

ارزیابی زمین ساخت فعال بخش مرکزی پانۀ فزاینده مکران، جنوب خاوری ایران: مقایسه بررسی داده‌های صحرایی و مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی

اصغر دولتی*؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۶/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۲۰

چکیده

این پژوهش مطالعات صحرایی و زمین‌ریخت‌ساختی را روی راندگی‌های قصرقند و کهورکان، در بخش خاوری پانۀ فزاینده مکران در جنوب خاوری ایران، به منظور بررسی میزان فعالیت زمین‌ساختی استفاده شده است. فعالیت امروزی زمین ساخت منطقه روی توپوگرافی و مناظر سطحی زمین تأثیرگذار است. به همین دلیل تجزیه و تحلیل شاخص‌های ریخت‌شناختی بر شاخص‌هایی همچون پیشانی کوهستان (Smf)، فرازسنجی (Hi) و گرادیان طولی رود (Sl) در بررسی فعالیت نسبی راندگی‌های ذکر شده استفاده شد. از طرفی، به مطالعات و مشاهدات صحرایی در شناخت هر چه بهتر نوع فعالیت گسل و تشخیص فعالیت نسبی آن بر اساس تأثیرگذاری گسل بر جدیدترین واحدهای سنگی توجه شده است. اندازه‌گیری و مشاهدات صحرایی سازوکار گسل قصرقند با راستای خاوری-باختری را در تمام طول خود عملکرد یکسان راندگی نشان داده است. این گسل با شیب به سمت شمال باعث قرارگیری توربیدایت‌های الیگوسن در فرادیواره روی رسوبات عموماً سست و نرم میوسن در فرودیواره شده است. راندگی روی رسوبات کواترنری در بخش خاوری گسل حاکی از فعالیت امروزی بالای این بخش از گسل است. در تناقض، تجزیه و تحلیل شاخص‌های ریخت‌شناختی تأکید بر فعالیت بالا در سراسر گسل و حتی بخش باختری دارد. بررسی‌های انجام شده حاکی از تغییر رخساره رسوبات در فرادیواره راندگی از خاور، شیبی، به باختر، ماسه‌سنگی، است. این تغییر رخساره باعث تغییر در مقاومت سنگ در برابر فرسایش و در نتیجه تغییر در توپوگرافی و تأثیر بر رفتار شاخص‌های ریخت‌شناختی در طول گسل شده است.

کلیدواژه‌ها: راندگی کهورکان، راندگی گتیبوان، راندگی قصرقند، شاخص ریخت‌شناختی، فعالیت کواترنری.

مقدمه

از عوامل بسیار مهم در فرگشت و ریخت‌شناسی کمربندهای کوه‌زایی می‌توان به زمین‌ساخت فعال و تغییرات اقلیم در زمان کواترنری اشاره کرد. این تغییرات باعث تغییر در روند هوازدگی، فرسایش و توزیع مکانی دوبراره رسوبات می‌شود (ویلت و برندون، ۲۰۰۲؛ ویپل و مید، ۲۰۰۶). در حقیقت، بین فرایش سطحی، عوارض طبیعی، توپوگرافی، فرسایش و رسوبگذاری ارتباط نزدیک جنبشی وجود دارد، که متأثر از میدان تنش زمین‌ساختی حاصل از فرایندهای موجود در گوشته، پوسته زمین و تعادل هم‌ستادی است (مولنار و انگلند، ۱۹۹۰؛ بومونت و همکاران، ۱۹۹۲). به‌طور کلی، سه متغیر مستقل فعالیت زمین‌ساختی، سنگ‌شناسی و تغییرات اقلیم، ریخت و توپوگرافی کلی زمین را کنترل می‌کند و مدت زمانی نیاز است تا آبراهه‌ها به شرایط پایداری با این متغیرها برسد (بال، ۲۰۰۷؛ ۱۶۸، ۱۴۰، ۶۸؛ برانک و اندرسون، ۲۰۱۲؛ ۴۷، ۲۵۰). از آنجا که ارتباط متقابلی بین زمین‌ساخت فعال با زمین‌ریخت‌شناسی منطقه وجود دارد، از شاخص‌های مختلف زمین‌ریختی برای شناسایی مناطق با فعالیت بالای زمین‌ساختی و معمولاً حاصل فعالیت گسل‌های جوان، استفاده شده است (هویرت-فراری و همکاران، ۲۰۰۷؛ ال-همدونی و همکاران، ۲۰۰۸؛ پدررا و همکاران، ۲۰۰۹). در صورتی که اندازه‌گیری شاخص‌های زمین‌ریختی تنها به داده‌های تصاویر ماهواره‌ای و توپوگرافی محدود شود، ممکن است تغییرات

ناگهانی در سنگ‌شناسی، به عبارتی تغییرات ناگهانی در سختی سنگ‌ها، بر تحلیل داده‌ها تأثیر منفی گذارد. در این مطالعه، علاوه بر برداشت‌های دقیق صحرایی، شاخص‌های زمین‌ریختی نیز استفاده شده است تا بتوان درک بهتری از فعالیت زمین‌ساختی عهد حاضر این پهنه داشت.

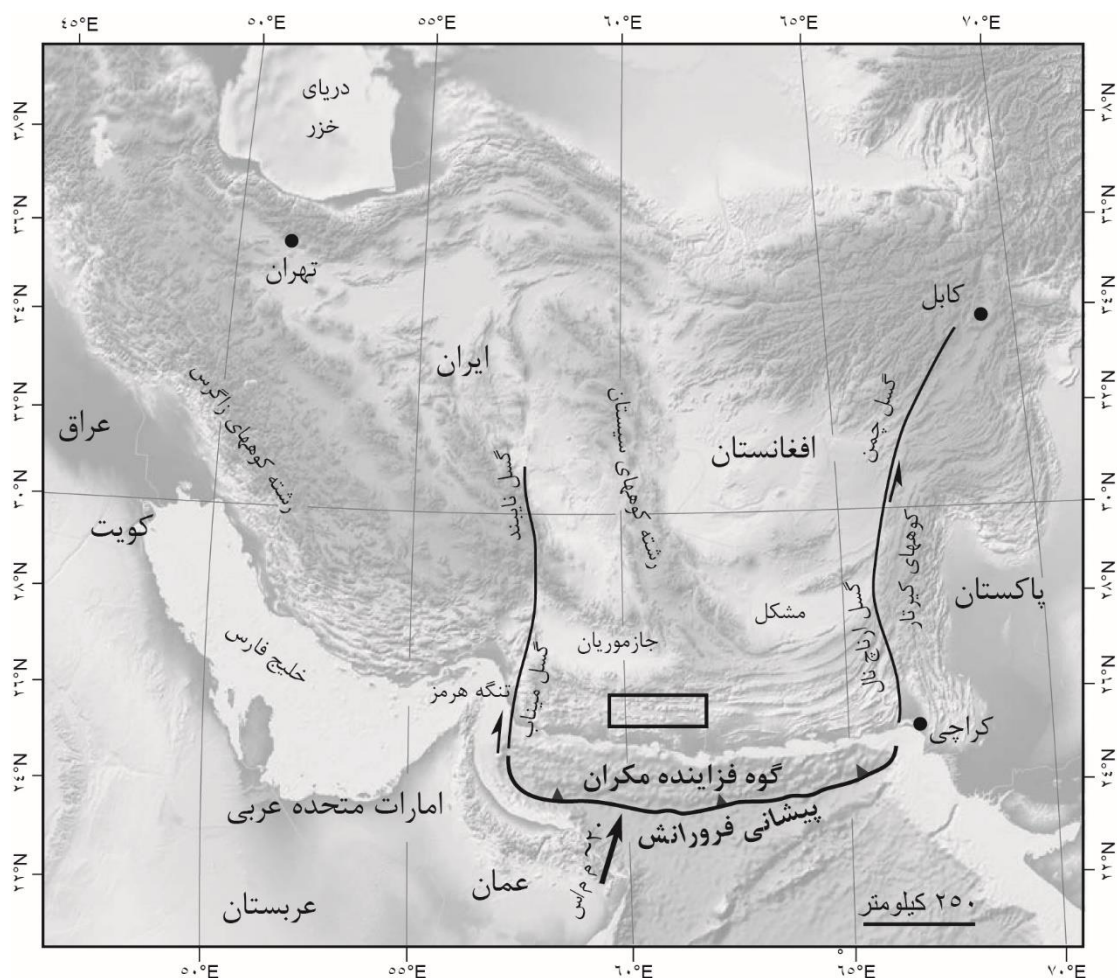
مطالعات محدودی در مورد تحولات زمین‌ریخت‌شناسی مکران، واقع در جنوب خاوری ایران و جنوب پاکستان، موجود است. بیشتر این مطالعات روی دگرریختی‌ها و تعیین سن پادگانه‌های آبرفتی و مخروط‌افکنه‌ها متمرکز شده است (حقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۵؛ کوبر و همکاران، ۲۰۱۳). پژوهش‌هایی با مقیاس کوچک در ارتباط با تجزیه و تحلیل ریخت‌زمین‌ساختی پانۀ فزاینده مکران با استفاده از شاخص‌های مختلف زمین‌ریختی انجام پذیرفته است (حقی‌پور و بورگ، ۲۰۱۴؛ پرتابیان و همکاران، ۲۰۱۶). این پژوهش در نظر دارد به مطالعه دقیق‌تری از زمین‌ریخت‌شناسی گسل خاوری - باختری قصرقند و ادامه باختری آن، کهورکان، و تلفیق آن با مشاهدات و اندازه‌گیری‌های صحرایی و تأثیر مقاومت سنگ بر شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی محاسبه شده بپردازد.

