

## محاسبه ضریب انتشار رسوبات توسط افزایش‌های گسلی در شمال کرمان

امیر شفیعی بافتی

عضو هیات علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرنند

محمد رضا قطبی راوندی

عضو هیات علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرنند

مجید شاهپسندزاده

عضو هیات علمی دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی کرمان، پردیس ماهان

تاریخ دریافت: ۹۱/۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۲/۸/۱۵

amir@iauzar.ac.ir

### چکیده

یکی از ساده ترین و مهمترین راه های تکمیل کاتالوگ زمین لرزه های یک منطقه، تعیین زمان و مکان رخدادهای وقایع لرزه ای می باشد. این مطلب از این نظر اهمیت دارد که مکان های دارای پتانسیل لرزه ای شناسایی و مکان هایی که در تاریخ امروزه فاقد فعالیت های لرزه ای اما دارای قابلیت ایجاد زلزله می باشند، شناسایی می گردد. یکی از راه های شناسایی این مکان ها استفاده از افزایش‌های گسلی فروسائیده می باشد که به صورت هم لرزه ایجاد گردیده اند. با استفاده از مکان های دارای شرایط مناسب، برداشت های صحرائی و تجزیه و تحلیل های منطقه ای زمان وقوع شکستگی یا زمین لرزه مشخص می شود. ۲ روش عمده برای مطالعه پرتگاه های گسلی وجود دارد: ۱- مدل سازی پخشیدگی ۲- مدل فروسائی گسل ها، اما برای هر دو مورد یاد شده محاسبه ی ضریبی به نام ضریب انتشار از اهمیت فوق العاده ای برخوردار است زیرا این ضریب به عوامل گوناگونی از قبیل نوع رسوبات، میزان بارندگی، جهت و شدت وزش بادها شیب توپوگرافی وابسته می باشد. به علت این که این عوامل بصورت ناحیه ای تغییر می کنند لذا ضریب انتشار یا پخشیدگی نیز بصورت تابع تغییر می نماید. برای محاسبه ی این ضریب در ناحیه زرنند از افزایش‌های گسله هم لرزه زلزله های ۱۹۷۷ و ۲۰۰۵ باب تنگل و داهوئیه-هتکن در ۷ ایستگاه استفاده و مقدار این ضریب معادل  $3/5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{ky}$  محاسبه گردید. این مقدار ضریب انتشار برای رسوبات کواترن بدست آمد. مقدار پائین این ضریب در منطقه زرنند نمایش دهنده پائین بودن نزولات آسمانی و فرسایش در این منطقه بوده که سیمان شدگی های محلی و جزئی در رسوبات نیز در این مورد سهم خود را ایفا نموده اند. در این مطالعات مشخص گردید افزایش‌های گسله بلندتر مقادیر نزدیک تر و واقعی تری از ضریب پخشیدگی را نسبت به مقدار محاسبه شده از افزایش‌های گسلی کوتاه تر به نمایش می گذارند.

**کلمات کلیدی:** ضریب انتشار رسوب، کواترنری، پرتگاه گسلی، فروسای سطح گسل، ایران مرکزی

### مقدمه

های قدیمی در تکمیل کاتالوگ زمین لرزه های یک منطقه دارای اهمیت فوق العاده می باشد زیرا در تعیین دوره بازگشت زلزله ها و چگونگی سازوکار آنها دارای کاربرد می باشد. از آنجا که محاسبه ضریب فروسای اغلب بر روی رسوبات کواترن صورت می پذیرد و عوامل آب و هوایی این دوره بر روی چگونگی فرسایش آنها تأثیر به سزایی دارد، لذا در این قسمت به بررسی سه عامل آب و هوا، بادها و نوع رسوبات در منطقه مورد مطالعه در دوره کواترنری پرداخته می شود.

### بحث

#### آب و هوای ایران زمین در کواترنری با تأکید بر ایران مرکزی

دوره کواترنری گستره ای در حدود ۲/۶ میلیون سال از تاریخ زمین را در بر گرفته است. شواهد نوسانات آب و هوایی در ایران از سیستمهای زمین ریختی متفاوت مانند رسوبات دریاچه ای (Ramezani et al, 2008) صحراها و کویرها

تکامل سطح زمین در طول زمان بوسیله تعادل بین فرآیندهای سازنده (زمین ساختی) و مخرب (فرسایش) ایجاد گردیده است یکی از ساده ترین این سیماهای متعادل شونده پرتگاه های گسله (Fault scarps) می باشند، جایی که شیب تند پرتگاه شکل گرفته بوسیله یک گسل در اثر زلزله در سطح زمین بوسیله فرسایش دچار هموارشدگی می گردد. ایجاد یک پرتگاه گسله در چند ثانیه صورت می پذیرد و سپس توسط فروسای (Degradation) و فرآیندهای فرسایشی در طول چندین سال تحت تأثیر قرار می گیرد. در بعضی نمونه ها این فروسای می تواند بصورت ریاضی مدل سازی گردد و به این ترتیب شکل قبل و بعد پرتگاه قابل استنتاج خواهد بود. این ابزار در دیرینه لرزه شناسی (Paleoseismology) دارای کاربرد می باشد، زیرا در بعضی مواقع می تواند در تعیین سن وقوع زمین لرزه های قدیمی از روی پرتگاه های گسله مفید باشد. تعیین سن وقوع زمین لرزه

پرتگاه های گسلی رسوبی از اهمیت ویژه ای برخوردار است. در قسمت زیر به بررسی رژیم بادهای از ابتدای کواترنری تاکنون، در ایران مرکزی و رژیم بادهای کنونی منطقه مورد مطالعه می پردازیم.

