نو زمین‌ساخت سپیدرود و دشت گیلان

نوشته: بهارک وحدتی دانشمند*، محمدرضا قاسمی، منوچهر قرشی***، نگار حقی‌پور*****

* دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
** پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
*** دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران،ایران
**** سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

Neotectonics of Sepidrud River and Gilan Plain

By: B. Vahdati Daneshmand*, M.R. Ghassemi, M. Ghorashi***& N. Haghipour******

*Islamic Azad University, North Tehran Unit, and Geological Survey of Iran.
**Geological Survey of Iran, Research Institute for Earth Sciences, Tehran, Iran.
***Islamic Azad University, North Tehran Branch, and GSI
****Geological Survey of Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۶/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۵/۰۷/۱۹

چکیده

بر اساس نقشه‌های تاریخی IRAN & TURAN (1872)، تغییر دهانه خروجی سپیدرود در دریای کاسپین از دستک به کیاشهر در طی سالهای نه‌چندان گذشته انجام گرفته است. اگرچه مهاجرت جانبی گسترده رودخانه‌های مآندری در دلتا دور از انتظار نیست و نوسانهای تراز دریای کاسپین در تغییر سطح اساس این رود نقش مهمی داشته است، اما انحراف سپیدرود و تشکیل خم بزرگ آن بین کوچصفهان و آستانه به احتمال در ارتباط با فعالیت ساختارهای پنهان منطقه است. در این پژوهش سعی شده است با بررسی الگوی حوضه آبریز منطقه و با استفاده از شاخصهای ریخت- زمین‌ساختی به تأثیر فعالیت گسل کاسپین (خزر) به عنوان مرز جلگه کاسپین و کوههای البرز بر الگوی رودهای منطقه و بررسی گسلهای مرز پیشانی کوهستان پرداخته شود.

کلید واژه‌ها: نوزمین‌ساخت، رودخانه سپیدرود، دشت گیلان، دریای کاسپین، شاخصهای ریخت- زمین‌ساختی

Abstract

According to historical maps of Iran, changing the course of Sepidrud from Dastak to Kiyashahr has occurred in a very recent time. Although migration of meandering streams over the delta plain is a natural phenomenon and oscillations of Caspian Sea might have affected the course of Sepidrud River, the deflection of Sepidrud between Astaneh and Koochesfahan is probably related to activity of concealed structures wit
hin the delta deposits. This research uses calculation of morphotectonic indexes to study effects of active range boundary within range faults in study area on drainage pattern and river streams.

Keywords: Neotectonics, Sepidrud River, Gilan Plain, Caspian Sea, Morphotectonic in dices.

مقدمه

انتقال رسوبات رودخانه سپیدرود، دشت گسترده گیلان را بین دامنه‌های شمالی رشته کوه البرز و دریای کاسپین تشکیل داده است. رودخانه سپیدرود به‌عنوان یکی از رودخانه‌های مستقل حوضه آبریز دریای کاسپین، در گذشته‌ای نه چندان دور، در دستک به دریای کاسپین وارد می‌شده است. تغییر مسیر این رودخانه، بین آستانه و کوچصفهان و در پی آن، تغییر دهانه خروجی به کیاشهر، مسئله‌ای است که موضوع اصلی این پژوهش را تشکیل می‌دهد. اگرچه نوسانهای دریای کاسپین در تغییر مسیر رودخانه سپیدرود با الگوی مآندری بی‌تأثیر نیست، اما با توجه به مدت زمان به نسبت کوتاه این تغییر، وجود رسوبات ساحل قدیمی بین رشت تا لاهیجان که منطبق بر راستای احتمالی گسل کاسپین است، قرارگیری رخنمونهایی از پادگانه‌های آبرفتی رودخانه سپیدرود تا ارتفاع ۱۰۰۰ متر، باید تأثیر فعالیتهای زمین‌ساختی را نیز در نظر گرفت.

برای بررسی میزان دگرشکلی ایجاد شده در اثر فعالیتهای زمین‌ساختی، وجود نشانگرهای قابل تشخیص جابه‌جا شده مانند رودخانه‌ها و خطوط ساحل قدیمی الزامی است. بررسی تغییرات الگوی رودها به شناسایی ساختارهای در حال رشد پنهانی که در مسیر رودها هستند، منجر می‌شود. پیشروی و پسروی دریای کاسپین به طور طبیعی اثر مشخصی بر توپوگرافی سواحل داشته است. دوره‌های بالاآمدن تراز دریا، سبب ایجاد فرایندهای سایش شده است و پهنه‌های بزرگ پرتگاهی در طی آن شکل گرفته‌اند. پسروی دریا، فرایندهای انباشتگی را فعال کرده و زمینه برپایی اشکال بسترافزایی بزرگی را فراهم کرده است. در اثر نوسانهای تراز دریای پلیستوسن چندین خط ساحلی در ساحل کاسپین باقی مانده است.

گسل کاسپین به عنوان مرز دشت جلگه کاسپین و کوههای البرز گسل پیشانی شمالی رشته کوههای البرز را تشکیل می‌دهد که بعضی از پژوهشگران آن را بر رسوبات ساحل قدیمی در بین رشت تا لاهیجان منطبق می‌دانند (Berberian et al., 1990). به علت وجود ارتفاع یکسان (۲- متر) بر اساس نیمرخهای تهیه شده از داده‌های SRTM، وجود گسل فعال در حد فاصل باختر لاهیجان تا باختر رشت مورد تردید است. اگر امکان وجود گسلی در این منطقه منطبق بر ساحل قدیمی باشد، به عنوان گسلی که به سطح نرسیده است، در نظر گرفته می‌شود.

همچنین گسل لاهیجان که در محل دره سپیدرود در نظر گرفته می‌شود، با سازوکار راستالغز معرفی شده است. اما در طی برداشتهای این پژوهش، اثری از این گسل در واحدهای دارای رخنمون در دره سپیدرود دیده نشد.

برای بررسی اثر ساختارهای پنهان بر الگوی حوضه آبریز منطقه با استفاده از نقشه‌های رقومی ۱:۲۵۰۰۰، شاخصهای ریخت - زمین‌ساختی محاسبه شد. همچنین برای انطباق مسیرهای قدیمی رودخانه سپیدرود و بررسی خطهای ساحل قدیمی از داده‌های SRTM و نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه استفاده شد.

