**چین خوردگی واحد های نئوژن؛ شاهدی بر تکتونیک فعال درشمال غرب بیرجند**

مهدی یوسفی1و\*،محمد مهدی خطیب2 ، ابراهیم غلامی2

1. دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، (geomehdisa31@yahoo.com)

2. گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

**چكيده :**

زمینساخت منطقه شمال غرب بیرجند عمدتا تحت تاثیر عملکرد بخش غربی پهنه گسلی شکرآب قرار دارد. نتایج چهار شاخص SL,Smf ,Vf و Er درشمال غرب بیرجند، مقادیر بالایی برای SL (707) و Er (58/0) و مقادیر پایینی را برای Vf (94/0) و Smf (14/1)را نشان می­دهد که همراه با شواهد نوزمینساختی مثل قطع شدگی و کج شدگی در رسوبات کواترنری، وجود سه نسل از تراس­های رودخانه­ای بریده شده، پشته­های مسدود کننده و پرتگاه­های گسلی، حاکی ازپویایی زمینساختی در این منطقه می­باشد. میزان بعد فرکتال آبراهه­هابرای این بخش گسل1.393 می­باشد که نیز فعالیت بالای زمینساختی را تائید می­کند. مقطع عرضی عمود براین پهنه گسلی ترسیم شده، نشانگرسه گسل با روند شرقی غربی موازی باهم می­باشد. باتوجه به رخداد مهاجرت عرضی در این منطقه، و همچنین انطباق کانون زمین لرزه اخیر بر روی چین راندگی شمال غرب بیرجند، برخاستگی رسوبات در امتداد روند دوم گسلی (F2) را به عنوان چین خوردگی وابسته به گسل معرفی می­کنیم. اين تاقدیس، چيني نامتقارن با يال شمالي كم شيب و يال جنوبي پرشيب می­باشد که همچنین برخاستگي بیشتر در دامنه شمالي را نشان می­دهد. راندگی جنوبی در خطواره F2، گسل اصلی با شيب به طرف شمال می باشد و در اثر عملکرد آن به همراه پس راندگی با شیب در جهت جنوب، موجب برخاستگی تاقدیس شده اند. با توجه به اختلاف شیب یال­های­ شمالی و جنوبی تاقدیس شمال غرب بیرجند و همچنین اختلاف ارتفاع محل اتصال یال تاقدیس به دشت شمالی نسبت به محل اتصال تاقدیس به دشت جنوبی، و همچنین ظهور پرتگاه­های موازی با گسل اصلی به دلیل رشد و مهاجرت عرضی گسل، که خود را با تغییرات توپوگرافی در مقطع چین خوردگی نشان می­دهند، چین خوردگی در شمال غرب بیرجند را از نوع چین خوردگی وابسته به انتشار گسل در نظر می­گیریم.

**كليدواژه‌ها:** شمال غرب بیرجند- چین خوردگی- تکتونیک فعال- گساش.

**◊◊◊◊◊◊◊**

**Neogene units folding evidence of active tectonic in the North West Birjand**

**◊◊◊◊◊◊◊**

Mehdi Yousefi1\*, Mohammad Mehdi Khatib2, Ebrahim Gholami2

1: Phd Student, Department of Geology, University of Birjand (geomehdisa31@yahoo.com)

