

Quantitative Relationships between the Volume of Alluvial Fans and its Relation to Active Tectonics (Case study: Alluvial Fans of Southern Slopes of Joghatay Mountains)

Javad Jamalabadi^{1*}, Mohammad Ali Zanganeh Asadi², Abolghasem Amirahmadi³

¹ Ph.D in Geomorphology, Faculty of Geography and Environmental Science, Department of Physical Geography, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

² Associate Professor, Faculty of Geography and Environmental Science, Department of Physical Geography Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

³ Associate Professor, Faculty of Geography and Environmental Science, Department of Physical Geography Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

Abstract

The purpose of this study is to assess the quantitative relationship between the volume of alluvial fans and its relation to active tectonics in the southern slopes of Joghatay Mountains. To achieve this objective, first, the range of alluvial fans, Angle Broom (S) and alluvial fans radius (R) in the software Arc / Gis using digital maps and digital elevation model (DEM) were determined. Then, the difference between the height between the top and base of the alluvial fans (h) was calculated and, based on the above parameters. In order to evaluate the effects of other variables such as tectonic and geomorphic characteristics like lithology using some integral index over the facade (Hi), the index of mountain front sinuosity (Smf), index basin asymmetry (Af), transverse topographic symmetry (T), index (SL), (BS) and the ratio of valley floor width to depth Valley (Vf). The results of the mean of all indices indicate that 61.55% of the region is located in the active to semi-active tectonic state, which reveals the role of tectonic factors in providing sediment and increasing the volume of alluvial fans in the region. In addition, the common role of lithological factors and tectonic forces can be pointed out. Due to the nature of some of the faults in the region, the soft and loose deposits including Flysch and neogen marls on hard Conglomerate formation have caused the sediment load more to the regional currents and contributes to the development of alluvial fans in the region. Also, the elevation of alluvial fans sediments and the change in the surface of the local area as a result of the faults activity has resulted in the deep excavation of the base of the rivers. This, in turn, contributes to the development of the alluvial fans as a result of base digging and solid loading, leading to the formation of multi-part and fragmented alluvial fans. In order to homogenize the basins in terms of area, they were divided into three groups and these relationships were analyzed in each group. The results indicate that there is a direct and significant relationship between the feeding basin and the volume of alluvial fans, while there is no such relationship between the slope of the basin and the volume of alluvial fans.

Key words: The Volume of Alluvial Fan, Tectonic, Joghatay Mountains.

* javadjamalabadi@yahoo.com

روابط کمی بین حجم مخروطافکنه‌ها و ارتباط آن با تکتونیک فعال

(مطالعه موردی: مخروطافکنه‌های دامنه جنوبی ارتفاعات جغتای)

جواد جمال‌آبادی^{*}، دکتري در رشته ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران
محمدعلی زنگنه اسدی، دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران
ابوالقاسم امیراحمدی، دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و علوم محیطی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

وصول: ۱۳۹۵/۰۶/۱۳ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۷/۱۳، صص ۵۶-۳۵

چکیده

هدف از پژوهش حاضر، بررسی روابط کمی بین حجم مخروطافکنه و ارتباط آن با تکتونیک فعال در دامنه جنوبی ارتفاعات جغتای است. برای دستیابی به این هدف، ابتدا محدوده مخروطافکنه‌ها، زاویه جاروب (S) و شعاع مخروطافکنه‌ها (R) با بهره‌گیری از نقشه‌های رقومی شده در محیط نرم‌افزار Arc/Gis و مدل رقومی ارتفاع (DEM) مشخص شد؛ سپس اختلاف ارتفاع رأس و قاعده مخروطافکنه‌ها (h) به دست آمد و براساس پارامترهای بالا حجم مخروطافکنه‌ها محاسبه شد. به منظور بررسی تأثیر سایر متغیرها مانند تکتونیک و لیتولوژی، بعضی شاخص‌های ژئومورفیک مانند شاخص انتگرال فرازنا (Hi)، شاخص سینوسیته جبهه کوهستان (Smf)، شاخص قرینگی حوضه (Af)، تقارن توپوگرافی عرضی (T)، شاخص (SL)، (BS) و شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره (Vf) به کار رفت. نتایج به دست آمده از میانگین همه شاخص‌ها نشان می‌دهد ۶۱٫۵۵ درصد منطقه در وضعیت فعال تا نیمه فعال تکتونیکی قرار دارد که نقش عوامل تکتونیکی را در تأمین رسوب و افزایش حجم مخروطافکنه‌های منطقه آشکار می‌سازد؛ علاوه بر این نقش مشترک و توأم عوامل سنگ‌شناسی و نیروهای تکتونیکی با توجه به ماهیت بعضی گسل‌های رورانده در منطقه باعث روراندگی رسوبات نرم و سست شامل فلیش و مارن‌های نئوژن روی سازند سخت کنگلومرا شده و بار رسوبی بیشتری در اختیار جریان‌های سطحی و اتفاقی منطقه قرار گرفته و به توسعه مخروطافکنه‌های منطقه کمک کرده است؛ همچنین بالآمدگی رسوبات مخروطافکنه و تغییر سطح اساس محلی در نتیجه فعالیت گسل‌ها، حفر عمقی بستر رودخانه‌ها را در پی داشته است؛ این مسئله ضمن اینکه باعث توسعه حجم مخروطافکنه‌ها در نتیجه حفر بستر و افزایش بار جامد می‌شود، منجر به پیدایش مخروط‌های چندبخشی و قطعه‌قطعه نیز شده است. به منظور هم‌گن‌سازی، حوضه‌ها از نظر مساحت به سه گروه تقسیم‌بندی و این روابط در هر گروه تحلیل شد. نتایج نشان می‌دهد بین مساحت حوضه آبریز تغذیه‌کننده و حجم مخروطافکنه رابطه مستقیم و معناداری وجود دارد؛ در حالی که بین شیب حوضه و حجم مخروط چنین رابطه‌ای وجود ندارد.

واژه‌های کلیدی: حجم مخروطافکنه، تکتونیک، ارتفاعات جغتای.

مقدمه

مخروط‌افکنه‌ها از مهم‌ترین پدیده‌های ژئومورفولوژیکی و عموماً بستر فعالیت‌های بشری هستند؛ آنها شرایط و ظرفیت‌های فراوانی دارند که منجر به ایجاد و استقرار کانون‌های بزرگ جمعیتی شده است؛ از سوی دیگر توسعه این لندفرم‌ها در نواحی خشک و نیمه‌خشک محدودیت‌های منابع آب‌وخاک را کاهش می‌دهد و در مکان‌گزینی سکونتگاه‌های شهری و روستایی ایفای نقش می‌کند؛ در عین حال استقرار سکونتگاه‌های انسانی و جمعیتی بر این عوارض موجب بروز بعضی مخاطرات ژئومورفیک مانند لرزه‌خیزی، روان‌گرایی خاک، سیل‌خیزی و تقطیع زمین با الگوهای زهکشی گیسویی در مسیر زندگی می‌شود.

با بررسی ساده وضعیت مورفوکلیمایی ایران درمی‌یابیم حدود ۶۴٫۲ درصد کشور در شرایط خشک و نیمه‌خشک قرار گرفته‌اند (وزارت جهاد کشاورزی، ۱۳۸۷). نامساعد بودن شرایط اقلیمی و جغرافیایی، حاکمیت شرایط خشک و رگزیستازی و توزیع ناهم‌هنگ زمانی و مکانی بارش در بخش بزرگ این سرزمین باعث پیدایش نامتعادلی‌هایی در پراکنش مراکز جمعیتی و سکونتگاهی شده است. در این مکان‌گزینی توجه به بعضی محدودیت‌ها و تنگنای ژئومورفیکی ازجمله موقعیت این مراکز نسبت به گسل‌های اصلی و فعال این نواحی در نظر گرفته نشده و صرفاً تأمین نیازهای اولیه در اقتصاد زراعی مبتنی بر منابع آب‌وخاک حاصل از این مخروط‌افکنه‌ها، مبنای این مکان‌گزینی‌ها بوده است؛ بنابراین با توجه به اینکه مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها در نتیجه عوامل و فرایندهای تکتونیکی ازجمله

گسل‌خوردگی، بالاراندگی، جابه‌جایی و چین‌خوردگی در طول و مجاورت پیشانی کوهستان تغییر می‌یابد، این اشکال تراکمی، شاخصی از فعالیت‌های تکتونیکی شناخته می‌شود که با مطالعه آنها تأثیر نیروهای تکتونیکی در مورفولوژی این اشکال به دست می‌آید و نتایج این مطالعات در راستای برنامه‌ریزی و آمایش سرزمین بهره‌برداری می‌شود.

پیشینه پژوهش

مطالعات زیادی درباره رابطه تکتونیک و مخروط‌افکنه‌ها انجام شده است؛ از جمله بول^۱، ۱۹۷۷؛ الکساندر و لیدر^۲، ۱۹۸۷؛ هاروی^۳، ۱۹۸۷؛ ویلز^۴، ۱۹۸۸؛ سیلوا و همکاران^۵، ۲۰۰۳؛ گوپتا^۶، ۱۹۹۷؛ لی^۷، ۱۹۹۹؛ مالیک^۸ و همکاران، ۲۰۰۱؛ ویسراس و همکاران^۹، ۲۰۰۳؛ روبوستلی^{۱۰} و همکاران، ۲۰۰۵؛ کومار و همکاران^{۱۱}، ۲۰۰۷؛ اما مطالعات مربوط به ارتباط حجم مخروط‌افکنه با تکتونیک فعال تقریباً محدود است که در زیر به بعضی از آنها اشاره می‌شود:

نانینگا و واسون^{۱۲} (۱۹۸۵: ۵۶) با هدف برآورد حجم فرسایش حوضه‌های زهکشی، فرمول‌های ریاضی را برای محاسبه حجم مخروط ارائه کردند.

¹ Bull² Alexander, & Leeder³ Harvey⁴ Wells⁵ Silva et al⁶ Gupta⁷ Li⁸ Malik et al⁹ Viseras et al¹⁰ Robustelli et al¹¹ Kumar et al¹² Nanninga & Wasson

برقراری رابطه بین دو متغیر کانال‌های قدیمی و مساحت مخروطافکنه‌ها داشتند و با مطالعه ارتباط بین عرض کانال، نسبت انحنا و ... کانال‌ها، تأثیر آنها را در مخروط‌زایی مطالعه کردند.

در ایران نیز پژوهش‌های زیادی درباره مخروطافکنه‌ها انجام شده است:

شاه‌زیدی (۱۳۹۳) در پژوهشی با عنوان «نقد نظریه کینگ و چالش‌های تجربی آن»، عوامل شکل‌زا را در نواحی خشک و نیمه‌خشک بررسی کرده و ضمن مطالعه عوامل مؤثر در پیدایش دشت‌سرها با ایجاد یک مدل مینیاتوری به نقد نظریه ال. سی. کینگ درباره عامل پیدایش دشت‌سرها مبادرت ورزیده و به نتایج زیر دست یافته است:

استدراج در منحنی مقعر سطوح ارضی گلاسی‌ها برخلاف نظریه کینگ که پیدایش دشت‌سرها را به حرکات سفره‌ای آب نسبت می‌داد، زائیده تکتونیک جنباست.

تراس‌بندی پلکانی در سطوح ارضی، نماد تحرک‌نداشتن پوسته ارضی در یک دوره آرام فرسایشی است.

عباسی (۱۳۸۷) در رساله دکتری خود با عنوان «ویژگی‌ها و پراکندگی فضایی مخروطافکنه‌های ایران و رابطه آن با سیستم‌های شکل‌زای اقلیمی» به طبقه‌بندی و فرم‌شناسی مخروطافکنه‌های ایران از نظر منشأ و ژنز مبادرت ورزیده و نقش عوامل مختلف را در پیدایش مخروطافکنه‌های ایران تحلیل کرده است.

رامشت و همکاران (۱۳۸۷) با بهره‌گیری از فنون و داده‌های هندسی توزیع فضایی، مخروطافکنه‌های ایران را به لحاظ کمی مطالعه و رابطه بین سیستم‌های شکل‌زا (حرارتی، برودتی و رطوبتی) و نحوه

چرچ^۱ (۱۹۹۷: ۱۰۶) براساس روشی ساده حجم مخروطافکنه‌های شمال غرب ورمونت در ایالات متحده را محاسبه کرد.

لوید^۲ و همکاران (۱۹۹۸: ۸۶۹) با بررسی حجم مخروطافکنه‌های پیرنه جنوبی در اسپانیا نتیجه گرفتند حجم مخروطافکنه‌ها متأثر از لیتولوژی و تکتونیک است.

