

بررسی نقش زمین ساخت در روند تحول ژئومورفولوژیک پادگانه‌های رودخانه‌ی قزل‌اوزن

غلام حسن جعفری^۱

مه‌دی عباسی^۲

چکیده

بررسی پادگانه‌ها از عمده‌ترین مباحث مربوط به ژئومورفولوژی رودخانه‌ای می‌باشد. آن‌ها سطوح با شیب کم هستند که به موازات محور دره‌ی رودخانه، در سطوح بالاتر از بستر امروزی در نتیجه‌ی برش بستر، توسط رودخانه و در انعکاس پاسخ به تغییرات عوامل خارجی مانند آب‌وهوا، تکتونیک و سطح اساس ایجاد شده‌اند. رودخانه‌ی قزل‌اوزن به‌عنوان یکی از طولی‌ترین سیستم‌های رودخانه‌ای، به تغییرات عوامل خارجی (آب‌وهوا، تکتونیک و سطح اساس) به‌خوبی پاسخ داده است. به این منظور، پس از تقسیم‌بندی مسیر رودخانه به نه بازه، نیمرخ‌هایی بر روی پادگانه‌های مجاور گسل‌ها رسم گردید تا از نظر تغییر ارتفاع سطوح و تقارن بررسی شوند. هم‌چنین برای بررسی میزان تأثیر فعالیت‌های تکتونیک بر حوضه‌ی آبریز قزل‌اوزن، چهار زیر حوضه‌ی دیواندره، زنگان‌رود، قرتقوچای و هشت‌چین- طارم، به ترتیب از سر آب به پایاب، به کمک دو شاخص، گرادیان طول رودخانه (SL) و نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (Vf) با مقاطع مشخص، بررسی شدند. نتایج بررسی‌ها نشان‌دهنده‌ی ارتباط ساختمان پادگانه‌ها با عامل زمین‌ساخت بوده است. به این معنی که فرم پادگانه‌ها در پایاب رودخانه بیشتر انعکاسی از اثرات تئوتکتونیک و زمین‌ساخت است

۱- استادیار ژئومورفولوژی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران (نویسنده مسئول)

Email:jafarihas@znu.ac.ir

۲- کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

در صورتی که در سر آب، بیشتر اثرات زمین‌ساخت اولیه را منعکس کرده‌اند. بازخورد چنین فعالیت‌هایی در پایاب حوضه به صورت مخروط‌افکنه‌های متداخل و جداره قائم پادگانه‌ها در سنگ‌بستر و در سر آب به شکل پادگانه‌های متداخل در رسوبات آبرفتی با کناره‌هایی کم شیب است.

واژگان کلیدی: پادگانه، قزل‌اوزن، تکتونیک، سطح اساس.

مقدمه

امروزه بخش گسترده‌ای از پژوهش‌ها به بررسی واکنش رودخانه‌ها نسبت به زمین‌ساخت، آب‌وهوا و ناهمواری‌های سطح زمین مربوط می‌شود. تمام پژوهش‌ها به این نتیجه منجر شده‌اند که ریخت‌شناسی رودخانه‌ها می‌تواند برای دستیابی به ناآرامی‌های موجود در منطقه، مورد استفاده قرار گیرد (حسینی تودشکی و همکاران، ۱۳۸۸: ۵۵). امکان تفکیک اثر فعالیت‌های تکتونیکی از اثر تغییرات شرایط آب و هوایی در تحولات ایجادشده در چشم اندازهای سطح زمین کار بسیار مشکلی است (ثقفی و همکاران، ۱۳۹۵: ۹۸). فعالیت تکتونیکی در امتداد خطوط گسلی فعال بر روی ویژگی‌های توپوگرافی اثر مهمی دارد (عابدینی و همکاران، ۱۳۹۵: ۲۰۰). شکل‌گیری و حفظ پادگانه‌های خاص در ترکیب سه شرط زمین‌ساختی، یعنی: بالآمدگی عمودی منطقه‌ای، فرونشست محلی حوضه‌ی رودخانه و بالآمدگی محلی، متفاوت می‌باشد. فرونشست نسبی محلی باعث تجمع رسوب در حوضه‌های محلی و رسوب کمتر در اطراف قسمت بالآمده پادگانه‌های رودخانه‌ای می‌شود. نرخ بالآمدگی‌های مختلف در هر دو طرف دره باعث ایجاد پادگانه‌های نامتقارن می‌شود (ویون و همکاران، ۲۰۱۴: ۱۱۹). مطالعات و تحقیقات انجام‌شده در مورد رودخانه‌ها در سطح جهانی، نشان می‌دهد که شکل‌گیری پادگانه‌ها در درجه‌ی اول یک نتیجه از بالآمدگی زمین‌ساختی در ترکیب با چرخه‌ی آب‌وهوایی است (فوجس و همکاران، ۲۰۱۴: ۸۰). تشکیل پادگانه‌های رودخانه‌ای، تغییر نیمرخ طولی و مقطع عرضی، برش بستر و همچنین

