



بررسی فعالیت گسل گوک بر اساس شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره

جعفر رهنما^{۱*}، رحمان اکبری جمالزاده^۱، فریدون مسروی^۲ و رضا درفشان^۳

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان

(۲) گروه مهندسی عمران، دانشگاه امام حسین (ع)

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان

(* عهده‌دار مکاتبات)

چکیده

بررسی داده‌های رقومی ماهواره‌ای در محدوده‌ی عملکرد گسل گوک در استان کرمان حاکی از عملکرد تکتونیک جنبی در این منطقه است. وجود دره‌ها مؤید آن است که عملکرد گسل گوک بر مورفولوژی آن‌ها مؤثر بوده است. داده‌های لرزه‌ای موجود و نیز زلزله‌های سترگ اخیر فعالیت گسل گوک را محرز می‌نماید. با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست و نقشه‌های توپوگرافی رقومی منطقه، در محیط نرم افزار آرک مپ شاخص مورفومتریکی وی‌اف (Vf)، مورد بررسی قرار گرفت. در موقعیت‌های مشخصی از دره‌های منتهی به گسل، ضمن کنترل زمینی ایستگاه‌های اندازه‌گیری، شاخص وی‌اف محاسبه شد. نتایج حاصل، نشان‌دهنده‌ی این است که گسل گوک از لحاظ شاخص مورفومتریک وی‌اف، در زمره‌ی گسل‌های فعال طبقه‌بندی می‌گردد و در مناطق شمالی عملکرد فعال‌تری نسبت به قسمت‌های جنوبی تر دارد.

واژه‌های کلیدی: تکتونیک فعال، گسل راستالغز، گلباف، کرمان، زلزله، مورفومتریک.

۱- مقدمه

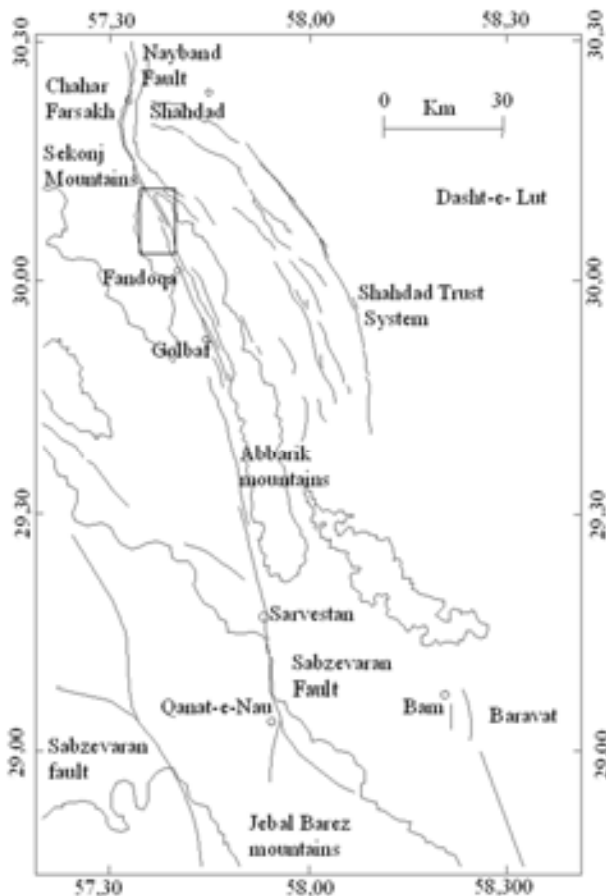
گسل گوک اولین بار در سال ۱۳۵۱ هجری توسط زمین‌شناسان یوگسلاو به نام گسل سروستان معرفی شد (Dimitrijevic 1973). این گسل با طول حدود ۱۰۰ کیلومتر و شمال‌غربی - جنوب‌شرقی از جنوب‌غرب بم تا غرب شهداد ادامه می‌یابد (آقانباتی ۱۳۸۳ و Fielding et al. 2004). گسل گوک با توجه به این‌که مرکز بیش از ۱۲ زلزله (تاریخی) با سترگی بزرگتر از ۵ ریشتر بر روی آن قرار گرفته، یکی از فعال‌ترین و لرزه خیزترین گسل‌های استان کرمان است. گرچه زلزله‌های بزرگ اخیر در منطقه حکایت از لرزه خیز بودن گسل گوک دارند (منتظری ۱۳۸۷)، اما تاکنون هیچ‌گونه مطالعه‌ای بر روی مورفولوژی و شاخص‌های مورفومتریک منطقه و این گسل انجام نشده است. مقاله‌ی حاضر برای اولین بار به بررسی شاخص مورفومتریکی (Vf) در منطقه می‌پردازد، تا با استفاده از نتایج به‌دست آمده بتوان ضمن تحلیل وضعیت فعالیت گسل، مناطق فعال‌تر از دیدگاه این شاخص را معین نمود.