کوههای البرز و دشت گیلان

رشته کوه البرز با راستای عمومی خاوری- باختری بخشی از کمربند آلپ- هیمالیا را تشکیل می‌دهد. دامنه‌های این رشته کوه که پهنایی حدود ۱۲۰- ۶۰ کیلومتر دارد، با شیب تندی در راستای گسلهای راندگی به دشت می‌رسند. این رشته کوه در نتیجه تقسیم شدگی کرنش بین گسلهای راندگی و راستالغز چپ‌بر موازی با راستای رشته کوه تغییر شکل یافت. تغییر شکل در اثر همگرایی شمالی- جنوبی عربستان- اوراسیا و حرکت رو به سوی باختر کاسپین جنوبی نسبت به ایران است. گسلهای راستالغز چپ‌بر فعال با روند شمال- شمال خاور در خاور رشته کوه و باختر- شمال باختر در باختر آن قرار دارند (Allen et al., 2003). گستره مورد مطالعه با گسلهای راندگی فعال مرز کوهستان (mountain-bordering) در جنوب کاسپین احاطه شده‌است. فراخاست دامنه شمالی کوههای البرز در راستای گسل کاسپین با درازای ۶۰۰ کیلومتر در جنوب، شیستهای گرگان به سن پالئوزوییک را در همبری با رسوبات کواترنری دشت ساحلی جنوب دریای کاسپین قرار داده است که نشان دهنده مقدار زیاد فراخاست قائم می‌باشد (Berberian, 1983). فرورفتگی درون قاره‌ای کاسپین جنوبی، به عنوان بلوک یا صفحه زمین‌ساختی با فعالیت لرزه‌ای اندک محسوب می‌شود که با کمربندی از چین- گسل کمانی‌شکل، شامل رشته کوههای تالش، البرز و کپه‌داغ که به صورت پهنه‌ای با فعالیت لرزه‌ای بالا در نظر گرفته می‌شوند، در میان گرفته شده است. نبود زمین‌لرزه‌های کم ژرفا در این حوضه نشان‌دهنده آن است که این حوضه به صورت بلوک سختی در پهنه برخوردی اوراسیا- عربستان عمل کرده است (Jackson et al., 2002). حوضه مذکور با پوسته اقیانوسی متغیر به سن پالئوزوییک پسین- ترشیاری یا مزوزوییک پسین- ترشیاری پیشین که در طول زمین‌درزهای قدیمی به تله افتاده است، توصیف می‌شود (Berberian, 1983). زمین‌لرزه‌های با سازوکار گسلش راندگی که در کوههای قفقاز، البرز و کپه‌داغ با بردار لغزش به سوی شمال خاور اتفاق افتاده‌اند، نشان‌دهنده حرکت حوضه کاسپین جنوبی به سوی شمال خاور نسبت به اوراسیا است (Priestley et al., 1994). ستبرای پوسته کاسپین در حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر برآورد شده است که شامل ۱۳ تا ۲۰ کیلومتر توالی رسوبی است که بر روی پوسته زیرین چگال قرار گرفته است. کاسپین جنوبی ژرف‌ترین بخش حوضه را تشکیل می‌دهد که ۱۲ کیلومتر رسوبگذاری در طی نئوژن

و کواترنری، فرونشینی سریعی را در این دوره زمانی نشان می‌دهد. اختلاف تاریخچه رسوبگذاری بین البرز و کاسپین احتمالاً از زمان برپایی اولیه البرز در الیگوسن آغاز شده است. اما آنچه رسوبگذاری کاسپین را از بقیه ایران جدا می‌سازد، از نئوژن پدید آمده است و تا کنون ادامه دارد. نهشته‌هایی که به رخساره نئوژن کاسپین معروف هستند، زمانی در ناحیه کاسپین شکل گرفته‌اند که کاسپین به همراه دریاهای اورال و سیاه، دریای واحد پاراتتیس را تشکیل می‌داد. سرعت رسوبگذاری درون حوضه کاسپین جنوبی از پلیوسن به اوج خود رسیده است (قاسمی،۱۳۷۹).

رودخانه سپیدرود

رودخانه سپیدرود از رودخانه‌های مستقل حوضه آبریز دریای کاسپین است که پس از سد منجیل با طول ۱۱۱ کیلومتر در مسیر جنوب به شمال به دریای کاسپین می‌ریزد (شکل ۱). رودخانه مزبور از ارتفاعات ۲۹۷۱ متری سرچشمه می‌گیرد و مساحت حوضه آبریز آن ۴۹۶۹/۳ کیلومترمربع و میزان آبدهی آن ۱۳۷/۹۲ میلیون متر مکعب است (فرهنگ جغرافیای رودهای کشور، ۱۳۸۲). دلتای سپیدرود با تخلیه رودخانه به دریای کاسپین شکل گرفته است. این دلتا در خط ساحلی به طول ۱۱۰ کیلومتر است و ۳۶۰۰ مترمربع دشت ساحلی دارد. حوضه زهکشی آن بیشتر از ۶۷/۰۰۰ کیلومترمربع است (Kazanci et al.,2004). میانگین ژرفای رودخانه در دلتا ۲/۵ متر است و میانگین نهشته‌های حمل شده حدود ۲۶ میلیون تن در سال است (Krasnozhon et al.,1999). سد منجیل که در سال ۱۹۶۷ بر روی این رودخانه ساخته شده است مانع از انتقال حجم زیادی از رسوبها به دلتا می‌شود و در نتیجه توقف پیشرفت ساحل و حتی فرسایش دشت دلتایی با عمل امواج را به همراه داشته است (کوثری، ۱۳۶۵).

این رودخانه بر پایه جهت یافتگی نسبت به ساختارهای ناحیه (Burbank,2001)، در رده رودخانه‌های عرضی (transverse river) قرار می‌گیرد و در دسته بندی رودخانه‌ها بر پایه سن آنها نسبت به ساختارهای ناحیه، به عنوان پیشین‌رود (antecedence) معرفی می‌شود. فراخاست پیوسته کمربند چین و راندگی البرز، بویژه در راستای گسل منجیل، سبب ایجاد سد طبیعی در جلوی رودهای شاهرود و قزل‌اوزن شده است که پادگانه‌های بلند و کج شده لوشان باقیمانده‌هایی از رسوبهای این دریاچه هستند. به سبب تغییرهای پی در پی تراز رود جنوبی - شمالی سپیدرود اولیه و فرسایش تند و شدید سرآب آن به سوی جنوب (منجیل- شاهـرود)، مسـیر خاوری- باختری قزل‌اوزن- شاهرود در منجیل در اثر پدیـده تسخیر (capture) به مسیر رودخانه سـپیدرود افتاده اسـت (Berberian et al., 1990). سپیدرود در گذشته پس از خروج از بخش کوهستانی البرز در محل کوچصفهان، با انحرافی به سوی خاور، پس از گذر از آستانه با تغییر مسیر به سوی شمال خاور در ناحیه دستک به دریای کاسپین می‌ریخته است و ممکن است تغییر مسیر کهنه سپیدرود از این مسیر به سوی شمال، تحت اثر زمین‌ساخت جوان و فعال منطقه باشد که یا در اثر رویداد زمین‌لرزه‌ای سهمگین با جنبش گسل کاسپین و یا خزش این گسل سبب کج‌شدگی پهنه کرانه‌ای آستانه شده و در نتیجه تغییر روند رود مشاهده می‌شود (Berberian et al., 1990). در پلیستوسن پسین، دلتای سپیدرود با یک پادگانه دریای کم و بیش پیوسته که از رشت تا لاهیجان قرار داشته است، محدود می‌گردید (Annells et al., 1975). مجرای متروک دیگری در باختر مسیر امروزی قرار دارد که سبب تشکیل خاکریزهای طبیعی (levees) در باختر مسیر امروزی شده است. موقعیت این خاکریزها در شمال کوچصفهان قرار دارد که با راستای شمال خاور به لشت‌نشا می‌رسد (شکل ۲).

خاکریزهای کهنه سپیدرود که در خاور سپیدرود امروزی قرار دارد، از ماسه دانه‌ریز، سیلت و رس تشکیل شده است. با استفاده از داده‌های SRTM ارتفاع خاکریزهای طبیعی در نزدیکی آستانه در حدود ۸- متر از تراز دریا می‌باشد که به تدریج تا ساحل دریای کاسپین به ۲۲- متر از تراز دریا می‌رسد. بستر سپیدرود در تراز ۱۳- متر قراردارد. کروسهای پهن با کاهش ارتفاع ۲ متر در کناره‌های خاکریزهای طبیعی قرار دارند. در خاور سپیدرود امروزی وسعت این نهشته‌ها بیشتر می‌باشد. همچنین در باختر سپدرود، شمال کوچصفهان، نهشته‌های خاکریزهای طبیعی دیده می‌شود که در ارتفاع ۸- متر از تراز دریا قرار داشته و به تدریج تا ارتفاع ۲۰- متر می‌رسند. در این بخش شواهدی از کروسهای پهن یافت نشد.

در خاور سپیدرود، در نزدیکی روستای گنجه، سطح فرسایشی وجود دارد که به احتمال بر روی نهشته‌های آبرفتی مرتفع سپیدرود تشکیل شده بوده است. ارتفاع این سطح با استفاده از داده‌های SRTM، ۴۰۰ متر از بالای بستر کنونی می‌باشد (Berberian et al., 1990)، رسوبات رودخانه‌ای کواترنری را به شکل پادگانه‌های فراخاسته در دو سوی رودخانه سپیدرود معرفی کرده‌اند. این پادگانه‌ها در پهنه‌های لویه، جوکین و مارلیک به ترتیب در ارتفاع ۶۰۰، ۸۵۰ و ۳۵۰ متر بالای بستر کنونی رودخانه قرار دارد. این پادگانه‌ها به همراه پادگانه آبرفتی کوچکی در نزدیکی سد سپیدرود، نشان‌دهنده فراخاست و زمین‌ساخت فعال گستره است.

