



فصلنامه زمین ساخت  
زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

## مفهوم ساختاری حریم گسل‌های فعال با رویکردی بر مطالعات جهانی

محمد مهدی خطیب<sup>۱</sup>، پویا صادقی فرشاف<sup>۲\*</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند.

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۰۸

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۱/۲۳



### چکیده

گسل‌های فعال به‌عنوان گسل‌های لرزه‌ای با ایجاد تکانه‌های لرزه‌ای و پدیداری گسیختگی‌های سطحی، همه ساله خسارت‌های زیادی را در گوشه و کنار جهان تحمیل می‌کنند و به دلیل تداوم تانسور تنش‌های عامل، پتانسیل قابل توجهی را برای حرکت‌های مجدد و متعاقباً بروز دوباره‌ی خسارت و تلفات دارند. بنابراین شناخت این گسل‌ها و مفاهیم مرتبط با آن تا اندازه‌ی زیادی در برنامه‌ریزی‌های کلان یک کشور مفید است. یکی از مهم‌ترین مفاهیم گسل‌های فعال، حریم گسلی است. برای درک صحیح این مفهوم لازم است به مفاهیم دیگری همچون پرتگاه‌های گسلی، مهاجرت پرتگاه‌ها، گسل کور، تکامل سیستم گسل، نقشه‌های چگالی، زون اجتناب، افشانه‌های گسلی و پارامترهای هندسی تعیین حریم از جمله مقدار جابه‌جایی قطعه‌ی گسل، طول بخش فعال گسل، زاویه‌ی شیب صفحه گسل، زاویه‌ی نشیب توپوگرافی، زاویه‌ی ریک بردار لغزشی بر روی گسل و ضریب واحدهای سنگی برش خورده در پهنه‌ی گسل توجه شود. در این تحقیق، با مروری بر این مفاهیم و مطالعات انجام شده در خاور ایران از جمله جابهرجایی چپگرد ۴۷۰ متری در مسیر گسل دشت بیاض، تلاش می‌شود تا مفهوم شفاف‌تری از حریم گسل که دربرگیرنده‌ی این تعاریف باشد ارائه شود.

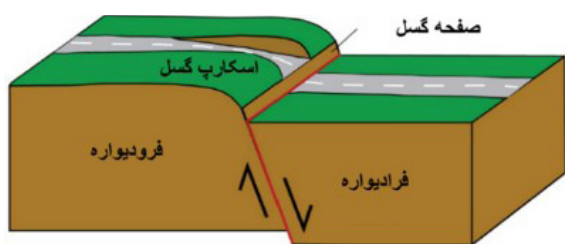
**کلید واژه‌ها:** گسل فعال، حریم، زون اجتناب، پارامترهای هندسی.

## مقدمه

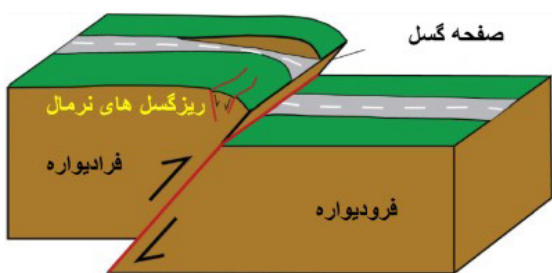
می‌کرد. هر چند باتاتین (Batatian, 2002) در نهایت با استفاده از پارامترهای هندسی گسل، یک رابطه‌ی برآورد کلی از حریم گسل را ارائه نمود، اما همچنان جای مفاهیمی مانند زون اجتناب گسلی و جنبه عقب نشینی که توسط پژوهشگرانی چون Langridge و همکاران (۲۰۰۶) مطالعه شده است به همراه مفاهیم کاربردی مانند افشانه‌های گسلی و مهاجرت پرتگاه‌های گسلی در اینگونه روابط خالی است. در این پژوهش با بررسی اجمالی مفاهیم یاد شده، تلاش شده است تا یک جمع‌بندی از تعریف حریم گسل ارائه شود.

## ۱- پرتگاه گسل و حریم (زون) آن

یکی از مهم‌ترین عوارض سطحی در رابطه با گسل‌های فعال، اسکارپ یا پرتگاه‌های گسلی است. شکل ۱ مدلی از پیدایش اسکارپ در یک بخش از گسل فعال نرمال را نشان می‌دهد. شکل ۲ نیز مدلی از پیدایش اسکارپ در یک بخش از گسل فعال معکوس را نشان می‌دهد.



شکل ۱. مدل بلوک یک گسل نرمال (خط قرمز) که اخیراً گسیخته است. حرکت نسبی بلوک‌ها به صورت عمودی در جهت شیب صفحه گسل باعث افزایش ارتفاع پرتگاه گسل شده است.



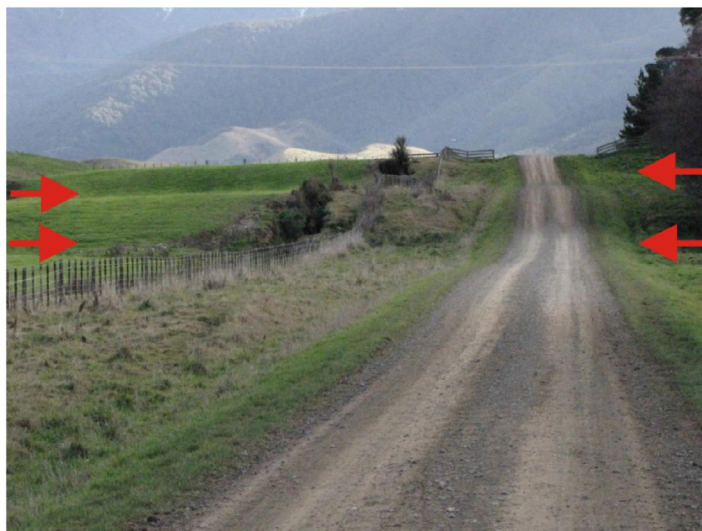
شکل ۲. مدل بلوک از یک گسل معکوس یا رانده که اخیراً گسیخته شده است. حرکت نسبی بلوک‌ها به صورت عمودی و در جهت شیب صفحه گسل است. در این حالت، بلوک فرا دیواره به روی بلوک فرود یواره به سمت بالا حرکت می‌کند. این نوع گسیختگی سطحی به دلیل جاذبه و فرسایش در ناحیه اسکارپ، مستعد سقوط در حین و پس از زمین لرزه است. چین خوردگی و گسل نرمال از ویژگی‌های رایج تغییر شکل در بلوک فراد یواره گسل‌های معکوس در مقیاس ناحیه‌ای می‌باشد.

گسل‌های فعال قابل نقشه برداری یا گسل‌های لرزه‌ای معمولاً قادر به ایجاد تکانه‌های شدید لرزه‌ای و پدیداری گسیختگی‌های سطحی هستند و بنابراین گسل‌هایی هستند که به احتمال زیاد در آینده حرکت می‌کنند و باعث خسارت بالقوه می‌شوند (Langridge and Ries, 2017). زمین لرزه‌های مرتبط با گسیختگی سطحی معمولاً بزرگی  $M > 6.5$  دارند. حد پایین برای گسیختگی سطحی ممکن است در برخی مناطق بالاتر باشد، به عنوان مثال بزرگای  $M = 6.8$  در مناطقی از گسل‌های معکوس، و حد پایین در سایر مناطق مانند مناطقی از آتشفشان‌های کشتی که پوسته نازک تر است می‌تواند حدود  $M = 6.0$  باشد. تعریف معمولی از یک گسل فعال در مناطقی مانند نیوزلند، تعریفی است که در ۱۲۸۰۰۰ سال گذشته گسل جابجایی داشته باشد. در عمل این تعریف در سطح جهانی مربوط به ابتدای آخرین دوره گرم (بین یخبندان) یعنی مربوط به تراس‌های دریایی و سطوح آبرفتی می‌شود که می‌تواند با «آخرین دوره بین دو یخبندان» یا ایزوتوپ دریایی در مرحله ۵ (Barrell et al. 2011) مرتبط باشد. یکی از مهم‌ترین عوارض سطحی در رابطه با گسل‌های فعال، اسکارپ یا پرتگاه‌های گسلی است که در سال‌های گذشته بیشتر مورد مطالعه پژوهشگران قرار گرفته است (از جمله Langridge and Ries, 2017؛ Seyitoğ; lu et al. 2017). در این مطالعات به بررسی طرح‌های مورفولوژیکی رایج مرتبط با تراس کور و چین خوردگی مرتبط با گسترش گسل و پرتگاه‌های گسلی پرداخته شد. این پدیده‌ها یک محدوده‌ی مشخص پیرامون خط گسل را دربر می‌گیرند که بررسی آنها در شناخت زون‌های گسلی کمک کننده است. (Kostrov, 1974)، با ارائه مفهومی که بر اساس آن، در طول تکامل سیستم گسل، اندازه گسل از طریق پیوند با سایر گسل‌ها افزایش می‌یابد و این افزایش منجر به افزایش جابجایی می‌شود، بستری فراهم نمود تا رویکرد محاسبه‌ی مقدار کرنش موجود در گسل بازنگری شود. این مفهوم با مدل سازی (Cowie, 1993) به منظور درک ویژگی‌های تکاملی برای گسل‌های اصلی و فرعی توسعه یافت که طی آن تعامل با گسل‌های مجاور تا ارتباط کامل و شکل‌گیری یک گسل بزرگ مورد تأیید قرار گرفت. به موازات این پژوهش‌ها و با معلوم شدن گسترش طولی گسل‌ها، مطالعات بر روی گسترش عرضی و همچنین شعاع تأثیر یک گسل منجر به تعاریف گوناگون از حریم گسل شد. مبنای این تعاریف در مطالعات گوناگون، از محاسبات آماری و شمارش تغییر شکل‌ها گرفته تا مورفولوژی و محاسبات هندسی و برخاستگی بلوک‌ها تغییر

1. Scarp

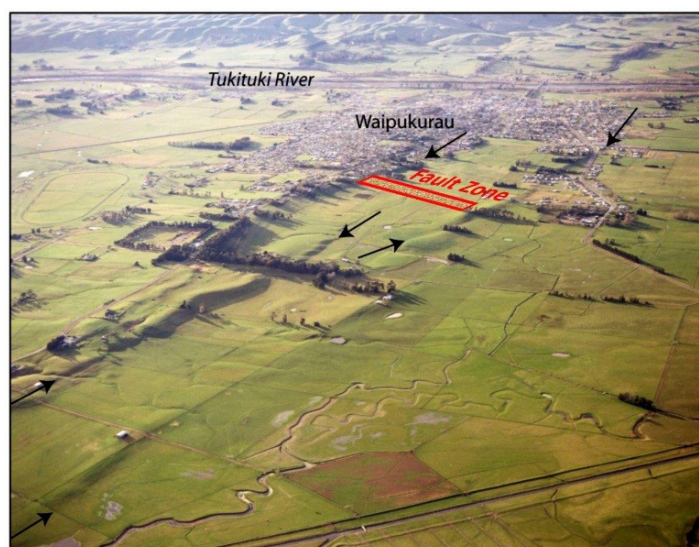
2. Fault Zone

در عمل ممکن است این پرتگاه‌ها به صورت تکراری و در کنار یکدیگر قرار داشته باشند که در سطح زمین به صورت تپه‌های ملایم و تکرار شونده پدیدار شوند. مثال آشکار از این پدیده را می‌توان در منطقه‌ی Ruahine نیوزلند مشاهده نمود که در جاده‌ای قدیمی، اسکارپ‌های گسلی به صورت زوج تپه‌هایی دیده می‌شوند (شکل ۳).



