

ارزیابی پویایی گسل شکرآب (شمال بیرجند) بر مبنای شاخص های ریخت زمین ساختی

مهدی یوسفی^{۱*}، محمد مهدی خطیب^۲، ابراهیم غلامی^۳، سید مرتضی موسوی^۳

۱- کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور یاسوج

۲- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۵/۱۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۲/۱۷

چکیده

گسل شکرآب دارای روند باختری - خاوری باشیب ۶۰ درجه شمالی و در فاصله ۴ کیلومتری از شمال شهر بیرجند قرار دارد. محاسبه چهار شاخص ریخت زمین ساختی شامل شاخص طول - گرادیان رودخانه (SL)، نسبت عرض دره به ارتفاع دره (Vf) در آبراهه ها، هیپسومتری نسبت ارتفاع (Er) و سینوسیده پیشانی کوهستان (Smf)، مقادیر بالایی را برای SL (۴۰۴ تا ۱۰۲۰) و Er (۰.۴۷ تا ۰.۸۱) و مقادیر پایینی را برای Vf (۰/۲۲ تا ۱/۱۴) و Smf (۱/۰۳ تا ۱/۷۲) نشان می دهند که دلالت بر جنبایی پهنه شکرآب بویژه در دو بخش شرقی و غربی آن دارند. از این رو می توان رده ۱ پویایی نوزمین ساختی را برای منطقه در نظر گرفت. همچنین شواهد نوزمین ساختی از جمله برش در رسوبات کواترنری، جایجایی متناوب چپگرد آبراهه ها، وجود کج شدگی در رسوبات کواترنری، گسترش مخروطه افکنه های جوانتر (Qf1) که در راس پیشانی کوهستان تشکیل شده اند، وجود سه نسل از تراس های رودخانه ای بریده شده و همچنین وجود پرتگا های گسلی، حاکی از فعالیت در طی کواترنر می باشند.

واژه های کلیدی: تکتونیک فعال، خاور ایران، شاخص ریخت زمین ساختی، گسل شکرآب، نوزمین ساخت.

مقدمه

گسل شکرآب با فاصله کمینه ۴ کیلومتر از مرکز شهر بیرجند، می تواند به عنوان یک منشاء فعالیت لرزه ای برای این شهر محسوب گردد. هدف از انجام این تحقیق، ارزیابی میزان فعالیت سیستم گسلی شکرآب به کمک شاخص های ریخت زمین ساختی و مقایسه میزان فعالیت بخش های مختلف گسل با همدیگر می باشد. اندازه گیری های کمی شاخص های ریخت زمین ساختی در یک منطقه، در تشخیص برخی ویژگی های آن، از جمله میزان فعالیت زمین ساختی سودمند می باشند (کلر و پینتر، ۱۹۹۶). متغیر های کمی ریخت زمین ساختی مواردی مانند شکل پیشانی کوه ها، مساحت و برجستگی حوضه آبریز، فرکانس رود، انتگرال هیپسومتريک و تحلیل الگوهای زهکشی هستند (چام، ۱۹۷۷). در تحلیل الگوی زهکشی، شاخص هایی مانند شاخص گرادیان طول رودخانه (SL) و نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره (Vf) می توانند دگرریختی زمین ساختی را به خوبی بازگو نمایند (هاک، ۱۹۷۳ و بال، ۱۹۸۷). سینوسیته پیشانی کوه (Smf) نیز از شاخص های شکل پیشانی کوه ها است که در تعیین زمین ساخت فعال یک منطقه مورد استفاده قرار می گیرد (بال، ۱۹۷۷). در نوشتار حاضر به منظور تعیین میزان جنبایی نوزمین ساختی پهنه شکرآب، چهار شاخص انتخاب و محاسبه و تحلیل شده اند. همچنین کلاس نسبی فعالیت تکتونیکی در این پهنه گسلی بدست آمده است.

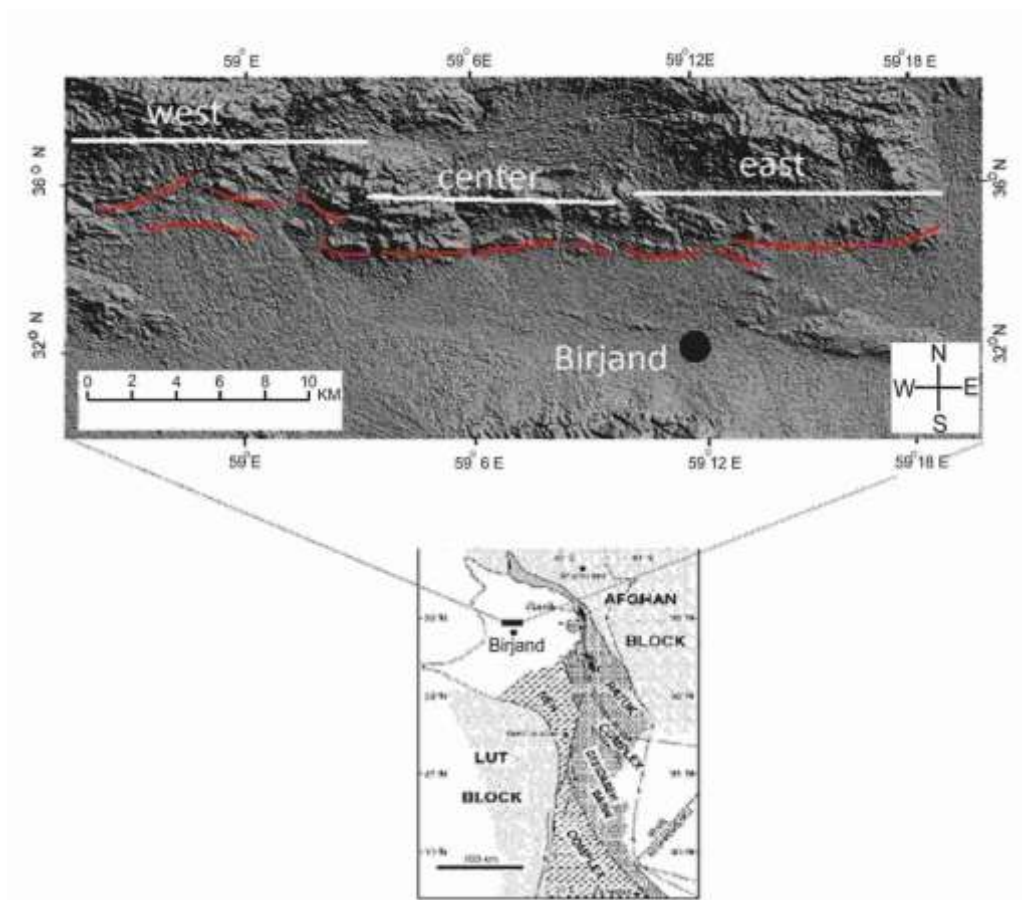
مواد و روش

پهنه گسلی شکرآب در بین طول های جغرافیایی $59^{\circ} 18'$ تا $59^{\circ} 18'$ شرقی و عرض های جغرافیایی $32^{\circ} 54' 32''$ تا $32^{\circ} 56' 30''$ شمالی قرار

