‌ها و اطلاعات اکتشافی در دسترس و نیز تهیه برش‌های مختلف از درون ماده معدنی را برای کاربران علوم زمین امکان‌پذیر می‌سازد. این نرم‌افزار اولین بار در سال ۱۹۸۵ توسط شرکت RockWare توسعه یافت و در حال حاضر آخرین نسخه آن (۲۰۲۲) نیز در دسترس می‌باشد. نرم‌افزار RockWorks شامل مجموعه‌ای از نرم‌افزارهای مختلف است که هر یک، کاربرد و کارایی خاصی دارند و بصورت یک نرم‌افزار جامع برای تجزیه و تحلیل داده‌های سطحی و اطلاعات به‌دست آمده از گمانه‌های اکتشافی به‌منظور فعالیت‌های زمین‌شناسی و معدنی، ایجاد شده است (Tutorial- RockWare). بطور خلاصه RockWorks شامل چهار بخش شبکه، نقشه، مدل‌های جامد و احجام می‌باشد. البته به‌دلیل حجم بالای منوها و کاربری‌ها، اغلب کاربران غیرحرفه‌ای، با سردرگمی و مشکلاتی مواجه می‌شوند.



در بخش رماجا^۱ در منطقه کالان^۲ کالیمانتان^۳ غربی کشور اندونزی تعیین کردند. آنها داده‌های صفحات درزه و گسل، شیب‌توزیته و صفحه لایه‌بندی را همراه با ارتباط آنها از طریق میان‌بر در عمق ۵۰ تا ۲۰۰ متری از دهانه تونل اکتشافی اکورماجا^۴ با طول ۶۱۸ متر جمع‌آوری کردند. درنهایت، شکستگی‌های توسعه‌یافته و نیز جهت نیروی منجر به شکستگی‌های تونل، شناسایی شدند. تگوائی و همکاران (Tagwai et al., 2021) عوامل موثر بر کانه‌زایی طلا همانند منبع حرارت، مسیرهای مهاجرت (حرکت) و محیط رسوبی را مورد کاوش قرار دادند. آنها به‌طور متوالی مدل اوزان شاهد^۵ را برای وزن‌دهی و کمی‌سازی ارتباط مکانی بین عوامل کنترل‌کننده و تعداد ۳۰ کانسار طلای شناخته‌شده در کلاتان^۶ کشور مالزی بکار بردند. نتایج آنها یک الگوی همبستگی قوی بین کانسارها و عوامل مورد نظر همانند گسل‌های با راستای شمال‌شرقی- جنوب‌غربی (NE-SW)، سنگ‌های نفوذی^۷ و سنگ‌های رسوبی نشان داد. لو و همکاران (Lu et al., 2021) طبیعت ساختار شکستگی و اثر کنترل‌کنندگی کانه آن را در معدن طلای نوع رگه کوارتزی باگینشان^۸ کشور چین در کمر بند طلای بایماشان- لانگشان- زی‌یانشان^۹ از طریق کاوش‌های سطحی و چاهک‌ها مطالعه کردند و طبیعت سیستم ساختاری کنترل‌کننده کانه و الگوی ترکیبی معدن طلای باگینشان را ایجاد نمودند. گوهری انارکی و همکاران (۱۴۰۰) در پژوهشی کانسار سرب- روی و مس رگه‌ای قله‌کفتران را از نظر ساختاری و ارتباط بین ساختارها و کانه‌زایی مورد بررسی قرار دادند. آنها از مطالعات میدانی، سنجش از دور و آنالیز ICP-OES برای این منظور استفاده کردند. نتایج مطالعات ساختاری و ژئوشیمی آنها نشانگر نقش مستقیم ساختارها در کنترل پراکندگی دگرسانی‌ها و کانه‌زایی فلزی سرب- روی و مس در امتداد آنهاست.

در پژوهش حاضر علاوه بر مطالعات میدانی، برداشت‌های صحرائی و داده‌های عیارسنجی، از

الگوریتم‌های ریاضی کاربردی در علوم زمین برای مدلسازی دوبعدی و سه‌بعدی گسل‌ها و بررسی ارتباط میان گسل‌ها و کانه‌زایی در کانسار سرب‌وروی عمارت، بهره گرفته شده که تاکنون در هیچ پژوهشی مورد استفاده قرار نگرفته است. براساس یافته‌های این پژوهش یعنی تعیین ارتباط میان شکستگی‌ها با کانه‌زایی در منطقه و تولید مدل‌های سه‌بعدی گسل‌ها، در مواقع مورد نیاز می‌توان با ردیابی موقعیت گسل‌ها، به لایه یا رگه ماده معدنی گم‌شده، دست یافت.

۲- موقعیت جنرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کانسار سرب‌وروی عمارت مطابق شکل ۱(الف) در فاصله حدود ۴۵ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان اراک در استان مرکزی واقع شده است. توپوگرافی منطقه عمارت بسیار ناهموار بوده، چینه‌شناسی یکنواخت، چین‌خوردگی شدید، فقدان سنگ‌های آذرین و استراتی‌باندبودن (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱) از ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه می‌باشد (Ehya et al., 2010; Rastad, 1981) که جهت چین‌خوردگی‌ها مطابق با روند چین‌خوردگی زاگرس است. کانسار سرب‌وروی عمارت بر روی پهنه تکنیکی سنندج- سیرجان و کمر بند فلزایی سرب‌وروی ملایر- اصفهان واقع شده است (شکل ۱ الف). وجود فعالیت‌های کوهزایی و تکنیکی همراه با چین‌خوردگی و گسلش، یک منطقه کوهستانی همراه با تغییرات ارتفاعی از دامنه تا نقاط مرتفع را ایجاد کرده است. واحدهای زمین‌شناسی منطقه عموماً واحدهای رسوبی کربناته و شیل و مارن متعلق به دوره کرتاسه تا ژوراسیک با گسل‌خوردگی است که از دامنه‌های شیب‌دار تشکیل شده‌اند. واحد سنگ آهک اوریتولین‌دار دارای رنگ رخنمونی خاکستری روشن و ریخت‌شناسی خشن، صخره‌ساز و مرتفع می‌باشد که توسط چندین گسل با روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی قطع شده است. در مشاهدات میدانی اولیه به نظر می‌رسد بخش‌های گسل خورده، عامل هدایت و کنترل محلول‌های کانه‌دار و رگه‌های سیلیسی منطقه هستند. رگه‌های سیلیسی با ضخامت‌های مختلف از ۲۰ سانتی‌متر تا ۵ متر در منطقه مشاهده می‌شوند. این رگه‌های سیلیسی دارای آغشتگی هماتیسی و لیمونیتی هستند و می‌توانند کلید

- 1- Remaja
- 2- Kalan
- 3- Kalimantan
- 4- Eko-Remaja
- 5- Weight of Evidence
- 6- Kelantan
- 7- Intrusive
- 8- Baoginshan
- 9- Baimashan-Longshan-Ziyunshan

عرض، چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی و سایر موارد زمین‌شناسی در دسترس می‌باشد. این تونل‌ها با اختلاف طبقاتی حدود ۱۰ متر حفاری شده‌اند. به دلیل وجود چین‌خوردگی‌ها و گسل‌خوردگی‌ها در مواردی که رگه گم شود، برای یافتن آن چال‌های پودری بصورت کیفی (بدون عیارگیری) در دیواره تونل‌ها عمدتاً بصورت افقی تا عمق بیشینه ۲۱ متر حفاری می‌شود. در شکل ۲ نمایی از تونل‌های حفرشده در ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۲۰۰۸، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۸-۱۹۶۴ متری کانسار سرب‌وروی عمارت نشان داده شده است.

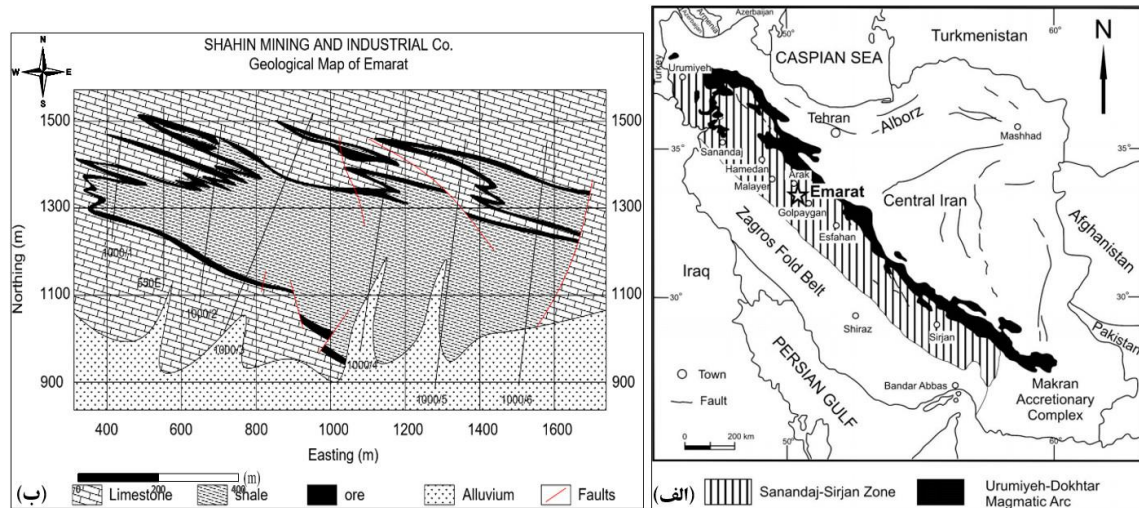
شکل ۳ نقشه طبقاتی زمین‌شناسی ترازهای ارتفاعی ۲۰۰۸، ۱۹۸۸، ۱۹۶۸-۱۹۶۴ و ۱۹۴۰ متری کانسار سرب‌وروی عمارت را نشان می‌دهد. در این نقشه‌ها علاوه بر نمایش واحدهای سنگی تشکیل‌دهنده منطقه و گسل‌های موجود در هر تراز ارتفاعی، موقعیت تونل‌های اکتشافی حفرشده در آن تراز ارتفاعی نیز نمایش داده شده است. مطابق این شکل، زمین‌شناسی منطقه در ترازهای ارتفاعی مختلف، ساده و یکنواخت بوده و تماماً از سه واحد سنگ‌آهک، کانه (ماده معدنی) و شیل تشکیل شده است. در حقیقت شناسایی واحدهای سنگی و ترسیم نقشه‌های زمین‌شناسی در ترازهای ارتفاعی مختلف مطابق این شکل، براساس اطلاعات اکتشافی حاصل از بررسی‌های اولیه و نیز طراحی و حفر تونل‌های اکتشافی افقی در ترازهای ارتفاعی مختلف صورت گرفته است.

اکتشافی مفیدی باشند.

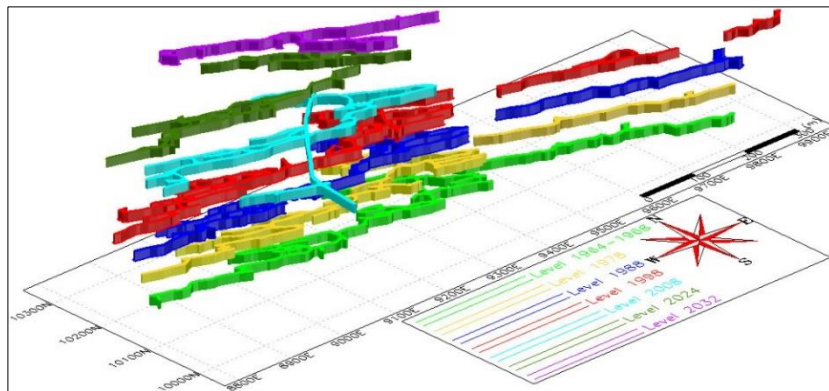
ماده معدنی سرب‌وروی درون یک لایه سیلیسی آهکی در مرز یک نوار سنگ‌آهک توده‌ای خاکستری تیره‌رنگ در کمربین و یک لایه شیلی کرتاسه در کمربالاقرار دارد. این تشکیلات متعلق به کرتاسه تحتانی یا میانی است (Rajabi et al., 2012). در کانسار عمارت مانند آنچه در کانسارهای پورفیری و نظایر آن دیده می‌شود، تغییرات تدریجی کاهش یا افزایش عیار در سنگ میزبان وجود ندارد، بنابراین در این کانسار مرز رگه معدنی و سنگ‌های میزبان، تیز است. کانی‌های شاخص منطقه عمدتاً شامل اسفالریت و گالن با مقادیر جزئی پیریت، کالکوپیریت، کلسیت، کوارتز و دولومیت است. درباره منشاء اولیه سرب‌وروی این کانسار، نحوه حمل، تجمع و رسوب کانی‌ها، نظرات مختلفی ارائه شده است. شواهد نشان می‌دهد که کانه جایگزین سنگ میزبان شده، بنابراین کانسار از نوع دیرزاد است (Ehya et al., 2010). داده‌های موجود نشان می‌دهند که کانسار سرب‌وروی عمارت بسیاری از ویژگی‌های مهم کانسارهای سرب‌وروی نوع دره می‌سی‌سی‌پی^۱ (شهاب‌پور، ۱۳۹۴؛ علیرضایی، ۱۳۹۵) را دارد، بنابراین باید آن را یک کانسار MVT دانست (Ehya et al., 2010). شکل ۱(ب) نقشه زمین‌شناسی سطحی ساده شده کانسار سرب‌وروی عمارت را نشان می‌دهد که بر روی این نقشه چهار واحد سنگ‌شناختی سنگ‌آهک، شیل، آبرفت و کانه مشاهده می‌شود.

۳- مواد و روش‌ها

در کانسار سرب‌وروی عمارت فعالیت‌های اکتشافی زیادی انجام شده که مهم‌ترین آنها حفر تونل‌های اکتشافی و استخراجی و دستک‌ها (با طول کلی حدود ۱۱۰۰۰ متر) در ترازهای ارتفاعی مختلف، برداشت زمین‌شناسی و نقشه‌برداری آنها، حفر چال‌ها در داخل تونل‌های اکتشافی و نمونه‌گیری و عیارسنجی آنها (برداشت تعداد ۴۲۹ نمونه اکتشافی در مجموع)، تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی از طریق نمونه‌گیری از ترازهای ارتفاعی مختلف (در هر ۱۰ متر پیشروی تونل) و عیارسنجی نمونه‌ها است. تونل‌های اکتشافی با سطح مقطع ۲۰ تا ۲۲ مترمربع اغلب دنباله‌روی رگه هستند، بنابراین اطلاعات خوبی از قبیل عیار، طول و



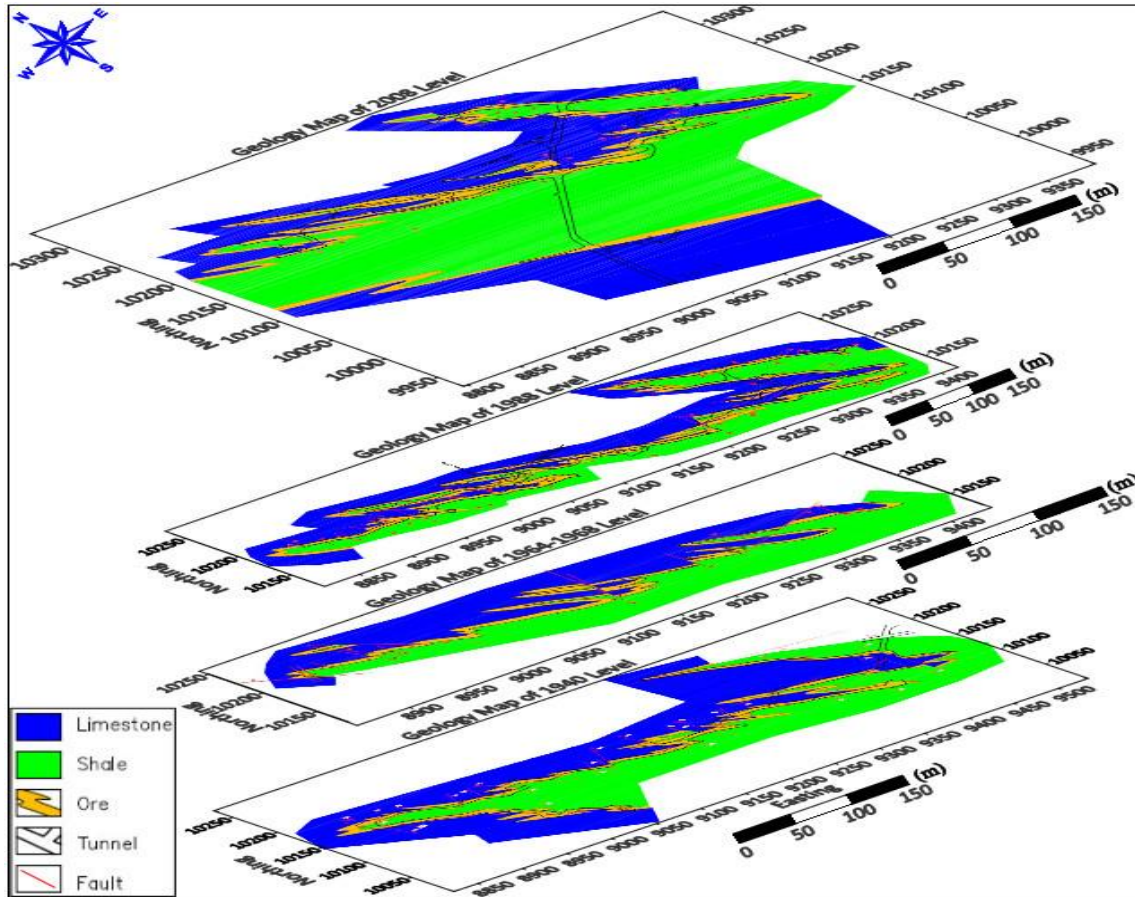
شکل ۱: نقشه موقعیت جغرافیایی و جایگاه زمین‌شناسی، (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده کانسار سرب‌وروی عمارت (ملاک‌پور، ۱۳۸۸).



شکل ۲: نقشه سه‌بعدی تونل‌های حفرشده در ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۲۰۰۸، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۴-۱۹۶۸ متری کانسار سرب‌وروی عمارت.

در شکل ۴ نقشه امتداد و شیب گسل‌های ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۰۸، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۸-۱۹۶۴ کانسار سرب‌وروی عمارت همراه با نمودار گل سرخ نشان داده شده است. با وجود گسل‌های متعدد با راستاهای گوناگون و طول‌های متفاوت در ترازهای ارتفاعی مختلف در این شکل استنباط می‌شود که منطقه از نظر تکتونیک، شدیداً فعال می‌باشد. امتداد عمومی گسل‌ها در راستای شمال-جنوبی، شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و شمال‌شرقی-جنوب‌غربی است.

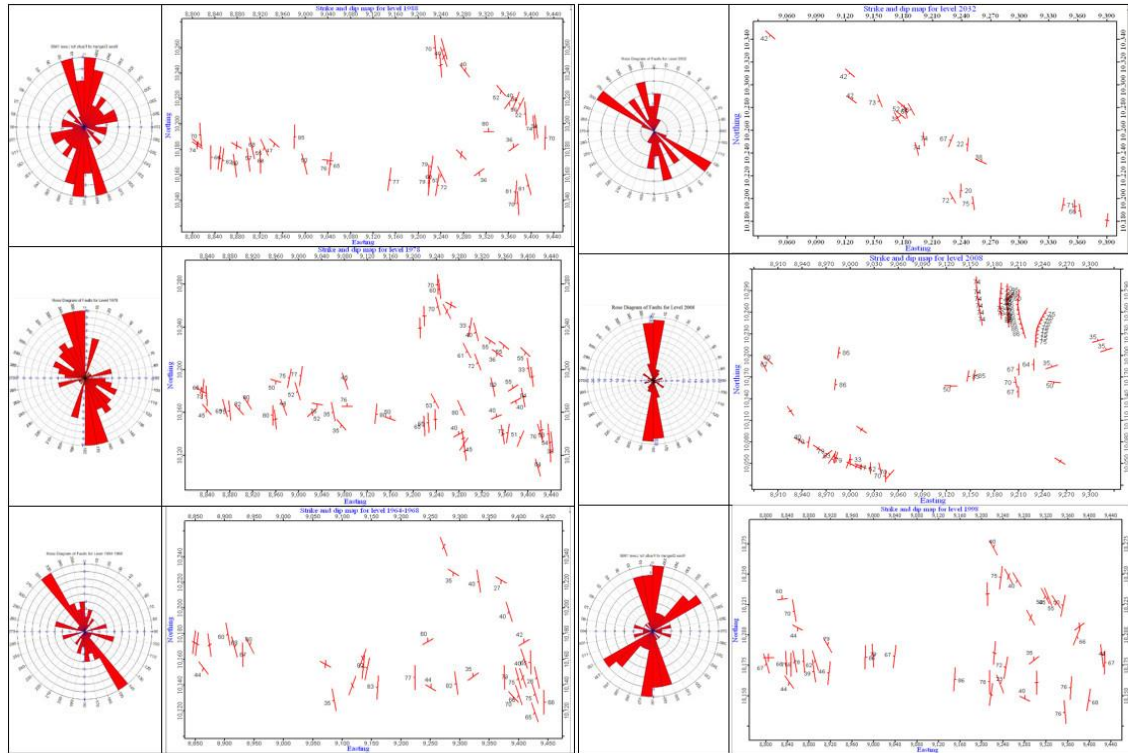
به‌منظور تجزیه و تحلیل وضعیت گسل‌های موجود در محدوده کانسار، ابتدا مطالعات آماری کاملی بر روی آنها انجام شد که نتایج آن در جدول ۱ خلاصه شده است. مطابق داده‌های این جدول بیشترین و کمترین تعداد فراوانی گسل‌ها به ترتیب برابر با ۷۳ عدد (در تراز ارتفاعی ۲۰۰۸ متر) و ۲۱ عدد (در تراز ارتفاعی ۲۰۳۲ متر) است. طول گسل‌های منطقه بین ۲/۹ تا ۳۲۱/۷ متر (هر دو در تراز ارتفاعی ۲۰۰۸ متر) اندازه‌گیری شده است. همچنین متوسط طول گسل‌ها در ترازهای ارتفاعی مختلف، تفاوت چشم‌گیری با یکدیگر ندارند.