شکل ۳. یک جفت اسکارپ گسلی مربوط به گسل پیشانی فعال در جاده Tukituki در نزدیکی محدوده Ruahine (شکل از Lan- gridge و Ries، ۲۰۱۷). ارتفاع کل اسکارپ در این مکان ۶ متر است.

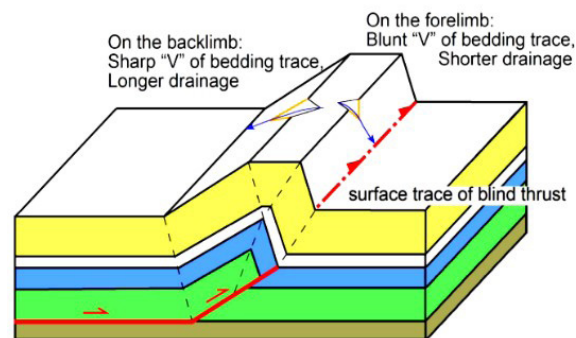
شاید از نزدیک تشخیص چنین پدیده‌ها و ارتباط آنها با پرتگاه‌های گسلی مقدور نباشد، اما در عکس‌های هوایی این موضوع به خوبی دیده می‌شود. در مطالعات اولیه، بیشترین فاصله و محدوده‌ی بین اولین و آخرین پرتگاه (اعم از آشکار یا پنهان به صورت تپه) را زون گسلی در نظر می‌گیرند (شکل ۴).



شکل ۴. عکس هوایی مایل از منطقه‌ی گسلی Waipukurau به سمت رودخانه‌ی Tukituki (شکل از Ries و Langridge، ۲۰۱۷). زون گسل شامل مجموعه‌ای از طاقدیس‌های موازی و پله‌ای (اسکارپ‌ها) مربوط به گسل‌های معکوس است که در سمت بالادست گسل‌های معکوس تشکیل شده‌اند.

را در آنچه که زون گسل نامیده می‌شود تغییر شکل می‌دهند (شکل ۶) و این زون اغلب به یک زون کم کرنش و پرکرنش تقسیم می‌شود (Caine et al. 1996، 1996؛ Wibberley et al. 2008؛ Childs et al. 2009). هسته‌ی گسل نشانگر منطقه‌ی پرفشار است که بیشتر جابه‌جایی و تغییر شکل‌ها آن در آن جای گرفته است (Fredman و همکاران، 2007؛ Fos- و Schultz، 2008؛ Braathen و همکاران، 2009؛ Torabi و Berg، 2008؛ Bastesen و همکاران، 2013). متعاقباً، درجه بالای تغییر شکل و موقعیت کرنش منجر به سنگ‌های تغییر شکل یافته و خرد شده واقع در هسته‌ی گسل می‌شود که اطراف سطح (های) اصلی لغزش را احاطه کرده‌اند (Torabi و Berg، 2011). این سنگ‌ها با همدیگر به عنوان سنگ‌های گسلی شناخته می‌شوند و معمولاً بافت و ساختار آنها در مقایسه با سنگ میزبان اصلی تغییر می‌یابد (Sibson، 1977). هسته‌ی گسل همچنین می‌تواند شامل لزه‌های تغییر شکل یا دست نخورده باشد که از سنگ‌های دیواره، سطوح لغزش داخلی، شکستگی‌ها یا نوارهای تغییر شکل بسته به سنگ‌شناسی سنگ‌های گسلی، منشاء می‌گیرند. هسته‌ی گسل می‌تواند از یک هسته با ضخامت چند میلی‌متر با یک سطح لغزش ساده تا منطقه‌ای که حاوی چندین سطح لغزش و هسته‌ای با شدت تغییر شکل و برش بالا باشد تا ضخامت چندین متر متفاوت باشد بطوری که که تنها قطعات سنگ میزبان اصلی باقی مانده باشند.

در مورد گسل‌های تراستی پنهان و کور باید توجه داشت که معمولاً از نظر مورفولوژیکی، هندسه‌ی چین‌های مرتبط با گسترش گسل به صورت نامتقارن در دو طرف سطح گسل به گونه‌ای شکل می‌گیرد که یال واقع در بلوک فرادیواره با شیب کمتر دارای توسعه بیشتری نسبت به یال مقابل خود دارد (شکل ۵).

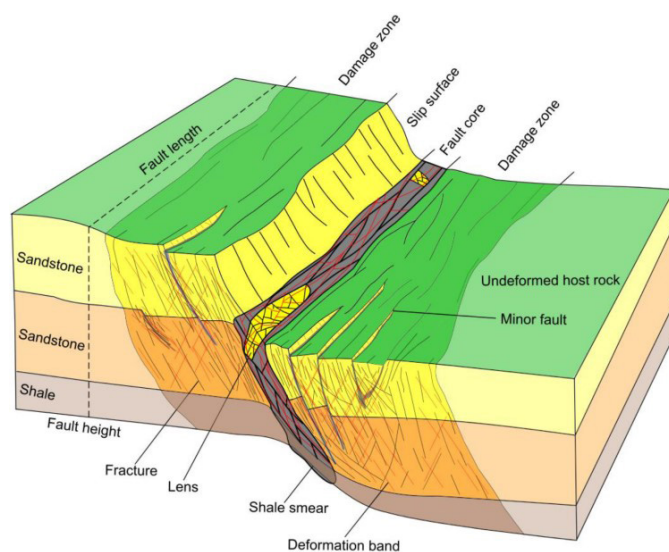


شکل ۵. تراست کور و چین خوردگی مرتبط با گسترش گسل و طرح‌های مورفولوژیکی رایج (Seyitoğlu et al. ۲۰۱۷)

## ۲- واحدهای ساختاری پیرامون گسل

در تعریف یک زون گسلی، ابتدا بایستی با اجزای یک گسل و تغییرات روتین سنگی که به صورت عرضی از سطح گسل به سمت خارج قابل مشاهده هستند آشنا شد. شاید مهم‌ترین و کلیدی‌ترین مفهوم در این راستا، مفهوم هسته‌ی گسل باشد. گسل‌های ایجاد شده در رژیم شکننده، حجم سنگ میزبان

### 1. Blind thrust



شکل ۶. طرح کلی از چیدمان ساختاری زون گسلی (شکل از Johannessen، 2017). به افزایش شدت آسیب و چگالی ساختار تغییر شکل به سمت هسته‌ی گسل اصلی و اطراف هسته‌های گسل‌های فرعی واقع در زون آسیب گسل اصلی دقت شود.

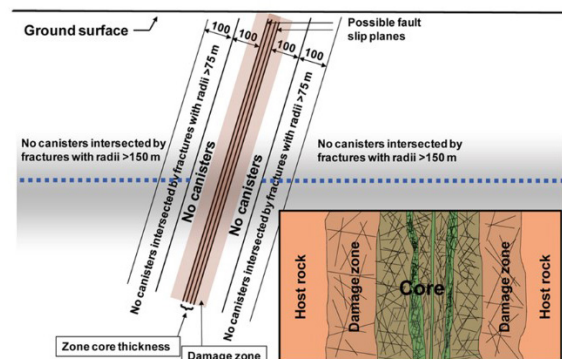
جابجایی یک گسل بزرگ متصل شده را نمایش می‌دهد. در شکل ۸c و d، دو مرحله شبیه سازی Cowie و همکاران، ۱۹۹۳ حائز اهمیت است: نخست مرحله‌ای که قطعه‌های گسل تشکیل شده‌اند و برخی از آنها به هم پیوند خورده‌اند و دوم مرحله‌ی نهایی مدل سازی.

نکته قابل توجه، توزیع فضایی گسل‌های اصلی و فرعی در آزمایش‌های Mansfield و Cartwright (2001) و همکاران، ۱۹۹۳ بسیار مشابه است. همان‌طور که در شکل ۷a-d نشان داده شده است. به نظر می‌رسد تحولات در مرحله اولیه شکل‌گیری گسل‌های بزرگ، موقعیت مکانی و تکامل گسل‌های آینده، با برخی از مناطقی که هیچ‌گونه گسل اصلی در آن ایجاد نمی‌شود، را کنترل می‌کند. تکامل طولانی مدت یک سیستم گسلی، نتیجه‌ی اثرات تجمعی پیشرونده تاریخ لغزشی، یعنی وقوع زلزله، از هر گسل است. به طور کلی تصور می‌شود زمین لرزه‌های بزرگ باعث ایجاد تنش استاتیک و دینامیک در مناطق اطراف شوند (King و همکاران، ۱۹۹۴؛ Stein و همکاران، ۱۹۹۴؛ Pace و همکاران، ۲۰۱۴؛ Verdecchia و Carena، ۲۰۱۶). تغییرات تنش استاتیک، مناطقی از تنش منفی را ایجاد می‌کنند که همچنین به‌عنوان مناطق سایه‌ای و زون‌های تنش مثبت شناخته می‌شوند.