زمین‌شناسی و زمین‌ساخت عمومی

پانۀ فزاینده مکران، واقع در جنوب خاوری ایران و جنوب پاکستان، با پهنایی در حدود ۳۰۰-۳۵۰ کیلومتر و طول تقریبی ۱۰۰۰ کیلومتر، بین دو گسل راستالغز راست بر میناب در باختر و راستالغز چپ بر چمن - اورناچ‌نال در خاور (شکل ۱)، یکی از بزرگ‌ترین مجموعه‌های فزاینده شناخته می‌شود. فرگشت این پانه در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربستان شیب بسیار ملایم (حدود ۲ درجه) به سمت شمال به زیر خرده‌قاره‌های لوت و افغان شناخته می‌شود (مک‌کال و کید، ۱۹۸۲؛ پلت و همکاران، ۱۹۸۵؛ هارمس و همکاران، ۱۹۸۴؛ الوز - زیمرمان و همکاران، ۲۰۰۷؛ بورگ و همکاران، ۲۰۰۸). در حال حاضر، نرخ فرورانش اندازه‌گیری شده با سامانه موقعیت‌یابی جهانی (GPS) در حدود ۲ سانتی‌متر در سال به سمت شمال نسبت به بلوک پایدار اوراسیا اندازه‌گیری شده است که از باختر به خاور بر سرعت آن افزوده می‌شود (نیلفروشان و همکاران، ۲۰۰۳؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۷).

ساختارهای بزرگ همچون راندگی و چین‌خوردگی‌های اصلی در این منطقه راستای عمومی خاوری - باختری (مک‌کال، ۲۰۰۲؛ هارمس، ۱۹۸۴؛ پلت و همکاران، ۱۹۸۸؛ الوز - زیمرمان، ۲۰۰۷؛ بورگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ دولتی و بورگ، ۲۰۱۳) و با جهت‌گیری تنش بیشینه در جهت شمالی - جنوبی تا شمال خاوری - جنوب باختری منطقه همخوانی دارد (دولتی و بورگ، ۲۰۱۳).

چهار ایالت ساختاری شامل مکران شمالی (داخلی، بیرونی و ساحلی) در مکران خاوری تفکیک شده است (دولتی، ۲۰۱۰؛ بورگ و همکاران، ۲۰۱۳). هر کدام از این ایالت‌ها بر اثر راندگی‌های اصلی با راستای عمومی خاوری - باختری و شیب به سمت شمال جدامی‌شود. مکران شمالی به‌طور عمده شامل مجموعه آفیولیتی و رسوبات آذرآواری پالتوسن تا ائوسن است که با گسل بشاگرد از مکران داخلی به‌طور عمده شامل توربیدیت‌های آذرآواری ائوسن - الیگوسن و به‌طور جزئی سنگ‌های کم‌عمق دریایی میوسن جدا شده است. مکران داخلی نیز بر اثر گسل خاوری - باختری قصرقند و کهورکان (در منطقه مورد مطالعه) روی مکران بیرونی به‌طور عمده شامل عمده‌توالی کم‌عمق دریایی مارن و ماسه‌سنگ با سیمان آهکی میوسن زیرین - میانی، واقع در جنوب، رانده شده است (شکل ۲). مکران بیرونی نیز بر اثر راندگی خاوری - باختری همچون چاه‌خان روی مکران ساحلی شامل رسوبات کم‌عمق تا ساحلی میوسن بالایی - پلیوسن رانده شده است (دولتی، ۲۰۱۰؛ بورگ و همکاران، ۲۰۱۳). در مکران ساحلی اثری از راندگی یا گسل‌های معکوس نیست و به‌جای آن گسل‌های عادی گسترش یافته و باعث جابه‌جایی در رسوبات میوسن بالایی و در سواحل رسوبات پلیوسن - پلیستوسن و هولوسن شده است (دولتی، ۲۰۱۰؛ قریشی، ۱۹۸۵). واقعه جریان گرانشی بزرگ در اوایل میوسن پایانی تمامی واحدهای ساختاری به‌جز مکران ساحلی را به صورت ناپیوسته پوشانده است. این واقعه به‌صورت مجموعه به‌هم‌ریخته است، شامل زمینه ماسه‌سنگی تا مارنی با بلوک‌های بیگانه از جنس تمامی واحدهای ایالت‌های ساختاری مکران به‌جز ساحلی در ابعاد مختلف از سانتی‌متر تا صدها متر. بی‌شک این واحد لایه‌ای کلیدی و کاملاً مشخص در کل مکران برای شناسایی فعالیت زمین‌ساختی در زمان تشکیل و پس از آن است (بورگ و همکاران، ۲۰۰۸، ۲۰۱۳؛ دولتی، ۲۰۱۰). رسوبات قاره‌ای کواترنری نیز به‌طور پراکنده در تمامی ایالت‌های ساختاری به‌صورت ناپیوسته تشکیل شده است.



شکل ۱. موقعیت کلی زمین ساختی پانۀ فزاینده مکران روی تصویر ETOP1. مستطیل کشیده شده موقعیت تقریبی شکل ۲ را به نمایش گذارده است. منبع تصویر پس زمینه <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOP01>

مطالعات انجام شده و سن سنجی پادگانه‌ای آبرفتی مکران ایران با سن کمتر از ۱۳۰ هزار سال چین خوردگی بسیار ملایم را نشان داده و بر همین اساس نرخ کوتاه‌شدگی $0/8 - 1/2$ پیشنهاد شده است (حقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۲). این در حالی است که در حال حاضر نرخ کوتاه‌شدگی حدود ۸ میلی‌متر در سال در سامانه مکانی جهانی (GPS) برای این منطقه، ایستگاه چابهار در ساحل مکران نسبت به ایستگاه بزمان در جنوبی‌ترین بخش ایران مرکزی، اندازه‌گیری شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۵). اختلاف در نرخ اندازه‌گیری شده به این دو روش به تمرکز دگرریختی به صورت چین خوردگی روی سطح / سطوح فراکنشی اشاره دارد، شامل ضخامت زیاد رسوبات نرم که با رویدادهای ناچیز زمین لرزه همخوانی دارد (حقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۲). بر اساس سن سنجی پادگانه‌های آبرفتی، نرخ کلی فرایش در منطقه حدود $0/3 - 0/4$ میلی‌متر در سال برای ۲۷۰ هزار سال گذشته برآورد شده که با نرخ فرایش پادگانه‌های دریایی با سن هولوسن، $0/2 - 0/3$ میلی‌متر در سال در این منطقه همخوانی دارد (حقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۵). مطالعات ریخت‌زمین ساختی روی رودخانه‌های شمالی- جنوبی در خاور و باختر مکران حاکی از فعالیت بالایی زمین ساختی در خاور نسبت به باختر آن است (حقی‌پور و بورگ، ۲۰۱۴). اندازه‌گیری‌های شاخص‌های مختلف زمین‌ریختی در مکران خاوری ایران حاکی از کاهش فعالیت زمین ساختی از شمال به جنوب است. در این بین، راندگی قصرقند واکنش ریخت‌زمین ساختی بالایی به شاخص‌های سینوسیستی پیشانی کوهستان (SMF) و نسبت پهنای دره به ارتفاع آن (Vf) نشان می‌دهد (پرتابیان و همکاران، ۲۰۱۶).

مواد و روش

در این پژوهش، از دو روش مطالعات صحرایی و ریخت‌زمین‌ساختی برای مطالعه میزان فعالیت گسل قصرقند در زمان کواترنری استفاده شده است. در مطالعات صحرایی، مشاهدات و اندازه‌گیری‌های گسل‌ها در تعیین سازوکار آن‌ها استفاده شده است. برای اطمینان از سازوکار کلی گسل، اندازه‌گیری گسل در راستای گسل و در هر نقطه حداقل با ده برداشت همراه بوده است. از طرفی، به مشاهدات و تعیین نوع سنگ‌شناسی هر بخش از منطقه و ارتباط آن با گسل و توپوگرافی حاصل توجه شده است. استفاده از داده‌های رقومی ارتفاعی (DEM) با دقت ۱۰ متر، تصویر ماهواره‌ای لندست هفت سنجنده+ ETM و نقشه زمین‌شناسی منطقه لایه‌های مجزا در محیط نرم‌افزار GIS 10.1 برای ارتباط بین لایه‌های ذکر شده با داده‌های صحرایی و شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی استفاده شد.

شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی به مطالعه شکل‌ها و ناهمواری‌های سطح زمین به صورت کیفی و کمی می‌پردازد (بال و مک‌فادن، ۱۹۷۷؛ راکول و همکاران، ۱۹۸۵؛ کلو و پینتر، ۲۰۰۲). تجزیه و تحلیل این شاخص‌ها برای مطالعه فرگشت زمین‌ساخت فعال منطقه استفاده می‌شود. امروزه، این‌گونه مطالعات به دلیل سرعت و سهولت مطالعات مورد توجه بسیاری از محققان قرار گرفته است (برای مثال، ال-همدونی و همکاران، ۲۰۰۸؛ ده‌بزرگی و همکاران، ۲۰۱۰؛ حقی‌پور و بورگ، ۲۰۱۴؛ کوپر و همکاران، ۲۰۱۳). در این مطالعه از دو نوع شاخص در ارتباط با زیرحوضه آبراهه‌ای و پیشانی کوهستان استفاده شد. از نرم‌افزار ArcGIS 10.1 و نرم‌افزار کمکی Arc Hydro در تعیین زیرحوضه‌ها و برای ترسیم آبراهه‌ها از داده رقومی ارتفاعی با دقت ۱۰ متر استفاده شد. مجموع ۷۸ زیرحوضه در پهنه گسل قصرقند و کهورکان به دست آمد و شاخص‌های فراسنجی و شاخص گرادیان طولی رود آن‌ها اندازه‌گیری شد. شاخص پیشانی کوهستان نیز برای قسمت اعظم گسل محاسبه شد. شاخص‌های یادشده به اختلاف ارتفاع حساس و بیشتر متأثر از حرکات شیب‌لغز گسل است. در ادامه نحوه محاسبه هر کدام از این شاخص‌ها به تفکیک آمده است.

شاخص سینوسی پیشانی کوهستان (Smf)

شاخص سینوسی پیشانی کوهستان بیانگر تعادل بین نیروهای فرسایش‌دهنده، با تمایل به برش و ایجاد شکل‌های خلیجی به داخل پیشانی کوهستان، از یک طرف، و نیروهای زمین‌ساختی با ایجاد پیشانی کوهستانی مستقیم به‌طور هم‌زمان با گسل خوردگی متوالی و مرحله‌به‌مرحله است (بال و مک‌فادن، ۱۹۷۷؛ کلو، ۱۹۸۶؛ بال، ۲۰۰۷). این شاخص از رابطه (۱) به دست می‌آید.

$$Smf = Lmf / Ls \quad (1)$$

Smf شاخص سینوسی پیشانی کوهستان، Lmf طول پیشانی کوهستان در امتداد کوهپایه و در محل شکست مشخص شیب و Ls طول خط مستقیم پیشانی کوهستان را نشان می‌دهد. این شاخص در سه رده، $Smf < 1.10$ رده ۱، $1.10 \leq Smf < 1.50$ رده ۲ و $Smf \geq 1.50$ رده ۳ فعالیت زمین‌ساختی را به دست می‌دهد و به ترتیب بالاترین سطح فعالیت تا پایین‌ترین سطح فعالیت را عنوان می‌کند.

شاخص گرادیان طولی رود (SL)

شاخص گرادیان طولی رود (SL) به تغییرات فرسایش زمین یا تغییر در مقاومت سنگ‌شناسی در طول آبراهه بستگی دارد. هر دو این عوامل باعث تغییر در قدرت فرسایش آب در مسیر خود و به عبارتی تغییر در شیب قسمت مشخصی از آبراهه می‌شود. این شاخص، به تغییرات شیب کانال بسیار حساس است و این حساسیت شرایط لازم برای ارزیابی مقدار ارتباط فعالیت زمین‌ساختی با مقاومت سنگ و توپوگرافی را فراهم می‌کند (بربانک و اندرسون، ۲۰۱۲؛ ۲۸۵؛ اسنو و اسلینگرلند، ۱۹۸۷). برای محاسبه این شاخص در حوضه‌ای در محدوده و مسیر مشخص شبکه زهکشی از رابطه (۲) استفاده می‌شود (هاک، ۱۹۸۲، ۱۹۷۳، ۱۹۵۷).

$$SL = (\Delta H / \Delta Lr) Lsc \quad (2)$$

در رابطه فوق SL شاخص گرادیان طولی رود، ΔH ارتفاع تراز توپوگرافی، ΔLr فاصله ترازهای توپوگرافی، نسبت $\Delta H/\Delta Lr$ شیب کانال یا گرادیان مسیر مشخص و Lsc طول کل کانال از نقطه شروع سرچشمه تا جایی است که شاخص ارزیابی شده است. شاخص یادشده به چند رده گرادیان آبراهه‌ای ۱- کمتر از ۳۰۰ (رنگ سبز)، ۲- ۳۰۰-۵۰۰ (رنگ زرد)، ۳- ۵۵۰-۹۵۰ (رنگ آبی کم‌رنگ)، ۴- بالاتر از ۹۵۰ (آبی پررنگ) تقسیم شده است که به ترتیب فعالیت کم تا زیاد را نشان می‌دهد.

منحنی فرازسنجی و انتگرال فرازسنجی (Hi)

منحنی‌های فرازسنجی، توزیع سطوح ارتفاعی یک منطقه از زمین، یک حوضه آبخیز تا تمام سطح سیاره زمین را ارزیابی و توصیف می‌کند. منحنی فرازسنج یک حوضه با ترسیم ارتفاع کل (ارتفاع نسبی) در مقابل مساحت کل (مساحت نسبی) حوضه ترسیم می‌شود. مساحت کل حوضه (A) برابر مجموع کل سطوح بین خطوط میزان مجاور یکدیگر در حوضه زه‌کشی است. سطح (a) مساحتی از حوضه را دربرمی‌گیرد که بالای ارتفاع (h) قرار داشته باشد. مقدار مساحت نسبی (a/A) معمولاً بین ۱ در پایین‌ترین تا ۰ در بالاترین نقطه حوضه تغییر می‌کند (بال و مک‌فادن، ۱۹۷۷؛ بال، ۲۰۰۷).

شاخص فرازسنجی با رابطه (۳) محاسبه می‌شود.

$$Hi = (\text{average elevation} - \text{min. elevation.}) / (\text{max. elevation.} - \text{min. elevation}) \quad (3)$$

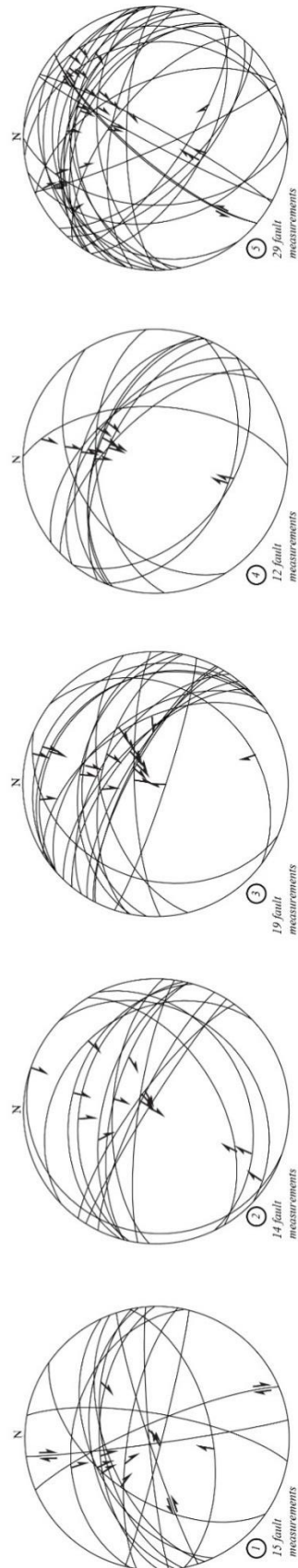
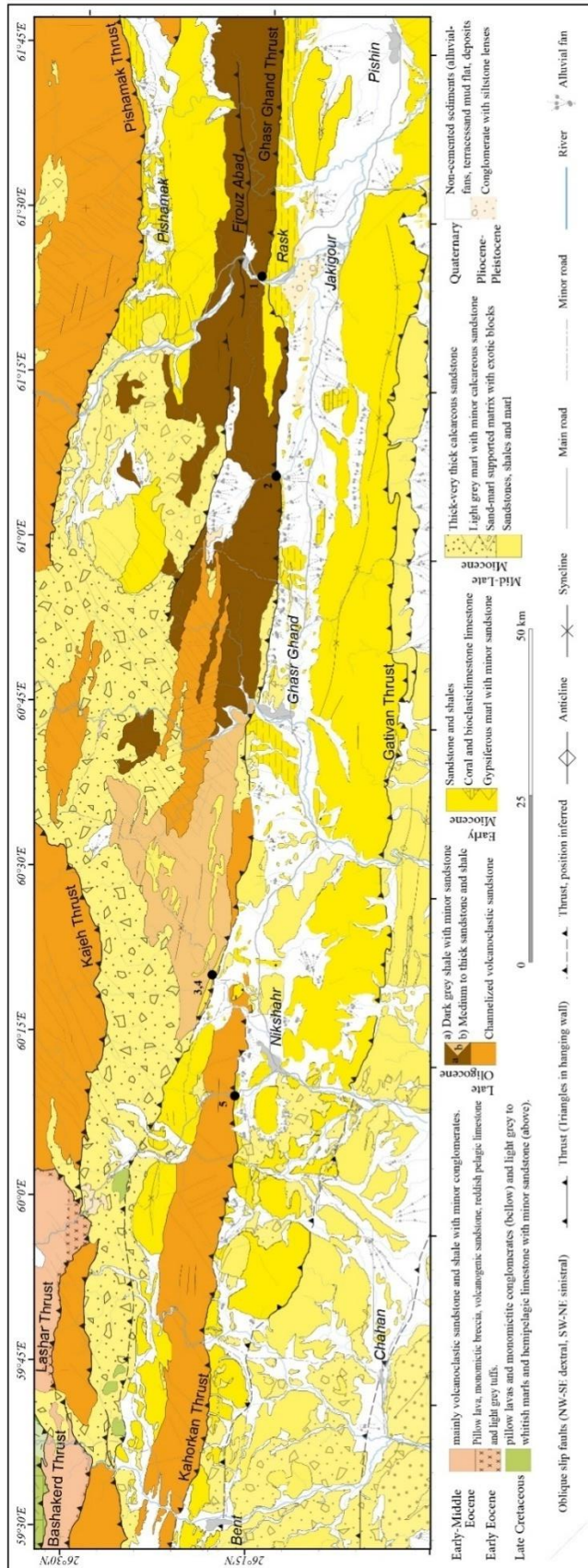
ارتفاع بیشینه و کمینه و متوسط به‌طور مستقیم از نقشه توپوگرافی به‌دست می‌آید. مقادیر بالای انتگرال فرازسنجی ($>0/5$) دلالت بر وجود پستی، بلندی و توپوگرافی بالا نسبت به میانگین حوضه زه‌کشی، همچون سطوح بالآمده و فلاتی است که با رودها بریده شده است. مقادیر کم تا متوسط انتگرال فرازسنجی ($<0/4$) حاکی از برش شبکه زه‌کشی در سطحی هموارتر است. ارتباط بین انتگرال فرازسنجی و درجه بریدگی، باعث شده تا این انتگرال معیاری در تشخیص چرخه فرسایش چشم‌انداز استفاده شود. مقادیر ($Hi > 0/5$) رده ۱، مقادیر ($0/5 > Hi > 0/4$) رده ۲ و مقادیر ($Hi < 0/4$) رده ۳ سطح فعالیت زمین‌ساختی را ارائه می‌دهد که به ترتیب بالاترین تا پایین‌ترین فعالیت زمین‌ساختی است (ال-همدون و همکاران، ۲۰۰۸).