2: Department of Geology, Faculty of science, University of Birjand

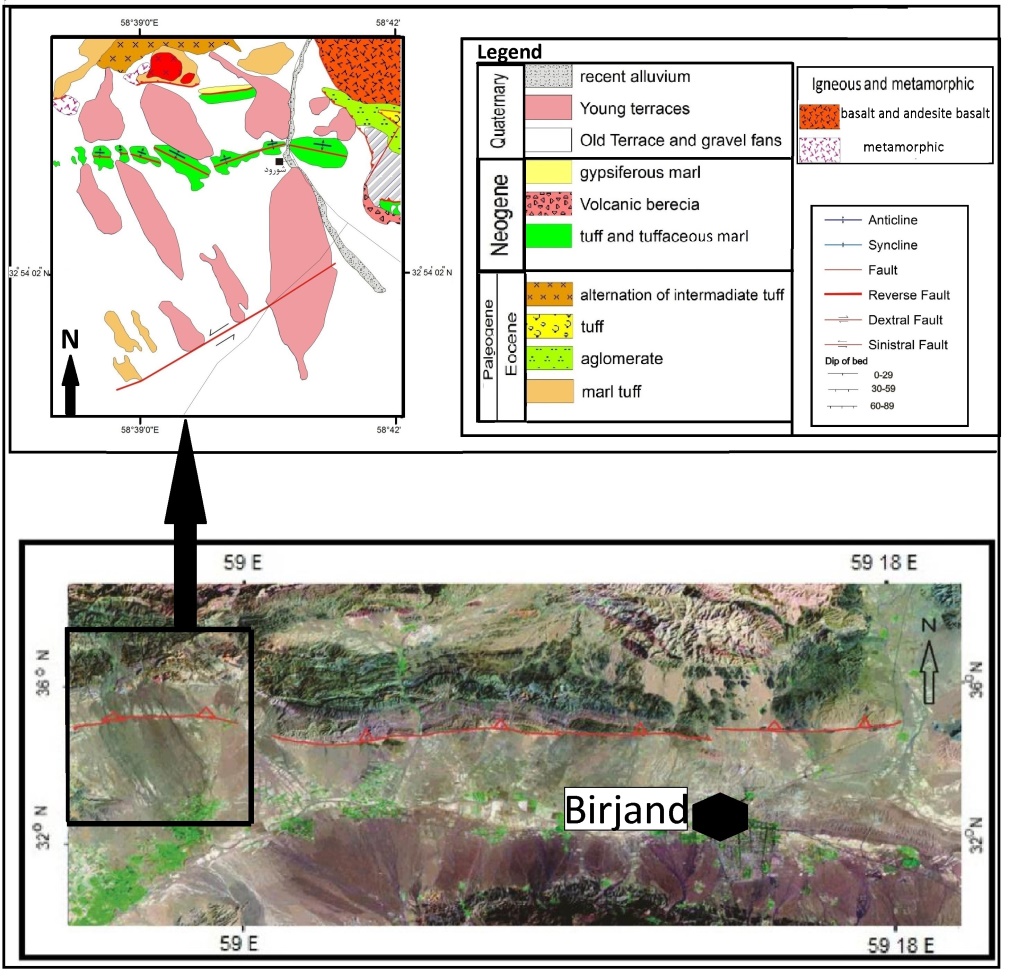
**◊◊◊◊◊◊◊**

**Abstract:** North West Birjand Area Tectonics is mainly affected by performance of Western part of the Shekarab fault Zone. The results of the morphotectonic indexes include Smf,Vf, Er, SL, Suggesting that high amounts for SL(707) and Er(0.58) and lower values for Vf (0.94) and Smf(1.14), with neotectonic evidences such as cutting and tilting in Quaternary sediements, three abandoned river terrace levels and fault scarps that indicate the Tectonics activity in this area**.** Stream fractal dimensions forwestern part of fault is 1.393 that also confirms tectonic activity. Cross section perpendicular to the fault zone was traced that it represents the three fault is parallel to the east-west direction. Due to the occurrence of lateral migration in this area and adaptation epicenter of the recent earthquakeabove of fold-thrusting, we introduce the rising in deposits along the F2 fault as fault related-fold. This anticline is asymmetric fold with more steep southern flanks than the northern flanke. More on the northern flanks rising reveal that the South thrust with the slope to the north is the main fault, and by the effect of back thrust performance with the southern slope, rising anticline has been made. Due to the difference in slope between the northern and southern flanks of the anticline in the North West Birjand and also difference between more height junction point of the anticline to the plain in northen Plain rather than southern plain, and also due to the occurance of a scarps parallel to the main faul because of growth and laterial migration in faults that they are show themself by topographical changes in the folding section we consider the folding in the North West Birjand as fault propagation related-folds.

**Keywords :** : North West Birjand – Folding - Active Tectonic - Faulting

**مقدمه :**

شناسایی اشکال ژئومورفولوژیک مربوط به زمین ساخت­هاي فعال نقش مهمی در تبیین رفتارهاي زمین ساختی و تغییرات مکانی آنها ایفا می­کند. از جمله شاخص­های ژئومورفولوژیک بالاآمدگی تاقدیس­ها می­توان به سطوح مثلثی شکل، دره هاي ساغري شکل، فاصله­بندي آبراهه­ها، الگوي­زهکشی، تراکم زهکشی، انتگرال هیپسومتریک و مئاندرهاي رودخانه اي اشاره کرد. کوتاه شدگی ناشی از برخورد صفحات سنگ کره به یکدیگر، به طور عمده به صورت گسلش معکوس و چین خوردگی مرتبط با آن در کمربندهای چین- راندگی نمایان می­شود .(Champel etal, 2002) گسل شکل گرفته در ابتدا دارای ابعاد کوچکی است ولی تداوم کوتاه شدگی و تمرکز تنش در انتهای گسل سبب افزایش طول و رشد جانبی آن می­شود. تکرار این فرایند سبب افزایش میزان جابه جایی روی صفحه گسل و برپایی و رشد تاقدیس مرتبط با آن می­شود. در چنین شرایطی می­توان از ویژگی­های زمین ریختی چین­ های مرتبط با گسل به عنوان نشانگرهای جنبش شناختی برای شناخت الگو و سازوکار رشد چین خوردگی استفاده کرد. به منظور ارزیابی نقش زمین ساخت فعال در ایجاد چین خوردگی و برخاستگی رسوبات در شمال غرب بیرجند، ابتدا میزان پویایی و فعالیت نوزمینساختی در این بخش با استفاده از شاخص­های مورفوتکتونیکی و شواهد نوزمینساختی و همچنین با محاسبه ابعاد فرکتالی آبراهه­ها تعیین می­شود. در مرحله بعد مقطع عرضی عمود بر امتداد گسل در این بخش، به نحوی که مقطع ترسیم شده بیشترین خطواره­ها موازی با گسل اصلی را شامل شده باشد(Mueller&talling, 1997) ترسیم می­گردد. پس از انتخاب مکان مسیر مقطع، در بازدید­های صحرایی سازو کار گسل در آن نقاط مشخص گردید. همچنین برخاستگی­ها و چین­های نمو یافته مرتبط با رشد گسل، نحوه رخنمون پرتگاه­ها، و دیگر شواهد مورفوتکتونیکی مرتبط با فعالیت گسلی برداشت می­گردد و برخاستگی و تشکیل چین ها در نهشته های نئوژنی وابسته به رشد گسل بررسی می­شود. نهایتا با ارائه یک مدل منطبق بر تکامل ساختاری منطقه، ارتباط ساختاری بین رشد و برخاستگی رسوبات و فرایند مهاجرت گسل در این بخش، تبیین می شود. گسل شکرآب با فاصله کمینه 4 کیلومتر از مرکز شهر بیرجند، به عنوان یک منبع فعالیت لرزه­ای برای این شهر محسوب می­گردد(شکل1). بخش غربی پهنه گسلی شکرآب واقع درشمال غرب بیرجند در بین طول­های جغرافیایی ˊ37 °58 تا ˊ42 °58 شرقی و عرض­های جغرافیایی ́ 54 °32 تا ́ 57 °32 شمالی قرار دارد. پهنه گسلی شکرآب 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(یوسفی، 1392). بررسی زمین لرزه­هاي تاریخی و دستگاهی ثبت شده در منطقه شکرآب، نشان از فعالیت مخرب با مکانیزم راندگی و چپگرد دارد(علیمی و همکاران، 1393). با وجود نقش انکار ناپذیر گسل شکرآب در دگرریختی کلی منطقه، اثر سطحی این گسل به دلیل پوشیده شدن با آبرفت­های عهد حاضر در اکثر نقاط قابل دیدن نمی­باشد و اکثرا فعالیت خود را با تغییر مسیر پلکانی در آبراهه­ها، برش در رسوبات کواترنری و برخاستگی و چین خوردگی در نهشته­های نئوژنی به خصوص در بخش غربی نشان می دهد.