دارد. منطقه مورد مطالعه در ایالت ساختاری سیستان واقع شده است. ایالت ساختاری سیستان در شرق ایران با روند کلی شمالی جنوبی، نشانگر زمین درز برخوردی بلوک های لوت و افغان می باشد (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳). وجود سیستم گسلی نهبندان در مرز بین این ایالت ساختاری و پهنه ی لوت موجب دگرشکلی واحدهای سنگی در حاشیه و درون ایالت ساختاری سیستان شده است. سیستم گسل نهبندان با سازوکار غالب امتداد لغز راستگرد و روند کلی شمالی- جنوبی دارای سرشاخه های فرعی زیادی می باشد. پایانه شمالی این گسل با چرخش به سمت غرب روند های شمال غرب- جنوب شرق، شرقی- غربی و شمال شرق- جنوب غربی را نشان می دهد؛ لذا پهنه ی سیستان در بخش شمالی با تغییر جهت به طرف غرب به صورت تداخلی وارد قطعه لوت می شود (خطیب، ۱۳۷۷). پهنه گسلی شکرآب شامل چند سری گسل موازی هم و از سری گسل های شرقی غربی مربوط به پایانه گسل نهبندان می باشد که دارای مولفه تراستی با شیب به سمت شمال است. ساختار های اصلی در منطقه مورد مطالعه، گسل ها، چین خوردگی ها و دوپشته ها می باشد. روند کلی دو پشته ها و موقعیت سطوح محوری چین ها باختری - خاوری و به موازات گسل شکرآب می باشند (رشیدی، ۱۳۹۰). با وجود نقش انکار ناپذیر گسل شکرآب در دگرریختی کلی منطقه، اثر سطحی این گسل به دلیل پوشیده شدن با آبرفت های عهد حاضر در اکثر نقاط قابل دیدن نمی باشد. از این رو بررسی شواهد ریخت زمین ساختی می توانند تاثیر گسل شکرآب و گسل های موازی آن را در زمین ساخت جنبای منطقه بازگو نمایند و جنبایی زمین ساختی منطقه در عهد حاضر را بیشتر تایید کنند.

محاسبه ی شاخص Smf جبهه کوه هایی را که در مجاورت و به موازات گسل شکرآب قرار دارند مورد بررسی قرار گرفتند. با محاسبه شاخص های مذکور و همچنین با برداشت شواهد نوزمین ساختی مرتبط با فعالیت گسل در بازدید های میدانی، شدت نسبی فعالیت تکتونیکی و هم چنین مناطقی را که دارای بیشترین فعالیت و بالآمدگی هستند، مشخص شدند. با توجه به شرایط یکنواخت سنگ شناختی و آب و هوایی حاکم بر منطقه، تاثیرات این عوامل در پیدایش و تکمیل چشم اندازها یکسان در نظر گرفته شد و از این رو، پدیده های ریخت شناسی از نگاه نو زمین ساخت و ریخت زمین ساخت بررسی شدند.

روش کار: به منظور ارزیابی تکوین تکتونیکی پهنه گسلی شکرآب با استفاده از شاخص های ریخت زمین ساختی و بر اساس ویژگی های ساختاری، ناپیوستگی های هندسی و ریخت شناسی، شاخص های Er, SL, Vf, Smf در سه بخش شرقی، مرکزی و غربی محاسبه گردیدند (شکل ۱). نقشه های توپوگرافی، تصاویر ماهواره ای، مدل های رقومی ارتفاعی و عکس های هوایی منطقه به عنوان مبنای بررسی ها مورد استفاده قرار گرفتند. برای تحلیل شاخص های رودخانه ای، آبراهه های بزرگ و اصلی که بیشتر تا خط تقسیم اصلی منطقه، یعنی خط الراس جداکننده دامنه شمالی کوه های شکرآب از دامنه جنوبی امتداد داشتند، در نظر گرفته شدند. به منظور



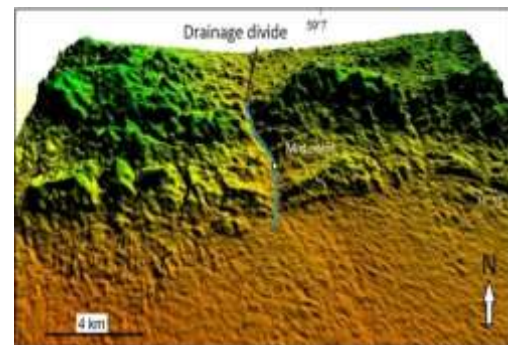
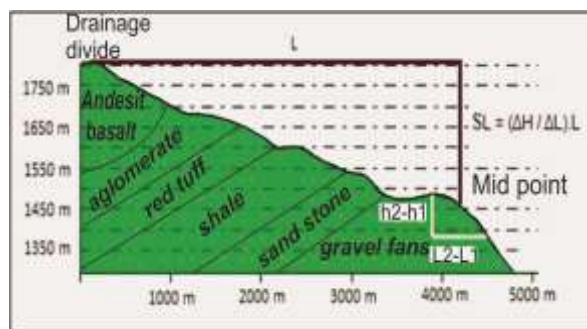
شکل ۱: تصویر ماهواره ای برجستگی ارتفاع سایه روشن SRTM از موقعیت پهنه گسلی شکرآب واقع در شمال شهر بیرجند و موقعیت آن در ایالت ساختاری سیستان.