شکل ۳: نقشه طبقاتی زمین‌شناسی ترازهای ارتفاعی ۲۰۰۸، ۱۹۸۸، ۱۹۶۸-۱۹۶۴ و ۱۹۴۰ متر (به ترتیب از بالا به پایین) کانسار سرب‌وروی عمارت (ویرایش شده از فرجی، ۳۸۸).

جدول ۱: ویژگی‌های آماری گسل‌های موجود در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت.

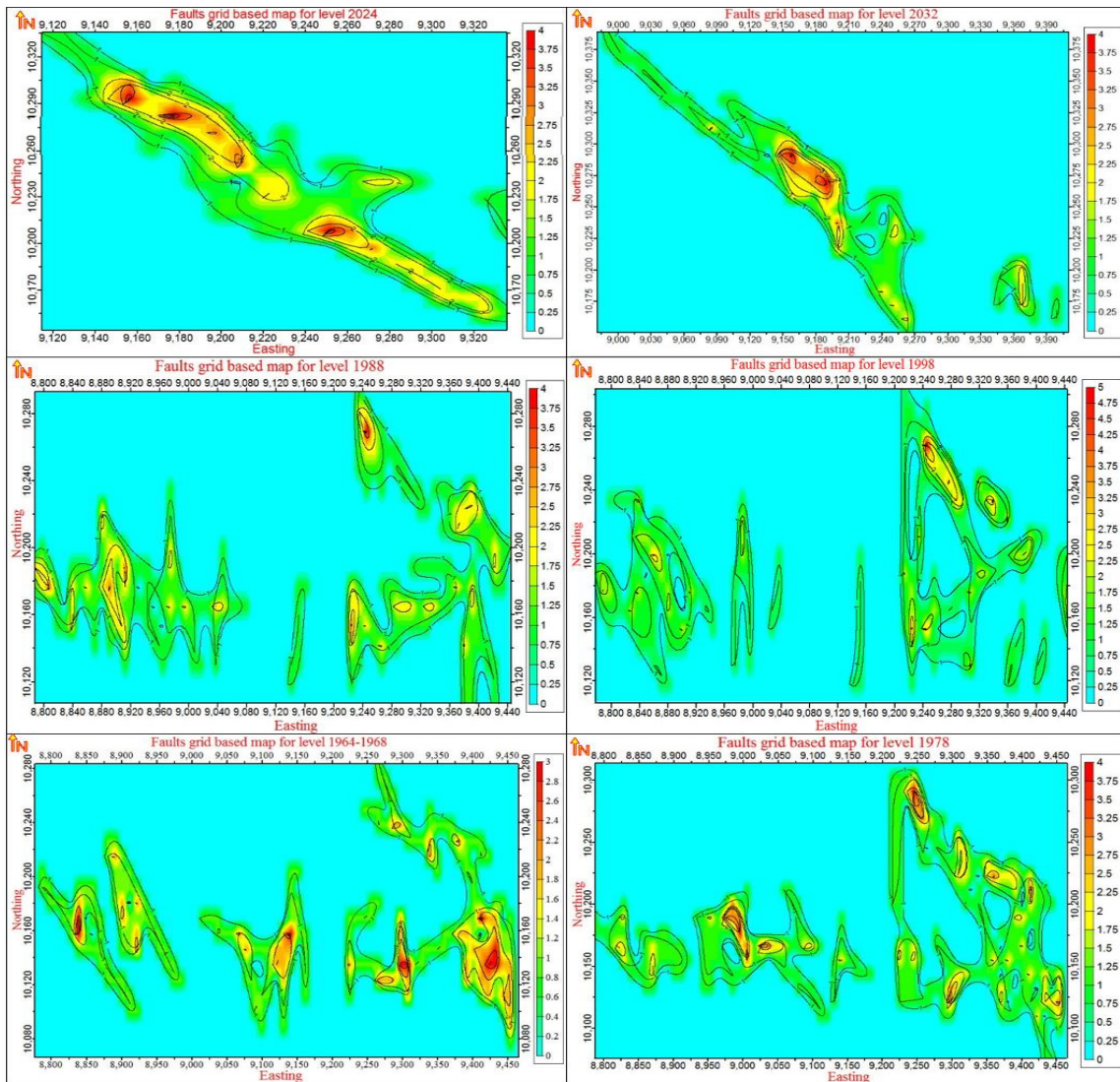
تراز ارتفاعی (متر)	فراوانی تعداد گسل‌ها	طول کوتاه‌ترین گسل (متر)	طول بلندترین گسل (متر)	دامنه تغییرات طول گسل (متر)	میانگین طول گسل‌ها (متر)
۲۰۳۲	۲۱	۱۴/۹	۱۱۳/۸	۹۸/۹	۴۸/۸
۲۰۲۴	۲۳	۷/۶	۱۰۳/۷	۹۶/۱	۳۶/۹
۲۰۰۸	۷۳	۲/۹	۳۲۱/۷	۳۱۸/۸	۳۵/۷
۱۹۹۸	۴۴	۱۲/۶	۱۲۷/۸	۱۱۵/۲	۴۶/۴
۱۹۸۸	۴۵	۱۰	۱۱۴/۹	۱۰۴/۹	۴۳/۵
۱۹۷۸	۶۴	۵/۹	۱۰۵	۹۹/۱	۴۱/۸
۱۹۶۸-۱۹۶۴	۳۸	۹/۴	۱۵۶/۱	۱۴۶/۷	۵۵/۲



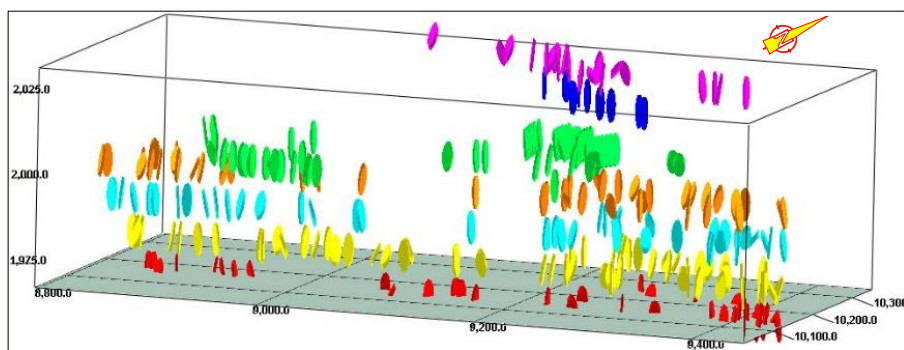
شکل ۴: نقشه امتداد و شیب گسل‌های ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت همراه با نمودار گل سرخ.

در شکل ۶ نمودار سه‌بعدی امتداد و شیب گسل‌های برداشت‌شده در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت نشان داده شده است. در این نوع نمودار، گسل‌ها با استفاده از اندازه‌گیری‌های امتداد و شیب گسل و نیز مختصات طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع یک نقطه از گسل (مثلاً نقطه میانی گسل) بصورت قرص‌های^۲ جهت‌یافته در فضای سه‌بعدی نمایش داده می‌شوند. در این شکل رنگ‌های قرمز، زرد، آبی روشن، نارنجی، سبز، آبی تیره و بنفش به ترتیب مربوط به گسل‌های برداشت‌شده در ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۲۰۰۸، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۸-۱۹۶۴ متر هستند. مقدار شعاع تمام قرص‌ها برابر با پنج متر و مقدار ضخامت آنها برابر با دو متر (براساس سعی و خطا به منظور بهترین مشاهده چشمی) انتخاب شده است. با توجه به این شکل مشاهده می‌شود که تعداد گسل‌های موجود در کل محدوده زیاد بوده که از سطح زمین تا اعماق یافت می‌شوند. اغلب گسل‌های برداشت‌شده در ترازهای ارتفاعی مختلف، پرشیب و نزدیک به قائم هستند. همچنین گسل‌های برداشت‌شده در ترازهای ارتفاعی ۲۰۲۴ و ۲۰۳۲ متر فقط در نیمه شرقی محدوده قرار دارند. به عبارت دیگر تعداد گسل‌های موجود در نیمه شرقی محدوده از نیمه غربی، بیشتر است.

در شکل ۵ نقشه دویبعدی مبتنی بر شبکه^۱ گسل‌های ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۸-۱۹۶۴ متر به ترتیب از بالا به پایین نشان داده شده است. برای رسم نقشه‌های دویبعدی مبتنی بر شبکه گسل‌های این ترازهای ارتفاعی ابتدا سطح محدوده دارای گسل‌ها در هر تراز ارتفاعی، شبکه‌بندی شد. در مرحله شبکه‌بندی، ابتدا اندازه و ابعاد سلول‌های شبکه با توجه به میزان کمینه، بیشینه و متوسط طول گسل‌های موجود در ترازهای ارتفاعی مختلف مطابق جدول ۱ و نیز حفظ یکنواختی فرایند کار به منظور مقایسه نتایج در مراحل بعدی کار، برای تمام ترازهای ارتفاعی، ۱۰×۱۰ متر انتخاب شد. سپس تعداد (فراوانی) گسل‌های واقع در هر سلول شبکه به مرکز آن سلول نسبت داده شد. در این نوع شبکه که به آن شبکه فراوانی نیز گفته می‌شود، عدد هر سلول شامل مجموع تعداد گسل‌هایی است که ابتدا یا انتهای آنها در داخل سلول بوده یا از درون آن سلول عبور می‌کنند. در نهایت نتایج بصورت نقشه‌های منحنی‌های میزان رسم شد. مطابق این شکل تمرکز فراوانی خطوط گسلی با راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی در ترازهای ارتفاعی بالا (۲۰۳۲ و ۲۰۲۴) به راستای تقریبی شرقی- غربی در ترازهای ارتفاعی پایین‌تر (۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۸-۱۹۶۴) تبدیل می‌شود.



شکل ۵: نقشه‌های دوبعدی مبتنی بر شبکه گسل‌های ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌و‌روی عمارت.



شکل ۶: نمودار سه‌بعدی نمایش امتداد و شیب گسل‌های برداشت‌شده در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌و‌روی عمارت.



برای ساخت این مدل‌ها ابتدا خروجی نقشه‌های دوبعدی مبتنی بر شبکه گسل‌های هر تراز ارتفاعی به صورت رقمی^۴ در آمد. داده‌های ورودی این مدل مختصات طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع یک نقطه از هر گسل (مثلاً نقطه میانی گسل) به اضافه مقادیر عددی خروجی نقشه‌های دوبعدی مبتنی بر شبکه تمام ترازهای ارتفاعی کانسار می‌باشند. برای ساخت این مدل‌های سه‌بعدی از یک مدل شبکه‌ای اولیه به ابعاد $70 \times 110 \times 680$ متر با سلول‌هایی (وکسل‌هایی) به اندازه $5 \times 10 \times 10$ متر استفاده شد. شکل ۸ مدل سه‌بعدی ایجاد شده به این روش با استفاده از الگوریتم مدل‌سازی نزدیک‌ترین نقطه^۵ را نشان می‌دهد که در آن مقدار هر سلول بر اساس مقدار نزدیک‌ترین نقطه کنترل می‌شود. معلوم (تعداد گسل‌ها در نقاط معلوم) تعیین می‌شود. این الگوریتم برای داده‌هایی که تدریجی^۶ نیستند (همانند گسل‌های موجود در یک منطقه)، مناسب‌ترین می‌باشد. میزان هموارسازی داده‌ها هم در راستای افقی (شمالی- جنوبی و شرقی- غربی) و قائم (عمقی) بطور یکسان انتخاب شد. با توجه به این شکل مشاهده می‌شود که همانند شکل ۷ در گوشه‌های محدوده کانسار گسل‌چندانی وجود ندارد. همچنین پراکندگی حضور گسل‌ها در بخش‌های میانی نیمه شرقی (با گسترش به سمت شرق) و جنوبی نیمه غربی محدوده، مشهودتر است. از جنبه صرفاً عددی، سلول‌های دارای تعداد گسل بیشتر، اغلب در بخش جنوبی نیمه غربی محدوده قرار دارند.

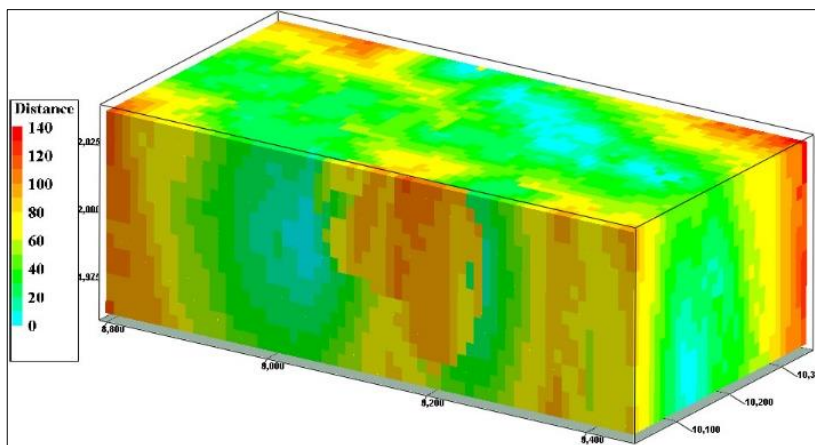
در شکل ۷ مدل جامد^۱ (سه‌بعدی) موقعیت گسل‌های برداشت شده در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت نشان داده شده است. این مدل به کمک نمودار سه‌بعدی قرص‌های نمایش‌دهنده گسل‌ها تولید شد که داده‌های ورودی آن مختصات طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع یک نقطه از هر گسل (مثلاً نقطه میانی گسل) به اضافه مشخصات امتداد و شیب هر گسل می‌باشند. برای ساخت این مدل از یک مدل شبکه‌ای اولیه به ابعاد $70 \times 110 \times 650$ متر با سلول‌هایی (وکسل‌هایی)^۲ به اندازه $5 \times 10 \times 10$ متر استفاده شد. الگوریتم مورد استفاده در این نوع مدل‌سازی، مبتنی بر فاصله تا نزدیک‌ترین گسل^۳ است. درحقیقت این الگوریتم به هر گره مدل بلوکی (مرکز هر سلول) مقداری بر اساس فاصله آن گره تا نزدیک‌ترین گسل اختصاص می‌دهد. یعنی مقدار تخصیص داده شده به هر سلول بر اساس فاصله بین مرکز آن سلول تا نزدیک‌ترین نقطه بر روی نزدیک‌ترین قرص به آن سلول است.

مطابق راهنمای رنگی این شکل، تمرکز گسل‌ها در گوشه‌های مدل از سایر بخش‌ها کمتر است. مناطق مشخص شده با رنگ آبی روشن بیشترین تمرکز گسل‌ها را نمایش می‌دهند. در این مناطق که اغلب در بخش میانی نیمه شرقی محدوده قرار دارند، مقادیر سلول‌های شبکه از صفر تا ۱۰ متغیر است؛ یعنی این سلول‌ها یا روی خود گسل قرار دارند و یا بسیار نزدیک به گسل هستند. بطور کلی در بخش بزرگی از محدوده، مقادیر سلول‌های شبکه کمتر از ۶۰ است و این امر نشان‌دهنده آن است که تعداد زیادی گسل در کل پیکره محدوده وجود دارند.

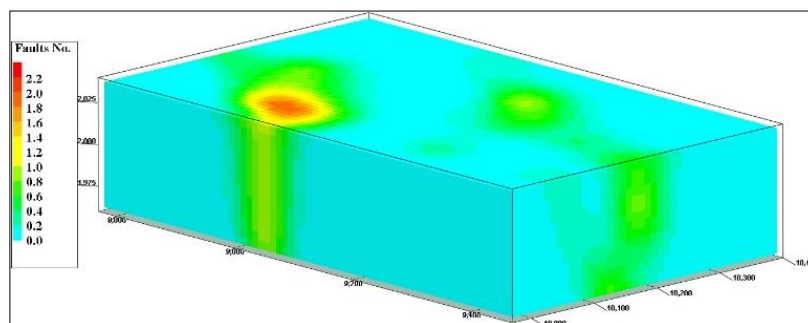
به منظور مقایسه، مدل جامد گسل‌های موجود در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت با روش و الگوریتم‌های دیگری نیز تولید شد. در این روش از داده‌های نقشه‌های دوبعدی مبتنی بر شبکه گسل‌های ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۲۰۰۸، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۸-۱۹۶۴ متر استفاده شد.

4- Digitize
5- Closest point
6- Gradational

1- Solid model
2- Voxel
3- Distance to Closest Fracture



شکل ۷: مدل جامد گسل‌های کانسار سرب‌وروی عمارت تولیدشده از نمودار سه‌بعدی امتداد و شیب گسل‌های ترازهای ارتفاعی مختلف.



شکل ۸: مدل جامد گسل‌های کانسار سرب‌وروی عمارت با استفاده از داده‌های رقمی نقشه‌های مبتنی بر شبکه ترازهای ارتفاعی مختلف به کمک الگوریتم نزدیک‌ترین نقاط.

حاشیه نیمه غربی، نسبت به سایر مناطق دیگر بیشتر است. در تراز ارتفاعی ۲۰۲۴ متر، تقریباً نیمی از محدوده دارای عیار نسبتاً بالا (بالاتر از مقدار متوسط عیار) و نیم دیگر دارای عیار نسبتاً پایین (پایین‌تر از عیار متوسط) است. در ترازهای ارتفاعی پایین‌تر، سطح محدوده با عیار نسبتاً بالا (بالاتر از عیار متوسط) از سطح محدوده با عیار نسبتاً پایین (پایین‌تر از عیار متوسط)، کمتر است.

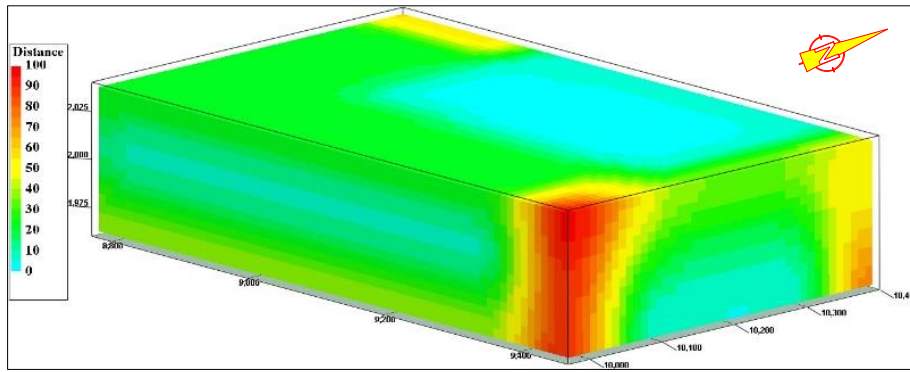
۴- بحث و نتایج

در ادامه میزان ارتباط و همبستگی میان گسل‌های موجود در کانسار سرب‌وروی عمارت و کانه‌زایی در منطقه، هم بصورت کیفی و هم بصورت کمی تعیین شده است.

در شکل ۹ مدل سه‌بعدی ایجادشده با استفاده از الگوریتم مدل‌سازی فاصله تا نقطه^۱ نشان داده شده است که در آن مقدار هر سلول براساس فاصله آن تا نزدیک‌ترین نقطه کنترل تعیین می‌شود. میزان هموارسازی داده‌ها هم در راستاهای افقی (شمالی- جنوبی و شرقی- غربی) و قائم بطور یکسان انتخاب شد. مطابق این شکل نیز در گوشه‌های محدوده کانسار بویژه گوشه‌های شمال شرقی و غربی و جنوب شرقی، گسل چندانی وجود ندارد. بیشترین پراکندگی حضور گسل هم در نیمه شمالی مایل به شرق محدوده است که نتایج مدل شکل ۷ را تایید می‌کند.

شکل ۱۰ نقشه طبقاتی هم‌عیار مجموع سرب‌وروی (برحسب درصد) ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۴-۱۹۶۸ متر کانسار سرب‌وروی عمارت را نشان می‌دهد. مطابق این شکل در بالاترین تراز ارتفاعی یعنی ۲۰۳۲ متر، عیار کانسار در نیمه شرقی و یک پهنه نواری شکل با راستای شمالی- جنوبی در

1- Distance to Point



شکل ۹: مدل جامد گسل‌های کانسار سرب‌وروی عمارت با استفاده از داده‌های رقمی نقشه‌های مبتنی بر شبکه ترازهای ارتفاعی مختلف به کمک الگوریتم نزدیک‌ترین فاصله.

ارتباط بوده و البته در بسیاری از بخش‌ها ماده معدنی را قدری جابجا کرده است.