از مطالعه نظرات محققین چنین بر می آید که در طول پلیستوسن در ایران مرکزی بادهای شمالی اغلب نواحی مرتفعتر را تحت تأثیر قرار می داده اند. از این موارد می توان به یاردانگ های غول پیکر (کلوت ها) بخش مرکزی حوضه لوت اشاره کرد. (Kehle, 2009). این کلوت ها بیش از ۱۵۰ کیلومتر درازا داشته و از یکدیگر توسط دالان های موازی تفکیک گردیده اند. این ساختارها از درون مواد ماسه ای سیلتی به سن پلیوسن پائینی تا پلیوسن میانی با عمقی حداکثر ۲۰۰ متر، ایجاد گردیده اند. در طول دوره های نسبتاً خشک و سرد پلیوسوسن یک سیستم گردباد تقویت شده سیرریایی احتمالاً منجر به تضعیف و تغییر جهت به سمت جنوب بادهای موسمی قدیمی شده است و این امر به عنوان شاهدهی برای دوره LGM در نظر گرفته شده است (Sirocko, 1991). همزمان با تضعیف بادهای موسمی آثار گردبادها به سمت جنوب شرق جابجا گردیده است شواهدی در دست است که در طول دوره یخبندان پایانی، ایران مرکزی بادهای شدیدتر از امروز را تجربه کرده است (Kehl, 2009). البته یک شیب راه (Ramp) ماسه ای در نزدیکی اردکان که در طول دوره LGM (تعیین سن توسط روش درخشایی یا Luminescence) شکل پیدا کرده است، علت تشکیل آن را جریان بادهای بادی که از سمت جنوب شرق می آمده تشخیص داده اند که دقیقاً مخالف آن چیزی است که در بالا ذکر شد (Thomas et al. 1997). رژیم عمومی بادهای کنونی ایران در طول ماه های زمستان تحت اثر سیستم های کم فشار، استوایی و سیستم های طوفان زای سیرری می باشد (Kehl, 2009) اما در تابستان جریانی قوی بر روی ایران مرکزی شکل گرفته که نتایج آن بصورت وزش باد از سمت شمال غرب به سمت شرق و اقیانوس هند می باشد (Ganji, 1978). سیستم باد ناحیه ای در شرق ایران مرکزی شامل باد ۱۲۰ روزه سیستم است که با جهت شمال، شمال غرب از بهار تا اواسط پائیز این ناحیه را تحت سلطه ی خود دارد. اغلب بادهای نیرومندی که خشک و گرم بوده و در دامنه کوه های ایران مرکزی شکل می گیرند، سبب ایجاد طوفان های گرد و غبار می شوند، دوره ی این طوفان ها به ترتیب و بطور متوسط برای شهرهای یزد و زابل ۲۴ و ۸۱ روز می باشد (سازمان هواشناسی ۱۳۸۹).

### ارزیابی اقلیمی منطقه زرنند

منطقه زرنند و شمال کرمان از نظر آب و هوایی تنوع داشته به طوری که در قسمت های خاوری (حاشیه دشت لوت) آب و هوای گرم و خشک با میانگین دمای سالانه  $40^{\circ}$  تا  $4^{\circ}$ - حاکم است. در رشته کوه های باختری منطقه مورد مطالعه، آب و هوا خشک و معتدل تا نیمه گرم بوده و میانگین دمای حداکثر  $35^{\circ}$  سانتی گراد و میانگین سالیانه بیشینه و کمینه دما بین ۳۵ تا ۲- درجه سانتی گراد متغیر است (اداره هواشناسی کرمان ۱۳۸۴).

متوسط بارش در حاشیه دشت لوت کمتر از ۶ میلی متر در سال و تعداد روزهای خشک سال حدود ۲۹۰ روز است. در دشت راور، ارتفاعات لکرکوه از ورود بادهای داغ محلی شده، به طوری که متوسط بارش سالیانه به حدود ۱۶۰ میلی متر در سال و تعداد روزهای خشک سال به حدود ۲۴۰ روز می رسد. در ناحیه

(Krinzly, 1970) مورن های یخچالی (Kuhle, 1976&2008) و اشکال قبل از دوران یخچالی، گنبد های نمکی (Busche et al. 2002) رسوبات تخریبی (Vitaфинzi, 1969) رسوبات دامنه ها و بادبزن های آبرفتی (Regard et al, 2004, 2006) استنتاج گردیده است.

در ایران پژوهش های کواترنری بصورت پراکنده و بطور مبسوط در اطراف تهران انجام گرفته است و در بقیه نقاط ایران کارهای موضعی صورت پذیرفته است، اما در مجموع می توان موارد زیر را به عنوان خلاصه ای از اثرات کواترنری در ایران در نظر گرفت:

در پلیستوسن پایینی شرایط آب و هوایی کمی مرطوب تر از امروز در نظر گرفته شده است (Bobek, 1963). بوبک (۱۹۶۳) فرض نموده که رسوبات انباشته شده در پلایای قم که حدود ۳۵۰ متر ضخامت دارند و متشکل از سیلت های قهوه ای و لایه های رسی می باشند، در یک محیط نیمه دریاچه ای ماندگار ته نشست گردیده اند. احتمالاً در همان زمان حوضه لوت با لایه های افقی تخریبی های سیلسی با اندازه لای و ماسه و میان لایه های تخریبی پر می شده است. این رسوبات نشان دهنده یک دریاچه کم عمق و بسته می باشد (Bobek, 1963). با فرسوده شدن این رسوبات توسط نیروی بادهای شدید و افزایش خشکی هوا یاردانگ های بزرگ و کلوت ها ایجاد شده اند. بخش بالایی رسوبات کویر مسیله (پلایای قم) احتمالاً از پلیستوسن پائینی تا پایان دوره ی یخبندان پائینی رسوبگذاری شده است. تجمع توده های نمکی در کلیه رسوبات کویری و حوضه های داخلی ایران نشان دهنده شرایط آب و هوای گرم می باشد که نمونه برداری از آنها سنی بین ۷ تا ۲۰ هزار سال را برای آنها مشخص می کند. کلیه رسوبات با رخساره های رسوبی متفاوت به عنوان شاخص هایی از شرایط سردتر با تبخیر کمتر در ردیف های رسوبی دریاچه ای در نظر گرفته می شوند (Krinzly, 1970). تغییرات آب و هوایی پلیستوسن میانی در رسوبات لسی شمال ایران در منطقه نوده منعکس گردیده است (Kehle et al, 2005 b). ارزیابی های متعدد که بر روی کاهش حرارت در هنگام آخرین یخبندان انجام گردیده کاهش حرارتی بیش از  $5^{\circ}$  در کوه های البرز و زاگرس (Bobek, 1963)،  $5^{\circ}$  تا  $8^{\circ}$  سانتی گراد در طول LGM (Last glacial Maximum) در ایران مرکزی (Krinzly, 1970) و بین  $8^{\circ}$  تا  $10^{\circ}$  سانتی گراد برای دمای متوسط سالیانه را برای جنوب ایران مشخص کرده است.

بعد از دوره ی خشک هولوسن پائینی احتمالاً تغییرات آب و هوایی نسبتاً شدیدی در ایران رخ داده است (Ganji, 1970). فازهای مرطوب که اغلب مخروط افکنه ها و رسوبات دریاچه ای را در ایران بوجود آورده است در زمان کواترنری پسین عملکرد داشته اند. به نظر بعضی محققان مانند (Huckride, 1961) رسوبات دریاچه ای آب شور که در نزدیک شهر کرمان یافت شده است و شامل زغالسنگ نارس به همراه رسوبات با پایه ی آهکی می باشند به عنوان نمونه ای از فازهای مرطوب و باران های کواترنری پسین تفسیر شده است.

### بررسی رژیم بادهای از کواترنری تاکنون در ایران مرکزی

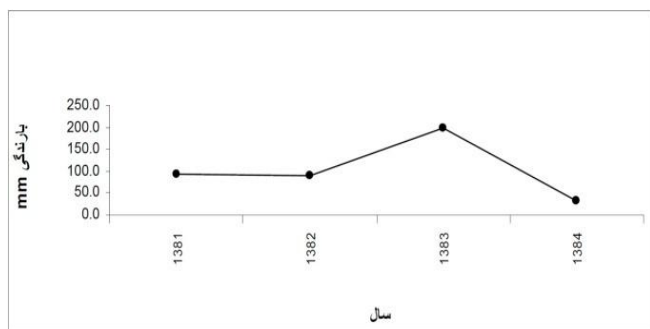
از آن جایی که یکی از مؤثرترین عوامل ایجاد و تغییر اشکال سطح زمین بادهای می باشند و به دلیل اینکه اغلب افزایش های گسلی در رسوبات سست (کواترنری) مورد بررسی قرار گرفته اند، بررسی چگونگی جهت وزش و تغییرات آن در طول زمان به خصوص از کواترنری تاکنون، تغییرات سرعتی آن در طول ماه های سال، در صدهای قبل و نحوه تشخیص و اثرگذاری آن بر روی سیمای سطحی و بررسی میزان رطوبت و عدم رطوبت آنها از مسائلی می باشد که در بحث فروسایبی

با توجه به پارامترهای ذکر شده در بالا می توان وضعیت خشکسالی را در منطقه به صورت (شکل ۴) تفسیر کرد. همانطور که در نمودار مشخص است آستانه بارندگی در دوره مذکور در منطقه زرد ۷۸٫۲ میلیمتر است ( شجاعی. ۱۳۸۵). جهت وزش باد در منطقه زرد در (شکل ۵) نشان داده شده است. با توجه به این شکل جهت وزش بادهای غالب در منطقه شمال شرق می باشد.

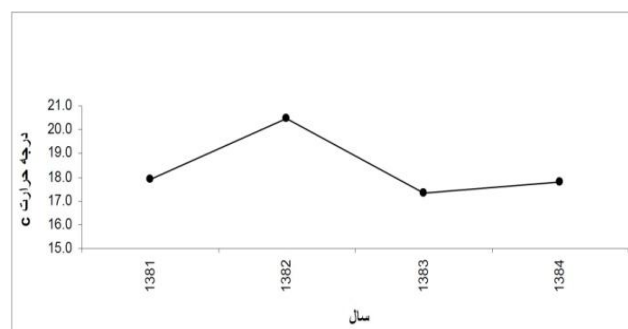
زرد میزان بارش سالیانه حدود ۱۸۰ میلیمتر بوده و تعداد روزهای خشک سال حدود ۲۲۰ روز در سال است (اداره هواشناسی کرمان ۱۳۸۴). اطلاعات فوق به صورت ناپیوسته برداشت و محاسبه گردیده است. اما میانگین دما در منطقه زرد در یک دوره چهارساله از ۱۳۸۱ تا ۱۳۸۴ که اطلاعات آن به صورت پیوسته اندازه گیری گردیده است، ۱۸/۳۶ درجه سانتیگراد و میانگین بارندگی در این منطقه در حدود ۱۰۴ میلیمتر را نشان می دهد. سایر پارامترهای سالانه آب و هوایی زرد در (جدول ۱) و (شکل های ۱، ۲ و ۳) آورده شده است (شجاعی. ۱۳۸۵).