نتایج (شاخص های ریخت زمین ساختی)

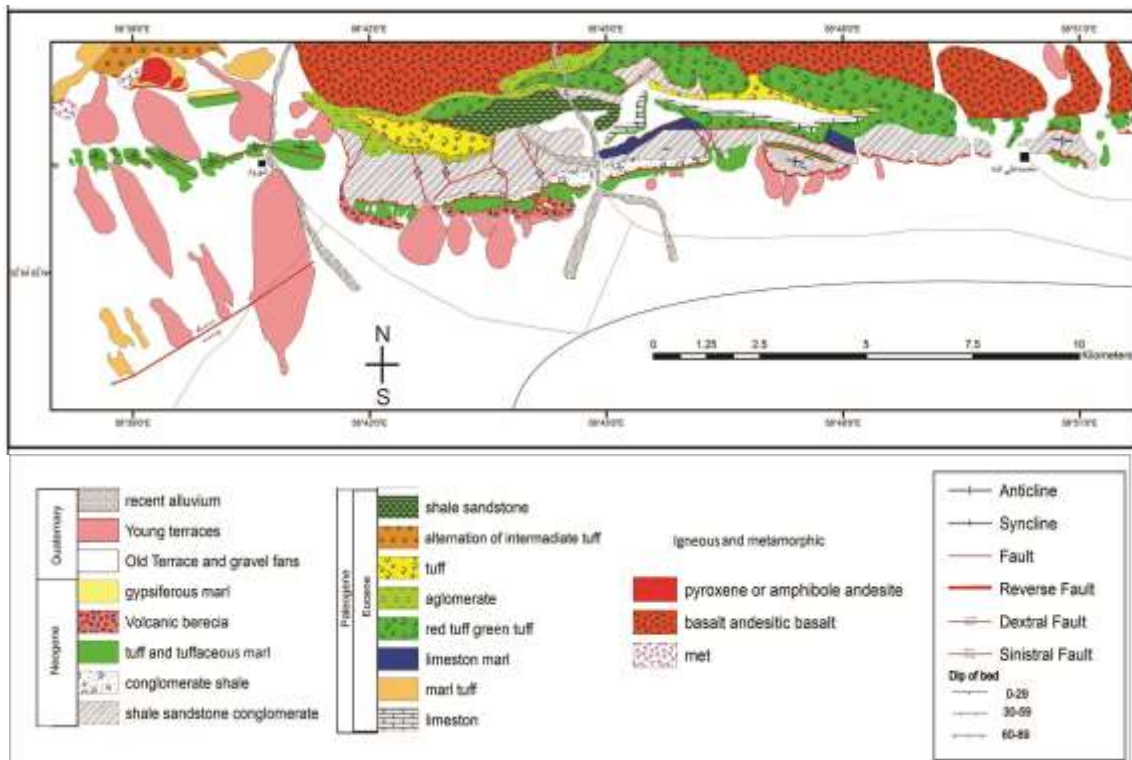
شاخص طول - گرادیان رود

شاخص شیب رود یکی از شاخص های ارزیابی تکتونیک فعال در ارتباط با شکل کانال رودها است که به صورت $SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$ تعریف می شود. که در این رابطه $\Delta H / \Delta L$ بیانگر شیب محلی رود (ΔH اختلاف ارتفاع محدوده و ΔL طول محدوده است) و L بیانگر طول کانال از خط مستقیم رود تا مرکز بخشی است که شیب آن محاسبه شده است (شکل ۲). شاخص شیب رود برای نشان دادن تغییرات گرادیان نیمرخ طولی رودها مورد استفاده قرار می گیرد و عامل بازتاب دهنده میزان قدرت رودخانه می باشد (هاک، ۱۹۷۳). مقادیر بالای SL را بطور معمول مرتبط با زمین ساختی جنبایی عهد حاضر در نظر می گیرند (کلر و پینتر، ۱۹۹۶) بهترین روش برای اندازه گیری شاخص شیب رود استفاده از پروفیل طولی حوضه ها است. اگر از بالا دست حوضه به سمت پایین دست این مقادیر

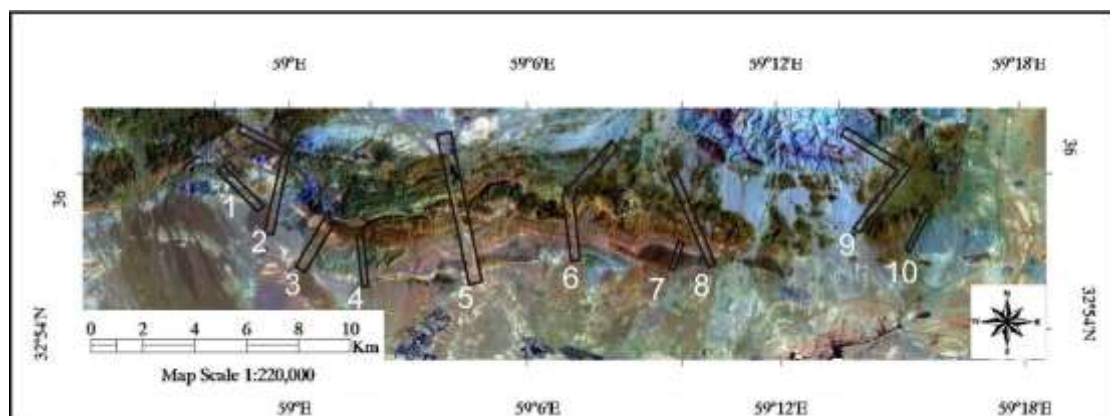
افزایش یابند، شیب های زیاد در اواسط و قسمت های پایین دست رود قرار می گیرند که در این حالت برخاستگی و فعالیت تکتونیک را در منطقه نشان می دهد. برای محاسبه این شاخص، ده کانال رودخانه اصلی منطقه شکرآب در نظر گرفته شده اند (شکل ۳ و ۴). در هر رودخانه مقادیر شاخص شیب رود با استفاده از ترسیم مقاطع بر روی تصاویر DEM و نقشه های ۱/۵۰۰۰۰ توپوگرافی در سه مکان بالا دست، میانه حوضه و پایین دست رود محاسبه گردیدند. به عنوان نمونه، در شکل ۲ محاسبات شاخص فوق برای رود شماره ۵، حاکی از مقادیر بالاتر و ماکزیمم به میزان ۶۵۶ در پایین دست می باشد؛ که این بخش از رودخانه از واحد های آبرفتی و ماسه سنگی عبور می کند و نسبت به بالا دست رودخانه با مقادیر میانگین این شاخص به میزان ۴۰۰ که از واحد های توفی و آگلومرایی عبور می کند، بیشتر می باشد.