#### ۴- چگالی تغییر شکل

یکی از معیارهای تشخیص حریم گسل، محدوده‌ی تغییرات توپوگرافی ناشی از زمین لرزه‌های اخیر بصورت لنداسلایدها است. Xu (2014)، نشان دادند که هر دو شاخص درصد محدوده‌ی لنداسلایدها (LAP) و چگالی تعداد لنداسلایدها (LND) انطباق بسیار مثبت با زاویه نشیب توپوگرافی و انطباق منفی با فاصله از سطح گسیختگی و نیز فاصله از حوزه رودخانه‌ها دارند. تحلیل‌های آماری دو متغیره‌ی ایشان نشان می‌داد که فاکتورهای تأثیر لنداسلایدهای ایجاد شده توسط زمین لرزه‌ها به ترتیب اهمیت شامل فاصله از سطح گسیختگی، زاویه‌ی نشیب، فاصله از آبراه‌ها، لیتولوژی و PGA (پیشینه شتاب حرکات زمین) است. شکل ۹ مثال موردی از حریم قابل محاسبه‌ی گسل با استفاده از دو شاخص LAP و LND را نشان می‌دهد.

شکل ۷ اجزای کلی واحدهای قابل تفکیک مرتبط با حریم گسل در دو سمت سطح (های) گسل را از نظر لرزه زمین‌ساختی به‌صورت خلاصه نشان می‌دهد. محدوده‌های اصلی به ترتیب از سمت صفحه گسل به سمت خارج آن شامل ضخامت هسته‌ی زون گسلی (که ممکن است چندین صفحه‌ی گسلی مجاور یکدیگر را دربرگیرد)، زون آسیب و محدوده‌ی سنگ بکر میزبان که خود شامل سه زیر محدوده‌ی بدون شکستگی‌های متقاطع، زیر محدوده‌ی بدون شکستگی‌های متقاطع تا شعاع ۲ و زیر محدوده‌ی بدون شکستگی‌های متقاطع تا شعاع ۲۲ می‌باشد.

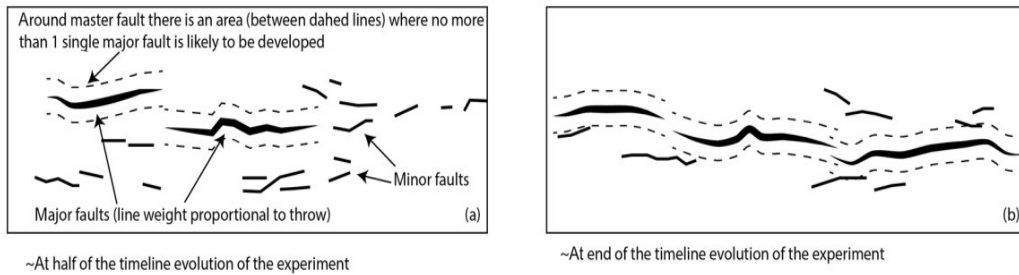


شکل ۷. طرح شماتیک از فاصله‌های قابل تفکیک از هسته‌ی زون گسل (Fälth و Hökmark، ۲۰۱۷)

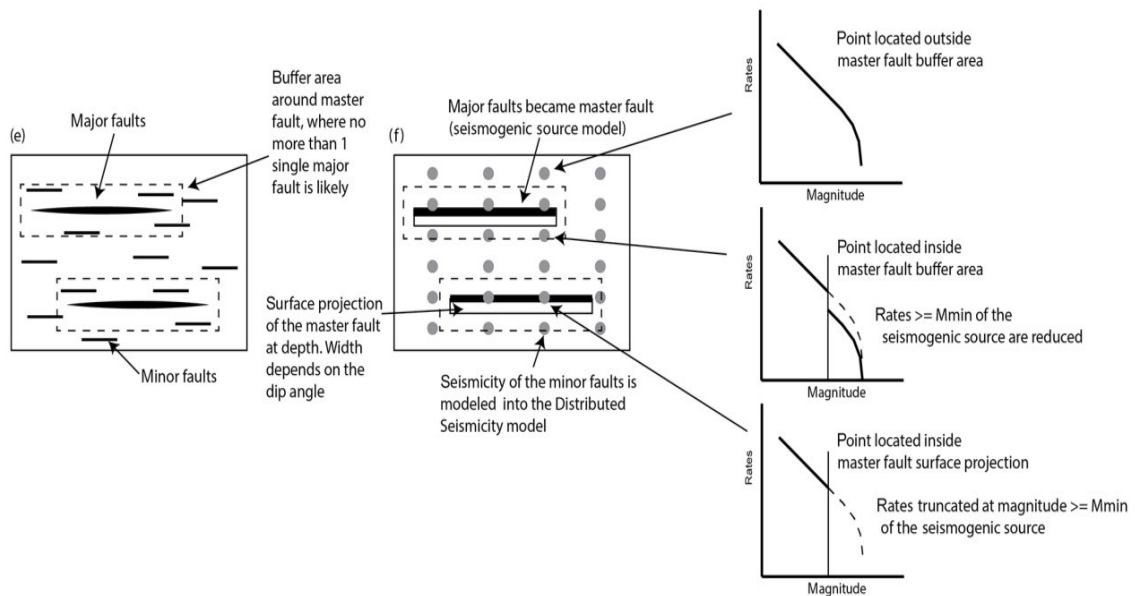
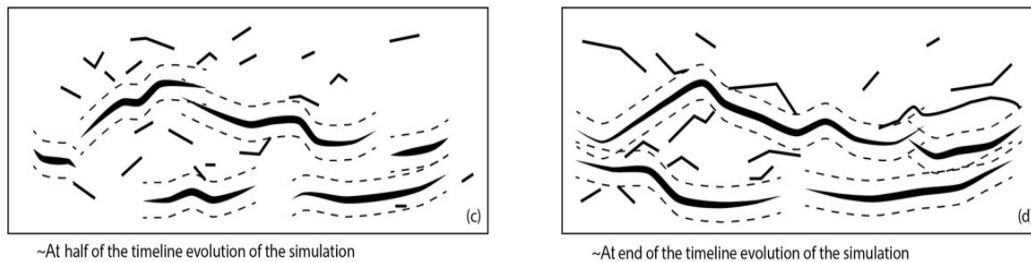
#### ۳- تکامل سیستم گسل

گسل‌ها تمایل به تغییر میدان تغییر شکل اطراف خود دارند (Valentini و همکاران، ۲۰۱۷). در طول تکامل سیستم گسل، افزایش اندازه گسل از طریق پیوند با سایر گسل‌ها منجر به افزایش جابجایی می‌شود که متناسب با مقدار کرنش موجود در گسل باشد (Kostrov، ۱۹۷۴). برای برجسته کردن الگوهای مکانی گسل‌های اصلی و فرعی، شکل‌های ۸a و b نمودارهای ارائه شده توسط Mansfield و Cartwright (۲۰۱۱) را در دو مرحله میانی و انتهایی نشان می‌دهند. مدل سازی که توسط Cowie و همکاران (۱۹۹۳) انجام شده است ویژگی‌های تکاملی مشابهی را برای گسل‌های اصلی و فرعی به همراه آورد. شبیه سازی Cowie و همکاران (۱۹۹۳) توانست توسعه اولیه سیستم گسلی نرمال از مرحله اولیه هسته‌ای شامل تعامل با گسل‌های مجاور تا ارتباط کامل و شکل‌گیری یک گسل بزرگ را تأیید کند. این مدل همچنین افزایش میزان

Mansfield and Cartwright (2001) analogue model



Cowie et al. (1993) numeric model



شکل ۸. تکامل سیستم گسل و مفهوم آن (شکل از Valentini و همکاران، ۲۰۱۷). مدل آنالوگ Mansfield و Cartwright (۲۰۰۱) در دو مرحله مختلف آزمایش شامل مرحله ی میانی و انتهایی مدل سازی. مناطقی در اطراف گسلهای اصلی وجود دارد که احتمالاً بیش از یک گسل بزرگ ممکن است ایجاد نشود. (c، d) مدل سازی عددی که توسط Cowie و همکاران، ۱۹۹۳ در دو مرحله متفاوت انجام شده است. این آزمایش ویژگی های تکاملی مشابه گسل های اصلی و فرعی را نشان می دهد. (e، f) کاربرد مدل سازی آنالوگ و عددی تکامل سیستم گسلی برای ورودی منشاء گسل ارائه شده توسط (Valentini و همکاران، ۲۰۱۷). یک منطقه ی بافر در اطراف هر منشاء گسل، جایی که احتمال توسعه سایر گسلها بعید است، رسم شده است که طول و نرخ لغزش منشاء گسل را محاسبه می کند. این منطقه ی بافر برای کاهش یا اصلاح نرخ های لرزه خیزی توزیع شده ی مورد انتظار بر اساس موقعیت یک نقطه لرزه خیزی توزیع شده با توجه به منطقه ی بافر مفید است (جزئیات بیشتر در متن).

### ۵- محدوده‌ی اجتناب از گسل<sup>۱</sup>

منطقه‌ی عدم قطعیت گسل<sup>۲</sup> باید تا حدودی از بهترین محل تخمین گسیختگی گسل فاصله داشته باشد. از آنجا که میزان عدم قطعیت از خط گسلی به خط گسل دیگر متفاوت است، تخمین زده می‌شود که منطقه تغییر شکل در فرادیواره می‌تواند دو برابر پهنای بلوک فرادیواره باشد (Langridge و همکاران 2006). بنابراین، پهنای عدم قطعیت بافر اجتناب از گسل برای بلوک فرادیواره نسبت به فرادیواره دو برابر فرض شده است. شکل ۱۰ یک مثال کلی از رابطه بین موقعیت ویژگی‌های گسل ترسیم شده و متعاقباً تعریف و معیارها و ابزار شناسایی محدوده‌های اجتناب از گسل را نشان می‌دهد.

### ۶- پارامترهای هندسی

به‌طور کلی ارزیابی پهنای عقب‌نشینی گسل بر اساس رابطه‌ی Batatian (2002) محاسبه می‌شود که این رابطه‌ها با توجه به رابطه متغیرهای اهمیت سازه، میزان جابه‌جایی عمودی در هر زمین لرزه و شیب گسل و بیشترین ژرفای شمع هر ساختمان که در زمین فرو می‌رود به دست آمده است (شکل ۱۱).