یافته‌های پژوهش

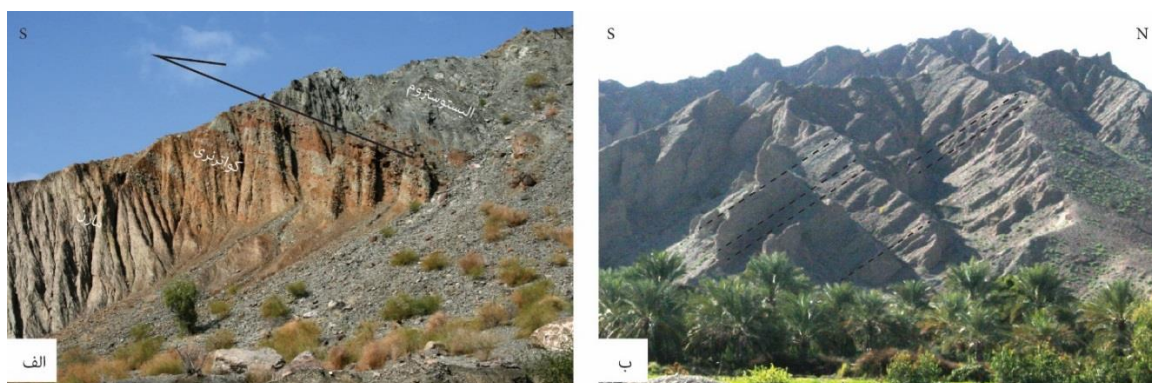
مطالعات صحرائی

گسل قصرقند با راستای خاوری-باختری، به‌دلیل اختلاف توپوگرافی و سنگ‌شناسی در دو سوی گسل اثر بسیار واضحی ایجاد کرده است. اندازه‌گیری‌ها در طول این گسل حاکی از شیب ۳۰ الی ۵۰ درجه به سمت شمال است (شکل ۲). از نظر سازوکار این گسل عملکرد مشابهی در طول خود داشته و حاکی از رانده شدن فرادیواره به سمت جنوب است. معمولاً جهت‌گیری مشخصی روی صفحه گسلی مشهود است که حاکی از تداوم و جهت‌گیری تنش یکسان در طول فعالیت راندگی است.

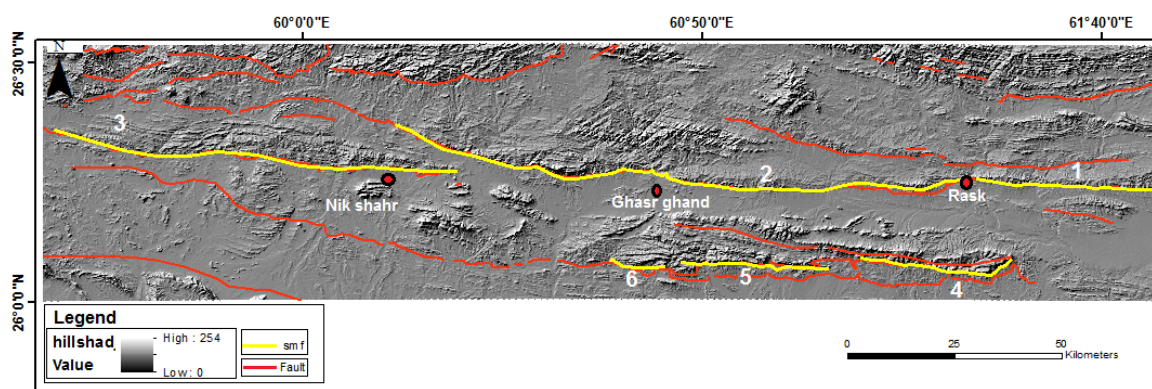
از نظر سنگ‌شناسی دو قسمت کاملاً متفاوت در فرادیواره و فرودیواره گسل در منطقه مورد مطالعه قابل تصور است. قسمت خاوری گسل، به‌عبارتی خاور شهر قصرقند (شکل ۲)، شامل شیل خاکستری تیره با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی الیگوسن بالایی در فرادیواره و مارن با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی میوسن زیرین در فرودیواره قرار دارد. گاهی این واحد سنگی را به‌طور ناپیوسته رسوبات کواترنری و کنگلومرای پلیوسن- پلیستوسن پوشانده است. رسوبات کواترنری در مجاورت این راندگی بریده و کج شده است (شکل ۳). کنگلومرای پلیوسن- پلیستوسن نیز که تنها در قسمت خاوری منطقه مورد بررسی رخنمون دارد، به‌خصوص جنوب راسک و شمال جکیگور (شکل ۲)، با ضخامت قابل توجهی (۴۰۰-۵۰۰ متر) در حدود ۳۰ درجه کج شده است (شکل ۳). این در حالی است که قسمت باختری این گسل، باختر شهر قصرقند، تناوب منظم ماسه‌سنگ و شیل و گاهی ماسه‌سنگ ضخیم‌لایه با میان‌لایه‌های شیلی الیگوسن بالایی در فرادیواره و مارن با میان‌لایه‌های نازک ماسه‌سنگی میوسن زیرین در فرودیواره رخنمون دارد (شکل ۲). راندگی فوق به سمت باختر تغییر راستا داده است و به سمت شمال باختر منحرف می‌شود (شکل ۲) که اثر مشخصی چه از نظر توپوگرافی (شکل ۴) یا شواهد گسلی، به‌خصوص در رسوبات الیستوسترومی (سیمان ماسه‌سنگی-مارنی با بلوک‌های بیگانه) ندارد (شکل ۲).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه و اندازه‌گیری انجام شده روی راندگی قصر قند و کهورکان. محل اندازه‌گیری‌ها روی نقشه با شماره مربوط به هر استریونیت مشخص شده است. بر دارها روی دوا بر محل خش لغز و برای حرکت روی فرادواره را نشان می‌دهد. شبکه اشمیت در نیمکره پایینی استفاده شده است.



شکل ۳. الف) نمایی از گسل قصرقند که باعث رانده شدن رسوبات الیستوسترومی در بالا روی کنگلومرای کواترنری (رخنمون قهوه‌ای) و مارن (خاکستری روشن) شده است. ب) نمایی کلی از کنگلومرای پلیوسن-پلیستوسن در جنوب راسک (محل رخنمون در شکل ۲). خط‌چین سیاه‌رنگ روی تصویر جهت‌گیری لایه‌بندی عمومی را نشان می‌دهد.