جدول ۱. پارامترهای سالانه ی آب و هوایی برای یک دوره ی ۴ ساله منطقه زرد

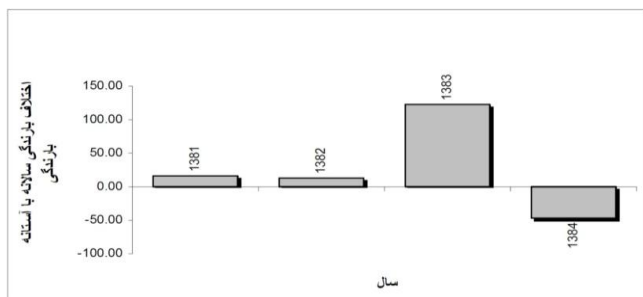
سال	بارندگی (mm)	میانگین دما (mm)	تبخیر سالانه (mm)	سرعت باد (km/h)	سرعت متوسط باد (km/h)	میانگین رطوبت	روزهای یخبندان	ساعات آفتابی
۱۳۸۱	۹۳٫۸	۱۷٫۹	۷۸۵٫۴۲	۱۲٫۱۷	۱٫۸	۳۲٫۹۲	۶۹	۳۳۷۵٫۷۵
۱۳۸۲	۹۱	۲۰٫۴۷	۲۸۰۶٫۲	۱۱٫۶۷	۲٫۵۳	۳۴٫۶۱	۵۵	۳۲۹۵٫۳
۱۳۸۳	۲۰۰٫۲	۱۷٫۳	۲۶۸۷٫۷	۱۰٫۰۸	۱٫۶۳	۳۷٫۲۱	۵۵	۳۲۲۹٫۶
۱۳۸۴	۳۲٫۱	۱۷٫۷۹	۸۹۱٫۱۶	۳٫۴۲	۰٫۹۷	۱۷٫۲۵	۴۷	۱۲۱۰٫۶
<b>total</b>	۴۱۷٫۱	-	۷۱۷۰٫۴۸	-	-	-	۲۲۶	۱۰۱۱۱٫۲۵
<b>mean</b>	۱۰۴٫۳	۱۸٫۳۶	۱۷۹۲٫۶۲	۹٫۳۳	۱٫۷۳	۳۰٫۵	۵۶٫۵	۲۵۲۷٫۸۱



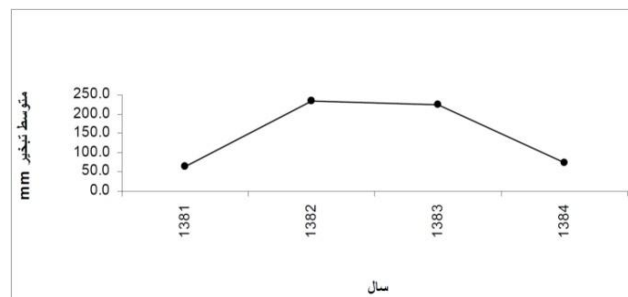
شکل ۲. نمودار تغییرات دمای سالیانه برای دوره ی ۴ ساله منطقه زرد



شکل ۱. نمودار میزان بارش برای یک دوره ی ۴ ساله ی منطقه ی زرد



شکل ۴. نمودار ارزیابی خشکسالی در منطقه زرد برای دوره ی ۴ ساله بین سالهای ۸۴-۸۱



شکل ۳. نمودار مقادیر تبخیر اندازه گیری شده در منطقه زرد



### پرتگاه های گسله

پرتگاه های گسله جلوه مستقیمی از گسیختگی سطحی زمین لرزه ها هستند. آنها تقریباً فوری و وقتی که گسیختگی به سطح زمین می رسد تولید می شوند. عموماً مردمی که زلزله های اصلی را دیده اند بیان می کنند که پرتگاه ها و شکستگی ها خیلی سریع بوجود می آیند. حرکت برشی بوجود آورنده پرتگاه های گسله شبیه عملکرد یک زیپ بزرگی است که تا انتها باز نمی شود. پرتگاه های گسله، نشیب هایی هستند که یک فرم عمومی مانند بسیاری از شیب های طبیعی دارند. همه ی عناصر این زمین شیبدار که روی (شکل ۶) نشان داده شده ممکن است که روی یک پرتگاه گسله معین وجود نداشته باشد در حقیقت برتری یک عنصر نسبت به دیگری با گذشت زمان تغییر خواهد کرد. مهم است، بطور مثال سطح آزاد یا (Free face) مستقیماً توسط گسلش ایجاد می شود که ممکن است هنگام شکل گیری تقریباً عمودی باشد. در طرف دیگر شیب واریزه ای و شیب آبرفتی به انباشته شدن مواد در پایین سطح آزاد مرتبط اند و بدین گونه به فرآیندهای حمل و نقل رسوب و فرسایش مربوط می شوند. تخریب پرتگاه گسله دارای نرخ های متفاوتی است و به شرایط آب و هوایی و انواع موادی که پرتگاه را شکل می دهند بستگی دارد، تغییرات در عناصر لغزش در طول زمان می تواند بعنوان یک درصد از طول پرتگاه ثبت شود. برای مثال یک پرتگاه ممکن است ترکیبی از یک سطح آزاد (متجاوز از ۵۰٪ از نیمرخ)، و یک شیب واریزه ای (باقی ۵۰٪ باقیمانده) باشد.

### روش مطالعه

برای مطالعه پرتگاه های گسلی دو روش کلی که به صورت کمی انجام می شوند، وجود دارد این دو روش عبارتند از: ۱ - مدل سازی پخشی ( Diffusion Modeling ) و ۲ - فرسایشی پرتگاه گسلی ( fault scarp degradation ) که در قسمت زیر به آن پرداخته می شود.