که در آن:

U فاکتور بحرانی و نمایانگر میزان حساسیت سازه (مطابق جداول

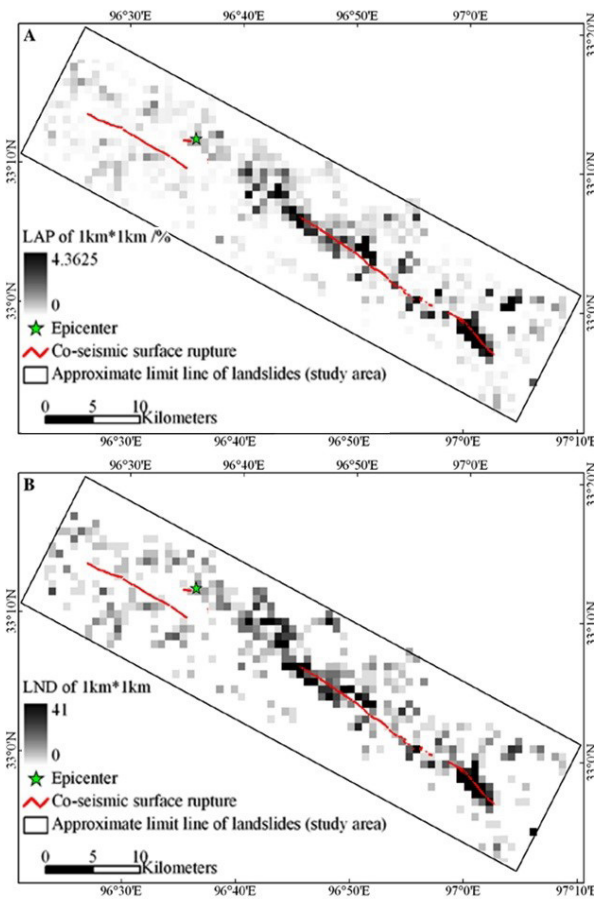
موجود)، D میزان جابه‌جایی قائم گسل بر پایه جابه‌جایی در هر

فرادیواره  $S=U(2D)$

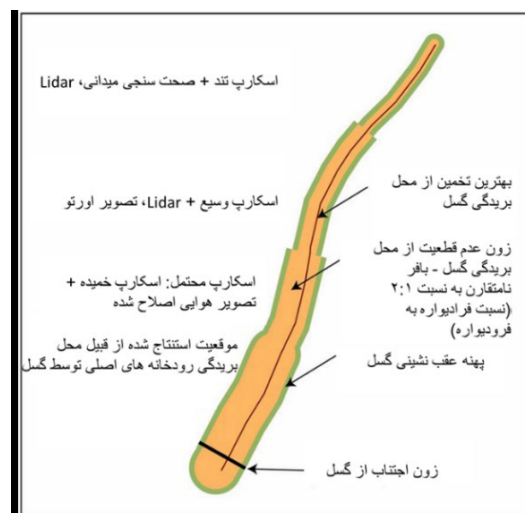
فرادیواره  $S=U(2D+F \cdot \tan^{-1} \theta)$

زون عقب‌نشینی (حريم گسل)  $S=U(2D+F \cdot \tan^{-1} \theta)$

زمین لرزه برای گسل‌های شیب لغز اندازه، F بیشترین ژرفای پی یا شمع هر ساختمان که در زمین فرو می‌رود و  $\tan^{-1} \theta$  شیب گسل است.

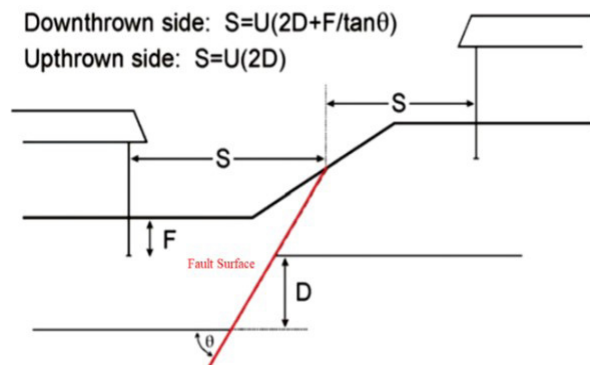
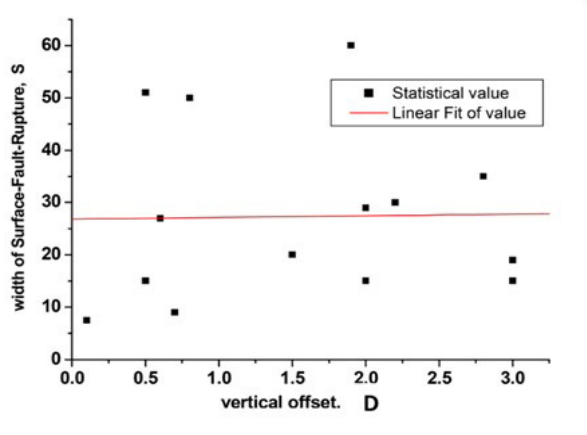


شکل ۹. نقشه‌های چگالی LAP (a) و LND (b) برای شمال چین (Xu, ۲۰۱۴).

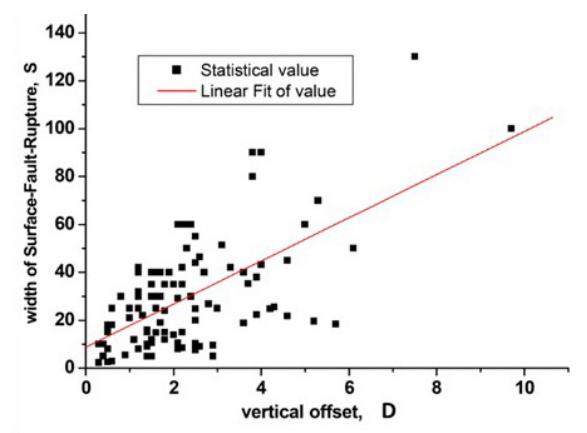


شکل ۱۰. مثال کلی از یک زون اجتناب از گسل (اقتباس از Langridge و همکاران ۲۰۰۶). زون شامل یک محل سطح بریدگی (Rupture)، عدم قطعیت و جبهه‌ی اجتناب از گسل است. این مدل برای یک گسل معکوس با شیب باختری با یک نسبت زونی نامتقارن ۲:۱ در دوطرف سطح بریدگی است.

1. Fault Avoidance Zone
2. Fault Uncertainty Zone



شکل ۱۱. پارامترهای قابل محاسبه برای ارزیابی حریم گسلش سطحی در رابطه‌ی (Batatian, 2002).



شکل ۱۳. رابطه‌ی جابجایی عمودی و عرض صفحه‌ی گسل (ZHANG و همکاران ۲۰۱۲) برای یک نمونه‌ی آماری از گسیختگی‌های مرتبط با زمین لرزه‌های رخدادده در مناطق مختلف چین. (بالا) گسل‌های کم‌عرض، (پایین) گسل‌های عریض با جابجایی عمودی بالا

بعنوان مثال بر این اساس، متغیر حریم گسل برای فرو دیواره‌ی گسل پیشوا برابر  $13.76U$  محاسبه شده است (مجیدی، ۱۳۸۸).

وجود ساخت و ساز و هرگونه تأسیسات در محدوده‌ی اجتناب از گسل در زمان رخداد می‌تواند به شدت با ریسک بالایی همراه باشد (شکل ۱۲). Zhang و همکاران ۲۰۱۲ بصورت تجربی و بر اساس اندازه‌گیری پارامترهای رابطه‌ی  $S$  نشان دادند که معمولاً برای جابجایی‌های عمودی کم در صفحه‌ی گسل‌های با عرض کم، یک رابطه‌ی خطی با شیب حدود صفر دارای عرض از مبدا برقرار است در حالی که برای جابجایی‌های عمودی زیاد در صفحه‌ی گسل‌های عریض، یک رابطه‌ی خطی شیب‌دار و دارای عرض از مبدا برقرار می‌باشد (شکل ۱۳).



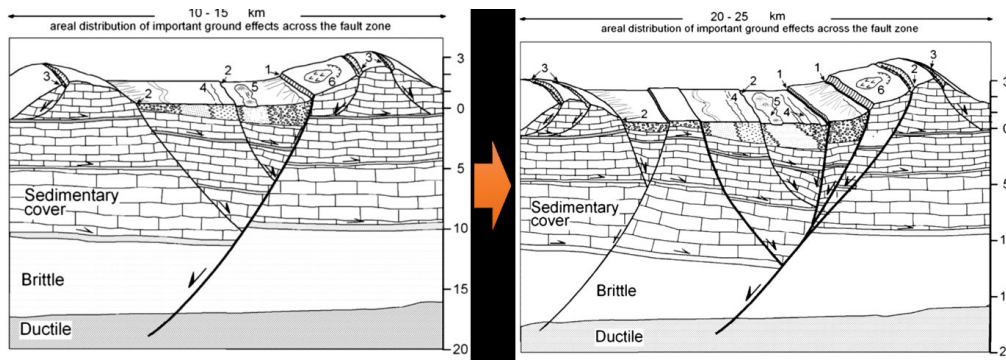
شکل ۱۲. اسکارپ گسلی و پیامد ساخت و ساز در محدوده‌ی اجتناب. اسکارپ گسل معکوس در نتیجه زلزله چی-چی در سال ۱۹۹۹ تایوان که ناحیه گسیختگی گسل در قسمت میانی تا قسمت پایین اسکارپ اتفاق افتاده است. به کج شدن و تخریب ساختمان‌های موجود در بلوک بالادست (فرا دیواره) گسل توجه کنید.

