

تحلیل مورفوتکتونیکی تاقدیس نار (شمال غرب لامرد)

دکتر سید احمد علوی

استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

دکتر رضا درخشانی

استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان

علی حق شناس

کارشناس ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

از نظر تقسیمات زمین شناختی، منطقه مورد مطالعه در کمربند چین خورده - رانده زاگرس قرار دارد. در این مطالعه از روش های کمی و کیفی ریخت زمین ساخت و زمین شناسی ساختمانی به همراه یکدیگر استفاده شده است. عکس های هوایی، تصاویر ماهواره ای، نقشه های زمین شناسی و نقشه های توپوگرافی مطالعه و تفسیر شده اند بر اساس روش های کمی و کیفی مورفوتکتونیکی (شاخص های ریخت سنجی، درصد رخدار شدن پیشانی کوهستان، پیچ و خم پیشانی کوهستان، نسبت V و نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن) و زمین ساختی (تهیه نقشه های خطوط هم پایه، خطواره ها؛ هم تعداد شکستگی (Is fracture)، چگالی خطواره، چگالی تقاطع خطواره) در محدوده مورد مطالعه، حاکی از عملکرد تکتونیک جنب و تشکیل ساختارهای مورفوتکتونیکی ویژه ای همچون دره های خطی، آبراهه های منحرف شده، پرتگاه های گسله، چشمه های آب، آبرفت های بادبزی و حوضه های آبراهه های کشیده می باشد. این تاقدیس همچنین دچار یک دگر شکلی (به شکل Z) گشته است که علت بروز چنین تغییر شکل را شاید بتوان ناشی از گذر یک گسل پی سنگی با امتدادی شمالی - جنوبی از زیر این تاقدیس دانست. این گسل می تواند موجب تغییر شکل تاقدیس و بروز ناهنجاری در آبراهه ها، وضعیت تنش ها، خطواره ها و ... شده باشد. وجود یک گنبد نمکی در زیر این تاقدیس نیز می تواند در بروز این تغییر شکل نقش مؤثری داشته باشد.

واژگان کلیدی: شاخص های ریخت سنجی، خطوط هم پایه، خطواره ها، دگر شکلی، تکتونیک جنب، گسل پی سنگی.

موقعیت جغرافیایی، زمین شناسی و سیماهای مورفوتکتونیک منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در محدوده عرض جغرافیایی $28^{\circ}/00' - 27^{\circ}/30'$ شمالی و طول جغرافیایی $52^{\circ}/30' - 52^{\circ}/00'$ شرقی واقع است. مساحت منطقه مورد مطالعه ۱۰۳۸ کیلومتر مربع می باشد. این منطقه در شمال غربی شهرستان لامرد از توابع استان فارس واقع است و از نظر تقسیمات زمین شناختی در کمربند چین خورده - رانده زاگرس قرار دارد.

کوه نار تاقدیسی به طول تقریبی ۶۵ کیلومتر و پهنای متوسط ۱۵ کیلومتر است. این تاقدیس در امتداد شمال غربی - جنوب شرقی کشیده شده و در انتهای جنوب شرقی به تاقدیس عسلویه می پیوندد. محور تاقدیس در حوالی جهم منحرف شده و امتداد شمالی - جنوبی به خود می گیرد و با برخورد به تاقدیس نمک دوباره در راستای شمال غرب - جنوب شرق قرار می گیرد (شکل ۱). لایه های یال جنوبی بخش جنوب شرقی تاقدیس نار وضعیتی نزدیک به قائم به خود گرفته و به دلیل ارتفاع بیشتر ناشی از مجاورت تاقدیس، رودخانه ها به منظور رسیدن به سطح اساس خود دره های عمیق تری را به وجود آورده اند. همچنین در این منطقه شکستگی ها و گسل های فراوانی مشاهده می شود. زمین لغزش های زیادی نیز به دلیل شیب زیاد لایه ها در این ناحیه رخ داده است. سطح محوری تاقدیس قائم نیست و به سمت جنوب شیب دارد. وجود دره های خطی با حوضه های آبراهه های کشیده، از سیماهای شایع به ویژه در یال جنوبی بخش جنوب شرقی تاقدیس است. وجود چشمه های نسبتاً زیاد بر روی یال شمالی تاقدیس و در ارتفاعات، نشان از عملکرد گسل های متعدد در این منطقه دارد. در این منطقه همچنین رودخانه های منحرف شده زیادی وجود دارد (شکل ۲). گسل ها، شکستگی ها و درزه ها در کوه نار به وفور دیده می شود. روند آن ها در بخش های شمال غربی و جنوب شرقی کوه عموماً شمال شرقی - جنوب غربی است ولی در بخش میانی که محور چین منحرف شده است، الگوی شعاعی و محیطی را به وجود آورده اند. فرازمین ها و فروزمین ها نیز پدیده های دیگری هستند که توسط گسل های نرمال در منطقه ایجاد شده اند. در یال جنوبی بخش جنوب شرقی تاقدیس رودخانه ها در مقطع طولی دارای شیب زیاد می باشند و حوضه های زهکشی کشیده ای را به وجود آورده اند که این امر نیز دلالت بر فعال بودن منطقه از نظر زمین ساختی دارد. از دیگر سیماهای مورفوتکتونیک منطقه می توان به دره های ۷ شکل و عمیق اشاره کرد که در سرتاسر منطقه به ویژه در محل انحراف محور چین و نیز در یال جنوبی بخش جنوب شرقی تاقدیس دیده می شود (شکل ۳). قرار گرفتن تاقدیس نار در مجاورت یک گنبد نمکی که وجود آن توسط روش های ژئوفیزیکی تأیید شده است، تاقدیس نار را به محل مناسب برای ذخیره منابع نفت و گاز تبدیل کرده و نیز باعث بالا آمدگی و ایجاد دگرریختی فراوان در منطقه شده است. لرزه خیزی منطقه نیز یکی دیگر از نشانه های فعال بودن زمین ساختی منطقه است (گزارش شرکت نفت).

سازندهایی که در منطقه رخنمون دارند از قدیم به جدید عبارتند از: سورمه، انیدریت هیث، فهلیمان، داریان، ایلام، گورپی، آسماری - جهرم، پابده، گچساران، میشان، بخش آهک گوری، آغاچاری، بختیاری و رسوبات آبرفتی کواترنری (نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لامرد شرکت نفت).

روش کار

تمامی اشکال و ناهمواری های سطح زمین را می توان با توجه به اندازه، ارتفاع و شیب آن ها توصیف کرده و به طور کیفی با یکدیگر مقایسه نمود. در حالی که اندازه گیری های کمی این اشکال، این امکان را فراهم می کند تا ضمن مقایسه دقیق تر پارامترها و شاخص های ژئومورفیک، ویژگی های خاص یک ناحیه مثل سطح فعالیت تکتونیک آن را نیز محاسبه نمود.

