

مدل سازی آزمایشگاهی مهاجرت در سیستم گسلی فعال شکرآب (شمال بیرجند)

مهدی یوسفی^{۱*}، محمد مهدی خطیب^۲ و ابراهیم غلامی^۳

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۴/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۸/۱۵

چکیده

سیستم راندگی شکرآب واقع در شمال شهر بیرجند، دارای پرتگاه‌های متناوب گسلی هم‌راند با گسل اصلی می‌باشد. با توجه به ویژگی‌های ساختاری، سازوکار روندهای گسلی موجود در منطقه، چین‌های وابسته به گسلش و رخداد مهاجرت از سمت شمال به جنوب در گسل شکرآب، مدل سازی برای الگوی هندسی انتشار گسل انجام می‌گیرد که منطبق بر پهنه گسلی شکرآب باشد. در این مدل پرتگاه‌های جدید در فرو دیواره پرتگاه‌های قبلی تشکیل می‌شوند. براساس نتایج مدل سازی انجام گرفته، مهمترین عامل برای ایجاد پرتگاه‌های متناوب، فشارش شمالی-جنوبی در راندگی شکرآب می‌باشد. در هر مرحله با افزایش مقدار کوتاه شدگی، گسل‌های جدید ظاهر می‌شوند؛ به نحوی که اولین راندگی در سمت شمال پهنه شکرآب ایجاد می‌گردد و گسل‌های بعدی با افزایش مقدار کوتاه شدگی به میزان حداکثر ۵۸٪، در سمت جنوبی پهنه و در فرود دیواره گسل‌های قبلی ایجاد می‌شوند. در این مدل سازی، شیب راندگی‌های ایجاد شده در چهار مرحله کوتاه شدگی بین ۶۰-۶۵ درجه متغیر می‌باشد که با شیب واقعی گسل‌های شکرآب به میزان ۷۰ درجه همخوانی تقریبی دارند. با توجه به نتایج آزمایشگاهی مشخص می‌شود که توالی ایجاد راندگی‌ها در هر مرحله مدل سازی با توالی راندگی‌ها در پهنه شکرآب و با مهاجرت شمالی-جنوبی گسل سازگار می‌باشد. با توجه به هندسه راندگی‌ها و پس راندگی، مدل تشکیل ساختارها در این پهنه گسلی مدل سری شکننده پیش بوم^۱ می‌باشد که شاخه‌های راندگی‌ها از یک نقطه منشاء می‌گیرند.

واژه‌های کلیدی: مدل سازی، گسل راندگی، پهنه شکرآب، کوتاه شدگی، مهاجرت گسل.

مقدمه

سطوح گسلی جدید و به هم پیوسته در فرادیاواره یا فرود دیواره گسل اصلی گسترش می‌یابند. از سوی دیگر پدیده فعالیت دوباره قطعات گسل، منجر به ظهور پرتگاه‌های گسلی مرکب یا چندگانه می‌شود. مهاجرت دارای دو مفهوم کلی است: (۱) مهاجرت گسل به مفهوم تولید سطوح گسلی جدید و

مهاجرت گسل پدیده‌ای است که به شناخت دقیق موقعیت قطعات گسلی فعال و غیرفعال در پهنه گسلی کمک می‌کند و همچنین مکان احتمالی گسیختگی زمین در رخداد آتی را مشخص می‌کند. Stewart and Hancock (1990) مهاجرت گسل را پدیده‌ای می‌دانند که طی آن

1. foreland breaking sequence

* نویسنده مرتبط: geomehdisa31@yahoo.com

Pondard et al., (2007) برهم کنش گسلی در حوضه های کشتی دریای مرمره (شمال گسل آناتولی) را مورد مطالعه قرار داده و نتیجه گرفتند سکانس گسیختگی ها از سال ۱۷۱۹ تا ۱۷۶۶ بیانگر مهاجرت گسیختگی ها از قطعه غربی به فروافتادگی کشتی بین دو قطعه و نهایتاً به طرف قطعه شرقی می باشد. اسلامی و خطیب (۱۳۸۵) در بررسی مهاجرت در پهنه گسلی اردکول، سیری را برای تکامل گسل های امتداد لغز از جنینی، جوانی، بلوغ و پیری بیان می کند. اسکندری (۱۳۸۷) در تحلیل مهاجرت گسلی و ارتباط گسل دشت بیاض با گسل های سمپاتیک، مهاجرت شمال-جنوبی را برای گسل دشت بیاض با ترسیم مقاطع عمود بر گسل پیشنهاد می دهد. پس از بررسی و تعیین سوی مهاجرت در سیستم گسلی، مدل سازی آزمایشگاهی این پدیده جهت شناخت و فهم بهتر این عارضه تکتونیکی ضروری به نظر می آید. اهمیت مدل سازی به آن جهت است که رخدادهای زمین شناسی که در مقیاس کلان رخ می دهند را می توان در آزمایشگاه مرحله به مرحله شبیه سازی کرد. تکتونیک تجربی شاخه ای از علم زمین ساخت است که به بررسی ویژگی های هندسی و جنبشی و شرایط تشکیل عناصر ساختاری و ساختمان های پوسته زمین در محیط آزمایشگاه می پردازد. گرچه متغیرهای موجود در طبیعت سنگ کره زمین بی شمارند، لیکن برای فهم نحوه پیدایش ساختارها، جنبش ها، برهم کنش ها و اندرکنش ها اجزاء تشکیل دهنده سنگ کره و سست کره می توان با در نظر گرفتن تعدادی از متغیرها، این فرآیندها را در آزمایشگاه در معرض تجربه گذاشت و شرایط کمی و کیفی ساختارها را تحلیل کرد. مدل سازی فیزیکی از قرن نوزدهم برای بررسی ساختارهای زمین شناسی به کار برده شد تا شناخت کمی و کیفی پیرامون مباحث زمین به دست آید. همچنین بررسی شرایط مرزها، اعم از واگرا یا همگرا، بسته به نیاز آزمایشگر می تواند مورد بررسی قرار گیرد و بنابراین این روش ها فرصت مناسبی را برای بررسی تکامل ساختاری سه بعدی یک مدل خاص پدید می آورند و تصاویر بی در پی از کینماتیک مدل، کمک قابل توجهی به تفسیر نمونه های اصلی در طبیعت خواهد کرد. مدل های فیزیکی در صورتی نمایانگر واقعیت هستند که مقیاس به کار برده شده برای

(۲) مهاجرت گسل با مفهوم گسترش سطح گسلی موجود. این پدیده در شرایط کرنش شکننده رخ می دهد که در آن برش و گسیختگی وجود داشته باشد و شرط لازم، برتری مقادیر تنش از مقاومت سنگ ها می باشد. در گسل های امتداد لغز سوی مهاجرت به موازات محور بزرگ تنش می باشد و قطعه ای که در آن افزایش تجمع تنش رخ دهد، بعد از گذشت از مقاومت تسلیم سنگ ها، در آن قطعه گسیختگی و افزایش طول رخ می دهد؛ که در این گسل ها پارگی های جدید عمدتاً در محل های فشارش و کشش بین قطعات که دارای بیشترین تجمع تنش هستند، رخ می دهند و منجر به تشکیل قطعه بزرگ تر می شود (Mueller and Talling, 1997). در مهاجرت طولی گسل، گسترش گسیختگی به موازات محور بزرگ تنش است. در سیستم های راندگی، مهاجرت عرضی گسل با توجه به جهت افقی محور بزرگ تنش، با افزایش فشردگی و کوتاه شدگی همراه است و نسل های جدید گسلش در راستای عمود بر روند محور فشارش رخ می دهند و عمدتاً دارای هندسه موازی و انتشار جانبی به شکل چند روند گسلی به موازات هم هستند. البته در سیستم های راندگی بسته به دارا بودن مولفه امتدادی علاوه بر مولفه چیره راندگی، ممکن است افزایش طول گسل و مهاجرت در طول گسل رخ دهد. پرتگاه های جدید بسته به اینکه تکامل راندگی ها از چه مدلی پیروی می کنند، می توانند در راستاهایی به موازات هم در فرادیواره یا فرودیواره گسل اصلی رخ دهند. مطالعات زیادی جهت بررسی پدیده مهاجرت گسلی در سراسر جهان انجام شده است که می توان به موارد زیر اشاره کرد: (Plafker, 1976) در بررسی سامانه گسلی فعال موتاگوا-گواتمالا، با توجه به بررسی گسیختگی سطحی عظیم در ۱۹۷۶ و دیگر سامانه های گسلی که به موازات موتاگوا در گواتمالا بودند و طی سنوزوئیک پسین جابجایی داشتند، این پهنه گسلی را نتیجه مهاجرت و به هم پیوستن چند سامانه گسلی می داند. (Keller et al., 1999) شواهد ژئومورفیکی را برای تعیین جهت مهاجرت جانبی در گسل معکوس مورد مطالعه قرار داد و بیان کرد سوی مهاجرت جانبی در راندگی ها در جهت مناطقی با تراکم کمتر آبراهه ها که حاکی از فعالیت بیشتر می باشد، قرار دارد.