۲- بزم

برش راست‌گرد میان ایران مرکزی و افغانستان، با گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با روند شمال-جنوبی، که دشت لوت را در بر گرفته‌اند، منطبق است (Walker & Jackson 2004). منطقه مرزی ایران-افغانستان، انتهای شرقی زون برخوردی عربی-اوراسیا می‌باشد (Walker & Jackson 2002). در این طول جغرافیایی، تقریباً تمامی کوتاه‌شدگی عربی-اوراسیا، داخل مرزهای سیاسی ایران قرار گرفته است (Walker & Jackson 2004). در واقع، افغانستان غربی غیر لرزه‌ای و عمدتاً یک رأس ورق اوراسیا است که تا اقیانوس هند، در زون فرورانش مکران امتداد می‌یابد (Farhoudi & Karig 1977). مقداری از همگرایی عربی-اوراسیا، با کوه‌های زاگرس در جنوب غربی ایران، و مقدار باقیمانده در کمربندهای لرزه‌ای خزر مرکزی (Farhoudi 1991) (Masson et al. 2006) (central Caspian)، البرز، و کپه داغ در شمال ایران (Hollingsworth et al. 2006)، منطبق می‌باشد (Talebian & Jackson 2004-b). ایران مرکزی تقریباً هموار، غیر لرزه‌ای و احتمالاً صلب به نظر می‌رسد (Stöcklin 1972, 1968). این عقیده ابتدا از طرف مهاجر-اشجعی و همکاران و

جدول ۱- آمار زلزله‌های نسبتاً بزرگ مرتبط با گسل گوک

شدت	بزرگی	مرکز سطحی	زمان رویداد زلزله (میلادی)
I = VII	M.s. = ۵/۶	سیرج	۱۸۷۷
I = VII	M.s. = ۵/۵	جوشان	۱۹۰۹
I = VII	M.s. = ۵+	جوشان	۱۹۰۹
I = VII	M.s. = ۶/۴	فیض آباد	۱۹۱۱
I = VII	M.s. = ۶/۰	گوک	۱۹۴۸
I = VII	M.s. = ۵/۲	سیرج	۱۹۶۹
I = VII	M.s. = ۶/۷	گلباف	۱۹۸۱/۶/۱۱
I = V	M.s. = ۷/۱	سیرج	۱۹۸۱/۷/۲۸
-	M.b. = ۶/۰	گلباف	۱۹۸۹/۱۱/۲۰
-	M.s. = ۶/۹	جوشان	۱۹۹۸/۰۳/۱۴
-	M.L. = ۴/۸	سیرج	۲۰۰۹/۵/۱۱
-	M.L. = ۳/۷	جوشان	زلزله ۲۰۰۹/۵/۱۲



تصویر ۱- نقشه موقعیت محل گسل‌های نای‌بند، گوک، سروستان، بم و سبزواران. کوه‌های سه‌کنج و آب باریک به ترتیب، گسل را در غرب و شرق محدود می‌کنند. محدوده‌ی مورد مطالعه با کادر مربع شکل، مشخص شده است.

سپس از طرف بربریان مورد انتقاد قرار گرفت. همچنین مشخص شد که چین‌خوردگی و ناپیوستگی در ایران مرکزی بیشتر از آن مقدار در زاگرس و البرز می‌باشند (Berberian 1997, Mohajer-Ashjai et al. 1975). اما کوتاه‌شدگی در زاگرس، به اندازه‌ی برش راست‌گرد شمال- جنوبی بین ایران مرکزی و افغانستان نیست (Parsons et al. 2006, Talebian & Jackson 2004-a). سیستم‌های گسلی راست‌گرد شمال- جنوبی اصلی مشخص می‌شود که هم در غرب دشت لوت (در استان کرمان) و هم در شرق دشت لوت (سیستان) قرار دارند که بلوکی هموار، صلب و غیر لرزه‌ای است (Berberian & Yeats 1999). تمامی همگرایی عربی- اوراسیا، از ترکیب حرکات آفریقا- اوراسیا و عربی- اوراسیا مشخص می‌شود و تقریباً در شرق ایران، شمال- جنوبی با حدود ۳۰ میلیمتر در سال در ۵۰ درجه‌ی شرقی و ۴۰ میلیمتر در سال در ۶۰ درجه‌ی شرقی است (Walker & Jackson 2004, Ghasemi & Talbot 2005).