مهم‌ترین هدف از به کارگیری شاخص‌های ژئومورفیک و اندازه‌گیری‌های مورفومتریک (ریخت‌سنجی) در مورفوتکتونیک، به دست آوردن بررسی اشکال و ناهمواری‌های زمین از حالت کیفی و توصیفی و عددی نمودن آن‌ها بوده است. داده‌های لازم برای مطالعات مورفومتریک را می‌توان به آسانی از طریق نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای به دست آورد. به منظور انجام محاسبات ریخت‌سنجی، تعداد ۲۱ جبهه کوهستانی در محدوده مورد مطالعه انتخاب گردیده است. (شکل ۴). انتخاب جبهه‌ها بر مبنای معیارهای ارائه شده به وسیله ولز (Wells *et al.* ۱۹۸۸) انجام شده و از انتخاب جبهه‌ها در مکان‌هایی که گسل‌های عرضی ناشی از ضعف محلی حضور دارند خودداری شده است؛ زیرا خردشدگی ناشی از فعالیت این‌گونه گسل‌های پراکنده محلی، حفر تورفتگی‌ها را تسهیل کرده در نتیجه شاخص Smf و متوسط شاخص Vf راحت تحت تأثیر قرار می‌دهد.

الف - رخدار شدن پیشانی کوهستان (mountain front faceting)

به طور معمول در نواحی کوهستانی که به وسیله گسل‌ها محدود شده‌اند، با پیشانی یا جبهه‌هایی مواجه شده که بررسی مورفولوژی آن‌ها روش بسیار مناسبی برای ارزیابی تکتونیک فعال به حساب می‌آید. چگونگی و میزان فرسایش دیواره‌های دره آبراهه‌هایی که مرز کوه و دشت را قطع می‌کنند نیز در مورفولوژی پیشانی کوه بسیار مؤثر است.

رخدار شدن پیشانی کوه توسط فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$\text{Facet\%} = Lf/Ls$$

در این رابطه Facet% درصد رخدار شدن پیشانی کوهستان، Lf: طول سطح در پیشانی کوهستان و Ls طول خط مستقیم پیشانی کوهستان است. در این شاخص درصد‌های بالا نشانگر فعال بودن پیشانی کوهستان است. مقدار این شاخص در ۲۱ ایستگاه (شکل ۴) محاسبه شده و نتایج آن در هیستوگرام شکل ۵ ب خلاصه شده است. بر این اساس، مقدار میانگین این شاخص در کل منطقه برابر با ۰/۷۶ می‌باشد که بیانگر عملکرد تکتونیک فعال در منطقه است.

ب - پیچ و خم پیشانی کوهستان (mountain front sinuosity)

شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$\text{Smf} = Lmf/Ls$$

در این فرمول، Smf شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان، Lmf طول پیشانی کوهستان در طول اتصال کوهستان با آبرفت و Ls طول خط مستقیم پیشانی کوهستان می‌باشد.

این شاخص بیانگر توازن بین شدت و تمایل رودها برای ایجاد یک پیشانی نامنظم و فعالیت تکتونیک قائم جهت ایجاد یک پیشانی مستقیم برای کوه است. بنا بر این کوه‌هایی که با بالا آمدگی فعال همراهند، دارای پیشانی‌ای مستقیم و فرو رفتگی و بیرون‌زدگی کم‌تری بوده و مقدار شاخص Smf آن‌ها نیز به عدد ۱ نزدیک‌تر خواهد بود. اما چنانچه میزان بالا آمدگی کاهش یافته یا صفر گردد، فرایند فرسایش شروع به تشکیل پیشانی پریچ و خم می‌کند که با گذشت زمان نامنظم‌تر می‌گردد، در این حالت افزایش درجه انحنا پیشانی کوه (شاخص Smf) بیانگر سکون تکتونیک (tectonic quiescence) آن پیشانی است. لازم به ذکر است که

جنس سنگ‌های پیشانی کوهستان و مقاومت آن‌ها در برابر عوامل فرسایش می‌تواند در مقدار شاخص Smf مؤثر باشد (Doornkamp 1986).

ولز و همکاران (Wells et al. 1988)، ویژگی‌های لازم برای تقسیم‌بندی یک پیشانی کوه به بخش‌های مختلف جهت محاسبه شاخص Smf را به ترتیب زیر عنوان می‌نماید:

۱- بریده شدن به وسیله یک آبراهه که در مقایسه با پیشانی کوه بزرگ باشد.

۲- انحراف ناگهانی در امتداد پیشانی کوه.

۳- تغییرات ناگهانی در سنگ‌شناسی آن.

۴- تغییرات ناگهانی در ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی اصلی آن نسبت به بخش پیشانی کوه متصل به آن.

برای محاسبه شاخص Smf می‌توان از تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی کمک گرفت. اگر چه تعیین خط اتصال کوهستان به آبرفت متأثر از سلیقه‌های شخصی است. این تکنیک ممکن است به طور نسبی به فعال شدن دوباره گسل‌های قدیمی حساس نباشد. به علاوه، هرگاه گسلش دوباره، برای ایجاد یک جبهه کوهستانی خطی تأثیرگذار نباشد و حتی یک جبهه کوهستانی که در حال حاضر فعال می‌باشد نیز به صورت تورفتگی بر روی نقشه توپوگرافی (غیرخطی) ظاهر می‌شود. (Burbank and Anderson 2001)

شاخص Smf در ۲۱ ایستگاه (جبهه ۱ تا جبهه ۲۱ در شکل ۴) محاسبه گردیده است. مطابق هیستوگرام شکل ۵ الف، مقادیر میانگین این شاخص در تقادیس نار برابر با ۴۳/۱ بوده که مؤید فعال بودن منطقه می‌باشد.

ج - نسبت V (V ratio)

مایر (Mayer ۱۹۸۶) رابطه زیر را برای محاسبه مورفولوژی دره آبراهه، نسبت V (V ratio) ارائه نموده

$$\text{است: } V = A_v/A_c$$

در این رابطه A_v مساحت دره در مقطع عرضی و A_c سطح نیم دایره‌ای به شعاع h و h نیز ارتفاع خط تقسیم آب همجوار است. این نسبت نیز اطلاعاتی را در باره بالا آمدگی منطقه به دست می‌دهد، به طوری که اگر مقدار آن در حد ۱ باشد، دره U شکل است و چنانچه این نسبت خیلی کوچک باشد (کمتر از ۱)، با دره‌های V شکل که می‌توانند معرف عملکرد قائم تکتونیک فعال باشند، در ارتباط است و مقادیر بزرگ‌تر از ۱ نیز نشانگر این است که عرض دره بسیار بیشتر از عمق آن است و می‌تواند معرف غیر فعال بودن منطقه از نظر تکتونیک باشد. نتایج حاصل از اندازه‌گیری این شاخص در ۱۸ ایستگاه (شکل ۴) در هیستوگرام شکل ۵ پ خلاصه شده است. میانگین این شاخص در منطقه مورد مطالعه ۰/۸ است. مقادیر این شاخص نیز مؤید عملکرد تکتونیک فعال در منطقه است.