شکل ۴. شاخص پیشانی کوهستان در شش قسمت در گسل‌های قصرقند (۱ و ۲)، کهورکان (۳) و گتیوان (۴، ۵ و ۶) محاسبه شده است. نتایج، فعالیت بالای زمین ساختی را نشان می‌دهد. تصویر زمینه مربوط به داده‌های رقومی با دقت ۱۰ متر، به صورت هیل‌شید، است.

از آنجا که رسوبات الیستوستروم به‌طور ناپیوستگی فرسایشی تمامی واحدهای قبلی خود را در زمان اوایل میوسن پایانی پوشانده است (بورگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ دولتی، ۲۰۱۰) و به دلیل عدم تغییر سنگ‌شناسی قابل توجه در دو سوی محل تقریبی راندگی، جابه‌جایی زیادی برای پایانه باختری راندگی قصرقند از زمان جای‌گیری رسوبات الیستوستروم (اوایل میوسن پایانی) قابل تصور نیست.

راندگی کهورکان با راستای خاوری- باختری و شیب به سمت شمال (شکل ۲) در پیشانی (به سمت جنوب) انتهای باختری راندگی قصرقند رخنمون دارد. سازوکار این راندگی همانند راندگی قصرقند و حاکی از راندگی فرادیواره به سمت جنوب است. این راندگی ادامه فعال راندگی قصرقند است و همچون آن باعث رانده شدن ماسه‌سنگ‌ها با میان‌لایه‌های شیلی الیگوسن بالایی روی ماسه‌سنگ و شیل و مارن میوسن زیرین- میانی شده است (شکل ۲). بازدیدهای به عمل آمده در طول راندگی کهورکان حاکی از عدم برش در رسوبات کواترنری یا کچ شدن این رسوبات به دلیل عملکرد آن است.

نتایج بررسی ریخت‌زمین ساخت

سه شاخص پیشانی کوهستان، گرادیان طولی رود و فرازسنجی، در طول راندگی‌های قصرقند و کهورکان اندازه‌گیری شد که نتایج آن به شرح زیر است.

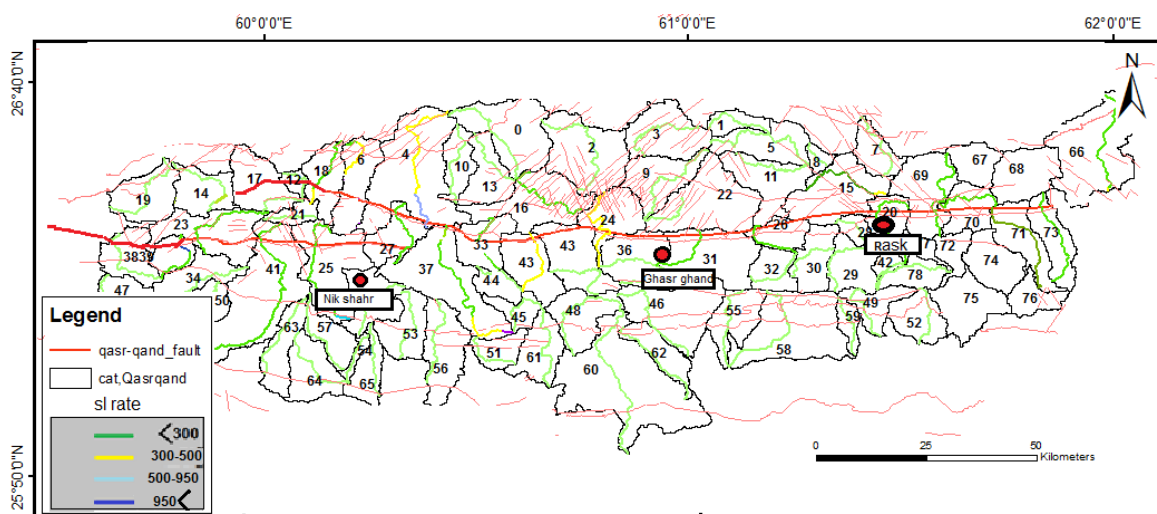
با بررسی نقشه زمین‌شناسی و با کمک تصاویر رقومی ارتفاعی با اندازه سلولی ۱۰ متر که به شکل هیل‌شید^۱ در آمده، پیشانی‌های موجود در پهنه تعیین، شماره‌گذاری و شاخص پیشانی کوهستان محاسبه شده است (شکل ۴). در این شاخص رده ۱ بالاترین و رده ۳ کمترین فعالیت زمین‌ساختی را عنوان می‌کند. با توجه به اندازه‌گیری‌ها (جدول ۱)، تمامی پیشانی‌ها دارای رده ۱ به عبارتی سطح فعالیت زمین‌ساختی بالا را در گسل‌های قصرقند، کهورکان و گتیوان نشان می‌دهد. با توجه به حساس بودن این شاخص به حرکات شیب‌لغز گسل، انطباق خوبی با داده‌ها و برداشت‌های صحرائی وجود دارد (شکل ۲). هر چند نتایج این شاخص در همه پهنه رده ۱ است. در این بین گسل قصرقند و کهورکان فعالیت بیشتری نسبت به راندگی جنوبی خود (گتیوان) دارد. همچنین، فعالیت بخش باختری پهنه بیش از خاوری آن است (جدول ۱ و شکل ۴).

شاخص SI در تک‌تک زیرحوضه‌ها محاسبه شد و سطح فعالیت زمین‌ساختی در هر کدام به صورت رنگ‌بندی در هر قسمت از آبراهه به‌دست آمده است (شکل ۵). نتایج حاصل از این بررسی، تعدد آبراهه‌های با رنگ زرد و آبی کم‌رنگ و پررنگ، سطح فعالیت بالا، را در حوضه‌های منطبق بر نواحی باختری گسل قصرقند (۴، ۴۳، ۲۴، ۳۷، ۱۸، ۳۹، و ۲۵) نشان می‌دهد (شکل ۵).

بر اساس نقشه تهیه‌شده از توزیع سطح فعالیت شاخص فرازسنجی (شکل ۶) در پهنه مورد مطالعه، حوضه‌های منطبق بر امتداد گسل قصرقند (۱۵ و ۱۶) و گتیوان (۴۶) شامل زیرحوضه‌های با رده فعالیت بالای زمین‌ساختی و سایر زیرحوضه‌ها در امتداد این گسل‌ها با رده فعالیت متوسط زمین‌ساختی را به تصویر می‌کشد. در این بین حوضه‌های شماره ۲۲ و ۳۱ در نواحی مرکزی گسل قصرقند و حوضه‌های ۵۸، ۵۹، ۴۹ و ۵۲ در ناحیه خاوری گسل گتیوان سطح فعالیت پایین را به‌صورت مقطعی عنوان می‌کند (شکل ۶).

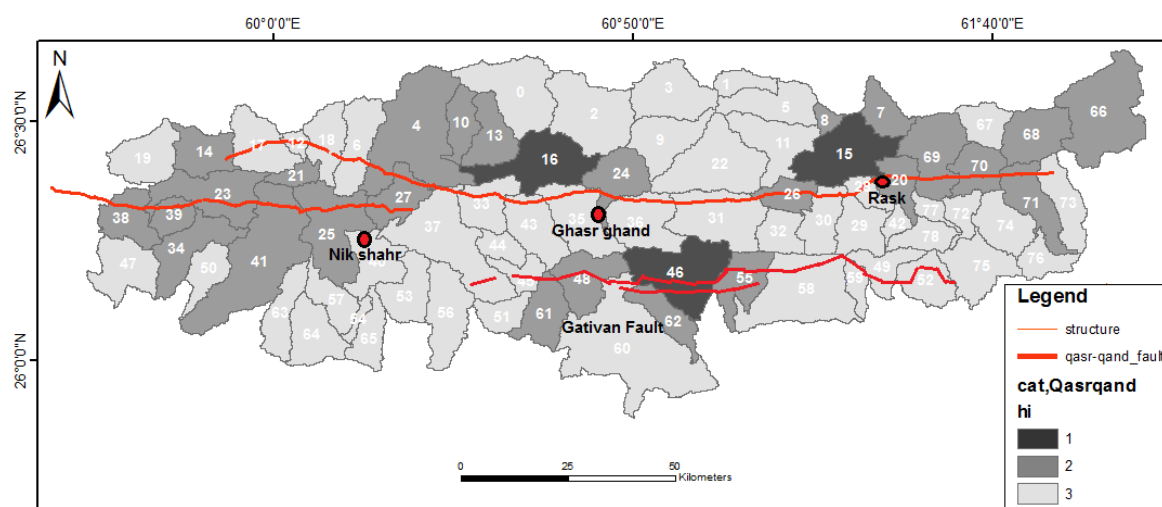
جدول ۱. شاخص پیشانی کوهستان اندازه‌گیری‌شده و رده‌بندی فعالیت زمین‌ساختی

شماره پیشانی	Lmf	Ls	J(Smf)	رده فعالیت
۱	۴۸.۷۵	۵۰	۰.۹۸	۱
۲	۱۲۶.۰۵	۱۲۴.۴۰	۱.۰۱	۱
۳	۸۵.۸۳	۹۲.۳۵	۰.۹۳	۱
۴	۲۷.۱۱	۲۶.۵۰	۱.۰۲	۱
۵	۲۴.۴۱	۲۴.۰۱	۱.۰۱	۱
۶	۷.۹۸	۷.۱۷	۱.۱	۱



شکل ۵. نقشه شاخص گرادیان طولی رود. شماره‌های ذکر شده در نقشه مربوط به شماره‌گذاری هر زیرحوضه است.