مهدی یوسفی و همکاران

منها تغییرات در انواع ساختارهای موجود در بندرعباس و جنوب خاور زاگرس (Molinari et al., 2004)، تأثیر ضریب چسبندگی قاعده‌ای در سبک دگرشکلی پهنه گسل متفارق با به‌کارگیری روش مدل‌سازی آنالوگ (پیروز و همکاران، ۱۳۸۵)، شبیه‌سازی آزمایشگاهی زون‌های برخوردی و تشکیل کمربندهای چین-راندگی به روش مدل‌سازی فیزیکی (خدرزاده و بحرودی، ۱۳۸۹)، تحلیل عناصر ساختاری کوه کمر حاجی، شمال باختر بیرجند (رشیدی و همکاران، ۱۳۹۳) مدل‌سازی جنبش شناختی امتدادلغز در یک پهنه برشی با نرخ لغزش ناهمسان در پهنه لوت، خاور ایران (یزدان پناه و همکاران، ۱۳۹۴) و ... در این نوشتار با توجه به ویژگی‌های ساختاری و سازوکار روندهای گسلی موجود در منطقه شمال بیرجند، چین‌های وابسته به گسلش و رخداد پدیده مهاجرت از سمت شمال به جنوب در گسل شکرآب (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۴)، مدل‌سازی آزمایشگاهی برای الگوی هندسی انتشار گسل صورت می‌پذیرد به نحوی که منطبق بر تکامل پهنه گسلی شکر آب باشد.

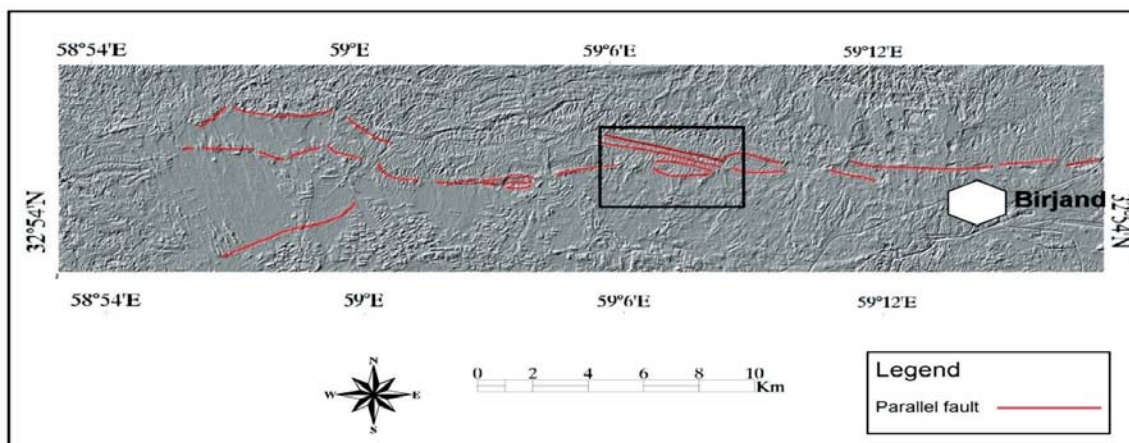
زمین‌شناسی منطقه

پهنه گسلی شکرآب در بین طول‌های جغرافیایی $0^{\circ} 59'$ تا $0^{\circ} 18' 59'$ شرقی و در بین عرض‌های جغرافیایی $32^{\circ} 54' 30''$ تا $32^{\circ} 56' 30''$ شمالی قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۲). منطقه مورد مطالعه در ایالت ساختاری سیستان واقع شده است. ایالت ساختاری سیستان در شرق ایران با روند کلی شمالی-جنوبی، نشانگر زمین درز برخوردی بلوک‌های لوت و افغان می‌باشد (Tirrule et al., 1983). وجود سیستم گسلی نهبندان در مرز بین این ایالت ساختاری و پهنه لوت موجب دگرشکلی واحدهای سنگی در حاشیه و درون ایالت ساختاری سیستان شده است. سیستم گسل نهبندان با سازوکار غالب امتداد لغز راستگرد و روند کلی شمالی-جنوبی دارای سرشاخه‌های فرعی زیادی می‌باشد. پایانه شمالی این گسل با چرخش به سمت غرب روندهای شمال غرب-جنوب شرق، شرقی-غربی و شمال شرق-جنوب غربی را نشان می‌دهد؛ لذا پهنه سیستان در بخش شمالی با

آن‌ها مناسب بوده و موادی که استفاده می‌شوند، رفتاری مانند نمونه‌های اصلی نشان دهند. از دیگر پارامترهایی که نیاز است به‌طور مناسبی شبیه‌سازی شوند عبارتند از: چسبندگی، گرانروی، زمان، چگالی و طول. مطابق موارد یاد شده تنها مواد خاصی برای استفاده در مدل‌سازی فیزیکی و شبیه‌سازی پدیده‌های زمین‌شناسی مناسب هستند. این انتخاب به‌طور عمده بستگی به طول و مقیاس زمان دارد (خدرزاده و بحرودی، ۱۳۸۹). روش‌های مختلفی برای ساخت مدل‌های فیزیکی فرایندهای زمین ساختی بزرگ مقیاس مانند فرورانش، کافت‌زایی، گسترش در اثر نیروی گرانش، زمین‌ساخت دانه‌ای به کار گرفته می‌شود. برای مثال مدل‌سازی به روش گریز از مرکز، سبب فهم بهتر نقش نیروی گرانش در دگرریختی پوسته زمین و سنگ کره می‌شود (Ramberg, 1967; 1981). مدل‌سازی آزمایشگاهی سیستم‌های راندگی و بازسازی الگوی جنبشی در بسیاری از نقاط جهان صورت گرفته است. از جمله مطالعاتی که پیرامون این موضوع در ایران و سایر مناطق جهان صورت گرفته می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: انجام یک سری آزمایش‌ها روی هندسه و حرکت کمر بند چین-رانده بالای دکولمان با چسبندگی ضعیف (Costa and Vendevill, 2002)، تحلیل مکانیکی و مشاهده تشکیلات دوپشته در آزمایش‌های جعبه ماسه با نگاهی به کمپلکس افزایشی مدیترانه باختری (Nina et al., 2002)، دوپشته‌های ترافشارش و ساختار گلواره در سیستم گسلی دنت در شمال باختر انگلیس (Woodcock and Rickards, 2003)، تأثیر شیب دکولمان روی هندسه و حرکت مدل‌های دو پشته (Koji and Vendevill, 2003)، مدل دوپشته برای کمر بند چین‌خورده کاپه (Booth, 2004)، توسعه زون گسلی و پخش‌شدگی کرنش در یک دوپشته امتدادلغز کششی از سیستم گسلی (Cembrano et al., 2005)، مدل تکامل حرکتی برای رشد دوپشته رانجیت (Bhattacharyya and Mitra, 2009) دوپشته‌های راستگرد در پان آفریقا و ساختارهای گلواره در بیابان خاوری مصر مرکزی (Abd El-Wahed and Kamh, 2010)، تطابق کوتاه‌شدگی در محدوده البرز و شمال ایران (Allen et al., 2003)،