شکل ۲: مدل رقومی ارتفاع و مقطع ترسیمی برای تعیین شاخص SL در پایین دست رودشور (رود شماره ۵) واقع در بخش مرکزی منطقه مطالعاتی. اختلاف ارتفاع در این بخش از رود ۱۰۰ متر و طول این بخش رود ۸۵۰ متر می باشد. با توجه به فاصله ۴۲۰۰ متری نقطه میانی تا بالادست حوضه، میزان شاخص شیب در بخش پایین دست رودشور ۴۹۵ می باشد (SL_6).



شکل ۳: نقشه زمین شناسی منطقه



شکل ۴: اعداد نمایانگر رودهای مهم منطقه می باشند که شاخص شیب رود برای آنها محاسبه شده است.

بدست آمده برای شاخص شیب رود، محدوده تغییرات ۴۰۴- ۱۰۲۰ را نشان می دهند. مقادیر کمتر مربوط به مناطق مرکزی و مقادیر بالاتر مربوط به بخش های شرقی و غربی گسل می باشند. با توجه به مقادیر نسبتا بالای شاخص شیب رود در همه بخش های پهنه مطالعاتی و از آنجایی که در تمامی آبراهه ها، شیب های زیادت

بزرگترین مقدار محاسبه شده برای شاخص SL در هر نیمرخ طولی مربوط به هر کدام از حوضه ها، به عنوان میزان شاخص SL آن حوضه در نظر گرفته می شود. جدول ۱ مقادیر شاخص SL برای رودهای مهمی که از پهنه گسلی شکرآب عبور کرده و در نتیجه تحت تاثیر حرکات زمین ساختی آن قرار دارند، را نشان می دهد. مقادیر

نتیجه گرفت که بالا بودن مقادیر شاخص SL، می تواند مربوط به فعالیت تکتونیکی در پهنه گسلی شکرآب باشد (شکل ۳).

در پایین دست کانال رودها واقع شده اند، و از آن جایی که به طور کلی واحد های سنگ شناختی پهنه گسلی شکرآب عمدتاً شامل واحد های کم مقاوم فلیشی شیلی و مارنی می باشند؛ می توان

جدول ۱: مقادیر مربوط به محاسبه شاخص شیب رود.

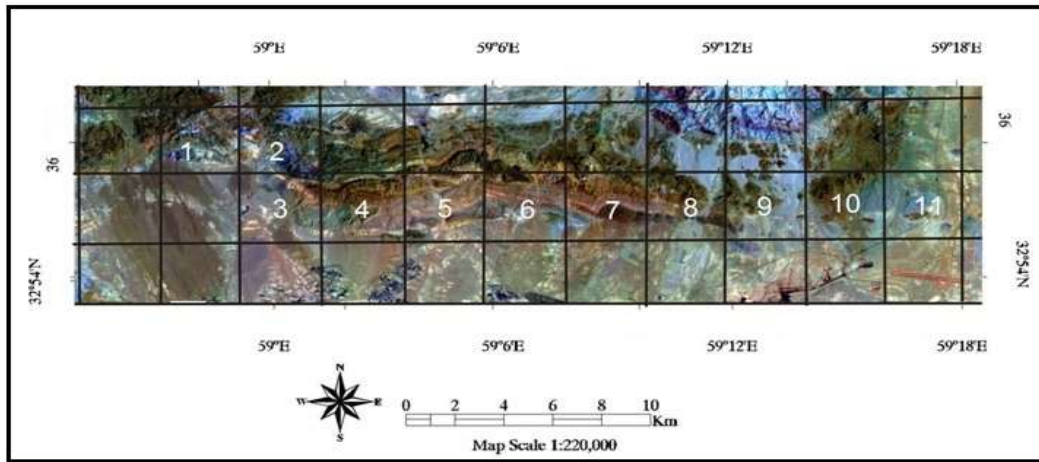
شماره رود	بالا دست		میان حوضه		پایین دست حوضه		موقعیت در پهنه گسلی	
	SL 1	SL2	SL3	SL4	SL5	SL6		SL max
1	475	490	520	554	611	790	790	غربی
2	433	430	470	515	603	655	655	غربی
3	580	600	732	767	843	825	843	غربی
4	340	375	410	493	503	540	540	غربی
5	410	370	440	532	656	495	656	مرکزی
6	319	354	362	342	450	400	404	مرکزی
7	250	335	420	480	520	504	520	مرکزی
8	324	370	408	487	318	660	660	شرقی
9	815	840	900	894	950	1020	1020	شرقی
10	650	656	746	830	820	890	890	شرقی

پهنه گسلی پوشش داده شود، شبکه های ۳×۳ کیلومتر در امتداد گسل بر روی نقشه های توپوگرافی ترسیم شد؛ مکان شبکه های ترسیمی بر روی تصویر ماهواره ای نشان داده شده است (شکل ۵). سپس با توجه به فرمول شاخص هیپسومتری، میزان E_r در هر شبکه محاسبه گردید، که مقادیر آن در جدول ۲ ارائه شده است. مقادیر E_r محدوده تغییرات در بازه ۰/۴۷ تا ۰/۸۱ را نشان می دهند. همان طور که ذکر شد هرچه E_r در یک منطقه بیشتر باشد نرخ بالآمدگی نیز در آن منطقه بیشتر است که می توان نتیجه گرفت نرخ بالا آمدگی در کل منطقه مورد مطالعه بالا می باشد. همچنین نتایج محاسبات حاکی از آن است که بیشترین مقادیر شاخص هیپسومتری نسبت ارتفاع مربوط به شبکه های مناطق مرکزی با میانگین ۰/۶۸ می باشد که

شاخص هیپسومتری نسبت ارتفاع (E_r)