جابجایی‌های جانبی در مسیر جریان رودخانه‌ها، از جمله واکنش‌هایی محسوب می‌شوند که عمدتاً ناشی از تکتونیک می‌باشد (یمانی و علمی زاده، ۱۳۹۳: ۹).

لوین و گیبارد^۱ (۲۰۱۰) به پادگانه‌های رودخانه‌ی کواترنری در جنوب و شرق انگلستان پرداخته و میزان اختلاف ارتفاع بین پادگانه‌ها را نتیجه‌ی سرعت و طول مدت حملات رودخانه، مقاومت سنگ‌بستر، شیب زمین و نرخ بالآمدگی دانسته و نرخ‌های بالاتر را در شیب‌های تند بستر رودخانه شامل مناطق بالادست رودها و نقاط کنیک کوهستان، مناطق مربوط به تغییر سطح اساس یا بالآمدگی، بیان کردند. هومولووا و همکاران^۲ (۲۰۱۲) به بررسی پادگانه‌های رودخانه‌ی ولتاوا به طول حدود ۳۷۷ کیلومتر در حوضه‌ی آبریز با مساحت بیش از ۲۲۷۰۰۰ کیلومتر در سرزمین چک پرداخته‌اند و تشکیل پادگانه‌های آبرفتی را حاصل فرآیندهای کنترل اقلیمی و تئوتکتونیک در اواخر دوران سنوزوئیک می‌دانند. مادریتس و همکاران^۳ (۲۰۱۲) در بررسی سیستم تراس رودخانه اُگون در شرق فرانسه، پادگانه‌های آبرفتی و رسوبات مربوط به آن را کلید اصلی بررسی برش دینامیک رودخانه، بازسازی تأثیر تغییرات سطح دریای گذشته، انجماد در سیستم‌های رودخانه‌ای و همچنین برای مشخص نمودن اثر حرکات زمین‌ساختی در ژئومورفولوژی می‌دانند. گنگ و لی^۴ (۲۰۱۴) به تکامل ترتیب پادگانه‌ها در امتداد رودخانه‌ی ماناس در شمال چین، با استفاده از روش لومینسانس پرداختند و موفق به شناسایی شش سطح پادگانه شده و به این نتیجه رسیدند که علاوه بر تأثیرات آب‌وهوایی، نیروهای زمین‌ساختی فعال نیز به‌طور قابل توجهی در تشدید تشکیل پادگانه‌ها مؤثر بوده‌اند. هوانگ و همکاران^۵ (۲۰۱۴) به کنترل اقلیمی تشکیل پادگانه‌ی رودخانه در منطقه‌ی زمین‌ساختی فعال در امتداد کوهپایه‌های جنوبی تیان‌شان پرداخته و ترکیب بالآمدگی زمین‌ساختی و تنوع آب‌وهوایی کواترنر را باعث کنترل رسوب و ایجاد پادگانه‌ی جنوبی تیان‌شان دانستند. گیانو و گیاناندرا^۶ (۲۰۱۴) بالآمدگی

^۱ - Lewin and Gibbard.

^۲ - Homolova et al.

^۳ - Madrits et al.

^۴ - Gong and Li.

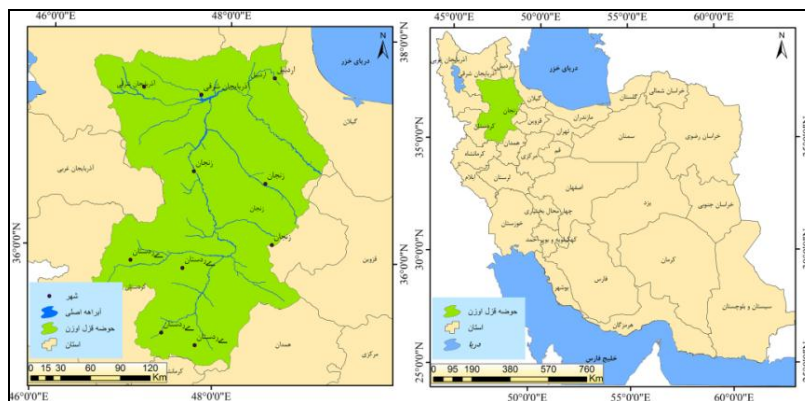
^۵ - Huang et al.