زمین‌شناسی نئوژن و کواترنری

بر پایه تقسیم بندی Stocklin (1968)، که بر پایه تقسیمات اصلی زمین‌ساختی است، ناحیه مورد مطالعه شامل پوسته اقیانوسی کاسپین جنوبی است که در

زیر پوششی از رسوبات مزوزوییک – ترشیاری و کواترنری مدفون است. در گستره مورد مطالعه، واحدهای با سن پرمین، ژوراسیک، کرتاسه، نئوژن و رسوبات کواترنری رخنمون دارند. به طور مشخص رخنمون واحدهای پالئوزوییک در باختر سپیدرود چیره است. در محل چین کومله، رخنمون مشخصی از واحدهای نئوژن دیده می‌شود. همچنین رخنمونهایی از لایه‌بندیهای ماسه‌سنگ و گل‌سنگ ستبر لایه در ارتفاعهای به نسبت زیاد از تراز دریا در منطقه دیده می‌شود که در زیر گراولهای پادگانه‌های آبرفتی سپیدرود قرار دارند. ارتفاع زیاد این رسوبات به احتمال در ارتباط با فعالیتهای زمین‌ساختی جوان منطقه است. گسلهای میانه‌مقیاسی که در رسوبات لس مانند متعلق به کواترنری قرار دارند.

دلتای سپیدرود

دلتای سپیدرود که در اثر پخش نهشته‌های رودخانه در پهنه ساحلی دلتا شکل گرفته است، تقریباً از ۵۰ کیلومتری دریا شروع می شود و به دو بخش دلتای قدیمی و جدید قابل تقسیم است. شروع شکل‌گیری دلتای قدیمی سپیدرود به اواخر پلیستوسن بر می‌گردد و ساحل قدیمی، نهشته‌های دلتای اخیر هولوسن را از نهشته‌های پلیستوسن جدا می‌کند. فروروی Khvalynskoye تراز دریای کاسپین منجر به خشک شدن منطقه قابل‌توجهی از سکوی قاره‌ای کم ژرفا و شکل‌گیری دشت دلتایی گسترده بر روی آن شد که به سوی شمال به بخش قدیمی دلتا متصل است. دلتای امروزی سپیدرود، بر روی ساحل کاسپین در حدود ۵۰۰ سال پیش شروع به شکل‌گیری کرده است. در زمان حاضر، رودخانه سپیدرود در نزدیکی کیاشهر به دریای کاسپین می‌ریزد. دلتای تک انشعابی امروز رودخانه سپیدرود، مساحتی حدود ۴۰ کیلومترمربع را به شکل مثلثی با ابعاد ۱۲ در ۶ کیلومتر در برگرفته است (Krasnozhon et al., 1999).

گسل آستارا

در سوی باختر دشت گیلان، مرز بین کوه و دشت را اثر خمیده گسل آستارا شکل می‌دهد که با تغییر روند مشخصی، راستای آن از خاوری به شمالی تبدیل می‌شود. درازای این گسل از انتهای خاوری آن در محل دره سپیدرود تا مرز ایران و آذربایجان در حدود ۲۰۲ کیلومتر است، اما به سوی شمال، این گسل تا کیلومترها با راستای شمال – شمال باختری ادامه دارد و درازای کل آن به حدود ۴۰۰ کیلومتر می‌رسد. شیب این گسل با توجه به فیزیوگرافی عمومی ناحیه و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها (Berberian, 1983)، به سوی باختر به زیر البرز است. این گسل با زمین‌لرزه‌هایی در ژرفای بین ۲۱ – ۱۵ کیلومتر همراه بوده است (Jackson et al., 2002) که سازو کار کانونی آنها شیب بسیار کمی به سوی باختر را نشان می‌دهند. باتوجه به تغییر الگوی سپیدرود در باختر سیاهکل، امکان وجود قطعه گسلی به صورت یک نبود (gap) و یا گسل پنهان، بین پایانه باختری گسل کاسپین در باختر لاهیجان و پایانه خاوری گسل آستارا در ۱۷ کیلومتری شمال باختر سراوان می‌باشد (شکل ۳).

گسل بوغروداغ

این گسل در باختر گسل آستارا قرار گرفته است و با راستای خمیده، کم و بیش موازی با این گسل است. درازای آن در حدود ۹۴ کیلومتر و شیب آن به سوی خاور – شمال خاور است. عملکرد این گسل، سنگهای دگرگونی پالئوزوییک بالایی و سنگهای ژوراسیک (سازند لار) و کرتاسه را بر روی سنگهای سازند شمشک و سنگهای کرتاسه رانده است. این گسل در جنوب خاور با گسل آستارا قطع می‌شود و امتداد آن به سوی شمال خاور در دره سپیدرود در نظر گرفته می‌شود و در شمال باختر از جابه‌جایی آن کاسته و به تدریج محو می‌گردد. وجود رخنمونهایی از سنگهای پالئوزوییک در باختر سپیدرود، نشان‌دهنده برپایی این منطقه در مقایسه با خاور سپیدرود است. همچنین در این منطقه، تغییر روند تاقدیسها در مقایسه با خاور سپیدرود دیده می‌شود. تاقدیس کچا در شمال باختری موشنکا و تاقدیس مژدهدهی در جنوب خاور آزادمحله را در این محدوده می‌توان نام برد (شکل ۳).

گسل بینکسر

این گسل موازی گسل چالک‌رود و در شمال آن، قرار دارد. در راستای آن، سنگهای ژوراسیک بر روی سنگهای کرتاسه رانده شده است. شیب گسل بینکسر به سوی شمال- شمال خاور است (شکل ۳).

گسل کاسپین

گسل کاسپین به عنوان مرز بین کاسپین جنوبی و البرز و به طور کلی به عنوان مرز بین کوهپایه‌های شمالی البرز با دشت کاسپین در نظر گرفته می‌شود. انتهای خاوری این گسل چندان مشخص نیست و به ظاهر در تنگ راه (ابتدای بوستان ملی گلستان، در خاور گنبد کاووس) پایان می‌یابد. طول کل اثر سطحی گسل کاسپین به حدود ۴۵۴ کیلومتر می‌رسد. بیشترین جابه‌جایی در این گسل در بخش میانی آن در جنوب باختر گرگان دیده می‌شود.

گسل کاسپین در خاور در سطح زمین رخنمون یافته اما به سوی باختر از جابه‌جایی آن کاسته می‌شود و واحدهای فرادیواره آن را لایه‌های به نسبت جوان نئوژن تشکیل می‌دهند که به سوی شمال شیب دارند. در گستره مورد

مطالعه، پایانه باختری گسل کاسپین در حد فاصل لنگرود و لاهیجان با نام قطعه لیالستان معرفی می‌شود که ارتباط آن از خاور با قطعه بعدی به صورت یک نبود است. این قطعه با راستای باختر شمال باختر- خاور جنوب خاور با درازای حدود ۱۱ کیلومتر، بین لنگرود و لاهیجان قرار دارد. راستای این قطعه منطبق بر همبری واحدهای سنگ‌ماسه و سنگ‌جوش و نهشته‌های کواترنری با سن نئوژن است. با توجه به زمین‌لرزه‌های ناحیه‌های مجاور در شمال این گسل (مانند زمین‌لرزه ۲۲ جولای ۱۹۸۰)، سازوکار کانونی از نوع راندگی با شیب به سوی جنوب جنوب باختر برای این قطعه گسل در نظر گرفته می‌شود. در فرادیواره این قطعه، تاقدیس کومله با راستای جنوب خاور در حال رشد است (شکل ۳).