کاتن^۳ (۲۰۰۲: ۹) براساس ویژگی‌های مورفومتریک مخروطافکنه، حجم مخروط بوون را در ورمونت محاسبه کرد.

بیلیس^۴ (۲۰۰۹: ۱۲۳) حجم مخروطافکنه‌ها را براساس مدل رقومی ارتفاعی در سواحل کورا در نیوزلند محاسبه کرد. گیلز^۵ (۲۰۱۰: ۳۱۹) حجم مخروطافکنه‌های دره بوو در کانادا و منطقه آیساروکا در وایومینگ ایالات متحده آمریکا را محاسبه و رابطه آنها را با مساحت مخروطافکنه‌ها تحلیل کرد.

لائور گوئریت و همکاران^۶ (۲۰۱۳) در مطالعاتی که درباره تعداد ۱۰ حوضه آبریز در منطقه تیان‌شان چین انجام دادند، میزان فرسایش را با محاسبه ضخامت و حجم مخروطافکنه ارزیابی و نتایج را با داده‌های واقعی حاصل از اندازه‌گیری‌های بار بستر مقایسه کردند.

سامقی^۷ و کیس^۸ (۲۰۱۷) در پژوهشی درباره حوضه تیسرا در مجارستان با مطالعه معادلات موجود بین تخلیه کانال‌های قدیمی و مخروطافکنه‌ها سعی در

¹ Church

² Loyd et al

³ Cotton

⁴ Baylis

⁵ Giles

⁶ Laure Guerit et al

⁷ Sümeghy

⁸ Kiss

پراکندگی و الگوی تیپ‌شناسی آنها را بازخوانی کردند و به نتایج زیر دست یافتند:

ویژگی‌های هندسی، الگوهای ژنتیک مخروط‌افکنه‌های ایران را تبیین می‌کند.

توزیع مخروط‌افکنه‌های ایران از مدل همجواری سیستم‌های شکل‌زا پیروی می‌کند و بعضی از سیستم‌های شکل‌زای ایران با وجود تمامی عواملی که زمین‌شناسان و ژئومورفولوژیست‌ها شروط اولیه تکوین مخروط‌افکنه‌های ایران می‌دانند، قادر به تولید فرم‌های مخروط نیستند.

خیام و مختاری کشکی (۱۳۸۲) در دامنه‌های شمالی میشوداغ، یمانی و مقصودی (۱۳۸۲) در چاله سیرجان، عابدینی و رجایی (۱۳۸۵) در ارتفاعات دره دیز دیوان داغی، مختاری کشکی و همکاران (۱۳۸۶) در پیرامون توده کوهستانی میشوداغ، مقصودی (۱۳۸۷) در منطقه جاجرود، روستایی و همکاران در دامنه جنوبی آلاداغ، بهرامی و همکاران (۱۳۹۰) در ۴ مخروط‌افکنه در زاگرس چین‌خورده مطالعاتی انجام دادند؛ اما در زمینه ارتباط حجم مخروط‌افکنه با عوامل تکتونیکی به جز چند مورد محدود از جمله مطالعاتی که بهرامی و همکاران (۱۳۹۲) در حاشیه طاق‌دیس دنه خشک در استان کرمانشاه و خبازی و همکاران (۱۳۹۱) در حوضه آبخیز کویر دق‌سرخ در ایران مرکزی داشته‌اند، پژوهش زیادی انجام نشده است؛ بنابراین در این مطالعه مخروط‌افکنه‌های دامنه جنوبی ارتفاعات جغتای بررسی می‌شود که وجود چندین گسل رورانده در منطقه شاهدی بر فعالیت‌های تکتونیکی منطقه است.

هدف این پژوهش، بررسی درجه فعالیت‌های تکتونیکی در مناطق مختلف، محاسبه حجم

مخروط‌افکنه براساس مورفومتری آنها و شاخص‌های ژئومورفیک و همچنین بررسی نقش تکتونیک در حجم مخروط‌افکنه‌هاست. از سوی دیگر کشف روابط بین حجم مخروط‌افکنه‌ها و مساحت حوضه آبریز تغذیه‌کننده مخروط‌ها از دیگر اهداف این پژوهش است.

روش پژوهش

هدف اصلی این پژوهش، محاسبه حجم مخروط‌افکنه‌ها و بررسی ارتباط آن با ویژگی‌های تکتونیکی و زمین‌ساختی دامنه جنوبی ارتفاعات جغتای است. بدین منظور ابتدا با مراجعه به مقالات، سایت‌های معتبر علمی و استفاده از منابع داخلی و خارجی، روش‌های مختلف ارزیابی و سپس روش محاسبه حجم مخروط انتخاب شد که چرچ (۱۹۹۷) و گیلز (۲۰۱۰) آن را مطالعه کرده بودند. در مرحله بعد به منظور مرزبندی و تعیین حریم حوضه‌ها از نقشه‌های توپوگرافی به مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح استفاده شد. استخراج ویژگی‌های لیتولوژیکی، جنس سازندها و شناسایی نوع و تعداد گسل‌ها با بهره‌گیری از نقشه‌های زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی صورت پذیرفت و در محیط نرم‌افزار Arc/Gis رقومی گردید؛ همچنین به منظور شناسایی و مطالعات تکمیلی DEM منطقه با دقت ۳۰ متر به کار رفت. در گام بعدی محدوده مخروط‌افکنه‌ها، زاویه جاروب (S)، شعاع مخروط‌افکنه یا فاصله افقی بین رأس و قاعده مخروط (R) برای ۶۱ مخروط‌افکنه ترسیم شد و مقدار هرکدام با نرم‌افزار Arc/Gis 9.3 به دست آمد؛ همچنین با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و DEM

v = حجم مخروط‌افکنه به متر مکعب

R = شعاع مخروط به متر

h = اختلاف ارتفاع بین رأس و قاعده مخروط به متر

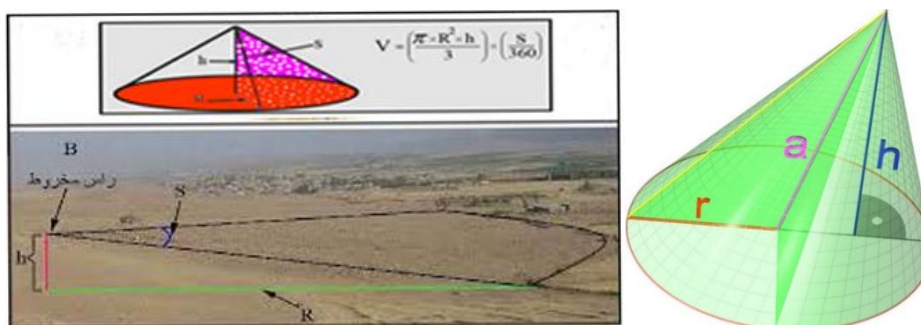
δ = زاویه جاروب

π = عدد ۳,۱۴

منطقه اختلاف ارتفاع رأس و قاعده مخروط‌افکنه (h) محاسبه شد و براساس رابطه شماره ۱ به دست آمد (برگرفته از چرچ، ۱۹۹۷: ۱۰۷ و گیلز، ۲۰۱۰: ۳۲۱).

$$v = \left[\frac{\pi * R^2 * h}{3} \right] * \left[\frac{S}{360} \right] \quad \text{رابطه ۱}$$

که در آن:



شکل ۱. شاخص‌های لازم برای محاسبه حجم مخروط به‌طور شماتیک

(منبع: بهرامی، ۱۳۹۳: ۶۳)

رشته‌کوه‌های الاداغ - بینالود و در جنوب آن با روند شمال غرب به جنوب شرق کشیده شده است. پهنای آن بین ۱۲ تا ۳۰ کیلومتر متغیر است و این ارتفاعات جداکننده دشت سبزوار از دشت جوبین‌اند. این منطقه از شمال به شهرستان اسفراین، از جنوب به دشت سبزوار، از شرق به شهرستان خوشاب و از مغرب به بخش میامی شاهرود محدود می‌شود. در این منطقه که از زیرحوضه‌های کالشور سبزوار است، عوامل مختلف در پیدایش گونه‌های مختلف مخروط‌افکنه با ابعاد و وسعت‌های متفاوت نقش داشته است. بلندترین نقطه ارتفاعی منطقه در محلی به نام کوه‌گر با ارتفاع ۲۴۸۰ متر و کمترین ارتفاع نیز در جنوب همین منطقه در کویر مزینان با ارتفاع ۸۰۰ متر در بستر کالشور سبزوار وجود دارد.

به لحاظ زمین‌شناسی، منطقه مطالعه‌شده جزو ناهمواری‌های ایران مرکزی است که در محدوده

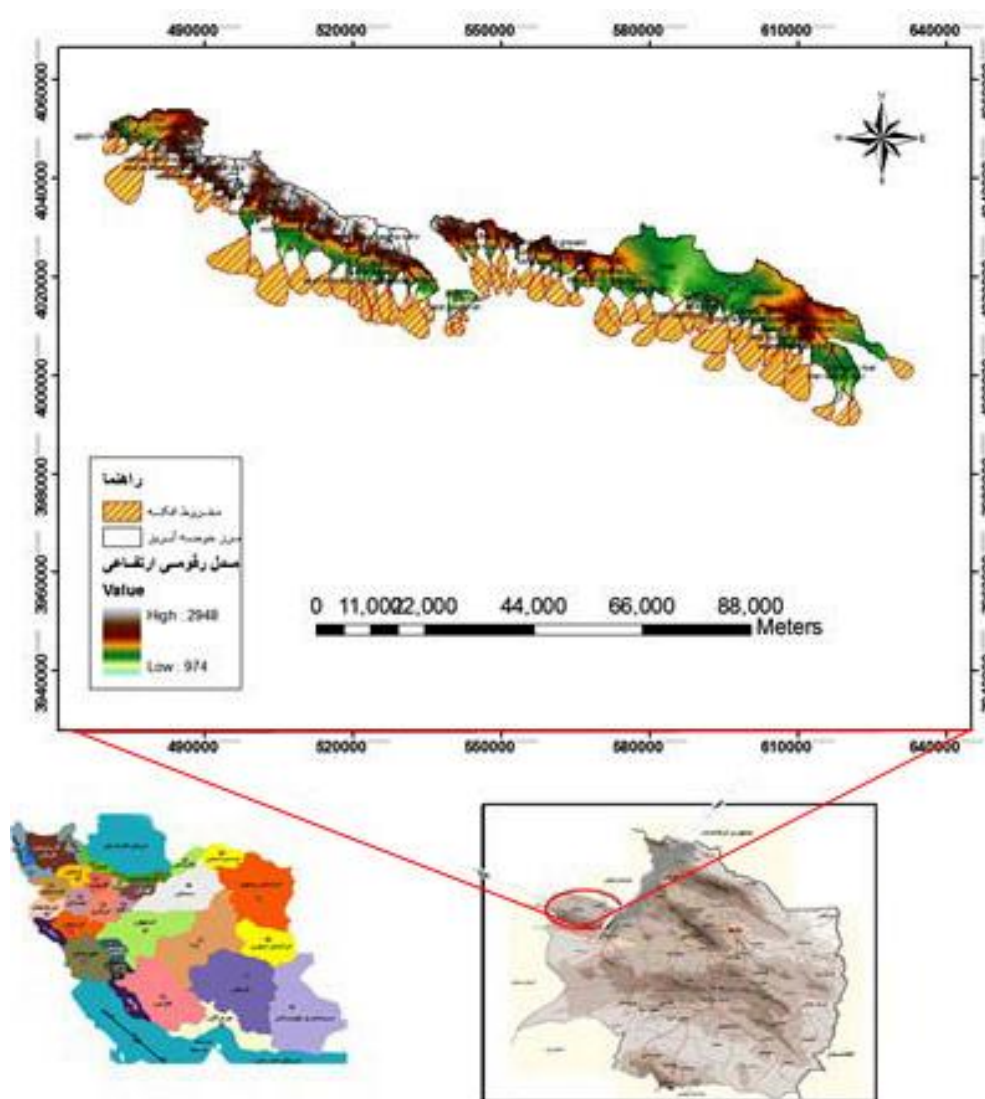
شکل (۱) نحوه محاسبه حجم بخش‌های مختلف یک مخروط‌افکنه را نشان می‌دهد (بهرامی، ۱۳۹۳: ۶۳). پس از محاسبه حجم مخروط‌افکنه‌ها و تعیین رأس مخروط، اقدام به تعیین مرز هریک از حوضه‌های آبریز تغذیه‌کننده کردیم و پس از محاسبه مساحت هریک از حوضه‌ها، میزان همبستگی بین مساحت حوضه‌های آبریز و حجم مخروط‌افکنه را به دست آوردیم.