هیپسومتری نسبت ارتفاع بخش جزئی از یک ناحیه با ارتفاعات متفاوت می باشد (استرالر، ۱۹۵۲). این شاخص از رابطه $E_r = (E_{mean} - E_{min}) / (E_{max} - E_{min})$ محاسبه می شود. در این رابطه E_{mean} میانگین ارتفاعات در یک مساحت مشخص، E_{max} و E_{min} بیشینه و کمینه ارتفاعات در آن مساحت می باشد. مقادیر اندک نشان دهنده ی عوارض کم ارتفاع و یا کوهها و صخره های مجزا و مقادیر بالا نشان دهنده ی عوارض و اشکال مرتفع می باشند. هیپسومتری ارتفاعی ارتباطی مستقیم با نرخ بالآمدگی دارد (پیک و ویلسون، ۱۹۷۱ و لیفتون و چاس، ۱۹۹۲). در این تحقیق به منظور محاسبه شاخص هیپسومتری ارتفاع در منطقه مورد مطالعه، به نحوی که همه قطعات و بطور مشخص عرض

این مورد ناشی از عملکرد گسل های راندگی در بخش میانی پهنه شکرآب می باشد. توسعه دویشته ها در منطقه کمرحاجی واقع در



شکل ۵: تصویر ماهواره ای منطقه به همراه محل شبکه های برداشت داده های E_r .

جدول ۲: مقادیر نسبت ارتفاع در امتداد گسل شکرآب.

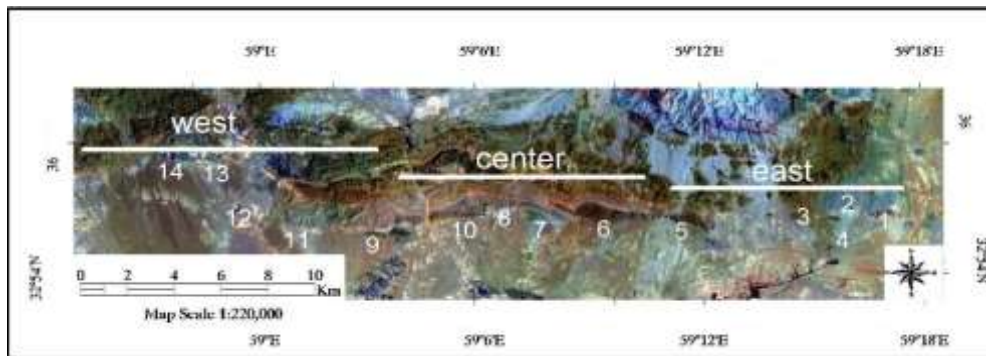
منطقه	E_{max}	E_{mean}	E_{min}	E_r	موقعیت شبکه در پهنه گسلی شکرآب
1	1771	686	1540	0.63	غربی
2	1742	620.8	1510	0.48	غربی
3	1740	1635.3	1440	0.64	غربی
4	1778	1643.3	1450	0.59	غربی
5	1612	1576.2	1420	0.81	مرکزی
6	1790	1623.4	1433	0.53	مرکزی
7	1790	1648	1520	0.47	مرکزی
8	1717	1663.4	1510	0.7	شرقی
9	1755	1678	1540	0.64	شرقی
10	1766	1699	1540	0.7	شرقی

رابطه S_{mf} سینوسیته پیشانی کوه، L_{mf} طول پیشانی کوه در طول معینی از دامنه کوه و L_s طول خط مستقیم پیشانی کوهستان می- باشد (شکل ۷ آ). شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان بیانگر توازن بین شدت و تمایل رودها برای ایجاد یک پیشانی نامنظم و فعالیت

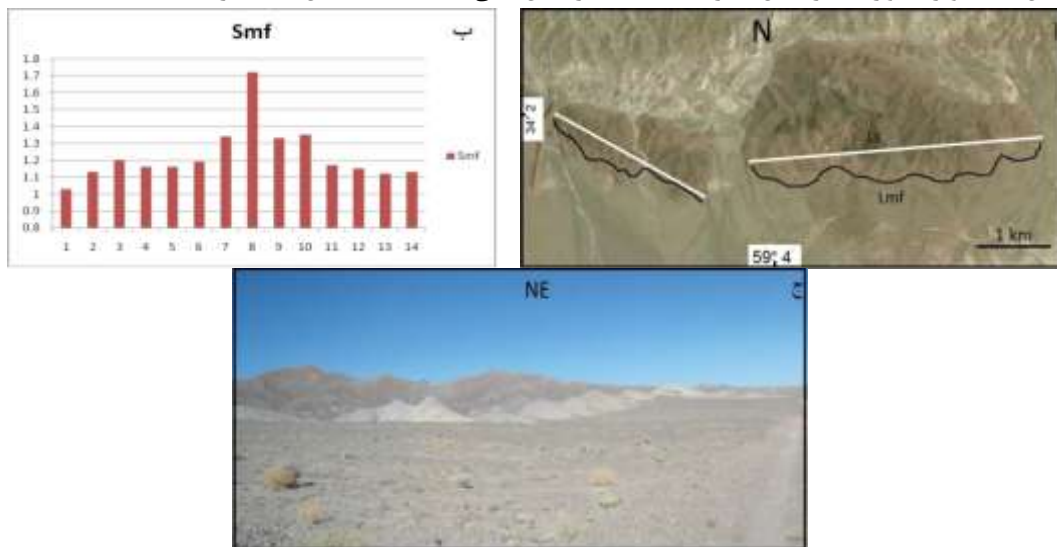
شاخص سینوسیته جبهه کوهستان (S_{mf}) به منظور محاسبه ی شاخص S_{mf} جبهه کوه هایی را که در مجاورت و به موازات گسل شکرآب قرار دارند، مورد بررسی قرار گرفتند (شکل ۶). شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان به صورت $S_{mf} = L_{mf}/L_s$ تعریف می شود که در این

یک جمع بندی نهایی در مورد وضعیت فعالیت و مناطق فعال در امتداد گسل شکرآب دست یافت. همان گونه که از نمودار هیستوگرام مشاهده می شود، در مناطق غربی، مرکزی و شرقی گسل میانگین شاخص سینوسیته کوهستان به ترتیب به میزان ۱.۱۲، ۱.۴۳ و ۱.۱۴ می باشد. (شکل ۷ب). نتایج بدست آمده از محاسبه شاخص فوق معرف منطقه ای با جنبایی زمین ساختی بالا می باشند. در بازدید صحرایی بخصوص در بخش های شرقی و غربی گسل شکرآب، فعالیت زمین ساختی زیاد خود را با پیشانی های مستقیم در کوه ها نشان می دهد (شکل ۷ج).