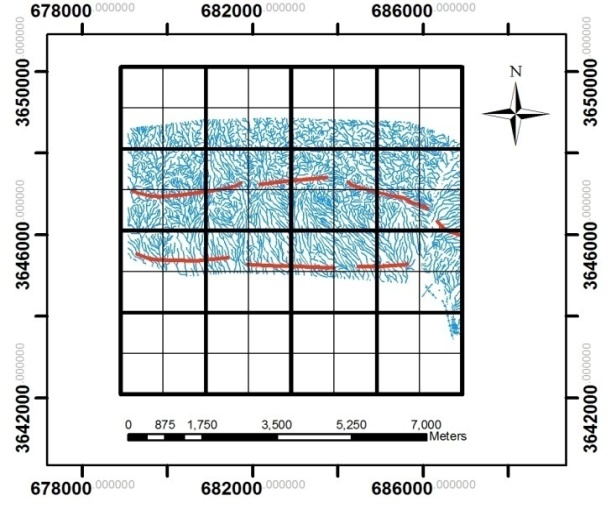
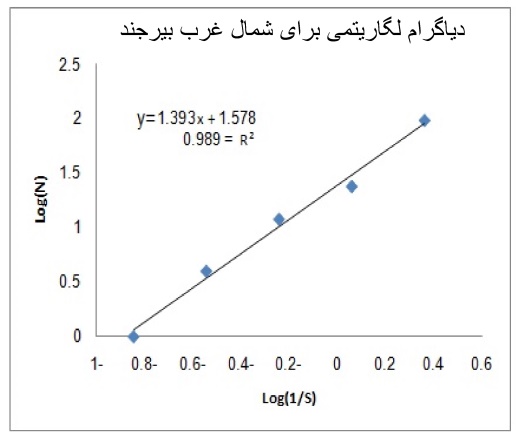


شکل 1- نقشه زمین شناسی منطقه مطالعاتی و موقعیت آن نسبت به شهر بیرجند که با کادر مشکی رنگ نشان داده شده است. گسل راندگی شکرآب با خط قرمز و مثلث­ها نمایش داده شده است.

**روش تحقیق:**

**ارزیابی فعالیت تکتونیکی بر مبنای شاخص های مورفوتکتونیکی و بعد فرکتالی آبراهه ها**

نتایج چهار شاخص SL,Smf ,Vf و Er درشمال غرب بیرجند، مقادیر بالایی برای SL (707) و Er (58/0) و مقادیر پایینی را برای Vf (94/0) و Smf (14/1)را نشان می­دهد که همراه با شواهد نوزمینساختی مثل قطع شدگی و کج شدگی در رسوبات کواترنری، وجود سه نسل از تراس­های رودخانه­ای بریده شده، پشته­های مسدود کننده و پرتگاه­های گسلی، حاکی ازپویایی زمینساختی در این منطقه می­باشد. جهت بررسی و مقایسه پویایی یک منطقه گسلی، علاوه بر اندیس­های مورفوتکتونیکی گسل، محاسبه بعد فرکتالی آبراهه­ها انجام می­پذیرد. رابطه کلی برای محاسبه ابعاد فرکتالی عبات است از: .Nn =C/RnDدر رابطه بالا Nn تعداد متغیر­های معلوم برای یک پدیده،C ثابت، Rn بعد­خطی ویژه ­و D بعد فراکتالی­می­باشد (Turcotte, 1992). برای هر کدام از منحنی­های فرکتالی رابطه Log (N) =a+ K log 1/S صادق است. که در آنK)) شیب خط و نشان­دهنده بعد فرکتالی آبراهه­ها می­باشد(Mandeibrot, 1987). میزان بعد فرکتال آبراهه­هابرای این بخش گسل1.393 می­باشد. در مناطقی که بالا آمدگی و فعالیت دیده شود به دلیل اینکه آبراهه­ها فرصت چندانی برای شاخه شاخه شدن و در حقیقت افزایش طول در یک مساحت معین را ندارند، آب­های جاری به سرعت و بصورت آبراهه­هایی با شیب تند از حوضه خارج می شوند، درنتیجه محدوده­ای کم تراکم را ایجاد می­کنند و به عبارت دیگر بعدفرکتالی در آن قسمت به عدد 1 نزدیک می باشد. بنابر این مقدار بعد فرکتالی 1.393 نیز فعالیت بالای زمینساختی را تائید می­کند. (اشکال 2 و3)

شکل2- شبکه بندی انجام شده بر روي آبراهه های شمال غرب شکل3- نمودارهاي logN-log1/S

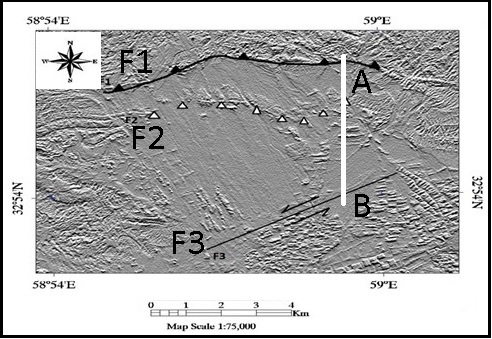
بیرجند به منظور محاسبه بعد فركتالي.