د- نسبت پهنا کف دره به ارتفاع آن (Vf ratio)

نسبت پهنا کف دره به ارتفاع آن (Vf ratio) به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$Vf = 2Vfw / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]$$

در این رابطه، Vf معرف نسبت پهنا کف دره به ارتفاع آن، Vfw پهنا کف دره، Eld و Erd به

ترتیب ارتفاع دیواره سمت چپ و راست دره و Esc ارتفاع کف دره است.

برای محاسبه Vf، داده‌ها باید در یک فاصله معین از پیشانی کوه اندازه‌گیری شود. شاخص Vf موجب

تفکیک دره‌های U شکل از دره‌های V شکل می‌گردد؛ به طوری که مقادیر بزرگ Vf نشانگر کم بودن میزان بالا آمدگی یا فرازش (uplift) و در نتیجه وجود دره‌هایی با کف پهن و U شکل که در اثر فرسایش جانبی ناشی از ثبات پیشانی کوه، تشکیل شده‌اند، می‌باشد. در حالی که مقادیر کوچک Vf زیاد بودن میزان فرازش و همچنین وجود دره‌های عمیق و V شکل را منعکس می‌کند.

تفسیر نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره، با تنوع در اندازه رودها و مقاومت سنگ شناختی، می‌تواند پیچیده باشد. لیتولوژی‌های ضعیف‌تر و رودخانه‌های بزرگ‌تر، در مقایسه با سنگ‌های مقاوم‌تر و رودخانه‌های کوچک‌تر، در یک رژیم بالاآمدگی یکسان، دره‌هایی با کف عریض‌تر را به وجود می‌آورند. مقدار این شاخص ژئومورفیک نیز در ۲۶ ایستگاه (شکل ۴) اندازه‌گیری و محاسبه شده و نتایج به دست آمده در هیستوگرام شکل ۸ ت خلاصه شده است. بر طبق این نتایج، مقدار این شاخص میانگینی برابر با ۱ را به خود اختصاص داده است که نشان دهنده عملکرد تکتونیک فعال و وجود دره‌های عمیق و V شکل در تاق‌دیس نار می‌باشد.

۵- تحلیل آبراهه‌ها

لازمه تفسیر وضعیت تکتونیک یک منطقه، شناخت ساختارهای زمین‌شناسی و ارتباط آن‌ها با یکدیگر است. در این راستا تحلیل شبکه آبراهه‌ها و آنالیز خطوط هم‌پایه می‌تواند مفید واقع گردد. جهت حرکت آبراهه‌ها، عمدتاً بر مسیری منطبق است که دارای شیب توپوگرافی بیشتری باشد.. (Deffontaines et al 1992) در این میان، ساختارهای تکتونیک، وضعیت زمین‌شناسی و لیتولوژی و آنومالی‌های توپوگرافی نیز در هدایت و یا تغییر مسیر آبراهه‌ها نقش مؤثری ایفا می‌کنند. به عنوان مثال گسل‌های راستالغزی که امتداد یک آبراهه را قطع می‌کنند، می‌توانند موجب جابه‌جایی و تغییر مسیر آن آبراهه شوند. در حالی که گسل‌های نرمال و شکستگی‌های کششی می‌توانند سبب هدایت آبراهه‌ها در راستای خود گردند. (Farhoudi and poll 1992). هوازدگی و فرسایش نیز در گسل‌ها و درزه‌ها شتاب بیشتری به خود گرفته و موجب تسخیر و گسترش آبراهه‌ها در مسیر این شکستگی‌های تکتونیک می‌گردد (Alavi and Merh 1991). از این رو آنالیز طرح آبراهه‌ها می‌تواند موجب شناسایی ساختارهایی گردد که نمایان بودن تمام و یا قسمتی از آن‌ها در سطح زمین و پوشیده شدن توسط آبرفت و گیاه، تشخیص و شناسایی آن‌ها را از طریق مطالعه عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای و انجام عملیات صحرایی با مشکل مواجه ساخته است. نقشه خط‌واره‌های منطقه، بر اساس نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه و توسط پیاده کردن راستای آبراهه‌هایی با طول بیش از ۱ کیلومتر تهیه گردید. به منظور اندازه‌گیری روند آبراهه‌ها بر روی نقشه، تاق‌دیس به چهار بخش تقسیم شد: بخش شمال غربی، دو بخش در محل انحراف محور تاق‌دیس و بخش جنوب شرقی. برای مقایسه تغییر روند آبراهه‌ها بر اثر حرکات زمین‌ساختی برای هر بخش نمودارهای گل سرخی تهیه شد (شکل ۶).

۶- آنالیز خطوط هم‌پایه

نقشه ساختمانی و تکتونیک مناطقی که دارای برجستگی‌های نسبتاً یکسان و کم‌شیار (weakly incised) بوده و توسط رسوبات جوان و نسبتاً یکنواخت (از نظر لیتولوژی) پوشیده شده‌اند، اغلب یا وجود ندارد و یا ارزش چندانی ندارد. عدم دسترسی به چینه‌شناسی منطقه و یا پدیدار شدن وضعیت چینه‌شناسی منطقه به صورت نادر و با کیفیتی غیر قابل اعتماد، باعث پیچیده‌تر شدن اوضاع می‌گردد. تحت چنین شرایطی

و با داشتن داده‌های بسیار کم انجام آنالیزهای مورفوتکتونیک ناحیه‌ای بر روی عوارض ژئومورفیک از قبیل شبکه آبراهه‌ها، روشی بسیار مفید برای به دست آوردن اطلاعات پایه‌ای ساختمانی می‌باشد. این آنالیزها، به طور کلی شامل دو گام متوالی است: ۱- تعیین مرتبه آبراهه‌ها ۲- تهیه نقشه خطوط هم پایه (isobase line map).

مرتبه آبراهه‌ها جایگاه نسبی هر آبراهه را در یک شبکه حوضه آبریز فرسایشی تعیین می‌کند. از میان روش‌های متعددی که برای مرتبه بندی آبراهه‌ها پیشنهاد شده است، روشی که گولتس (Golts et al. 1993) جهت مرتبه بندی آبراهه‌ها به کار برده انتخاب شده است؛ بدین ترتیب که کوچک‌ترین آبراهه‌ها (دره‌ها) به عنوان آبراهه مرتبه یک در نظر گرفته شده است. از اتصال دو آبراهه مرتبه یک، یک آبراهه مرتبه دو تشکیل می‌گردد و الی آخر. نکته قابل توجه این است که در این روش، مرتبه آبراهه مادام که شاخه‌های با مرتبه پایین تر به آن وصل شوند، افزایش نخواهد یافت. این روش سن نسبی زمین‌شناسی را با مرتبه آبراهه‌ها مرتبط می‌سازد. و لذا عوارض مورفولوژیکی متعددی که به وسیله نقشه‌های هم پایه آشکار می‌گردند، می‌توانند به حوادث مختلف زمین‌شناسی نسبت داده شوند.