ارتفاع دره (Vf) در آبراهه‌ها، هیپسومترى نسبت ارتفاع (Er) و سینوسیته پیشانی کوهستان (Smf) مقادیر بالایی را برای SL (۴۰۴ تا ۱۰۲۰) و Er (۰/۴۷ تا ۰/۸۱) و مقادیر پایینی را برای Vf (۰/۲۲ تا ۱/۱۴) و Smf (۱/۰۳ تا ۱/۷۲) نشان می‌دهند که دلالت بر جنبایی پهنه شکرآب دارند. با وجود نقش انکارناپذیر گسل شکرآب در دگرریختی کلی منطقه، اثر سطحی این گسل به دلیل پوشیده شدن با آبرفت‌های عهد حاضر در اکثر نقاط قابل رویت نمی‌باشد (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۲).

تغییر جهت به طرف غرب به صورت تداخلی وارد قطعه لوت می‌شود (خطیب، ۱۳۷۷). پهنه گسلی شکرآب شامل چند سری گسل موازی هم و از سری گسل‌های شرقی-غربی مربوط به پایانه گسل نهبندان می‌باشد که دارای مولفه راندگی با شیب به سمت شمال است (رشیدی، ۱۳۹۰). بررسی زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت شده در منطقه شکرآب، نشان از فعالیت مخرب با مکانیزم راندگی و چپگرد دارد (علیمی و همکاران، ۱۳۹۳). محاسبه چهار شاخص ریخت زمین‌ساختی در این پهنه گسلی شامل شاخص طول-گرادیان رودخانه (SL)، نسبت عرض دره به



شکل ۱. تصویر ماهواره‌ای از موقعیت پهنه گسلی شکرآب واقع در شمال شهر بیرجند. کادر مشکی رنگ محدوده‌ای است که بیشترین خطواره‌های گسلی را دارا می‌باشد و مدل سازی مطابق آن انجام شده است

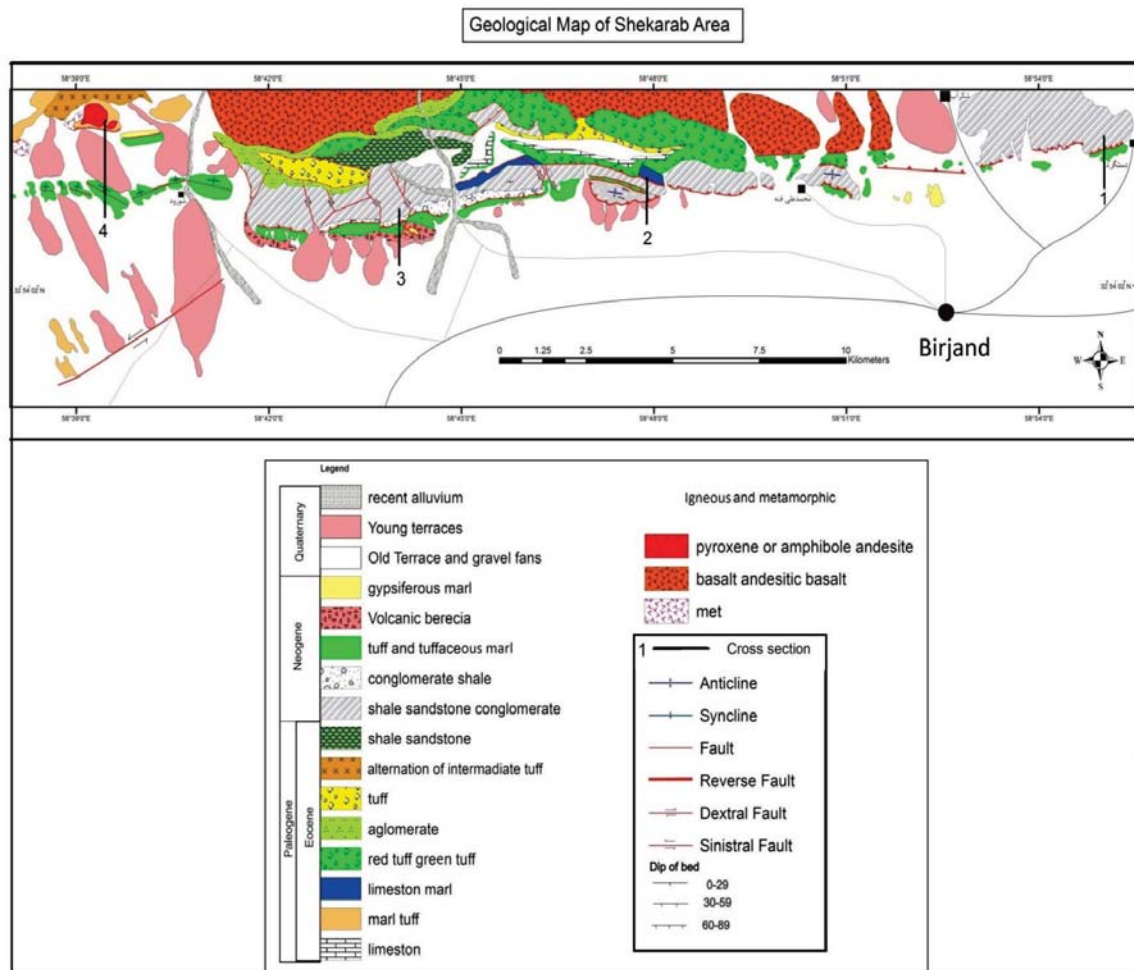
می‌دهند) حاکی از مهاجرت گسل به شکل گسلش پنهان می‌باشد (Keller et al., 1999). سیستم راندگی شکرآب واقع در شمال شهر بیرجند، دارای پرتگاه‌های متناوب گسلی هم‌روند با گسل اصلی هست. با رسم مقاطع عرضی به صورت عمود بر امتداد گسل و بررسی مکانیزم پرتگاه‌ها، مشاهده شد که هر چه از سمت شمال به سمت جنوب حرکت کنیم گسلش در واحدهای جوان تر رخ می‌دهد. در چهار مقطع ترسیمی عمود بر امتداد گسل شکرآب (شکل ۲)، روندهای پلکانی از گسل‌های با امتداد موازی با گسل اصلی مشاهده می‌شود (شکل ۳). در مقاطع مذکور از شمال به سمت جنوب واحدهای قدیمی روی واحدهای جوان تر رانده شده‌اند. قدیمی‌ترین گسل از سری گسل‌های موازی گسل شکرآب در واحدهای پالئوژن قرار دارند و جدیدترین