با محاسبه شاخص­های مورفوتکتونیکی و مقادیر بدست ­آمده از آنها و شواهد نوزمینساختی و همچنین با تعیین ابعاد فرکتالی آبراهه­ها مشخص گردید که شمال غرب بیرجند منطقه­ای با پویایی و فعالیت زمینساختی بالا می باشد و لذا عارضه­های مورفولوژیکی مثل برخاستگی و چین خوردگی رسوبات نئوژنی در روند­های موازی با گسل اصلی، واقع در فرو دیواره گسل اصلی را می­توان در ارتباط با رشد و مهاجرت پرتگاه­های گسل، و انتقال دگرریختی از طرف شمال به طرف دشت جنوبی کوهستان شکرآب لحاظ کرد. رخداد پدیده مهاجرت در روند­های موازی با گسل اصلی که در گسلش­های جوانتر آثار آن بصورت برش خوردگی و برخاستگی رسوبات می باشد، از فرایند­های رایج در سیستم­های راندگی و به خصوص در روند­های شرقی- غربی در شرق ایران می­باشد(Walker etal, 2004). لذا در این مرحله، مقطع عرضی عمود بر امتداد در غرب گسل، به نحوی که مقطع ترسیم شده بیشترین خطواره­ها موازی با گسل اصلی را شامل شده باشد(Mueller&talling, 1997)، ترسیم می­گردد. پس از انتخاب مکان مسیر مقطع، در بازدید­های صحرایی سازو کار گسل در آن نقاط مشخص می­گردد. همچنین نحوه رخنمون پرتگاه­ها، برش و برخاستگی­ها در رسوبات و دیگر شواهد مورفوتکتونیکی مرتبط با فعالیت گسلی برداشت گردیدند. نهایتا با ارائه یک مدل، ارتباط ساختاری بین رشد و برخاستگی رسوبات و فرایند مهاجرت گسل در این منطقه، تبیین می شود.

**بحث:**

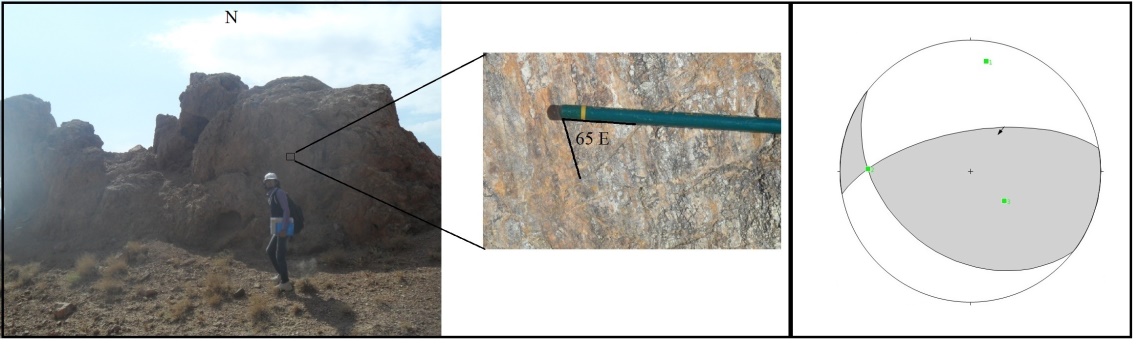
**برسی چین خوردگی وابسته به گسلش با ترسیم مقطع عرضی عمود برغرب گسل شکرآب**

در بررسی عکس­های ماهواره­ای Landsat و اعمال فیلتر جهت دار در جهت­های مختلف برای استخراج خطواره­های گسلی، و با ترسیم مقطع عرضی A-B ، سه گسل با روند­های شرقی- غربی و موازی هم تشخیص داده شد(شکل4).



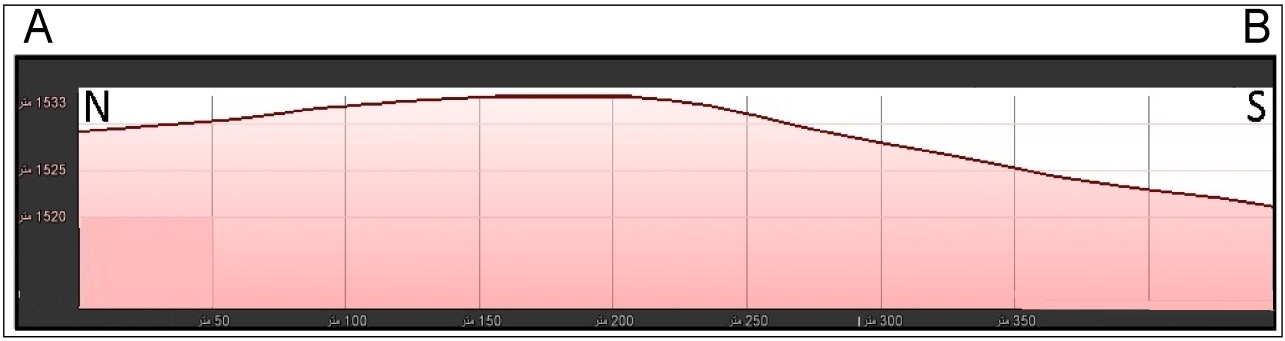
شکل 4- خطواره­های گسلی در مقطع عرضی A-B.