با توجه به وضعیت تکتونیک محلی فلات ایران، مکانیسم گسلی اغلب زلزله‌ها، فشاری، امتداد لغز و یا ترکیبی از این دو مکانیسم است (Regard et al. 2004 & 2005). همان‌طور که در تصویر ۱ نشان داده شده است، گسل گوک با طولی حدود ۱۰۰ کیلومتر و امتداد شمال، شمال غربی - جنوب، جنوب شرقی از غرب بم تا شرق شهداد ادامه دارد و یکی از جنبان‌ترین ساختارهای ناحیه است (Jackson et al. 2006). در ۲۵ سال گذشته دست کم ۵ زمین لرزه‌ی متوسط تا بزرگ و ویرانگر در منطقه‌ی گلباف روی داده است (آقا نباتی ۱۳۸۳). در جدول ۱، آمار لرزه‌های اخیر که بزرگای بیش از ۵ دارند و همچنین جدیدترین زلزله‌های مربوط به این گسل، ذکر شده است. این گسل به صورت یک زون گسلس عمل نموده و در کنار گسل‌های کوهستان و نای‌بند یک زون ساختاری را به وجود آورده است. در امتداد گسل گوک، چاله‌ی تکتونیک در آبادی‌های گلباف، فندقا و جوشان دیده می‌شود که مؤید فعال بودن آن است (عباس نژاد و داستانپور ۱۳۷۷). سامانه‌ی گسل‌های غرب دشت لوت موجب اختلاف ارتفاع ساختاری قائم در حدود ۴۰۰۰ متر شده است. سازوکار ژرفی این زلزله‌ها به صورت راست‌الغز و فشارشی گزارش شده است (رحیمی و همکاران ۱۳۸۵, Safari et al. 2009).

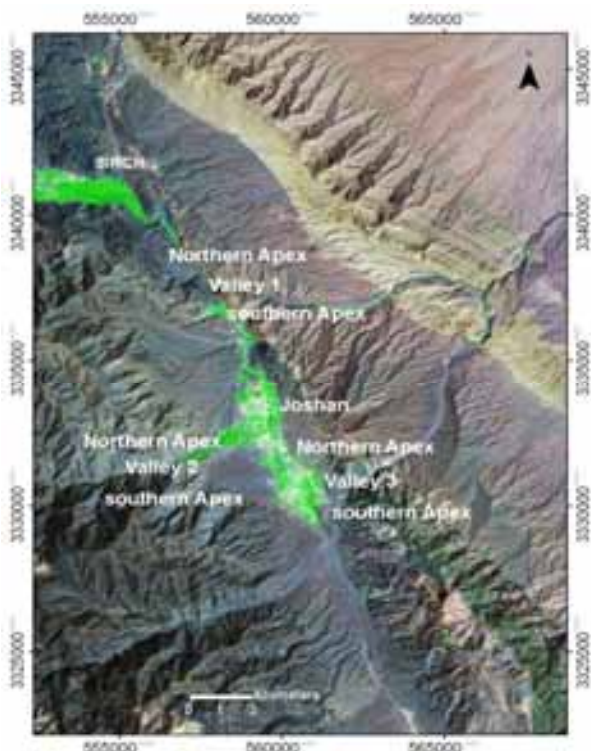
سیستم گسلی امتداد لغز گوک، منطبق با برش میان ایران مرکزی و افغانستان است که به علت برخورد ورقه عربی- اوراسیا، به وجود آمده است. این سیستم گسلی اکنون فعال است و سه زلزله با $M_s > 6$ ، در ۲۰ سال گذشته را ایجاد کرده است (Walker & Jackson 2002).

توصیف اشکال و ناهمواری‌های سطح زمین با توجه به اندازه، ارتفاع و شیب آن‌ها صورت گرفته و به طور کلی با یکدیگر مقایسه می‌گردند، ولی با استفاده از اندازه‌گیری‌های کمی می‌توان این پارامترها را دقیق‌تر

ناتوانی در تعیین برجستگی در دره‌های با شیب تند در بسیاری از کف دره‌ها دور از انتظار نیست)، ممکن است باعث به‌دست آمدن نتایج نامنظم شود (Bull 2007).

به‌طور کلی روی عکس‌های ماهواره‌ای، اعداد ارتفاعی مشخص نیست. همچنین برای تعیین محل دره‌های مناسب به‌وسیله نقشه‌های توپوگرافی امکان اشتباه وجود دارد، زیرا روی نقشه‌های توپوگرافی امکان اشتباه بین دره‌های موجود در کوهستان و دره‌های موجود در تپه ماهورها وجود دارد. بنابراین در این تحقیق سعی شده است از عکس ماهواره‌ای برای تعیین محل دره‌ها، تعیین قله‌های مجاور دره و همچنین تعیین مرز کوهدشت استفاده شود. همچنین از نقشه‌های توپوگرافی رقومی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ برای تمیز دادن تپه ماهورها از کوهستان استفاده شد، زیرا مورفولوژی منطقه به‌گونه‌ای است که امکان اشتباه بین تپه ماهور و کوه وجود دارد (تصویر ۳). با قرار دادن این دو لایه‌ی اطلاعاتی بر روی یکدیگر در محیط آرس اس (Arc GIS)، حد کوهدشت مشخص شد و همچنین تپه ماهورها از کوهستان تفکیک شدند.