وجود آثار گسلش پنهان به موازات یا در امتداد گسل‌های بزرگ می‌تواند دال بر رخداد مهاجرت گسل باشد. گاهی اوقات رخداد مهاجرت منجر به ایجاد سطوح واضح گسلی جدید در سطح زمین نمی‌شود بلکه خود را به شکل ایجاد روندهای گسلی به صورت آثار گسلش پنهان نشان می‌دهد که با بررسی و مطالعه ریزلرزه‌ها (مهاجرت پس‌لرزه و میکرولرزه‌ها) و شواهد مورفوتکتونیک قابل مشاهده می‌باشند. به عنوان مثال وجود پرتگاه‌های پله‌ای متناوب و بریدگی‌ها در نهشته‌های کواترنری هم‌روند با گسل اصلی و برخاستگی و چین خوردگی در رسوبات جوان و خطی شدن آبراهه‌ها در بخش‌های فعال تر گسل (به دلیل برخاستگی در گسل‌های پنهان، مناطق فعال که در معرض ایجاد گسلش جدیدتر هستند، تراکم آبراهه‌ها مقادیر کمتر را نشان

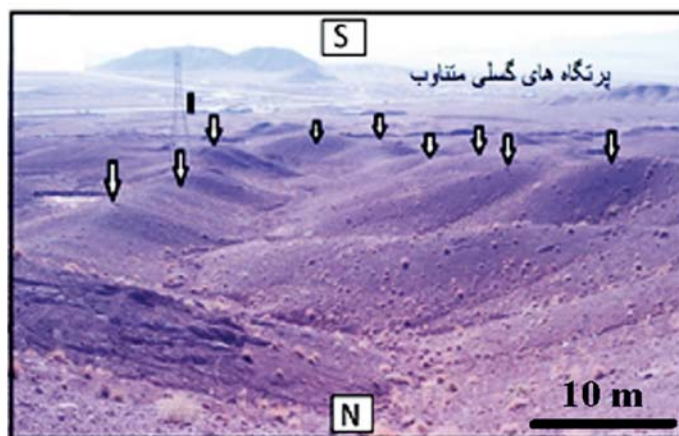
مهدی یوسفی و همکاران

چپگرد و پلکانی در آبراهه‌ها و وجود آثار گسلش پنهان در نهشته‌های کواترنری که در دشت جنوبی کوه شکرآب واقع شده‌اند، بیانگر رشد و مهاجرت عرضی پرتگاه‌های گسلی و انتقال دگرریختی در سیستم شکرآب از سمت شمال به سمت جنوب (از کوهستان به طرف دشت) می‌باشد (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۴). در این نوشتار پدیده مهاجرت عرضی در راندگی شکرآب و انتشار گسل در آزمایشگاه مدل‌سازی شد. بر این اساس در آزمایشگاه تکتونیک تجربی با استفاده از مدل‌سازی صورت گرفته سعی شد تا الگوی جنبشی منطقه مورد مطالعه بازسازی شده و با ساختار کلی منطقه تطبیق داده شود.

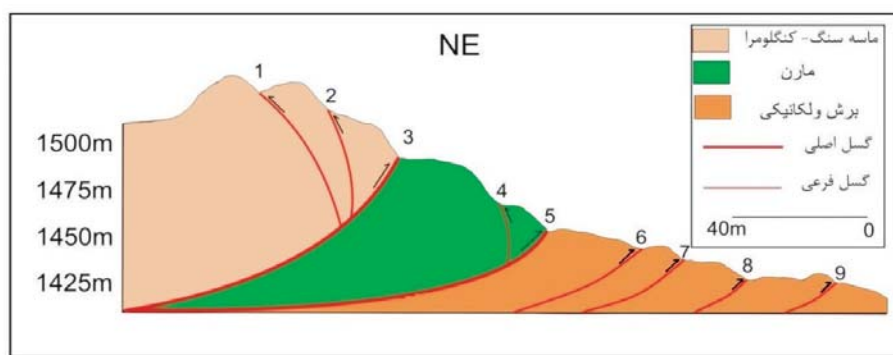
آنها به صورت موازی با گسل شکرآب در مخروطه افکنه‌های جوان قرار دارد (شکل ۴). همچنین اگر یکی از پارامترهای موثر در مهاجرت، جنس و یا مقاومت سنگ‌ها باشد (Lifton and Chase, 1992)، در بررسی‌های صحرایی مشخص می‌شود که واحدهای کم مقاومت‌تر از جمله شیل و مارن در سمت جنوبی گسل و واحدهای مقاوم‌تر مثل آهک و ماسه سنگ در سمت شمالی پهنه مطالعاتی واقع شده‌اند. همچنین در مقاطع مختلف با حرکت از سمت شمال به جنوب، افزایش شیب در سطوح پرتگاه‌های متعدد گسلی نمایان می‌شود (شکل ۵). این موارد به همراه وجود رشته قنات‌های جدیدتر در جنوب گسل شکرآب، حرکات



شکل ۲. موقعیت مقاطع عرضی بر روی پهنه گسلی که با اعداد ۱ تا ۴ نشان داده شده‌اند



شکل ۳. پرتگاه های گسلی متناوب با روند شرقی-غربی



شکل ۴. مثالی از مقاطع توپوگرافیکی عرضی عمود بر گسل شکرآب (مقطع شماره ۳). اعداد ۱ تا ۹ تقدم و تاخر ظهور پرتگاه های متناوب را نشان می دهند که با حرکت از شمال به جنوب گسلش در واحدهای جوان تر رخ می دهد



شکل ۵. افزایش شیب سطح پرتگاه های جنوبی نسبت به پرتگاه های شمالی که حاکی از جدیدتر بودن آنها نسبت به پرتگاه های بخش شمالی می باشد (۵۹°۱۷' ۳۵" E, ۳۲° ۵۵' ۱۱" N)

روش کار

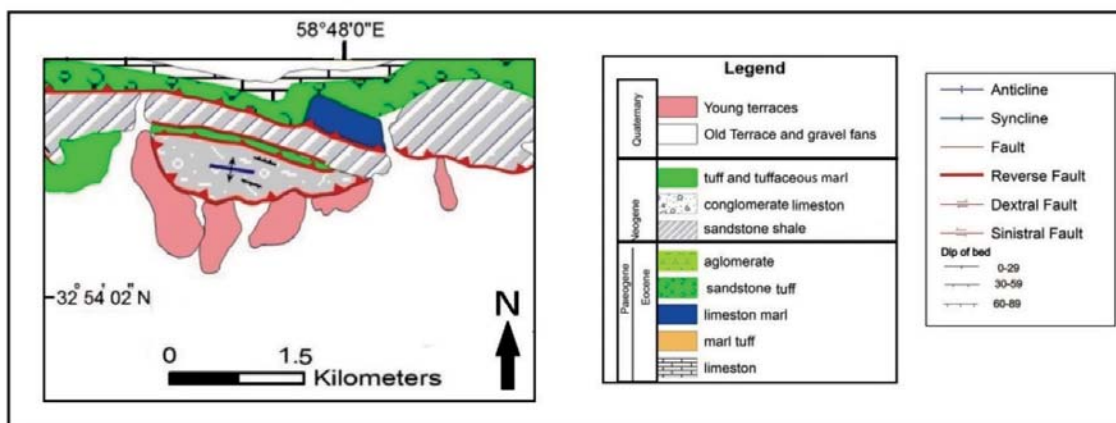
تاقیدیس های همراه در آن به صورتی که منطبق بر پهنه گسلی باشد، بازسازی و مدل سازی شد. همانند الگوی انتشار در روی زمین، در این مدل پرتگاه های جدید در فرو دیواره پرتگاه های قبلی (هم جهت با حرکت راندگی اصلی) تشکیل می گردند.