۶- همبستگی کمی گسل‌ها و کانه‌زایی

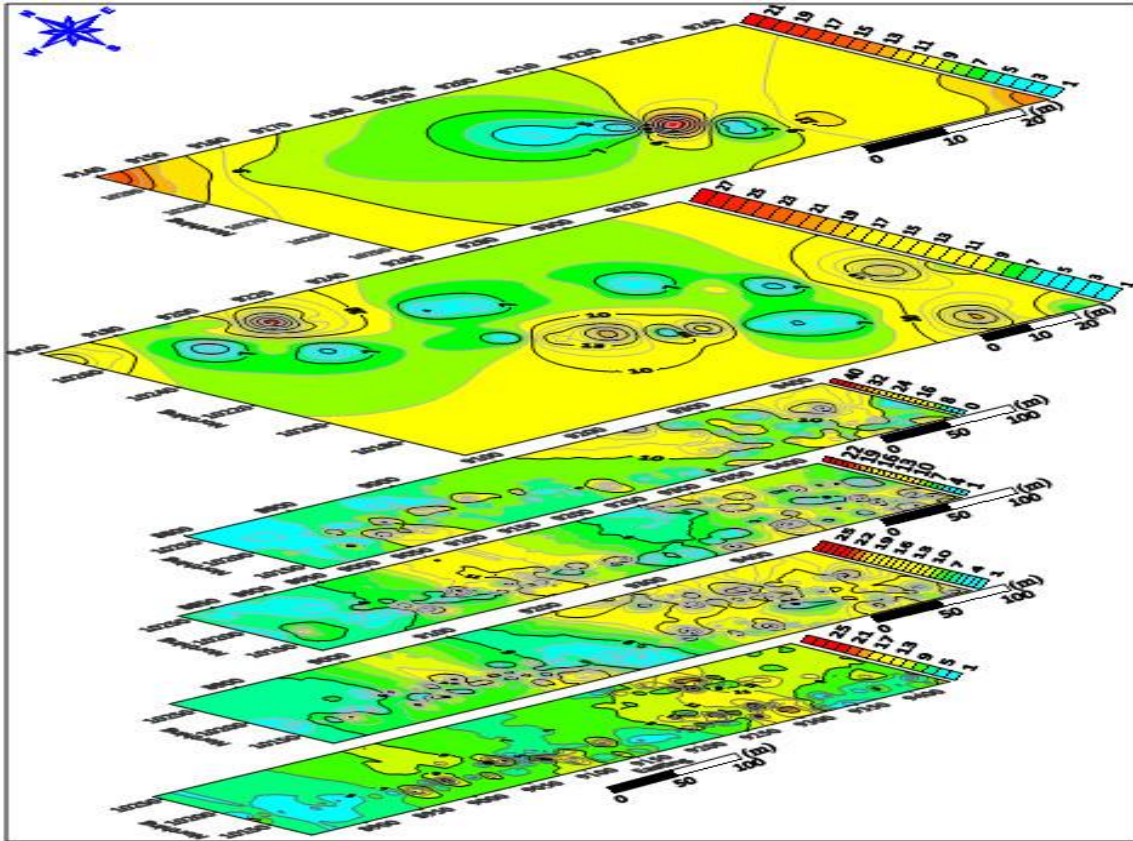
برای تعیین میزان همبستگی کمی بین گسل‌های موجود در کانسار و کانه‌زایی در منطقه، ابتدا داده‌های عیارسنجی مجموع سرب‌وروی (بر حسب درصد) و تعداد گسل‌های درون یک محدوده مشخص، هم‌اندازه و یکسان، بعد از شبکه‌بندی معین و برابر، با استفاده از الگوریتم عکس مجذور فاصله درون‌یابی شدند. این فرآیند، بسیار حساس بوده و نیاز به دقت بالایی دارد. مشخصات شبکه‌های درون‌یابی ایجادشده برای ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار، مطابق جدول ۲ می‌باشد. اندازه شبکه برای هر تراز ارتفاعی متناسب با میزان سطح گستره آن تراز ارتفاعی، تعیین شده است. سپس با تولید تعداد زیادی داده درون‌یابی شده به کمک داده‌های اولیه، میزان ضریب همبستگی داده‌ها از نوع خطی پیرسون^۱ (Schober et al., 2018) تعیین شد. در جدول ۳ نیز میزان همبستگی کمی بین تعداد گسل‌ها با عیار ماده معدنی (مجموع سرب‌وروی) در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت آورده شده است. داده‌های این جدول نشان می‌دهند که میزان ضریب همبستگی بین تعداد گسل‌ها و عیار ماده معدنی در ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۸-۱۹۶۴ متر بطور متوسط (بدون در نظر گرفتن علامت ضریب همبستگی) برابر با ۰/۱۵۷ است که براساس واژه‌های توصیفی مربوط به میزان ضرایب همبستگی در جدول ۴، معادل همبستگی "بسیار کم" می‌باشد. مطابق داده‌های جدول ۳ بیشترین میزان ضریب همبستگی برابر

۵- همبستگی کیفی گسل‌ها و کانه‌زایی

به‌منظور بررسی میزان ارتباط میان گسل‌های موجود در کانسار سرب‌وروی عمارت و کانه‌زایی در منطقه بصورت کیفی، نقشه‌های دوبعدی مبتنی بر شبکه گسل‌ها (شکل ۵) و نقشه‌های هم‌عیار مجموع سرب‌وروی کانسار (شکل ۱۰) برای هر تراز ارتفاعی بطور نظیره‌نظیر با یکدیگر مقایسه شدند. مقایسه شکل‌ها نشان می‌دهد که بطور کلی در ترازهای ارتفاعی مختلف، روند پیدایش و نهشته‌شدن ماده معدنی (کانه‌زایی) از روند تمرکز فراوانی خطوط گسلی تبعیت می‌کند، ولی در بخش‌هایی که تمرکز فراوانی خطوط گسلی بالاست، لزوماً میزان عیار ماده معدنی زیاد نیست؛ همچنین در بخش‌هایی که تمرکز فراوانی خطوط گسلی پایین است، میزان عیار ماده معدنی کم نیست. به عبارت دیگر بطور کیفی ارتباط مستقیمی بین حضور ماده معدنی و وجود گسل دیده می‌شود، ولی فراوانی تعداد گسل‌ها در هر منطقه در میزان عیار ماده معدنی آن منطقه تاثیر چندانی ندارد. البته این امر با رگه‌ای نبودن نوع کانسار سرب‌وروی عمارت همخوانی دارد؛ کما اینکه قبلاً استراتژی باندبودن نوع کانسار تایید شده است.

همچنین با توجه به شکل ۱۰ مشاهده می‌شود که بطور کلی تمرکز و انباشت ماده معدنی در نیمه شرقی محدوده کانسار، از نیمه غربی بیشتر است. شکل‌های ۴ تا ۹ نیز همگی نشان از فراوانی بیشتر تعداد گسل‌ها در نیمه شرقی محدوده دارند. این بدان معنی است که پیدایش ماده معدنی، با حضور و تعداد گسل‌ها در منطقه، ارتباط مستقیم دارد. یعنی این گسل‌ها در ترازهای ارتفاعی مختلف با کانه‌زایی ماده معدنی در

1- Pearson correlation coefficient



شکل ۱۰: نقشه طبقاتی هم‌عیار مجموع سرب‌وروی ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۴-۱۹۶۸ متر (به ترتیب از بالا به پایین) کانسار سرب‌وروی عمارت.

جدول ۲: مشخصات شبکه‌های درون‌یابی ایجادشده به‌منظور تعیین همبستگی در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت.

تعداد گره‌ها	اندازه شبکه (متر)	تراز ارتفاعی (متر)
۲۴۲	۵×۵	۲۰۳۲
۷۳۵	۵×۵	۲۰۲۴
۸۰۶	۱۰×۱۰	۱۹۹۸
۸۴۰	۱۰×۱۰	۱۹۸۸
۹۶۰	۱۰×۱۰	۱۹۷۸
۹۶۰	۱۰×۱۰	۱۹۶۴-۱۹۶۸

جدول ۳: میزان همبستگی خطی بین تعداد گسل‌ها با عیار ماده معدنی (مجموع سرب‌وروی) در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت.

میزان ضریب همبستگی	تراز ارتفاعی (متر)
۰/۰۲۳	۱۹۶۴-۱۹۶۸
۰/۲۲۸	۱۹۷۸
-۰/۰۶۳	۱۹۸۸
۰/۰۶۸	۱۹۹۸
۰/۱۵۷	۲۰۲۴
-۰/۰۴	۲۰۳۲

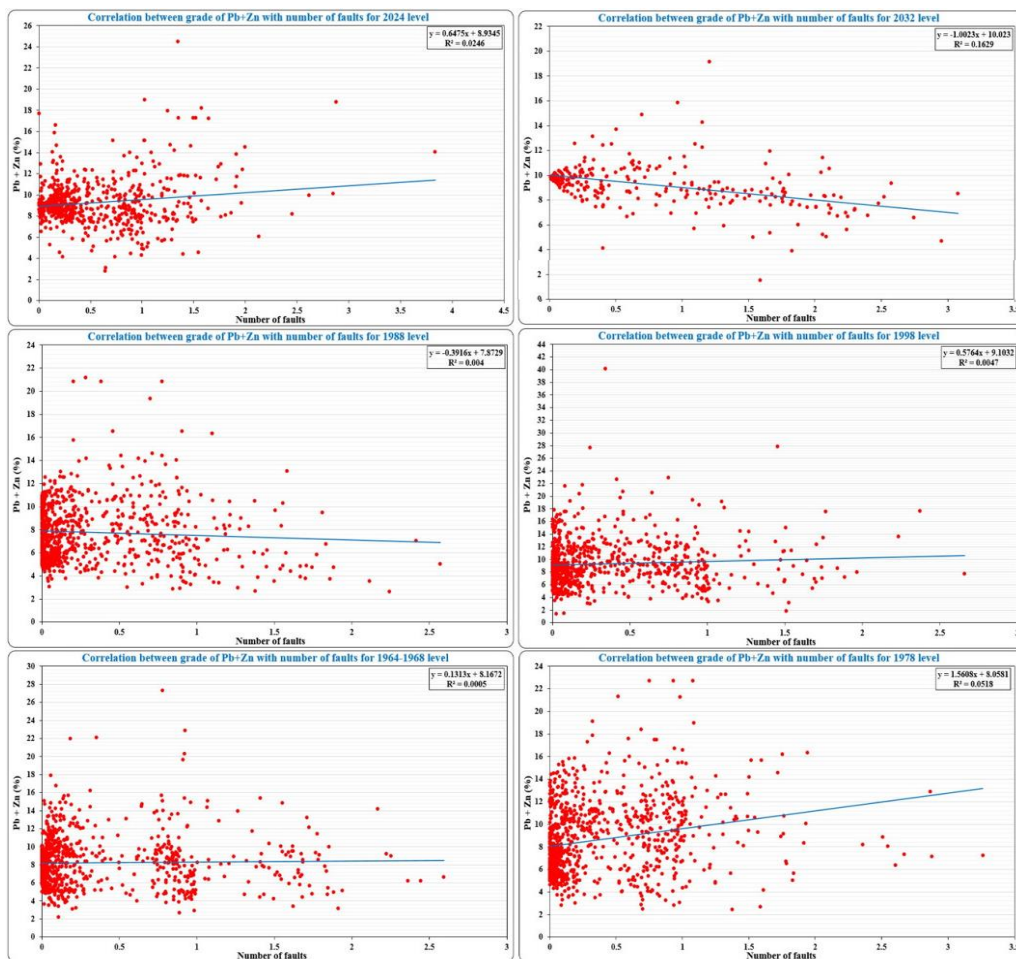
با ۰/۲۲۸ مربوط به تراز ارتفاعی ۱۹۷۸ متر و کمترین مقدار برابر با ۰/۰۴- مربوط به تراز ارتفاعی ۲۰۳۲ متر است. در واقع در تراز ارتفاعی ۲۰۳۲ متر ضریب همبستگی بین داده‌های تعداد گسل‌ها با عیار ماده معدنی نسبت به ترازهای ارتفاعی دیگر بطور وارونه، بیشینه است؛ یعنی در این تراز ارتفاعی نه تنها هیچ ارتباط مستقیمی بین تعداد گسل‌ها با عیار ماده معدنی وجود ندارد، بلکه تمرکز فراوانی خطوط گسلی با میزان عیار ماده معدنی رابطه وارون دارد. به عبارت دیگر با افزایش فراوانی خطوط گسلی، میزان عیار ماده معدنی کاهش می‌یابد. احتمالاً در این تراز ارتفاعی که در حال حاضر بالاترین تراز ارتفاعی منطقه است، گسل‌های سطحی ثانویه رخ داده‌اند که نه تنها هیچگونه کانه‌زایی پریکاری درون آنها رخ نداده است، بلکه موجب جابجایی ماده معدنی از محل اصلی خود نیز شده‌اند. همچنین مقادیر عددی داده‌های ضریب همبستگی جدول ۳، نتایج مقایسه میزان همبستگی کیفی نقشه‌های دوبعدی مبتنی بر شبکه گسل‌ها و نقشه هم‌عیار مجموع سرب‌وروی ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت را تایید می‌کند.

جدول ۴: واژه توصیفی مربوط به میزان ضریب همبستگی بین دو متغیر (احمدی، ۱۳۷۹؛ Banks, 2014).

میزان همبستگی	۰-۰/۲	۰/۰-۲۱/۴	۰/۰-۴۱/۷	۰/۰-۷۱/۹	۰/۱-۹۱
واژه توصیفی	بسیار کم	کم	متوسط	زیاد	بسیار زیاد

داده‌های اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده، بسیار ضعیف است. با توجه به مقادیر ضریب تعیین در نمودارهای شکل ۱۱ و اطلاعات جدول ۴ مشاهده می‌شود که در تمام ترازهای ارتفاعی کانسار سرب‌وروی عمارت (بجز تراز ارتفاعی ۱۹۷۸ متر)، میزان همبستگی بین داده‌های تعداد گسل‌ها و عیارسنجی مجموع سرب‌وروی "بسیار ضعیف" و در تراز ارتفاعی ۱۹۷۸ متر "ضعیف" است. مقدار نسبتاً بالای ضریب تعیین در تراز ارتفاعی ۲۰۳۲ متر (برابر با ۰/۱۵۲۹) نسبت به سایر ترازهای ارتفاعی دیگر کانسار هم معرف میزان همبستگی "متوسط" است که البته با توجه به شکل هندسی و ضریب زاویه خط راست، بیانگر میزان همبستگی از نوع وارون بین داده‌های تعداد گسل‌ها و عیارسنجی مجموع سرب‌وروی است.

در شکل ۱۱ نیز نمودار پراکندگی داده‌های عیارسنجی مجموع سرب‌وروی در مقابل تعداد گسل‌های موجود برای ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۴-۱۹۶۸ متر کانسار سرب‌وروی عمارت (در محدوده‌های شبکه‌بندی شده یکسان) نشان داده شده است. در این نمودارها شکل هندسی و معادله خط راست مبین میزان همبستگی خطی بین داده‌ها نیز نمایش داده شده است. البته در گوشه بالا سمت راست این نمودارها بجای میزان ضریب همبستگی، مقدار ضریب تعیین که متداول‌تر است، آورده شده است. معیار ضریب تعیین نشان‌دهنده میزان انطباق مقادیر اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده (محاسباتی) است که بهترین حالت آن به‌ازای مقدار برابر با یک است و اگر صفر باشد، یعنی میزان همبستگی



شکل ۱۱: نمودار پراکندگی داده‌های عیار مجموع سرب‌وروی در مقابل تعداد گسل‌ها برای ترازهای ارتفاعی ۲۰۳۲، ۲۰۲۴، ۱۹۹۸، ۱۹۸۸، ۱۹۷۸ و ۱۹۶۴-۱۹۶۸ متر کانسار سرب‌وروی عمارت.

۷- نتیجه‌گیری

در این پژوهش به منظور تعیین ارتباط میان گسل‌های موجود در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار سرب‌وروی عمارت اراک با کانه‌زایی در منطقه بطور کیفی و کمی، از الگوریتم‌های ریاضی کاربردی در علوم زمین با استفاده از یک سری فرآیندهای محاسباتی استفاده شد. نتایج پژوهش حاضر نشان می‌دهد که بطور کلی در ترازهای ارتفاعی مختلف، روند پیدایش و نهستگی ماده معدنی از روند تمرکز فراوانی خطوط گسلی تبعیت می‌کند، ولی در بخش‌هایی که تمرکز فراوانی خطوط گسلی بالاست، لزوماً میزان عیار ماده معدنی زیاد نیست؛ همچنین در بخش‌هایی که تمرکز فراوانی خطوط گسلی پایین است، میزان عیار ماده معدنی کم نیست. به عبارت دیگر بطور کیفی ارتباط مستقیمی بین حضور ماده معدنی و وجود گسل دیده می‌شود، ولی فراوانی تعداد گسل‌ها در هر منطقه در میزان عیار ماده معدنی آن منطقه تاثیر چندانی ندارد. بطور کلی تمرکز و انباشت ماده معدنی در نیمه شرقی محدوده کانسار، از نیمه غربی بیشتر است؛ فراوانی تعداد گسل‌ها نیز در نیمه شرقی محدوده بیشتر است. این بدان معنی است که پیدایش ماده معدنی، با حضور و تعداد گسل‌ها در منطقه، ارتباط مستقیم دارد. همچنین میزان ضریب همبستگی خطی بین تعداد گسل‌ها و عیار ماده معدنی در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار بطور متوسط برابر با ۰/۱۵۷ است که براساس واژه‌های توصیفی، معادل همبستگی "بسیار کم" می‌باشد. در واقع نتایج بررسی میزان همبستگی کمی در ترازهای ارتفاعی مختلف کانسار، نتایج بررسی همبستگی کیفی را تایید می‌کند. براساس نتایج پژوهش حاضر به دلیل فراوانی تعداد گسل‌ها در کانسار سرب‌وروی عمارت و تمرکز عمده ماده معدنی درون گسل‌ها در این کانسار، پیشنهاد می‌شود هنگام عملیات استخراج در مواردی که رگه یا لایه معدنی گم شود (که اغلب در اثر گسل خوردگی منطقه این اتفاق می‌افتد)، به منظور ردیابی رگه یا لایه گم شده ابتدا موقعیت گسل‌های واقع در نزدیکی دیواره‌های تونل تعیین شود، سپس چال‌های اکتشافی افقی ردیاب در گسل‌های اطراف دیواره تونل حفر شود. این کار منجر به دستیابی به نتیجه مطلوب در مدت زمان کوتاه خواهد شد. نتایج این پژوهش برای

کلیه کاربران علوم زمین در زمینه اکتشاف و استخراج مواد معدنی (شامل مهندسی معدن، زمین‌شناسان، معدن‌کاران و معدن‌داران) بویژه آن دسته از مواد معدنی فلزی که در اعماق زیاد و در محیط‌های زمین‌شناسی فعال از نظر تکنیکی شکل گرفته‌اند، قابل استفاده خواهد بود.

منابع

احمدی، ر.، ۱۳۷۹. ارزیابی کانسار تپه سرخ با استفاده از تلفیق داده‌های اکتشافی به روش همبستگی زمین‌آماري داده‌ها، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان.
شهاب‌پور، ج.، ۱۳۹۴. زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۸ صفحه.
علیرضایی، س.، ۱۳۹۵. زمین‌شناسی کانسارها، موسسه انتشارات امیرکبیر، ۹۸۴ صفحه.
فرجی، ک.، ۱۳۸۸. طرح استخراج کانسار سرب و روی عمارت: گزارش ارائه شده توسط شرکت صنعتی و معدنی شاهین، ۳۰ ص.
کریم‌پور، م.ح.، سعادت، س.، ۱۳۸۱. زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی: ویرایش جدید (با اصلاحات و اضافات)، ارسلان: انتشارات مشهد، ۵۳۶ صفحه.
کوهساری، ا.ح.، ۱۳۹۳. زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه یزد، ۳۸۰ صفحه.
گوهری انارکی، م.، تدین، م.، ندیمی، ع.، کتال، ر.، ۱۴۰۰. تکامل ساختاری پس از ائوسن محدوده معدنی قله کفتران و بررسی ارتباط بین ساختارها و کانه‌زایی سرب-روی و مس، شمال گسل تروود، فصلنامه زمین‌ساخت، سال پنجم، شماره ۲۰، ۷۷-۹۵.
ملاک‌پور، ح.، ۱۳۸۸. گزارش عملیات اکتشافی معدن عمارت، شرکت صنعتی و معدنی شاهین.
نجف‌زاده، ع.، خلیلی مبرهن، ش.، احمدیان، ج.، ۱۳۹۰. زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۴۲۸ صفحه.
یعقوب‌پور، م.ع.، ۱۳۹۰. مبانی زمین‌شناسی اقتصادی، مرکز نشر دانشگاهی، ۲۷۶ صفحه.

Adi Gunawan, M., Roni Cahya, S. and Heri, S., 2019. Fracture Analysis of Uranium-Bearing Rock in Eko-Remaja Exploration Tunnel at Depth 50-200 Meters, Kalan, West Kalimantan, Journal of Physics:

Conference Series 1363 012013 DOI 10.1088/1742-6596/1363/1/012013, 1-6.

Banks, J., 2014. Discrete-event system simulation, 5th edition, Pearson, 560 pages.

Ehya, F., Lotfi, M. and Rasa, I., 2010. Emarat carbonate-hosted Zn–Pb deposit, Markazi Province, Iran: A geological, mineralogical and isotopic (S, Pb) study, *Journal of Asian Earth Sciences*, 37, 186–194.

<http://www.rockware.com/Rockworks2022>

Lu, Y., Li, X., Liu, Y. and Leng, J., 2021. The Establishment of Ore-controlling Fracture System of Baoginshan Gold Mine Based on Fracture-Tectonic Analysis, *Mobile Information Systems*, <https://doi.org/10.1155/2021/5887680>, 1-9.

Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012. Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration, *International Geology Review*, 54 (14), 1649-1672.

Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2013. Metallogeny of Permian–Triassic carbonate-hosted Zn–Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration, *Australian Journal of Earth Sciences*, 60 (2), 197-216.

Rastad, E., 1981. Geological, mineralogical, and ore facies investigations on the Lower Cretaceous stratabound Zn-Pb (Ba-Cu-) deposits of the Irankuh Mountain range, Esfahan, West Central Iran, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 334 page.

Schober, P., Boer, C. and Schwarte, L., 2018. Correlation Coefficients: Appropriate Use and Interpretation *Anesthesia & Analgesia*, 126 (5), 1763-1768.

Tagwai, M.G., Jimoh, O.A., Ariffin, K.S. and Abdul Razak, M.F., 2021. Investigation based on quantified spatial relationships between gold deposits and ore genesis factors in northeast Malaysia, *Journal of Spatial Science*, 66 (2), 229-252.