همچنین بر پایه‌ی تجربیات به‌دست آمده از اندازه‌گیری حریم بیش از ده گسل زمین لرزه‌ها در خاور ایران رابطه تجربی زیر به‌دست آمده است:

که در آن حریم گسل در فرودیواره، مقدار جابه‌جایی قطعه گسل، طول بخش فعال گسل، زاویه شیب صفحه گسل، زاویه نشیب توپوگرافی، زاویه ریک بردار لغزشی بر روی گسل و ضریب واحدهای سنگی برش خورده در پهنه‌ی گسل (۱ برای سنگ‌های سخت،  $1/75$  برای سنگ‌های سست،  $2/5$  برای رسوبات سخت نشده) است.

$$FZ = \left[ D \times \frac{L \times \tan \theta}{\sin \delta} \right] \sqrt{\cos R} \times Q$$

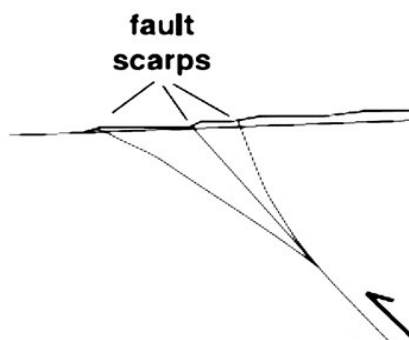




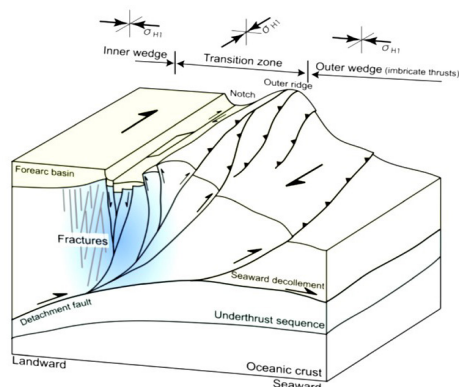
شکل ۱۴. تغییر هندسه ی گسل و افشانه شدن با عبور از پی سنگ به سمت رسوبات سست فوقانی (اقتباس از Blumetti و همکاران، ۲۰۱۳). زون های گسلی ممکن است به خودی خود و صرفاً به دلیل عملکرد افشانه های گسلی عریض شوند.

یافته است چراکه در قسمت های شمالی اثر خطوط گسلی با وضوح کم قابل شناسایی است ولی به طرف جنوب اثر این خطوط شارپ تر می شود و به نظر می رسد که فعالیت های اولیه در گسل های موازی با گسل دشت بیاض، در منطقه گناباد رخ داده است (شکل ۱۷).

که در آن FZ حريم گسل در فرودپواره،  $D$  مقدار جابه جایی قطعه گسل،  $L$  طول بخش فعال گسل،  $\theta$  زاویه شیب صفحه گسل،  $\delta$  زاویه نشیب توپوگرافی،  $R$  زاویه ریک بردار لغزشی بر روی گسل و  $Q$  ضریب واحدهای سنگی برش خورده در پهنه ی گسل (۱ برای سنگ های سخت، ۷۵/۱ برای سنگ های سست، ۵/۲ برای رسوبات سخت نشده) است.



شکل ۱۵. تکرار اسکارپ های گسلی در نتیجه ی افشانه شدن گسل ها

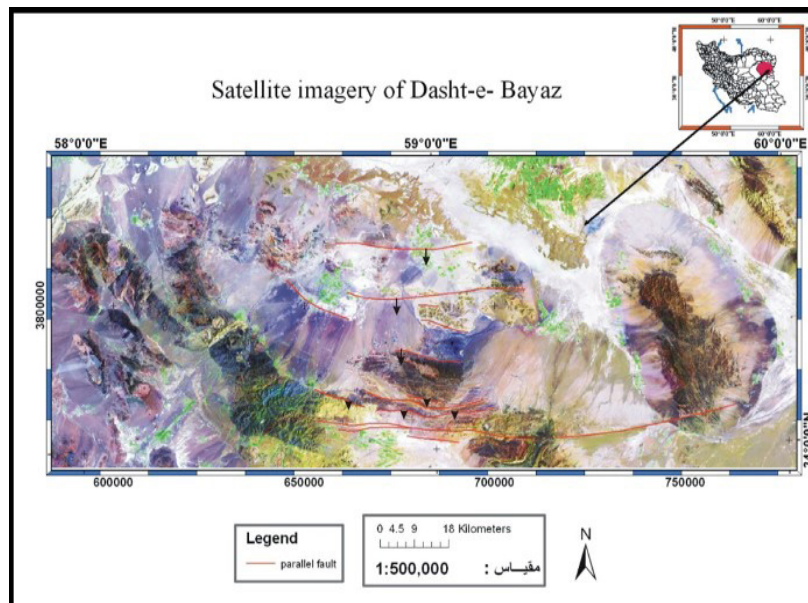


شکل ۱۶. تصویر شماتیک از رشد افشانه ها در رژیم های فشارشی و ایجاد گوه های افزایشی (اقتباس از Tsuji و همکاران، ۲۰۱۴). منطقه آبی نشانگر زون شکستگی به خوبی توسعه یافته است.

## ۷- افشانه شدن گسل

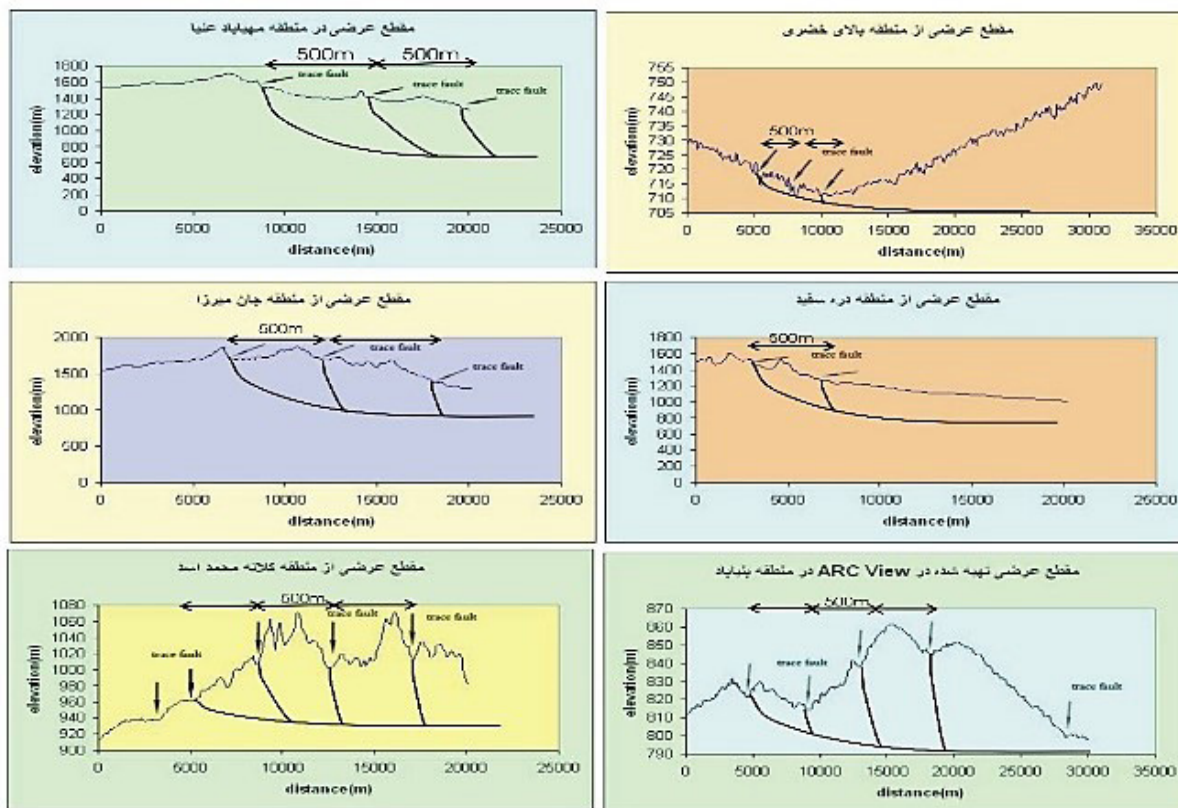
زمانی که گسل ها از پی سنگ به سمت سطح زمین گسترش می یابند، به دلایل اختلاف جنس لایه های پوشش آبرفتی با سنگ های و لایه های زیرین و در نتیجه بخش شدگی تنش در لایه های کم مقاوم، یکپارچگی سطح گسل تضعیف و انرژی در سطوح مختلف تفکیک می شود. عرض و پهنای این تفکیک بستگی به شدت شکستگی و بزرگی گسل پی سنگی و پارامترهای لغزشی از یکسو و اختلاف مقاومت دو لایه ی مجاور از سویی دیگر دارد. شکل ۱۴ نشان دهنده ی مراحل افشانه شدن گسل ها با عبور گسل اصلی از پی سنگ به سمت لایه های رسوبی فوقانی و تکوین زون گسلی در ارتباط با رشد افشانه های گسلی است. افشانه ها ممکن است در سطح زمین به صورت پرتگاه های گسلی دیده شوند که ممکن است با پدیده ی مهاجرت پرتگاه ها اشتباه گرفته شوند (شکل ۱۵).

در مناطق با رژیم تکتونیک فشارشی و پیوسته مانند صفحه های فرورونده ی اقیانوسی، تداوم فشار و برخواستگی منجر به ایجاد پشته های برخواستگی می شود که شامل دو الگوی تراستی در سمت فشارش و الگوی نرمال در مناطق دورتر (به سمت خشکی) خواهد بود (شکل ۱۶). برخی مواقع مهاجرت گسل ها نشان دهنده ی فعالیت اولیه ی گسل است. به عنوان مثال، در بررسی تصاویر ماهواره ای، مطالعه خطوط گسلی در مرز بین تپه های شمالی خضری نشان می دهد که این گسل طی فرایندهای متعدد حرکتی، به موقعیت کنونی پهنه گسلی تغییر مکان



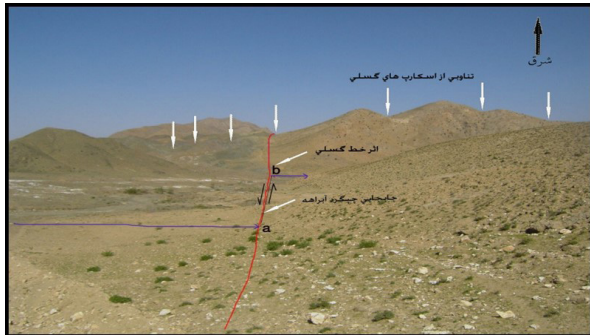
شکل ۱۷. مهاجرت عرضی گسل دشت بیاض

بر اساس مقاطع تهیه شده در شش ایستگاه، به طور میانگین مهاجرتی در حدود ۵۰۰ m قابل تشخیص می‌باشد که در این حالت، گسل به سمت جنوب خود مهاجرت کرده و جدیدترین سطح خود را در منطقه دشت بیاض ظاهر نموده است (شکل ۱۸).