محدوده پژوهش

ارتفاعات جغتای از لحاظ موقعیت ریاضی بین $36^{\circ} 03' 26''$ تا $36^{\circ} 03' 43''$ عرض شمالی و $56^{\circ} 39' 00''$ تا $57^{\circ} 30' 00''$ طول شرقی واقع شده است. حد شمالی منطقه، خط‌الرأس ارتفاعات است و در جنوب به رودخانه کالشور سبزوار محدود می‌شود. از نظر موقعیت نسبی، ارتفاعات جغتای به موازات

سبزوار از چاله جاجرم است (علایی طالقانی، ۱۳۸۲: ۲۵۹). از ویژگی‌های این واحد ساختمانی، وجود شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین‌های وابسته به این گسل‌هاست که با انفصال تکتونیکی در سنگ‌ها مشخص می‌شوند.

مثلی شکل داخل فلات ایران پراکنده‌اند و با توجه به گستردگی این واحد ژئومورفولوژیکی براساس اختلافات ساختاری به واحدهای کوچک‌تر تقسیم شده‌اند. یکی از این واحدها، رشته شمال شرقی جزو رشته‌های پراکنده حوضه دشت کویر معروف به رشته‌کوه جغتای است. این رشته، عامل جدایی چاله



شکل ۲. موقعیت منطقه مطالعه‌شده

دارد، به دلیل نبود چنین داده‌هایی و اینکه حجم، یک مفهوم سه‌بعدی دارد، بنابراین از روابط مثلثاتی و هندسی مخروط‌ها استفاده و حجم مخروط محاسبه

یافته‌های پژوهش

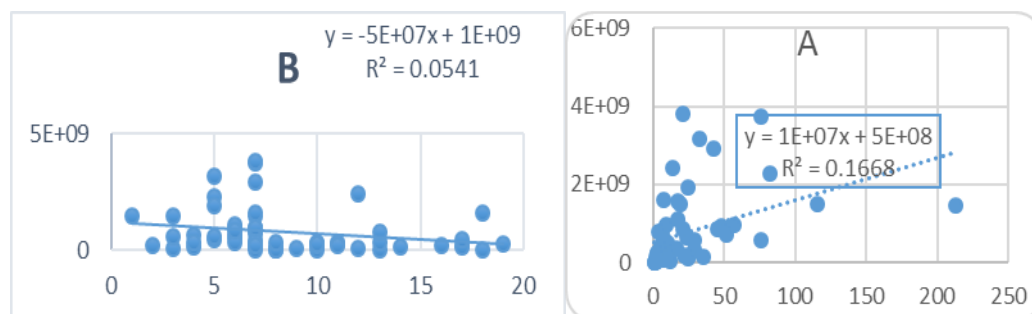
با توجه به اینکه محاسبه حجم مخروط‌افکنه نیاز به داده‌های مربوط به عمق رسوبات مخروط‌افکنه

می‌شود؛ به بیان دیگر با استفاده از مورفومتري مخروط‌افکنه‌ها، حجم مخروط‌افکنه‌ها را محاسبه می‌کنیم. بدین منظور شاخص‌های زاویه جاروب (S)، اختلاف ارتفاع بین رأس و قاعده مخروط (h) و شعاع مخروط یا فاصله افقی بین رأس و قاعده مخروط از

جدول ۱. پارامترهای اندازه‌گیری شده در مخروط افکنه‌های مدنظر. (BA): مساحت حوضه به کیلومتر مربع، (BS): شیب حوضه، (R): شعاع مخروط به متر، (H): اختلاف ارتفاع بین رأس و قاعده مخروط به متر، (S): زاویه جاروب به درجه و (V): حجم مخروط افکنه به متر مکعب است.

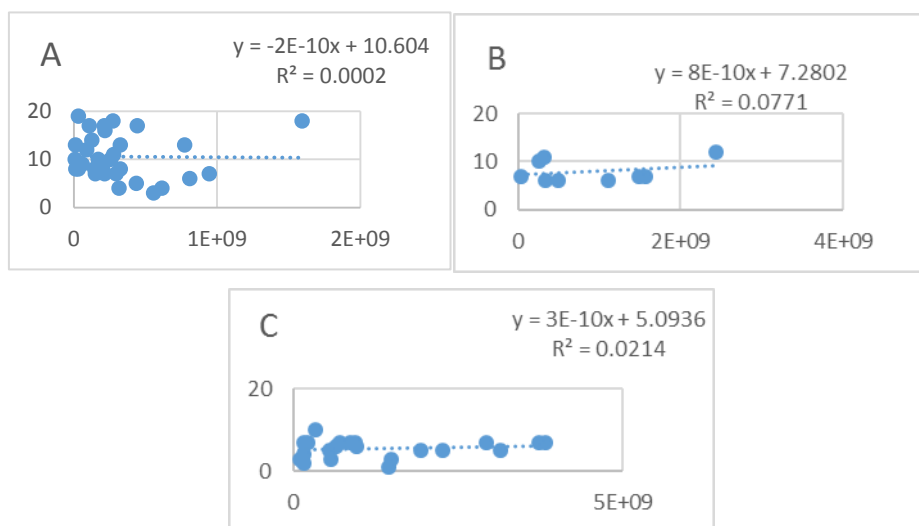
ردیف	نام حوضه	BA	Bs	R	H	S	V	ردیف	نام حوضه	BA	BS	R	H	S	V
۱	۱	۱,۳۳	۱۰	۱۲۱۰	۷۰	۳۸	۱۱۳۲۲۹۱۵	۳۲	دلبر	۲۳,۴۳	۶	۶۳۷۲	۱۸۰	۳۰	۶۳۷۲۴۵۷۴۲۹
۲	۲	۱,۳۴	۸	۱۱۰۰	۸۰	۵۵	۱۵۴۷۹۰۳۷	۳۳	کراپ	۲۱,۰۸	۷	۵۷۵۴	۱۸۰	۵۰	۸۶۶۳۳۹۵۰۲
۳	۳	۱,۷۹	۱۳	۱۱۷۰	۶۰	۵۰	۱۱۹۳۹۸۵۰	۳۴	بلاش آباد	۱۶,۴۷	۶	۵۷۰۰	۱۸۰	۲۰	۳۴۰۰۶۲۰۰۰
۴	غرب منيدر	۱۰,۵۴	۶	۴۴۹۳	۱۲۰	۷۰	۴۹۳۰۱۲۵۹۶	۳۵	رودخانه دره زرد	۹,۸۳	۷	۳۵۹۰	۱۴۰	۷۰	۳۶۷۲۱۵۳۸۲
۵	جنوب غرب منيدر	۵,۲۹	۷	۳۴۳۴	۱۲۰	۷۲	۲۹۶۲۲۳۹۸۲,۷۲	۳۶	شاهزاده قاسم	۳,۵۲	۱۲	۳۰۰۰	۱۰۰	۳۵	۹۱۵۸۳۳۳۳
۶	منيدر	۸۲,۶۴	۵	۹۴۱۷	۲۲۰	۴۰	۲۲۶۸۸۹۱۳۸۲	۳۷	قز	۵,۵۳	۱۳	۳۸۸۰	۱۴۰	۵۳	۳۲۴۷۶۸۰۱۳
۷	جنوب منيدر	۷,۴۷	۹	۱۶۲۰	۱۰۰	۸۰	۶۱۰۴۱۶۰۰	۳۸	سدديد	۱۷,۱۸	۶	۵۵۰۰	۱۸۰	۷۰	۱۱۰۸۱۵۸۳۳۳
۸	كلاته قليچ	۵,۶۸	۱۴	۲۲۰۲	۱۲۰	۷۵	۱۲۶۸۷۷۰۳۸	۳۹	ميرحسين	۵,۶۵	۱۰	۲۸۶۰	۱۲۰	۶۰	۱۷۱۲۲۶۲۹۳
۹	كلاته عبدالله غرب	۴,۳۶	۱۷	۲۴۷۰	۱۸۰	۶۷	۲۱۳۹۱۷۸۹۰	۴۰	سنگ سفيد	۱۹,۸۰	۷	۵۹۷۰	۲۲۰	۶۵	۱۴۸۱۸۰۳۴۱۸
۱۰	كلاته عبدالله	۳,۲۴	۱۷	۲۱۱۰	۱۴۰	۶۰	۱۰۸۷۳۰۱۷۵	۴۱	شباش	۱۰,۴۷	۱۰	۲۹۴۰	۱۴۰	۷۰	۲۴۶۲۷۸۵۷۳
۱۱	كوه گر	۶,۲۲	۱۷	۱۴۰۰	۲۲۰	۶۵	۴۴۴۵۶۷۲۱۸	۴۲	شمال خيرآباد	۳۲,۶۹	۵	۷۷۵۹	۲۴۰	۷۵	۳۱۵۰۵۷۵۵۷۲
۱۲	غرب علي آباد بالا	۳,۰۹	۱۸	۱۴۰۰	۸۰	۶۰	۲۷۳۵۲۸۸۸	۴۳	باغجر	۲۸,۸۶	۵	۴۳۸۵	۱۸۰	۵۵	۵۵۳۴۵۲۴۰۹
۱۳	علي آباد بالا	۲۹	۱۰	۳۳۷۲	۱۶۰	۶۵	۳۳۴۶۹۱۶۱۶	۴۴	قره قلی	۶,۵۳	۶	۴۳۴۸	۱۸۰	۸۲	۸۱۱۲۸۱۰۲۹
۱۴	مور	۸	۱۸	۴۸۰۰	۳۴۰	۷۰	۱۵۹۴۲۸۲۶۶۶	۴۵	عوض	۲۱۳	۱	۷۱۳۷	۱۴۰	۷۰	۱۴۵۱۳۲۰۶۰۷
۱۵	آبرود	۵,۵۸	۱۶	۲۵۰۰	۲۰۰	۶۰	۲۱۸۰۵۵۵۵۵	۴۶	نجم آباد	۸	۴	۴۷۰۰	۱۲۰	۸۰	۶۱۶۵۵۶۴۴۴
۱۶	شمال بيزه	۳,۴۴	۱۹	۲۳۳۰	۲۸۰	۵۵	۲۴۳۰۷۳۹۷۰	۴۷	غرب نجم آباد	۲,۶	۸	۲۹۰۰	۱۰۰	۶۰	۱۴۶۷۰۷۷۷۷
۱۷	رودخانه داورزن	۷۶	۷	۸۷۲۲	۲۶۰	۶۵	۳۷۳۷۸۷۴۸۹۶	۴۸	غرب كوه پير	۳,۰۸	۷	۳۳۵۰	۱۲۰	۵۵	۲۱۵۳۴۷۳۰۵