^۶ - Giano and Giannandrea.

ناهمسان بخش جنوب شرقی کوه‌های آپنین کشور ایتالیا، در اواخر پلیوستوسن را از طریق تجزیه و تحلیل پادگانه‌های آبرفتی استنباط کرده و نرخ بالآمدگی پلیوستوسن را mmy^{-1} $0.7 - 0.9$ را برآورد نموده است. دلال اوغلی (۱۳۸۷) با استفاده از مقطع زمین‌شناسی، بررسی گسل‌ها و نیمرخ طولی بستر رودخانه، عامل تشکیل دره‌ی شیروان (شیروان دره سی) و پادگانه‌های کناره‌ی آن را، تحلیل کرده و عامل تشکیل دره‌ی شیروان و پادگانه‌های اطراف آن را دخالت لیتولوژی، فعالیت تکتونیکی و تغییرات آب‌وهوایی بیان کرده است. مقصودی و همکاران (۱۳۹۰) به بررسی زمین‌ساخت فعال حوضه‌ی آبخیز کفرآور پرداخته و تغییرات شدید در نیمرخ طولی رودخانه، دیواره‌ی قائم مسلط بر رودخانه، جوان شدگی رودخانه و ایجاد پادگانه‌ی جدید در دشت سیلابی و وجود سه پادگانه در سمت راست بستر را حاکی از حرکات زمین‌ساختی جوان دانستند.

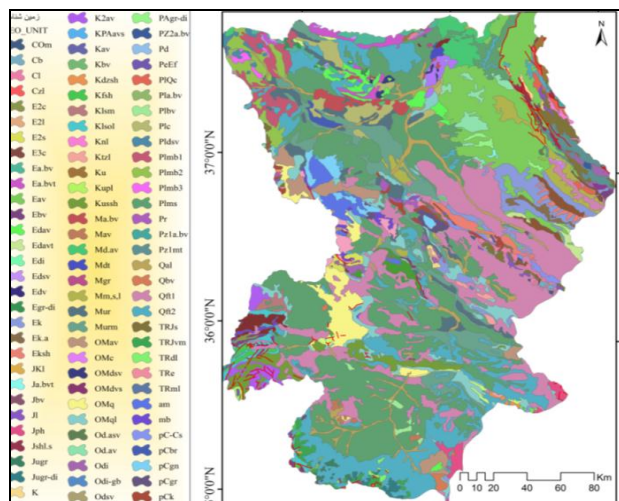
منطقه مورد مطالعه

حوضه‌ی آبریز قزل‌اوزن در شمال غرب ایران و در عرض جغرافیایی $34^{\circ} 53' 21''$ تا $37^{\circ} 56' 2''$ شمالی و طول جغرافیایی $46^{\circ} 27' 43''$ تا $49^{\circ} 19' 43''$ شرقی قرار دارد. حوضه آبریز رودخانه، کوهستانی و متشکل از دشت‌های آبرفتی و تپه ماهورهایی با رسوبات مارنی و سازندهای کم مقاومت در مقابل عوامل فرسایشی است که ارتفاع و شیب آن‌ها نسبتاً کم می‌باشد (رضایی‌مقدم و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۳۴) (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه موقعیت جغرافیایی حوضه‌ی آبریز قزل‌اوزن

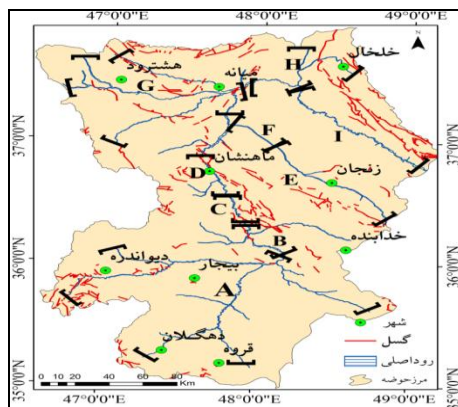
حوضه قزل اوزن از نظر تقسیمات زمین شناسی در بین زون های سنندج-سیرجان، ایران مرکزی، آذربایجان و البرز واقع شده است (جداری عیوضی، ۱۳۹۲: ۲۸). پراکندگی سازندهای زمین شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه به گونه‌ای است که ارتفاعات شمالی زنجان و ارتفاعات دامنه شمالی کوه بلقیس از سازندهای آذرین تشکیل شده است. تراس های آبرفتی جدید و قدیم در دشت زنجان، میانه، بیجار و مخروط‌های افکنه طارم به چشم می خورد. سنگ‌های دگرگونی در ارتفاعات شمالی طارم، قلعه‌چای دامنه جنوب غربی سه‌پند وجود دارند. مارن از جمله رسوباتی می باشد که پراکندگی آن در مرکز حوضه بیشتر از سایر قسمت‌ها است. در مسیر رودخانه قزل اوزن واحدهای مختلف از جمله سازند قم، سازند سرخ بالایی، سرخ زیرین و سازند کرج وجود دارد. همچنین سنگ‌های آتش فشانی به همراه نهشته‌های مربوط به نئوژن و کواترنری به چشم می خورد (بختیاری، ۱۳۹۴: ۳۴) (شکل ۲). گسل‌ها در شبکه‌ی آبراهه‌ای نقش مؤثری دارند. مهم‌ترین گسل‌های حوضه گسل حلب، گسل سلطانیه-زنجان، گسل منجیل (قزل اوزن) است (پور کرمانی، آرین، ۱۳۷۸: ۳).