با اندازه‌گیری‌های انجام شده در محیط جی آی اس (GIS) (تصویر ۴) و مشاهدات صحرایی (تصویر ۵)، پارامترهای مورد نظر برداشت شد (جدول ۲).



تصویر ۲- موقعیت روستای جوشان و دره‌های مورد بررسی. دره‌های ۱ و ۳ روی کوه‌های آب باریک، و دره شماره ۲، روی کوه سه‌کنج قرار گرفته است.

مقایسه کرد (فرویدی و همکاران ۱۳۸۷). یک شاخص حساس به فرازش مداوم اخیر، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن است که به اختصار نسبت (V_f) نامیده می‌شود (Bull 2007). نسبت (V_f) ، به این صورت بیان می‌شود:

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{[(E_{fd}-E_{sc})+(E_{rd}-E_{sc})]}$$

که در آن،

V_f ، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره،

V_{fw} ، پهنای کف دره،

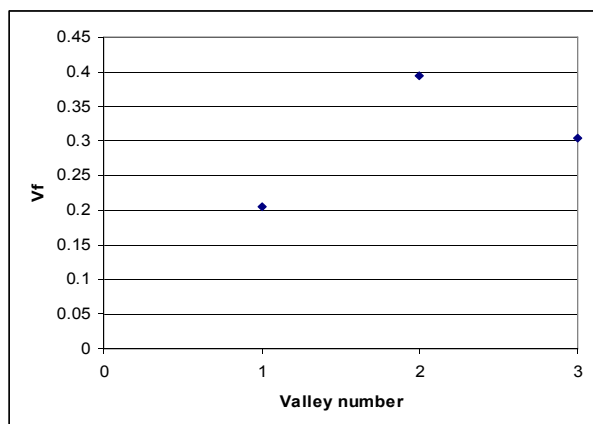
E_{fd} و E_{rd} ، ارتفاع دیواره‌های چپ و راست دره و

E_{sc} ، ارتفاع کف دره می‌باشد.

مقادیر کوچک این شاخص، در دره‌های V شکل به‌دست می‌آید که می‌تواند نتیجه‌ی عملکرد تکنونیک فعال باشد و مقادیر بزرگتر آن نیز در دره‌های U شکل دیده می‌شود که در اثر فرسایش جانبی ناشی از ثبات پیشانی است (پورکرمانی و آراین ۱۳۷۶). بعد از خاتمه‌ی فرازش، ارتفاع دره با گذشت زمان، کاهش می‌یابد (اما نه با سرعتی نزدیک به پهن شدگی دره). در انتخاب مناطق اندازه‌گیری این شاخص، باید دقت کرد. مقادیر این نسبت، اگر در سنگ‌های یکسان و موقعیت مکانی مشابهی در یک حوضه‌ی آبریز و برای گروهی از حوضه‌های زهکشی با اندازه‌ی مشابه، در امتداد طولی پیشانی کوهستان مورد نظر تعیین شود، به احتمال زیاد، بیانگر درجه‌ی پائین افتادگی نسبی سطح اساس است (Bull 2007). با توجه به این‌که منطقه، دارای اقلیم خشک بوده و در بعضی مناطق آن دره‌های بزرگ وجود دارد، برای یکسان بودن بیشتر وضعیت حوضه‌های آبریز مورد بررسی، فقط دره‌هایی که حوزه‌ی آبریز تقریباً یک اندازه‌ی داشتند و رودخانه‌ی آن‌ها از نوع درجه ۳ بود، انتخاب شد.

پیشانی کوهستانی‌هایی که فعالیت بالایی دارند، نسبت (V_f) بین ۰/۵ تا ۰/۰۵ دارند. شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره، برای تعیین فرازش زمین، در طی هولوسن در مناطق مرطوب و در مناطق خشک از پلیستوسن میانی تا پسین قابل استفاده است. این شاخص، مخصوصاً به پائین افتادگی سطح اساس تکنونیک در کواترنری پسین حساس است زیرا رودخانه، به سرعت به‌وسیله‌ی کندن بستر باعث باریک شدگی کف دره می‌شود (Bull 2007). با توجه به فاکتورهای هیدرولوژیکی، در اطراف روستای جوشان ۳ دره مورد بررسی قرار گرفت (تصویر ۲).

در مطالعات مورفومتریک، داده‌های لازم را می‌توان از نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای به‌دست آورد (Stewart & Hancock 1994). نقشه‌های توپوگرافی با کیفیت بالا، نتایج خوبی را حاصل می‌کند. اگر تفکیک پذیری ضعیف منابع رقومی باعث درهم آمیختن برجستگی کف دره و پای دامنه شود (و بنابراین



تصویر ۶- تغییرات نسبت (V_f) در دره‌های اطراف روستای جوشان. دره‌های ۱، ۲، ۳، روی کوه‌های آب باریک، و دره‌ی شماره‌ی ۴، روی کوه‌های سه‌کنج قرار گرفته است. با توجه به تغییرات شاخص (V_f) ، دره‌هایی که در کوه‌های آب باریک قرار دارند، مقادیر کمتری داشته و فعال‌تر هستند.