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۲

doi 10.22077/JT.2023.6584.1160

بررسی الگوی شکستگی‌ها در نزدیکی پهنه برخوردی زاگرس: مطالعات سنجش از دور، ساختاری و ارتباط با کانه زایی

سید معین هاتفی^۱، علیرضا ندیمی^{۲*}

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۰۱
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۲۰

منطقه سورمق در حاشیه شمال شرقی کمربند کوهزایی زاگرس که به عنوان منطقه مورد پژوهش انتخاب گردیده، شامل گسترش قابل توجهی از شکستگی‌ها و معادن مهم می‌باشد که به نظر می‌رسد ارتباطی بین آنها وجود دارد. منطقه سورمق از نظر ساختاری در بخش مرکزی پهنه سندج-سیرجان و در فاصله نزدیکی با راندگی اصلی زاگرس واقع شده است. استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور، از جمله ۱- ترکیب‌های رنگی کاذب مختلف به منظور بارزسازی خطواره‌ها و شناسایی الگوی گسل‌ها و ۲- ترکیب‌های رنگی کاذب به همراه نسبت‌گیری‌های بانندی در کنار آنالیز مؤلفه‌های اصلی به منظور مشخص‌سازی پهنه‌های دگرسانی برای شناسایی کانسار منگنز، اطلاعات ارزشمندی در مورد ارتباط بین پهنه‌های دگرسانی و الگوی گسل‌ها ارائه کرد. بررسی الگوی گسل‌ها با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و همچنین کنترل آن‌ها در مطالعات میدانی، چهار جهت کلی شامل E-W و N-S، NE-SW، NW-SE را نشان داد. نقشه تراکم گسل‌ها و گره‌های ساختاری برای شناسایی کانی‌زایی تهیه شد. براساس آنالیز فرای گره‌های ساختاری، سمت همگرایی به طور میانگین با راستای NE-SW (۲۲۰-۰۴۰) بدست آمد. تطبیق الگوی تراکم گسل، کانی‌زایی و نواحی دگرسانی با یکدیگر به شناسایی مناطق با عیار کانی‌زایی کمک کرد. در نقاطی که گسل‌های کششی با سایر گسل‌ها به ویژه گسل‌های پی‌سنگی طولی تلاقی دارند، مکان‌های مناسبتری برای کانی‌زایی و جایگزینی کانی‌ها تشکیل شده است. اندیس‌های معدنی با تراکم و غنای بالا بیشتر در نواحی خرد شده گسلی و در ارتباط با گسل آباده و سورمق و تلاقی با گسل شمالی-جنوبی گشار متمرکز هستند و با کاهش فراوانی گسل‌ها از میزان اندیس‌های معدنی کاسته می‌شود.

واژه‌های کلیدی: سنجش از دور، کانی‌زایی، ساختارهای شکننده، پهنه برخوردی، کمربند کوهزایی زاگرس.

* ایمیل: a.nadimi@sci.ui.ac.ir

تلفن تماس: ۰۹۱۳۱۱۳۴۴۲۳



Study of fracture patterns near the Zagros Collisional Zone: remote sensing and structural studies and the relation with mineralization

SeyedMoein Hatefi¹, Alireza Nadimi^{2*}

1- MSc, Department of Geology, University of Isfahan, Iran

2- Assistant prof., Department of Geology, University of Isfahan, Iran

Abstract

The Surmaq region on the northeastern margin of the Zagros Orogenic Belt, which was chosen as the research area, includes a significant expansion of fractures and important mines, which seems to be related. Structurally, the Surmaq region is located in the central part of the Sanandaj-Sirjan zone and close to the Main Zagros Thrust. The use of remote sensing techniques, including 1-various false color combinations in order to highlight the lineaments as well as possible and identify the fault patterns and 2-false color combinations along with band ratios in addition to analysis the principle components in order to identify different alteration zones for manganese deposits identifications, provide valuable information about the relation between the alteration zones and the fault patterns. Study of the fault patterns using satellite images as well as their control in field studies showed four general directions. The map of faults density and structural nodes were prepared for identifying mineralization. Based on the Fry analysis of structural nodes, the convergence direction was obtained about NE-SW (040-220). Comparing the pattern of fault density, mineralization, and alteration zones with each other helped to identify areas with mineralization grades. In places where extensional faults intersect with other faults, especially longitudinal basement faults, more suitable places have been formed for mineralization and mineral replacement. Mineral indices with high density and richness are mostly concentrated in the fractured area of the faults and mostly in connection with the Abadeh and Surmaq faults and the junction with the N-S-trending Gashar Fault.

Keywords: Remote Sensing, Mineralization, Brittle Structures, Collisional zone, Zagros Orogenic Belt.

*Email: a.nadimi@sci.ui.ac.ir

Tel: +989131134423

زاگرس قرار دارد (شکل ۱). گسل اصلی این منطقه گسل آباده می‌باشد که دارای امتداد شمال غرب- جنوب شرق است و مؤلفه اصلی حرکتی معکوس دارد (ارفع نیا، ۱۳۸۹). در پهنه اصلی گسل و همچنین در پهنه‌های برشی وابسته به گسل آباده ذخایر فراوانی از منگنز برجای گذاشته شده است که از هندسه گسل و گسل‌های فرعی وابسته به آن پیروی می‌کنند. مطالعات و پیشینه تحقیقاتی منطقه مورد مطالعه، محدود به مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی (موسوی، ۱۳۹۰) بوده؛ و مطالعات سنجش از دور مهمی به منظور شناسایی گسل‌ها، پهنه‌های دگرسانی و بررسی‌های دقیق ساختاری جهت تعیین ارتباط گسل‌ها و شکستگی‌ها با کانی‌سازی و دگرسانی در منطقه صورت نگرفته است. از جمله مطالعات زمین‌ساختی که در اطراف این منطقه صورت پذیرفته، می‌توان به مطالعات مورفوتکتونیک اشاره نمود که به بررسی تکتونیک و ساختارهای گسلی فعال منطقه اقلید پرداخته است (از جمله ارفع نیا، ۱۳۸۹، و ۱۳۹۱). از مطالعات ساختاری اخیر که در این منطقه به بررسی تأثیر کوهزاد زاگرس و تأثیر حرکت صفحه عربی و شناسایی کمربند فشارشی چپگرد پرداخته، می‌توان به قنبریان و همکاران (Ghan- barian et al., 2021) اشاره نمود.

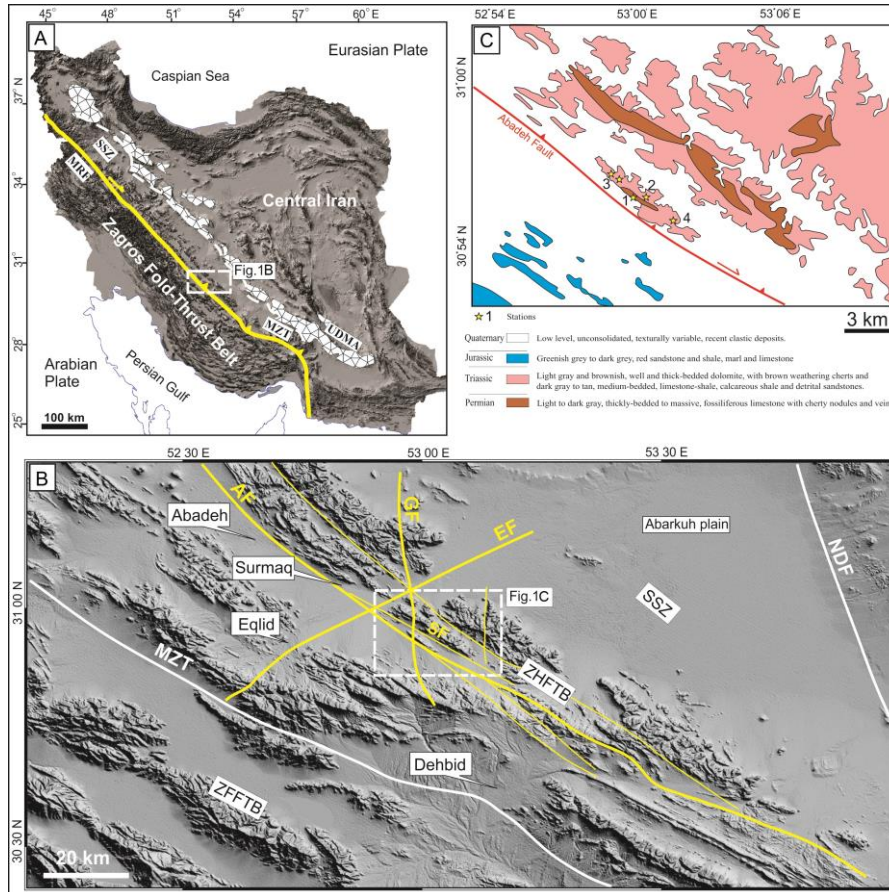
منطقه مورد بررسی در جنوب شرق سورمق، شهرستان آباده، در حاشیه شمال شرقی راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. در این پژوهش، با استفاده از روش‌های مطالعه داده‌های سنجش از دور و انجام فیلترگذاری‌های مختلف، به همراه تلفیق نتایج با بررسی‌های صحرایی، علاوه بر شناسایی ساختارهای گسلی اصلی و فرعی و پهنه‌های دگرسانی، به ارتباط آن‌ها با یکدیگر نیز با هدف ایجاد الگویی به منظور شناسایی مناطق مستعد وجود ماده معدنی پرداخته شده است. هدف از این پژوهش، بررسی ساختارهای زمین‌ساختی و تأثیرات آن بر روی گسترش پهنه‌های دگرسانی است. همچنین با بررسی فازهای مختلف گسلش، تقدم و تأخر آن‌ها به درک بهتر از کانی‌زایی در ارتباط با تکتونیک ناحیه‌ای کمک می‌کند. به علاوه، بررسی گسل‌ها در ایجاد کانسارها به خصوص کانسارهای هیدروترمال و نحوه پیدایش آن‌ها، به شناسایی گسل‌های جدید و به خصوص گسل‌های اصلی ناحیه کمک می‌کند.

۱- مقدمه

امروزه سنجش از دور در مطالعات زمین‌شناسی حائز اهمیت است بطوری که این فناوری می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد مطالعات ساختاری و اقتصادی از جمله استخراج خطواره‌ها، شناسایی پهنه‌های دگرسانی، پدیده‌های ژئومورفولوژیکی مختلف و اطلاعات ارزشمند دیگری در اختیار قرار دهد (Yet- kin, 2003, Pour and Hashim, 2012). سابقه شناسایی پهنه‌های دگرسانی با استفاده از داده‌های سنجش از دور به دهه ۷۰ میلادی بر می‌گردد (Hellman and Ram- sey, 2004). یکی از عوامل مهم و مؤثر در کانه‌زایی در هر ناحیه، گسلش و شکستگی‌های موجود می‌باشند که در حقیقت راهی برای نفوذ سیالات کانه‌دار هستند. اغلب کانه‌زایی‌ها در مناطق با شکستگی بالا و به ویژه در محل تلاقی این شکستگی‌ها اتفاق می‌افتد (Sa- bins, 1999). پهنه‌های گسلی با اشکال مختلف همانند راهرو، گذرگاه، سد و مانع در برابر سیالات کانی ساز عمل نموده و می‌توانند نقش مهمی در هدایت و شکل‌گیری کانی‌سازی داشته باشند (Berger and Drew, 1997, Tosdal, 2001, Drew, 2006).

یکی دیگر از موارد گسترده در به کارگیری داده‌های سنجش از دور، نقشه برداری واحدهای سنگی و شناسایی مناطق دگرسان شده مرتبط با تشکیل کانسار است. پژوهشگرانی چون (Abrams, et al., 1983, Rajen- dran and Nasir, 2013, Tangestani, et al., 2008) از روش‌های مختلف پردازش تصاویر به منظور بارزسازی مناطق دگرسان شده با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده ASTER و ETM استفاده کرده‌اند. سنجنده OLI ماهواره لندست ۸ همانند سنجنده ETM با پوشش نسبتاً وسیعی از طیف الکترومغناطیسی، امکان آشکارسازی پهنه‌های دگرسانی و مناطق دارای کانسار را در حد مطلوب فراهم می‌آورد. این پژوهشگران از روش‌های نسبت بانندی، تجزیه مؤلفه‌های اصلی، ترکیب رنگی کاذب، نقشه برداری زاویه طیفی و تجزیه طیفی کانی‌ها به منظور بارزسازی مناطق دگرسان شده و تفکیک واحدهای سنگی استفاده نموده‌اند.

منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان و در نزدیکی حاشیه شمال شرقی کمربند کوهزایی



شکل ۱: الف: نقشه توپوگرافی ایران و موقعیت کوهزاد زاگرس و پهنه‌های ساختاری مجاور آن. اختصارات: SSZ: پهنه سندج-سیرجان، MZT: راندگی اصلی زاگرس، MRF: گسل اصلی عهدحاضر، UDMA: کمان ماگمائی ارومیه- دختر و مستطیل ناحیه آباده- دهبید را نشان می‌دهد (Nadimi and Konon, 2012a). ب: الگوی گسل‌ها در شمال کوهزاد زاگرس، در منطقه سورماق و در تصویر SRTM نشان می‌دهد. گسل‌های اصلی به عنوان پهنه جابجایی اصلی (Principle Displacement Zone) در نظر گرفته شده‌اند. گسل‌های اصلی شامل: MZT، NDF: گسل نائین-دهشیر، AF: گسل آباده، SF: گسل سورماق، GF: گسل گشار و EF: گسل اقلید هستند، اقتباس از: (Nadimi and Konon, 2012a; Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014). براساس طبقه‌بندی Sarkarinejad and Ghanbarian (2014) زیرپهنه‌های ساختاری شامل: ZFFTB- Zagros Foreland Fold-and-Thrust Belt، ZHFTB- Zagros Hinterland Fold-Thrust Belt می‌باشد. ج: نقشه ساده شده ۱:۱۰۰۰۰۰ از منطقه مورد مطالعه، بر گرفته از نقشه ابرکوه، دهبید، اقلید و آباده از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران (GSI). ستاره موقعیت ایستگاه‌های برداشت و اندازه‌گیری را نشان می‌دهد.

پهنه سنندج-سیرجان، در نزدیکی راندگی اصلی زاگرس و بر اساس مطالعه اخیر (Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014) در زیر پهنه کمربند چین-رانده زاگرس داخلی واقع گردیده است (شکل ۱، الف و ب). گسل‌های اصلی و بزرگ این منطقه شامل گسل آباده و سورمق و شکستگی‌های فرعی مرتبط با آن‌ها هستند. راستای گسل‌های اصلی پهنه سنندج-سیرجان در نواحی مرکزی، عموماً راستای شمال غربی- جنوب شرقی با سازوکار معکوس و راستگرد دارند و بیرون‌زدگی واحدهای سنگی نیز از آن تبعیت می‌کنند (Nadimi and Konon, 2012a, b). پیرو روند این پهنه ساختاری که به موازات حاشیه جنوب غربی ایران مرکزی است و در شمال شرقی راندگی اصلی زاگرس قرار دارد، مجموع عناصر ریخت‌شناسی و ساختاری ناحیه مانند رخنمون‌ها، محور چین‌ها و گسل‌های اصلی، روند شمال غرب-جنوب شرق دارند. حرکات برشی راستگرد گسل‌های موجود در منطقه، ممکن است سبب چرخش روند برخی از واحدهای سنگی شده باشد که نتیجه آن، پدید آوردن ساختارهایی با راستاهایی از جمله شرقی- غربی است. اکثر واحدهای سنگی گوناگون به شکل ورقه‌ای، رانده شده‌اند. بر پایه مطالعات انجام شده Berberian and King 1981 و Arfania and an, 1977. Berberian and King 1981، Shahriari, 2009، راندگی اصلی زاگرس و گسل آباده، دو مرز ساختاری در منطقه مورد مطالعه هستند. گسل اصلی زاگرس در منطقه موجب شده است تا نهشته‌های آهکی- ماری الیگو-میوسن بر روی نهشته‌های آهکی ژوراسیک بالایی و در برخی بخش‌ها بر روی نهشته‌های کنگلومرای پلیو- پلیستوسن قرار گیرد. در بخش شمال شرقی منطقه سورمق، بروزدهایی از ماسه‌سنگ و شیل همراه با تناوبی از آهک‌های الیگومیوسن و کنگلومرای قرمز میوسن است که شباهت محسوسی به ویژگی‌های زمین‌شناختی ایران مرکزی دارد. بخش جنوب غربی این ناحیه، بروزدها بیشتر شامل سنگ‌های دوران اول از جمله سنگ‌های آذرین و دگرگونی، دولومیت‌های دگرگون شده، میکاشیست، آهک‌های رس‌دار می‌باشد (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اقلید). بدین ترتیب، گسل آباده، مرز بین دگرگونی‌های ژوراسیک واقع شده در منطقه سنندج-سیرجان و نهشته‌های رسوبی پالئوزوئیک و اوایل مزوزوئیک را تشکیل داده است.

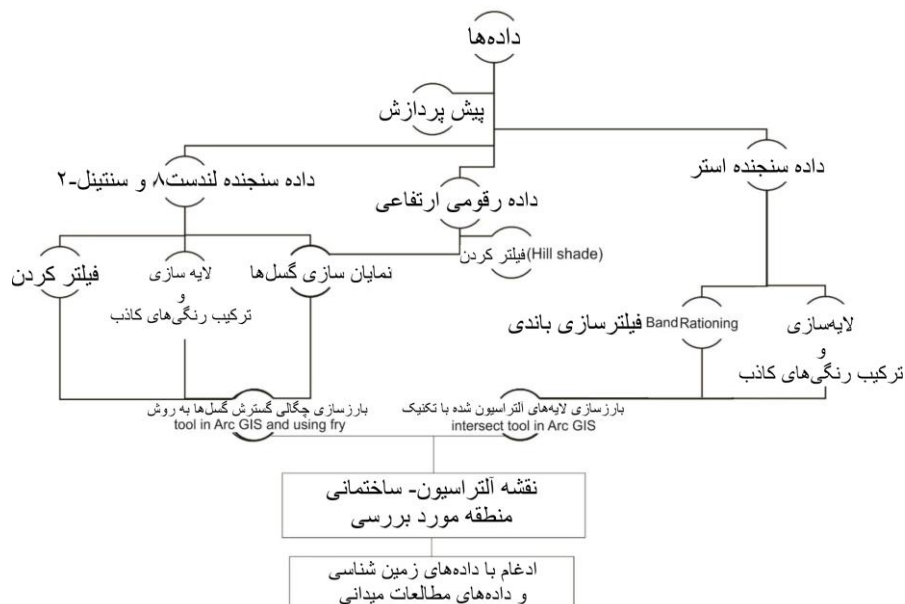
۲- مواد و روش مطالعه

تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ با پوشش زیاد منطقه و همچنین امکان ترکیب باند پنکروماتیک با دیگر باندها به همراه کمترین نویز و اختلال این امکان را فراهم آورده‌اند که مطالعات ساختاری مناسبی از طریق این تصاویر به روش سنجش از دور انجام گردد. تصاویر Sentinel-2 نیز با قدرت تفکیک ۱۰*۱۰ متر برای بررسی خطواره‌های زمین‌ساختی مناسبند تا بتوان در نواحی دارای جاده و ترانشه، در کنار دیگر تصاویر از بروز اشتباه در برداشت ساختارها جلوگیری نمود. تصاویر ماهواره‌ای ASTER نیز برای بررسی‌های آلتراسیون بسیار قوی و با کیفیت عمل می‌کنند. تصاویر رقومی ارتفاعی نیز با اعمال فیلترهای مناسب نیز در شناسایی ساختارهای خطی کمک شایانی می‌کنند. همه این ویژگی‌ها در کنار هم باعث شد، در این تحقیق از داده‌های سنجنده OLI لندست ۸ و تصاویر ماهواره‌ای سنجنده ASTER به منظور بررسی کانساز منگنز و پهنه‌های دگرسانی موجود در منطقه مورد مطالعه، واقع در بخش جنوب شرقی سورمق استفاده شود.

همچنین به منظور بررسی ساختارهای شکننده، جهت افزایش سطح کیفیت تصاویر ماهواره‌ای و بهبود هرچه بهتر برداشت‌های ساختاری، تصاویر ماهواره‌ای سنجنده OLI با داشتن باند پنکروماتیک و قدرت تفکیک مکانی با پیکسل‌های ۱۵*۱۵ متر و تصاویر ماهواره‌ای سنجنده Sentinel-2 با قدرت تفکیک مکانی ۱۰*۱۰ متر در هر پیکسل استفاده گردید. در نتیجه این دو تصویر توانایی بالایی در بارزسازی و آشکارسازی ساختارهای زمین‌شناسی دارند. از تصاویر DEM منطقه نیز جهت برداشت گسل‌ها و شناسایی پهنه‌های شکستگی استفاده گردید. پردازش تمامی داده‌های تصاویر ماهواره‌ای و تحلیل و بررسی آن‌ها از طریق نرم افزارهای ENVI v.5.3 و Arc GIS v.10.4.1 صورت پذیرفت (شکل ۲). در نهایت با ادغام تمامی این داده‌ها و پس از آن انجام مطالعات صحرائی در ایستگاه‌های مختلف دارای کانساز منگنز، منطقه مورد پژوهش از نظر ساختارهای تکنونیک و پهنه‌های دگرسانی شناسایی شده، مورد تحلیل قرار گرفت. بررسی و تحلیل داده‌های ساختاری از طریق نرم‌افزار Faultwinkin v.8.0 و Stereonet v.10.2.9 انجام پذیرفت.

۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه از لحاظ ساختاری در بخش مرکزی



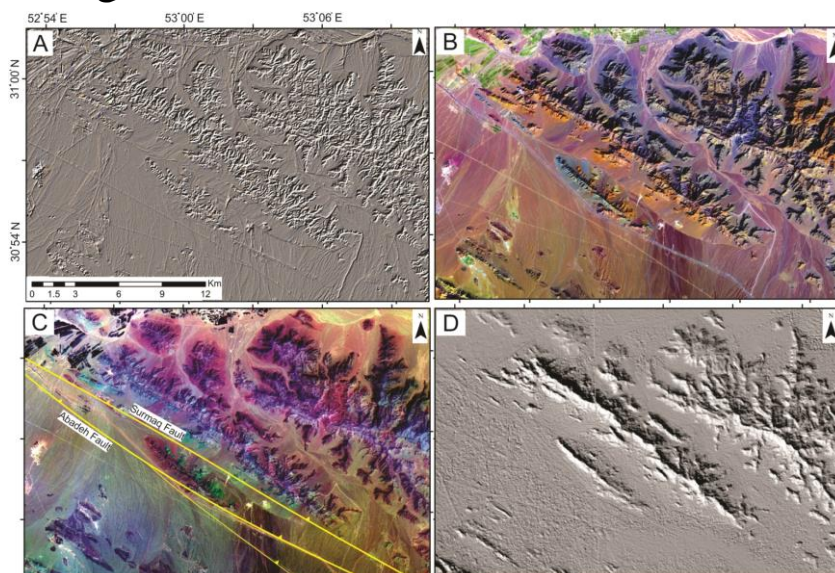
شکل ۲: نمودار روش استفاده از تکنیک‌های مختلف برای بررسی ساختارهای زمین ساختی مرتبط با کانی‌زایی و تهیه نقشه ساختمانی - آلتراسیون که با اقتباس از بیگی و همکاران (Beygi et al., 2021) انجام شد.

همانگونه که توضیح داده شد، تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ با پوشش زیاد منطقه و همچنین امکان ترکیب باند پنکروماتیک با دیگر باندها به همراه کمترین نویز و اختلال این اماکن را فراهم آورده‌اند که مطالعات ساختاری مناسبی از طریق این تصاویر به روش سنجنش از دور انجام گردد. تصاویر Sentinel-2 نیز با قدرت تفکیک ۱۰*۱۰ برای بررسی خطواره‌های زمین ساختی مناسبند تا بتوان در نواحی دارای جاده و ترانشه، در کنار دیگر تصاویر از بروز اشتباه در برداشت ساختارها جلوگیری کنند. تصاویر ماهواره‌ای AS-ter نیز برای بررسی‌های آلتراسیون بسیار قوی و با کیفیت عمل می‌کنند. تصاویر رقومی ارتفاعی نیز با اعمال فیلترهای مناسب در شناسایی ساختارهای خطی کمک شایانی می‌کنند. پیش از پردازش تصاویر ماهواره‌ای Sentinel-2 و سنجنده OLI ماهواره لندست ۸ و تصاویر ماهواره‌ای ASTER، ابتدا تصحیحات هندسی و در برخی موارد تصحیحات رادیومتریک بر روی تصاویر ماهواره‌ای صورت پذیرفت. با استفاده از روش‌های مختلف پردازش، گسل‌ها بارزسازی و شناسایی شدند. در ادامه به منظور بررسی‌های پهنه‌های دگرسانی از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده OLI لندست ۸ و بویژه تصاویر ماهواره‌ای ASTER به دلیل قدرت تفکیک بسیار بالای آن، برای بررسی پهنه‌های دگرسانی و مناطق مستعد حضور منگنز، بهره گرفته شد. در این

بر پایه مطالعه ژئوشیمیایی و کانی‌زایی انجام شده توسط موسوی (۱۳۹۰)، این ناحیه دارای ذخایر مهمی از نهشته‌های منگنز، باریت و خاک صنعتی است که تمامی این نهشته‌ها در منطقه‌ای واقع شده که به صورت یک تاقدیس با محوری با روند شمال غربی-جنوب شرقی است. یال جنوب غربی این تاقدیس را آهک‌های صورتی تا خاکستری تریاس میانی با آثار فسیلی دوکفه‌ای‌ها، تشکیل داده است. مرکز این تاقدیس را برونزدهایی از آهک‌های دولومیتی خاکستری رنگ پرمین به وجود می‌آورد. در این سنگ‌های آهکی، شکستگی‌های متعددی تحت تأثیر تکنیک پدید آمده است. سنگ میزبان ماده معدنی در منطقه سورمق، سنگ آهک با سن پرمین است که به دلیل شرایط خاص زمین‌شناسی و تکنیکی، ماده معدنی منگنز به صورت پیرولولزیت، به ندرت پسیلوملان و در برخی نمونه‌ها کریپتوملان به حالت عدسی و رگه‌ای پدیدار گردیده است (موسوی، ۱۳۹۰). در برخی مناطق زیر لایه‌های آهک دار سنگ رسوبی، یک پهنه آرژیلیکی با راستای ۳۲۰ درجه قرار دارد. در کنار رگه‌های اکسیدی منگنز، لایه‌هایی از اکسید آهن با ترکیبات گوتیت و هماتیت و نیز شیبست‌های رسی شده وجود دارد که دگرسانی آرژیلیکی و هماتیتی و گوتیتی را در معدن منگنز سورمق می‌سازد.

۴- مطالعات سنجنش از دور و نرم‌افزاری ۴-۱- بارزسازی ساختارهای زمین ساختی

OLI لندست ۸ (شکل ۳ الف) و برای ترکیب رنگی کاذب بر روی سنجنده OLI از (RGBi: 7,5,2) استفاده شده (شکل ۳ ب) است. همچنین با استفاده از ترکیب رنگی کاذب (RGB: 2,12,11) بر روی تصاویر ماهواره‌ای Sen-2 (شکل ۳ ج) شکستگی‌ها و خطواره‌های گسلی شناسایی و بارزسازی گردیدند. مطالعات ساختاری این ناحیه پس از پردازش تصاویر ماهواره‌ای در دو مرحله انجام پذیرفت. در مرحله نخست گسل‌های اصلی شناسایی شدند و در مرحله دوم، خطواره‌های گسلی و شکستگی‌های فرعی مشخص شد و در نهایت مورد تحلیل قرار گرفتند. سپس با استفاده از تصویر DEM منطقه مورد مطالعه و پردازش اثر و زاویه تابش خورشید (Hill shade) بر روی آن، خطواره‌های برداشت شده، کنترل و تصحیح گردیدند (شکل ۳ د).



شکل ۳: الف: نتیجه اعمال فیلتر Directional با زاویه ۴۵ درجه، بر روی تصویر سنجنده لندست ۸، ب: ترکیب رنگی کاذب (Beygi et al., 2018) (RGBi: 7,5,2) بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۸، ج: ترکیب رنگی کاذب (RGB: 2,12,11) بر روی تصویر ماهواره‌ای Sentinel-2، د: اعمال فیلتر Hill shade بر روی تصویر DEM به دست آمده از ماهواره ASTER.

به موازات این دو گسل می‌باشند. به نظر می‌رسد، نقش اساسی در تکامل ساختاری منطقه را گسل آباده و سورمق ایفا می‌کنند. الگوی گسل‌های اصلی منطقه نشان‌دهنده ساختارهای مرتبط با بالا آمدگی مانند ساختار گلی مثبت و لنزی شکل در منطقه است (Ghanbarian et al., 2021). علاوه بر آن‌ها، گسترش یک گسل بزرگ و اصلی در منطقه با راستای شمالی- جنوبی مشهود است که در بخش غربی منطقه از شمال تا جنوب با طول حدود ۵۰ کیلومتر گسترش یافته است. به نظر می‌رسد این گسل، تغییر شکل‌های نهایی منطقه را انجام داده و احتمال دارد در کانه‌زایی اثر بسزایی داشته باشد.

مطالعه جهت بارزسازی انواع ساختارهای زمین‌ساختی بر روی تصاویر ماهواره‌ای Sentinel-2 و سنجنده OLI از فیلترهای مختلف استفاده شده است. فیلترهای بالا گذر و لبه (Edge)، مقادیر پیکسل‌هایی که دارای تغییرات ناگهانی در مقادیر درجات خاکستری هستند را تقویت نموده و جزئیات بیشتری از ساختارهای خطی همانند گسل‌ها و شکستگی‌ها، رودخانه‌ها و آبراهه‌ها را بارز می‌نمایند. بنابراین در خروجی این فیلترها ساختارهای خطی بهتر مشاهده می‌شوند. همچنین تصاویر DEM این منطقه نیز کمک شایانی در تشخیص و بارزسازی ساختارهای خطی نمود.

در این پژوهش از فیلترهای بالا گذر از نوع Directional بر روی تصاویر مقیاس خاکستری (Grayscale) سنجنده

با توجه به نقش کنترل‌کنندگی شکستگی‌ها در جایگیری ماده معدنی و گسترش دگرسانی، مناطق مهم گسلش و شکستگی، شناسایی گردید و گسل‌های اصلی منطقه با دقت بیشتری ارزیابی شد. الگوی به دست آمده از گسل‌ها، به طور کلی چهار دسته مهم و اصلی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق، شمال شرق- جنوب غرب، شمالی- جنوبی و شرقی- غربی را نشان می‌دهد که دو دسته اول نسبتاً بیشترین فراوانی را نشان داده‌اند. گسل‌های اصلی این منطقه غالباً موازی با کوهزاد زاگرس گسترش یافته‌اند و شامل گسل‌های آباده و سورمق و چندین گسل دیگر با طول بیش از ده کیلومتر



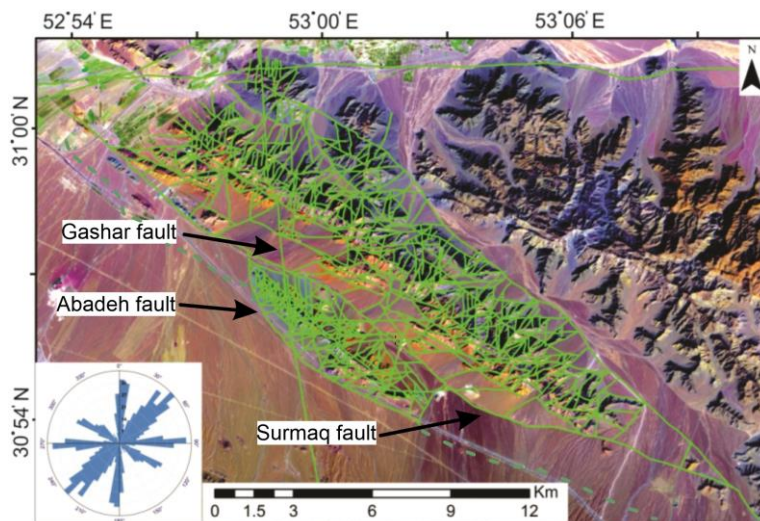
مهم در ناحیه سورمق، گسل‌های با راستای تقریباً شمالی-جنوبی است. راستای غالب این دسته از گسل‌ها با توجه به نمودار گل سرخی ترسیم شده عموماً صفر تا ۱۰ درجه است (شکل ۵ب). این سری از گسل‌ها در منطقه دارای طول زیاد بوده که گاهاً به چند ده کیلومتر نیز می‌رسند و سازوکار راستگرد و یا راستگرد نرمال را نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد این دسته گسل به همراه گسل‌های با راستای موازی کوهزاد زاگرس سبب بالاآمدگی و تشکیل کانساز منگنز هیدروترمال در این منطقه شده‌اند.

دسته شرقی-غربی، گسل‌های با راستای شرقی-غربی، از نظر فراوانی سومین دسته از گسل‌ها را در منطقه تشکیل می‌دهند. راستای غالب این دسته از گسل‌ها با توجه به نمودار گل سرخی ترسیم شده، عموماً ۸۵ تا ۹۰ درجه بوده (شکل ۵ج)، که دارای پراکندگی نسبتاً مناسب با فواصل بیشتر نسبت به سایر دسته شکستگی‌ها هستند. تعداد کمی از این دسته جزو گسل‌های اصلی محسوب می‌گردند. این دسته گسل‌ها با سازوکار معکوس و گاهی همراه با مؤلفه امتداد لغز چپگرد، به نظر می‌رسد نسبت به دیگر شکستگی‌ها تأثیر کمتری بر کانه‌سازی و ایجاد منابع معدنی در منطقه داشته‌اند. دسته شمال غربی-جنوب شرقی، این دسته گسل‌ها به موازات ساختارهای کوهزاد زاگرس گسترش یافته و جزو ساختارهای اصلی و مهم این منطقه به شمار می‌روند. از لحاظ فراوانی در منطقه مورد پژوهش نسبت به دیگر دسته‌ها فراوانی کمتری را در نمودار گل سرخی از خود نشان می‌دهند. راستای غالب این دسته از گسل‌ها با توجه به نمودار گل سرخی ترسیم شده، عموماً ۲۹۵ درجه تا ۳۰۵ درجه بوده و معمولاً طویل، به موازات رانندگی اصلی زاگرس کشیده شده‌اند (شکل ۵د). گسل‌های این دسته با سمت شیب غالب به سمت شمال شرق و سازوکار معکوس و راستگرد تأثیر زیادی در شکل‌گیری مورفولوژی این منطقه داشته‌اند. غالب این گسل‌ها در مقیاس‌های مختلف ساختارهای دم‌اسبی را امتداد مسیر خود نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد این ساختارها نقش مؤثری در جایگزینی کانسارها و منابع معدنی در منطقه دارد و بویژه در محل تلاقی این گسل‌ها با گسل‌های دارای راستای شمالی-جنوبی کیفیت و غنای منابع کانساری و معدنی افزایش یافته است.

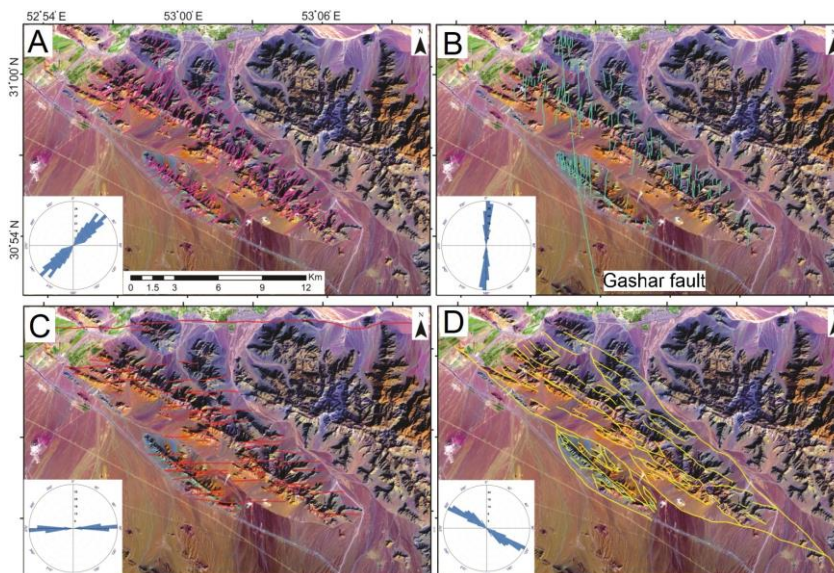
الگوی کلی حاصل از بررسی و بارزسازی دقیق‌تر خطواره‌ها و گسل‌های فرعی در این منطقه (شکل ۴)، نشان می‌دهد که تراکم و تداخل گسل‌ها به خصوص در مرکز و جنوب شرقی منطقه بالا بوده و به سمت شمال و غرب از میزان شدت تراکم و تداخل کاسته می‌شود. با توجه به نمودار گل سرخی به دست آمده از پردازش گسل‌های اصلی، علاوه بر دو پراکندگی عمده در جهت‌های شمال غربی-جنوب شرقی و شمال شرقی-جنوب غربی، دو راستای بسیار جالب و مورد اهمیت دیگر در منطقه شناسایی گردید که ممکن است در کانی‌زائی و گسترش دگرسانی نقش داشته باشند. پراکندگی با راستای شمالی-جنوبی مربوط به یک گسل اصلی است و همانگونه که گفته شد، دارای طول حدود ۵۰ کیلومتر است و در پهنه گسلی اطراف آن نیز ساختارهای موازی با آن بطور فراوان وجود دارند. این گسل از غرب روستای گشار در شمال منطقه مورد بررسی عبور کرده و برای اولین بار در این پژوهش شناسایی و گشار نامیده شد. دسته دیگر، راستای شرقی-غربی دارد و دارای طول کمتری نسبت به دسته قبلی بوده ولی در تقاطع یکدیگر با سایر گسل‌ها قرار دارند و فراوانی بالایی نشان می‌دهند. پهنه‌های برشی متعددی با راستای شرقی-غربی در منطقه سورمق توسط قبریان و همکاران (Ghanbarian et al., 2021) معرفی شده است که غالباً مربوط به تغییر شکل‌های قدیمی‌تر است.

دسته شمال شرقی-جنوب غربی، راستای غالب این دسته از گسل‌ها بر اساس نمودار گل سرخی تهیه شده، عموماً ۴۵ تا ۵۰ درجه بوده و نسبت به دسته گسل‌های دیگر طول کمتری دارند (شکل ۵الف). بیشترین فراوانی گسل‌ها در منطقه، متعلق به این دسته گسلی می‌باشد. این گسل‌ها در راستای سمت همگرایی صفحه عربی نسبت به ایران مرکزی تشکیل شده‌اند و با سازوکار نرمال و چپگرد باعث تشکیل دره‌های عمیق در ارتفاعات پهنه سندانج-سیرجان شده است (از جمله، Nadimi, 2010). گاهاً سازوکار کششی این گسل‌ها، باعث ایجاد ممبر مناسبی جهت انتقال سیالات کانه‌ساز در نواحی اطراف منطقه مورد مطالعه و پهنه ارومیه-دختر شده است (از جمله، Moshtagh, et al., 2016; Beygi, et al., 2018).

دسته شمالی-جنوبی، دسته دیگر از دسته‌های گسلی



شکل ۴: الگوی کلی گسل‌ها و خطواره‌های برداشت شده در منطقه مورد مطالعه به همراه نمودار گل سرخی آن بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ با ترکیب رنگی کاذب (RGB: 7,5,2).



شکل ۵: الگوی گسل‌های برداشت شده در مطالعات سنجش از دور به همراه نمودار گل سرخی آن‌ها بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ با ترکیب رنگی کاذب (RGBi: 7,5,2)، الف: خطواره‌های با روند شمال شرقی- جنوب غربی، ب: خطواره‌های با روند شمالی- جنوبی، ج: خطواره‌های با روند شرقی- غربی، خطواره‌های با روند شمال غربی- جنوب شرقی.

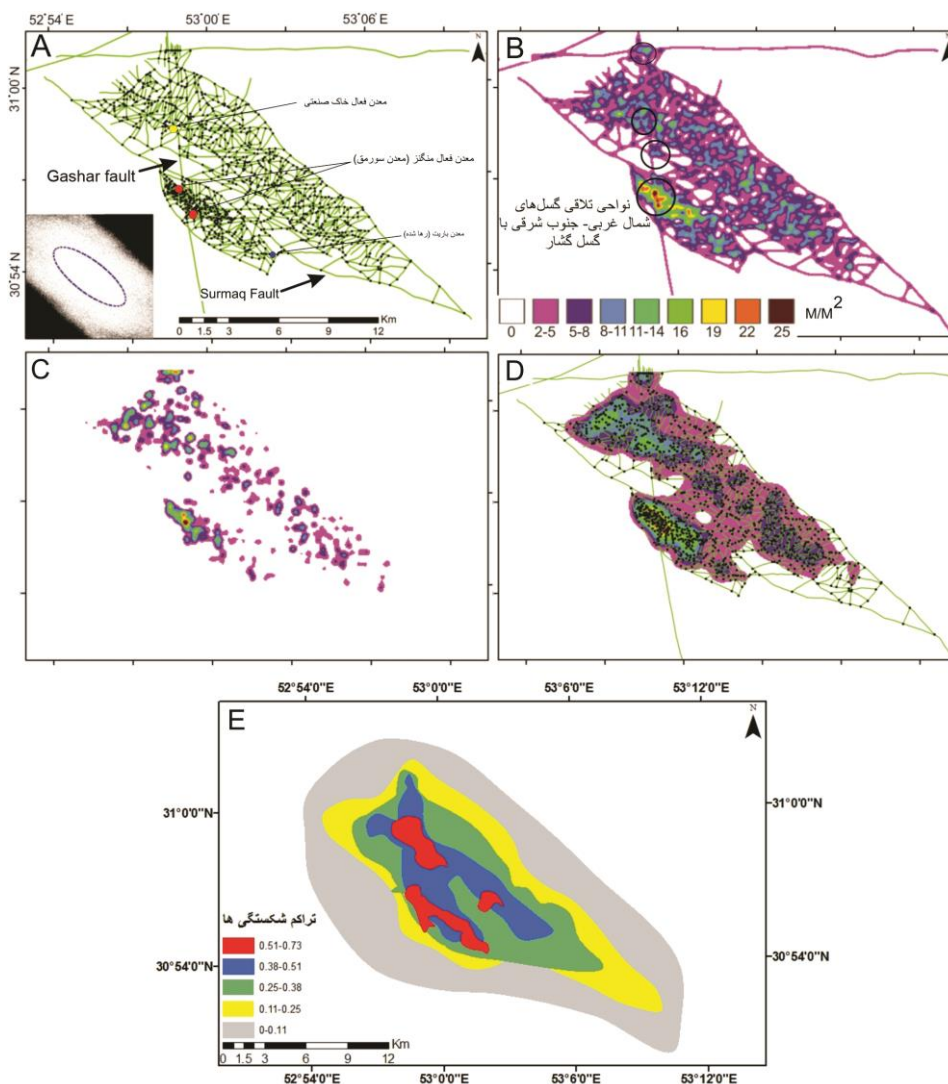
(شکل ۶الف). با توجه به الگوی آنالیز فرای انجام شده بر روی این گره‌ها (Fry, 1979)، راستای گسترش این گره‌ها در جهت شمال غرب- جنوب شرق، و همچنین سمت همگرایی مؤثر بر آن‌ها (آزیموت ۲۲۰ درجه) در این منطقه بدست آمد (شکل ۶الف). نقشه چگالی گسل‌ها بر اساس خطواره‌های گسلی بدست آمده از مطالعات سنجش از دور بر اساس متر به مترمربع (شکل ۶ب) و نقشه چگالی حضور گره‌ها از نقشه گره‌های ساختاری در هر مترمربع تهیه گردید (شکل ۶ج). با تلفیق نقشه‌های چگالی گسل‌ها و چگالی گره‌ها، یک نقشه واحد بدست آمد که

۲-۴- گره‌های ساختاری و درون‌یابی پتانسیل معدنی

با توجه به اهمیت محل تقاطع گسل‌ها و گره‌های ساختاری در منطقه و تأثیر مهم آن‌ها در نحوه جایگیری کانسارهای غنی در ناحیه، با استفاده از پراکندگی و طول گسل‌ها و گره‌های ساختاری چند نقشه تهیه گردید. این نقشه‌ها، نقشه گره‌های ساختاری (شکل ۶الف)، چگالی گسل‌ها (شکل ۶الف)، چگالی گره‌ها (شکل ۶ب) و نهایتاً نقشه تلفیق چگالی گسل‌ها و گره‌ها (شکل ۶ج) را شامل می‌شوند. در ابتدا با در نظر گرفتن محل تقاطع گسل‌ها، نقشه گره‌های ساختاری بین گسل‌ها استخراج گردید

پس از آن در نواحی مرکزی و به سمت شمال غرب منطقه، در نواحی کنتاکت گسل‌های شمال غربی- جنوب شرقی و گسل‌های شمالی-جنوبی، یک روند منسجم و کلی از چگالی بالای پتانسیل کانی زائی وجود دارد که بررسی‌های صحرایی نشان از وجود خاک صنعتی در این نواحی است. در شکل ۶، شکستگی‌های برداشت شده منطقه مورد مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، در شبکه‌ای با اضلاع ۲۰۰ متری تهیه گردید و بر اساس روش ارائه شده توسط موسوی و حسین آبادی (۱۳۹۷)، واحد شدت شکستگی در نرم افزار

بیشترین نواحی که از لحاظ ساختاری شانس تشکیل جایگزینی ماده معدنی دارد را نشان می‌دهد. این نقشه را می‌توان نقشه چگالی پتانسیل کانی زائی بر اساس شواهد ساختاری نامید (شکل ۵۶). در این نقشه به نظر می‌رسد دو دسته گسل با راستاهای شمال غربی- جنوب شرقی و شمالی-جنوبی بر تمرکز کانی زائی تأثیر بیشتری دارد. در نواحی مجاور معدن منگنز سورمق و حوالی گسل‌های سورمق و آباده بیشترین تمرکز چگالی به لحاظ پتانسیل کانی زائی وجود دارد که مطالعات صحرایی نیز این نکته را تأیید کردند.