شکل ۲: نقشه‌ی زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

در این پژوهش پس از مشخص نمودن مرز حوضه آبی قزل‌اوزن در نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، مسیر رودخانه قزل‌اوزن با توجه به نحوه قرارگیری گسل‌های منعکس‌شده در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نسبت به رودخانه، نوع لیتولوژی اطراف رودخانه و فاصله گرفتن از سر آب به ۹ بازه تقسیم‌بندی شد. وجود پادگانه‌های آبرفتی از طریق تصاویر ماهواره‌ای ETM+ و مشاهدات میدانی، در بازه‌های مختلف محقق گردید. امتداد و جهت گسل‌های منطقه در راستای شکستگی‌ها و فشارهای وارده از صفحات بوده و روند عمومی گسل‌های ایران را نشان می‌دهد. گسل‌های میکرو و کوچک‌تر نیز تقریباً در سراسر صفحه‌ی آبریز ملاحظه می‌شود اما بیشتر در امتداد ناهمواری‌ها و رشته‌کوه‌های حوضه‌ی مورد مطالعه فراوان هستند (رستم‌خانی، ۱۳۹۳: ۸۴). سپس به کمک نقشه‌های فوق و با استناد به شواهد ریخت‌شناسی و فراخوانی لایه‌های مورد نیاز همچون گسل‌ها و لیتولوژی در نرم‌افزارهای رایانه‌ای، نیمرخ‌هایی عرضی بر روی پادگانه‌های مجاور گسل‌ها ترسیم شد تا بتوان آن‌ها را از نظر تغییر ارتفاع سطوح و تقارن بررسی کرد. بر اساس روش‌های لی و همکاران (۱۹۹۹)، یوکویاما (۱۹۹۹)، کرمی و رجایی (۱۳۸۳) و با استناد به شواهد ریخت‌شناسی، وضعیت فعالیت‌های زمین‌ساخت در کواترنری بررسی شد. به این منظور، پس از تقسیم‌بندی مسیر رودخانه به ۹ بازه (شکل ۳)، با فراخوانی گسل‌های و توجه به لیتولوژی منطقه، نیمرخ‌هایی عمود بر پادگانه‌های مجاور گسل ترسیم گردید و تغییر ارتفاع سطوح پادگانه‌ای و وضعیت تقارن آن‌ها بررسی گردید.



شکل ۳: بازه بندی حوضه آبریز قزل اوزن با توجه به تأثیر گسل بر یادگانه‌ها

شاخص‌های مورفوتکتونیک: برای بررسی میزان تأثیر فعالیت‌های تکتونیک بر حوضه آبریز قزل اوزن، چهار زیر حوضه دیواندره، زنگان رود، قرنقوچای و هشتچین-طارم، به ترتیب از سر آب به پایاب، به کمک دو شاخص، گرادیان طول رودخانه (SL) و نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (Vf) با مقاطع مشخص، بررسی شدند. هویت مکانی یادگانه آبرفتی به گونه‌ای است که امکان اعمال تمامی شاخص‌های مورفوتکتونیک را فراهم نمی‌کند.