**F1**: این خطواره گسلی در مقطع، مرز بین کوه و دشت شکرآب را می­سازد و در واقع گسل اصلی منطقه می­باشد که بقیه گسل­ها موجود در بخش­ها­ی جنوبی در فرودیواره آن واقع هستند و از آن منشعب می­شوند. عملکرد این گسل باعث برخاستگی رسوبات پالئوژنی و نئوژنی و بهم ریختگی در توده­های نفوذی و متامورفیکی منطقه شده است. طول گسل F1 در مقطع حدود 7 کیلومتر است که خود از بهم پیوستگی قطعات مختلف تشکیل شده است. موقعیت گسل N80E,65NW و موقعیت ریک حرکتی آن N36,55 می­باشد. بنابراین مکانیزم این گسل تراستی با مولفه امتداد لغز چپگرد است(شکل5). همچنین در این گسل با حرکت به سمت جنوب و با دور شدن از گسل شکرآب شاهد جابجایی پلکانی چپگرد آبراهه­ها در مخروطه افکنه­ها هستیم که نشانگر آثار گسلی جدید تشکیل شده در نهشنه­های جوانتر می­باشد. پرتگاه های متعدد و موازی با روند اصلی هم از دیگر ویژگی این بخش می باشد که خود دال بر رخداد مهاجرت عرضی و انتشار گسلش در بخش غرب گسل شکرآب می باشد.



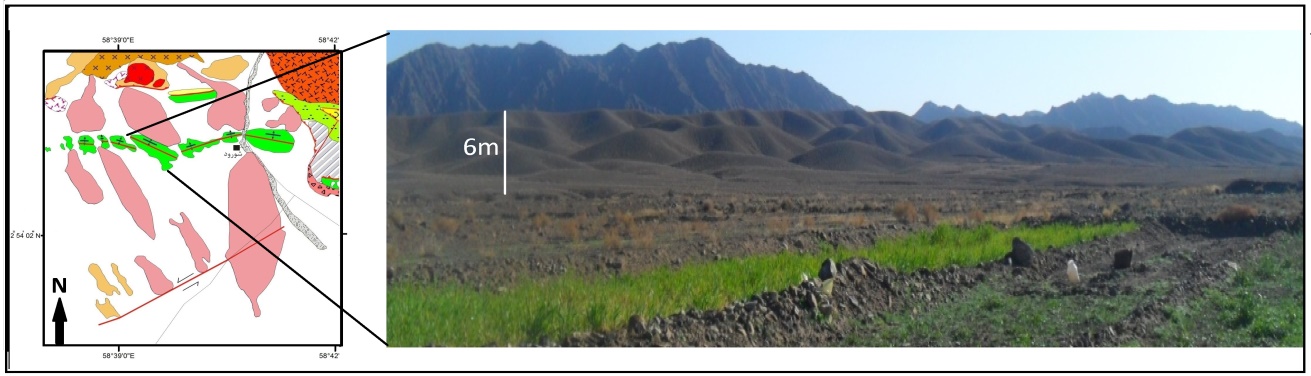
شکل 5- آثار خش لغز برداشت شده در گسل F1.

**F2**: گسل­هاي تراستي فعال معمولاً به سطح زمين نمي­رسند و پنهان مي­باشند. با توجه به اينكه اين گسل­ها از عوامل اصلي ايجاد زمين لرزه­ها مي­باشند، شناسايي آنها از اهميت خاصي برخوردار است. بررسي زمين لرزه­هاي رخ داده ناشي از گسل­هاي معكوس نشان مي­دهد كه رخداد آنها با نواحي تغيير شكل يافته رسوبات جوان همخواني داشته­اند. از اينرو باتوجه به اينكه لغزش در اين گسل­هاي پنهان با ايجاد تاقديس در بالاي راندگی همراه مي­باشد­­،­­­ لذا با بررسي زمين شناسي و ژئومورفولوژي لايه هاي برخاسته جوان، مي­توان گسل­هاي پنهان و در نهايت مناطق پر خطر لرزه خيز را شناسايي كرد. همانطور که پیشتر گفته شد کوتاه شدگی ناشی از برخورد صفحات سنگ کره به یکدیگر، به طور عمده به صورت گسلش معکوس و چین خوردگی مرتبط با آن در کمربندهای چین راندگی نمایان می­شود(Champel etal,2002). از مهمترین اهداف این نوشتار ارتباط دادن چین خوردگی و گسلش فعال می­باشد. نمونه واضح ازچین خوردگی وابسته به گسلش در منطقه شمال غرب بیرجند، را می­توان در گسل F2 (شکل4) مشاهده کرد. گسل­های فعال در اطراف بیرجند ارتباط نزدیکی با ساختار های زمین شناسی قدیمی دارد به طوری که بر روی تصاویر ماهواره ای در جنوب منطقه، چین خوردگی­های مرتبط با گسلش در واحد­های نئوژن و به موازات رشته کوه وجود دارد(علیمی و همکاران، 1393). با حرکت از گسل F1 به سمت جنوب و با طی فاصله ای در حدود 1کیلومتر شاهد خطواره­ای دیگر از گسل در مقطع عرضی خواهیم بود. گسل F2 که در نقشه زمین شناسی 100000/1 خوسف هم به عنوان گسل مشکوک معرفی شده است، دارای سه امتداد متفاوت شمال شرق- جنوب غرب، شرقی- غربی و شمال غرب- جنوب شرق می باشد(شکل 4). گسل اصلی منطقه(F1) دارای شیب به سمت شمال می­باشد. رخداد پدیده مهاجرت عرضی شمالی جنوبی در این سیستم گسلی، منجر به ایجاد مسیرهای جدید و موازی ازگسلش در دشت شکرآب شده است؛ بطوری که گسل­های جنوبی مکانیزمی مشابه با گسل اصلی دارند. در سیستم­های راندگی عملکرد توام گسل اصلی و پس راندگی همراه آن، موجب برخاستگی و چین خوردگی رسوبات رویی می­شود. به دلیل وجود پرتگاه­های گسلی متعدد و پلکانی در یال­های شمالی و جنوبی چین که خود را با تغییرات توپوگرافی در تاقدیس شمال غرب بیرجند نشان می­دهند، ضمن تائید گسله بودن یال­های شمالی و جنوبی، نتیجه می­گیریم که عملکرد راندگی و پس راندگی در خطواره گسلیF2 موجب برخاستگی و رشد این چین خوردگی شده است. همچنین باتوجه به اینکه در اين قسمت مقطع عرضی ترسیمی(خطوارهF2)، محل اتصال دامنه شمالي چین خوردگی حاصله در اثر عملکردگسل به دشت در ارتفاع بالاتري نسبت به محل اتصال دامنه جنوبي قرار دارد(شکل6، مقطع A-B در شکل 4)، و بدلیل جهت شیب شمالی در گسل اصلی منطقه(F1)­، می­توان یال شمالی تاقدیس را بلوك واقع در فراديواره گسل F2 در نظر گرفت. این مورد نشان می­دهد راندگی در زیر يال جنوبي تاقدیس، گسل اصلی خطواره­ی ­F2مي­باشد.