جدول ۲- پارامترهای شاخص (V_f) در محدوده روستای جوشان.

V_f	V_{fw}	E_{sc}	E_{rd}	E_{ld}	شماره‌ی دره‌های جوشان
۰/۲۰۵۸۸۲۴	۳۵	۱۵۴۰	۱۷۲۰	۱۷۰۰	۱
۰/۳۹۳۷۵	۶۳	۱۸۸۰	۱۹۶۰	۲۱۲۰	۲
۰/۳۰۴۵۴۵۵	۶۷	۱۷۸۰	۲۰۸۰	۱۹۲۰	۳

همان‌طور که از تصویر ۶ مشخص است، دره‌ی شماره‌ی ۲ جوشان دارای حداکثر نسبت (V_f) است.

بر اساس شاخص (V_f) ، فعالیت دره‌ها از زیاد به کم عبارت است از: ۱، ۳، ۲. اندازه‌گیری پهنای کف دره می‌تواند خطا داشته باشد، لذا به‌طور ایده‌آل باید حد متوسط بین چندین اندازه‌گیری تعیین شود (Bull 2007). اندازه‌ی حداقل، متوسط و حداکثر این شاخص به ترتیب ۰/۲۰۵۸۸۲۴، ۰/۳۰۱۳۹۹۳ و ۰/۳۹۳۷۵، محاسبه شده است. تصویر ۷، مراکز سطحی زلزله بر روی سیستم گسلی گوک در فاصله‌ی زمانی ۱۹۰۹ تا ۲۰۰۹ میلادی را نشان می‌دهد. با توجه به مقادیر شاخص (V_f) در منطقه، قسمت‌های شمالی‌تر گسل گوک فعال‌تر از قسمت‌های جنوبی‌تر آن می‌باشد. این نتیجه‌گیری با آمار لرزه‌ای منطقه نیز مطابقت دارد.

با توجه به توالی و فاصله‌ی دره‌ها از یکدیگر، بالا بودن نسبی مقدار شاخص در دره شماره ۲ جوشان دلیلی بر ضعف فعالیت تکنونیک منطقه نبوده، بلکه به‌علت فرازش بیشتر کوه‌های آب باریک نسبت به کوه‌های سه‌کنج می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت حرکت گسل گوک به‌نحوی است که کوه‌های آب باریک نسبت به کوه‌های سه‌کنج از فرازش بیشتری برخوردار هستند. (تصویر ۸).