هم پایه (isobase) واژه‌ای است که برای خطی که یک سطح فرسایشی را ترسیم می‌کند، به کار می‌رود. کف آبراهه‌ها سطح اساس فرسایش را نشان می‌دهند و آبراهه‌های هم مرتبه، معمولاً به حوادث زمین‌شناسی مشابهی تعلق داشته و معمولاً سن زمین‌شناسی یکسانی دارند. با توجه به مطالب فوق، می‌توان خطوط هم پایه را با اتصال آبراهه‌های هم مرتبه‌ای که دارای ارتفاع یکسان باشند، به دست آورد. بدین منظور با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی، ترجیحاً در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ تا ۱:۱۰۰۰۰۰ و با توجه به موقعیت آبراهه‌های منطقه در آن نقشه، خطوط هم پایه ترسیم شده است. بدین ترتیب نقشه هم پایه‌ای که سطوح فرسایشی را برای قطعات آبراهه‌های هم مرتبه به تصویر می‌کشد، تکمیل می‌گردد. بنا بر این می‌توان گفت که سطوح هم پایه، صفحاتی فرضی هستند که با اتصال پروفیل‌های آبراهه‌های هم مرتبه ایجاد می‌گردند. این سطوح به مراحل فرسایشی مشابهی مربوط گشته و بنا بر این به عنوان آشکار کننده‌های حوادث تکتونیک فرسایشی ناحیه‌ای و به‌ویژه حرکات اخیر پوسته در نظر گرفته می‌شوند. لذا آنالیز سطوح هم پایه می‌تواند در شناخت فرایندهای تکتونیک جوان، مفید واقع شود.

هنگام تفسیر نقشه‌های هم پایه باید به جزئیات زیر توجه نمود:

- ۱- تغییر جهت ناگهانی خطوط هم پایه می‌تواند ناشی از جابه‌جایی‌های تکتونیک و یا تغییرات شدید لیتولوژیکی باشد.
 - ۲- فشردگی خطوط هم پایه، نشان دهنده وجود لایه‌های شدیداً شیبدار (احتمالاً ناشی از گسلش و یا چین خوردگی) می‌باشد.
 - ۳- فاصله گرفتن خطوط هم پایه از یکدیگر نشانگر گرادیان‌های ملایم و احتمالاً وجود فرو رفتگی‌های ساختمانی (structural troughs) است.
 - ۴- معمولاً در دره‌ها و یا بستر آبراهه‌ها، خطوط هم پایه به طرف بالای آبراهه تحذب پیدا می‌کنند. تحذب این خطوط به طرف پایین آبراهه می‌تواند نشانگر فرونشست شدید آن قطعه خاص آبراهه باشد. البته چنین حالتی معمولاً با شاخه شدن دره‌ها و همچنین تجمع مخروط افکنه‌ها، همراه می‌گردد.
- به منظور تهیه نقشه خطوط هم پایه، در ابتدا نقشه‌های توپوگرافی و آبراهه‌های منطقه به طور جداگانه در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ تهیه شد. با تلفیق نقشه‌های توپوگرافی و آبراهه‌ها، خطوط هم پایه را با اتصال آبراهه‌های

هم مرتبه‌ای که دارای ارتفاع یکسان می‌باشند، ترسیم کرده و بدین ترتیب نقشه خطوط هم پایه مربوط به منطقه مورد مطالعه تهیه گردید (شکل ۷).

با توجه به تغییر جهت ناگهانی خطوط هم پایه، فشردگی، فاصله گرفتن، تحدب و تقعر آن‌ها و با در نظر گرفتن تغییرات لیتولوژیکی و شیب لایه‌ها، موقعیت تعدادی از گسل‌های احتمالی در این نقشه پیشنهاد شده است (شکل ۷). تعدادی از گسل‌ها در امتداد تقریبی $15^{\circ}E$ تا $25^{\circ}E$ ایجاد شده‌اند. گروه دیگری از این گسل‌ها دارای امتداد تقریبی $15^{\circ}W$ تا $25^{\circ}W$ می‌باشند. در ضمن شکستگی‌هایی با امتداد تقریبی $80^{\circ}E$ نیز در این نقشه دیده می‌شود.

ز- نقشه خطواره‌های منطقه

خطواره‌های بزرگ، مسیرهای توپوگرافی مستقیم یا تقریباً مستقیمی هستند که در تصاویر سنجیده از دور (نظیر عکس‌های هوایی یا تصاویر ماهواره‌ای) یا بر روی نقشه‌های توپوگرافی قابل رؤیت هستند. این خطواره‌ها معمولاً معرف روند مناطق گسلی، یا روند درزه‌های منظم اصلی هستند. سیستم‌های درزه به ویژه اگر کنترل‌کننده سیستم زهکشی منطقه باشند، به صورت خطواره‌های بزرگ ظاهر می‌شوند. به منظور تجزیه و تحلیل آرایه خطواره‌ها و رسم نقشه‌های ناهنجاری‌های هم تعداد شکستگی (isofracture anomaly)، ناهنجاری‌های چگالی خطواره (lineament density anomaly) و ناهنجاری‌های چگالی تقاطع خطواره (lineament intersection density anomaly)، نقشه تفصیلی خطواره‌های منطقه بر اساس اختلاف تن، بافت، برجستگی، پوشش گیاهی، تن خاک و آبراهه‌های خطی با استفاده از عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های توپوگرافی تهیه شده است (شکل ۸). پس از آن، کل منطقه به سلول‌هایی به ابعاد ۲ کیلومتر تقسیم گردید. مجموعاً ۲۵۶ سلول کل منطقه را پوشش داد.

ناهنجاری‌های هم تعداد شکستگی (isofracture anomaly): تعداد خطواره‌ها در هر سلول به مساحت ۴ کیلومتر مربع شمارش و در مرکز هر سلول منظور شد. پس از آن با استفاده از داده‌های فوق، ناهنجاری‌های هم تعداد شکستگی به صورت خطوط تراز رسم گردیده است. پس از آن نیز روند بزرگ‌ترین محور منحنی ماکزیم ترسیم گردید که روندهای زیر قابل شناسایی هستند (شکل ۹): روند N-S، روند E-W و روند NE-SW.

ناهنجاری‌های چگالی خطواره (lineament density anomaly): مجموع طول شکستگی‌های موجود در هر سلول به مساحت ۴ کیلومتر مربع محاسبه و در مرکز هر سلول منظور شد. پس از آن با استفاده از داده‌های فوق، ناهنجاری‌های چگالی شکستگی به صورت خطوط تراز رسم گردیده است. روندهای زیر را می‌توان تشخیص داد (شکل ۱۰): روند N-S، روند E-W و روند NW-SE.

ناهنجاری‌های چگالی تقاطع خطواره (lineament intersection density anomaly): مجموع طول شکستگی‌های موجود در هر سلول به مساحت ۴ کیلومتر مربع شمارش و در مرکز هر سلول منظور شد سپس با استفاده از داده‌های فوق، ناهنجاری‌های چگالی تقاطع شکستگی به صورت خطوط تراز رسم گردید که با استفاده از آن روند کلی E-W قابل تشخیص است (شکل ۱۱).