گسل موسی‌کلایه (گسل چالکرود جنوبی)

گسل راندگی با راستای N110 به طول ۵۰ کیلومتر که از جنوب دیلمان آغاز و در جنوب رودخانه چالکرود به سوی خاور ادامه دارد تا با روند N50W از شاخه تغییر جهت یافته گسل چالکرود قطع می‌شود. راندگی مزبور مرز جنوبی رخساره‌های کرتاسه پهنه تالش به کاسپین را تشکیل می‌دهد (شکل ۳).

گسلهای میان مقیاس کواترنری

در خاور سپیدرود، ۴ کیلومتری شمال اسطلخ‌جان، دو گسل راستالغز به ترتیب با موقعیتهای ۸۴/۲۰۶ و ۸۹/۰۵۵ در آهکهای کرتاسه با خط خش تقریباً افقی با موقعیت ۲۷/۱۱۸ و ۲۳/۱۴۹ دیده می‌شود. سازوکار گسلها برپایه رشته‌های کلسیت راست‌بر معکوس است. در ۸۰۰ متر به سوی جنوب از موقعیت این رخنمون، گسل دیگری در رسوبات لس‌مانند کواترنری قرار دارد. سازوکار گسل مزبور با توجه به درزه‌های کششی، راندگی با مؤلفه راست‌بر با موقعیت ۰۸/۳۳۲ و خط خش ۰۲/۲۹۲ است. در فرادیواره آن، گسل دیگری یافت شد که به احتمال گسل عادی در فرادیواره راندگی است. همچنین در شمال تونلهای بزرگراه تهران- رشت، گسل راندگی با موقعیت ۳۷/۳۲۴ و خط خش ۲۲/۳۳۲ در رسوبات لس برداشت شد.

در خاور سپیدرود، ۵ کیلومتری شمال مارلیک، گسلی از نوع معکوس با وضعیت ۲۴۵ /۳۴ و خط خش ۲۴۵ / ۳۴ در سنگهای آتشفشانی کرتاسه دیده می‌شود. این گسل، سنگهای آتشفشانی کرتاسه را بر روی لایه‌ای از گراولهای کواترنری که بر روی سنگهای آتشفشانی قاعده‌ای است، قرار داده است. در محل همبری سنگهای آهکی و گراولها، سنگارد (gouge) گسلی با ستبرای ۱۵ سانتی‌متر تشکیل شده است (شکل ۴).

تاقدیس کومله

تاقدیس کومله در پایانه خاوری قطعه لیالستان با میل در حدود ۳۲ درجه در روند ۱۱۶ درجه خاور- جنوب خاور در حال رشد است. لایه‌های بیرونی تاقدیس مزبور از نهشته‌های نئوژن حوضه کاسپین شامل توالی از ماسه‌سنگ سست به همراه سنگ‌جوش ریزدانه که به سوی بالا ریزدانه می‌شوند و میان لایه‌هایی از مارن نازک لایه سبز رنگ تشکیل شده است (شکل ۵). ساختهای کند و آکند (cut and fill) در لایه‌های ماسه دیده می‌شود که با ماسه‌سنگ درشت دانه و سنگ‌جوش ریز دانه حفر شده است. در اثر رشد فعال رو به خاور تاقدیس کومله انحرافی در مسیر رودخانه شلمان‌رود ایجاد شده است. هواچاکهای باقیمانده در دماغه این چین و انحراف رو به سوی خاور- جنوب خاور در گذر رودخانه از این محل گویای مسیر قدیمی رودخانه در مسیر به سوی شمال خاور می‌باشد. قلوه‌سنگهای این رسوبات دارای ساخت فلسی است که جریان به سوی شمال رودخانه شلمان‌رود قدیمی را نشان می‌دهند و برخی از آنها از انواع سنگهایی هستند که نه در دامنه شمالی تاقدیس، که در حوضه‌های آبریز جنوبی‌تر ناحیه در پشت هواچاک رخنمون دارند. ارتفاع این هواچاکها با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی در حدود ۴۵ تا ۴۹ متر برآورد می‌شود و بیانگر برپایی منطقه در رأس تاقدیس، دست کم به مقدار حدود ۴۰ متر است. اگر این نهشته‌ها متعلق به هولوسن باشند، با توجه به ارتفاع کنونی هواچاکها، آهنگ فراخاست در این محل، در حدود ۴ میلی‌متر در سال است، اما برای اطمینان از این موضوع باید آنها را تعیین سن نمود.

شاخصهای ریخت- زمین‌ساختی

برای بررسی زمین‌ساخت پویا در منطقه مورد مطالعه، با استفاده از شاخصهای شیب رود و نیمرخ طولی به بررسی الگوی زهکشی پرداخته شد (شکل ۳). همچنین شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان برای بررسی عملکرد گسلهای جبهه کوهستان محاسبه شد.

برای محاسبه شاخص شیب رود، منطقه مورد مطالعه به صورت ۴ حوضه آبریز در نظر گرفته شد و از نقشه‌های رقومی ۱:۲۵۰۰۰ استفاده شد. بر این پایه، نتایج حاصل از بررسی شاخص شیب رود، نشان‌دهنده جنبایی منطقه در ارتباط با فعالیت گسلهای چالکرود و بینکسر است. مقدار بالای SL در طول رودخانه چالکرود و سماموس در راستای تاقدیس لله‌کی و در فرادیواره گسل چالکرود دیده می‌شود که افزایشی به سوی خاور به سوی پایین‌دست رود در مقدار این شاخص دیده می‌شود که ممکن است در ارتباط با برپایی این تاقدیس در فرادیواره گسل چالکرود باشد. رودخانه شلیشه‌رود با راستای خاوری- باختری در فرادیواره گسل بینکسر قرار دارد. مقدار SL در راستای

این رودخانه، از باختر به خاور افزایش می‌یابد و بیشینه مقدار آن در محل زمین‌لغزشی در راستای رودخانه است. این زمین‌لغزش ممکن است در ارتباط با فعالیتهای لرزه‌ای در راستای گسل مذکور باشد (شکل ۶). در حوضه شلمان‌رود، مقدار SL در بخش سرآب رودخانه بالاست. این رودخانه در این منطقه، بر روی واحدهای کرتاسه جریان دارد و هیچ‌گونه تغییر سنگ‌شناسی در مسیر آن دیده نمی‌شود. گسل بینکسر از عرض این رودخانه عبور می‌کند و به احتمال، مقدار بالای شاخص در سرآب این رودخانه در ارتباط با فعالیت گسل فوق است. درحوضه خاور سپیدرود در فرادیواره گسل کلیشم مقدار SL در راستای رودخانه دوآب از سرشاخه‌های رودخانه سیاهرود بالا است. همچنین تعدادی زمین‌لغزش در فرادیواره این گسل در خاور سپیدرود دیده می‌شود. رودخانه سیدان از دیگر سرشاخه‌های رودخانه سیاهرود است که پس از گذر از گسل زردگلی، مقدار بالای SL را نشان می‌دهد (شکل ۷). در ساحل باختری سپیدرود، در راستای رودخانه‌های آسیاب‌رودخان و قوره‌خانی که در راستای پایانه باختری گسل زردگلی و کلیشم قرار دارند، مقدار بالای شاخص محاسبه شد.