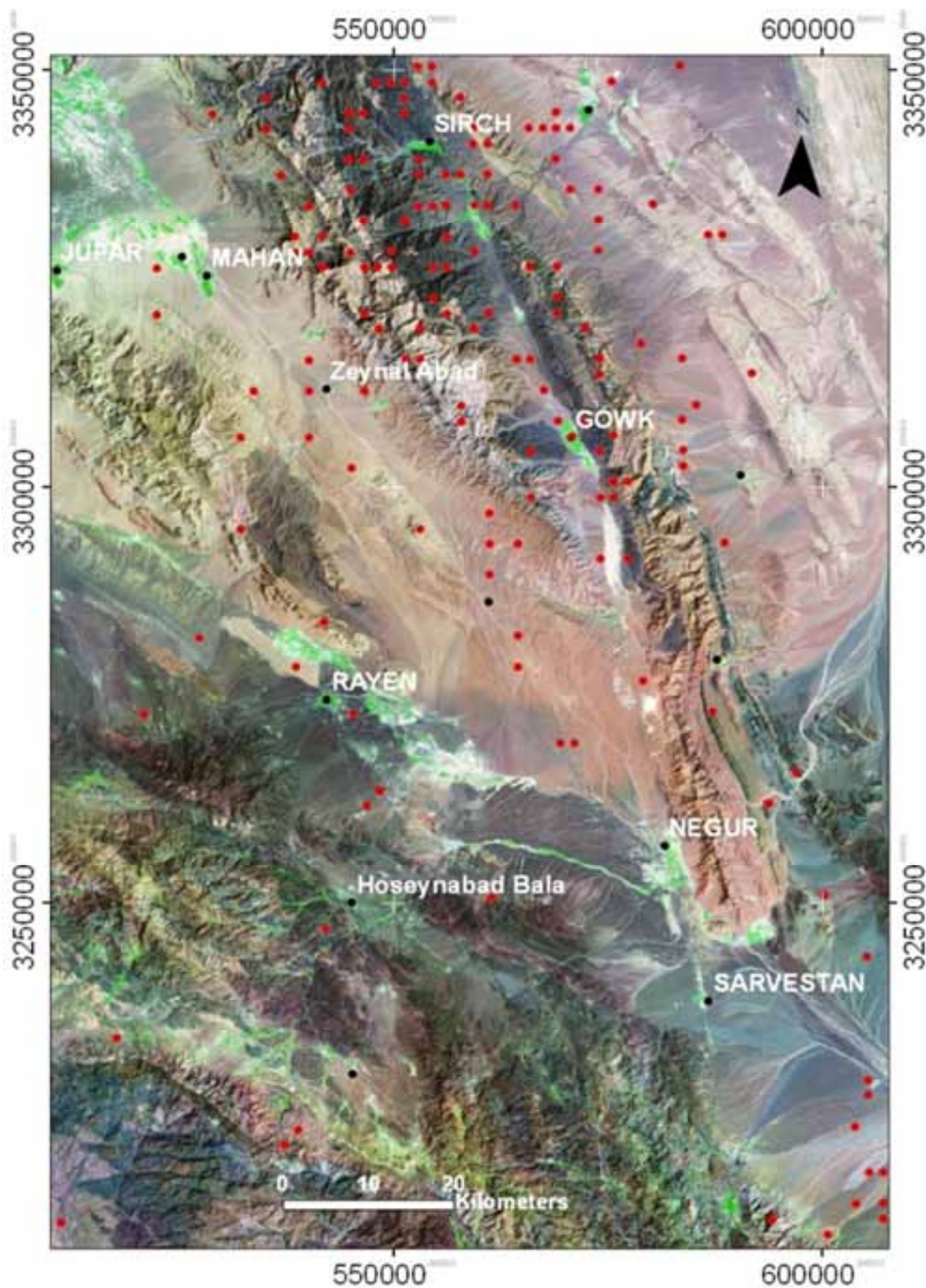
تصویر ۳- فرار گرفتن تپه ماهورها در جلوی کوه‌های سه‌کنج، در شمال روستای جوشان (بخشی که با Hill نشان داده شده، بین دشت و کوه‌های سه‌کنج قرار گرفته، و روی نقشه‌ی توپوگرافی، نمی‌توان تفاوتی بین این بخش، و کوه‌های سه‌کنج قائل شد).



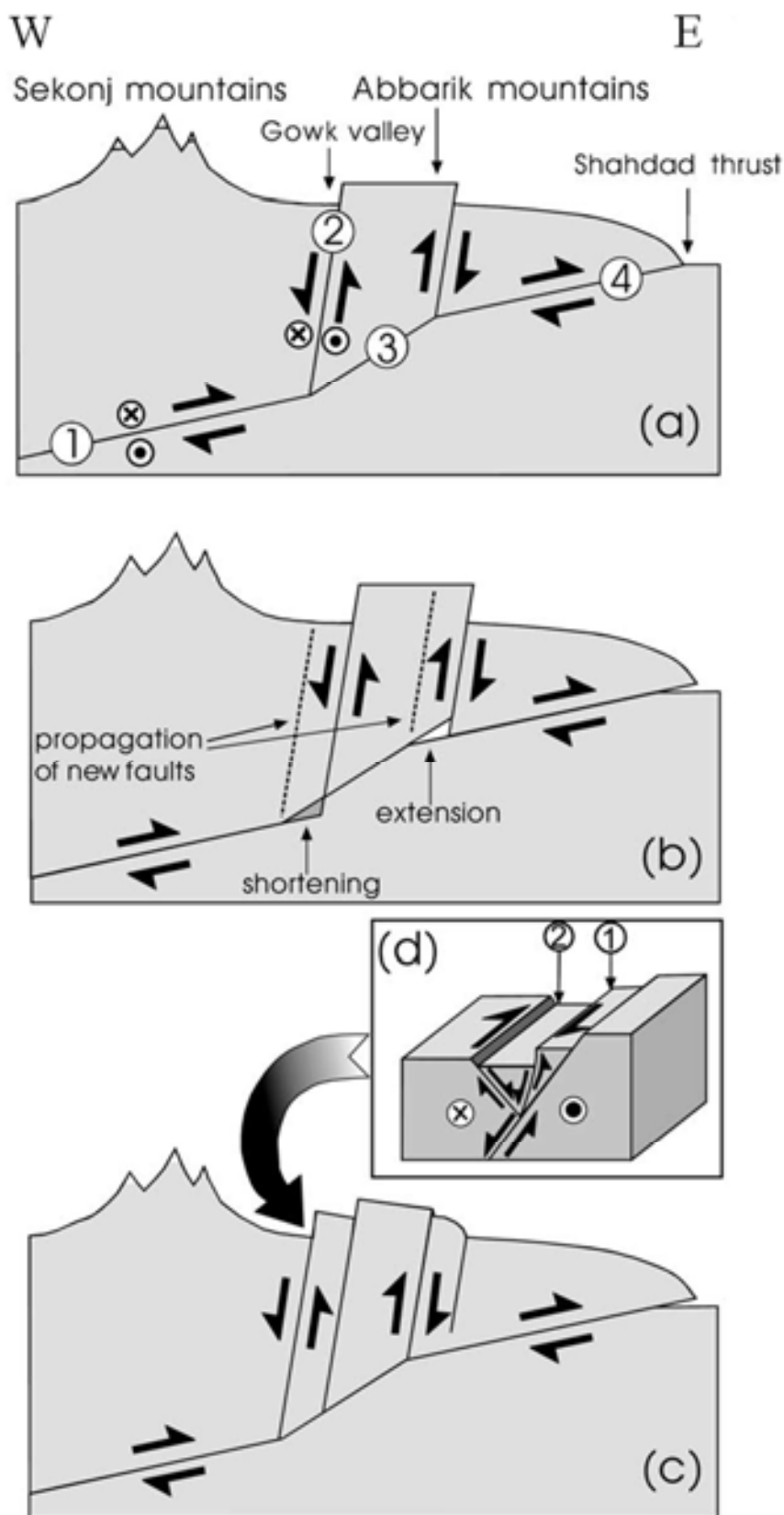
تصویر ۴- منحنی‌های توپوگرافی مورد استفاده برای بررسی دره‌ی شماره‌ی ۲ جوشان $(V_{fw}, E_{sc}, E_{rd}, E_{ld})$ نشان دهنده‌ی پارامترهای اندازه‌گیری شده توسط این منحنی‌ها می‌باشد.