1. hillshade



شکل ۶. نقشه فزازسنجی روی حوضه‌ها و آبراهه‌های در ارتباط با راندگی‌های قصرقند، کهورکان و گتیوان. شماره‌های درج شده در نقشه نمایانگر شماره زیرحوضه‌هاست.

بحث

مطالعات ریخت‌زمین‌شناختی یکی از سریع‌ترین روش‌هایی است که با اندازه‌گیری شاخص‌های مختلف و مربوط، به‌طور عمده شاخص‌های در ارتباط با بستر رودخانه و حوضه‌های آبریز، قادر به شناسایی فرگشت نسبی زمین‌ساخت فعال یک منطقه در نظر گرفته می‌شود. تعدد کارهای انجام‌شده در این باره نیز حاکی از موفقیت این روش است (برای مثال، بال و مک‌فادن، ۱۹۷۷؛ سیلوا و همکاران، ۲۰۰۷؛ ال - همدونی و همکاران، ۲۰۰۸؛ راکول و همکاران، ۲۰۰۹؛ ده‌بزرگی و همکاران، ۲۰۱۰). از آنجا که ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناسی علاوه بر زمین‌ساخت فعال به ویژگی‌های اقلیم (فرسایش و رسوبگذاری) و جنس مواد تشکیل‌دهنده سطح زمین (مقاومت در برابر فرسایش) نیز بستگی دارد (برای مثال، بریانک و اندرسون، ۲۰۱۲)، برخی محققان در صورت وجود تنوع سنگ‌شناسی در محدوده مورد مطالعه، به آن نیز اشاره کرده‌اند و به تأثیر آن بر زمین‌ریخت‌شناسی توجه داشته‌اند (برای مثال، دووال و همکاران، ۲۰۰۴؛ پیک و همکاران، ۲۰۱۰؛ پالومبو و همکاران، ۲۰۰۹). در بیشتر موارد به دلیل همگونی اقلیم و سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه از این عوامل چشم‌پوشی می‌شود، ولی با بزرگ‌تر شدن محدوده مورد مطالعه، عوامل سنگ‌شناختی و اقلیم تأثیر خود را بر ریخت منطقه می‌گذارد.

گسل قصرقند با راستای خاوری باختری و طول بیش از ۲۰۰ کیلومتر در منطقه مورد مطالعه یکی از مهم‌ترین ساخت‌های موجود در مکران ایران در نظر گرفته شده که ایالت‌های ساختاری مکران داخلی و خارجی را از هم جدا کرده است (بورگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ دولتی، ۲۰۱۰). به همین دلیل، به این گسل از نظر ریخت‌زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی توجه شده است. سه شاخص ریخت‌زمین‌شناختی، پیشانی کوهستان، گرادیان طولی رود و فزازسنجی و حساس به تغییرات ارتفاعی در این گسل و در حوضه‌های منتهی به آن‌ها اندازه‌گیری شده است (شکل‌های ۴، ۵ و ۶). شاخص پیشانی کوهستان گسلی فعال در سرتاسر راندگی قصرقند و ادامه آن راندگی کهورکان است. علاوه بر این، قسمتی از گسل گتیوان، واقع در جنوب راندگی‌های یادشده نیز پیشانی کوهستانی مستقیمی ایجاد کرده و جزء رده فعال قرار گرفته است. شاخص فزازسنجی قسمت‌های خاوری و باختری راندگی قصرقند و کل طول راندگی کهورکان را فعال تا بسیار فعال پیشنهاد می‌کند. در این بین، گسل گتیوان واقع در جنوب راندگی‌های فوق به جز قسمت مرکزی، فعالیت پایین را نشان داده است. این در حالی است که شاخص گرادیان طولی رود تنها قسمت‌های باختری راندگی قصرقند را فعال در نظر گرفته است.

پرتابیان و همکاران (۲۰۱۶) در مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی خود هشت شاخص را در محدوده بزرگ‌تری از مکران خاوری ایران، تقریباً کل پهنای پانۀ فزاینده، بررسی و به اهمیت و فعالیت بالای راندگی قصرقند نیز اشاره کرده‌اند. آن‌ها شاخص‌های اندازه‌گیری شده همچون پیشانی کوهستان (S_{mf})، پهنای به ارتفاع (V_f) و چگالی آبراهه (D_d) در سرتاسر

راندگی قصر قند را فعال دانسته‌اند، در حالی که شاخص عدم تقارن حوضه و میانگین شیب محور کانال (NASC) قسمت‌های باختری و خاوری راندگی را فعال‌تر در نظر گرفته‌اند. محاسبه شاخص زمین‌ساخت فعال (IAT) نیز از میانگین شش شاخص محاسبه‌شده قسمت باختری را فعال‌تر پیشنهاد داده است (پرتابیان و همکاران، ۲۰۱۶). اندازه‌گیری شاخص‌های انجام‌شده در این پژوهش، با وجود دقت بالاتر، منطبق با نتایج شاخص‌های به‌دست آمده در مطالعات قبلی است.

رانده‌شدن توربیدایت‌های الیگوسن بالایی روی رسوبات کواترنری با گسل قصرقند (شکل ۳ الف) در قسمت خاوری گسل، خاور شهر قصرقند، حاکی از فعالیت بالای این راندگی در این بخش است. علاوه بر این، تنها در قسمت خاوری این راندگی ضخامت بالایی از کنگلومرای پلیوسن- پلیستوسن در فرودیواره، به‌خصوص در جنوب راسک، وجود دارد که دارای کج‌شدگی بالایی (حدود ۳۰ درجه) است (۳ ب). ضخامت و گسترش بالای این رسوبات در فرودیواره احتمالاً به دلیل فعالیت راندگی و تشکیل آن در پیشانی گسل بوده است. از آنجا که همین رسوبات در قسمت شمالی منطقه (باختر پیشامک) رخنمون محدود و تقریباً افقی دارد، کج‌شدگی رسوبات پلیوسن- پلیستوسن در فرودیواره راندگی حاصل عملکرد زمین‌ساخت عمومی حاکم بر زون مکران نیست. این شواهد کاملاً منطبق بر مطالعات انجام‌شده روی سطوح مختلف کواترنری، واقع در شمال و جنوب راندگی قصرقند است. سن‌سنجی روی پادگانه‌های آبرفتی حاکی از بالابودن سطوح پادگانه‌های آبرفتی در فرادیواره گسل قصرقند نسبت به سطوح پادگانه‌های هم‌عرض خود در فرودیواره است (حداقل ۱۵۰ متر) و دلالت بر فعالیت بالای این گسل در حدود ۲۰۰ هزار سال گذشته دارد (حقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۵). این در حالی است که قسمت باختری این گسل نه تنها بر رسوبات کواترنری تأثیر ندارد، بلکه پس از تغییر راستا به سمت شمال باختری اثر قابل‌توجهی در رسوبات الیستوسترومی نیز ندارد. به‌همین دلیل در بخش انتهایی باختر راندگی به دلایل زیر فعالیت چندانی ندارد:

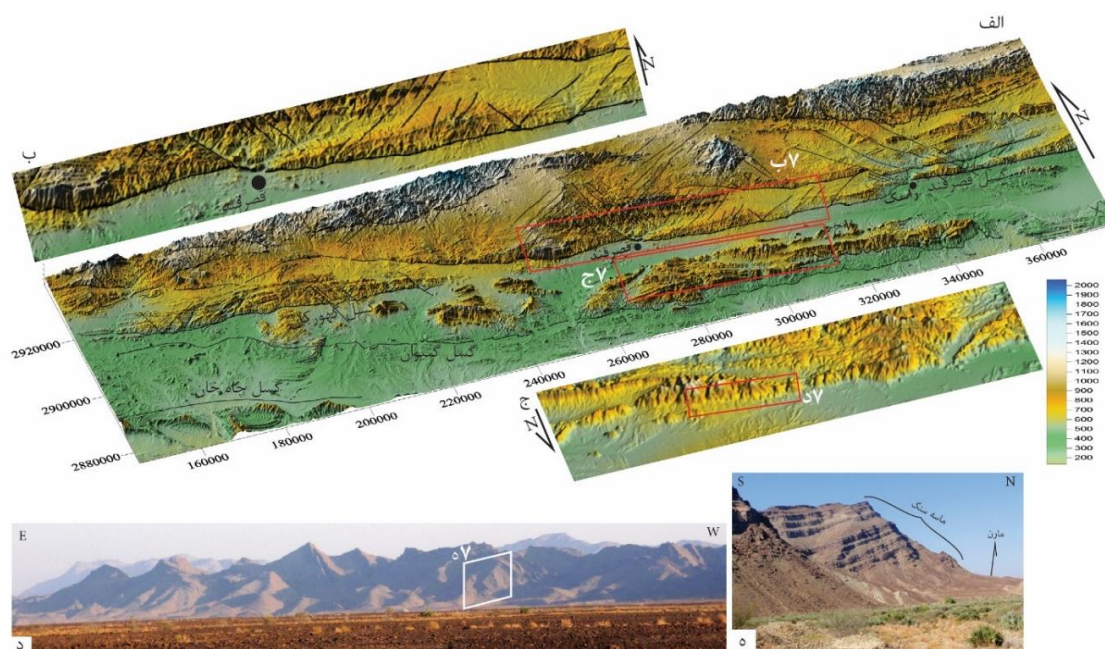
۱. عدم وجود اثر قابل‌ملاحظه‌ای بر سطح زمین

۲. عدم تفاوت قابل‌ملاحظه در توپوگرافی (شکل ۴)

۳. عدم تفاوت قابل‌ملاحظه از نظر سنگ‌شناسی در دو سوی گسل (شکل ۲).