با توجه به ویژگی های ساختاری و سیستم گسلی موجود در منطقه شمال بیرجند و همچنین به دلیل بروز پرتگاه های متعدد در مقاطع عمود بر گسل شکرآب و با توجه به سازوکار گسل ها در این پهنه، الگوی هندسی گسترش گسل ها و

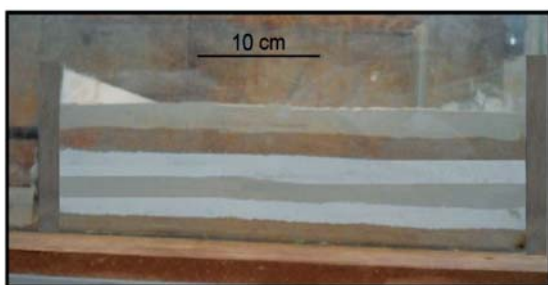
مهدی یوسفی و همکاران

در بخش میانی گسل شکرآب بیشترین خطواره‌های گسلی موازی با گسل اصلی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱ و ۶). مقدار کوتاه شدگی به دست آمده از موازنه مقاطع ترسیم شده بر روی چین‌های دارای روند شرقی-غربی در بخش میانی پهنه شکرآب ۵۸ درصد می‌باشد (رشیدی، ۱۳۹۰). لذا در مدل سازی این مقدار کوتاه شدگی اعمال می‌شود و در هر مرحله آزمایش فاصله بین پرتگاه‌های ایجاد شده نسبت به پرتگاه قبلی، شیب گسل‌های ایجاد شده و موقعیت آنها و همچنین ساختارهای ایجاد شده در حین گسل خوردگی نسبت به بخش مرکزی پهنه شکرآب مطابقت داده می‌شود. برای مدل سازی ساختارهای در ارتباط با پدیده مهاجرت گسلی در سیستم شکرآب، از آزمایش جعبه ماسه استفاده گردید. با توجه به اینکه جنس واحدهای سنگی در بخش

میانی منطقه شکر آب از نوع آذرآواری و از قدیم به جدید شامل واحدهای مارن توفی، ماسه سنگ توفی، سنگ آهک، ماسه سنگ، مارن توفی و سنگ آهک کنگلومرایی هست، برای شبیه‌سازی دگرشکلی در منطقه، چیدمان لایه‌بندی از پایین به بالا شامل گل رس، ماسه، پودر سنگ، ماسه، گل رس و پودر سنگ هست. با حرکت ورقه متحرک با سرعت ثابت 15 mm/min ، توالی لایه‌ها دگرشکل می‌شوند که در این مدل با ادامه اعمال کوتاه شدگی، راندگی‌ها متناوب و تاقدیس‌های مرتبط با راندگی شکل می‌گیرند. ضریب کوتاه‌شدگی محاسبه شده عبارت است از: $e_p = L - L_0 / L_0$ که در این رابطه L_0 : طول اولیه: فاصله بین دو لبه جعبه ماسه در شروع آزمایش و L : طول ثانویه: فاصله بین دو لبه جعبه ماسه در هر مرحله آزمایش می‌باشد.



شکل ۶. نقشه زمین‌شناسی بخش میانی گسل شکرآب حاوی بیشترین خطواره‌های گسلی است که مدل‌سازی مطابق آن انجام شده است



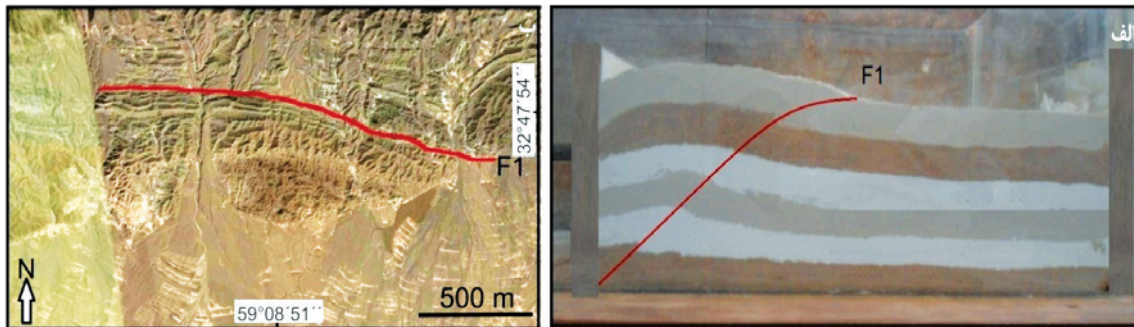
شکل ۷. توالی لایه‌ها قبل از شروع آزمایش

جهت اعمال فشارش با توجه به شیب گسل شکر آب، شمالی-جنوبی در نظر گرفته شده است. با اعمال $12/5$ درصد کوتاه شدگی، اولین راندگی در لایه‌ها به وجود می‌آید (شکل

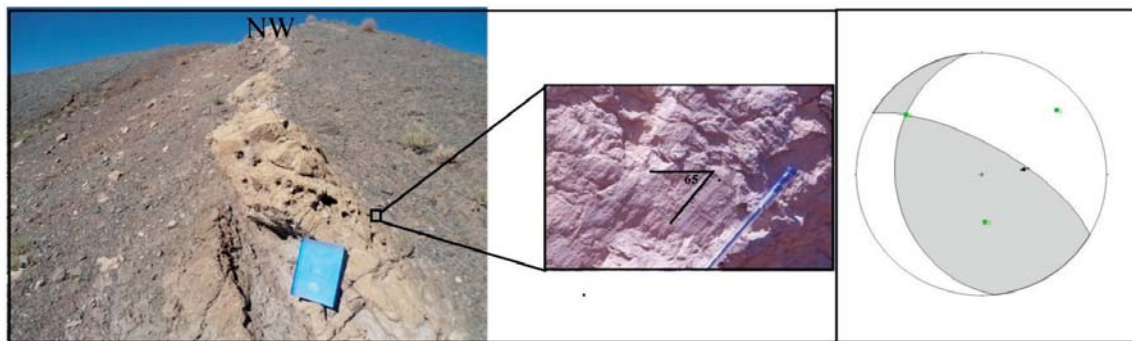
مدل سازی
شکل ۷، تناوب لایه‌بندی را قبل از شروع مدل‌سازی نشان می‌دهد. لایه‌بندی از پایین به ترتیب شامل: گل رس (۱cm)، ماسه (۱cm)، پودر سنگ (۱cm)، ماسه (۱cm)، گل رس (۱cm) و پودر سنگ (۱cm) می‌باشد. بنابراین ضخامت کل لایه‌ها برابر ۶cm و ویسکوزیته بالا می‌باشد. با توجه به عرض پهنه گسلی شکرآب در این مقطع که $1/2$ کیلومتر می‌باشد و همچنین فاصله بین دو لبه جعبه ماسه که ۴۰ سانتی‌متر در نظر گرفته شده است، مقیاس به کاررفته $1/3000$ می‌باشد.

۷۰ درجه در این مقطع همخوانی قابل قبولی دارد (شکل ۸-ب). گسل F1 یکی از قطعات گسل شکرآب است که نقش اصلی در تشکیل چین خوردگی های منطقه شمال بیرجند را ایفا می کند. موقعیت گسل N60W, 70NE و موقعیت خش لغز آن 59, N82 می باشد (شکل ۹). بنابراین سازوکار این گسل تراستی و با مولفه امتداد لغز چپگرد است.