تصویر ۵- نمایی از دره‌ی شماره‌ی ۲ جوشان، از داخل روستای جوشان. موقعیت قله‌های شمالی و جنوبی روی شکل نشان داده شده است.



تصویر ۷- مراکز سطحی زلزله بر روی سیستم گسلی گوک در فاصله‌ی زمانی ۱۹۰۹ تا ۲۰۰۹ میلادی (برگرفته از بانک آمار زمین‌لرزه‌های اخیر پژوهشکده‌ی بین‌المللی مهندسی زلزله و لرزه‌شناسی).



تصویر ۸- (a) ساختار گسل گوک، قسمت‌هایی با شیب آرام (۱ و ۴) که با یک پله با شیب زیاد (۳) از هم جدا شده‌اند. که باعث بالا آمدگی کوه‌های آب باریک و وقوع گسل خوردگی نرمال مورب (۲) در دره‌ی گوک می‌شود. بخش‌های (۳) و (۴)، حرکت تراستی خالصی را نشان می‌دهند. (b) حرکت گسل باعث وجود زون‌های کوتاه شدگی و اتساع یافتگی می‌شود. بنابراین ممکن است که انتظار گسترش گسل خوردگی فعال به سمت غرب، در کوه‌های آب باریک داشته باشیم (c). (d) حرکت روی گسل شیب لغز به سمت غرب، می‌تواند باعث بالا رفتن پرتگاه‌های مثلثی در شرق شود، همان‌طور که در دره‌ی گوک قابل مشاهده است (Walker & Jackson 2002).

۳- نتیجه‌گیری

میانگین شاخص نسبت (V_f) اندازه‌گیری شده در منطقه‌ی مورد مطالعه (که مقدار آن برابر با ۰/۳۰ است)، می‌تواند نشان‌دهنده‌ی فعال بودن گسل گوک باشد.

با توجه به مقادیر شاخص (V_f) در منطقه، قسمت‌های شمالی‌تر گسل گوک فعال‌تر از قسمت‌های جنوبی‌تر آن می‌باشد. این نتیجه‌گیری با آمار لرزه‌ای منطقه نیز مطابقت دارد.

با توجه به توالی و فاصله‌ی دره‌ها از یکدیگر، بالا بودن نسبی مقدار شاخص در دره‌ی شماره‌ی ۲ جوشان دلیلی بر ضعف فعالیت تکتونیکی منطقه نبوده، بلکه به علت فرازش بیشتر کوه‌های آب باریک نسبت به کوه‌های سه‌کنج می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت حرکت گسل گوک به نحوی است که کوه‌های آب باریک نسبت به کوه‌های سه‌کنج از فرازش بیشتری برخوردار هستند.

تشکر و قدردانی

از آقای مهندس نادر سعادت‌خواه، به جهت همکاری در بررسی شاخص نسبت (V_f) با نرم افزار آرک مپ، تشکر و قدردانی می‌گردد.

مراجع

آقائاتی، ع.، ۱۳۸۳، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۰۶ ص.

پورکرمانی، م.، آرین، م.، ۱۳۷۶، "سایزمو تکتونیک لرزه زمین‌ساخت"، مهندسین مشاور دزآب: ۸۰ ص.