شکل ۶: الف: الگوی گره‌های ساختاری (محل تلاقی گسل‌ها و خطواره‌ها با یکدیگر) به همراه گسل‌های برداشت شده در مطالعات سنجش از دور (Beygi et al., 2021) به همراه الگوی حاصل از آنالیز فرای (Fry, 1979) گره‌های ساختاری در منطقه مورد مطالعه. ب: نقشه چگالی (متر بر متر مربع) گسل‌های به دست آمده از مطالعات سنجش از دور در منطقه مورد مطالعه. ج: نقشه چگالی به دست آمده از گره‌های ساختاری یا محل تلاقی گسل‌ها (بیشترین میزان حضور ماده معدنی نیز در کنتاکت این مناطق است). د: نقشه چگالی درون‌یابی شده از مطالعه نقشه چگالی گره‌ها و گسل‌های منطقه مورد مطالعه. ه: نقشه هم شدت شکستگی‌ها در منطقه مورد مطالعه.

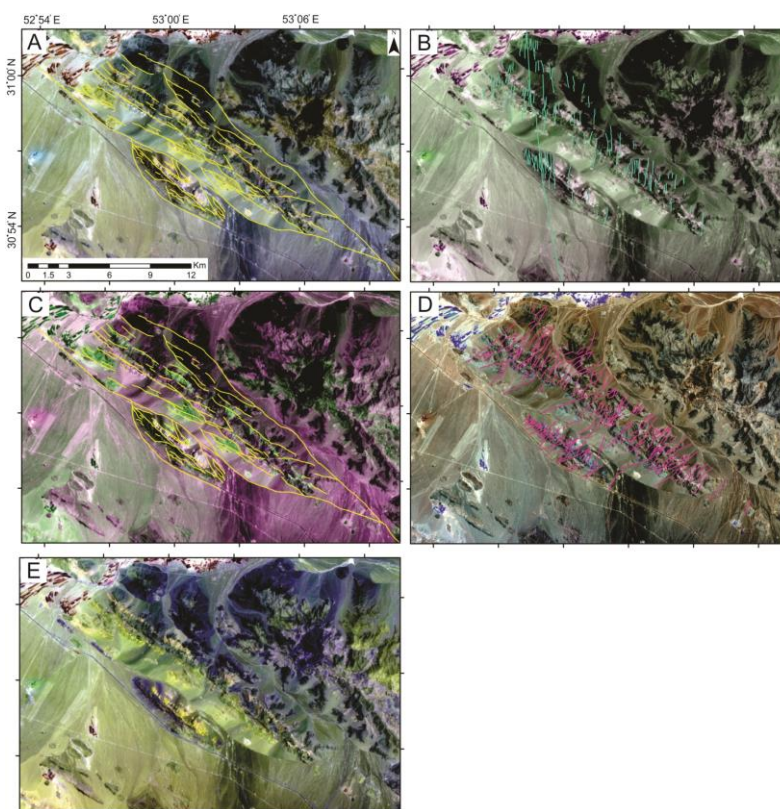
کانی‌های دارای بنیان OH (دگرسانی سربستیک و آرژلیک) به رنگ صورتی و دگرسانی پروپلیتیک به رنگ سبز بارزسازی می‌شوند. علت این امر انعکاس بیشتر کانی‌های دارای بنیان OH در محدوده باند ۴ (نسبت به باندهای ۶ و ۸) و انعکاس بالای کانی‌های کلریت و اپیدوت در محدوده باند ۶ سنجنده ASTER است (Di Tommaso and Rubinstein, 2007). دیگر ترکیب رنگی کاذب استفاده شده (RGB:4,6,4) و (RGB:8,4,8) بر روی تصویر ماهواره‌ای ASTER (شکل‌های ۷ و ج) است که منحنی‌های استاندارد نشان دهنده این است که، کانی‌های هالوزیت، کائولینیت، مسکوویت، پیروفیلیت و دیکیک (شاخص پهنه‌های دگرسانی آرژلیک و فیلیک) در باند ۴ قلمرو SWIR دارای حداکثر انعکاس و در باند ۶ به دلیل جذب، دارای انعکاس پایین است. به علاوه کانی‌های اپیدوت و کلسیت (شاخص پهنه‌های پروپلیتیک) در باند ۴ و ۵ دارای حداکثر انعکاس و در باند ۸ دارای حداقل انعکاس هستند.

GIS با استفاده از ابزار XTools محاسبه گردید. سپس با استفاده از ابزار Geostatistical Analyst در برنامه Arc Map، و از روش کریجینگ ساده، با مدل ارزش گوسی نقشه هم‌شدت شکستگی منطقه ترسیم گردید. از نظر آماری در حدود ۷۰ الی ۸۰ درصد شکستگی‌های منطقه در کلاس شکستگی‌های تراکم نسبتاً زیاد تا زیاد طبقه بندی می‌شوند.

در کنار بررسی شواهد ساختاری منطقه به منظور بررسی تأثیر متقابل تکتونیک و کانی‌زائی در ناحیه، به مطالعه و تحلیل پهنه‌های دگرسانی با تصاویر ماهواره‌ای و صحت‌سنجی آن‌ها در مطالعات صحرایی پرداخته شد که در ادامه به آن اشاره می‌شود.

۳-۴- بارزسازی پهنه‌های دگرسانی

ترکیب رنگی کاذب: به جهت بارزسازی و شناسایی پهنه‌های دگرسانی هیدروترمال، از ترکیب‌های رنگی کاذب، نسبت‌گیری باندی استفاده شد. جهت تفکیک پهنه‌های دگرسانی، از ترکیب رنگی کاذب (RGB: 4,6,8) استفاده گردید (شکل ۷ الف) که در این روش



شکل ۷: الف: ترکیب رنگی کاذب (کتابی و همکاران، ۱۳۹۲) (RGB: 4,6,8) بر روی تصویر ماهواره‌ای ASTER، ب: ترکیب رنگی کاذب (RGB: 4,6,4) بر روی تصویر ماهواره‌ای ASTER، ج: ترکیب رنگی کاذب (RGB: 8,4,8) بر روی تصویر ماهواره‌ای ASTER، د: ترکیب رنگی کاذب (RGB: 4,6,1) بر روی تصویر ماهواره‌ای ASTER، ه: ترکیب رنگی کاذب (RGB: 1,2,3) بر روی تصویر ماهواره‌ای ASTER.



تصویر رنگی RGB به ایجاد یک ترکیب بانندی کاذب پرداخت. بدین ترتیب از جمله ترکیب‌های رنگی می‌توان به (RGB: 4/6,5/8,3/4) اشاره نمود. در این ترکیب رنگی به ترتیب از نسبت بانندی (۶/۴) تصویر ASTER برای بارزسازی کانی‌های رسی و مسکوویت (به رنگ صورتی) به علت انعکاس بالای این کانی‌ها در باند ۴ و جذب بالا در باند ۶، نسبت بانندی (۸/۵) برای دگرسانی پروپلیتیک (به رنگ سبز) به علت انعکاس بالای کانی‌های این پهنه در باند ۵ و جذب بالا در باند ۸ و نسبت بانندی (۴/۳) برای سنگ‌های دگرسان نشده (به رنگ آبی) استفاده می‌شود.

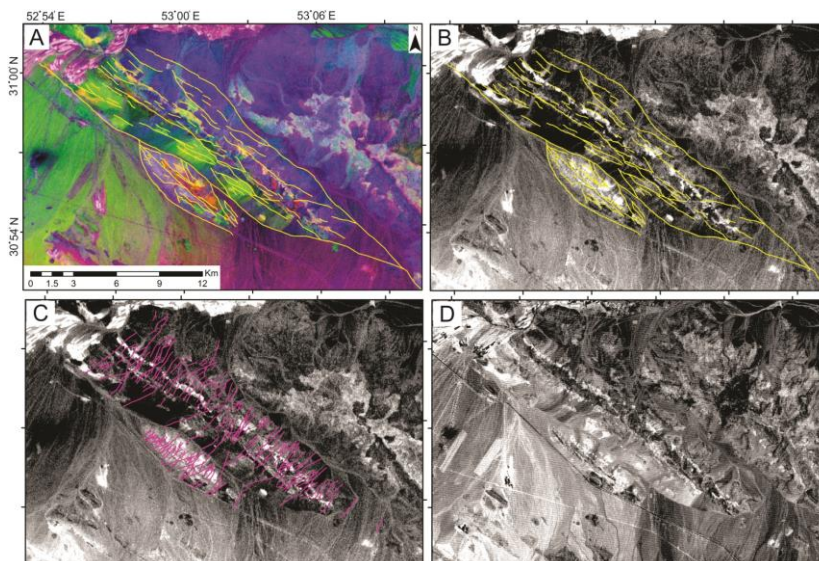
نتیجه پردازش ترکیب رنگی (RGB: 4/6,5/8,3/4) نشان داد که با حرکت به سمت شمال شرق منطقه از میزان دگرسانی کاسته می‌شود و این دگرسانی بیشتر در ارتباط با گسل‌هایی با روند شمال غربی- جنوب شرقی است (شکل ۸الف). همچنین کانی‌های رسی در دشت‌ها و دامنه ارتفاعات گسترش بیشتری دارند. با بررسی نسبت‌گیری بانندی ۶/۴ مشخص شد که در قسمت شمالی منطقه به موازات گسل بزرگ و هم‌راستا با گسل آباده و سورمق یک پهنه آرژیلیکی (به صورت پیکسل‌های روشن) وجود دارد. به طور کاملاً واضح در اثر کنتاکت گسل‌های شمال غربی- جنوب شرقی با گسل‌های شمال شرقی- جنوب غرب این پهنه ایجاد شده است و احتمالاً در زیر لایه‌های آهکی قرار دارد (شکل ۸ب، ج). همچنین بررسی نسبت بانندی ۱/۲ نشان می‌دهد اکسید ثانویه آهن نیز در دشت‌ها و دامنه ارتفاعات گسترش بیشتری دارند (شکل ۸د).

۴-۴- بررسی مناطق مستعد حضور کانسار منگنز با استفاده از بارزسازی طیف رنگی نارنجی و آبی و روش مؤلفه‌های اصلی

آنالیز مؤلفه‌های اصلی به منظور دستیابی به مناطق دارای پتانسیل حضور منگنز- اطلاعات باندهای مختلف تصاویر چند طیفی سنجش از دور عموماً دارای همبستگی هستند. معمولاً همبستگی منفی بین باندهای مادون قرمز و باندهای مرئی و همبستگی مثبت بین باندهای مرئی بر روی پوشش‌های خاکی و سنگی وجود دارد (Lillesand et al., 2015). هدف از آنالیز مؤلفه‌های اصلی تعیین تعداد ابعاد موجود در یک مجموعه اطلاعاتی است. تعیین ضرایب موقعیت

اطلاعات حاصل از استفاده از این ترکیب رنگی‌های کاذب نشان از گسترش پهنه دگرسانی آرژیلیکی در بخش مرکزی تا به سمت جنوب منطقه و در حوالی گسل‌های آباده و سورمق و در کنتاکت با شاخه‌های فرعی گسل گشار دارد (شکل ۷). دگرسانی پروپلیتیکی در بخش شمالی و به سمت شمال غرب منطقه بیشتر به صورت حضور خاک صنعتی رخمون پیدا کرده است. دگرسانی پروپلیتیک بیشتر در مناطقی که گسل‌های شمال غربی- جنوب شرقی عمل کرده‌اند بیشتر نمود پیدا کرده است. جهت بارزسازی اکسیدهای ثانویه آهن در منطقه از ترکیب رنگی (RGB: 4,6,1) و (RGB: 1,2,3) بر روی تصاویر ASTER استفاده شد (شکل‌های ۷د، ه). این مناطق به ترتیب با رنگ زرد تا سبز و سفید تا کرم، مناطق حاوی اکسید ثانویه آهن را نشان می‌دهند. اکسید ثانویه آهن در مناطق نزدیک به پهنه آرژیلیکی بیشتر مشاهده می‌شود و احتمالاً تحت تأثیر عملکرد گسل‌های شمال شرقی- جنوب غربی با گسل‌های به موازات گسل‌های سورمق و آباده است. نسبت‌گیری بانندی: نسبت‌گیری بانندی یکی از روش‌های پردازش تصاویر چند طیفی است که با شناخت درست از خصوصیات طیفی جذبی و انعکاسی کانی‌ها، باندهای مناسب دارای بیشترین و کمترین انعکاس را می‌توان به طور صحیح انتخاب نمود و به صورت کسری این میزان انعکاس و جذب را مورد محاسبه قرار داد. از جمله مهمترین مزیت‌های این روش می‌توان به کاهش خطاهای اتمسفریک و تفکیک دقیق مرز بین واحدهای سنگ‌شناسی و پهنه‌های دگرسانی اشاره نمود (Rouskov et al., 2005). جهت شناسایی مناطق دارای اکسیدهای ثانویه آهن در تصویر ماهواره‌ای ASTER می‌توان از نسبت‌گیری (۱/۲) به جهت جذب در ناحیه باند ۱ و تابش در ناحیه باند ۲ بهره گرفت. در تصویر حاصل از این نسبت‌گیری، این مناطق با پیکسل‌های روشن نمایان می‌شوند. از جمله دیگر نسبت‌گیری‌ها می‌توان به نسبت بانندی (۶/۴) برای مشخص کردن کانی‌های شاخص دگرسانی آرژیلیک و فلیک به دلیل انعکاس بالا در باندهای ۴ و انعکاس پایین در باند ۶ اشاره نمود.

جهت شناسایی پهنه‌های دگرسانی می‌توان از نسبت دادن هر نسبت‌گیری بانندی به هر یک از کانال‌های



شکل ۸: الف: نسبت بانندی (RGB: 4/6,5/8,3/4) بر روی تصویر ماهواره‌ای AStER (کتابی و همکاران، ۱۳۹۲) به همراه گسل‌های برداشت شده با روند شمال غربی- جنوب شرقی، ب و ج: نسبت بانندی ۴/۶ اعمال شده بر روی تصویر ماهواره‌ای AStER همراه با روندهای گسلی شمال غربی- جنوب شرقی و روندهای گسلی شمال شرقی- جنوب غربی، د: نسبت بانندی ۲/۱ انجام شده بر روی تصویر ماهواره‌ای AStER که نواحی با پیکسل روشن نشان از حضور اکسید ثانویه آهن است.

یک تصویر که معرف تغییرپذیری در جهت آن بردار است بدست می‌آید (Campbell and Wynne, 2011). Force et al, 1999, Krishnamoorthy, 1995, Lillesand (et al., 2015). شکل ۹، نشان‌دهنده تصویر (RGB: PC2, PC3, PC4) به دست آمده از تصویر ماهواره‌ای منطقه است که با همبستگی اطلاعات و داده‌ها به روش توضیح داده شده به دست آمده است و توانایی تفکیک پهنه‌های کانی‌سازی را به رنگ نارنجی دارد. به این نکته باید توجه داشت که در تصویر حاصل، طیف وسیع و متعددی از رنگ نارنجی حضور دارد که با آزمون و خطا و مقایسه با سایر تصاویر حاصل از پردازش تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ (مقایسه با شکل ۹ الف و ب) این نواحی نارنجی رنگ به بهترین شکل جدا و تشخیص داده شده‌اند.

علاوه بر آن، روش دیگری نیز به منظور مشخص کردن مناطق دارای پتانسیل کانی‌زایی وجود دارد که مبتنی بر آنالیز مؤلفه‌ها به روش کسر حداقل نویز می‌باشد. در این روش بارزسازی به رنگ آبی تیره انجام می‌شود. با توجه به حضور طیف‌های دیگری از رنگ آبی باید در مشخص کردن پهنه‌ها دقت به خرج داد و با مقایسه این تصویر با تصاویر پردازش شده دیگر و تشخیص همپوشانی‌ها نواحی مورد نظر، جداسازی شوند (شکل

محورهایی که دلالت بر وجود حداکثر تغییر پذیری را دارند از اهداف دیگر آنالیز مؤلفه‌های اصلی است، این محورها همبستگی ندارند.

در روش مؤلفه‌های اصلی به طور کلی ماتریس وارپانس-کووارپانس همبستگی باندها محاسبه می‌شود. چنانچه P باند موجود باشد، هر کدام از ماتریس‌های مقارن P ردیف و ستون خواهند داشت. مجموعه‌ای از کمیت‌ها که مقدار ویژه نامیده می‌شود با استفاده از روش جبر خطی محاسبه می‌گردد. بردار ویژه از ریشه دوم مقدار ویژه مربوطه تعیین می‌گردد و می‌تواند به عنوان همبستگی بین مؤلفه‌های اصلی مجرد و هر باند تصاویر چند طیفی بیان گردد. این همبستگی‌ها در تفسیر مؤلفه‌های اصلی استفاده می‌شوند. ارزش‌های عددی تصویر مؤلفه اصلی با استفاده از مقادیر ارزش‌های عددی در تصاویر اولیه و مؤلفه‌های بردارهای ویژه به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$P_k = \sum_{i=1}^n a_{ik} DN(i) \quad (1)$$

که P_k ارزش عددی پیکسل برای k امین مؤلفه اصلی، $DN(i)$ ارزش عددی باند i ام برای پیکسل، a_{ik} عنصر بردار بار به دست آمده از بردار ویژه مؤلفه k ام در باند i ام است. بنابراین برای هر مؤلفه اصلی یا بردار ویژه



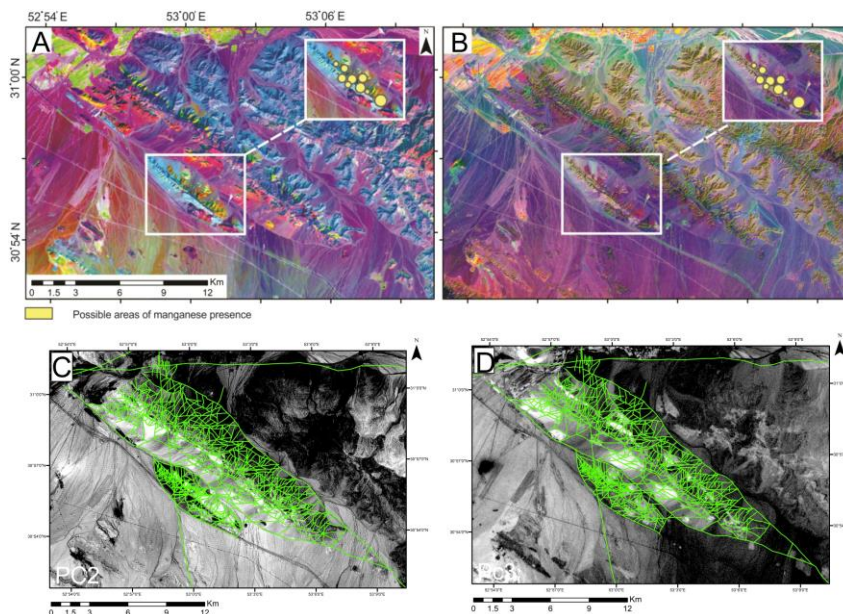
الف و ب). با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه پوشش گیاهی و احتمال خطا وجود ندارد، از هیچگونه فیلتری برای جداسازی گیاهان نظیر فیلتر NDVI استفاده نشد.