نیمرخ رودخانه‌هایی که از عرض تاقدیسها و گسلهایی که در بالا ذکر شد می‌گذرند، حالت محدبی را نشان می‌دهند که با مقدار بالای SL هماهنگ است. برای محاسبه شاخص جبهه کوهستان در گستره مورد مطالعه، جبهه کوهستان از باختر سپیدرود (جنوب رشت) به سوی خاور (خاور واجارگاه) به صورت قطعه‌هایی در نظر گرفته شد (شکل ۸). بر پایه نتایج حاصل از محاسبه مقدار Smf، جبهه کوهستان در راستای قطعه لیالستان بسیار فعال است. وجود هواچاک در مسیر رودخانه شلمان‌رود نیز این مسئله را تأیید می‌کند. در راستای گسل کاسپین، بین لنگرود و لاهیجان که به صورت یک نبود در نظر گرفته می‌شود و در شمال سیاهکل، فعالیت کمتر جبهه قابل تشخیص است. قطعه‌هایی از جبهه کوهستان منطبق بر پایانه خاوری گسل آستارا و جنوب باختر سیستان، بیانگر فعالیت بخشی از جبهه کوهستان در بین پایانه باختری قطعه لیالستان و پایانه خاوری گسل آستارا به صورت پنهان است (جدول ۱).

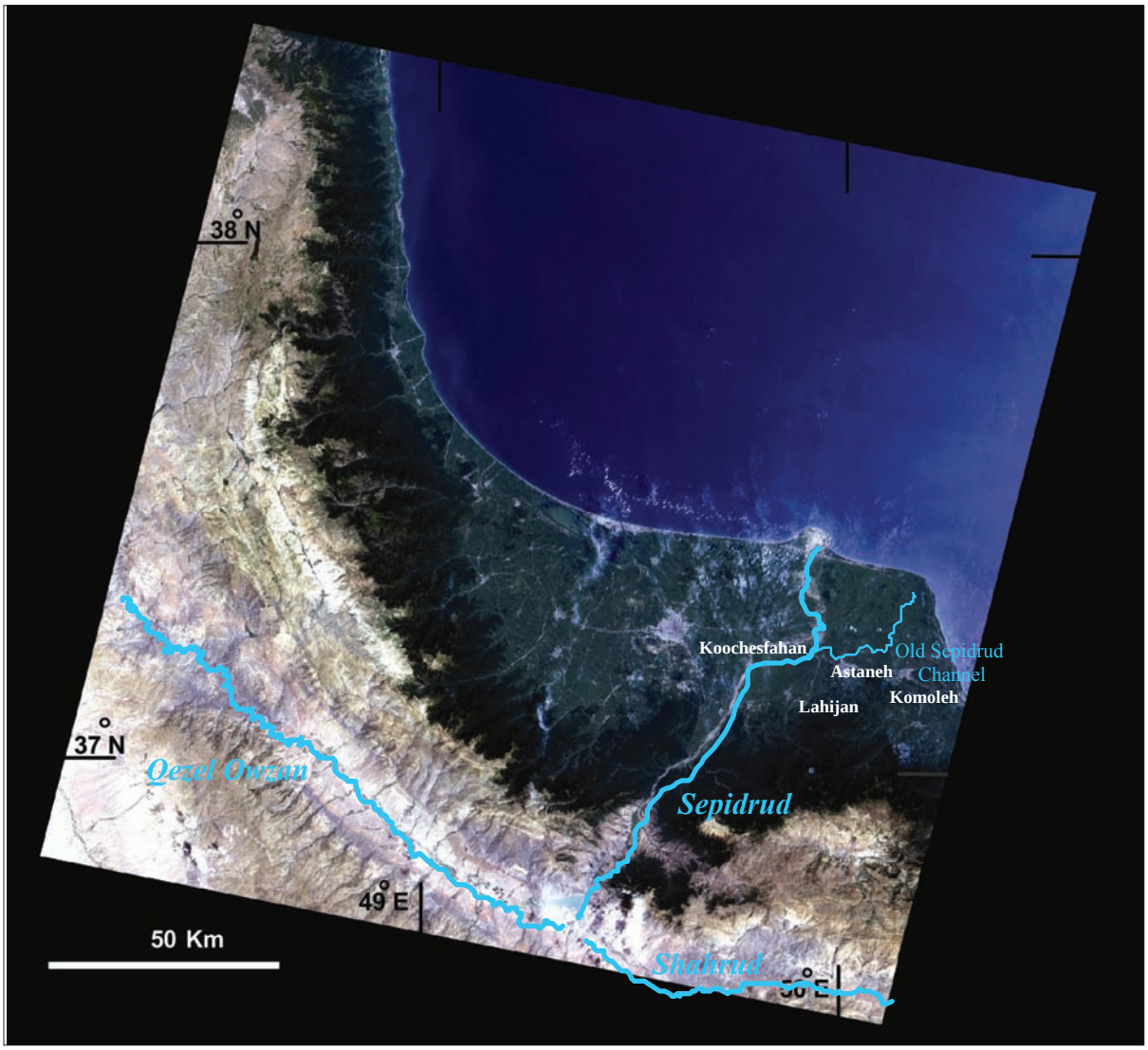
نتیجه‌گیری

گسل کاسپین و در منطقه مورد مطالعه، قطعه لیالستان، به عنوان مهم‌ترین گسل منطقه، سبب چین‌خوردگی لایه‌های نئوژن شده است. ارتباط پایانه‌های این گسل با قطعه‌های خاوری و باختری به صورت نبود و یا پنهان در نظر گرفته می‌شود. به علت نبود پیشینه لرزه‌ای آشکار و عدم بررسی گسلهای کواترنری در این منطقه اطلاعات کمی در مورد فعالیت لرزه‌خیزی منطقه در دسترس است. گسلهای میان مقیاسی که در طی بازدیدهای صحرایی از منطقه، در رسوبات کواترنری برداشت شد و ستبرای زیاد این رسوبات، به احتمال نشان‌دهنده زمین‌ساخت پویای منطقه است.

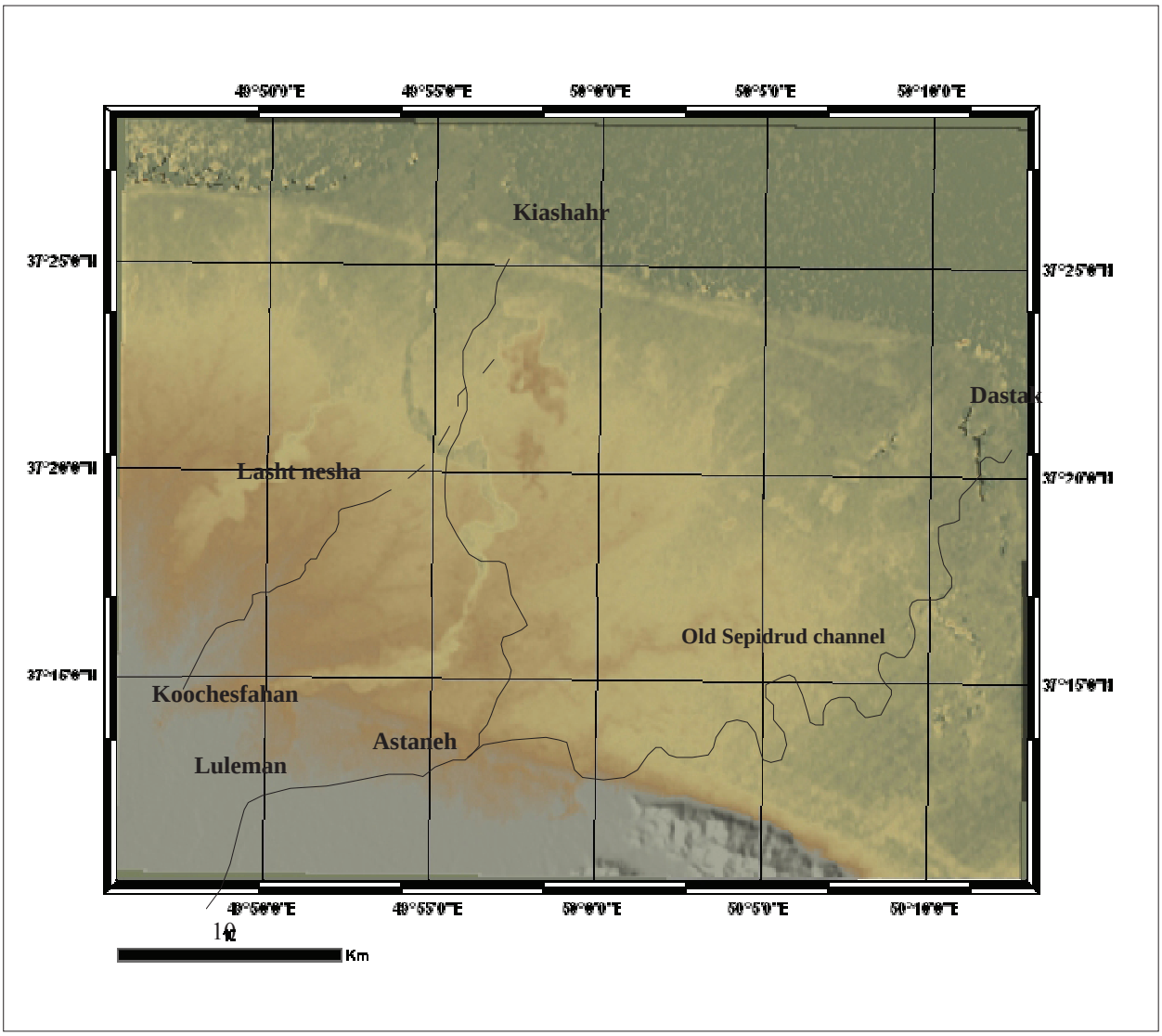
بررسی شاخصهای ریخت‌زمین‌ساختی در این گستره، نشان‌دهنده فعالیت گسلهای چالکرود، بینکسر، زردگلی و کلیشم است که از عرض رودخانه‌های مورد بررسی می‌گذرند.