ردیف	نام حوضه	BA	Bs	R	H	S	V	ردیف	نام حوضه	BA	Bs	R	H	S	V
۱۸	جنوب داورزن	۴,۱۴	۱۱	۴۰۰۰	۱۰۰	۶۰	۲۷۹۱۱۱۱۱	۴۹	غرب نورآباد	۲	۸	۱۶۷۰	۸۰	۵۰	۳۲۴۳۳۸۷۴
۱۹	رودخانه کمیز	۲۶	۷	۳۲۰۰	۱۲۰	۴۵	۱۶۰۷۶۸۰۰۰	۵۰	نورآباد	۱۱۶	۳	۷۹۸۰	۱۶۰	۵۰	۱۴۸۱۱۵۸۹۳۳
۲۰	شمال صدخرو	۴۳	۷	۸۶۳۰	۱۸۰	۷۵	۲۹۲۳۲۱۸۳۲۵	۵۱	چشمه سیر	۵,۲۱	۴	۳۶۰۱	۱۲۰	۷۰	۳۱۶۶۱۷۸۶۴
۲۱	غرب بهنگر	۵۷,۵	۶	۵۴۰۰	۱۶۰	۷۰	۹۴۹۵۳۶۰۰۰	۵۲	زمان‌آباد	۹,۸۸	۷	۵۴۹۰	۱۸۰	۶۰	۹۴۶۳۹۹۱۴۰
۲۲	بهنگر	۵۲	۷	۵۰۰۰	۱۴۰	۷۰	۷۱۲۳۱۴۸۱۴	۵۳	شمال زعفرانیه	۲۱	۷	۷۸۰۰	۲۴۰	۹۰	۲۸۲۰۷۵۲۰۰۰
۲۳	کلاته سادات جنوب	۴۵,۶	۷	۴۹۰۰	۱۶۰	۷۵	۸۶۷۶۲۲۲۲	۵۴	غرب برج روکی	۵,۵۶	۸	۴۱۹۰	۱۶۰	۴۰	۳۲۶۶۷۳۵۰۵
۲۴	شرق کلاته سادات	۶	۷	۳۰۰۰	۱۲۰	۴۸	۱۵۰۷۲۰۰۰۰	۵۵	اولر-کوه روکی	۱۷,۲۹	۷	۶۴۰۰	۲۲۰	۶۰	۱۵۷۱۹۵۳۷۷۷
۲۵	کوه نظرگاه	۳۶	۴	۵۰۰۰	۱۴۰	۱۵	۱۵۲۶۳۸۸۸۸	۵۶	شمال غرب اولر	۲,۸۳	۱۱	۲۸۷۷	۱۲۰	۷۰	۲۰۲۱۴۵۸۸۴
۲۶	غرب ساروق	۱۲,۹۷	۱۱	۷۰۰۰	۲۲۰	۱۰	۳۱۳۴۱۸۵۱۸	۵۷	غرب سنگ کلیدر	۳,۶۸	۱۳	۴۳۰۰	۱۸۰	۸۰	۷۷۴۱۱۴۶۶۶
۲۷	ساروق	۱۳,۷۱	۱۲	۶۶۰۰	۳۲۰	۶۰	۲۴۳۱۶۱۶۰۰۰	۵۸	سنگ کلیدر	۲۵,۱۷	۵	۷۴۳۲	۲۰۰	۶۰	۱۹۲۷۰۷۴۶۵۹
۲۸	کلاته سلطان	۶	۱۰	۳۴۸۶	۲۰۰	۳۷	۲۵۸۷۹۵۱۹۴	۵۹	رودخانه چن کلاغ	۲۱,۸۴	۲	۳۹۰۰	۶۰	۶۲	۱۶۴۵۰۴۶۰۰
۲۹	ریوند	۴۸	۷	۶۷۹۰	۲۰۰	۳۵	۹۳۸۳۰۳۸۱۲	۶۰	رودخانه چهارخانی	۲۵	۳	۵۸۰۰	۱۰۰	۱۰	۹۷۸۰۵۱۸۵
۳۰	غرب گودچاه	۱۱,۹۸	۷	۲۰۰۰	۸۰	۳۰	۲۷۹۱۱۱۱۱	۶۱	رودخان زروند	۷۶	۳	۴۸۷۰	۱۸۰	۴۵	۵۵۸۵۳۲۹۹۵
۳۱	گودچاه	۹	۵	۴۵۷۳	۱۶۰	۴۵	۴۳۷۷۶۴۷۵۳								



شکل ۳. روابط بین مساحت حوضه با حجم مخروط (A) و شیب حوضه با حجم مخروط (B)

مخروط را در این گروه‌ها تحلیل کنیم. بدین منظور مخروط‌ها را براساس مساحت حوضه بالادست در سه گروه قرار دادیم: گروه اول شامل مخروط‌هایی است که مساحت حوضه بالادست آنها زیر ۵,۵ کیلومتر مربع است؛ گروه دوم شامل مخروط‌هایی است که مساحت حوضه بالادست آنها بین ۵,۵ تا ۱۰ کیلومتر مربع است و گروه سوم حوضه‌هایی با مساحت ۱۰ کیلومتر مربع و بیشتر را شامل می‌شود. همان‌گونه که شکل (۴) A, B, C نیز نشان می‌دهد رابطه معناداری بین شیب و حجم مخروطافکنه‌ها در گروه‌های مساحتی همسان نیز وجود ندارد.



شکل ۴. روابط بین شیب حوضه با حجم مخروط: گروه اول (A)، گروه دوم (B) و گروه سوم (C)

محاسبه شاخص‌های ژئومورفیک برای برآورد میزان فعالیت تکتونیکی

شاخص انتگرال فرازنا (Hi)

از روش‌های ساده در تعیین شکل منحنی فرازنا برای یک حوضه آبریز فرضی، محاسبه انتگرال فرازنا برای آن است. این انتگرال به صورت مساحت زیرمنحنی فرازنا تعریف شده است و از رابطه

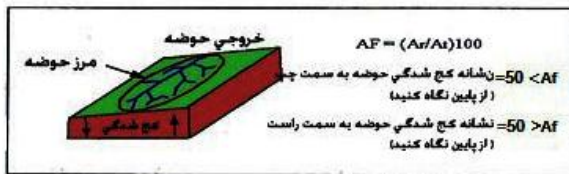
براساس شکل (۳) (A) رابطه خطی مستقیمی بین مساحت حوضه تغذیه‌کننده با حجم مخروط وجود دارد. شکل (B) رابطه بین شیب حوضه با حجم مخروط نشان می‌دهد؛ بر این اساس رابطه خطی مستقیمی بین این دو وجود ندارد و بسیار ضعیف است (۰/۰۱)؛ این مسئله نقش عوامل دیگر از جمله لیتولوژیکی و تکتونیکی را در توسعه و تکامل مخروطافکنه‌ها و افزایش حجم مخروط‌ها مطرح می‌کند؛ از سوی دیگر با توجه به رابطه مستقیم مساحت حوضه بر حجم مخروط منطقی‌تر آن است که حوضه‌ها را از نظر مساحت در چند گروه مشابه تقسیم‌بندی و آنگاه روابط بین شیب و حجم

با توجه به اینکه عوامل متعدد زیادی مانند تکتونیک، لیتولوژی، اقلیم، کاربری اراضی و ... در توسعه و تکامل مخروطافکنه‌ها نقش ایفا می‌کنند و از سوی دیگر نتایج نشان می‌دهد بین متغیرهای شیب و تراکم زهکشی با حجم مخروطافکنه‌ها در منطقه روابط محکم و معناداری وجود ندارد، بنابراین بررسی نقش عوامل دیگر مانند تکتونیک و لیتولوژی نیز در اینجا ضرورت دارد.

غیرفعال تکتونیکی از حدود ۱/۸ تا بیشتر از ۵ است (مددی و همکاران، ۱۳۸۴: ۱۳۵).

شاخص قرینگی حوضه آبریز (Af)

این شاخص که به صورت زیر تعریف می‌شود، شاخصی برای تشخیص وجود کج‌شدگی ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه‌های زهکشی است.



شکل ۵. نمایش نحوه محاسبه عامل عدم تقارن با نمودار مکعبی (مولین و همکاران، ۲۰۰۳)

$$Af = (Ar / At) \times 100$$

در این رابطه Af : عدم تقارن زهکشی، Ar : مساحت حوضه دربرگیرنده زهکش‌های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه اصلی (به کیلومتر مربع)، At : مساحت حوضه دربرگیرنده زهکش‌های فرعی در ساحل سمت چپ و راست آبراهه اصلی (به کیلومتر مربع) است.

شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)

شاخص دیگری که از آن در ارزیابی نامتقارن بودن حوضه و پیرو آن در بررسی حرکات تکتونیکی فعال استفاده می‌شود، تقارن توپوگرافی عرضی (T) است (شکل ۸). این شاخص با رابطه زیر به دست می‌آید:

$$T = Da / Dd$$

در این رابطه، Da فاصله از خط میانی حوضه آبریز تا نوار مئاندری و Dd فاصله خط میانی حوضه آبریز از خط مرز حوضه (خط تقسیم آب) است

$$1 = \frac{H_{mean} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}}$$

H_{mean} ارتفاع متوسط حوضه، H_{min} ارتفاع کمینه حوضه و H_{max} ارتفاع بیشینه حوضه است (کلر و پیتر^۱، ۱۹۹۶: ۲). مقادیر زیاد انتگرال، بیان‌کننده توپوگرافی جوان، پستی‌ها و بلندی‌های فراوان به همراه فرایند حفر قائم در دره رودخانه‌ها و مقادیر عددی متوسط تا کم به ترتیب بیان‌کننده توپوگرافی بالغ و پیر است. این مقادیر بین صفر و ۱ قرار دارد؛ به طور مثال عدد ۰/۷۹۵ بیان‌کننده توپوگرافی جوان، عدد ۰/۴۲۰ نشان‌دهنده توپوگرافی بالغ و عدد ۰/۱۷۶ گویای توپوگرافی پیر است.

شاخص سینوسیته جبهه کوهستان (Smf)^۲

این شاخص تعادل بین شرایط آب‌وهوایی و نیروهای فرسایش، لیتولوژی و نیروهای تکتونیکی را نشان می‌دهد که موجب ایجاد جبهه کوهستان مستقیم منطبق با کوهستان‌های جهش‌یافته با گسل فعال‌اند. سینوسیته جبهه کوهستان با رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$Smf = \frac{Lmf}{Ls}$$

در اینجا:

Smf : شاخص سینوسی جبهه کوهستان، Lmf : طول جبهه کوهستان در امتداد پایکوه (خط کنیک)، Ls : طول خط مستقیم در جبهه کوهستان است. شاخص Smf برای مناطق بسیار فعال تکتونیکی بین (۱ تا ۱/۶)، برای مناطق با فعالیت متوسط بین (۱/۴ تا ۳) و برای جبهه کوهستان

^۱ Keller and Pinter

^۲ Mountain Front Sinosity

$$Bs = Bl / Bw$$

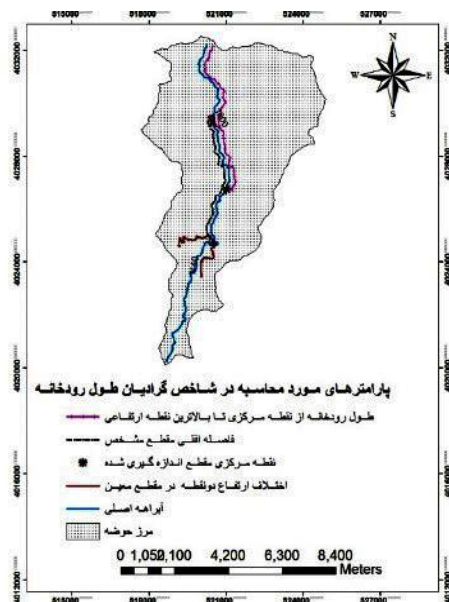
در این معادله:

Bs = شاخص نسبت شکل حوضه

Bl = طول حوضه از خط الرأس تا نقطه خروجی

Bw = عرض حوضه در عریض‌ترین قسمت حوضه

حوضه‌های با نسبت کشیدگی زیاد، فعالیت تکتونیکی بیشتری دارند؛ در حالی که حوضه‌هایی با نسبت کشیدگی کمتر، دایره‌ای‌شکل و از نظر تکتونیکی نیز کمتر فعال‌اند. همدونی و همکاران (۲۰۰۷) با مطالعه ۳۷ زیرحوضه، مقادیری بین ۱,۶ تا ۵,۸ را برای نسبت شکل حوضه‌ها به دست آورده‌اند (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۳۸).



شکل ۷. نحوه محاسبه شاخص نسبت شکل حوضه (Bs)
(منبع: نگارندگان)

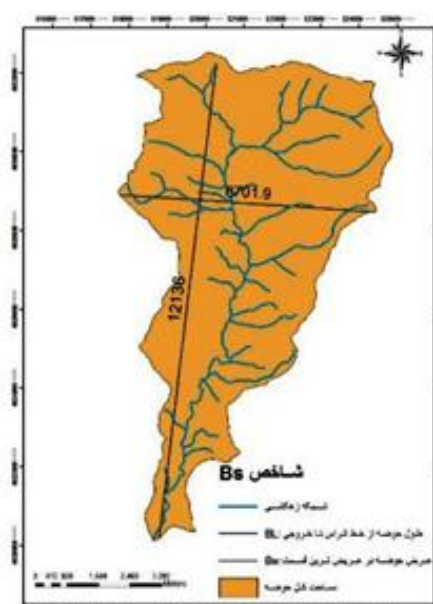
(مقصودی و همکاران، ۱۳۹۶: ۵۳). برای حوضه کاملاً متقارن $T=0$ است که با افزایش عدم تقارن، شاخص T افزایش پیدا می‌کند و در نهایت به ۱ نزدیک می‌شود.