روش تحلیل مؤلفه اصلی - تکنیک استفاده از روش تحلیلی مؤلفه اصلی برای اولین بار توسط کراستا و همکاران در سال ۱۹۸۹ پیشنهاد گردید (Crosta et al., 1989). با استفاده از این تکنیک می‌توان، یک هدف خاص را در یکی از تصاویر به دست آمده از پردازش مؤلفه‌های اصلی با پیکسل‌های روشن نمایان ساخت و نسبت به سایر پدیده‌ها آن را به صورت متمایز نشان داد. این روش بر اساس تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی صورت گرفته است (Ranjbar and Honar- mand, 2004). با توجه به ماتریس عملیات حاصل از PCA بر روی داده‌ها و آنالیز باندهای مختلف موجود، کانی‌های شاخص نواحی دگرسانی آرژیلیک و فلیک از جمله کانی‌های هالوزیت، کائولینیت، مسکویت، پیروفیلیت و دیکیت در باند ۴ دارای انعکاس بالا و در باند ۶ دارای انعکاس پایین هستند. مطابق با این نتیجه بیشترین اختلاف بین مقادیر بردارهای ویژه باندهای ۴ و ۶ در مؤلفه دوم (PC2) مشاهده می‌گردد. واضح است که در باند ۴ انعکاس (علامت مثبت) و در باند ۶ جذب (علامت منفی) دارد. در اینجا به منظور نمایش دگرسانی نواحی با پیکسل‌های روشن نیازی به تغییر دادن علامت‌ها نیست. تصویر این PC در شکل ۹ ج، نشان داده شده است که دگرسانی نواحی آرژیلیک و فلیک با پیکسل‌های روشن مشهود می‌باشد.

برای کانی‌های شاخص ناحیه پروپلیتیک (کانی‌های کلریت، اپیدوت و کلسیت) با توجه به منحنی استاندارد انعکاسی آن‌ها در باند ۴ و ۵ دارای سیمای انعکاسی و در محدوده طیفی باند ۸ دارای سیمای جذبی هستند. ماتریس بردارهای ویژه این ترکیب باندهای ۴، ۵ و ۸ اختلاف بین مقادیر بردارهای ویژه باندهای ۴، ۵ و ۸ در مؤلفه سوم (PC3) مشاهده می‌گردد. باندهای ۴ و ۵ انعکاس علامت منفی و باند ۸ جذب علامت مثبت دارند. در اینجا به منظور نمایش دگرسانی با پیکسل روشن، نیاز به تغییر علامت‌ها هست. به همین منظور مؤلفه PCA3 به دلیل مقادیر ویژه منفی در باند ۴ و ۵ و مقدار مثبت در باند ۸ در عدد منفی ۱ ضرب شد.

تصویر این PC در شکل ۹ د، نشان داده شده است که دگرسانی پروپلیتیک با پیکسل‌های روشن در تصویر مشهود می‌باشد.

نتایج به دست آمده از آنالیز مؤلفه اصلی، نشان از حضور دگرسانی آرژیلیکی در محل کتاکت گسل‌های شمالی-جنوبی با گسل‌های شمال غربی-جنوب شرقی است. همچنین دگرسانی پروپلیتیک در محل گسترش گسل‌های شمال غربی-جنوبی شرقی، بیشتر رخنمون دارد و در کتاکت این گسل‌ها با گسل‌های شمال شرقی-جنوب غربی، بیشتر می‌شود. در بخش مرکزی رو به سمت شمال منطقه دگرسانی پروپلیتیک بیشتر رخنمون پیدا می‌کند. تحلیل مؤلفه اصلی به منظور آخرین فیلتر کنترلی جهت بررسی صحت اطلاعات به دست آمده انجام شد و تطابق خوبی را با اطلاعات قبلی نشان می‌دهد. آنالیز مؤلفه‌های اصلی به منظور دستیابی به مناطق دارای پتانسیل حضور منگنز-اطلاعات باندهای مختلف تصاویر چند طیفی سنجش از دور عموماً دارای همبستگی هستند. معمولاً همبستگی منفی بین باندهای مادون قرمز و باندهای مرئی و همبستگی مثبت بین باندهای مرئی بر روی پوشش‌های خاکی و سنگی وجود دارد (Lillesand and Kiefer, 2015). وجود همبستگی بین تصاویر باندهای چند طیفی نشان از وجود اطلاعات مشترک و تکرار اطلاعات است. نتایج حاصل از بررسی مناطق مستعد حضور منگنز، نشان می‌دهد که بین کتاکت گسل‌های شمال غربی-جنوب شرقی با گسل شمالی-جنوبی گشار و شاخه‌های فرعی این گسل‌ها، منگنز فراوان وجود دارد که احتمالاً دارای غنای نسبتاً بالایی نیز هست (مقایسه شکل‌های ۵ و ۹، الف و ب) نواحی امید بخشی که از مطالعات سنجش از دور به دست آمده است، در بررسی‌های صحرایی صحت‌سنجی گردید که GPS نواحی برداشت شده دارای غنای منگنز با نواحی امید بخش به دست آمده از مطالعات سنجش از دور با هم تطابق خوبی دارند و نشان داد که تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ به خوبی می‌تواند برای بارزسازی نواحی دارای کانسار منگنز بکار گرفته شوند.



شکل ۹: الف: تصویر به دست آمده از پردازش مؤلفه‌های اصلی (Ahmadi and Pekkan, 2021) تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ به منظور بررسی نواحی مستعد حضور منگنز (نواحی دارای منگنز با رنگ نارنجی بازسازی می‌شوند)، ب: تصویر به دست آمده از پردازش تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ به منظور بررسی نواحی مستعد حضور منگنز (نواحی دارای منگنز با رنگ آبی تا آبی پورنگ بازسازی می‌شوند). ج: اعمال فیلتر مؤلفه اصلی PC2 بر روی تصویر ماهواره‌ای ASTER همراه روندهای گسلی شمال غربی - جنوب شرقی و روندهای گسلی شمال شرقی - جنوب غربی به منظور نمایش دگرسانی آرژیلیکی و فیلیکی با پیکسل‌های روشن. د: اعمال فیلتر مؤلفه اصلی PC3 بر روی تصویر ماهواره‌ای ASTER به همراه روندهای گسلی شمال غربی - جنوب شرقی و روندهای گسلی شمال شرقی - جنوب غربی به منظور نمایش دگرسانی پروپلیتیکی با پیکسل‌های روشن.

۵- مطالعات صحرائی

نشان داد. این سیستم گسلی باعث تغییر شکل‌های شکنده در مقیاس وسیع و ایجاد فضای مناسب جهت کانه‌زایی در منطقه شده است. در مطالعات صحرائی بر روی پهنه‌های گسلی سورمق و آباده و شاخه‌های فرعی آنها، سازوکار غالب شیب‌لغز معکوس با مؤلفه امتدادلغز راستگرد بر روی واحدهای زمین‌شناسی مختلف منطقه مشاهده می‌شود (ارفع نیا، ۱۳۹۱). برخی برداشت‌های انجام شده از این پهنه‌ها، مؤلفه شیب‌لغز نرمال (شکل ۱۰ الف) را نشان می‌دهند که ممکن است به دلیل معکوس شدن تکنیک در این منطقه باشد. از دیگر سیستم‌های گسلی منطقه، سیستم گسلی شمالی- جنوبی در منطقه است که خود گسل اصلی گشار، طولی بالغ بر حدود ۵۰ کیلومتر داشته و پهنه خرد شده نسبتاً بزرگی را در اطراف خود ساخته است. سازوکار این سیستم گسلی به صورت امتدادلغز راستگرد گاهی همراه با مؤلفه شیب‌لغز نرمال می‌باشد و آثار شاخه‌های فرعی آن در منطقه بخوبی دیده می‌شود (شکل ۱۰ ب).

جهت تعیین صحت بازسازی‌های انجام شده بر روی تصاویر ماهواره‌ای و بررسی الگوی دگرسانی و ایجاد کانسار منگنز، بررسی‌های صحرائی در بخش‌هایی از منطقه که ماده معدنی منگنز حضور دارد، با تمرکز بر ساختارهای گسلی و نحوه گسترش و ارتباط آن با پهنه دگرسانی انجام شد. در ایستگاه‌ها شواهدی از عملکرد گسل‌های مرتبط با گسل سورمق، آباده و گشار وجود داشت (شکل ۱۱ ب و ج).

شواهد ساختاری: در مطالعات میدانی، وضعیت زمین‌شناسی، کانی‌سازی منگنز و زمین‌شناسی ساختاری منطقه برای دستیابی به الگوی گسل‌ها، دگرسانی‌ها و کانی‌زایی در نظر گرفته شد و بررسی‌های مختلف به‌ویژه بررسی‌های ساختاری در مقیاس‌های مختلف منطقه انجام شد.

سازوکار گسل‌ها: مطالعات ساختاری در این منطقه عملکرد یک سیستم گسل مورب‌لغز بزرگ با مؤلفه‌های معکوس و راستگرد (آباده و سورمق) را



کانی‌زائی منگنز ایفا می‌کند. بقیه روندهای گسلی در کنار این سیستم گسلی نقش تکمیلی را در تکامل کانسارسازی ناحیه ایفا کرده‌اند. همچنین پهنه‌های آرژیلیک و پروپلیتی در امتداد پهنه‌های خرد شده گسل‌ها و در تماس آنها با گسل‌های N-S و NE-SW قابل مشاهده هستند. سایر روندهای گسلی ممکن است نقش مکملی در تکامل ناحیه ایفا کنند. علاوه بر کانی اصلی، آثاری از رگه‌های باریت و کوارتز به صورت رگه‌های پر شده در ارتباط با شکستگی در این ناحیه دیده شده است (شکل ۱۲). عملکرد فازهای مختلف کانی سازی ممکن است به دلیل وقوع چندین فعالیت گسلی و نفوذ مواد معدنی در منطقه باشد.

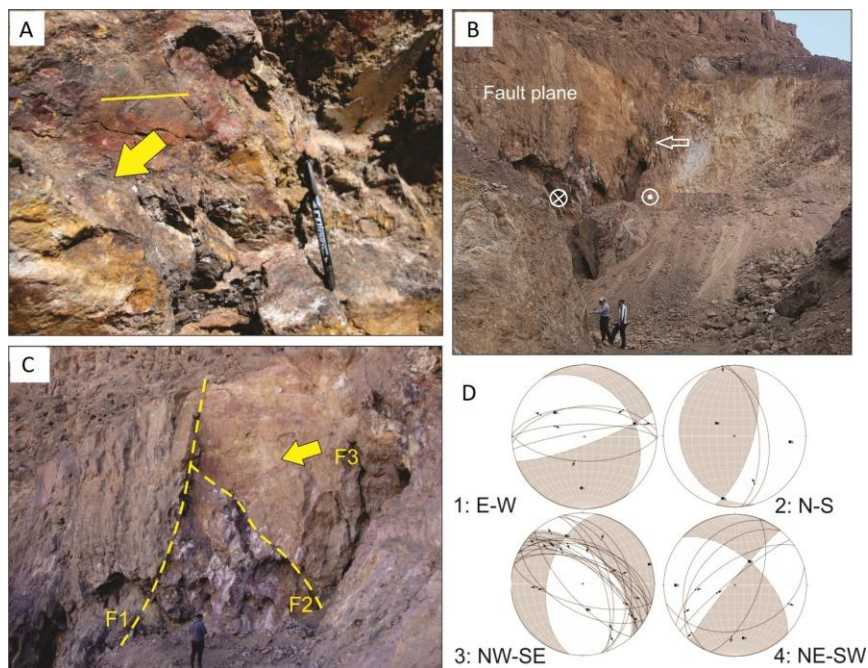
۶- بحث

منشاء احتمالی کانسار

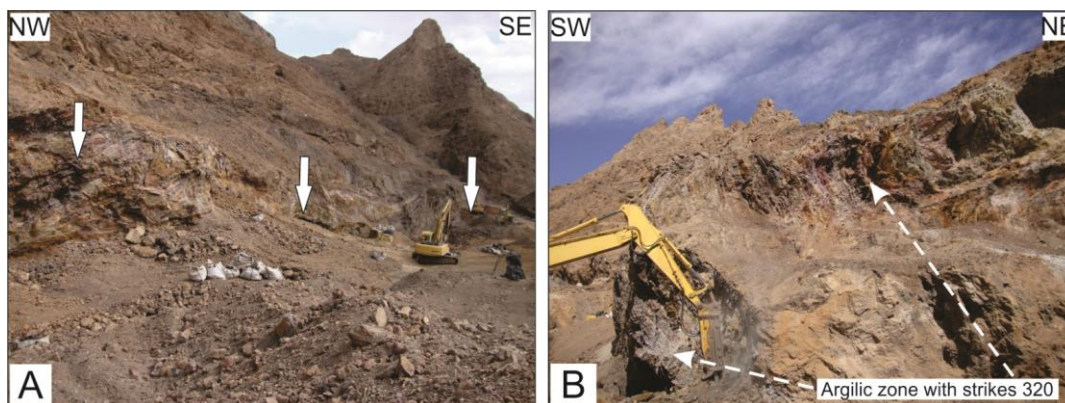
مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی انجام شده بر روی کانسار منگنز این منطقه نشان داده است که این کانسار از یک سیال با درجه حرارت حدود ۴۰۰ درجه سانتیگراد، خنثی و غنی از منگنز و کلر و فقیر از سولفید می‌باشد که طی کاهش عمق و دما در واحدهای سنگی آهکی و دارای شیل و شیست‌های رسی شده طی فرآیند جانشینی، جایگزین شده است (موسوی، ۱۳۹۰). کانسنگ منگنز سورمق، سیلیس، کبالت، نیکل و مس زیاد و آهن جزئی دارد. مسیر بالا آمدن این سیال ممکن است منطبق بر پهنه‌های خرد شده گسل‌های پی‌سنگی و عمیق موجود در این ناحیه باشد. بر اساس نتایج بدست آمده از این مطالعه و پژوهش قبلی مدلی برای بررسی ارتباط منشاء کانسار منگنز و گسل‌های منطقه در شکل ۱۳ ارائه شده است. همانگونه که در این شکل مشاهده می‌گردد، راندگی اصلی زاگرس از مهمترین گسل‌های این منطقه به شمار می‌رود که با شیب رو به شمال شرق به همراه شاخه‌های فرعی آن که می‌توان گسل‌های آباده و سورمق را در نظر گرفت، مسیر انتقال سیال حاوی کانسار را از اعماق به سمت سطح فراهم کرده است.

در محل‌هایی از پهنه‌های خرد شده گسل‌های شمال غربی- جنوب شرقی و شمالی- جنوبی و شاخه‌های فرعی آنها، کانی‌زائی منگنز دیده می‌شود. شکستگی‌های مرتبط با کانی‌زائی: طی پیمایش‌های صحرایی در نواحی مختلف منطقه مورد بررسی، کانسار منگنز با عیارهای متفاوت شناسایی شد. الگوی گسل‌ها و موقعیت این مناطق با هم مطابقت داده شد. براین اساس، تمرکز کانه‌زائی در راستای گسل‌ها و محدوده‌هایی با حداکثر تراکم شکستگی و کنتاکت گسل‌ها بیشتر می‌باشد (شکل ۱۰ ج). به منظور بررسی دقیق‌تر نقش گسل‌ها و شکستگی‌ها در کنترل کانی‌زائی، مناطق هدف (مناطق دارای رگه‌های کانسار منگنز) به صورت جزئی‌تر از لحاظ ساختاری مورد بررسی قرار گرفتند. در این نواحی، علاوه بر مقایسه آنها با تصاویر ماهواره‌ای، برداشت‌های ساختاری از رگه‌ها و شکستگی‌های مرتبط انجام شد. نمودار استریونوت برداشت‌های ساختاری منطقه به صورت ۴ راستای شرقی- غربی، شمالی- جنوبی، شمال غربی- جنوب شرقی و شمال شرقی- جنوب غربی تهیه شد (شکل ۱۰ د) و با نمودار گل سرخی تهیه شده از تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۵) مقایسه شدند.

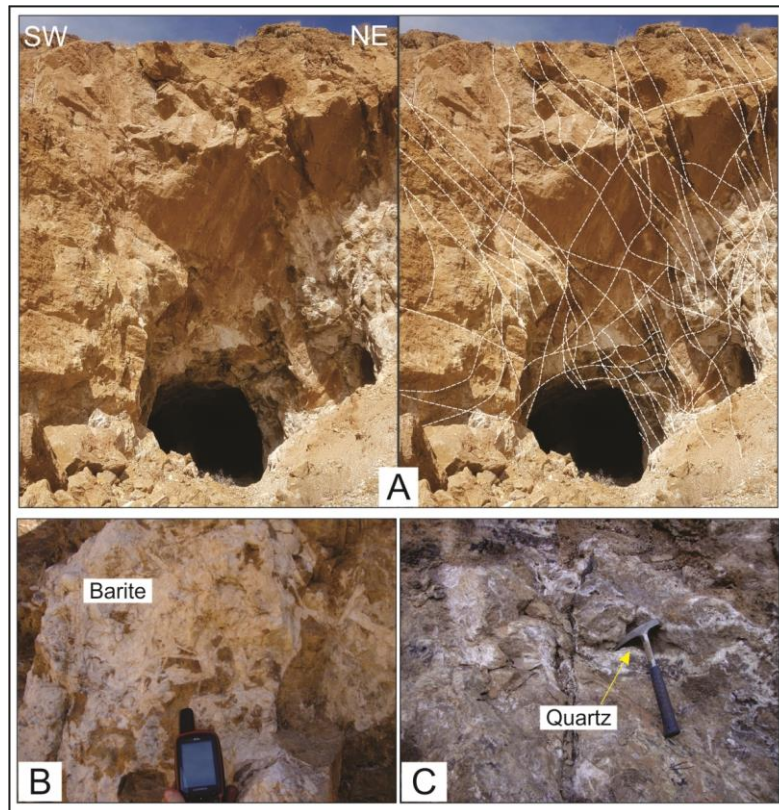
نتیجه بررسی ساختاری بر روی گسل‌ها در مطالعات صحرایی و سنجش از دور نشان می‌دهد که شکستگی‌ها و گسل‌هایی که در این ناحیه نقش بسزایی در کانه‌زائی و ایجاد اندیس منگنز داشته‌اند عموماً راستای غالب شمال غربی- جنوب شرقی (آزیموت ۳۱۰ تا ۳۲۰) را دارند که علاوه بر حضور منگنز در کنتاکت این گسل‌ها با گسل‌های شمالی- جنوبی، در کنتاکت با گسل‌های با راستای شمال شرقی- جنوب غربی حضور منگنز نیز احساس می‌شود (شکل ۱۱). بنابراین احتمال می‌رود، علاوه بر گسل‌های با راستای شمال غربی- جنوب شرقی (گسل‌های به موازات سورمق و آباده) و گسل‌های با راستای شمالی- جنوبی، گسل‌های شمال شرقی- جنوب غربی نیز در جایگیری کانسار منگنز نقش دارند. در طی مقایسه راستای شکستگی‌های شناسایی شده طی پردازش تصاویر ماهواره‌ای با راستای شکستگی‌های مرتبط با کانی‌زائی برداشت شده در پیمایش صحرایی، به نظر می‌رسد که راستای با آزیموت ۳۱۰ تا ۳۲۰، بیشترین نقش را در کنترل



شکل ۱۰: الف: گسل در ارتباط با گسل اصلی منطقه با روند شمال غربی - جنوب شرقی که مؤلفه نرمال و نشانی از عملکرد تکتونیک معکوس را در منطقه نشان می‌دهد، ب: شاخه فرعی یکی از گسل‌های در ارتباط با عملکرد گسل اصلی منطقه با راستای شمالی - جنوبی که مؤلفه برشی راستگرد را نشان می‌دهد، ج: حضور ماده معدنی منگنز در بین کنتاکت‌های گسلی که شاخه‌های فرعی گسل سورمق و آباده می‌باشند، د: نمودار استریوگرام حل صفحات گسل‌های برداشت شده در مطالعات صحرائی که به ترتیب روندهای شرقی - غربی، شمالی - جنوبی، شمال غربی - جنوب شرقی و شمال شرقی - جنوب غربی را نشان می‌دهند.



شکل ۱۱. الف: چشم انداز پهنه گسلی سورمق و قرارگیری نهشته منگنز در حاشیه شکستگی‌های مربوطه. ب: ناحیه آرژیلیک در ناحیه شکستگی‌هایی که موازی با گسل سورمق است.



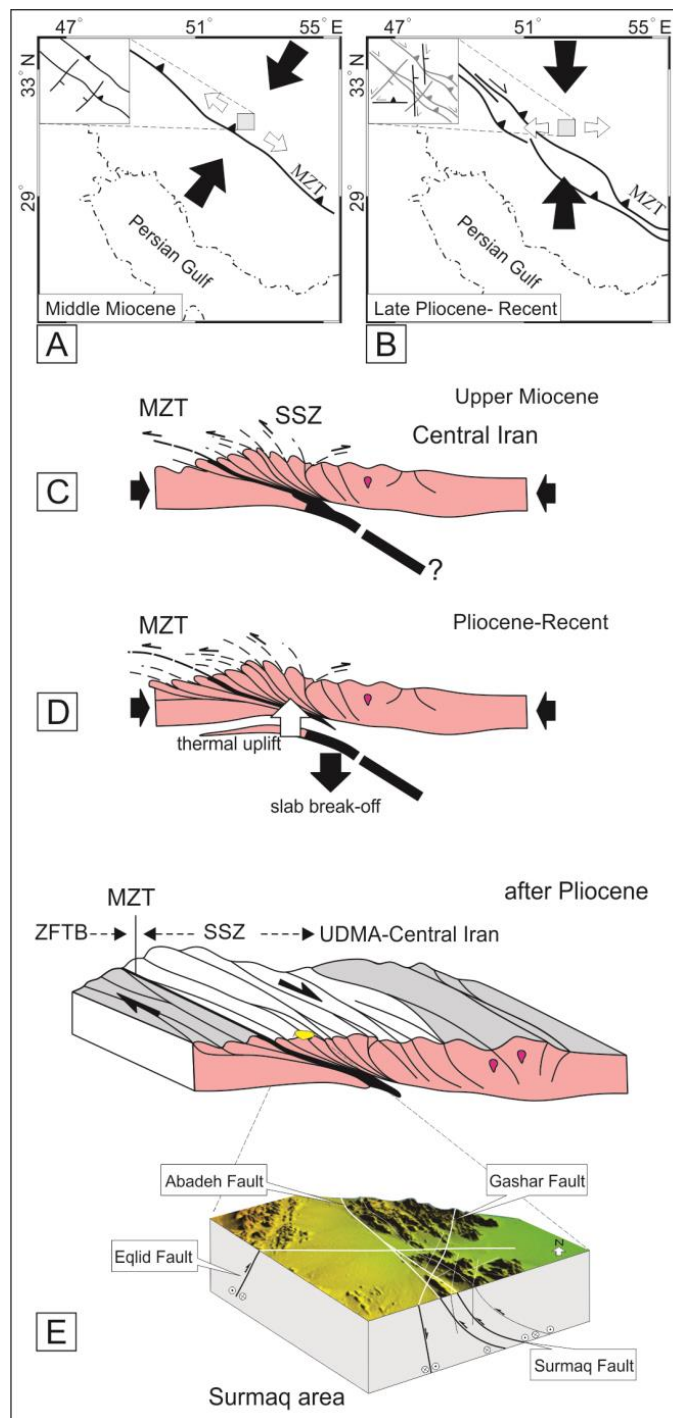
شکل ۱۲. الف و ب: وجود کانی های باریت و رابطه آن ها با شکستگی ها. ج: تبلور کوارتز در میان شکستگی ها.