تکتونیکی قائم در جهت ایجاد یک پیشانی خطی برای کوه است. بر اساس بررسی های (بال و مک فادن، ۱۹۷۷) پیشانی کوه های محدود به گسل فعال دارای مقادیر شاخص Smf بین ۱ تا ۱.۶، پیشانی کوه هایی با جنبایی کمتر دارای مقادیر Smf ۱.۴ تا ۳ هستند و پیشانی های غیرفعال اعداد ۱.۸ تا ۵ را برای این شاخص نشان می دهند. با محاسبه جبهه کوه های به موازات گسل می توان شدت نسبی فعالیت تکتونیکی و هم چنین مناطقی را که دارای بیشترین فعالیت بالآمدگی هستند مشخص نمود. آنگاه با مقایسه آن با دیگر شاخص های ریخت زمین ساختی به



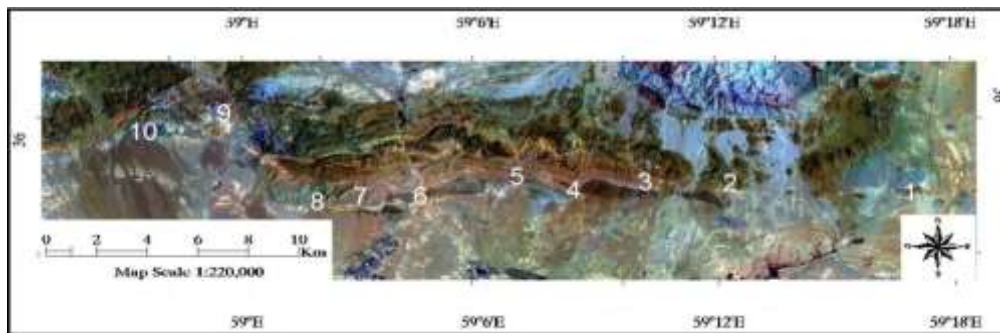
شکل ۶: تصویر ماهواره ای از گسل شکرآب. اعداد بیانگر مکان هایی هستند که شاخص Smf در آنجا محاسبه شده است.



شکل ۷: تعیین شاخص Smf در قطعه شماره ۹ کوه شکرآب با استفاده از تصویر ماهواره ای. خط سفید نشان دهنده طول مستقیم جبهه کوه (Ls) و خط سیاه رنگ نشان دهنده طول مارپیچ جبهه کوه (Lmf) است. طول کل Ls برابر ۴.۲ کیلومتر و طول کل Lmf برابر با ۵.۵۸ کیلومتر می باشد. و در نتیجه مقدار شاخص Smf در این قطعه از گسل برابر ۱.۳۳ می باشد. ب- نمودار هیستوگرام مقادیر شاخص Smf در بخش های مختلف گسل شکرآب. ج- جبهه خطی کوهستان در بخش شرقی پهنه مطالعاتی.

فرازگیری را بازگو می کنند اما دره های تنگ و V شکل مقادیر پایین V_f را نشان می دهند و حاکی از آهنگ بالای فرازگیری می باشند (باربنک و اندرسون، ۲۰۰۱). جدول ۳ مقادیر شاخص V_f را که با استفاده از ترسیم مقاطع عرضی بر روی تصاویر DEM و نقشه های توپوگرافی در دره های بزرگ و اصلی پهله مطالعاتی محاسبه شده اند، را نشان می دهد (شکل ۸).

شاخص نسبت پهنای دره به ارتفاع دره (V_f) این شاخص به صورت $V_f = 2 \times V_{fw} / ((E_{id} - (E_{rd} - E_{sc})))$ تعریف می شود. که در آن V_{fw} عرض بستر دره، E_{id} ارتفاع دیواره سمت چپ دره، E_{rd} ارتفاع دیواره سمت راست دره و E_{sc} ارتفاع بستر دره می باشد. چنانچه از رابطه فوق آشکار است، دره های مسطح و عریض دارای مقادیر V_f بالا می باشند و آهنگ آهسته



شکل ۸: تصویر ماهواره ای از پهله شکرآب. اعداد بیانگر مکان هایی هستند که شاخص V_f در آنجا محاسبه شده است.

جدول ۳: مقادیر شاخص V_f در بخش های مختلف گسل شکرآب.

شماره دره	$2 V_f(m)$	$E_{id}(m)$	$E_{sc}(m)$	$E_{rd}(m)$	V_f	موقعیت دره نسبت به پهله گسلی شکرآب
1	10	1625	1605	1612	0.37	شرقی
2	48	1643	1607	1634	0.64	شرقی
3	80	1730	1660	1700	0.61	شرقی
4	50	1675	1525	1625	0.22	مرکزی
5	32	1494	1480	1494	1.14	مرکزی
6	150	1700	1540	1610	0.65	مرکزی
7	270	1670	1530	1565	0.98	مرکزی
8	80	1600	1550	1580	1	غربی
9	90	1720	1640	1690	0.69	غربی
10	80	1640	1600	1630	1.14	غربی

خود را به صورت موازی با امتداد مسیر گسل طی می کنند و مجدداً به مسیر اصلی خود باز میگردند. آبراهه های جابجا شده و منحرف شده، نشانگر فعالیت و حرکات راستالغز چپگرد در راستای گسل شکرآب می باشند (شکل ۹).