شاخص نسبت شکل حوضه زهکشی (Bs)

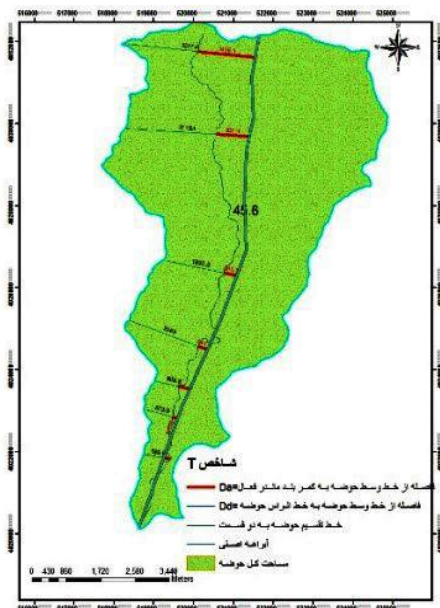
به‌طور کلی شکل حوضه‌های زهکشی در نواحی فعال تکتونیکی به‌صورت کشیده و طولی ظاهر می‌شود؛ در حالی که با گذشت زمان یا کاهش فعالیت تکتونیکی شکل حوضه به دایره‌ای تغییر شکل می‌دهد (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۳۸). در چنین شرایطی تصویر افقی از حوضه‌های آبریز ممکن است با نسبت شکل حوضه بیان شود (شکل ۷).

معادله شاخص نسبت شکل حوضه به شرح زیر

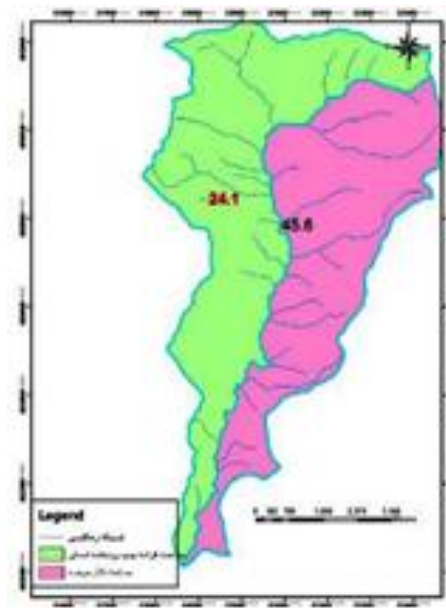
است:



شکل ۶. نحوه محاسبه شاخص گرادیان- طول رودخانه



شکل ۹. نحوه محاسبه شاخص قرینگی حوضه آبریز (Af)
(منبع: نگارندگان)



شکل ۸. نحوه محاسبه شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)
(T)

در اینجا:

$$Vf = \text{نسبت پهنای کف دره به عمق دره}$$

$$vfw = \text{پهنای کف دره یا عرض بستر به متر}$$

$$Esc = \text{ارتفاع متوسط کف دره از سطح دریا}$$

$$Eld = \text{ارتفاع دیواره سمت چپ دره یا ارتفاع خط الرأس سمت چپ رودخانه (خط تقسیم آب سمت چپ از سطح دریا)}$$

$$Erd = \text{ارتفاع دیواره سمت راست دره یا ارتفاع خط الرأس سمت راست رودخانه (شکل ۱۰).}$$

شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره عبارت است از نسبت دو برابر عرض کف دره به اختلاف ارتفاع دیواره دو سمت آن و ارتفاع کف دره. این شاخص بازتاب‌دهنده اختلاف بین دره‌های V شکل و U شکل است؛ به این معنا که هرچه مورفولوژی دره به شکل V نزدیک‌تر شود، مقدار Vf به صفر نزدیک و حاصل رابطه بالا به عدد صفر نزدیک می‌شود؛ به بیان دیگر مقدار کم Vf، نشان‌دهنده فعال‌بودن منطقه از نظر

شاخص گرادیان طول رودخانه^۱ (SL)

این شاخص از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \times L$$

در این رابطه، SL: شاخص گرادیان طول رودخانه، ΔH : اختلاف ارتفاع در یک مقطع مشخص، ΔL : فاصله افقی در آن مقطع مشخص و L: طول رودخانه از نقطه مرکزی مقطع اندازه‌گیری‌شده تا سرچشمه رودخانه خواهد بود. بسیاری از پژوهشگران این شاخص را در چند مقطع از رودخانه اصلی انجام می‌دهند؛ اما در اینجا از کل آبراهه اصلی حوضه، یک مقطع ترسیم و متغیرهای لازم محاسبه شده است.

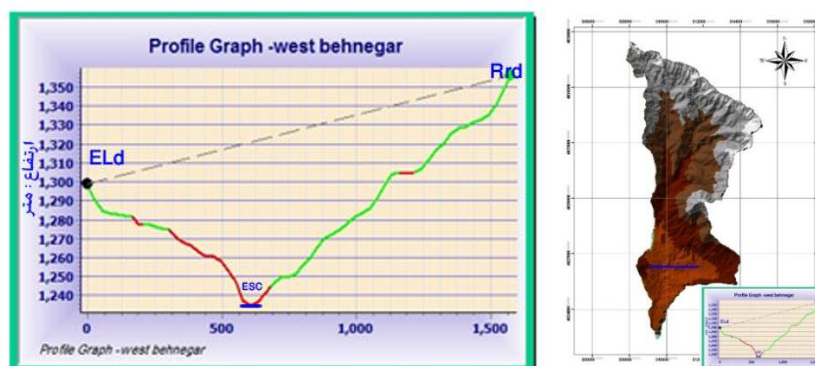
شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره (vf)

این شاخص به صورت زیر تعریف می‌شود:

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

¹ Stream Length- Gradient Index

تکتونیک و V شکل بودن دره است و مقادیر زیاد این شاخص نشان‌دهنده فعال نبودن و کم بودن فعالیت تکتونیک در منطقه است (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۳۰).



شکل ۱۰. نحوه محاسبه پارامترهای شاخص نسبت پهنای کف دره به عمق دره (Vf). (منبع: نگارندگان)

جدول ۲. نتایج به دست آمده از شاخص‌های مطالعه شده در منطقه (منبع: نگارندگان)

ردیف	نام حوضه	P	Vf	Sl	Bs	T	AF	Smf	Hi
۱	۱	۱,۵	۱,۲	۹۰	۱,۲	۰,۶۲	۹۰	۱,۳۷	۰,۵۷
۲	۲	۲,۰۸	۱,۵	۱۲۶	۱,۳۵	۰,۳۰	۷۰	۱,۴۱	۰,۵۵
۳	۳	۱,۷	۲	۸۱,۲۵	۱,۲	۰,۶۷	۵۰	۰,۶۹	۰,۵۹
۴	غرب منیدر	۱,۳	۰,۷۱	۱۸۵,۲۹	۱,۲۲	۰,۴۰	۴۸	۱,۰۷	۰,۶۱۵
۵	جنوب غرب منیدر	۱,۴	۸,۳	۱۵۹,۵۹	۱,۱۳	۰,۴۵	۶۰	۱,۴۴	۰,۶۵
۶	منیدر	۱,۵	۸,۳	۴۵۹,۴۵	۲	۰,۱۴	۶۰	۱,۵۲	۰,۵۲۳
۷	جنوب منیدر	۱,۵	۱۲,۵	۳۰۱,۵۹	۲,۶۷	۰,۶۲	۴۵,۷	۱,۵۳	۰,۵۰۷
۸	کلاته قلیچ	۱,۴	۰,۳۵	۲۷۸,۹۳	۱,۵	۰,۳۲	۵۶,۶	۱,۶۸	۰,۵۲۷
۹	کلاته عبدالله	۱,۱	۰,۳۶	۳۳۰,۵	۳	۰,۳۵	۵۵	۱,۷۶	۰,۴۹
۱۰	غرب کلاته عبدالله	۱,۲	۱,۳۳	۳۳۶,۳۱۱	۳,۷۹	۰,۴۲	۵۹	۱,۷۶	۰,۴۹۶
۱۱	کوه گر	۱,۵	۱,۰۵	۳۷۵,۲۹	۱,۸۸	۰,۳۱	۶۲,۷	۱,۹۲	۰,۵۲۹
۱۲	غرب علی آباد بالا	۲,۴	۹	۳۸۹,۴۵	۲,۴۰	۰,۳۵	۳۲	۱,۹۲	۰,۴۹۱
۱۳	علی آباد بالا	۱,۲	۱,۰۳	۴۹۳,۹۴	۱,۴۵	۰,۱۰	۵۳,۴	۱,۶۳	۰,۵۴۲
۱۴	مور	۱,۰۳	۰,۴۱	۵۲۷,۳۰۲	۳,۲۹	۰,۵۵	۴۵	۱,۵۰	۰,۵۰۷
۱۵	آبرود	۱,۱	۱,۲۶	۳۱۶,۸۷	۲,۲۰	۰,۸۰	۳۵	۱,۶۰	۰,۴۸۴
۱۶	شمال بیزه	۱,۰۴	۰,۳۸	۳۳۵,۸۴	۴,۲۶	۰,۲۴	۴۹,۴	۱,۶۳	۰,۵۰۹
۱۷	رودخانه داورزن	۱,۱	۰,۵۲	۵۱۴,۲۳	۱,۹۰	۰,۲۴	۶۴,۳	۱,۲۷	۰,۵۱۲
۱۸	جنوب رودخانه داورزن	۱,۵	۲	۱۹۷,۵۱	۱,۹۴	۰,۳۷	۴۳,۴	۱,۲۷	۰,۴۸۵
۱۹	رودخانه کمیز	۱,۳	۰,۳۰	۳۱۷,۵۷	۲,۱۶	۰,۲۶	۴۲	۱,۳۲	۰,۶۷۰
۲۰	شمال صدخرو	۱,۶	۱,۸۵	۵۷۴,۳۴	۲,۸۰	۰,۳۸	۶۸,۳	۱,۳۱	۰,۶۵۷
۲۱	غرب بهنگر	۱,۵	۰,۶۵	۵۷۴,۳۴	۲,۴۵	۰,۵۵	۲۰	۱,۲۶	۰,۵۷۷
۲۲	بهنگر	۱,۳	۰,۳۵	۵۷۵,۶۲	۱,۸۸	۰,۴۰	۳۳	۱,۴۶	۰,۲۵۲
۲۳	کلاته سادات	۱,۳	۱,۶	۵۹۲,۸۴	۱,۹	۰,۲۷	۵۳	۱,۴۴	۰,۵۱۰