۸-الف). فاصله این پرتگاه گسلی از لبه جعبه ۱۶/۳ سانتی متر هست. این مرحله را می توان با عملکرد گسل F1 در منطقه مورد مطالعه مقایسه کرد که در اثر آن راندگی در واحدهای پالئوژن رخ داده است. شیب گسل ایجاد شده در این مرحله ۶۵ درجه در عمق می باشد که رفته رفته با کاهش عمق کمتر می شود و با شیب برداشت شده گسل F1 روی زمین به میزان



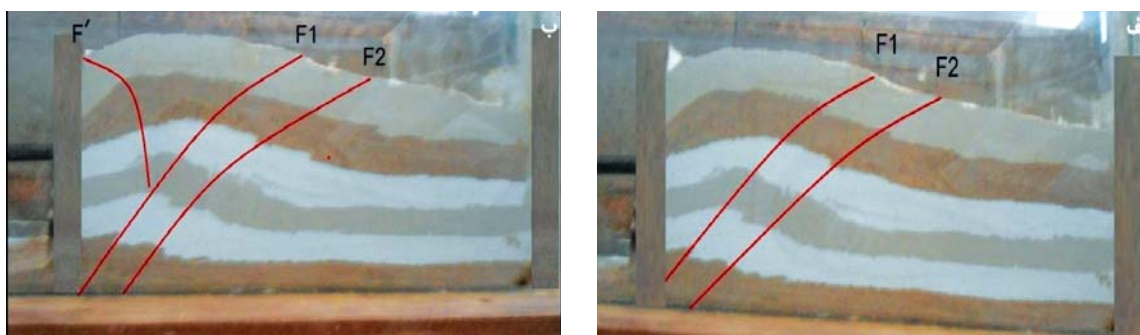
شکل ۸. الف) اعمال ۱۲/۵ درصد کوتاه شدگی و ظهور اولین راندگی. ب) تصویر هوایی از خطواره گسل F1 که قابل مقایسه با اولین گسل تشکیل شده در مدل سازی با اعمال ۱۲/۵ درصد کوتاه شدگی است



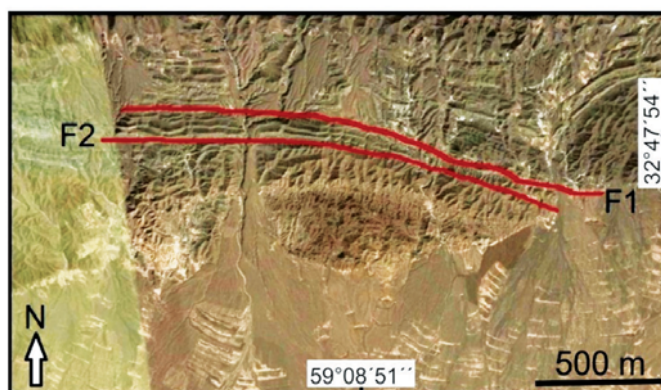
شکل ۹. آثار خش لغز برداشت شده در گسل F1

در مرحله بعد با افزایش مقدار کوتاه شدگی به میزان ۳۷/۵ درصد، راندگی سوم و چین (تاقدیس اول) مرتبط با نوک راندگی آن با محور شرقی-غربی تشکیل می گردد. فاصله این پرتگاه از پرتگاه قبلی در جعبه ماسه ۶/۵ سانتی متر است که با توجه به مقیاس آزمایش، این فاصله بین راندگی دوم و سوم معادل ۴۸۵ متر بر روی زمین می باشد (شکل ۱۲-الف)؛ هرچند فاصله واقعی بین این دو راندگی ۴۳۰ متر می باشد. در ادامه کوتاه شدگی، پس راندگی و راندگی های موجود توسعه پیدا می کنند. این مرحله را می توان با عملکرد گسل F3 در منطقه مورد مطالعه مقایسه کرد (شکل ۱۲-ب). همچنین شیب گسل ایجاد شده به میزان ۶۰ درجه با شیب راندگی های قبلی تقریباً یکسان می باشد.

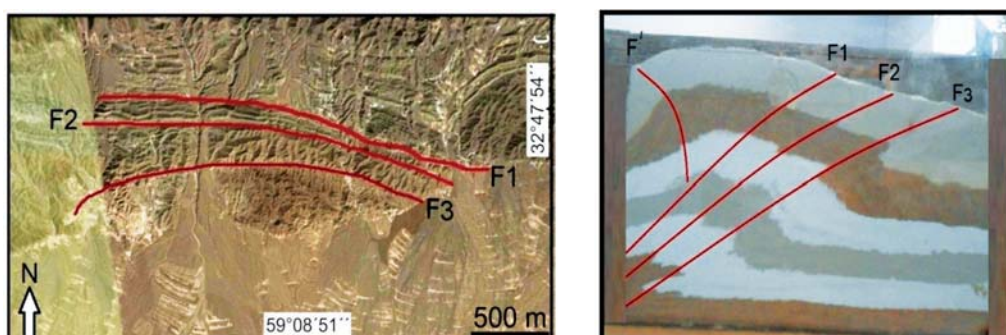
با افزایش کوتاه شدگی به مقدار ۲۳/۵ درصد، راندگی دوم ایجاد می گردد. فاصله این پرتگاه از پرتگاه قبلی در جعبه ماسه ۶/۱۲ سانتی متر است که با توجه به مقیاس آزمایش، فاصله بین راندگی اول و دوم معادل ۴۶۰ متر بر روی زمین است. هرچند فاصله واقعی بین این دو راندگی ۳۲۰ متر روی زمین می باشد (شکل ۱۰-الف). با اعمال ۲۷/۵ درصد کوتاه شدگی، گسل پس راندگی اول ایجاد می گردد (شکل ۱۰-ب). ایجاد راندگی دوم در این مرحله را می توان با عملکرد گسل F2 در منطقه مورد مطالعه مقایسه کرد. این گسل موازی گسل F1 می باشد که شیب آن با شیب راندگی اصلی شکرآب سازگاری دارد (شکل ۱۱).



شکل ۱۰. الف) اعمال ۲۳/۵ درصد کوتاه شدگی و ظهور دومین راندگی. ب) اعمال ۲۷/۵ درصد کوتاه شدگی و تشکیل پس راندگی



شکل ۱۱. تصویر هوایی از خطواره گسل F2 که قابل مقایسه با دومین راندگی تشکیل شده در مدل سازی با اعمال ۲۷/۵ درصد کوتاه شدگی است



شکل ۱۲. الف) ایجاد راندگی سوم و چین مرتبط با راندگی در ۳۷/۵ درصد کوتاه شدگی، ب) تصویر هوایی از خطواره گسل F3 که قابل مقایسه با سومین راندگی تشکیل شده در مدل سازی با اعمال ۳۷/۵ درصد کوتاه شدگی است

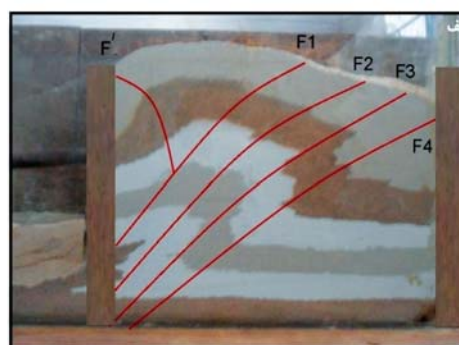
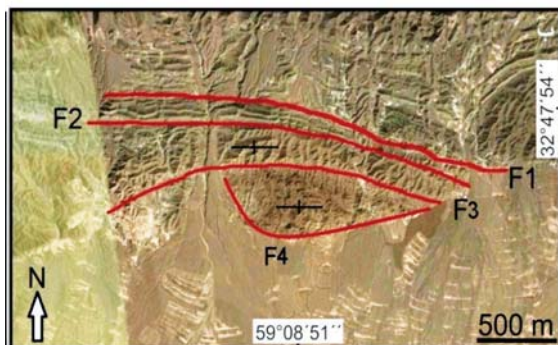
گسل‌های جدید در فرودبواره گسل‌های قبلی، مدل تشکیل ساختار در این پهنه گسلی از نوع سری شکننده پیش بوم می‌باشد که شاخه‌های راندگی معمولاً از یک نقطه منشاء می‌گیرند. این مرحله را می‌توان با عملکرد گسل F4 در منطقه مورد مطالعه مقایسه کرد (شکل ۱۳-ب). با توجه به یکسان بودن شیب گسل در این مرحله با شیب دیگر گسل‌های ایجاد شده در مراحل قبلی به میزان ۶۵-۶۰