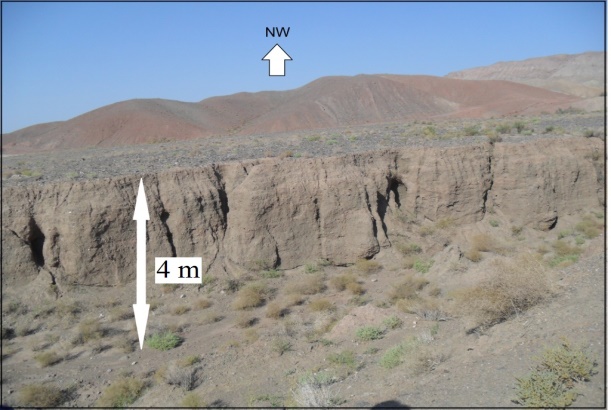
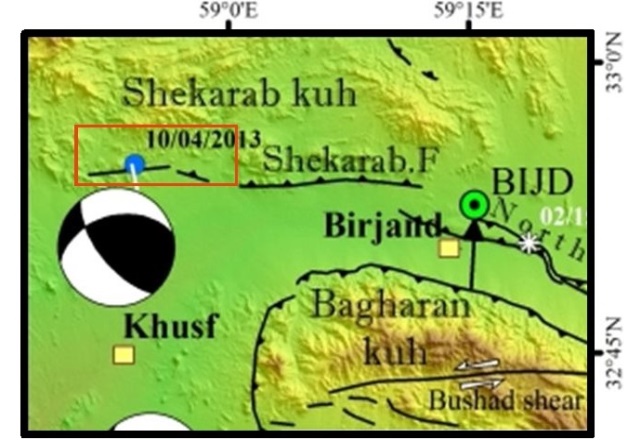
شکل6- مقطع توپوگرافی رسم شده A-B جهت مقایسه اختلاف ارتفاع راس تاقدیس با دشت های شمالی و جنوبی آن.

برخاستگي در فراديواره در گسل­هاي پنهان در مناطق ديگرايران، مانند طبس، نيز مشاهده شده است(Walker etal, 2004). ستيغ پهن در تاقديس شمال غرب بیرجند را مي­توان مطابق مدل چين پيشروگسلي دو گوشه­اي (Tavani & Storti, 2006) كه در آن ستيغ پهن را به طول بلند رمپ اوليه مربوط مي­داند، توجيه كرد. يعني به دليل اينكه رمپ اوليه داراي طول زيادي بوده است، در مراحل ابتدايي رشد گسل، چيني كه ايجاد شده داراي ستيغي پهن مي­باشد. همچنین مي­توان پيدايش اين چين را مطابق مدل چين پيشروگسلي دو گوشه­اي در نظر گرفت. در اين مدل ذكر شده است كه يال جلويي با شيب زياد و يال پشتي با شيب كم نشانگر ايجاد رمپ اوليه در عمق كم مي­باشد. در تاقديس شمال غرب بیرجند نيز همانطور كه گفته شد، يال پشتي كم شيب ويال جلويي شيب دارتر مي­باشد(شکل6)، مضاف بر اینکه بررسی سازوکار کانونی زمینلرزه اخیر غرب شکرآب، عمق 10 کیلومتر را برای این گسل در نظر می­گیرد(علیمی و همکاران،1393)، بنابراين مي­توان نتيجه گرفت كه هسته زايي و ايجاد رمپ اوليه در عمق كم صورت گرفته است. در اثر عملکرد گسل F2 و پس راندگی آن، رسوبات نئوژنی برخاستگی حدود 6 متر رامتحمل شده­اند(شکل7).



شکل7- نمایی از چین خوردگی و برخاستگی در رسوبات نئوژن وابسته به گسل F2. (دید به سمت NE).