نتایج حاصل از محاسبه شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان در بین لنگرود تا لاهیجان نشان‌دهنده پویایی این بخش در ارتباط با قطعه لیالستان است. همچنین مقدار بالای این شاخص از پایانه خاوری گسل آستارا تا جنوب باختر سیستان، به‌احتمال در ارتباط با فعالیت قطعه گسلی است که به صورت پنهان می‌باشد. برای بررسی ارتباط این بخش با پایانه‌های گسلهای آستارا و کاسپین به بازدیدهای بیشتری از منطقه نیاز است.

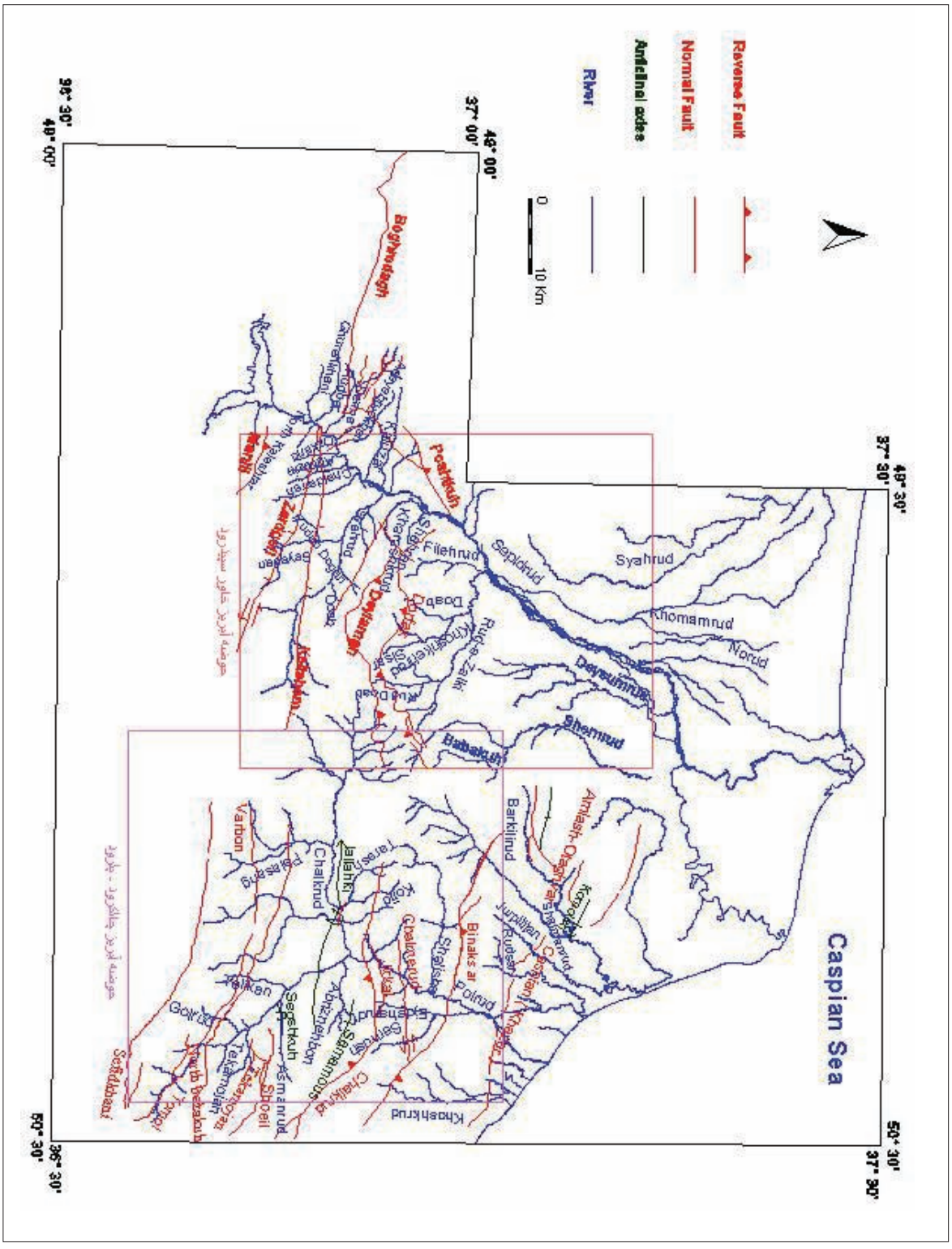
بر اساس مطالعات انجام شده، و با توجه به این موضوع که دلتای سپیدرود در بخشی از حوضه کاسپین جنوبی که در حال فرونشینی تدریجی است، قرار دارد و تغییرات توپوگرافی در مناطق در حال فرونشینی باعث تغییراتی در شیب رودخانه و دشت سیلابی می‌شود، تغییر مسیرهای رودخانه سپیدرود به صورت مهاجرت جانبی در دشت سیلابی بیشتر تحت تأثیر تغییرات تراز دریای کاسپین و فرونشینی منطقه بوده است.



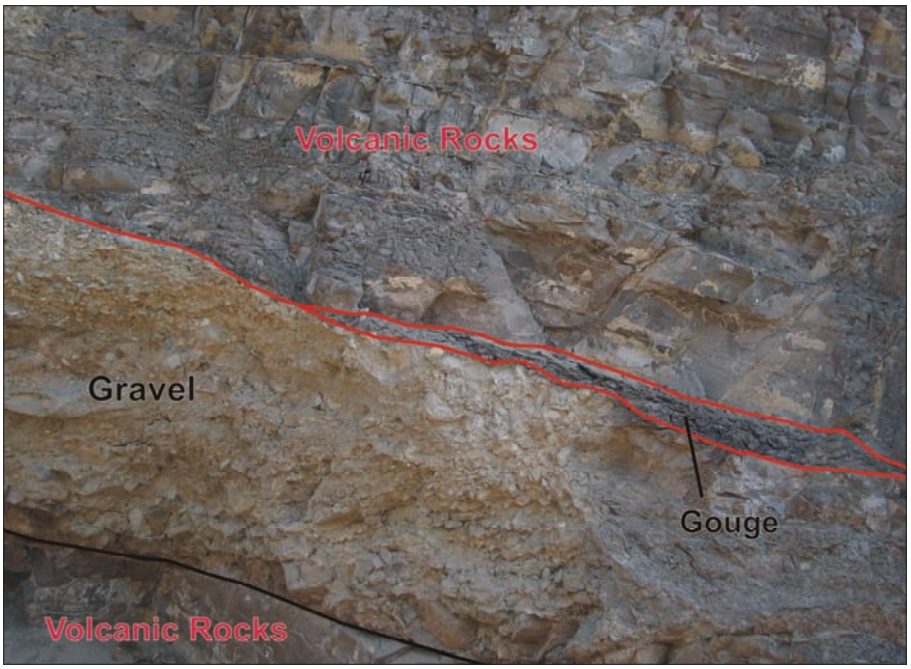
شکل ۱- موقعیت رودخانه‌های سپیدرود، قزل‌اوزن و شاهرود بر روی تصویر ETM^{+}.