با ادامه دگرشکلی (۴۷/۵ درصد کوتاه شدگی) راندگی چهارم گسل در پیش بوم راندگی سوم همراه با چین مرتبط با نوک راندگی هسته گذاری می‌شود. فاصله این پرتگاه از پرتگاه قبلی در جعبه ماسه ۵/۲۱ سانتی متر است که با توجه به مقیاس آزمایش، این فاصله بین راندگی سوم و چهارم بر روی زمین معادل ۳۹۰ متر است؛ هرچند فاصله واقعی بین این دو راندگی بر روی زمین ۳۵۰ متر می‌باشد (شکل ۱۳-الف). با توجه به هندسه راندگی‌ها و پس راندگی موجود و تشکیل

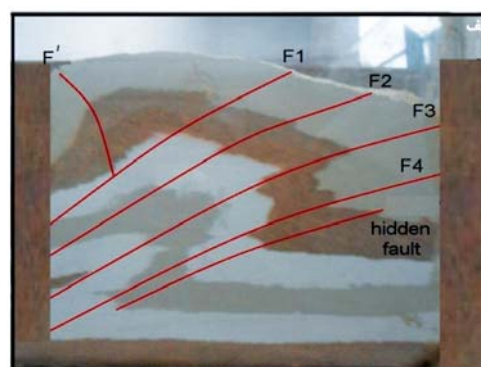
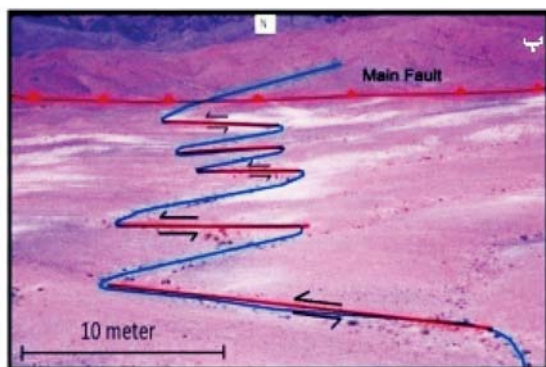
1. Foreland breaking sequence

کرد که به سطح نرسیده‌اند (شکل ۱۴-الف). این مورد را می‌توان با گسل‌های پنهان در دشت جنوبی گسل مطابقت داد (شکل ۱۴-ب) که عملکرد خود را به صورت جابجایی چپگرد در آبراهه‌ها و برش در نهشته‌های کواترنری نشان می‌دهند (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۲).

درجه، می‌توان بین این شیب‌ها و شیب واقعی در پهنه گسلی به میزان ۷۰، درجه انطباق برقرار کرد. طول موج و دامنه دو تاقدیس مرتبط با راندگی در مراحل سوم و چهارم آزمایش اندازه‌گیری شد (جدول ۱). با افزایش شدگی به میزان ۵۸ درصد که بیشینه کوتاه شدگی در بخش میانی گسل می‌باشد، می‌توان خطوط گسلی در مدل را مشاهده



شکل ۱۳. الف) ۴۷/۵ درصد کوتاه شدگی و تشکیل راندگی چهارم و همچنین تشکیل چین مرتبط با نوک راندگی با آن، ب) تصویر هوایی از خطواره گسل F4 که قابل مقایسه با چهارمین راندگی تشکیل شده در مدل سازی با اعمال ۴۷/۵ درصد کوتاه شدگی است



شکل ۱۴. الف) ادامه کوتاه شدگی به میزان ۵۸ درصد و توسعه گسل‌های پنهان، ب) جابجایی متناوب و چپگرد آبراهه‌ها در بخش مرکزی گسل که بیانگر روندهای پنهان گسلی می‌باشد که به سطح نرسیده‌اند (۳۲° ۴۶' ۰۵" N, ۵۹° ۱۷' ۳۵" E)

بحث و نتیجه‌گیری

چگونگی فعالیت گسل‌های امتدادلغز شمالی-جنوبی در خاور ایران نشان از همگرایی مایل میان بلوک‌های ایران مرکزی و افغانستان دارد. این گسل‌های شمالی-جنوبی با سازوکار امتدادلغز راست‌بر در پایانه‌ها، به گسل‌های شرقی-غربی با مؤلفه چیره راندگی منتهی می‌شوند (Berberian and Yeats, 2001). در منطقه شمال بیرجند، به علت رژیم فشارشی حاکم، عناصر ساختاری

جدول ۱. اندازه‌گیری طول موج و دامنه تاقدیس‌های مرتبط با راندگی در طی آزمایش

درصد کوتاه شدگی	تاقدیس مرتبط با گسل ۳		تاقدیس مرتبط با گسل ۴	
	دامنه (س م)	طول موج (س م)	دامنه (س م)	طول موج (س م)
۳۷/۵	۱/۵	۴/۴		
۴۰/۲	۲/۳	۳/۱		
۴۴	۳/۳	۲/۷		
۴۷/۵	۳/۹	۲/۳	۱/۲	۴/۳
۵۸	۴/۱	۱/۹	۱/۹	۳/۸

بعدی با افزایش مقدار کوتاه شدگی به میزان حداکثر ۵۸ درصد، در سمت جنوبی پهنه و در فرودپواره گسل‌های قبلی ایجاد می‌گردند. این پدیده به معنای مهاجرت از شمال به جنوب در این پهنه می‌باشد. شیب صفحات گسلی ایجاد شده در چهار مرحله کوتاه شدگی بین مقادیر ۶۰-۶۵ درجه متغیر می‌باشد که با شیب واقعی گسل‌های پهنه شکرآب به میزان ۷۰ درجه همخوانی قابل قبولی دارند. با توجه به نتایج آزمایشگاهی مشخص می‌شود که توالی ایجاد راندگی‌ها در هر مرحله آزمایش در مدل‌سازی با توالی راندگی‌ها در پهنه شکرآب و با مهاجرت عرضی و شمالی-جنوبی گسل سازگار می‌باشد. با توجه به هندسه راندگی‌ها و پس راندگی موجود، مدل تشکیل ساختار در این پهنه گسلی از نوع سری شکننده پیش بوم^۵ می‌باشد که شاخه‌های راندگی معمولاً از یک نقطه منشأ می‌گیرند.

منابع

- اسکندری شورابی، ز.، ۱۳۸۷. تحلیل مهاجرت گسلی و ارتباط گسل دشت بیاض با گسل‌های سمپاتیک با استفاده از GIS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۷۰.
- پیروز، م.، قاسمی، م.ر.، بدرودی، ع. و سعیدی، ع.ا.، ۱۳۸۵. تأثیر ضریب چسبندگی قاعده‌ای در سبک دگرشکلی پهنه گسل منقارک با به‌کارگیری روش مدل‌سازی آنالوگ. فصلنامه علوم زمین، ۶۱، ۱۷۸-۱۸۷.
- خدرزاده، ص. و بحرودی، ع.، ۱۳۸۹. شبیه‌سازی آزمایشگاهی زون‌های برخوردی و تشکیل کمربندهای چین-راندگی به روش مدل‌سازی فیزیکی. فصلنامه علوم زمین، ۷۷، ۱۷-۴۴.
- خطیب، م.م.، ۱۳۷۷. هندسه پایانه گسل‌های امتدادلغز. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۲۰.
- اسلامی، س.ر. و خطیب، م.م.، ۱۳۸۵. مهاجرت گسل در پهنه‌های امتدادلغز، مطالعه موردی: پهنه گسلی فعال اردکول-خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، ۶۲، ۱-۱۹.
- رشیدی، ا.، ۱۳۹۰. تحلیل هندسی-جنبشی عناصر