ردیف	نام حوضه	P	Vf	Sl	Bs	T	AF	Smf	Hi
۲۴	جنوب شرق کلاته سادات	۲,۵	۱,۸	۱۹۸,۲۰	۳,۰۶	۰,۳۴	۳۶,۶	۱,۷۲	۰,۴۳۰
۲۵	کوه نظرگاه	۱,۴	۱,۱۷	۸۲۱,۴۴	۲,۴۵	۰,۲۵	۵۱	۱,۵۰	۰,۵۰۴
۲۶	غرب ساروق	۱,۲	۰,۴۸	۵۵۱,۹۰	۴,۴۲	۰,۴۵	۳۶	۱,۲۷	۰,۴۷۵
۲۷	ساروق	۱,۱	۰,۴۳	۳۰۳,۵۰	۳,۶۴	۰,۵۷	۳۶	۱,۸۸	۰,۴۸۵
۲۸	کلاته سلطان	۱,۲	۱,۱	۳۰۳,۵۰	۲,۴۷	۰,۵۲	۲۳	۱,۲۹	۰,۵۹۵
۲۹	ریوند (جدید و قدیم)	۲,۱۳	۱,۳۳	۷۹۸,۲۹	۳,۷۵	۰,۲۷	۴۷,۵	۱,۴۳	۰,۵۶۴
۳۰	غرب گودچاه	۲,۱۳	۱,۶	۲۷۵,۶۲	۲,۰۱	۰,۳۲	۵۴	۱,۶۷	۰,۴۷۸
۳۱	گودچاه	۲,۴	۳,۷	۱۲۶,۷۸	۱,۱۶	۰,۱۱	۶۴,۵	۱,۶۸	۰,۴۶۵
۳۲	دلبر	۱,۵	۱,۱	۳۶۲,۱۴	۱,۹۲	۰,۲۲	۴۸,۶	۱,۶۹	۰,۵۷۰
۳۳	کراب	۲,۱	۱,۴	۳۷۱,۰۵	۱,۶۱	۰,۲۱	۴۵	۱,۸۹	۰,۵۵۴
۳۴	بلاش‌آباد	۲,۱	۱,۵	۲۸۲,۴۱	۲,۳۷	۰,۱۸	۵۱	۱,۵۴	۰,۵۴۶
۳۵	رودخانه دره زرد	۲	۱,۳۷	۱۹۲,۳۹	۱,۱۸	۰,۳۳	۶۵	۱,۳۲	۰,۵۴۴
۳۶	شاهزاده قاسم	۲,۱۵	۳,۵	۲۸۶,۳۶	۲,۵۲	۰,۵۱	۵۷	۱,۷۴	۰,۵۰۱
۳۷	قز	۲,۸۵	۴,۰۸	۳۳۷,۶۱	۲,۲۸	۰,۲۸	۴۷	۱,۵۷	۰,۵۲۳
۳۸	سدید	۱,۶	۰,۷۶	۲۲۹,۸۴	۱,۵	۰,۲۱	۴۲,۵	۱,۱۹	۰,۵۲۵
۳۹	میرحسین	۱,۳۶	۲,۷	۲۶۰,۰۴	۲,۰۸	۰,۵۵	۷۰	۱,۷۹	۰,۴۰۱
۴۰	سنگ سفید	۱,۲	۲,۱۸	۲۳۰,۹۹	۱,۳۷	۰,۴۳	۶۵	۱,۵۲	۰,۵۹۴
۴۱	شباش	۱,۸	۱,۲۵	۳۲۳,۵۱	۱,۳	۰,۴۲	۲۶	۱,۳۴	۰,۴۲۴
۴۲	شمال‌خیرآباد	۱,۴	۰,۷۴	۲۶۴,۶۰	۱,۶۷	۰,۱۰	۵۷	۱,۳۹	۰,۵۵۳
۴۳	باغچر	۱,۴۲	۱,۶	۲۶۵,۵۲	۱,۵۶	۰,۱۹	۵۶	۱,۳۷	۰,۵۴۸
۴۴	قره‌قلی	۱,۴	۱	۱۵۲,۵۳	۱,۸۲	۰,۱۲	۵۸	۱,۳۵	۰,۵۵۲
۴۵	عوض	۰,۷۳	۱,۲۶	۱۲۹,۷۹	۰,۵۳	۰,۰۸	۵۳	۱,۳۴	۰,۵۴۵
۴۶	نجم‌آباد	۱,۲	۴,۲۸	۸۸	۲,۴۶	۰,۴۲	۴۷,۵	۱,۵۶	۰,۴۰۲
۴۷	غرب نجم‌آباد	۱,۶	۰,۵۰	۱۰۱,۲۴	۱,۷	۰,۳۹	۳۴,۶	۱,۳۹	۰,۵۲۴
۴۸	غرب کوه‌پیر	۱,۶	۲,۱۵	۱۲۴,۶۰	۱,۷	۰,۵۳	۵۲	۱,۵۵	۰,۵۷۸
۴۹	غرب نورآباد	۱,۷۵	۳,۰۷	۷۷,۵۱	۲,۱۴	۰,۴۳	۷۵	۱,۵۵	۰,۴۸۵
۵۰	نورآباد	۱,۸۷	۲	۳۳۲,۰۶	۱,۲۲	۰,۸۲	۵۲	۱,۴۶	۰,۴۹۸
۵۱	چشمه سیر	۱,۷	۱,۸	۸۳,۵۲	۱,۰۷	۰,۴۶	۳۸	۱,۳۷	۰,۵۰۱
۵۲	زمان‌آباد	۱,۲	۰,۹۴	۱۹۹,۸۷	۱,۵۳	۰,۲۱	۵۶	۱,۳۶	۰,۶۷۵
۵۳	شمال زعفرانیه	۱,۱۹	۲,۵	۲۷۱,۴۵	۱,۴۴	۰,۳۵	۳۸,۵	۱,۴۴	۰,۴۹۸
۵۴	غرب برج روکی	۱,۲	۳,۳	۱۷۵,۶۹	۲,۲۲	۰,۳۷	۴۷	۸۴	۰,۵۹۰
۵۵	اولر - کوه برج روکی	۱,۳	۱,۱	۳۱۷,۷۹	۱,۷۸	۰,۲۰	۴۷	۱,۵۳	۰,۶۲۳
۵۶	شمال غرب اولر	۱,۶۶	۲,۱۶	۲۳۸,۲۱	۳,۶۸	۰,۴۹	۵۳	۱,۴۰	۰,۴۵۸
۵۷	غرب سنگ کلیدر	۱,۵۵	۲,۵	۲۹۷,۹۱	۳,۱۷	۰,۳۰	۶۰	۱,۵۳	۰,۵۳۶
۵۸	سنگ کلیدر	۱,۵۴	۱,۳	۲۳۹,۳۰	۱,۶۲	۰,۴۰	۴۷	۱,۳۳	۰,۵۶۹
۵۹	رودخانه چن‌کلاغ	۱,۴۳	۱۲,۵	۱۳۷,۰۸	۳,۱۴	۰,۴۰	۶۲	۱,۳۴	۰,۵۹۳
۶۰	رودخانه چهارخانی	۱,۱۳	۶,۲۵	۱۹۰,۷۱	۴,۰۹	۰,۴۲	۵۸,۴	۱,۵۲	۰,۴۸۹
۶۱	رودخانه زروند	۰,۹۳	۳,۳	۳۱۵,۸۷	۲,۹	۰,۲۴	۴۸	۱,۳۴	۰,۵۲۹

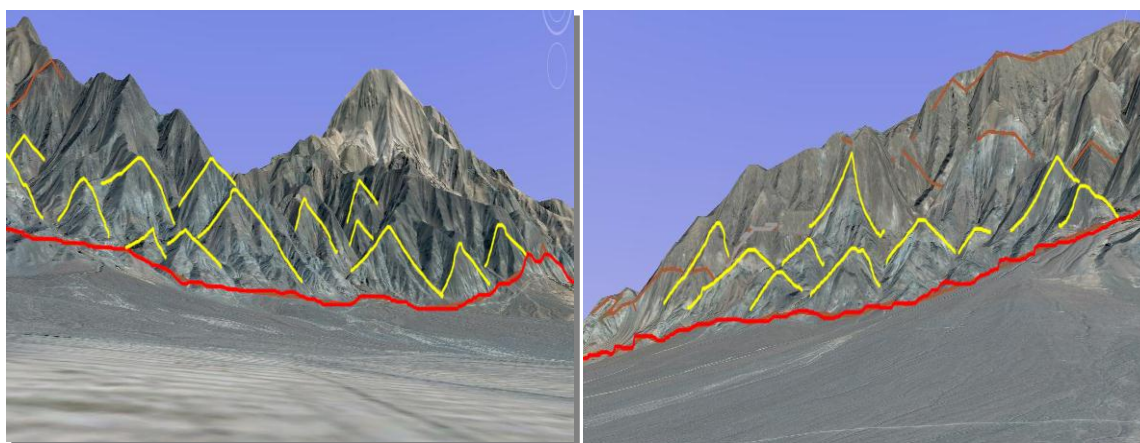
جدول ۳. تعیین کلاس حوضه‌ها براساس شاخص‌های استفاده‌شده به درصد (منبع: نگارندگان)

شاخص	کلاس	Vf	SL	BS	T	AF	Smf	Hi	میانگین
کلاس (۱)	۳۴ درصد	۳,۲ درصد	۴,۹ درصد	۴,۹ درصد	۴,۹ درصد	۲۱,۳ درصد	۷۲ درصد	۵۰	۲۷,۱۸
کلاس (۲)	۱۸,۳ درصد	۱۳ درصد	۱۳,۱۱ درصد	۶۸,۹ درصد	۴۵ درصد	۲۸ درصد	۵۰	۳۳,۷۵	
کلاس (۳)	۴۷,۷ درصد	۸۳,۸ درصد	۸۲ درصد	۲۶,۲ درصد	۳۳,۷ درصد	-	-	-	۳۹,۰۵

اشکال مثلثی

در محل تلاقی کوهپایه با دشت، رسوبات در محل خط گسل بریده و به‌صورت اشکال مثلثی دیده می‌شوند. این اشکال جبهه‌های کوهستانی فعال از نظر تکتونیکی را نشان می‌دهند و هرچه گسل فعال‌تر باشد، این اشکال واضح‌ترند و در نقاطی که مدت‌زمان

زیادی از فعالیت گسل می‌گذرد و میزان فرسایش از میزان حرکت گسل بیشتر است، دره‌ها وسیع‌تر و این اشکال با زوایای گردشده دیده می‌شوند (سهرابی و همکاران، ۱۳۹۵: ۲۳). شکل (۱۱) سطوح مثلثی‌شکل ایجادشده در اثر فعالیت تکتونیکی را در پای کوه و بر اثر عملکرد گسل در منطقه نشان می‌دهد.



شکل ۱۱. اشکال مثلثی ایجادشده در پای کوه به همراه گسل

علاوه بر سطوح مثلثی‌شکل، گاه شاخص جابه‌جایی آبراهه‌ها بر اثر حرکات گسل به‌منزله ابزاری برای تشخیص فعالیت تکتونیکی در حوضه‌های آبریز به کار می‌رود. آبراهه‌ها، عوارضی بسیار حساس به تغییرات دبی رود، اختصاصات بار رسوبی و تنش‌های موجود در منطقه‌اند و این تغییرات بر مورفولوژی آبراهه‌ها تأثیر می‌گذارند (سلیمانی، ۱۳۷۸: ۱۳). آبراهه‌ها از ارتفاعات سرچشمه می‌گیرند و طی مسیر،

راه خود را برای جریان‌یافتن باز می‌کنند. عملکرد گسل در طول مسیر آبراهه اگر از نوع تنش برشی افقی (امتداد لغز) باشد، آبراهه از مسیر اصلی خود منحرف می‌شود و بخشی از مسیر آن در امتداد زون گسل حرکت می‌کند تا مسیر را برای جریان مستقیم خود پیدا کند. این فاصله طی‌شده در امتداد گسل، میزان جابه‌جایی آبراهه را نشان می‌دهد و گاه باعث تغییر مسیر رسوب‌گذاری می‌شود.

در منطقه مدنظر حوضه‌های ساروق، غرب ساروق، کوه نظرگاه، داورزن، ریوند، گودچاه، غرب گودچاه و چهارخانی در نتیجه تغییر مسیر رودخانه حاصل از عملکرد گسل، تغییر مسیر رسوب‌گذاری را در پایین‌دست باعث شده است؛ به‌ویژه در مخروط‌افکنه‌های ریوند (مخروط‌افکنه چندبخشی قدیم، جدید، فسیل) و گودچاه (مخروط‌افکنه تودرتو) را ایجاد کرده است.

داده‌های جدول (۳) نشان می‌دهد براساس شاخص Vf از تعداد ۶۱ حوضه مطالعه‌شده، ۳۴ درصد منطقه با شرایط فعال تکتونیکی مشخص شدند که نشان‌دهنده دره‌های V شکل و جوان است و در پاسخ به حرکات قائم و عمودی ایجاد شده‌اند. ۱۸٫۳ درصد حوضه‌ها در کلاس ۲ و شرایط نیمه‌فعال تکتونیکی شناسایی شدند و ۴۷٫۷ درصد کل حوضه با توجه به این شاخص در وضعیت غیرفعال تکتونیکی قرار گرفتند. در مجموع براساس این شاخص، ۵۲٫۳ درصد کل منطقه در وضعیت فعال تا نیمه‌فعال تکتونیکی قرار می‌گیرند.

مقادیر عددی شاخص SL به قدرت رودخانه (برحسب دبی و شیب سطح آب) بستگی دارند. شاخص گرادیان رودخانه هنگامی که جزء قائم تغییر شکل فعال بسیار شدید باشد، از شاخص‌های مهم به شمار می‌آید (سلیمانی، ۱۳۷۸: ۵۸)؛ به هر حال این شاخص به مقاومت سنگ‌ها حساس و تفکیک حالات ناشی از حرکات تکتونیکی فعال و حالات ناشی از مقاومت سنگ‌ها، امری مشکل است. مقادیر زیاد SL در سنگ‌های با مقاومت کم یا سنگ‌های یکسان از لحاظ مقاومتی بیان‌کننده حرکات تکتونیکی جوان و فعال است. در منطقه مطالعه‌شده ۳٫۲ درصد منطقه در

وضعیت فعال تکتونیکی و ۱۳ درصد نیمه‌فعال‌اند و در کلاس (۲) قرار می‌گیرند؛ قسمت بیشتر منطقه یعنی ۸۳٫۸ درصد منطقه شرایط آرام تکتونیکی دارند؛ این مسئله نشان‌دهنده تأثیرات مهم و تعیین‌کننده لیتولوژی در افزایش بار رسوبی و تأمین رسوب برای مخروط‌افکنه‌های پایین‌دست است.