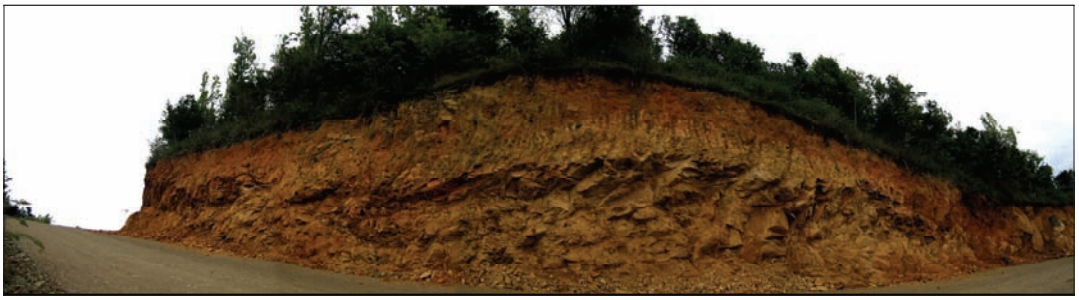
شکل ۲- وضعیت خاکریزهای طبیعی قدیمی و جدید رودخانه سپیدرود با استفاده از داده‌های SRTM.



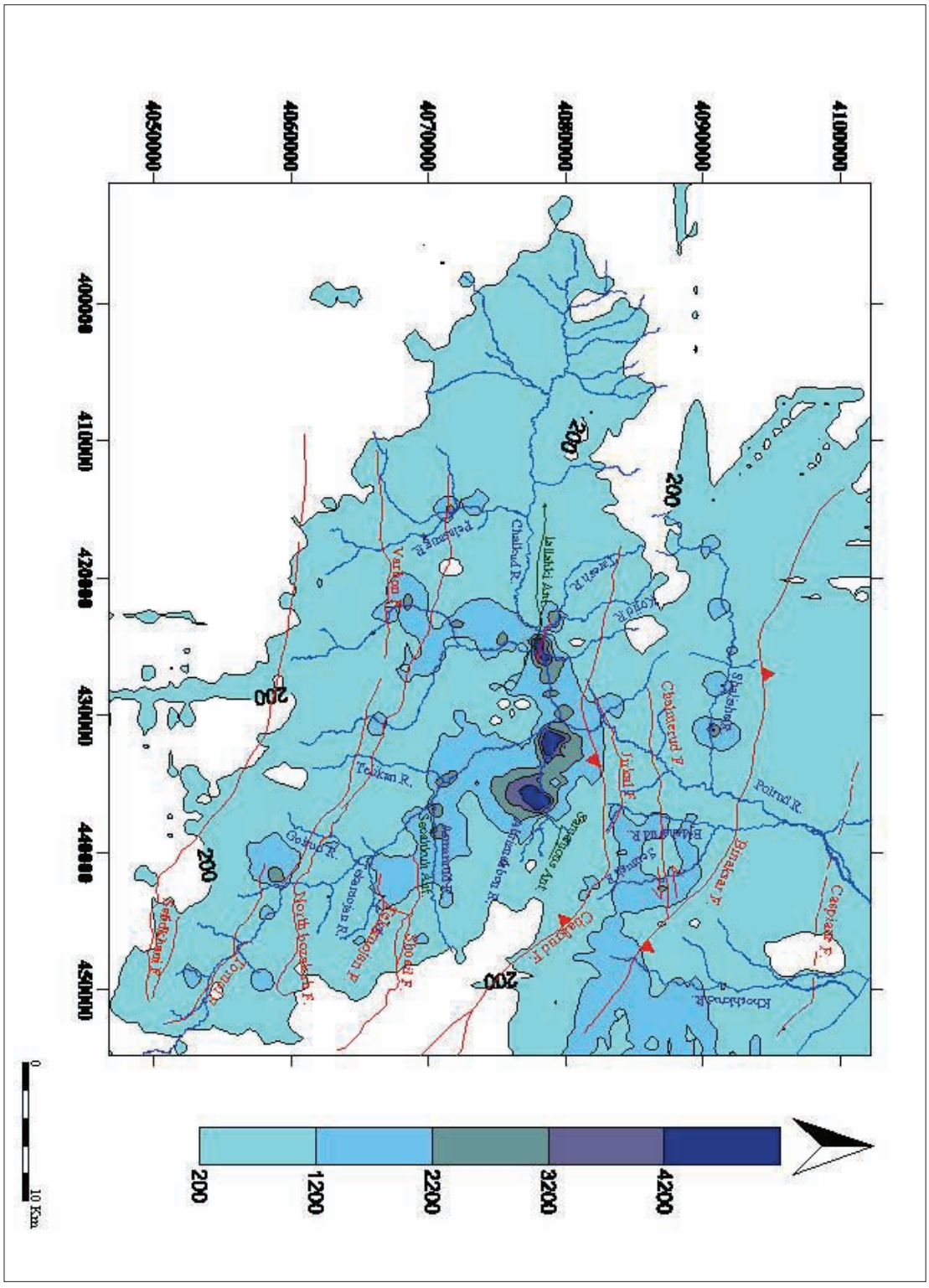
شکل ۳- نقشه حوضه آبریز سپیدرود و چالوس



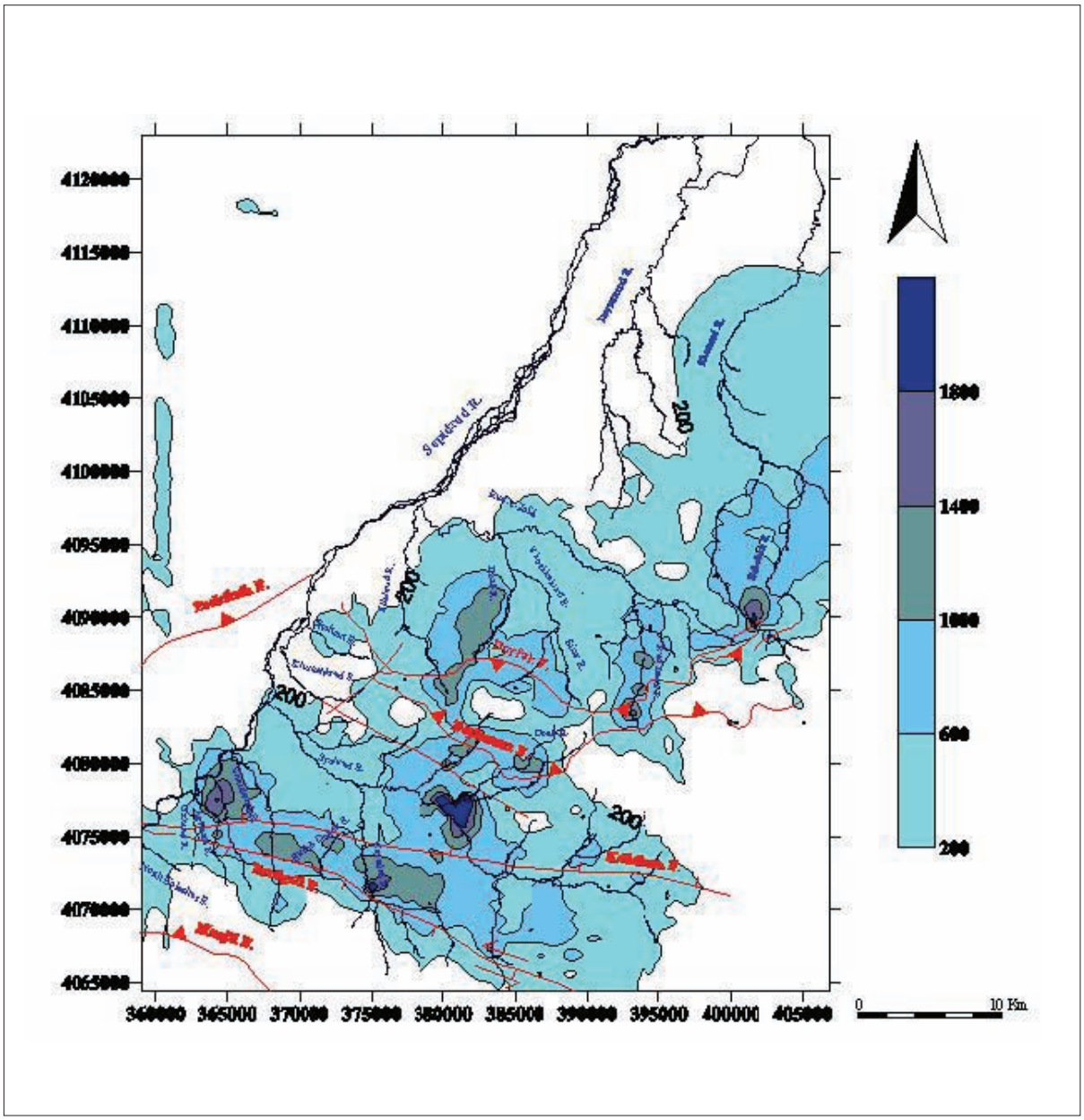
شکل ۴- نمایی از سنگهای آتشفشانی کرتاسه که در اثر عملکرد گسل راندگی، بر روی گراولهای کواترنری قرار گرفته است. نگاه به سوی خاور.



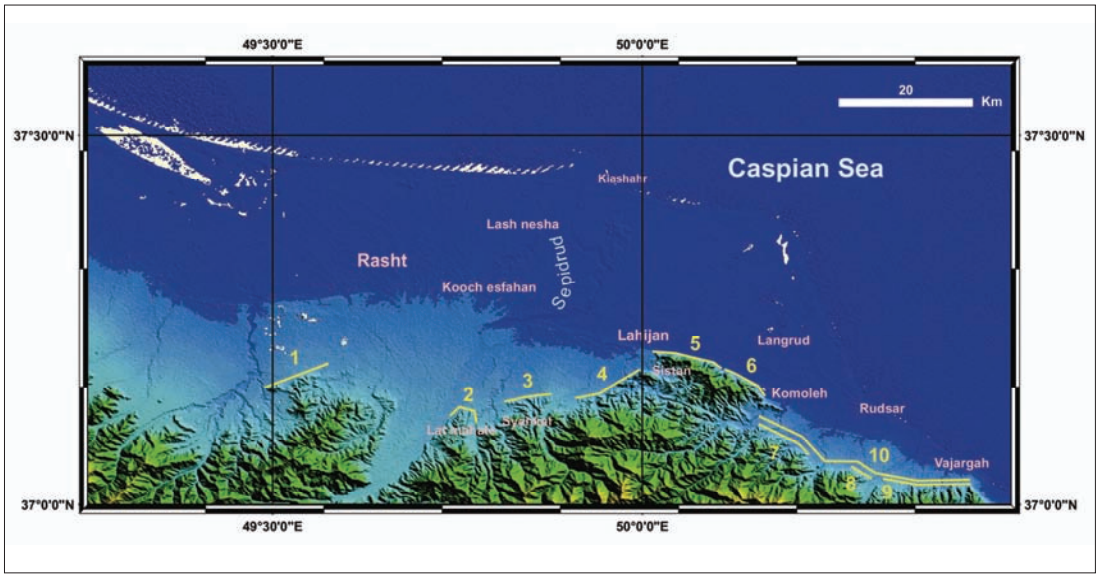
شکل ۵- نمایی از چین در لایه‌های سنگ‌ماسه، سنگ جوش و مارن نئوژن در جنوب کومله. نگاه به سوی خاور.



شکل۶- نقشه SL حوضه آبریز چالکرود- پل‌رود



شکل ۷- نقشه SL حوضه آبریز خاور سپیدرود.



شکل ۸- موقعیت قطعه‌های جبهه کوهستان از جنوب رشت تا خاور واجارگاه.

جدول ۱- شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان از جنوب رشت تا باختر واجارگاه.

شماره قطعه	مقدار Smf	موقعیت جغرافیایی
۱	۱/۵	منطبق بر پایانه خاوری گسل آستارا و شاخص محاسبه شده گویای جبهه کوهستانی فعال
۲	۳/۶	خاور سپیدرود- ۱/۵ کیلومتری جنوب لات‌محله
۳	۳/۱	خاور مخروط‌افکنه سیاهکل و به احتمال در ارتباط با فعالیت تاقدیس جنوب سیاهکل
۴	۱/۴	جنوب باختر سیستان
۵	۱/۲	نیمه باختری قطعه لیالستان بین لاهیجان و لنگرود
۶	۱/۵	نیمه خاوری قطعه لیالستان بین لاهیجان و لنگرود
۷	۲/۸	جنوب باختر املش و در ارتباط با نبود گسل بین پایانه باختری گسل کاسپین و قطعه لیالستان
۸	۱/۹	
۹	۲/۵	باختر ماچیان، منطبق بر رسوبهای ساحلی قدیمی، در ارتباط با نبود گسل بین پایانه باختری گسل کاسپین و قطعه لیالستان
۱۰	۲	باختر واجارگاه و و در ارتباط با نبود گسل بین پایانه باختری گسل کاسپین و قطعه لیالستان

کتابنگاری

کوثری، س.، ۱۳۶۵- تکامل دلتای سپیدرود و راهنمای بازدید از منطقه، مجله رشد آموزش زمین‌شناسی، شماره ۳، ص. -۳۱ ۴۱.