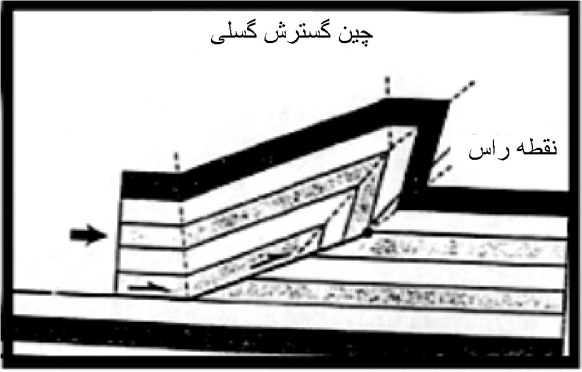
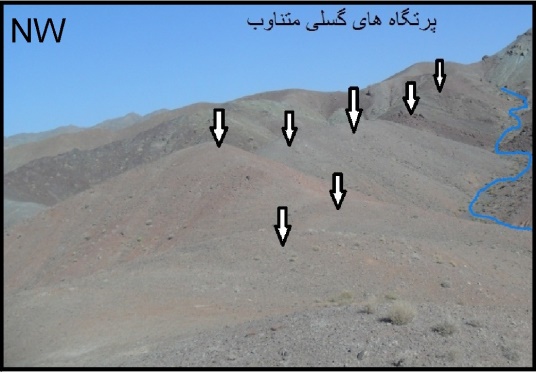
وجود پرتگاه گسلي در هر دو دامنه شمالي و جنوبي نشانگر وجود دو تراست پنهان با شيب مخالف شمالي وجنوبي مي­باشد. با توجه به اينكه همزمان با افزايش جابجايي درگسل، طول گسل نيز افزايش مي­يابد (Cowie & Scholz, 1992) باحركت به سمت غرب، همراه با کاهش ارتفاع چین خوردگی، و در مناطقي كه حتي اثري از چين مشاهده نمي شود، در مسير رودخانه مي توان شواهد برحفر بستر ناشي از فعاليت گسل را مشاهده كرد كه نشانگر رشد طولي گسل مي باشد(شکل8). علاوه بر موارد ذکر شده در بالا، از دیگر دلایل اساسی و مهم که می­توان بوسیله آن چین خوردگی رسوبات نئوژنی با روند غربی شرقی را به گسلش F2 در غرب پهنه شکرآب نسبت داد، می­توان به وقوع زمینلرزه 10/04/2013 در عمق 10 کیلومتری و بزرگی MW=4.4 با کانون گسیختگی کاملا منطبق بر چین- راندگی گسلF2 اشاره کرد(علیمی و همکاران،1393)(شکل9). سازوکار کانونی ایجاد شده، گسل مسبب زمینلزره(F2) را از نوع راندگی با شیب به سمت شمال شرق به همراه مولفه امتدادی چپگرد معرفی می­کند که با مکانیزم گسل اصلی منطقه(F1) که ما در بازدید های صحرایی مشخص کردیم، مشابهت دارد. مورد فوق ضمن تائید فعالیت زمینساختی منطقه، نشان می­دهد که چین خوردگی موجود که کانون زمینلرزه اخیر بر آن منطبق است، وابسته به گسلش است که در طی زمان و با روندهایی موازی با روند گسل اصلی به طرف جنوب مهاجرت کرده است.

شکل8- حفر بستررودخانه به عمق 4 متر در شمال غرب بیرجند(شکل سمت راست).

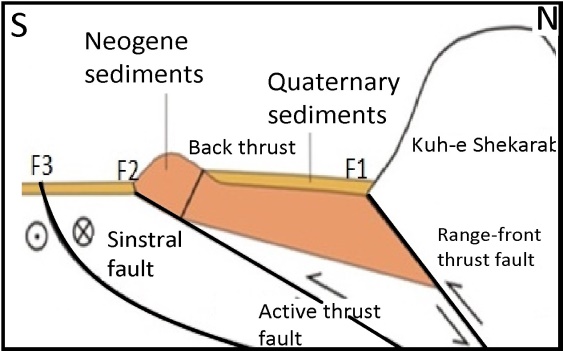
شکل 9- نقشه عارضه نگاریSRTM 90 متر منطقه شکرآب. سازوکار کانونی زمینلزه اخیر در غرب شکرآب(محدوده مطالعاتی مستطیل قرمز رنگ می­باشد) عملکرد راندگی با مولفه چپگرد را نشان میدهد (علیمی و همکاران،1393).(شکل سمت چپ).

بدلیل انطباق کانون زلزله زیر تاقدیس و با توجه به شکل نامتقارن چین واختلاف شیب یال های شمالی و جنوبی تاقدیس غرب شکرآب و همچنین بدلیل اختلاف ارتفاع محل اتصال دامنه تاقدیس به دشت شمالی نسبت به محل اتصال تاقدیس به دشت جنوبی(شکل 6)، و همچنین با توجه به انتشار گسل و ظهور پرتگا­های موازی با گسل اصلی که خود را با تغییرات توپوگرافی در مقطع چین خوردگی نشان می­دهند(شکل10)، چین خوردگی وابسته به گسل در غرب شکرآب را مطابق مدل(suppe, 1985) از نوع چین خوردگی وابسته به انتشار گسل در نظر می­گیریم(شکل 11).

شکل10- مقطع توپوگرافی پرتگاه­های نشانگر انتشار گسل شکل11- الگوی هندسی یک چین گسترش گسلی(suppe, 1985) .