مانند ساخت دویشته^۲، ساخت بالارانده^۲، ساخت پهنه‌های سه گوش^۳، ساخت گلواره^۴، چین‌خوردگی و غیره وجود دارد (رشیدی و همکاران، ۱۳۹۳). پهنه گسلی شکرآب در شمال بیرجند شامل چند سری گسل موازی هم و از سری گسل‌های شرقی-غربی مربوط به پایانه گسل نه‌بندان می‌باشد که دارای مولفه تراستی با شیب به سمت شمال است. شاخص ریخت زمین‌ساختی در این پهنه گسلی فعالیت تکتونیکی بالا را نشان می‌دهند. به دلیل پویایی تکتونیکی منطقه شمال بیرجند، رخداد مهاجرت در این پهنه گسلی با ایجاد پرتگاه‌های گسلی متناوب، قابل مشاهده است. در سیستم‌های راندگی که فشردگی در جریان است، بخشی از کوتاه‌شدگی صرف برخاستگی چین‌ها به صورت دگرریختی پلاستیک و بخشی دیگر از کوتاه‌شدگی به شکل الاستیک صرف برش و ایجاد صفحات گسلی جدید به موازات راندگی اصلی می‌شود (McClay, 1992). در تمام مقاطع ترسیمی عمود بر امتداد گسل شکرآب، روندهایی از گسل‌ها با امتدادی موازی با گسل اصلی مشاهده می‌شود. در مقاطع مذکور از شمال به سمت جنوب راندگی واحدهای قدیمی روی واحدهای جوان‌تر، افزایش شیب در سطوح پرتگاه‌های متعدد گسلی و همچنین وجود آثار گسلش پنهان در نهشته‌های که در دشت جنوبی کوه شکرآب واقع شده‌اند، مشاهده می‌شود که بیانگر رشد و مهاجرت عرضی پرتگاه‌ها گسلی در سیستم شکرآب از سمت شمال به سمت جنوب (از کوهستان به طرف دشت) می‌باشند. براساس نتایج مدل‌سازی انجام گرفته و مقایسه با نتایج تحقیقات مشابه بر روی مدل‌سازی راندگی‌ها (Abd El-Wahed and Kamh, 2010; Bhattacharyya and Mitra, 2009; Booth et al., 2004; Costa and Vendevill, 2002; Nina et al., 2002 and Ramberg, 1967) مهمترین عامل ایجاد پرتگاه‌های گسلی متناوب در منطقه شمال بیرجند، فشارش شمالی-جنوبی راندگی شکرآب ناشی از مداومت کوتاه‌شدگی در پایانه‌های شرقی غربی گسل نه‌بندان می‌باشد. در هر مرحله مدل‌سازی با افزایش مقدار کوتاه شدگی، پرتگاه‌های گسلی جدید ظاهر می‌شوند به نحوی که اولین راندگی در سمت شمال پهنه شکرآب ایجاد می‌گردد و پرتگاه‌های

1. Duplex
2. Pop-Up
3. Triangle Zone
4. Ower structur
5. Foreland breaking sequence

- earthquake history in the Iranian Plateau. *Journal of Structural Geology*, 23, 563-584.
- Bhattacharyya, K. and Mitra, G., 2009. A new kinematic evolutionary model for the growth of a duplex—an example from the Rangit duplex, Sikkim Himalaya, India. *Gondwana Research*, 16, 697-715.
 - Booth, P.W.K., Brunson, G. and Shone, R.W., 2004. A duplex model for the Eastern Cape Fold Belt. *Gondwana Research*, 7, 211-222.
 - Cembrano, J., Gonzalez, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V. and Herrera, V., 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex. *Tectonophysics*, 400, 105-124.
 - Costa, E. and Vendevill, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold and thrust belts above weak, viscous evaporitic decollement. *Journal of Structural Geology*, 24, 1729-1739.
 - Keller, E. A., Gurolla, L. and Tierney, T. E., 1999. Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. *Geology*, 27, 515-518.
 - Koji, H.A. and Vendevill, B.C., 2003. The effect of decollement dip on geometry and kinematics of model accretionary wedges. *Journal of Structural Geology*, 25, 1445-1450.
 - Lifton, N.A. and Chase, C.G., 1992. Tectonics, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5, 77-114.
 - Mueller, K. and Talling, P., 1997. Geomorphic evidence for tear faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California. *Journal of Structural Geology*, 19, 397-411.
 - ساختاری کوه کمر حاجی (شمال غرب بیرجند-شرق ایران). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۶۵.
 - رشیدی، ا.، خطیب، م.م.، هیهات، م.ر. و موسوی، س.م.، ۱۳۹۳. تحلیل عناصر ساختاری کوه کمر حاجی، شمال باختر بیرجند. فصلنامه علوم زمین، ۹۳، ۲۷۳-۲۸۸.
 - علی امی، م.ا.، خطیب، م.م.، حسامی آذر، خ. و هیهات، م.ر.، ۱۳۹۳. ارزیابی لرزه زمین ساختی راندگی ها و پهنه های گسلی پنهان در گستره مختاران-خاور ایران. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۲، ۴۱-۵۲.
 - یزدان پناه، ح.، خطیب، م.م.، نظری، ح. و غلامی، ا.، ۱۳۹۴. تحلیل جنبش شناختی امتداد لغز در یک پهنه برشی با نرخ لغزش ناهمسان: مطالعه موردی پهنه لوت، خاور ایران. فصلنامه علوم زمین، ۹۷، ۲۷۹-۲۹۰.
 - یوسفی، م.، ۱۳۹۲. تحلیل مهاجرت پرتگاه های گسلی فعال شکر آب با استفاده از داده های ریخت زمین ساختی و نوزمین ساختی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند، ۱۲۰ ص.
 - یوسفی، م.، خطیب، م.م.، غلامی، ا. و موسوی، س.م.، ۱۳۹۲. ارزیابی فعالیت گسل شکر آب (شمال بیرجند) بر مبنای داده های ریخت زمین ساختی. فصلنامه پژوهش های دانش زمین، ۱۴، ۵۳-۶۵.
 - یوسفی، م.، خطیب، م.م. و غلامی، ا.، ۱۳۹۴. ارزیابی مهاجرت پرتگاه های گسلی شکر آب، یکی از سرچشمه های لرزه زای شهر بیرجند. فصلنامه زمین ساخت، ۲، ۳۶-۵۰.
 - Abd El-Wahed, M.A. and Kamh, S.Z., 2010. Pan-African dextral transpressive duplex and flower structure in the Central Eastern Desert of Egypt. *Gondwana Research*, 474, 1-22.
 - Allen, M.B., Ghasemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 659-672.
 - Berberian, M. and Yeats, R. S., 2001. Contribution of archaeological data to studies of

- Molinaro, M., Guezou, J.C., Leturmy, P., Eshraghi, S.A. and Frizon de Lamotte, D., 2004. The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran). *Marine and Petroleum Geology*, 21, 735-752.
- McClay, K., 1992. *Thrust Tectonic*. Pergamon Press. 435.
- Nina, K., Serge, E.L., Jacques, M., Marc, A.G. and Timothy, J.R., 2002. Mechanical decoupling and basal duplex formation observed in sandbox experimental swith application to the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Marine Geology*, 186, 29-42.
- Plafker, G. 1976. Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976. *Science*, 193, 1201-1208.
- Pondard, N., Armijo, R., King, G.C.P., Meyer, M. and Flerit, F., 2007. Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysics Journal of International*, 171, 1185-1197.
- Ramberg, H., 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 14, 307-329.
- Ramberg, H., 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*. Academic Press, London.
- Tirrule, R., Bell., L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America*, 94, 134-150.
- Stewart, I.S. and Hancock, P.L., 1990. What is a fault scarp. *Episodes*, 13, 250-263.
- Woodcock, N.H. and Rickards, B., 2003. Transpressive duplex and flower structure: Dent Fault System, NW England. *Journal of Structural Geology*, 25, 1981-1992.