تعیین روند محور چین

به منظور تعیین روند محور تاقدیس نار در سه بخش شمال غربی، میانی و جنوب شرقی تاقدیس، بیش از

۳۰۰ مورد شیب و امتداد لایه‌های چین خورده اندازه‌گیری و استریوگرام مربوط به هربخش با استفاده از قطب لایه‌های چین خورده ترسیم شد و محور پی (π) آن‌ها به دست آمد (شکل ۱۲). بر اساس این استریوگرام‌ها، محور چین در بخش شمال غربی دارای مختصات $309^{\circ}/0^{\circ}$ ، در بخش میانی دارای مختصات $358^{\circ}/1^{\circ}$ و در بخش جنوب شرقی دارای مختصات $315^{\circ}/3^{\circ}$ می‌باشد. بدین ترتیب ملاحظه می‌شود که محور چین در حدود 50° درجه چرخش داشته است. این مقدار چرخش در جهت راستگرد بوده است و با توجه به شکل کلی تاقدیس نار که به صورت Z شکل می‌باشد، می‌توان نتیجه گرفت که بعد از تشکیل تاقدیس، کل منطقه دچار یک سیستم برشی احتمالاً تحت تأثیر گسل‌های پنهان یا پی سنگی منطقه بوده است.

بحث و نتیجه‌گیری

تقریباً تمامی نقشه‌های تهیه شده از منطقه مورد مطالعه، ناهنجاری محسوسی را در محدوده جنوب شرقی منطقه از خود نشان می‌دهند. این ناهنجاری در نقشه خطواره‌های رسم شده بر اساس راستای آبراهه‌های اصلی (شکل ۶) خود را به شکل انحراف آبراهه‌ها از امتداد NW-SE به امتداد NE-SW نشان می‌دهد با توجه به این که روند آبراهه‌ها همواره در جهت بیشترین شیب قرار می‌گیرد، تغییر آن بر روی نمودار گلسرخی شکل ۶ به وضوح بر تغییر جهت شیب‌ها دلالت می‌نماید که به‌ویژه در بخش میانی تاقدیس در امتداد محور آن رخ داده است که این موضوع نشاندهنده چرخش روند محور می‌باشد.

در نقشه چگالی تقاطع خطواره‌های منطقه نیز چنین مسأله‌ای نمایان است. سایر نقشه‌ها نیز همچون نقشه خطواره‌های منطقه بر اساس الگوی آبراهه‌ها، منحنی‌های خطوط هم پایه، نقشه چگالی خطواره‌ها، نقشه هم تعداد شکستگی و نقشه خطواره‌های تکتونیک منطقه این ناهنجاری را نشان می‌دهند.

بررسی خطواره‌های ترسیم شده بر اساس راستای آبراهه‌های اصلی منطقه، خطواره‌های استنباط شده از ناهنجاری در خطوط هم پایه و عکس‌های هوایی و روند محورهای منحنی ماکزیمم در نقشه‌های هم تعداد شکستگی، ناهنجاری چگالی خطواره و ناهنجاری چگالی تقاطع خطواره، بیانگر مطابقت این خطواره‌ها با شکستگی‌های برشی $P'R$ ، R و کششی T می‌باشد. مطابقت خطواره‌های موجود در منطقه با شکستگی‌های $P'R$ ، T و در یک سیستم برشی راستالغز راستگرد، وجود یک گسل پی سنگی را در زیر ناحیه‌ای که محور تاقدیس دچار چرخش شده، پیشنهاد می‌کند.

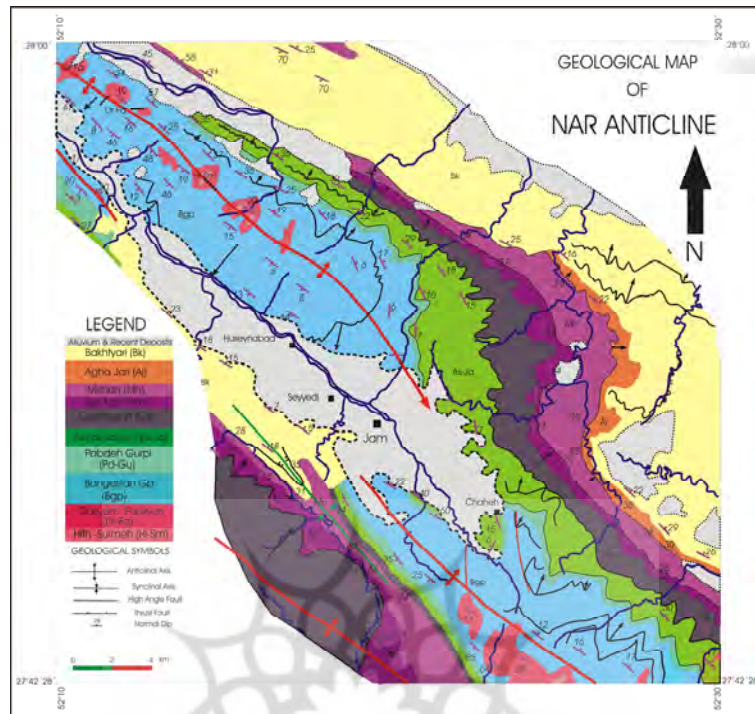
این گسل می‌تواند با امتدادی شمالی - جنوبی از زیر این تاقدیس عبور کرده باشد و موجب تغییر شکل تاقدیس و بروز ناهنجاری در آبراهه‌ها، وضعیت تنش‌ها، خطواره‌ها و ... گردد. در زمان فعلی عملکرد این گسل پی سنگی موجب تغییر فرم تاقدیس به صورت شکل‌پذیر (ductile) شده است که به نظر می‌رسد در آینده با عملکرد بیشتر این گسل، این دگر شکلی‌های سطحی خود را به صورت شکننا (brittle) نمایان سازند و حتی موجب قطع و جدایش تاقدیس نار در محل پیچش فعلی آن گردند.

وجود ساختارهای خاص گسل‌های فعال نظیر آبراهه‌های منحرف شده (شکل ۲)، پرتگاه‌های گسلی با ارتفاع نسبتاً زیاد، دره‌های V شکل (شکل ۳)، چشمه‌های آب، حوضه‌های آبراهه‌های کشیده در منطقه و همچنین محاسبه شاخص‌های ژئومورفیکی و مقایسه نتایج به دست آمده با تقسیم بندی‌های متعدد (Mayer 1986, Wells 1988, Bull et al. 1977, Keller & Pinter 1996) نیز فعالیت درجه یک این منطقه را تأیید می‌کند.