شاخص BS، میزان کشیدگی حوضه‌ها را در نتیجه فعالیت تکتونیکی نشان می‌دهد. حوضه‌هایی که با مقادیر زیاد BS بیشتر از ۴ مشخص شوند، کشیده‌تر و از نظر تکتونیکی فعال‌اند. زمانی که BS بین ۳ و ۴ باشد، از نظر زمین‌ساختی در وضعیت نیمه‌فعال (کلاس ۲) قرار می‌گیرند و مقادیر کمتر از ۳، حوضه‌های دایره‌ای شکل را نشان می‌دهد که از نظر تکتونیکی غیرفعال‌اند (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۶۹). براساس رتبه‌بندی همدونی و همکاران از بین ۶۱ حوضه مطالعه‌شده، ۴٫۹ درصد حوضه‌ها در وضعیت فعال (کلاس ۱)، ۱۳ درصد منطقه در وضعیت نیمه‌فعال (کلاس ۲) و ۸۲ درصد در شرایط غیرفعال تکتونیکی قرار می‌گیرند.

عدم‌تقارن حوضه‌های آبریز را شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) در نتیجه فعالیت‌های تکتونیکی نشان می‌دهد. مقادیر آن بین صفر و یک متغیر است و هرچه به یک نزدیک‌تر می‌شود، عدم‌تقارن در نتیجه فعالیت بیشتر تکتونیک افزایش می‌یابد. براساس جدول (۳) و شاخص T ۴٫۹ درصد در کلاس ۱ و با وضعیت فعال تکتونیکی ظاهر شده که نشان‌دهنده عدم‌تقارن در نتیجه فعالیت تکتونیکی است و ۶۸٫۹ درصد منطقه در کلاس ۲ و وضعیت نیمه‌فعال است و بقیه در شرایط غیرفعال تکتونیکی قرار گرفته‌اند.

متعلق به کواترنر در ناحیه‌اند. ازجمله این گسل‌ها، گسل راندگی مهر در شمال روستای مهر است که باعث راندگی واحدهای مارنی پلیوسن روی نهشته‌های جوان کواترنر شده است. در بعضی قسمت‌های این راندگی واحد Qf1 (رسوبات جوان کواترنری) نیز قطع شده است. در شمال راندگی مهر صفحه راندگی دیگری وجود دارد که باعث رانده شدن واحد فلیشی ائوسن روی کنگلومرای نئوژن شده است و به نظر می‌رسد به طرف شرق مؤلفه شیب لغز بیشتری دارد که در امتداد آن، بخش زیادی از کنگلومرای نئوژن حذف یا زیررانده شده است. این راندگی در بخش انتهایی به چند شاخه کوچک تحلیل می‌رود و در مارن‌های میوسن ناپدید می‌شود. امتداد این راندگی در ورقه باشتین، راندگی کمیز نامیده می‌شود.

در شمال راندگی کمیز، گسل راندگی ساروق وجود دارد که کنگلومرای پلیوسن را روی واحد فلیشی ائوسن رانده است. در شمال راندگی ساروق، راندگی مهم دیگری وجود دارد؛ به گونه‌ای که باعث شده است در طول این صفحه سنگ‌های سرپانتینی (Sr) و هارزبورزیتی (hz) روی کنگلومرای پلیوسن رانده شوند. عملکرد این راندگی‌ها در پایین دست حوضه‌ها باعث شده است رسوب بیشتری ناشی از مارن‌های پلیوسن، واحدهای فلیشی ائوسن و کنگلومرای نئوژن در اختیار جریان‌های سطحی قرار گیرد و مخروطافکنه‌های وسیعی را تشکیل دهد و توسعه بخشد. شکل (۱۴) چندین گسل راندگی را در منطقه نشان می‌دهد که با توجه به سنگ‌شناسی منطقه نقش حائز اهمیتی در تولید رسوب و توسعه مخروطافکنه دارد؛ به طوری که حوضه‌هایی مانند

شاخص AF، وجود کج‌شدگی ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی را در حوضه‌های زهکشی نشان می‌دهد. چنانچه مقادیر این شاخص حدود ۵۰ باشد، نبود تکتونیک در حوضه زهکشی را نشان می‌دهد؛ اگر مقدار این شاخص بیش از ۵۰ باشد، نشان‌دهنده فرایش در ساحل راست رودخانه اصلی است و مقدار کمتر از ۵۰، فرایش در ساحل چپ رودخانه اصلی را نشان می‌دهد. مقادیر این شاخص براساس جدول (۳) نشان می‌دهد ۲۱٫۳ درصد مجموع حوضه‌ها در رتبه ۱ (فعال از نظر تکتونیک)، ۴۵ حوضه در شرایط نیمه فعال و ۲۳٫۷ درصد در وضعیت غیرفعال قرار می‌گیرند.

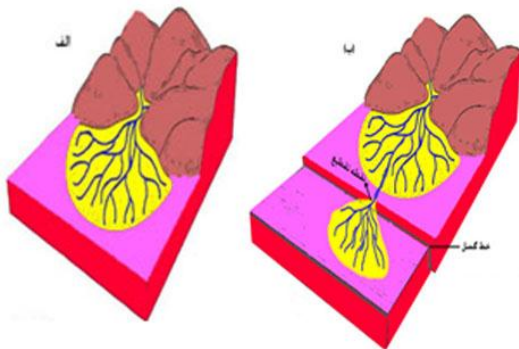
براساس شاخص سینوزیته جبهه کوهستان از مجموع حوضه‌های منطقه مدنظر ۷۲ درصد منطقه با میزان Smf بین ۱ تا ۱٫۶ در وضعیت تکتونیکی فعال و بقیه در وضعیت نیمه فعال قرار می‌گیرند؛ بنا بر این شاخص در مجموع پیشانی کوهستانی مطالعه شده در نتیجه فعالیت‌های تکتونیکی گرایش به ایجاد جبهه‌های خطی مستقیم و منظم دارد که گاه با تغییرات ناگهانی در سنگ‌شناسی نیز مشخص می‌شوند (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۳۴).

درباره تعدادی از حوضه‌ها مانند حوضه داورزن، جنوب رودخانه داورزن، کلاته سادات، ساروق و گودچاه که نتایج حاصل از شاخص‌ها، آنها را در شرایط متوسطی از نظر فعالیت تکتونیکی نشان می‌دهد، در حالی که تخلیه رسوبی زیادی را به خود اختصاص داده‌اند و مخروطافکنه‌های وسیعی را ایجاد کرده‌اند، این پدیده به شرایط لیتولوژیکی و تکتونیکی و ماهیت گسل‌های فعال در این نواحی توأمان مرتبط است. گسل‌های راندگی، یکی از مهم‌ترین عناصر ساختمانی

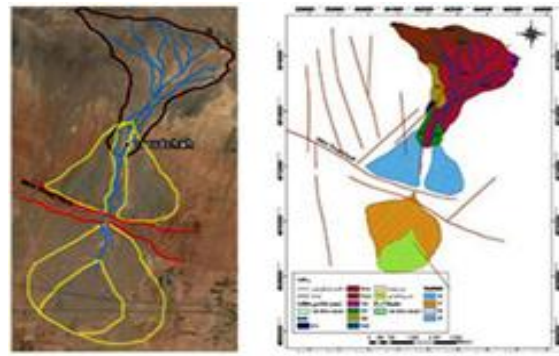
قطعه‌قطعه‌شدن مخروط‌افکنه‌ها و نیز جابه‌جایی افقی بین قطعات ایجاد شده است. با بالا آمدن رسوبات مخروط‌افکنه‌ای، شیب آبراهه اصلی افزایش می‌یابد و باعث افزایش قدرت حمل جریان، حفر بستر خود و به عمق بردن آن می‌شود.

داورزن، مور، کلاته سادات و گودچاه متأثر از لیتولوژی منطقه مخروط‌افکنه‌های بزرگی را ایجاد کرده‌اند.

یکی دیگر از پدیده‌هایی که بر اثر عملکرد گسل‌ها روی مخروط‌افکنه ایجاد می‌شود، پدیده



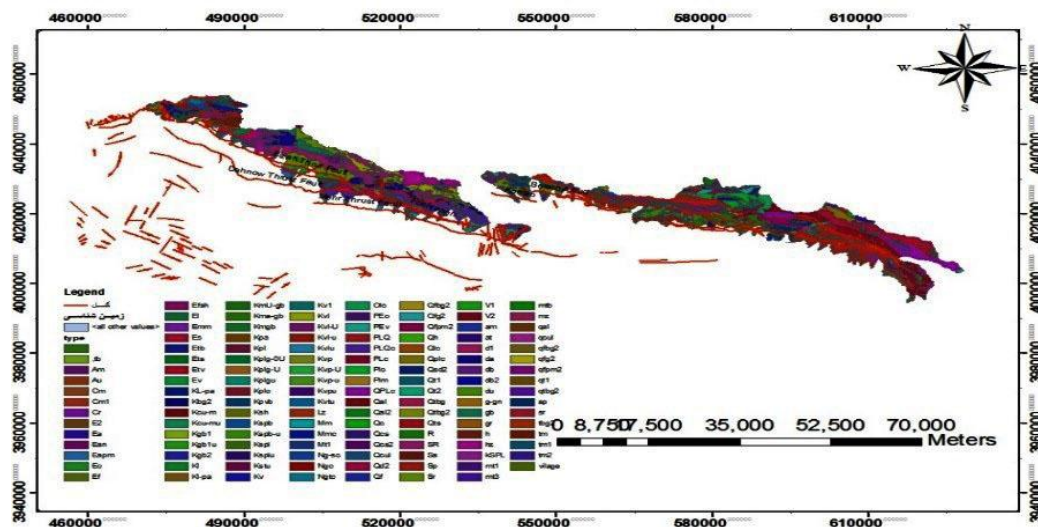
شکل ۱۳. تصویر شماتیک از نحوه ایجاد مخروط‌افکنه‌های چندبخشی



شکل ۱۲. پیدایش مخروط‌افکنه‌های چندبخشی در نتیجه تغییر سطح اساس

و این اشکال تراکمی را توسعه بخشد؛ مانند حوضه گودچاه در غرب منطقه مطالعه شده که در نتیجه راندگی مهر و تغییر سطح اساس آبراهه، چندین مخروط تقطیع شده یا طبقاتی ایجاد شده است.

چنین فرایندی باعث جابه‌جایی نقطه تقطیع به سمت پایین‌دست مخروط‌افکنه می‌شود؛ این امر باعث می‌شود بخش‌های بالادست مخروط‌افکنه متروک، فرسایش خندقی در سطح آنها آغاز و مخروط‌افکنه جدیدتری در پایین‌دست مخروط قدیمی تشکیل شود



شکل ۱۴. نقشه تکتونیک و گسل‌های منطقه

نتیجه‌گیری

در این مطالعه با هدف برآورد حجم مخروطافکنه‌ها و ارتباط آن با تکتونیک فعال، ابتدا با بهره‌گیری از مدل رقومی ارتفاع (DEM) و نقشه‌های توپوگرافی رقومی‌شده در محیط نرم‌افزار Arc/Gis، محدوده مخروطافکنه‌ها، مساحت حوضه آبریز تغذیه‌کننده، شیب توپوگرافی حوضه، زاویه جاروب، شعاع مخروط و اختلاف ارتفاع رأس و قاعده مخروط برای ۶۱ حوضه در دامنه جنوبی ارتفاعات جغتای محاسبه شد.

نتایج این مطالعه نشان می‌دهد بین مساحت حوضه آبریز با حجم مخروطافکنه رابطه معناداری وجود دارد؛ در حالی که بین شیب حوضه و حجم مخروطافکنه همبستگی زیادی وجود ندارد و رابطه معنادار نیست. از آنجا که احتمال داده می‌شد این نبود همبستگی بین شیب و حجم مخروط به دلیل تفاوت در مساحت حوضه‌های بالادست مخروطافکنه‌ها باشد، حوضه‌های آبریز از نظر مساحت در سه گروه طبقه‌بندی شدند و بررسی بین شیب حوضه با حجم مخروطافکنه‌ها در گروه‌های همسان از نظر مساحت صورت پذیرفت. نتایج حاصل از این بررسی نیز ارتباط معناداری را بین این دو متغیر نشان نمی‌دهد؛ بنابراین به منظور بررسی تأثیر سایر عوامل در افزایش حجم مخروطافکنه‌ها مانند تکتونیک و میزان فعالیت تکتونیکی از شاخص‌های مختلف مورفومتریک استفاده شد. نتایج حاصل از میانگین همه شاخص‌ها (جدول ۳) نشان می‌دهد ۲۷,۱۸ درصد منطقه در وضعیت فعال تکتونیکی و ۳۳,۷۵ درصد در وضعیت نیمه‌فعال قرار دارند و ۳۹,۰۵ درصد منطقه از شرایط آرام تکتونیکی برخوردار است؛ بنابراین ۶۱,۵۵ درصد

منطقه در شرایط فعال تا نیمه‌فعال قرار می‌گیرد که نقش عوامل تکتونیکی در تأمین رسوب و افزایش حجم مخروطافکنه‌ها آشکار می‌شود.