قاسمی، م.، مصوری، ف، ۱۳۷۹- تأثیر صفحه کاسپین بر زمین ساخت البرز، نوزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، ص ۷۹.
فرهنگ جغرافیایی رودهای کشور، ۱۳۸۲- جلد دوم، انتشارات سازمان جغرافیایی وزارت دفاع و پشتیانی نیروهای مسلح.

References

Annells, R. N., Arthurton, R. A, Bazley, R. A. and Davies, R. G., 1975- Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangles Map, 1:250000, Geological Survey of Iran.

Berberian, M., 1983- The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, Earth Sci., 506- 625.

Berberian, M., Qorashi,M., Jackson,A., Priestley,K.and Wallace,T.,1992- The Rudbar–Tarom Earthquake of 20 June 1990 In NW Persia: Preliminary Field And Seismological Observations, And Its Tectonic Significance,Bulletin of the Seismologic al Society of America, Vol.82,no.4,pp.

IRAN & TURAN ,1872- 1:7/500/000 ، General Mps of Persia 177-1925

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin, Geophys. J. Int., 214- 245.

Kazanci, N., Gulbabazadeh, T., Leroy, S., Ileri, O., 2004 - Sedimentary and environmental characteristics of the Gilan- Mazandaran plain, northern Iran: influence of long- and short- term Caspian water level fluctuation on geomorphology, Jornal of Marine systems, 46 p.145- 168.

Krasnozhon, G. F., Lahijani, H. and Voropayev, V., 1999- Mapping sciences and Remote Sensing, No. 4, pp. 256- 264.

Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J., 1994 - Implication of Earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian Basin and surrounding regions, Geophys. J. Int., 111- 141.