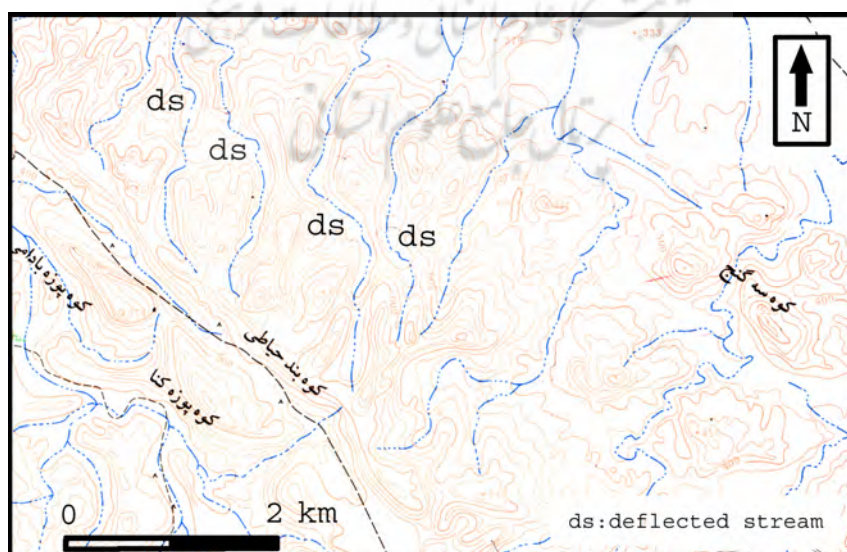
منابع :

- 1- Alavi, S. A. and Merh, S. S. 1991. Morphotectonic Analysis of South Gujarat Landscape., Proc. Indian. Natn. Sci. Acad., Vol.57A, No.6, pp.683-698.
- 2- Bull, W. B. and McFadden, L. D. 1977. Tectonic Geomorphology north and south of the Garlock fault, California. *Proceeding of the 8 th Annual Geomorphology Symposium*, New York.
- 3- Burbank, D. W. and Anderson, R. S. 2001. Tectonic Geomorphology. blackwell Science. pp 274
- 4- Deffontaines, B. et al. (1992) Investigation of active faults in Morocco using morphotectonic methods and drainage pattern analysis *Geol. Rundsch.* Vol(81) (1), pp. 1990 - 210
- 5- Doornkamp, A. 1986. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *Jour. Geol. Soc. London.* 143: pp.335-342.
- 6- Farhoudi, G. and poll, K. (1992) short note: A morphotectonic study of environmental impact on groundwater in Southern Iran and under the Persian Gulf *Geologische Rundsch* 81: pp. 581- 589.
- 7- Golts, S. and Rosenthal, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel Derived from isobase lines. *Geomorphology.* 7: pp.307-315.
- 8- Keller, E. A. and Pinter, N. 1996. Active Tectonics, Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall. pp. 468
- 9- Mayer, L. 1986. Tectonic geomorphology of scarpment and mountain fronts. In: Active Tectonics (Compiled by Wallace, R. E.), Washington, National Academic Press. pp.125-135.
- 10- Wells, S. G. 1988. Regional variation in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary: Pacific Coast of Costa Rica. *Geomorphology.* 1: pp.239-265.





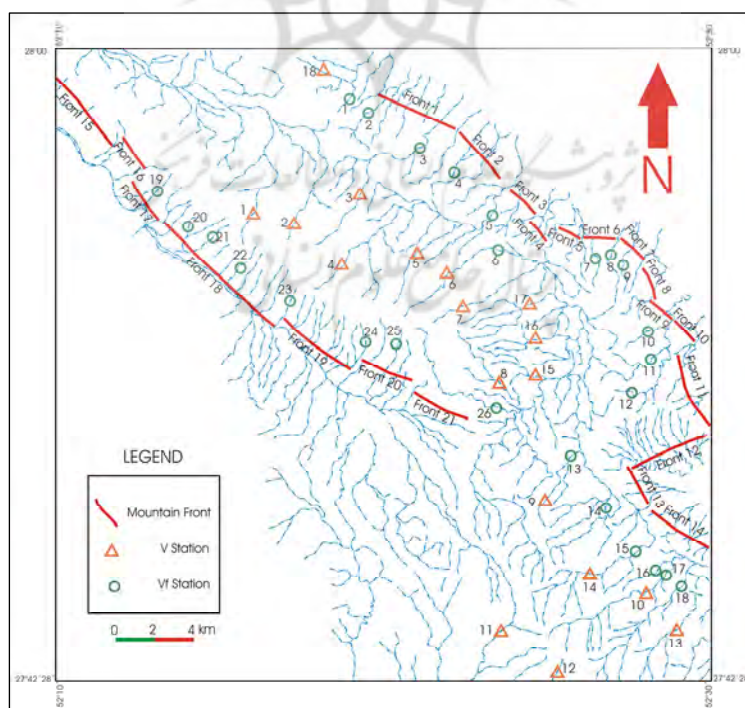
شکل ۱ - نقشه زمین شناسی تاقدیس نار



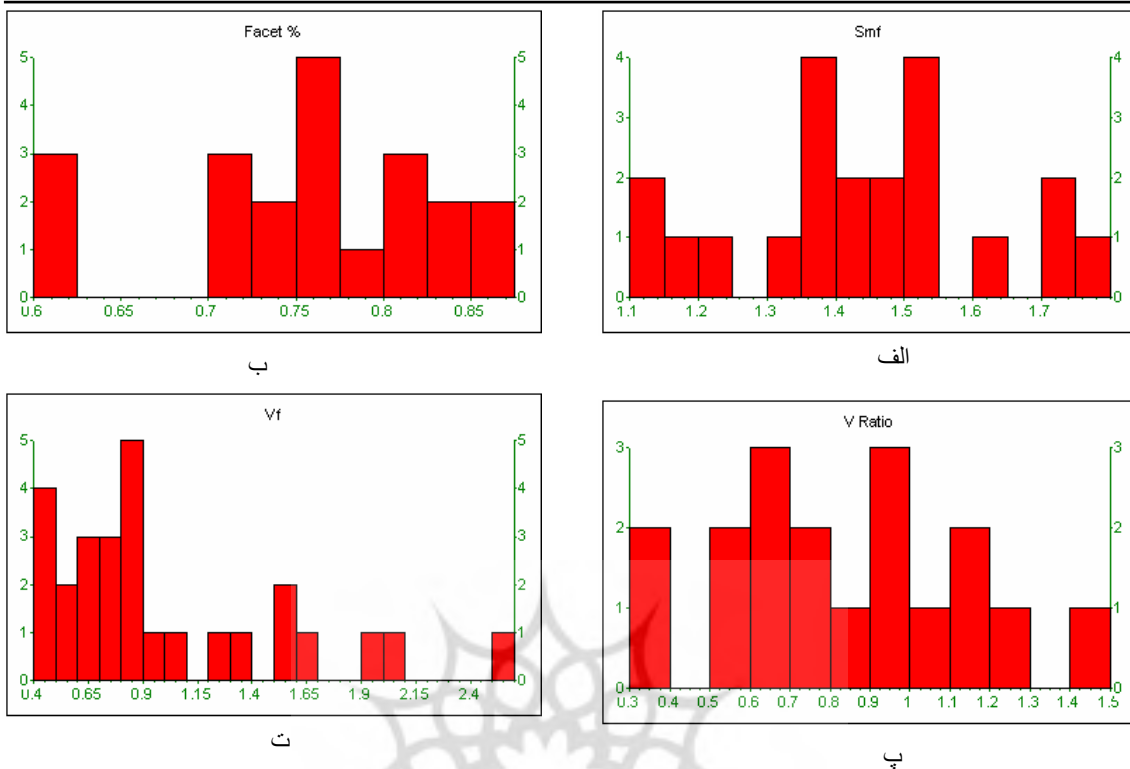
شکل ۲ - تعدادی از آبراهه های منحرف شده در منطقه مورد مطالعه