### مدل فرسایشی پرتگاه گسله

پرتگاه ها می توانند بعنوان نتیجه ای از بسیاری از فرآیندهای زمین ریختی باشند. پرتگاه های گسلی زمانی که شکستگی حاصل از یک زلزله به سطح زمین

می رسد شکل می گیرند. مدل سازی کمی پخش رسوبات زمانی که برای پرتگاه های گسلی بکار گرفته شود بسیار مفید خواهد بود. همچنین با فرض و یا محاسبه ضریب انتشار، زمین شناس می تواند در مورد زمان شکل گیری پرتگاه حدس بزند. پرتگاه گسلی که در رسوبات نرم و غیر مستحکم که اغلب دارای سن کواترنری نیز باشند بهترین گزینه برای مدل سازی فرسایشی می باشند زیرا که بصورت لحظه ای شکل گرفته ولی بصورت کاملاً سازمان یافته (Systematic) فرسوده و فرسایشیده می شوند. در اصل یک زمین شناس با اندازه گیری هایی که روی یک پرتگاه گسله انجام می دهد. مدت زمان فرسایشی پرتگاه گسله را محاسبه می نماید اما در انجام این عمل چند اصل می بایست مورد توجه قرار بگیرد:

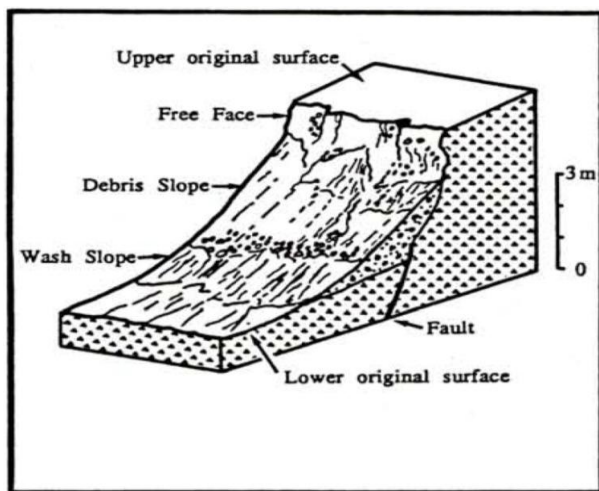
۱ - پرتگاه حتماً می بایست از نوع محدود شده توسط حمل و نقل باشد، پرتگاه گسلی که در سنگ بستر ایجاد شده باشد نمی تواند بوسیله پخش و فرسایشی مدل سازی شوند.

۲ - بعد از هر زلزله، پرتگاه ایجاد شده می بایست سریعاً با فرو ریزش به زاویه پایداری برسد (برای ماسه حدود  $25^{\circ}$  تا  $35^{\circ}$ ).

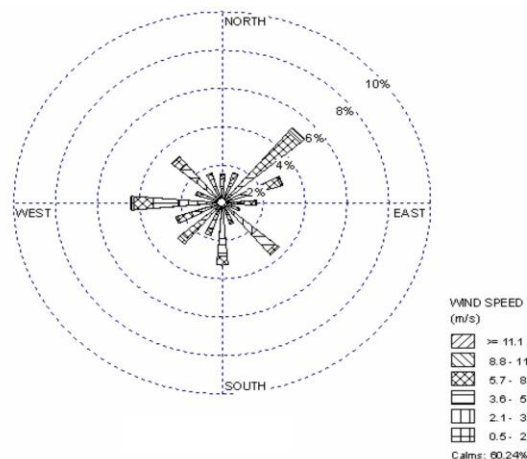
۳ - باید ضریب پخش یا انتشار را برای اندازه گیری محاسبه نماییم. ۴ - پرتگاه می بایست تنها در یک حادثه لرزه ای و توسط ۱ پاره شدگی ایجاد شده باشد. از موارد فوق مورد ۳ بسیار مهم است زیرا بدون دانستن ضریب پخشیدگی تعیین سن پرتگاه گسله امکان پذیر نیست که یکی از راه های اندازه گیری آن به شرح زیر است (Colman & Watson 1983):

$$k.t = \frac{d^2}{4\pi} \cdot \frac{1}{(\tan\theta - \tan\alpha)}$$

در این فرمول t زمان، d جدایش قائم بین بالا شیب و پائین شیب،  $\theta$  حداکثر شیب پرتگاه و  $\alpha$  میانگین زاویه شیب کلی منطقه می باشد. این معیارها در صحرا قابل برداشت می باشند.



شکل ۶ اجزاء اصلی یک پرتگاه گسلی ایجاد شده در رسوبات کوهپایه ای (اقتباس از Wallace, 1977) دانستن اینکه عناصر مختلف یک پرتگاه گسله بوسیله فرآیندهای مختلف تولید می شوند.



شکل ۵. نمودار گلباد منطقه زرنند که سرعت وزش بادها را با توجه به جهت وزش به نمایش گذاشته است. اطلاعات از یک دوره ی ۴ ساله اقتباس گردیده است.