مولینارو و همکاران (Molinaro et al., 2005a) معتقد بودند که کمر بند کوهزایی از میوسن میانی تحت دو مرحله اصلی تغییر شکل تکتونیکی قرار گرفته است (شکل ۱۳ ج و د). در مرحله اولیه میوسن میانی تا پلیوسن، تحت عنوان فاز پوسته نازک، لایه پوششی به صورت یک سری چین های بزرگ که بر روی یک لایه پایه ضخیم نمک است جدا می شود. کوتاه شدگی در این مرحله احتمالاً در پی سنگ بر پایه عملکرد راندگی اصلی زاگرس در پهنه سنندج- سیرجان رخ داده است. در مرحله دوم و با شروع در پلیوسن، تغییر شکل اصلی بر اثر عملکرد گسل های معکوس پی سنگی رخ داده است (شکل ۱۳ د) (Molinaro et al., 2005a). به گفته ایشان، تغییر شکل تکتونیکی در این منطقه از کوهزاد زاگرس در نتیجه بالآمدگی ناشی از شکست اسلب فرورونده رخ داده است (شکل ۱۳ د).

۱-۱-۶- زمین شناسی و زمین ساخت منطقه

۱-۶-۱- کوهزاد زاگرس

با تشدید همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیا، ساختارهای منطقه در برخورد بین صفحات دچار تغییر شکل بیشتری شدند. راندگی اصلی زاگرس، یکی از مهم ترین گسل های این ناحیه است که به عنوان زمین درز پهنه برخورد قاره ای بین اوراسیا و صفحه عربی در پی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و توسعه کوهزاد زاگرس در نظر گرفته می شود (Ricou 1971; Fal- con 1974; Berberian and King 1981). در طی این برخورد، گسترش چین ها و رانش های با راستای NW-SE در واحدهای ساختاری مختلف کمر بند کوهزایی اتفاق افتاد (شکل ۱۳ الف و ب). مؤلفه های برشی بر روی گسل ها، حرکتی با راستای شمالی- جنوبی را نشان می دهند که باعث گسترش چین های نامتقارن و برگشته رو به جنوب غربی و رانش های متعدد با شیب به سمت شمال شرق، به همراه مؤلفه های کششی بر روی گسل های شمالی- جنوبی و مؤلفه های فشاری بر روی گسل های شرقی- غربی در نقاط مختلف شده است (شکل ۱۳ الف و ج) (از جمله Alavi, 1994, 2004).



شکل ۱۳. الف و ب: تکامل تکتونیکی و تاریخچه تنش دیرین در پهنه برخوردی زاگرس در تکتونیک محلی از زمان میوسن میانی بر اساس جهت تنش دیرینه بازسازی شده از تحلیل تکتونیک شکننده (Navabpour et al. 2007). مستطیل ناحیه سورمق را نشان می‌دهد. خطوط، مجموعه گسل‌های عمده‌ای را نشان می‌دهند که در جریان حرکات زمین‌ساختی منطقه‌ای شکل گرفته‌اند. ج و د: مدل متوالی شماتیک تکامل تکتونیکی پهنه برخوردی زاگرس و تشکیل برش‌های تکتونیکی اصلی و بالا آمدن یا بالا آمدگی پهنه برخورد در حین تغییر شکل‌های برخوردی را نشان می‌دهد (اقتباس از Molinaro et al. 2005a,b; Hemmati et al. 2018). دو مرحله اصلی تغییر شکل در کوهزایی زاگرس و ارتباط احتمالی آن‌ها با گسیختگی صفحه لیتوسفری پس از میوسن پسین. در طی این مراحل، گسل‌ها، رانش‌ها و چین‌های معکوس متعددی تشکیل شد. گسل‌ها واحدهای سنگی پی سنگی را به سطوح پوسته کم عمق منتقل کرده‌اند. ه: حرکات امتداد لغز پس از پلیوسن آغاز شد (اقتباس از Nadimi and Konon 2012a; Hemmati et al. 2018). در هنگام شروع حرکات، گسل‌های با روند شمال غربی - جنوب شرقی دوباره فعال شدند و ممکن است مکانیسم آن‌ها از معکوس به معکوس و امتداد لغز راست گرد تغییر کرده باشد و باعث برش خوردن ناحیه سورمق شده باشد. در این مرحله الگوهای جدیدی از گسل‌ها و پهنه‌های شکسته شده شکل گرفت. مدل شماتیک ناحیه سورمق ارتباط بین الگوهای مختلف گسل را نشان می‌دهد.



۲-۱-۶- فعالیت مجدد گسل‌ها

کمبرند چین خورده- رانده زاگرس سرگذشت پیچیده‌ای دارد. در طول میوسن، همگرایی دچار تغییر جهت از شمال شرقی به سمت شمال شد (McQuarrie et al. 2004; Bachmanov et al. 2003; rie et al. 2003) و با چین خوردگی و راندگی در واحدهای ساختاری به خصوص واحدهای ساختاری نزدیک سوچور زون همراه بود (شکل ۱۳ الف و ب) (Molinari et al., 2005b). Navabpour et al. (2007) رژیم‌های مختلف تنش کششی، فشاری و امتداد لغز را در طول کمربند زاگرس شناسایی کردند. بر اساس تحقیقات آن‌ها، جهت رژیم تنش فشاری از ۰۵۳ درجه (میوسن اولیه)، به ۰۰۲ درجه (پس از پلیوسن) تغییر کرده است (شکل ۱۳ الف و ب). در طول تغییر جهت کوتاه شدگی، علاوه بر تشکیل چندین مجموعه گسل جدید، بسیاری از گسل‌های قدیمی دوباره فعال شده‌اند. در این دوره حرکات امتداد لغز در راستای گسل‌های کمربند کوهزایی زاگرس به ویژه در پهنه سندانج- سیرجان شکل گرفت (شکل ۱۳ هـ) (Nadimi and Konon 2012a). این تغییر همگرایی علت اصلی تشکیل گسل‌های جدید به ویژه گسل‌های با روند شمالی- جنوبی است. تغییر مکانیسم گسل‌ها و همچنین تلاقی گسل‌های مختلف ممکن است شرایط مناسبی را برای بالا آمدگی برخی سیالات غنی از مواد معدنی ایجاد کرده باشد.

در منطقه سورمق، گسل‌های آباده و سورمق را می‌توان به عنوان معبر اصلی انتقال سیال حاوی کانسار در نظر گرفت که در محل پهنه‌های خرد شده گسلی و شاخه‌های مختلف آن‌ها و همچنین دیگر مجموعه‌های گسلی نظیر گسل گشار و فراغه به هم پیوسته‌اند و به نهشت کانسارهای ماگمایی کمک شایانی کرده‌اند.

۷- نتیجه‌گیری

۱- مطالعات ساختاری و سنجش از دور در منطقه سورمق در شمال شرق راندگی اصلی زاگرس، چهار پراکنندگی اصلی گسل با راستاهای NW-SE، NE-SW، N-S و E-W را نشان داد که با توجه به راستای راندگی اصلی زاگرس می‌توان آن‌ها را به ترتیب گسل‌های طولی، عرضی، مایل N-S و E-W در نظر گرفت. سازوکار غالب این گسل‌ها براساس مطالعات صحرایی عبارت است از سازوکار معکوس و راستگرد در گسل‌های

طولی، نرمال و چپگرد در گسل‌های عرضی، راستگرد و نرمال در گسل‌های مایل N-S و معکوس و چپگرد در گسل‌های مایل E-W. تأثیر متقابل این گسل‌ها بر یکدیگر باعث گردیده تا ساختارهای مختلفی از جمله ساختار گل مانند مثبت و دم اسبی در راستای گسل‌های اصلی این منطقه به ویژه در طول گسل‌های طولی بوجود آید. چین خوردگی، بیرون زدگی‌های لنزی شکل و بالا آمدگی منطقه از عوارض سازوکارهای فشاری و امتداد لغز گسل‌های طولی است.

۲- طی مطالعات سنجش از دور، نقشه چگالی گسل‌ها و گره‌های ساختاری تهیه گردید و با مقایسه آن‌ها با داده‌های زمین‌شناسی اقتصادی، نقشه پتانسیل معدنی تهیه گردید. براساس آنالیز فرای گره‌های ساختاری، سمت همگرایی به طور میانگین با راستای NE-SW (آزیموت ۰۴۰-۲۲۰ درجه) بدست آمد. بررسی پراکنندگی چگالی گسل‌ها نشان می‌دهد که در محل‌های تلاقی گسل‌های طولی با گسل‌هایی که مؤلفه‌های کششی دارند از جمله گسل‌های شمالی- جنوبی، جایگاه مناسبتر و آسانتری برای جایگیری و کانه‌زایی فراهم آمده است.

۳- بر اساس مطالعات سنجش از دور به ویژه روش‌های ترکیب رنگی کاذب، نسبت‌گیری بانندی و همچنین مطالعات صحرایی، پهنه دگرسانی آرژلیکی، پروپلیتیکی و پهنه دارای اکسید ثانویه آهن همراه با هم، در برخی نقاط به صورت در هم آمیخته مشاهده شد و به طور کلی دگرسانی آرژلیکی در مرکز منطقه و در حوالی آن دگرسانی پروپلیتیک گسترش دارند. در دشت‌ها و دامنه ارتفاعات اکسید ثانویه آهن حضور دارد که با پهنه‌های خرد شده گسلی هماهنگ است. در برخی نقاط رگه‌های سیلیسی به صورت اولیه و همچنین حضور کانسارهای دیگر نظیر باریت و خاک صنعتی در منطقه نیز مشهود است که خاک صنعتی در دگرسانی پروپلیتیکی به حداکثر خود می‌رسد.

۴- در شمال غرب منطقه معدنی، کانسار منگنز با غنای کم و حجم زیاد حضور دارد. در مرکز منطقه منگنز با غنای بالا و البته حجم کمتر در بین شکستگی‌های ناشی از عملکرد گسل‌ها دیده می‌شود. در بخش جنوب شرقی منطقه معدنی علاوه بر حضور منگنز، اندیس باریت و رگه‌های سیلیسی اولیه به طور نسبتاً

فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال ششم، شماره ۴، صفحات ۲۴۵-۲۵۶.

۲- ارفع نیا، ر.، ۱۳۹۱. جنبش‌شناختی ساختارهای گسلی در منطقه اقلید، حاشیه زاگرس بلند. مجله زمین‌ساخت، سال بیست و چهارم شماره ۹۴، صفحه ۱۰۳-۱۱۴.

۳- کتابی، پ.، محمدی، س.س.، زرین کوب، م.ح.، افتخاری مقدم، ط.، ۱۳۹۲. کاربرد داده‌های سنجنده AStER در اکتشاف زون‌های دگرسانی در ناحیه شیخ آباد (جنوب غرب بیرجند). پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران صفحه ۷۰۳-۷۰۸.

۴- موسوی، س.م.، حسین آبادی، م.، ۱۳۹۷. پهنه بندی خطر زمین لرزه و زمین لغزش به روش آنالیز شبکه (ANP) در رشته کوه باقران (جنوب بیرجند). مجله زمین‌ساخت، سال دوم شماره ۶، صفحه ۲۷-۳۷.

۵- موسوی، ط.، ۱۳۹۰. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه پیام نور تهران، خصوصیات ژئوشیمیایی و کانی زائی کانسار منگنز سورمق، فارس - ۱۵۹ صفحه.

6- Abrams M J, Brown D, Lepley L, Sadowski R. 1983. Remote sensing for porphyry copper deposits in southern Arizona. *Economic Geology*, Vol. 78: pp. 591-604.

7- Ahmadi, H. Pekkan, E. 2021. Fault-based geological lineaments extraction using remote sensing and GIS—a review. *Geosciences*, 11(5), p.183.

8- Alavi M. 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, Vol. 229: pp. 211-238.

9- Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American journal of Science*, Vol. 304: pp. 1-20.

10- Arfania R, Shahriari S. 2009. Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. *Island arc*, Vol. 18: pp. 555-576.

11- Bachmanov D, Trifonov V, Hessami K T, Kozhurin A, Ivanova T, Rogozhin E, Hademi M, Jamali F. 2004. Active faults in the Zagros and central Iran. *Tectonophysics*, Vol. 380: pp. 221-241.

12- Berberian M. 1977. Three phases of metamorphism in Haji-Abad quadrangle (southern extremity

چشمگیر رخنمون دارند که نشان از عملکرد چندین سیستم گسلی در منطقه است. در اطراف این منطقه که جزو دگرسانی آرژلیکی محسوب می‌شود، خاک صنعتی به وفور یافت می‌گردد.

۵- مطابقت الگوی گسل‌ها با الگوی دگرسانی در منطقه نشان از ارتباط این دو عامل دارد. گسل آباده و سورمق و بازشدگی فضای بین گسلی با عملکرد گسل شمالی- جنوبی (گشار) به عنوان گسل‌های اصلی در ایجاد الگوی دگرسانی و گسترش آن در منطقه معرفی می‌شود به طوری که در طول این گسل‌ها اندیس‌های معدنی و دگرسانی‌ها عمدتاً گسترش یافته‌اند. در بخش‌های شمال شرقی منطقه و با دور شدن از این گسل‌ها آثار دگرسانی کم‌رنگ شده و رفته رفته از بین می‌رود.

۶- جهت تعیین ارتباط بین ساختارهای زمین‌ساختی و کانی‌زائی در منطقه، الگوی گسل‌ها و موقعیت مناطق کانی‌زائی با یکدیگر تطبیق داده شدند. با توجه به تراکم حداکثری گسل‌ها در مرکز منطقه، اندیس‌های معدنی با تراکم و غنای بالا بیشتر در این نواحی متمرکز هستند و با کاهش فراوانی گسل‌ها از میزان اندیس‌های معدنی کاسته می‌شود. همچنین در پهنه‌های خرد شده گسل‌ها، غالباً بیشترین حضور ماده معدنی است.

۷- سیستم گسلی شمالی- جنوبی با معرفی گسل اصلی آن (گسل گشار)، دارای عملکرد برشی راستگرد است. این گسل پس از گسل آباده و سورمق تکامل یافته و در ناحیه مطالعاتی با توجه به وجود فازهای دیگر شکستگی‌های مختلف را به وجود آورده است که نشان از پهنه ساختاری و زون شکستگی نسبتاً بزرگ آن است. گسل گشار با عملکرد برشی راستگرد خود به بازشدگی شکستگی‌های مرتبط با گسل سورمق و آباده کمک کرده و راه بالا آمدگی و نفوذ سیال هیدروترمال را آسان کرده است. به گونه‌ای که اندیس معدنی و حضور آن در ناحیه، مدیون به وجود آمدن و عملکرد برشی راستگرد گسل گشار می‌تواند باشد.

سپاسگزاری

از همکاری شرکت کوشش کار اقلید در تکمیل مطالعات زمین‌شناسی در معدن منگنز سورمق کمال تشکر را داریم.

منابع

۱- ارفع نیا، ر.، ۱۳۸۹. تکتونیک فعال در منطقه اقلید،

- 23- Fry N. 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, Vol. 60: pp. 89-105.
- 24- Ghanbarian M A, Yassaghi A, Derakhshani R. 2021. Detecting a Sinistral Transpressional Deformation Belt in the Zagros. *Geosciences*, Vol. 11: pp. 226-240.
- 25- Hellman M J, Ramsey M S. 2004. Analysis of hot springs and associated deposits in Yellowstone National Park using AStER and AVIRIS remote sensing. *Journal of volcanology and geothermal research*, Vol. 135: pp. 195-219.
- 26- Hemmati O, Tabatabaei Manesh S, Nadimi A. 2018. Deformation Mechanisms of Darreh Sary Metapelites, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Geotectonics*, Vol. 52: pp. 286-291.
- 27- Krishnamoorthy R. 1995. Remote sensing of mangrove forests in Tamil Nadu Coast, India.
- 28- Lillesand T, Kiefer R W, Chipman J. 2015. Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons.
- 29- Lillesand, T., Kiefer, R.W. and Chipman, J., 2015. Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons.
- 30- McQuarrie N, Stock J, Verdel C, Wernicke B. 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical research letters*, Vol. 30: pp. 2036-2040.
- 31- Molinaro M, Leturmy P, Guezou J C, Frizon de Lamotte D, Eshraghi S. 2005a. The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, Vol. 24: pp. TC3007-1-19.
- 32- Molinaro M, Zeyen H, Laurencin X. 2005b. Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran: Recent slab break-off? *Terra Nova*, Vol. 17: pp. 1-6.
- 33- Moshtagh S, Jamali H, Nadimi A, Bagheri H, Baniadam F. 2016. Genesis and tectono-magmatic setting of Sadrabad iron Skarn (west of Yazd). *Iranian Journal of Petrology*, Vol. 7: pp. 55-72.
- 34- Nadimi, A., 2010. Active strike-slip faults in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone of Zagros Orogen (Iran). *Ph. D. Thesis*.
- of the Sanandaj-Sirjan structural zone): a palaeotectonic discussion. *Contribution to the Seismotectonics of Iran*, pp. 239-263.
- 13- Berberian M, King G. 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, Vol. 18: pp. 210-265.
- 14- Berger B, Drew L. 1997. Role of strike-slip duplexes in localization of volcanoes, related intrusions, and epizonal ore deposits [abs.], *Geological Society of America Abstracts with Programs*, pp. 359-360.
- 15- Beygi S, Talovina I, Tadayon M, Nadimi A. 2018. Tectonics and mineralization in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc of Iran, *Topical Issues of Rational Use of Natural Resources: Proceedings of the International Forum-Contest of Young Researchers*, April 18-20, 2018, St. Petersburg, Russia. CRC Press, pp. 9.
- 16- Beygi S, Talovina I V, Tadayon M, Pour A B. 2021. Alteration and structural features mapping in Kacho-Mesqal zone, Central Iran using AStER remote sensing data for porphyry copper exploration. *International Journal of Image and Data Fusion*, Vol. 12: pp. 155-175.
- 17- Campbell J B, Wynne R H. 2011. Introduction to remote sensing. Guilford Press.
- 18- Crosta, A.P. and Moore, J.M., 1989. Geological mapping using Landsat thematic mapper imagery in Almeria Province, South-east Spain. *International Journal of Remote Sensing*, 10(3), pp.505-514.
- 19- Di Tommaso I, Rubinstein N. 2007. Hydrothermal alteration mapping using AStER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, Vol. 32: pp. 275-290.
- 20- Drew L J. 2006. A tectonic model for the spatial occurrence of porphyry copper and polymetallic vein deposits: Applications to central Europe. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- 21- Falcon N L. 1974. Southern Iran: Zagros Mountains. *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. 4: pp. 199-211.
- 22- Force E, Paradis S, Simandl G. 1999. Sedimentary manganese. *Selected British Columbia mineral deposit profiles 3*.



- for alteration zone enhancement in a semi-arid area, northern Shahr-e-Babak, SE Iran. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 29: pp. 2833-2850.
- 46- Tosdal R. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Rev. in Econ. Geol*, Vol. 14: pp. 157-181.
- 47- Trond H. Torsvik and L. Robin M. Cocks., 2004. Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review,. *Journal of the Geological Society* 2004; v. 161; p. 555-572.
- 48- Yetkin E, Toprak V, Suezen M. 2003. Alteration mapping by remote sensing: Application to Hasandağ-Melendiz Volcanic Complex.
- 35- Nadimi A, Konon A. 2012a. Gaw-Khuni Basin: An active stepover structure in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *GSA Bulletin*, Vol. 124: pp. 484-498.
- 36- Nadimi A, Konon A. 2012b. Strike-slip faulting in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. *Journal of Structural Geology*, Vol. 40: pp. 2-16.
- 37- Navabpour P, Angelier J, Barrier E. 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics*, Vol. 432: pp. 101-131.
- 38- Pour A B, Hashim M. 2012. The application of AStER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits. *Ore geology reviews*, Vol. 44: pp. 1-9.
- 39- Rajendran S, Nasir S. 2013. Mapping of manganese potential areas using AStER satellite data in parts of Sultanate of Oman. *Int. J. Geosci. Geomatics*, Vol. 1: pp. 92-101.
- 40- Ranjbar, H., Honarmand, M. and Moezifar, Z., 2004. Application of the Crosta technique for porphyry copper alteration mapping, using ETM+ data in the southern part of the Iranian volcanic sedimentary belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(2), pp.237-243.
- 41- Ricou L. 1971. Le croissant ophiolitique peri-Arabe une ceinture de nappes mise en place au Cretace superieur: Review *Geographie Physique Geologie Dynamique*, v. 13.
- 42- Rouskov K, Popov K, Stoykov S, Yamaguchi Y. 2005. Some applications of the remote sensing in geology by using of AStER images, *Scientific Conf. "SPACE, ECOLOGY, SAFETY"* with Int. Participation, pp. 167-173.
- 43- Sabins F F. 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore geology reviews*, 14: 157-183.
- 44- Sarkarinejad K, Ghanbarian M A. 2014. The Zagros hinterland fold-and-thrust belt in-sequence thrusting, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 85: pp. 66-79.
- 45- Tangestani M H, Mazhari N, Agar B, Moore F. 2008. Evaluating Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (AStER) data