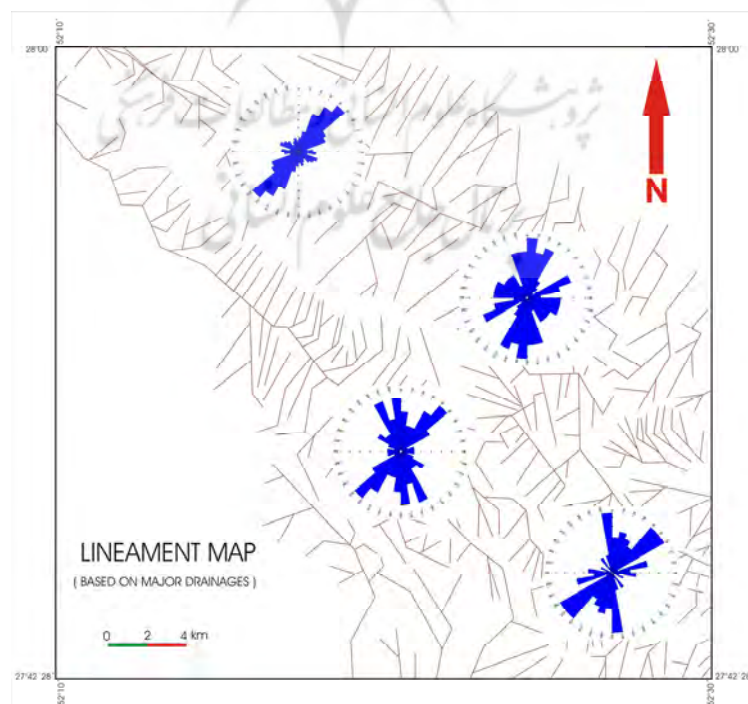
شکل ۳ - نمونه ای از دره های V شکل در منطقه که حاکی از عملکرد تکتونیک فعال می باشد.



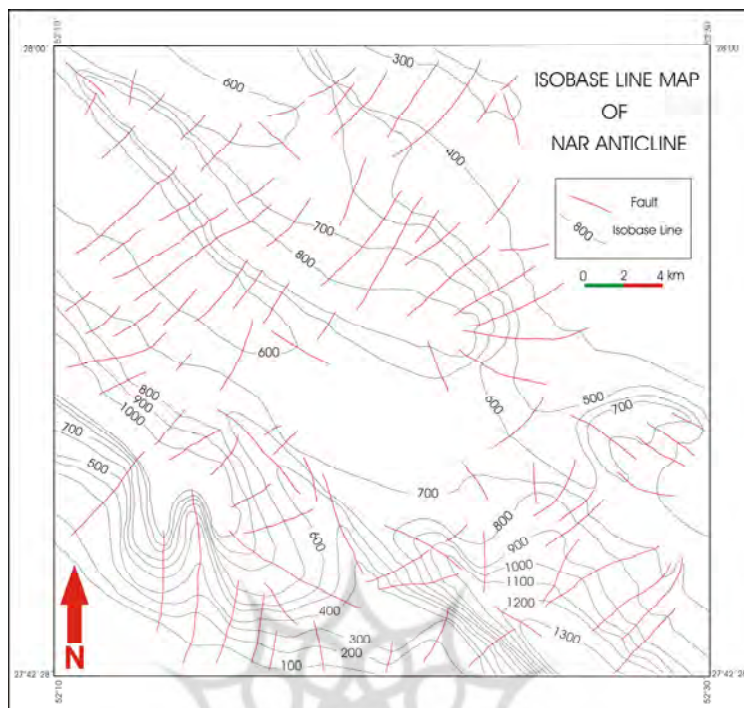
شکل ۴ - نقشه موقعیت ایستگاه های داده برداری جهت محاسبه شاخص های ریخت سنجی



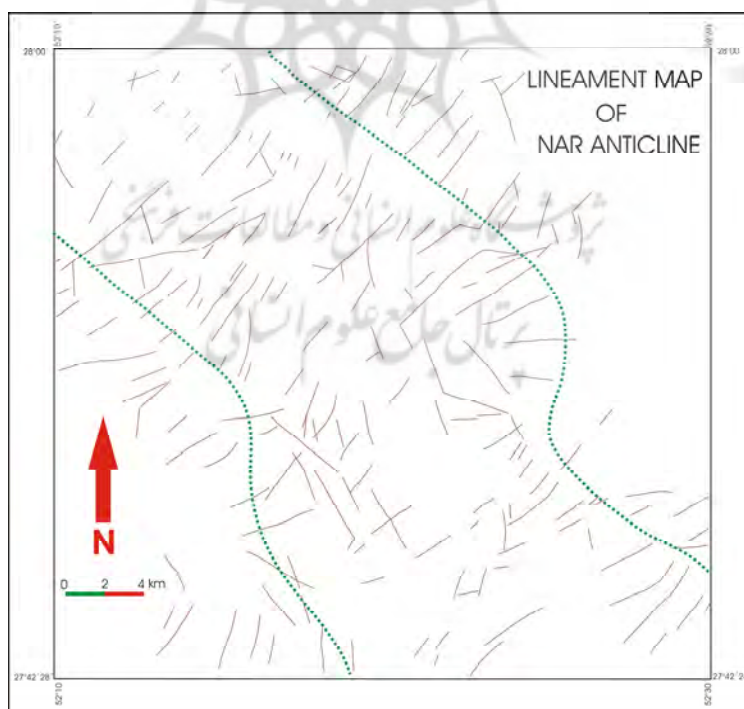
شکل ۵ - نمودارهای هیستوگرام مربوط به نتایج حاصل از اندازه گیری شاخص های پیچ و خم پیشانی کوهستان (الف)، رخ دار شدن پیشانی کوهستان (ب)، نسبت V (پ) و نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (ت) در تقادیس نار



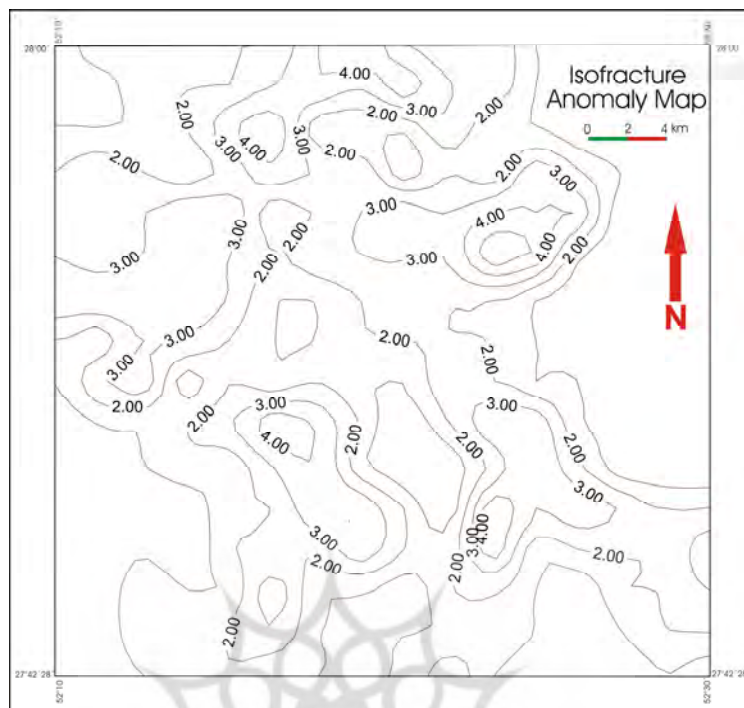
شکل ۶ - نقشه خطواره های به دست آمده بر اساس راستای آبراهه های اصلی منطقه به همراه نمودارهای گلسرخی مربوطه