**F3**: با ادامه حرکت در مقطع از گسل F2 به سمت جنوب و فاصله حدود 1.5کیلومتر شاهد نسل سوم از گسلش در این مقطع خواهیم بود. همانطور که اشاره شد تشخیص این گسل با استفاده از اعمال فیلتر در جهات مختلف بر روی عکس های ماهواره ای Landsat جهت بارزسازی خطواره­های گسلی انجام پذیرفت. گسل F3 دارای امتداد N55 E وطول تقریبی 5.5 کیلومتر است. در اثر فعالیت این گسل برخاستگی در واحد ها به میزان جزئی در واحد ها رخ می­دهد. می­توان آن را گسلی پنهان (Hidden fault) معرفی کرد که اثر فعالیت وحرکت خود را بصورت جابجایی و برش چپگرد واضح در مخروطه افکنه­های جوان نشان می دهد. این پدیده در عکس­های هوایی وماهواره ای بخوبی قابل مشاهده است(شکل4). در نهایت با تلفیق داده­های موجود اعم از برداشت­های صحرایی­، محاسبه سازوکار کانونی زلزله­ها و با توجه به سازوکار گسل­های موازی با روند شرقی- غربی در شمال غرب بیرجند و تعیین ویژگی­های هر کدام و همچنین عوارض مورفولوژیکی همراه با هرخطواره گسلی و ساختارهای ایجاد شده در اثر فعالیت هر یک از این سه گسل مثل برخاستگی، چین خوردگی و برش در رسوبات جوان، می­توان بلوک دیاگرام دو بعدی را برای منطقه شمال غرب بیرجند، منطبق بر ویژگی­های ساختاری منطقه، به شکل زیر ارائه داد(شکل12).



شکل 12- مدل ساختاری مبین ارتباط بین گسلش و چین خوردگی در شمال غرب بیرجند.

**نتيجه گيري :**

بررسی مقادیر بدست آمده از شاخص­های مورفوتکتونیکی و شواهد نوزمینساختی و همچنین با محاسبه بعد فرکتالی آبراهه­ای در شمال غرب بیرجند، نشان داند که این منطقه در دسته مناطق فعال زمینساختی قرار دارد. با ترسیم مقطع عرضی عمود بر این بخش غربی گسل شکرآب، شاهد سه خطواره گسلی با روند شرقی غربی موازی با هم هستیم که باتوجه به رخداد مهاجرت عرضی در گسل شکرآب، برخاستگی رسوبات در امتداد خطواره گسلی F2، را چین خوردگی وابسته به گسل معرفی می­کنیم. همچنین وقوع زمینلرزه 10/04/2013 در عمق 10 کیلومتری و بزرگی MW=4.4، و با حل سازوکار کانونی این رخداد لرزه ای که گسل مسبب زمینلرزه را از نوع راندگی با شیب به سمت شمال شرق به همراه مولفه امتدادی چپگرد می­داند وکاملا هم منطبق بر چین راندگی گسل F2 می­باشد، را می­توان دلیل دیگری جهت اثبات برخاستگی و چین خوردگی وابسته به گسل فعال در منطقه بیان کرد. وجود پرتگاه گسلي در هر دو دامنه شمالي و جنوبي تاقدیس شمال غرب بیرجند، نشانگر وجود دو تراست پنهان با شيب مخالف شمالي وجنوبي مي­باشد. بررسي ستيغ شمال غرب بیرجند نشان می­دهد اين تاقدیس، چيني نامتفارن با يال شمالي كم شيب و يال جنوبي پرشيب می­باشد. با توجه به شیب یال­های شمالی و جنوبی تاقدیس و بدلیل اختلاف ارتفاع محل اتصال دامنه تاقدیس به دشت شمالی نسبت به محل اتصال تاقدیس به دشت جنوبی(شکل 6)، و همچنین با توجه به انتشار و مهاجرت گسل و ظهور پرتگا­های موازی با گسل اصلی که خود را با تغییرات توپوگرافی در مقطع چین خوردگی نشان می­دهند، چین وابسته به گسل در شمال غرب بیرجند را از نوع چین خوردگی وابسته به انتشار گسل در نظر می­گیریم.

**منابع فارسي :**

علیمی، م.ا، خطیب، م.م، حسامی آذر، خ و هیهات، م. ر، 1393، ارزیابی لرزه زمین ساختی راندگی­ها و پهنه هاي گسلی پنهان در گستره مختاران - خاور ایران، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه شهید چمران اهواز، شماره 12، 52- 41 ص ص.

یوسفی، م.،خطیب، م.م.، غلامی، ا.، موسوی، س م.، 1392. ارزیابی فعالیت گسل شکرآب(شمال بیرجند) بر مبنای داده های ریخت زمین ساختی، فصلنامه پژوهش های دانش زمین، شماره 14، 65-53 ص ص.

**References:**

Champel, B., Van der Beek, P., Mugnier, J. L. and Leturmy, P., 2002, Growth and lateral propagation of fault-related folds in the Siwaliks of western Nepal: rates, mechanisms, and geomorphic signature, Journal of Geophysical Research, Solid Earth, V. 107, P. 1-18.

Cowie, P.A., and Scholz, C.H., 1992. Growth of fault by accumulation of seismic slip, Journal of geophysical research, V. 97, P. 1085\_1095.

Mandeibrot, B.B., 1987, Fractal geometry in San Andreas Fault System, Journal of Geophysical Resarch,V. 92, No.B1, P. 331-344.

Mueller, K., Talling, P., 1997, Geomorphic evidence for tear faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California. Journal of Structural Geology, V. 19, P. 397 – 411.

Suppe, J., 1985. Prinsipal of Structural Geology, Prentise-hall, P. 537.

Tavani, S., Storti, F., and Salvini, F., 2006. Double-edge fault- propagation folding: geometry and kinematics, Journal of Structural geology, V. 28, P. 19-35.

Turcotte, D.L., 1992. Fractals in Geology and Geophysics, PAG, V. 131, P. 171-196.

Walker, R.T., Jackson, J., and Baker, C., 2004. Thrust folding in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences, Geophysical journal International, V. 152, P. 749-765.