با توجه به نتایج پژوهش‌های مشابه که بهرامی و همکاران در مناطق دیگر جغرافیایی، جمال‌آبادی و همکاران، خبازی و همکاران (ایران مرکزی) و دیگران انجام داده‌اند، ارتباط بین فعالیت‌های تکتونیکی و توسعه حجم مخروطافکنه‌ها تأیید می‌شود. از سوی دیگر تأثیر مشترک عوامل سنگ‌شناسی و تکتونیک که رورانگی واحدهای سست و نرم فلیش و مارن‌های نئوژن روی واحد سخت کنگلومرا را باعث شده است، با تغییر سطح اساس و حفر عمقی، بار رسوبی بیشتری در اختیار جریان‌های سطحی قرار داده و به توسعه مخروطافکنه‌ها منجر شده است که در نتیجه تکرار فازهای مختلف فرسایشی و تکتونیکی، پیدایش مخروط‌های چندبخشی و قطعه‌قطعه را نیز ایجاد کرده است؛ بنابراین با توجه به فعال تا نیمه‌فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی که منجر به تغییر موقعیت مخروطافکنه‌ها می‌شود و مخروطافکنه‌های جدیدتری را در کنار مخروط‌های قدیمی ایجاد می‌کند، پیشنهاد می‌شود پیش از هرگونه اقدامی با هدف آمایش سرزمین و مدیریت محیط، موضوع به دقت مطالعه و تجزیه و تحلیل و از هرگونه اقدام منجر به برهم خوردن تعادل بین متغیرهای محیطی خودداری شود.

منابع

بهرامی، شهرام و بهرامی، کاظم، (۱۳۹۰). ارزیابی نقش زمین‌ساخت در ریخت‌شناسی مخروطافکنه‌های واقع در حاشیه طاق‌دیس دنه

سلیمانی، شهریار، (۱۳۷۸). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه‌شناسی، چاپ اول، تهران، نشر پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

سهرابی، آرش و بیگی، سهیلا، (۱۳۹۵). بررسی شاخص‌های ژئومورفیک و مورفوتکتونیکی برای ارزیابی تکتونیک فعال در محدوده آبدوغی، شمال شرق یزد، ایران مرکزی، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، دوره ۱۶، شماره ۴۰، ۷-۲۸.

شاهزیدی، سمیه سادات، (۱۳۹۳). نقد نظریه کینگ و چالش‌های تجربی آن (نقدی در حوزه دانش ژئومورفولوژی)، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دوره ۲۵، شماره ۱، ۶۵-۷۸.

عباسی، علیرضا، (۱۳۸۷). ویژگی‌ها و پراکندگی فضایی مخروط‌افکنه‌های بزرگ ایران و رابطه آنها با سیستم‌های شکل‌زای اقلیمی، پایان‌نامه دکتری، استاد راهنما: معیری، مسعود و رامشت، محمدحسین، دانشگاه اصفهان، گروه جغرافیا.

عابدینی، موسی و رجایی، عبدالحمید، (۱۳۸۵). بررسی نقش عوامل مؤثر در گسترش و تکامل مخروط‌افکنه‌های ارتفاعات دره دیز - دیوان داغی با استفاده از روش‌ها و تکنیک‌های جدید، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۸، شماره ۵۵، ۷۳-۸۹.

خشک، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، دوره ۵، شماره ۱۹، ۲۹-۱۵.

بهرامی، شهرام، معتمدی راد، محمد و اکبری، الهه، (۱۳۹۲). بررسی تأثیر تکتونیک در ویژگی‌های کمی شبکه زهکشی (مطالعه موردی: چهار حوضه زهکشی در شمال شرق کشور)، مجله مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، دوره ۲۹، شماره ۱۲، ۸۵-۱۰۲.

خبازی، مصطفی، سیف، عبدالله، معیری، مسعود و نوحه‌سرا، مریم، (۱۳۹۱). روابط کمی بین حجم مخروط‌افکنه و ارتباط آن با تکتونیک فعال (نمونه موردی: حوضه آبخیز کویر دق‌سرخ در ایران مرکزی)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، دوره ۳، شماره ۲، ۱۰۳-۱۲۶.

خیام، مقصود و مختاری کشکی، داوود، (۱۳۸۲). ارزیابی عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی براساس مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ها، پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۵، شماره ۴۴، ۱-۱۰.

رامشت، محمدحسین، عباسی، علیرضا و معیری، مسعود، (۱۳۸۷). تحلیل فضایی و ژنتیکی مخروط‌افکنه‌های ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۳، شماره ۱، ۹۷-۱۱۶.

رامشت، محمدحسین و شاهزیدی، سمیه سادات، (۱۳۸۷). نقش گسل‌ها در جابه‌جایی کانون‌های واگرایی متواتر و تکامل مخروط‌افکنه‌های درختگان در کواترنر، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، دوره ۶، شماره ۱۰، ۱-۱۹.

تنگویه در چاله سیرجان)، پژوهش‌های
جغرافیایی، دوره ۳۵، شماره ۶۵، ۱۱۳-۱۰۳.

Alexander, J. & Leeder, M.R., (1987). **Active tectonic control of alluvial architecture** In: **Ethridge, F. G and Flores, R.M.** (eds) *Fluvial Sedimentology*, Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Vol 39, Pp 243-252.

Baylis, E.J., (2009). **An Investigation of the Hazard Associated with the Alluvial Fans on the Kaikoura Coast, South Island, New Zealand**, M.S. Thesis in Physical Geography, Victoria University of Wellington.

Bull, W.B., (1977). **The Alluvial-Fan Environment**, Progress in Physical Geography, Vol 1, 222-270.

Cotton, A., (2002). **Stratigraphy and Sedimentology of a Paraglacial Fan Near Hancock**, Vermont [B.A. Thesis]: Middlebury, Vermont, 45 p.

Church, A.B., (1997), **Fan Deposition in Northwestern Vermont: Depositional Activity and Aggradation Rates over the Last 9,500 years** [Master's Thesis]: Burlington, University of Vermont, 113 p.

Ferrill, D.A., Stakamatos, J.A., Jones, S.M., Rahe, B., McKague, H.L., Martin, R.H., Morris, A.P., (1996). **Quaternary slip history of the Bare Mountain fault (Nevada) from the morphology and distribution of alluvial fan deposits**, Geology, Vol 24, 559- 562.

Gupta, S., (1997). **Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin**, Geology, Vol 25, 11-14.

Giles, P.T., (2010). **Investigating the use of alluvial fan volume to represent fan size in morphometric studies**, Geomorphology, Vol 121, 317-328.

Harvey, A.M., (1987), **Alluvial Fan Dissection: Relationship between Morphology and Sedimentation**, In: Frostik, L., Reid, I. (Eds.), *Desert Sediments: Ancient and Modern*,

علایی طالقانی، محمود، (۱۳۸۲). **ژئومورفولوژی ایران**، جلد ۱، چاپ ۲، تهران، انتشارات قومس.

مختاری کشکی، داوود، کرمی، فریبا و بیاتی خطیبی، مریم، (۱۳۸۶). **اشکال مختلف مخروطافکنه‌ای در اطراف توده کوهستانی میشوداغ (شمال غرب ایران) با تأکید بر نقش فعالیت‌های تکتونیکی کواترنر در ایجاد آنها**، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۱، شماره ۵۳، ۲۹۲-۲۵۷.

مددی، عقلی، رضایی مقدم، محمدحسین و رجایی، عبدالحمید، (۱۳۸۴). **تحلیل فعالیت‌های ژئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های شمال غربی تالش**، پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۱۶، شماره ۴۸، ۱۳۸-۱۲۳.

مقصودی، مهران، (۱۳۸۷). **بررسی عوامل مؤثر در تحول ژئومورفولوژی مخروطافکنه‌ها (مطالعه موردی: مخروطافکنه جاجرود)**، پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۴۰، شماره ۶۵، ۹۲-۷۳.

مقصودی، مهران و محمدنژاد، وحید، (۱۳۹۰). **ژئومورفولوژی مخروطافکنه‌ها**، جلد ۱، چاپ ۱، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.

وزارت جهاد کشاورزی، (۱۳۸۷). **برنامه راهبردی بیابان، چشم‌انداز ۱۴۰۴**.

یمانی، مجتبی و مقصود، مهران، (۱۳۸۲). **بررسی نقش تحول کانال‌های گیسویی در سطح مخروطافکنه‌ها**، (مطالعه موردی: مخروطافکنه

- Actonics in Rapidly Deforming Arc, Sila Massif, Calabria, Soathern Italy**, Dipartime Di Scienze Geologiche, Universita Degli Roma Tre.
- Nanninga, P.M., and Wasson, R. J., (1985). **Caicalution of the Volume of an Alluvial Fan**, Mathematical Geology, Vol 7 (1), 53-65.
- Nanninga P. M and R. J. Wasson., (1985). **Caicalution of the Volume of an Alluvial Fan**, mathematical Geology, vol 17, No 1, p 53.
- Robustelli, G., Muto, F., Scarciglia, F., Spina, V., Critelli, S., (2005). **Eustatic and tectonic control on Late Quaternary alluvial fans along the Tyrrhenian Sea coast of Calabria (South Italy)**, Quaternary Science Reviews, Vol 24, Pp 2101-2119.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Baradaji, T., (2003), **Faultgenerated Mountain Front in Southeast Spain: Geomorphologic Assessment of Tectonic and Seismic Activity**, Geomorphology, Vol 50, Pp 203-225.
- Sümeğhy, B. – Kiss, T. (2017). **Discharge calculation of paleochannels on the alluvial fan of the Maros river**, Hungary.
- Viseras, Calvache, M. L., Sorial, J. M., Fernandes J., (2003), **Differential Features of Alluvial Fans Controalled by Tectonic or Eustatic Accommodation Space, Exampels from the betic Cordillera, Spain**, Geomorphology, VOL 50, Pp 181-202.
- Wells, S, G. et al., (1988). **Regional variation geomorphology along a segmented convergent plate boundary, pacific coast of coast Rica**, Geomorphology, Vol 1, Pp 239-265.
- Geological Society of London Special Publication, Vol 35, Pp 87-103.
- Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., hocon. J Keller, E., (2008). **Assessment of realitive active tectonics**, Southwest Border of the Sierra Nevada (southern spain), Geomorphology, Vol 96, 150-173 p.
- Keller, E.A., and Pinter, N., (1996). **Active Tectonic, Prentice Hill, upper saddle River**, Nj, p 33.
- Kumar, R., Suresh, N., Sangode, S.J., Kumaravel, V., (2007). **Evolution of the Quaternary alluvial fan system in the Himalayan foreland basin: Implications for tectonic and climatic decoupling**, Quaternary International, Vol 159, 6-20.
- Loyd, M.J., Nichols, G.J and Friend. P.F., (1998). **Oligo-Miocene alluvial-fan evolution at the southern Pyrenean thrust front, Spain**, Journal of Sedimentary Research, Vol 68 (5), Pp 869-878.
- Li, Youli. Yang, Jingchun., Tan, Lihua., Duan, Fengian., (1999). **Impact of tectonics on alluvial landforms in Hexi corridor, Northwest China**, Geomorphology, Vol 28.
- Laure Guerit, Laurie Barrier, François Métivier, Marc Jolivet, Bihong Fu., (2013). **Mass balance from alluvial fan isopachs: a case study from the Chinese Tian Shan**, Institut de Physique du Globe de Paris
- Malik, J. N., Sohoni, P. S., Merh, S.S., Karanth, R.V., (2001). **Active tectonic control on alluvial fan architecture along Kactchh mainland Hill Range, Western India**, Zeitschrift fur Geomorphologie N.F., Vol 45 (1), 81-100.
- Molin, P. Pazzaglia, F.J., and Dramis, F., (2003). **Geomophic Expressin oF**