گسل کهورکان که در پیشانی باختری غیرفعال راندگی قصرقند ایجاد شده، همچون بخش باختری آن، بر رسوبات کواترنری تأثیری نداشته و حاکی از فعالیت کم آن در ادامه راندگی قصرقند است.

در حالی که بیشتر شاخص‌های اندازه‌گیری‌شده در این پژوهش و پژوهش‌های پیشین، حاکی از فعالیت بالا در سرتاسر یا در باختر گسل قصرقند است، اما مشاهدات صحرائی بخش خاوری، خاور شهر قصرقند، این گسل را فعال نشان می‌دهد. این ناهمخوانی را می‌توان در دو عامل تغییرات اقلیم و سنگ‌شناسی جستجو کرد. با اینکه پرتابیان و همکاران (۲۰۱۶)، حقی‌پور و بورگ (۲۰۱۴) و حقی‌پور و همکاران (۲۰۱۲) رژیم اقلیمی یکسانی را برای زون مکران در نظر گرفته‌اند، کوبر و همکاران (۲۰۱۳) بر اساس سن‌سنجی‌های انجام‌شده روی سطوح مختلف پادگانه‌های آبرفتی در خاور مکران و مقایسه آن با سن‌سنجی‌های حقی‌پور و همکاران (۲۰۱۲) ناهمگونی در اقلیم یا زمین‌ساخت را در مکران در نظر گرفته‌اند. از سوی دیگر، مطالعات قبلی مقاومت سنگ در برابر فرسایش را در کل منطقه مکران یکنواخت در نظر گرفته‌اند و بر اساس آن تجزیه و تحلیل‌هایی را بر اساس شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی انجام داده‌اند (پرتابیان و همکاران، ۲۰۱۶). مشاهدات و نقشه زمین‌شناسی حاکی از همجواری دو واحد نرم شیلی در فرادیواره و مارن گچی در فرودیواره در بخش خاوری راندگی قصرقند است (شکل ۲)، اما به سمت باختر تغییر رخساره‌ای شیلی به تناوب ماسه‌سنگ آذرآواری و شیل و حتی گاهی به ماسه‌سنگ ضخیم و توده‌ای آذرآواری (باختر شهر قصرقند) در فرادیواره این گسل وجود دارد و این واحد سخت را مقابل واحد سست مارن گچی قرار داده است (شکل ۲). این تغییرات سنگ‌شناسی و در نتیجه تغییر در میزان فرسایش در شیب توپوگرافی (شکل ۷) و حتی شیب آبراهه‌ها تأثیرگذار است. عدم یکنواختی در سنگ‌شناسی در طول راندگی دلیلی بر عدم انطباق شاخص‌های ریخت‌زمین‌شناسی اندازه‌گیری‌شده با مشاهدات صحرائی است و باعث شده تا بخش باختری گسل و دارای اختلاف فاحش مقاومت سنگ‌شناسی در دو سوی گسل و در نتیجه ایجاد اختلاف توپوگرافی شدید نسبت به خاور (شکل ۷) را فعال نشان دهد.



شکل ۷. نقشه سه بعدی استنتاج شده از داده های رقومی ارتفاعی با دقت ۱۰ متر از منطقه مورد مطالعه (الف)، بخش مرکزی گسل قصرقند (ب) و ارتفاعات جنوبی راندگی قصرقند (ج). خطوط سیاه اثر گسل روی تصویر است. نمایی از ارتفاعات جنوبی راندگی مکران (د) و نوع سنگ شناسی در ارتباط با آن (ه) نشان داده شده است. مستطیل های قرمز رنگ محدوده هر کدام از شکل های در ارتباط با آن را به نمایش گذاشته است. توجه: شکل (ج) به مقدار ۱۸۰ درجه چرخانده شده و دید به سمت جنوب است. سامانه مختصاتی به UTM آورده شده است.

شاخص شیب کانال (K_{Sn}) در بخش اعظم مکران ایران و بخش باختری مکران پاکستان محاسبه شده است (حقی پور و بورگ، ۲۰۱۴؛ کوبر و همکاران، ۲۰۱۳). این شاخص در طول آبراهه اندازه گیری شده است و به شیب کانال در هر قسمت و سطح آبراهه مربوط در بالادست بستگی دارد (ووباس و همکاران، ۲۰۰۶؛ کیربی و ویپس، ۲۰۱۲). اندازه گیری گسل قصرقند حاکی از بالابودن، به عبارتی فعال بودن زمین ساختی، در نزدیکی زون گسله و فرادیواره است. بر اساس نقشه تهیه شده از این شاخص مقدار فعالیت در بخش خاوری بیش از بخش باختری است (کوبر و همکاران، ۲۰۱۳). به طور مشخص، تأثیر سنگ شناسی در بخش هایی از طول رودخانه بر شاخص شیب کانال (K_{Sn}) در منطقه مکران به خصوص نزدیکی راندگی قصرقند اشاره دارد (کوبر و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین، نقشه های تهیه شده از این شاخص در مساحت بزرگ تری از منطقه مکران منطبق با مشاهدات صحرایی است و حتی فعالیت بالاتری را در ادامه خاوری گسل قصرقند در پاکستان پیشنهاد می کند (حقی پور و بورگ، ۲۰۱۴). با توجه به نتایج به دست آمده از شاخص یادشده، K_{Sn} و انطباق خوب آن با داده های صحرایی به نظر می رسد که شاخص فوق نسبت به شاخص های دیگر کمتر تحت تأثیر اختلاف سنگ شناسی است.

اختلاف در مقاومت سنگ در برابر فرسایش به تشکیل پیشانی کوهستان بدون حضور گسل می انجامد. نبود داده های زمین شناسی یا مشاهدات صحرایی در منطقه باعث بروز اشتباه در تفسیر و محاسبه شاخص های زمین ریخت شناسی همچون پیشانی کوهستان و در نتیجه تعیین فعالیت زمین ساختی بر اساس این گونه داده ها می شود. پرتابیان و همکاران (۲۰۱۶) شاخص پیشانی کوهستان (Smf) و عرض دره به ارتفاع (Vf) را برای ارتفاعاتی در جنوب راندگی قصرقند محاسبه کرده اند. محاسبات انجام شده زمین ساخت فعالی را برای این منطقه متصور شده است. این در حالی است که مشاهدات زمین شناسی و نقشه تهیه شده حاکی از نبود هر گونه گسل است و تنها یک توالی چینه ای شامل مارن گچ دار سست در زیر و ماسه سنگ آهکی، گاه با قطعات فسیل، روی آن بوده است (شکل ۷). این گونه ریخت ساخت ها در مکران به خصوص در نواحی جنوبی، جنوب راندگی چاهان، در حاشیه ناودیس های بزرگ به دلیل اختلاف سنگ شناسی مشاهده می شود (شکل ۷).

نتیجه گیری

تجزیه و تحلیل داده‌های ریخت‌زمین‌شناسی از قبیل شاخص‌های پیشانی کوهستان، گرادیان طولی رود و فرازسنجی، حاکی از فعالیت بالا در سرتاسر و حتی باختر گسل قصرقند و ادامه آن کهورکان است که با شاخص‌های انجام‌شده ولی در محدوده مطالعاتی وسیع‌تر همخوانی دارد. از طرفی، مشاهدات صحرایی (این پژوهش) و سن‌سنجی پادگانه‌های آبرفتی (مطالعات قبلی) به روشنی بخش خاوری گسل را فعال نشان می‌دهد. تناقض موجود به دلیل اختلاف سنگ‌شناسی بارز در فرادواره این راندگی‌ها در بخش‌های خاوری، با داشتن رخنمون‌های شیلی و باختری، شامل ماسه‌سنگ آذرآواری ضخیم لایه و توده‌ای به همراه تناوب ماسه‌سنگ و شیل، روی داده است. مشاهدات صحرایی با شاخص شیب کانال (K_{sn}) که در مطالعات گذشته صورت گرفته انطباق بهتری دارد. به نظر می‌رسد، وجود ضریب‌های شیب کانال و توپوگرافی در محاسبه این شاخص عملکرد بهتر و وابستگی کمتر به تغییرات شدید سنگ‌شناسی را نسبت به شاخص‌های محاسبه‌شده معمول، برای مثال به کار برده شده در این مطالعه، نشان می‌دهد.