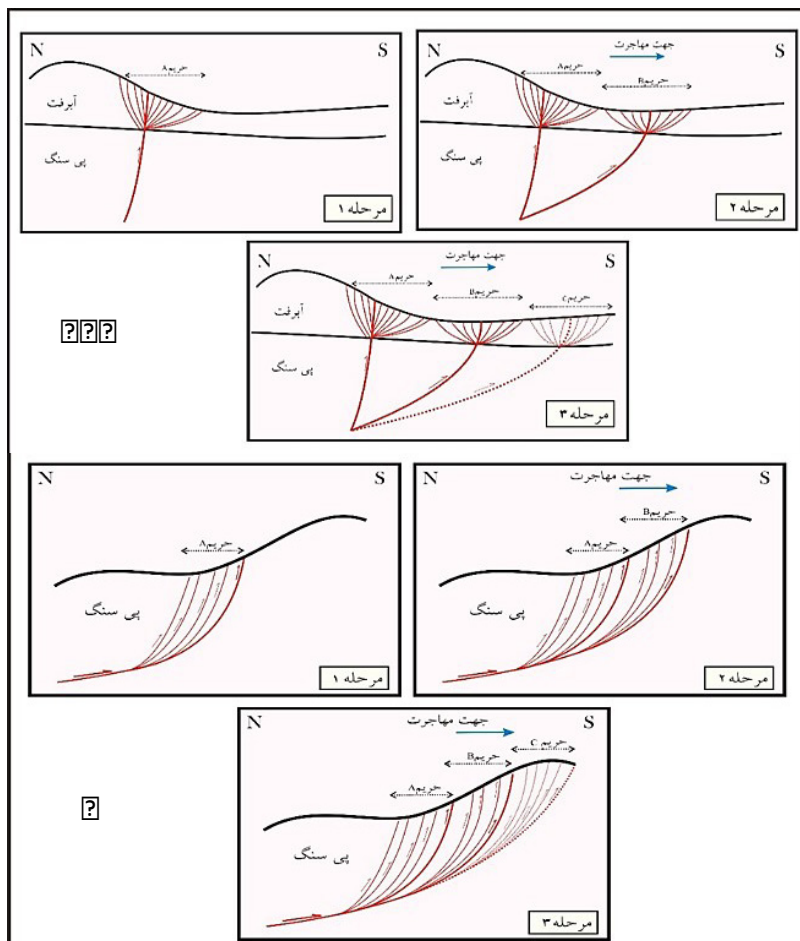
شکل ۱۸. مقاطع تهیه شده از مهاجرت گسل دشت بیاض

این منطقه در زمین لرزه ۱۹۶۸ به مقدار ۳٫۷ متر اندازه گیری شده است، انتظار می رود که حداقل ۱۲۷ زمین لرزه با ویژگی زمین لرزه ۱۹۶۸ در اثر فعالیت گسل دشت بیاض رخ داده باشد.

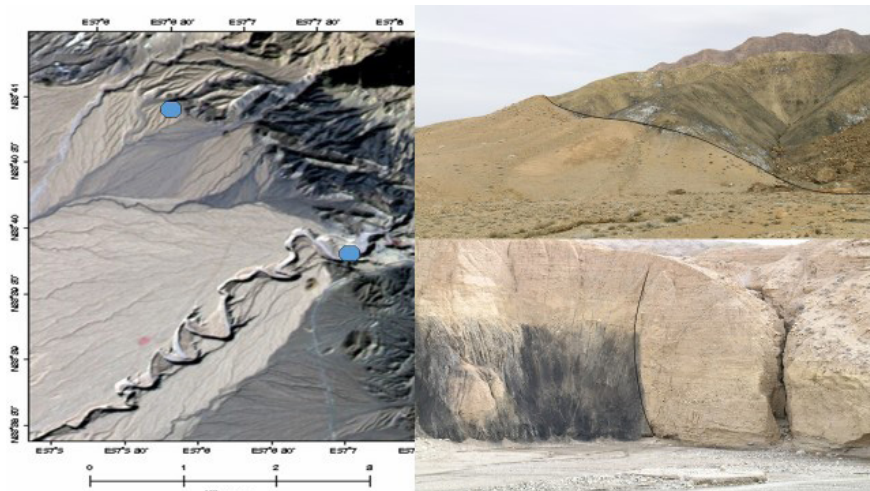


شکل ۱۹. جابه جایی چپگرد رودخانه به میزان ۴۷۰ متر در منطقه خیدبس در مسیر گسل دشت بیاض  
 بنابراین الگوی مهاجرت گسلی گسل دشت بیاض را می توان در دو گروه تعریف نمود: الگوی مهاجرت گسل در دشت و الگوی مهاجرت گسل در کوهستان (شکل ۲۰).

مهاجرت طولی در گسل دشت بیاض را با ایجاد ۱۴۰ km شکستگی در طی دو زمین لرزه ۱۹۶۸ و ۱۹۷۹ می توان به وضوح مشاهده نمود، چراکه در طی زمین لرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض، ۸۰ km شکستگی تا روستای کولی رخنمون پیدا کرده است، سپس آزاد شدن انرژی متمرکز شده در دو انتهای گسل باعث فعالیت مجدد گسل فردوس در قسمت غربی و گسترش طولی با ۶۰ km گسیختگی در زمین لرزه ۱۹۷۹ کولی - بنیاباد (مهاجرت طولی) در قسمت شرقی شده است. این مسئله با الگوی طراحی شده توسط نرم افزار کولمب مطابقت دارد، به طوری که بر اساس الگوی تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین لرزه سال ۱۹۹۷ زیر کوه بر روی گسل های فعال منطقه، قسمت خاوری دشت بیاض به طور محدود در زبانه خیز تنش قرار دارد و امکان گسیختن سطوح گسلی فعال و ایجاد زمین لرزه های آتی در آنجا وجود دارد. یکی از شواهد مورفوتکتونیک مشاهده شده در مسیر گسل دشت بیاض، وجود جابه جایی چپگرد رودخانه به میزان ۴۷۰ متر در منطقه خیدبس است (شکل ۱۹).  
 از آنجا که بیشترین مقدار جابه جایی گسل دشت بیاض در



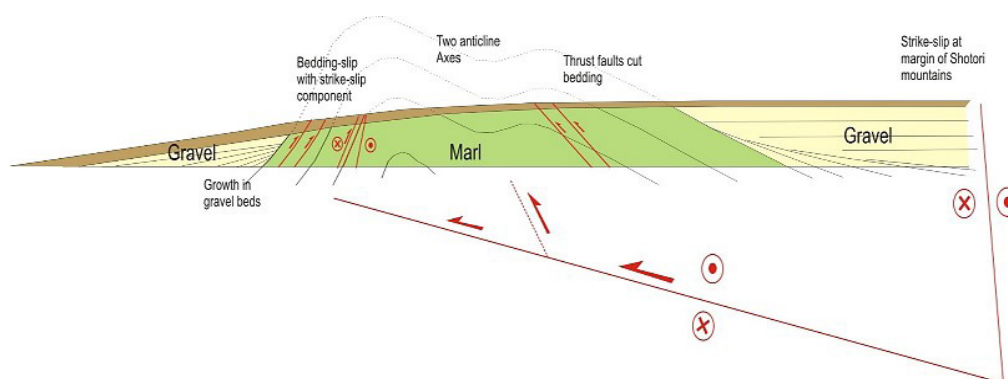
شکل ۲۰. الگوی مهاجرت گسلی گسل دشت بیاض در الف) دشت و ب) کوهستان



شکل ۲۱. جابجایی چپگرد رودخانه ی سردر، طبس

دهنده ی چگونگی گسترش گسل ها و بریدن لایه های مارن و گراولی است (شکل ۲۲).

مشابه این مطالعه، در رودخانه ی سردر منطقه ی طبس نیز به صورت جابه جایی چپگرد مشاهده می شود (شکل ۲۱).  
یک مطالعه ی ساختاری از مقطع عرضی در این ناحیه نشان

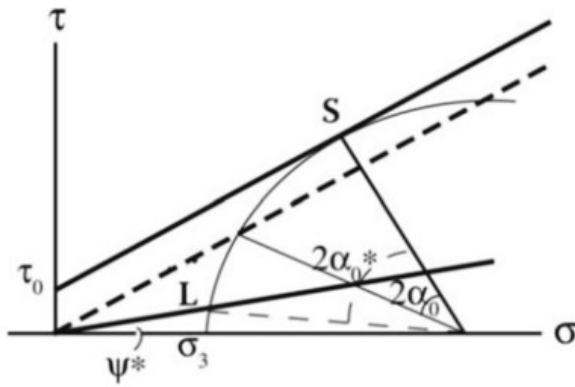


شکل ۲۲. مدل شماتیک ساختاری از برش عرضی منطقه ی سردر، طبس

همان طور که در شکل ۱۷ نشان داده شده است، وقتی که گسل قدیمی (اولیه) در میدان تنش، جهت گیری نامناسب داشته باشد، تفاوت تنش ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) باید افزایش یابد تا گسل اولیه فعال شود. در یک نقطه بحرانی، که در شکل ۱۷ نشان داده شده است، یک گسل جدید در زاویه ی بهینه برای گسلش در میدان تنش جدید با یک زاویه ی  $\alpha_0$  نسبت به گسل اولیه تشکیل می شود. گسل ثانویه جدیدی که از این طریق شکل گرفت توسط Scholz و همکاران (۲۰۱۰)، «گسل افشانه مرتبه اول» نامیده شد. زیرا بر خلاف گسل هایی توسط تمرکز تنش در انتها یا سایر بی نظمی های گسل اولیه ایجاد می شوند، این گسل ها در میدان تنش منطقه ای رشد می کنند و لذا از نظر طول و یا نرخ لغزش، مشابه گسل اصلی هستند. بنابراین، این گسل ها هر چند ثانویه هستند اما