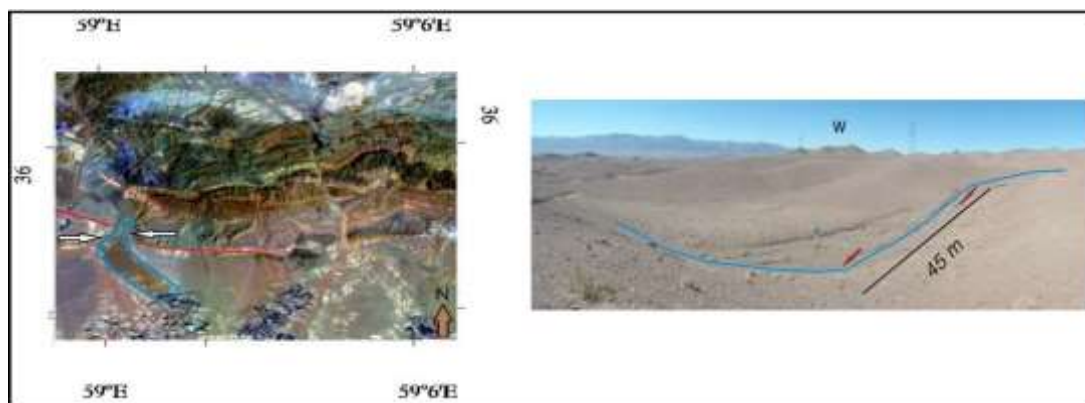
پشته های مسدود کننده

پشته های مسدودکننده تپه هایی هستند که در اثر حرکت گسل در مقابل آبراهه ها قرار می گیرند و باعث انسداد مسیر آنها می شوند، بنابراین این پشته ها در ارتباط مستقیم با آبراهه های منحرف شده و جابجا شده می باشند. از شکل مخروطه افکنه در بخش غربی منطقه، می توان برای گسل شکرآب عملکرد چپ بر قائل شد. در اینجا یک پشته مسدودکننده وجود دارد که باعث خمش مخروطه افکنه شده است. این پشته در اثر عملکرد گسل و بدلیل فرازگیری واحد سنگی مارن توفی به وجود آمده است که جلوی حرکت مستقیم مخروطه افکنه و آبراهه را گرفته و باعث چرخش آن شده است (شکل ۱۰).

با توجه با جدول، دامنه تغییرات این شاخص بین ۰/۲۲ تا ۱/۱۴ می باشد. به طور کلی با توجه به مقادیر پایین شاخص Vf در این همه بخش های منطقه، می توان چنین استنباط کرد که عمل فرسایش آب های جاری نقش مهمی در حفر عمیق دره ها داشته که این امر خود ناشی از عملکرد تکتونیک فعال در امتداد این گسل می باشد. وجود دره های تیز و V شکل در تمامی پهنه شکرآب دال بر فعالیت تکتونیکی زیاد در پهنه شکرآب می باشد.

جابجایی آبراهه ها در راستای گسل

آبراهه ها تأثیرپذیرترین عنصر از جنبش های تکتونیکی هستند، از این رو برای بررسی نحوه حرکت گسل شکرآب و جهت آن به این مهم توجه شد و تعقیب مسیر آبراهه ها در عکس های هوایی و ماهواره ای و مشاهدات صحرائی مورد توجه قرار گرفت. آبراهه ها که در راستای شمالی جنوبی قرار دارند پس از رسیدن به مسیر گسل، مقداری از مسیر



شکل ۹: جابه جایی آبراهه در گسل شکرآب.

شکل ۱۰: موقعیت پشته مسدود کننده و حرکت چپگرد گسل.

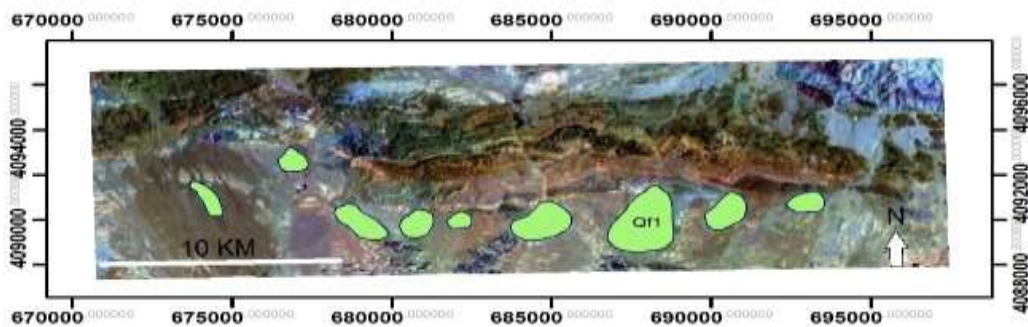
وضعیت مخروطه افکنه

سمت پایین رود زیاد باشد، رسوبگذاری در رأس مخروط افکنه صورت گرفته و جوانترین بخش های مخروط افکنه در نزدیکی رأس آن ایجاد می شوند. اما اگر میزان برخاستگی پیشانی کوهها کمتر یا

مورفولوژی مخروط افکنه ها برای شناسایی مناطق فعال حائز اهمیت می باشند. اگر میزان برخاستگی پیشانی کوهها نسبت به میزان حفرشدگی به

این مورد نشان می دهد نرخ برخاستگی در طول گسل زیاد می باشد. مخروطه افکنه های جوانتر (Qf1) در عکس های ماهواره ای نسبت به مخروطه افکنه های قدیمی تر، به علت دارا بودن درصد بالاتری از رطوبت، تیره تر به نظر می رسند (این حالت وجه تمایز بین دو نوع مخروطه افکنه جوان و قدیمی تر می باشد) (شکل ۱۱).

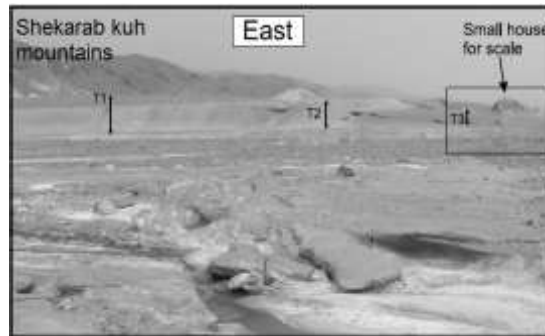
برابر میزان حفرشدگی به سمت پایین رود در کوهستان باشد، رأس مخروط افکنه بوسیله رود حفر شده و رسوبگذاری به بخش های پایین تر منتقل گشت، در نتیجه بخش های جوانتر در فواصل بیشتری از پیشانی کوه دیده می شوند. در تمام طول پهنه گسلی شکرآب و در مرز کوه و دشت، مخروطه افکنه های جوانتر (Qf1) در راس مخروطه افکنه قدیمی (Qt2) تشکیل شده اند. که



شکل ۱۱: موقعیت مخروط افکنه در پیشانی کوه، محدوده های سبز رنگ مخروطه افکنه های جوانتر (Qf1) را نشان می دهند.