## جمع آوری اطلاعات

برای اندازه گیری ضریب انتشار در منطقه زرد، سعی گردید افزایش های گسلی که سن واقعه ی لرزه ای ایجاد کننده آنها مشخص بوده و همچنین ویژگی های مطالعاتی که قبلاً به آنها پرداخته شد را نیز دارا می باشند، مشخص گردد. از بین این وقایع دو زلزله ۱۹۷۷ باب تنگل و ۲۰۰۵ هتکن - داهوئیه انتخاب شد. با بررسی مناطق گسیخته شده در محدوده روستاهای شهرک طالقانی تا ده آهنگر گسیختگی های فروسایی شده زلزله ۱۹۷۷ در رسوبات کواترنر شناسایی و در ۵ ایستگاه اقدام به برداشت پارامترهای صحرایی گردید. در (شکل ۷) محل ایستگاه ها نشان داده شده است. همچنین برای زلزله ی ۲۰۰۵ هتکن - داهوئیه، فقط ۲ پرتگاه گسلی واجد شرایط اندازه گیری تشخیص داده شد که مکان آن ها در

(شکل ۸) نمایش داده شده است. لازم به ذکر است که کلیه برداشت های صحرایی در رسوبات کواترنر و به خصوص کواترنر بالائی انجام پذیرفت. در (شکل ۹) روش برداشت عناصر نشیب در صحرا و کلیه برداشت های صحرایی در (جدول ۲) نمایش داده شده است. پس از انجام محاسبات و تبدیل جدایش مایل به جدایش قائم داده های زیر مربوط به ضریب انتشار برای هر ایستگاه بصورت زیر بدست آمد (جدول ۳). مقادیر شیب توپوگرافی متوسط  $(\alpha)$  جدایش قائم  $(d = sl \cdot \sin \theta)$  و مقدار  $k$  (ضریب انتشار) در جدول ۳ آمده است.

جدول ۲. اطلاعات برداشت های صحرایی در ایستگاه های مختلف را نمایش می دهد.  $(f_s)$  افراز گسله،  $\alpha_1$  شیب بالا دست،  $\alpha_2$  شیب پائین دست،  $\theta$  شیب حداکثر افراز و  $SL$  طول جدایش بین بالا دست و پائین دست

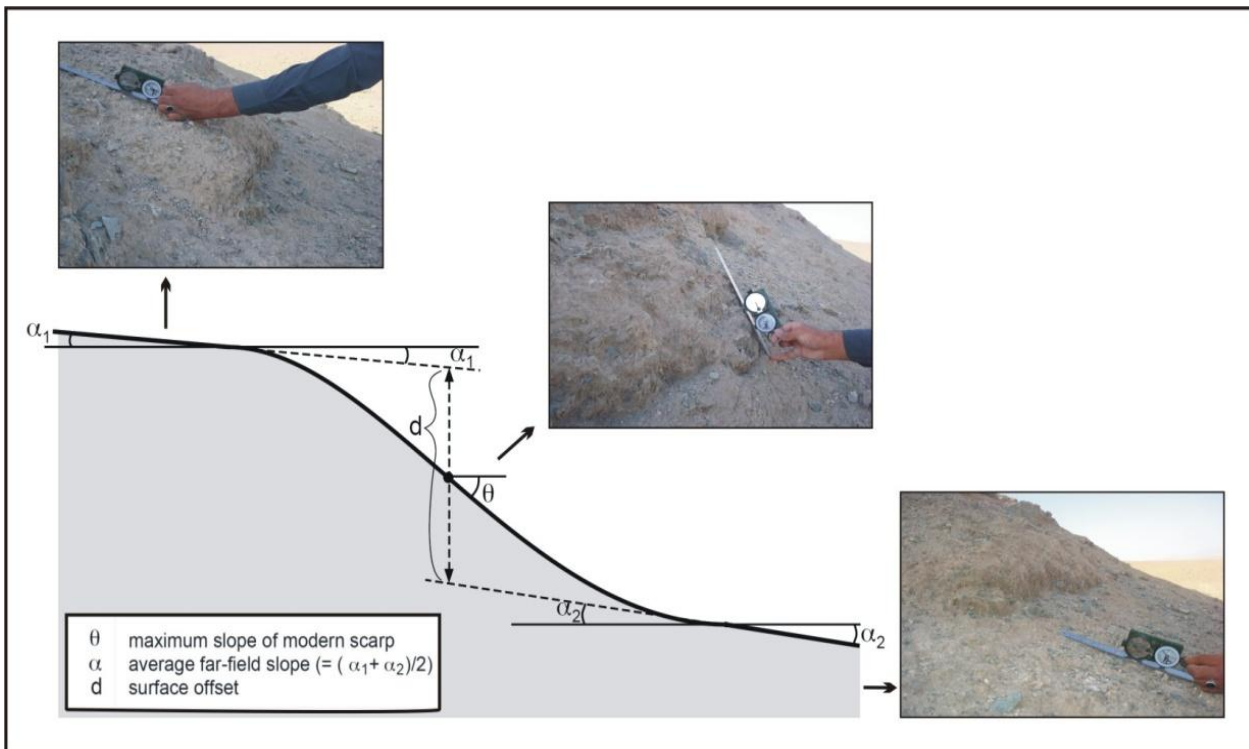
$f_s$	$(\alpha_1)^\circ$	$(\alpha_2)^\circ$	$(\theta)^\circ$	$SL_{cm}$
۱	۲۷	۱۹	۳۰	۹۷
۲	۲۹	۲۶	۳۴	۴۱/۸
۳	۲۳	۱۵	۲۰	۸۲/۱
۴	۲۶	۱۶	۳۴	۱۰۰
۵	۲۵	۳۰	۳۴	۹۶/۵
۶	۲۶	۲۱	۳۵	۸۰/۷
۷	۳۰	۲۶	۳۵	۱۱۷



شکل ۷. تصویر ماهواره ای محل ایستگاه های شکستگی های هم لرزه زلزله ۱۹۷۷ باب تنگل که اندازه گیری ها بر روی آنها انجام پذیرفته است.







شکل ۹. در این شکل پارامترهای مورد اندازه گیری ( شکستگی باب تنگل) و روش برداشت آنها نمایش داده شده است .

جدول ۳. اطلاعات مربوط به شیب توپوگرافی متوسط ( $\alpha$ ) و مقدار ضریب انتشار ( $k$ ) برای افرازه های گسلی .