نسبت به گسل اولیه زیر مرتبه نیستند (Scholz, 2011). با توجه به شکل ۲۳، دو تیپ از ناسازگاری H و L در گسل اولیه می تواند رخ دهد که به تنش های بالا یا پایین تنش نرمال اشاره دارد. افشانه های مرتبط با هر یک نیز به نام های افشانه های H و L (H-splays و L-splays) خوانده می شوند. در شکل ۲۴ چهار احتمال برای گسل های شیب لغز نشان داده شده است: افشانه های H و L برای هر دو گسل معکوس و نرمال، به ترتیب، در بخش عمودی نشان دهنده ی جهت گیری حداکثر تنش اصلی  $\sigma_1$  است. در مورد گسل های امتداد لغز، Scholz و همکاران (۲۰۱۰) نشان دادند که تقارن افشانه های L و H با توجه به گسل سان آندریاس مستلزم آن است که زاویه اصطکاک  $\Psi$  مشابه با لغزش بر روی گسل اولیه و شکل گیری گسل های افشانه همان گونه

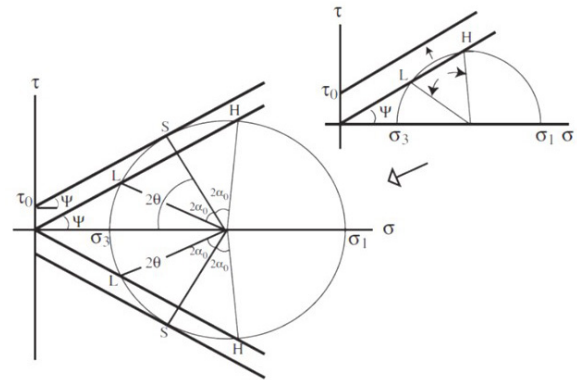
این وضعیت برای گسل‌های شیب لغز در توالی‌های رسوبی پیچیده‌تر است. در این حالت، مقاومت احتمالاً ناهمسانگرد است و مقاومت کمتری در سطح لایه‌بندی نسبت به سطوح متقاطع وجود دارد. به‌طور خاص، گسل‌های شیب لغز غالباً توسط لایه‌هایی با مقاومت اصطکاک کمتر هدایت می‌شوند (دکولمنت). گسل جدایشی دکولمنت ممکن است در ویژگی‌های ساختاری مانند پهنه‌های مرزی منطقه فرورانش شکل بگیرد. این مورد در شکل ۲۵ نشان داده شده است که در آن مقاومت اصطکاک کمتری به گسل اولیه نسبت به گسل افشانه احتمالی حاکم است. مورد نشان داده شده یکی از مواردی است که در آن لغزش گسل اصلی با زاویه اصطکاک کمتری ( $\Psi^*$ ) در موقعیت L می‌باشد که در آن یک افشانه روی یک گسل با زاویه اصطکاک بالاتر ( $\Psi$ ) با یک زاویه  $\alpha_0^*$  تشکیل می‌شود.



شکل ۲۵. مشابه با شکل ۱۷، فقط لغزش گسل اصلی در زاویه اصطکاک کمتر  $\Psi^*$  نسبت به گسل افشانه است. برای موردی که زاویه اصطکاک یکسان باشد (خط چین)، زاویه بین گسل اولیه و افشانه  $\alpha_0^*$  بیشتر از  $\alpha_0$  است (Scholz و همکاران، ۲۰۱۱).

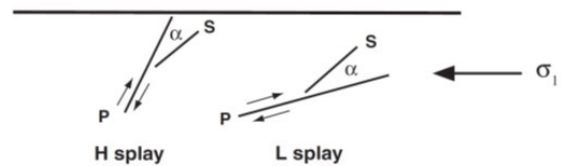
در چنین شرایطی که زاویه اصطکاک داخلی کم باشد، همگام با لغزش در گسل اولیه، ممکن است گسل‌های افشانه با توجه به نرخ لغزش گسل اولیه در بازه‌های زمانی مختلف پدیدار گردند و مسبب زمین لرزه‌های کم عمق و خسارت‌های زیاد شوند. این سازوکار ممکن است توجیحی باشد برای مهاجرت زمین لرزه‌ها در ارتباط با شکل‌گیری افشانه‌های گسل اصلی. شواهد مربوط به چنین فعالیتی در گسل Chelengpu در غرب تایوان دیده شده است که در زلزله M 7.6 چی-چی تایوان در سال ۱۹۹۹ گسیختگی داشته است (شکل ۲۶). این گسل یک افشانه با شیب ۲۰ درجه به سمت خاور است و به دکولمنت Changa متصل می‌شود که لغزش بدون لرزه دارد (Si-moes و همکاران ۲۰۰۷).

که در شکل ۲۵ نشان داده شده است. آنها همچنین نشان دادند که برای یک محدوده مناسب از مقاومت سنگ (چسبندگی)، زاویه  $\alpha_0$  بین افشانه و گسل اولیه باید در دامنه‌ی ۱۲-۲۲ درجه باشد.

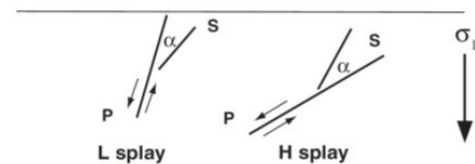


شکل ۲۳. نمودار مور با دو معیار شکست (Scholz و همکاران، ۲۰۱۰): یک معیار اصطکاک برای لغزش روی یک گسل از قبل موجود؛ و یک معیار کولمب برای تشکیل یک گسل جدید در یک سنگ ایزوتروپی دست نخورده. محورهای شامل محور تنش برشی  $T$  و تنش موثر نرمال  $\sigma$  هستند. زاویه اصطکاک برابر  $\Psi = \tan^{-1} \mu$  است و  $\tau_0$  چسبندگی می‌باشد. شکل کوچک در بالا سمت راست نشان می‌دهد که چگونه اختلاف تنش ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) برای لغزش با چرخش گسل اولیه (با توجه به محورهای تنش) افزایش می‌یابد. شکل اصلی شرط تشکیل یک گسل افشانه (S) را در یک جهت گیری بهینه‌ی  $\theta$  نشان می‌دهد. گسل افشانه در یک زاویه  $\alpha_0$  از گسل اولیه به گونه‌ای قرار دارد که دارای جهت گیری L یا H، به ترتیب برای تنش نرمال کم و زیاد است.

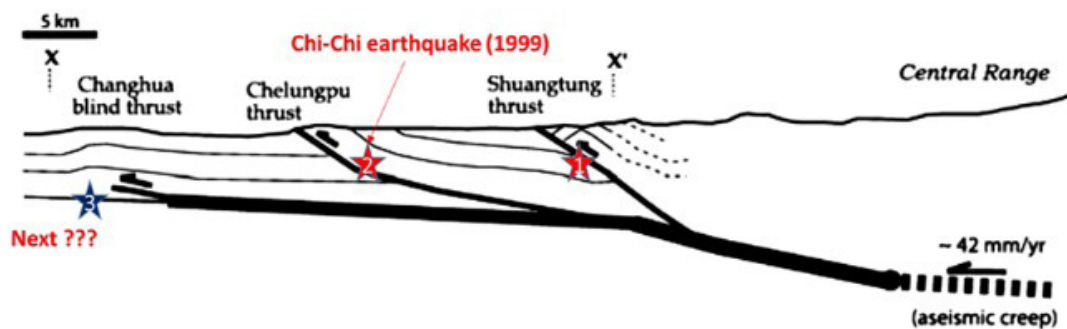
(a) thrust fault case (vertical section)



(b) normal fault case (vertical section)



شکل ۲۴. مقطع عمودی نشان دهنده‌ی پیکربندی گسل‌های اولیه (P) و افشانه‌ها (S) (Scholz و همکاران، ۲۰۱۱). (a) گسل‌های معکوس (b) گسل‌های نرمال



شکل ۲۶. ارتباط مهاجرت زمین لرزه‌ها با پیدایش افشانه‌های گسل در مقطع گسل Chelungpu تایوان که در زلزله ۷.۶ چی-چی در سال ۱۹۹۹ گسیخته شد و مرتبط با دکولمنت Changhua است (اقتباس از Simoes و همکاران ۲۰۰۷؛ Scholz و همکاران، ۲۰۱۱).

### بحث و نتیجه گیری

زلزله از هر گسل است، بنابراین شعاع بزرگترین رخداد‌های لرزه‌ای پیرامون گسل‌های فعال از جمله موارد تعیین حریم گسل به‌شمار خواهد آمد. دو شاخص درصد محدوده‌ی لنداسلایدها (LAP) و چگالی تعداد لنداسلایدها (LND) نیز به دلیل انطباق بسیار مثبت با زاویه نشیب توپوگرافی و انطباق منفی با فاصله از سطح گسیختگی و نیز فاصله از حوزه‌ی رودخانه‌ها دو ابزار مفید در تقریب حریم گسل هستند زیرا تحلیل‌های آماری دومتغیره نشان داد که فاکتورهای تأثیر لنداسلایدهای ایجاد شده توسط زمین لرزه‌ها به ترتیب اهمیت شامل فاصله از سطح گسیختگی، زاویه‌ی نشیب، فاصله از آبراهه‌ها، لیتولوژی و PGA (بیشینه شتاب حرکات زمین) هستند. همچنین از آنجا که میزان عدم قطعیت از خط گسلی به خط گسل دیگر متفاوت است، به‌صورت تجربی منطقه‌ی تغییر شکل در فرادیواره دو برابر پهنای تغییر شکل در بلوک فرودیواره در نظر گرفته می‌شود. میزان جابه‌جایی قائم گسل بر پایه جابه‌جایی در هر زمین لرزه برای گسل‌های شیب لغز و شیب گسل با توجه ارزیابی پهنه‌ی عقب نشینی گسل نیز دیگر پارامترهای مهم در تعیین حریم گسل هاست. افشانه‌های گسلی در میدان تنش منطقه‌ای رشد می‌کنند و بنابراین طول و یا نرخ لغزشی مشابه با گسل اصلی دارند. از آنجا که مهاجرت زمین لرزه‌ها می‌تواند در ارتباط با گسترش افشانه‌ها باشد، محدوده‌ی افشانه‌های مرتبه اول (که توضیح آن داده شد) بایستی به‌عنوان یکی از محدوده‌های مهم حریم گسل مورد توجه قرار گیرد. هرچند این وضعیت برای گسل‌های شیب لغز واقع در توالی‌های رسوبی پیچیده است و همگام با لغزش در گسل اولیه، ممکن است گسل‌های