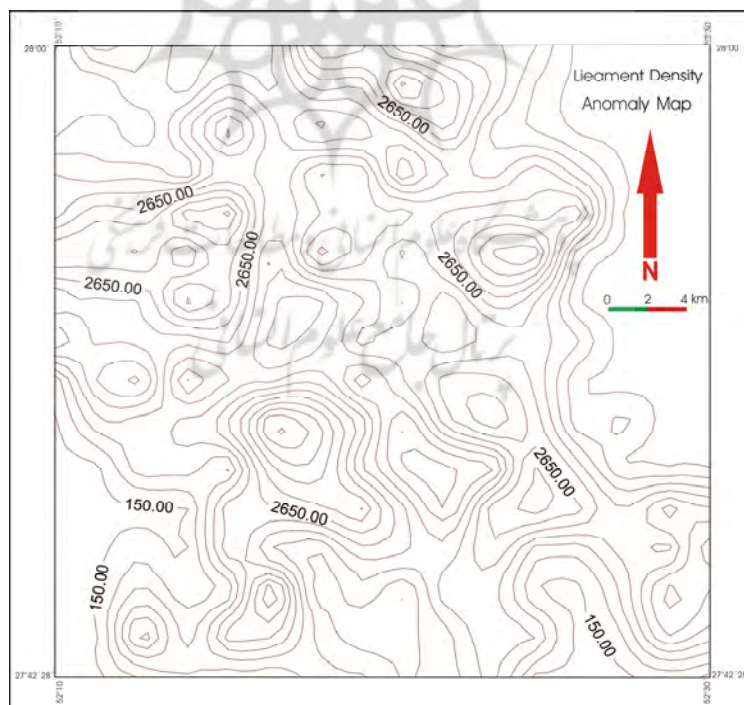
شکل ۷ - نقشه خطوط هم پایه



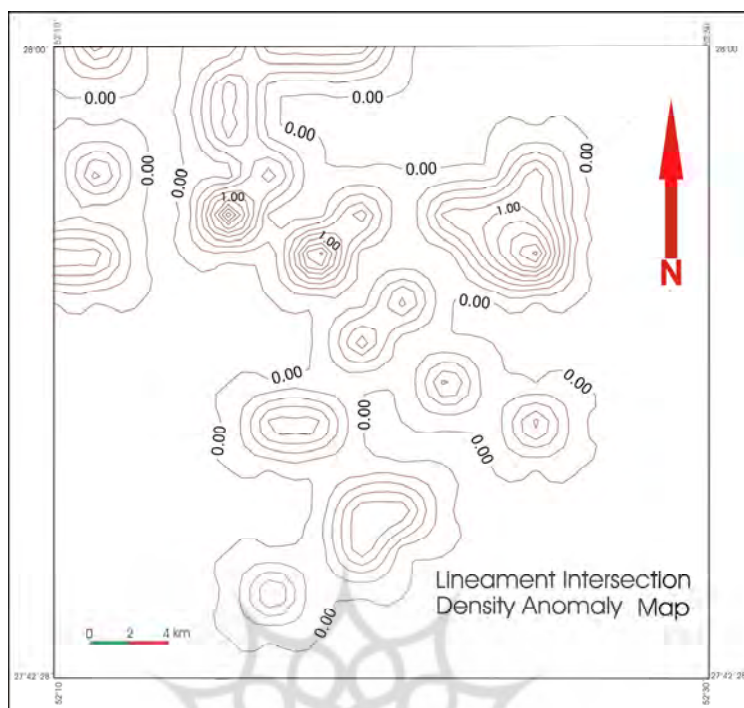
شکل ۸ - نقشه خطواره های منطقه بر اساس عکس های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای. خطوط نقطه چین، حاشیه تقریبی تاق‌دیس را نشان می دهد.



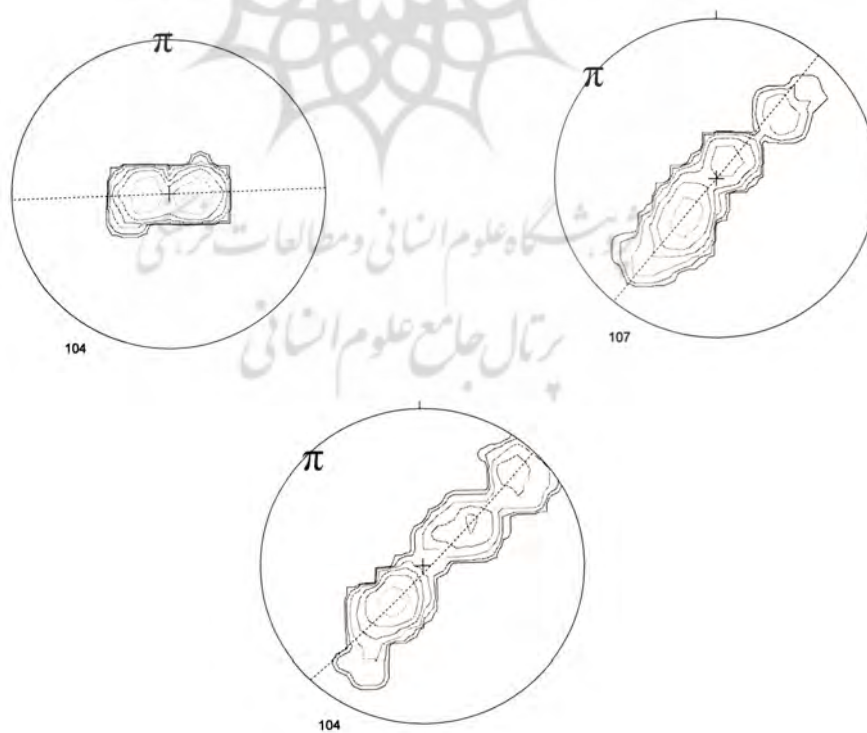
شکل ۹ - نقشه ناهنجاری های هم تعداد شکستگی



شکل ۱۰ - نقشه ناهنجاری های چگالی خطواره



شکل ۱۱ - نقشه ناهنجاری های چگالی تقاطع خطواره



شکل ۱۲ - استریوگرام ترسیم شده با استفاده از قطب لایه های چین خورده به منظور تعیین روند محور تاقدیس نار در بخش شمال غربی تاقدیس (الف)، بخش میانی (ب) و بخش جنوب شرقی (پ).