$F_s$	$(\alpha_{mean})^\circ$	$(d)_m$
۱	۲۳	۰/۴۸
۲	۲۷/۵	۰/۲۳
۳	۱۹	۰/۲۸
۴	۲۱	۰/۵
۵	۲۷/۵	۰/۵۳
۶	۲۳/۵	۰/۴۶
۷	۲۸	۰/۶۷



**بررسی نمونه های رسوب**

از مهمترین عوامل پخش رسوبات در افراز گسله ها نحوه دانه بندی و اندازه دانه های آن می باشد که دارای تاثیرات زیر است :

الف : زمانی که دانه بندی رسوب خوب بوده به طوری که جور شدگی رسوبات آن بالا باشد، دانه های ریز و به خصوص سیلت ها و رس ها نقش اتصال دهنده ذرات بزرگتر را دارا می باشند لذا با افزایش ذرات یاد شده ضریب پخشیدگی رسوب کاهش می یابد.

ب : در صورتی که اندازه ذرات رسوب درشت تر باشد فضای خالی و تخلخل رسوبات نیز بیشتر است و بالعکس. لذا با افزایش تخلخل

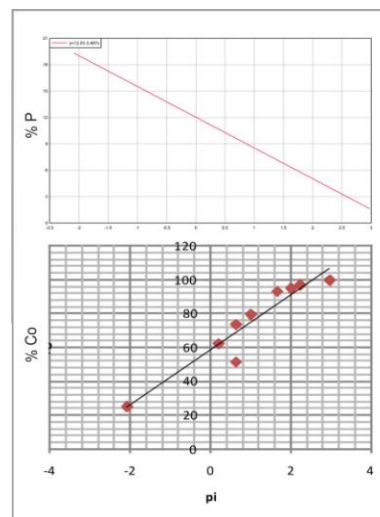
فضای کافی برای عملکرد فرایند های فرسایشی موجود بوده و باعث افزایش بالا رفتن ضریب پخشیدگی می گردد. لذا هرچه رسوب دانه ریزتر باشد این ضریب کاهش می یابد. بدیهی است وجود سیمان شدگی و تحکیم یافتگی باعث کم شدن ضریب پخشیدگی در یک رسوب می گردند. با توجه به دلایل بالا برای مطالعه نوع رسوبی که ضریب انتشار در آن بدست می آید ۶ نمونه خاک از محل افرازیهای گسلی برداشت گردید. نمونه های فوق با یکدیگر مخلوط و سپس یک نمونه واحد به وزن حدودی ۳۰۰ گرم انتخاب شد این مقدار رسوب به مدت ۱۵ دقیقه در دستگاه لرزاننده قرار گرفت و دانه ها با ابعاد مختلف از یکدیگر جدا شدند. سپس با استفاده از روش ترسیمی، منحنی فراوانی و تجمعی برای نمونه مورد نظر ترسیم گردید ( شکل ۱۰). سپس با استفاده از منحنی های فراوانی تجمعی به دست آمده، مقدار میانگین اندازه ذرات  $(M_z = (\phi 16 + \phi 50 + \phi 84) / 3)$  به صورت زیر بدست آمد:

$$M_z = \frac{[-2/7 + (-1/2) + (1)]}{3} = -2.9 \phi$$

پارامترهای بدست آمده نشان دهنده رسوب ماسه ای حاوی مقداری گل و دانه های شن می باشد.

**نتیجه گیری**

با توجه به اندازه گیری های میدانی انجام شده و بررسی عوامل موثر بر کاهش یا افزایش ضریب انتشار رسوبات نظیر میزان نزولات آسمانی، جهت باد، اندازه دانه های رسوبات، جورشدگی و میزان سیمان شدگی ... میزان ضریب



شکل ۱۰. تصویر بالا: نمودار درصد فراوانی و تصویر پایین: نمودار درصد تجمعی در برابر مقادیر  $\phi$  را برای نمونه رسوبات اخذ شده نمایش می دهد.

انتشار برای رسوبات کواترنری افراز ساز گسله زلزله های ۱۹۷۷ باب تنگل و ۲۰۰۵ داهوئیه به شرح زیر به دست آمد (جدول ۴) که این مقدار متوسط ضریب انتشار بدست آمده  $(K_{mean} = 3/5 \times 10^{-3} m^2/ky)$  با معادله (Pierce and Colman, 1986) نیز دارای همخوانی می باشد:

$$C^* = [1.35 D_a + 3.03] \times [0.1 m^2 / kg]$$

اما پائین بودن مقادیر K در منطقه مورد مطالعه نشان دهنده پائین بودن ضریب انتشار رسوب بوده که خود متأثر از چندین عامل می باشد که به شرح زیر است :

- پائین بودن بارندگی و نزولات آسمانی در دوره زمانی فرسایشی برای پرتگاه های گسله.