گسل‌های فعال با توانایی ایجاد تکانه‌های شدید لرزه‌ای و پدیداری گسیختگی‌های سطحی، دارای پتانسیل برای حرکت‌های آینده و تحمیل خسارت می‌باشند. پرتگاه‌های مرتبط با این گسل‌ها ممکن است به‌صورت تکراری به موازات یکدیگر قرار داشته باشند که در عکس‌های هوایی این موضوع به‌خوبی دیده می‌شود. در مطالعات اولیه، بیشترین فاصله و محدوده‌ی بین اولین و آخرین پرتگاه (اعم از آشکار یا پنهان به‌صورت تپه) را زون گسلی در نظر می‌گیرند. هندسه‌ی چین‌های مرتبط با گسترش گسل‌های تراستی پنهان از نظر مورفولوژیکی به صورت نامتقارن در دو طرف سطح گسیختگی به گونه‌ای است که یال واقع در بلوک فرادیواره با شیب کمتر دارای توسعه بیشتری نسبت به یال مقابل خود دارد. بیشتر جابه‌جایی و تغییر شکل‌ها در هسته‌ی گسل جای گرفته است. بنابراین در کنار تشخیص عوارض ژئومورفولوژیکی، شناخت محدوده‌های ساختاری پیرامون هسته گسل در تعیین دقیق‌تر حریم گسل مهم است. این محدوده‌ها به ترتیب از سمت صفحه گسل به سمت خارج آن شامل محدوده‌ی ضخامت هسته‌ی گسل (که ممکن است چندین صفحه‌ی گسلی مجاور یکدیگر را دربرگیرد)، زون آسیب و محدوده‌ی سنگ بکر میزبان است. محدوده‌ی سنگ بکر میزبان خود شامل سه زیر محدوده‌ی بدون شکستگی‌های متقاطع، زیر محدوده‌ی بدون شکستگی‌های متقاطع تا شعاع  $2r$  و زیر محدوده‌ی بدون شکستگی‌های متقاطع تا شعاع  $2r$  می‌باشد. از آنجا که تکامل طولانی مدت یک سیستم گسلی، نتیجه‌ی اثرات تجمعی پیشرونده تاریخ لغزشی یعنی وقوع

فعال، درصد محدوده‌ی لنداسلایدها (LAP)، چگالی تعداد لنداسلایدها (LND)، پهنای منطقه‌ی تغییر شکل در فرادیواره و فرودیواره، میزان جابه‌جایی قائم گسل، شیب گسل و محدوده‌ی افشانه‌های مرتبه اول ارزیابی شود. مطالعات انجام شده در خاور کشور نشان می‌دهند حریم گسل به‌عنوان تابعی از مقدار جابه‌جایی قطعه گسل، طول بخش فعال گسل، زاویه شیب صفحه گسل، زاویه نشیب توپوگرافی، زاویه ریک بردار لغزشی بر روی گسل و ضریب واحدهای سنگی برش خورده در پهنه‌ی گسلی است.

افشانه در بازه‌های زمانی مختلف پدیدار شوند و مسبب زمین لرزه‌های کم عمق و خسارت‌های زیاد شوند. بنابراین با جمع‌بندی دیدگاه‌های گوناگون که هریک به نوعی حریم گسل را مشخص می‌کنند پیشنهاد می‌شود که تعیین حریم گسل با توجه به بیشترین فاصله‌ی پرتگاه‌های گسلی (اعم از آشکار یا پنهان به‌صورت تپه)، پهنای محدوده‌ی ضخامت هسته‌ی گسل (که ممکن است چندین صفحه‌ی گسلی مجاور یکدیگر را دربرگیرد)، پهنای زون آسیب، شعاع بزرگترین رخدادهای لرزه‌ای پیرامون گسل‌های



## References

- Barrell, D. J. A., Andersen, B. G., & Denton, G. H. (2011). Glacial geomorphology of the central South Island, New Zealand. GNS Science, New Zealand.
- Bastesen, E., Braathen, A., & Skar, T. (2013). Comparison of scaling relationships of extensional fault cores in tight carbonate and porous sandstone reservoirs. *Petroleum Geoscience*, 19(4), 385-398.
- Batatian, D., 2002- Salt Lake County Geologist, Minimum Standards for Surface Fault Rupture Hazard Studies, CHAPTER 19.75. Online: <https://library.municode.com>
- Blumetti, A. M., Guerrieri, L., & Vittori, E. (2013). The primary role of the Paganica-San Demetrio fault system in the seismic landscape of the Middle Aterno Valley basin (Central Apennines). *Quaternary International*, 288, 183-194.
- Braathen, A., Tveranger, J., Fossen, H., Skar, T., Cardozo, N., Semshaug, S. E., ... & Sverdrup, E. (2009). Fault facies and its application to sandstone reservoirs. *AAPG bulletin*, 93(7), 891-917.
- Caine, J. S., Evans, J. P., & Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24(11), 1025-1028.
- Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J. J., Bonson, C. G., Nicol, A., & Schöpfer, M. P. (2009). A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology*, 31(2), 117-127.
- Davis, K., Burbank, D. W., Fisher, D., Wallace, S., & Nobes, D. (2005). Thrust-fault growth and segment linkage in the active Ostler fault zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 27(8), 1528-1546.
- Fälth, B., Hökmark, H., & Munier, R. (2010). Effects of Large Earthquakes on a KBS-3 Repository: Evaluation of Modelling Results and Their Implications for Layout and Design. *Svensk kärnbränslehantering (SKB)*.
- Fredman, N., Tveranger, J., Semshaug, S., Braathen, A., & Sverdrup, E. (2007). Sensitivity of fluid flow to fault core architecture and petrophysical properties of fault rocks in siliciclastic reservoirs: a synthetic fault model study. *Petroleum Geoscience*, 13(4), 305-320.
- Johannessen, M. U. (2017). Fault core and its geo-statistical analysis: Insight into the fault core thickness and fault displacement (Master's thesis, The University of Bergen).
- Kostrov, V. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, 1, 23-44.
- Langridge, R., Ries, W. (2017) Active Fault Mapping and Fault Avoidance Zones for Central Hawkes Bay District: 2013 Update (ang.). GNS Science Consultancy Report, 2014. [dostep 2017-08-14].
- Langridge, R., Villamor, P., & Basili, R. (2006). Earthquake Fault Trace Survey: Central Hawke's Bay District. GNS Science Consultancy Report 2006/98.
- Scholz, C. H. (2011). First-order splay faults: dip-slip examples. *Geological Society, London, Special Publications*, 359(1), 313-318.
- Scholz, C. H., Ando, R., & Shaw, B. E. (2010). The mechanics of first order splay faulting: The strike-slip case. *Journal of Structural Geology*, 32(1), 118-126.
- Schultz, R. A., & Fossen, H. (2008). Terminology for structural discontinuities. *AAPG bulletin*, 92(7), 853-867.
- Seyitoğlu, G., Esat, K., & Kaypak, B. (2017). The neotectonics of southeast Turkey, northern Syria, and Iraq: the internal structure of the Southeast Anatolian Wedge and its relationship with recent earthquakes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26(2), 105-126.
- Simoes, M., Avouac, J. P., & Chen, Y. G. (2007). Slip rates on the Chelungpu and Chushiang thrust faults inferred from a deformed strath terrace along the Dungen-puna river, west central Taiwan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3).
- Torabi, A., & Berg, S. S. (2011). Scaling of fault attributes: A review. *Marine and Petroleum Geology*, 28(8), 1444-1460.
- Tsuji, T., Ashi, J., & Ikeda, Y. (2014). Strike-slip motion of a mega-splay fault system in the Nankai oblique subduction zone. *Earth, Planets and Space*, 66(1), 120.
- Valentini, A., Visini, F., & Pace, B. (2017). Integrating faults and past earthquakes into a probabilistic seismic hazard model for peninsular Italy. *Natural Hazards Earth System Sciences*.
- Wibberley, C. A., Yielding, G., & Di Toro, G. (2008). Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 299(1), 5-33.
- Xu, C., & Xu, X. (2014). Statistical analysis of landslides caused by the Mw 6.9 Yushu, China, earthquake of April 14, 2010. *Natural Hazards*, 72(2), 871-893.
- Zhang, J. Y., Bo, J. S., Xu, G. D., & Huang, J. Y. (2012). Buildings Setbacks Research from Surface-Fault-Rupture Statistical Analysis. *Applied Mechanics and Materials*, 204, 2410-2418.



## **Structural Concept of Active Faults Territory with an Approach to Global Studies**

**Mohammad Mahdi Khatib<sup>1</sup>, Pouya Sadeghi-Farshbaf<sup>2\*</sup>**

1. Professor of Geology Department, University of Birjand, Birjand, Iran

2. Postdoc Researcher of Geology Department, University of Birjand, Birjand, Iran



### **Abstract:**

Active faults as seismic faults, cause a great deal of damage each year through the creation of seismic impulses and surface ruptures in different parts of the world. These faults, due to the persistence of tectonic stresses, have a significant potential for re-motions, which subsequently cause more casualties. Therefore, understanding these faults the concepts associated with them is very useful in the strategic planning of a country. One of the most important of these concepts is fault territory. The most important causes of earthquake damage are construction within the fault territory. To understand this concept, other concepts such as fault scarp, fault migration, blind fault, fault system evolution, density maps, avoidance zones, geometrical parameters, and fault splay are to be considered. In this study, with an overview of these concepts as well as studies conducted in the east of Iran including the 470 m left-lateral displacement along the Dasht-e Bayaz fault, we attempt to provide a clearer concept of fault territory that includes these definitions.

**Keywords:** Active Fault, Fault Territory, Avoidance Zones, Geometrical Parameters.

---

\* pouya.sadeghi@rocketmail.com.