رحیمی، ح.، کمالیان، ن.، قاسمی، ه.، ۱۳۸۵، "برآورد پارامترهای چشمه، ضریب جذب و پارامتر افت طیفی، K ، به روش طیفی با استفاده از رکوردهای شتاب نگاشتی زلزله بم (۲۰۰۳)"، فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۲، شماره‌ی ۱: ۶۷-۷۵.

عباس نژاد، ا.، و داستانی‌پور، م.، ۱۳۷۷، "زلزله‌ها و زلزله‌خیزی استان کرمان"، انتشارات خدمات فرهنگی کرمان: ۲۵۵ ص.

فرهودی، ق.، کرم‌پور، ا.، رضایی کاونودی، ز.، ۱۳۸۷، "مورفوتکتونیک تاق‌دیس گدوان (شمال شرق شیراز)"، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی سال چهارم شماره‌ی ۱: ۳۶۰-۳۵۴.

منتظری، ح.، ۱۳۸۷، "بررسی لرزه‌خیزی منطقه‌ی سیرج- گلباف (استان کرمان)، پایش تغییرات غلظت رادن و عوامل هیدروشیمیایی به عنوان پیش‌نشانگر زلزله در چشمه‌ی آبگرم جوشان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۱۳ ص.

Berberian, M. 1997, "Seismic sources of the transcaucasian historical earthquakes in historical and prehistorically earthquakes in the Caucasus", edited by D. Giardini & S. Balassantian, *Kluver Acad. Norwell Mass: 233-311*.

Berberian, M., & Yeats, R. S., 1999, "Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau", *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89: 120-139*.

Bull, W. B., 2007, "Tectonic geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology", *Black Well: 328 pp*.

Dimitrijevic, M. D., 1973, "Geology of Kerman region", *Geological Survey of Iran Report YU/52, 247p*

Farhoudi, G. & Karig, D., 1977, "Makran of Iran and Pakistan as an active arc system", *Geol., Vol. 5: 664-668*.

Farhoudi, G., 1991, "The morphotectonic phase of Alborz mountain ranges of northern Iran", *Zeitschrift fuer Geomorphol. Suppl., Band, Vol. 82: 111-118*.

Fielding, E.J., Wright, T.J., Muller, J., Parsons, B.E., & Walker, R., 2004, "Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran", *Geology, Vol. 32(7): 577-580*.

Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2005, "A new tectonic scenario for the Sanandaj – Sirjan zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Science, Vol.20:1-11*.

Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. & Gheitanchi, M. R., 2006, "Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran", *Geophys. J. Int., Vol. 166: 1161-1177*.

Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. & Vernant, P., 2006, "Extention in NW Iran driven by the motion of the South Caspian basin", *Earth Plant. Sci. Lett., Vol. 252: 180-188*.

Mohajer-Ashjai, A., Behzadi, H. & Berberian, M. 1975, "Reflections on the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in eastern Iran", *Tectonophysics, Vol. 25 (3-4): 281-301*.

Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M., Tatar, M., Walker, R., & Wright, T., 2006, "Seismotectonic, rupture process, and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake", *Geophysical Journal International, Vol. 166: 1270-1292*.

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Fegghi, Kh. & Soleymani, Sh., 2004, "The accommodation of Arabia-Asia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: a transition between collision and subduction through a young deforming system". *Tectonics*, Vol. 23: TC4007, (24p.).

Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.C., Bourles, D., Bonnet, S., Abbassi, M.R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, Sh. & Fegghi, Kh., 2005, "Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros – Makran transfer zone and role of the Minab-Zendan fault system within the convergence accommodation between Arabia and Eurasia (SE Iran)". *Geophysics. J. Int.*, Vol. 160: 1–25.

Safari, H. O., Pirasteh, S. & Pradhan, B., 2009, "Upliftment Estimation of the Zagros Transverse Fault in Iran Using Geoinformatics Technology", *Open access Journal of Remote Sens.* Vol.1: 1240-1256,

Stöcklin, J. 1968, "Structural history and tectonics of Iran, a review", *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 52: 1229-1258.

Stöcklin, J. 1974, "Possible ancient continental margins in Iran", In: *The Geology of the Continental Margins* (eds C.A. Burk and C. L. Drake). Berlin, Springer: 873- 887.

Stewart, I. S. & Hancock, P. L., 1994, "Neotectonics", In: Hancock, P. L. (ed.), *Continental Deformation*, Pergamon Press, London: 341-399.

Talebian, M. & Jackson, J., 2004-a, "A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran", *Geophys. J. Int.*, Vol. 156: 506-526.

Talebian, M. & Jackson, J., 2004-b, "Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran", *Geophys. J. Int.*, Vol. 157: 265-282.

Walker, R. & Jackson, J., 2002, "Offset and evolution of the Gowk Fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike- slip system", *Journal of Structural Geology*, Vol. 24: 1677-1698.

Walker, R. & Jackson, J., 2004, "Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran", *Tectonics*, Vol. 23: TC5010.