- سیمان شدگی ضعیف بین دانه های رسوب که در ناحیه باب تنگل از نوع سولفات کلسیم بوده و منشا گرفته از سازند دزو و در ناحیه هتکن از نوع کربنات کلسیم و منشا گرفته از سازند های مختلف به خصوص سازند شتری می باشند. اگرچه در محل مورد مطالعه پائین بودن ضریب انتشار گاهی ممکن است سن افرازیهای گسلی را بیشتر از واقعیت به نمایش بگذارد که به علت سیمان شدگی های بسیار ضعیف یاد شده بوده و می بایست مد نظر قرار گیرد. مقادیر K فوق اغلب می تواند به دلیل حساس بودن به عوامل مختلف از جمله تغییرات هوا فقط برای مواردی بکار گرفته شود که شرایط آب و هوایی و حتی جهت تابش نور خورشید (به دلیل تاثیر در زمان سیمان شدگی و دیگر پارامتر های فرسایشی) تا حد امکان یکسان باشد. برای این مورد محاسبه شده جهت شیب توپوگرافی و پرتگاه در محدوده ایران مرکزی از جنوب شرق تا جنوب غرب باشد (به اشکال ۷ و ۸ مراجعه شود). نکته دیگری که به ذهن نزدیک می شود این است که مقدار ضریب پخشیدگی تابعی از شیب توپوگرافی و شیب گسیختگی اولیه و یا حداکثر افراز گسله می باشد به طوری که افرازیهای گسله بلندتر مقادیر واقعی تری از ضریب انتشار را به نمایش می گذارند لذا به نظر می رسد مقادیر ضرایب انتشار به دست آمده از افراز هتکن - داهوئیه به دلیل ارتفاع بیشتر نتایج قابل اعتمادتری نسبت به افراز باب تنگل را ارائه می دهد .

جدول ۴. مقدار ضریب انتشار (k) به دست آمده برای افرازیهای گسلی ( $F_s$ )

$F_s$	$K(m^2 / ky)$
۱	$2 \times 10^{-3}$
۲	$0.8 \times 10^{-3}$
۳	$9 \times 10^{-3}$
۴	$2 \times 10^{-3}$
۵	$4 \times 10^{-3}$
۶	$1 \times 10^{-3}$
۷	$5 \times 10^{-3}$
	$K_{mean} = 3/5 \times 10^{-3}$



## منابع

- شجاعی، سید وحید، ۱۳۸۵. گزارش اجمالی ارزیابی اقلیمی منطقه زرنند ۱۳۸۴-۱۳۸۱، دانشگاه شهید باهنر کرمان.  
سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۸۹. وب سایت رسمی ( [www.irimo.ir/english/statistic/synopH](http://www.irimo.ir/english/statistic/synopH) )
- Bobek, H. 1963. Nature and implications of Quaternary climatic changes in Iran. In: Changes of Climate 20, 403-413
- Busche, D.; Sarvati, r. and Siefker, u. 2002. Kuh-e-Namak. Reliefgeschichte eines Salzdoms im abflusslosen zentraliranischen Hochland. In: Petermanns Geogr. Mitt. 146, 68-77
- Colman, S. M., Watson, K., 1983. Ages estimated from a diffusion equation model for scarp degradation. Science, 221: 263-265
- Ganji, M. H. 1978. Post-glacial climatic changes on the Iranian plateau. In: Brice, W. c. (ed.): The environmental history of the Near and Middle East since the last ice age. London, New York, San Francisco, 149-163.
- Huckriede, R. 1961. Jung-Quartär und End-Mesolithikum in der Provinz Kerman (Iran). In: Eiszeitalter u. Gegenwart 12, 25-42.
- Kehl, M., Frechen, M. and Skowronek, A. 2005a. Paleosols derived from loess and loess-like sediments in the Basin of Persepolis, Southern Iran. In: Quat. Int. 140/141, 135-149.
- Kehl, M.; Sarvati, r., Ahmadi, h., Frechen, M. and Skowronek, A. 2005b. Loess paleosol-sequences along a climatic gradient in Northern Iran. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 55, 149-173
- Kehl, M., 2009. Quaternary climate change in Iran- The state of knowledge, Erdkunde, Vol.63, No.1, pp. 1-17
- Kuhle, M. 1976. Beiträge zur Quartärmorphologie SE-iranischer Hochgebirge. Die quartäre Vergletscherung des Kuh-i Jupar. Göttinger Geogr. Arb. 67. Göttingen.
- Kuhle, M. 2008. The Pleistocene Glaciation (LGP and pre-LGP, pre-LGM) of SE Iranian mountains exemplified by the Kuh-i Jupar, Kuh-i-Lalezar and Kuh-i-Hezar Massifs in the Zagros. In: Polarforschung 77(2/3), 71-88
- Krinsley, D. B. 1970. A geomorphological and paleoclimatological study of the playas of Iran. US Geol. Surv., Contr. No. PRO CP 70-800. Washington, D.C.
- Pierce, K.L., and Colman, S.M., 1986, Effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, late-glacial terrace scarps in central Idaho: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 869-885.
- Ramezani, E. Marvie mohadjer, r. M., Knapp, h.D., Ahmadi, h. and Joosten, H. 2008. The late- Holocene vegetation history of the Central Caspian (Hyrcanian) forests of northern Iran. in: The Holocene 18, 307-321.
- 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*, 23, TC4007, (24p.) doi :10.1029/2003TC001599
- Regard, V., Bellier, o., Braucher, r., Gasse, F., Bourles, D., Mercier, J. Thomas, J. c., Abbassi, M. r., Shabanian, E. and Soleymani, s. (2006): Be-10 dating of alluvial deposits from Southeastern Iran (the Hormoz Strait area). In: Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 242,
- Sirocko, F., Sarnthein, M., Lange, H. and Erlenkeuser, H. 1991. Atmospheric summer circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation. In: Quat. Res. 36, 72-93.
- Thomas, D. s. g., Bateman, M. D., Mehrshahi, D. and o'hara, s. l. 1997. Development and environmental significance of an eolian sand ramp of last-glacial age, Central Iran. In: Quat. Res. 48, 155-161.
- Vita-Finzi, c. 1969. Late quaternary alluvial chronology of Iran. In: Geol. Rundsch. 58, 951-973.
- Wallace, R.E., 1977, Profiles and ages of young fault scarps. North-central Nevada, Geol. Soc. of America, V.88, pp 1267-1288