اختلاف در مقاومت سنگ‌ها به خصوص بین واحدهای ماری و ماسه‌سنگی در جنوب راندگی قصرقند، باعث ایجاد توپوگرافی کاملاً مشخص با پیشانی مستقیم شده است. همین امر باعث محاسبه شاخص‌های ریخت‌زمین‌شناسی همچون پیشانی کوهستان (S_{mf}) و نسبت پهنا به ارتفاع دره (V_f) در مطالعات قبلی است و زمین‌ساخت فعالی را برای آن معرفی می‌کند. این در حالی است که مشاهدات و اندازه‌گیری‌های صحرایی حاکی از نبود گسل در پیشانی کوهستان است و تناوبی چینه‌ای را نشان می‌دهد.

منابع

- Beaumont, C., Fullsack, P., Hamilton, J. (1992). Erosional control of active compressional orogens, In: McKlay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics, Chapman and Hall, New York: 1-18.
- Bull, W.B. (2007). Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology. Blackwell, Oxford, UK, 328pp.
- Bull, W.B., 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: 115-138.
- Burbank, D.W., Anderson R.S. (2012). Tectonic Geomorphology. Blackwell Publishing Ltd., 454pp.
- Burg, J.P., Bernoulli, D., Smit, J., Dolati, A., Bahroudi, A. (2008). A giant catastrophic mud-and-debris flow in the Miocene Makran. Terra Nova 20(3): 188-193.
- Burg, J.P., Dolati, A., Bernoulli, D., Smit, J. (2013). Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran, in Al Hosani, K., Roure, F., Ellison, R., and Lokier, S., eds., Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues. Heidelberg, Springer Verlag: 239-259.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H. Hosseiniasl, A. (2010). Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. Geomorphology, 121: 329-341.
- Dolati, A. (2010). Stratigraphy, Structure Geology and Low-temperature Thermochronology Across the Makran Accretionary Wedge in Iran. (PhD. thesis) ETH, Zurich, 168pp.
- Dolati, A., Burg, J.P. (2013). Preliminary fault analysis and paleostress evolution in the Makran Fold-and-Thrust Belt in Iran, in Al Hosani, K., Roure, F., Ellison, R., and Lokier, S., eds., Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues. Heidelberg, Springer Verlag: 261-277.
- Duvall, A., Kirby, E., Burbank, D. (2004). Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California Journal of Geophysical Research, 109(F03002): 1-18.
- El-Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain), Geomorphology, 96: 150-173.
- Ellouz-Zimmermann, N., Deville, E., Müller, C., Lallemand, S., Subhani, A.B., Tabreez, A.R. (2007). Impact of sedimentation on convergent margin tectonics: example of the Makran Accretionary Prism (Pakistan). In: Lacombe O, Lavé J, Roure F, Vergès J (eds) Thrust belts and foreland basins: from fold kinematics to hydrocarbon systems, Springer, Berlin: 325-348.
- Gorashi, M. (1985). Late Cenozoic faulting in S.E Iran, Geological Survey of Iran, Report 54, 358pp.
- Hack, J.T. (1982). Physiographic division and differential uplift in the piedmont and Blue Ridge, U.S. Geological Survey Professional, 1265: 1-49.
- Hack, J.T. (1973). Stream-profiles analysis and stream-gradient index, Journal of Research of the U.S. Geological Survey 1: 421-429.
- Hack, J.T. (1957). Studies of longitudinal stream-profiles in Virginia and Maryland: U.S. Geological Survey Professional, 294B: 45-97.
- Haghipour, N., Burg, J.P. (2014). Geomorphological analysis of the drainage system on the growing Makran accretionary wedge. Geomorphology, 209: 111-132.
- Haghipour, H., Burg, J.P., Ivy-Ochs, S., Hajdas, I., Kubik, P., Christl, M. (2015). Correlation of fluvial terraces and temporal steady-state incision on the onshore Makran accretionary wedge in southeastern Iran: Insight from channel profiles and ^{10}Be exposure dating of strath terraces. GSA Bulletin, 127(3/4): 560-583.

- Haghipour, N., Burg, J.P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Mohammadi, F. (2012). Rate of crustal shortening and non-Coulomb behaviour of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, 355-356: 187-198.
- Harms, J.C., Cappel, H.N., Francis, D.C. (1984). The Makran coast of Pakistan: its stratigraphy and hydrocarbon potential. In: Haq BU, Milliman JD (ed) *Marine geology and oceanography of Arabian Sea and coastal Pakistan*, Van Nostrand Reinhold Co., New York: 3-27.
- Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, R., Wang, X. (2007). Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112: 1-39.
- Keller, E.A. (1986). Investigation of active tectonics: use of surficial Earth processes. In: Wallace, R.E. (ed.), *Active Tectonics, Studies in Geophysics*. National Academy Press, Washington DC, 280 pp.
- Keller, E.A., Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 362 pp.
- Kirby, E., Whipple, K.X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J. Struct. Geol.*, 44: 54-75.
- Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Dolati, A., Smit, J., Kubik, P.W. (2013). Climatic and tectonic control on fluvial and alluvial fan sequence formation in the Central Makran Range, SE-Iran, *Global and Planetary Change*, 111: 133-149.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H., Van Gorp, S. (2007). Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophys. J. Int.*, 170(1): 436-440.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M. (2005). Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophys. J. Int.*, 160: 217-226.
- McCall, G.J.H. (2002). A summary of the geology of the Iranian Makran. In: Clift PD, Kroon FD, Gaedecke C, Craig J (ed) *The tectonic and climatic evolution of the Arabian Sea Region*, Geological Society, London, 195(Special Publication): 147-204.
- McCall, G.J.H., Kidd, R.G.W. (1982). The Makran, southeastern Iran; the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Leggett Jeremy K (ed). *Trench-Forearc geology; sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*, conference. Special publication-geological society of London 10, Geological society of London, London, United Kingdom: 387-397.
- Molnar, P., England, P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or eggs. *Nature*, 346: 29-34.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P., Chery, J. (2003). GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *J. Geod.*, 77(7-8): 411-422.
- Palumbo, L., Hetzel, R., Tao, M., Li, X. (2009). Topographic and lithologic control on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic ¹⁰Be in two mountain ranges at the margin of NE Tibet, *Geomorphology*, 117: 130-142.
- Partabian, A., Nourbakhsh, M.A., Ameri, S. (2016). GIS-based evaluation of geomorphic response to tectonic activity in Makran Mountain Range, SE of Iran, *Geosciences Journal*. Doi: 10.1007/s12303-016-0106-x.
- Pedrerá, A., Pérez-Peña, J.V., Galindo-Zaldívar, J., Azañón, J.M., Azor, A. (2009). Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain), *Geomorphology*, 105: 218-231.
- Pike, A.S., Scatena, F.N., Wohl, E.E. (2010). Lithological and fluvial controls on the geomorphology of tropical montane stream channels in Puerto Rico. *Earth Surf. Process. Landforms*, 35: 1402-1417.
- Platt, J.P., Leggett, J.K., Alam, S. (1988). Slip vectors and fault mechanics in the Makran accretionary wedge, SW Pakistan. *J. Geophys. Res.*, 93(B7): 7955-7973.
- Platt, J.P., Leggett, J.K., Young, J., Raza, H., Alam, S. (1985). Large-scale sediment underplating in the Makran accretionary prism, Southwest Pakistan *Geol.*, 13(7): 507-511.
- Rockwell, T.K., Ragona, D., Akbalic, B., Aksou, M.E., Barka, A.A., Ferry, M., Klinger, Y., Langridge, R., Meghraoui, M., Meltzner, A.J., Satir, D., Seitz, G., and Ucar, G. (2009). Palaeoseismology of the north Anatolian fault near the Marmarasea: implications for fault segmentation and seismic hazard. In: Reicherter, K., Michetti, A.M., and Silva, P.G. (eds.), *Palaeoseismology: Historical and Prehistorical Records of Earthquake Ground Effects for Seismic Hazard Assessment*, The Geological Society, London, Special Publications, 16: 324pp.
- Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L. (1985). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M. and Hack, J.T. (eds.), *Tectonic Geomorphology*. George Allen and Unwin, Boston: 183-207.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardajm, T. (2003). Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. *Geomorphology*, 250: 203-226.
- Snow, R.S., Slingerland, R.L. (1987). Mathematical modelling of graded river profile, *Journal of Geology*, 95: 15-33.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157(1): 381-398.
- Whipple, K.X., Meade, B.J. (2006). Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 243(1-2): 218-228.
- Willett, S.D., Brandon, M.T. (2002). On steady states in mountain belts. *Geology*, 30(2): 175-178.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D. (2006). Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 398: 55-74.