متری در بالای سطح کنونی رودخانه قرار دارند (شکل ۱۲). همچنین در اثر فعالیت گسل، چین خوردگی در تراس های رودخانه ای مشاهده می شود. در اثر این حالت، رسوبات گراولی شیبی حدود ۸ درجه به سمت جنوب پیدا کرده اند (والکر و خطیب، ۲۰۰۶) (شکل ۱۳).

از دیگر شواهد نوزمین ساختی در راستای ارزیابی فعالیت در پهنه گسلی شکرآب می توان به وجود سه نسل از تراس های رودخانه ای و همچنین ایجاد کج شدگی در رسوبات گراولی نام برد. سه سطح تراس رودخانه ای بریده شده اند و باحفر قائم رودخانه رودشور بصورت متروک باقی مانده اند. دو تراس رودخانه ای پایینی در ارتفاع ۲ و ۵



شکل ۱۲: وجود سه نسل از تراس های رودخانه ای بریده شده. شکل ۱۳: وجود کج شدگی در تراس های گراولی.

می توان به سه بخش شرقی، مرکزی و غربی تقسیم کرد و پارامتر های مورفوتکتونیکي آنها را جهت ارزیابی میزان فعالیت نسبت به هم مقایسه

رده بندی جنبایی زمین ساختی

بر اساس ویژگی های ساختاری، ناپیوستگی های هندسی و ریخت شناسی، پهنه گسلی شکرآب را

هم یک کلاس بندی نسبی از فعالیت تکتونیکی در یک منطقه ایجاد گردید. با استفاده از نظرات (بال، ۱۹۷۸؛ بال و مک فادن، ۱۹۷۷ و کلر و پینتر، ۱۹۹۶) می توان هر سه بخش شرقی، مرکزی و غربی گسل شکرآب را در گروه یک پویایی زمین ساختی قرار داد (جدول ۴).

کرد. در این بخش با جمع بندی و تجزیه تحلیل شاخص ها، میانگین هر کدام از آنها در بخش های مختلف گسل بدست آمده است. طبق مقادیر محاسبه شده، میزان فعالیت تکتونیکی در بخش های غربی و شرقی از بخش مرکزی گسل بیشتر می باشند. براساس نتایج بدست آمده از محاسبه شاخص های ریخت زمین ساختی و با تلفیق آنها با

جدول ۴: مقایسه میانگین شاخص های ریخت زمین ساختی در بخش های مختلف گسل شکرآب.

شاخص	بخش غربی	بخش مرکزی	بخش شرقی
Smf	1.14	1.43	1.14
V _f	0.94	0.92	0.54
S _L	707	527	857
Er	0.58	0.60	0.68
رده جنبایی تکتونیکی	1	1	1

و غربی گسل پیش روی دارد. به طوری که در بخش های شرقی و غربی پیشانی کوه ها به خط راست نزدیکتر، رود ها سینوسیته کمتر دارند و دره ها تنگ تر می شوند. شواهدی از قبیل ظهور پرتگاه های گسلی، برش در رسوبات کواترنری، پشته های مسدود کننده، نسل های متعدد تراس های رودخانه ای و کج شدگی در رسوبات کواترنری که موید حرکات تکتونیکی عهد حاضر هستند، در بخش های شرقی و غربی گسل از بخش میانی بیشتر می باشند.

نتیجه گیری

بررسی چهار شاخص V_f, Smf, SL و Er درپهنه گسلی شکرآب نشان می دهد که بطور کلی دو شاخص نخست مقادیر میانگین پایین و دو شاخص بعدی مقادیر میانگین بالایی را به خود اختصاص می دهند. از این رو می توان پهنه گسلی شکرآب را از نظر جنبایی نوزمین ساختی در کلاس ۱ رده بندی قرار داد. مقایسه جنبایی گسل در بخش های مختلف و شواهد بدست آمده نشان می دهند که دگرریختی عهد حاضر از مرکز گسل به طرفین یعنی به سمت بخش های شرقی

رشیدی، ا.، ۱۳۹۰. تحلیل هندسی- جنبشی عناصر ساختاری کوه کمر حاجی (شمال غرب بیرجند)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۳۵ صفحه.

منابع

خطیب، م. م.، ۱۳۷۷. هندسه پایانه گسل های امتدادلغز، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۲۴ صفحه.

-Bull, W. B., 1978. Geomorphologic tectonic classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. U.S

Geological Survey Contract, Report 14-08 -001-G-394. Office of Earthquakes,

- Volcanoes and Engineering , Menlo Park, Calif, 59 p.
- Bull, W.B., and Mc fadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlok fault, California, in *Geomorphology in Arid Regions*, D.O. Doehring, ed., Publication in Geomorphology, State University of New York Binghamton, p.115-138.
- Bull, W.B., 1977. Tectonic Geomorphology of Mojave desert. Geological Survey Contract Report 14-08 -001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, Calif, 188 p.
- Burbank, D.W., and Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology, Blackwell Sci, v. 1, 274 p.
- Hack, J.T., 1973. Stream - profile analysis and stream - gradient indices. *US Geological Survey Journal Research* v.1, p.421-429.
- Lifton, N.A., and Chase, C.G., 1992. Tectonics, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, v. 5, p.77-114.
- Keller, E.A., and Pinter, N., 1996. Active tectonic, Prentice Hall, Saddle River, New Jersey, 339.
- Mayer, L., Menichetti, M., Nesci, O. and Savelli, D., 2003. Morphotectonic approach to the North Marche region, Central Italy, v. 102, p. 157-167.
- Pike, R. J., and Wilson, S.E., 1971. Elevation -relief Ratio. *Hypsometric integral and geomorphic Area-Altitude analysis*, v. 82, p. 1079-1084.
- Schumm, S. A., 1977. *The Fluvial System*. Wiley, Neo York. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 13, p.5
- Seno, T., Stein, S., Gripp, A. E., 1993. A model for motion of the Philippine sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, v. 98, p. 17941-17948.
- Strahler, A.N., 1952. *Hypsometric analysis of erosional topography*. Geological Society of America, v. 63, p. 1117-1142.
- Tirrule, R., Bell, L.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *G.S.A.*, v. 94, p. 134-150.
- Walker, R. T., and Khatib, M. M., 2006. Active faulting in the Birjand region of eastern Iran, *Tectonics*, v. 25, p.16 1-17.