شاخص گرادیان طول رودخانه (SL): این شاخص از رابطه‌ی ۱ به دست می‌آید:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L \quad \text{رابطه ۱}$$

در این رابطه ΔF برابر با اختلاف ارتفاع در یک مقطع مشخص، ΔL برابر با فاصله‌ی افقی در آن مقطع مشخص و L برابر با طول رودخانه از نقطه‌ی مرکزی مقطع اندازه‌گیری شده تا سرچشمه‌ی رودخانه می‌باشد. $\Delta H / \Delta L$ همان شیب قسمتی می‌باشد که می‌توان با استفاده از آن، رودخانه‌های کوچک با نیمرخ پرشیب و رودخانه‌های بزرگ‌تر با نیمرخ کم شیب و ملایم را مقایسه کرد (فونت و همکاران، ۲۰۱۰)^۱. این شاخص در مناطقی که بستر رودخانه در سنگ‌های سخت قرار دارد، افزایش می‌یابد (یمانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۷).

^۱ - Font et al, 2010

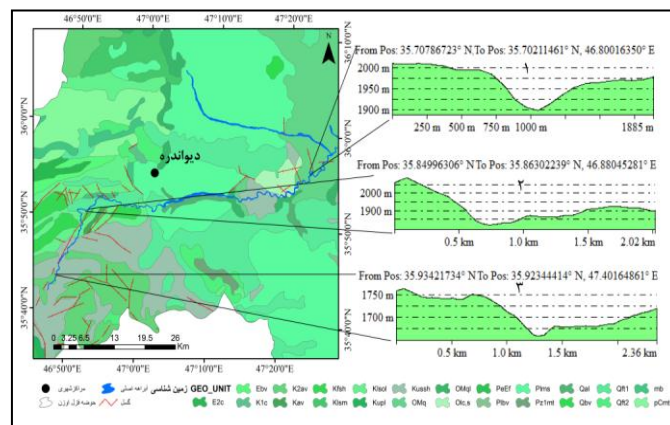
شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (V_f): این پارامتر در فاصله‌ی معین ۱- ۰/۵ کیلومتر از پیشانی کوهستان موردبررسی قرار می‌گیرد (ثروتی و همکاران، ۱۳۹۴: ۱۱۴، به نقل از سیلوا و همکاران، ۲۰۰۳). این شاخص از رابطه‌ی ۲ محاسبه می‌شود:

$$V_f = V_{fw} / [(Ald - Asc) + (Ard - Asc) / 2]$$

رابطه ۲
در این رابطه (V_{fw}) پهنای دره و (Ald)، (Ard)، (Asc) به ترتیب، ارتفاع خط تقسیم آب در قسمت چپ و راست دره و کف بستر دره می‌باشند.

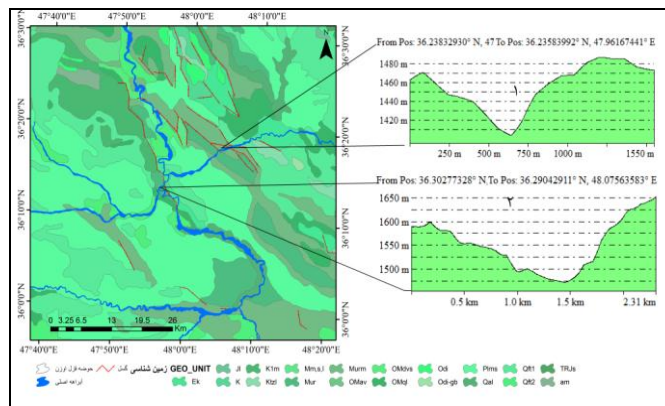
یافته‌ها و بحث

بازه‌ی (A): همان‌طور که در شکل (۴) دیده می‌شود، در منطقه‌ی نزدیک شهر دیواندره و مسیر رودخانه، گسلی دیده می‌شود که موازی و منطبق بر بستر رودخانه بوده و نسبت به سایر گسل‌های اطراف بزرگ‌تر می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی تبعیت رودخانه از گسل بوده و ژرف بودن کانال رودخانه‌ای در این بخش (پروفیل شماره ۱) ناشی از انطباق و آهنگ بالای حفر عمودی است، که در نتیجه‌ی حرکات نسبتاً سریع شاغولی صورت می‌گیرد. جنس تشکیلات در این محدوده به‌طور عمده مارن بوده و در مناطق گسلی، آذرین می‌باشد. پروفیل‌های عرضی شماره‌ی ۲ و ۳ نیز عدم تقارن پادگانه‌ها را در محدوده‌ی گسل نشان می‌دهد.



شکل ۴: بازه‌ی (A)

بازهی (B): در مسیر رودخانه و بین ۴۸/۰۵ تا ۴۸/۱۳ درجه از طول شرقی و ۳۶/۲۸ تا ۳۶/۳۱ درجه از عرض شمالی، گسل‌ها عمود بر بستر رودخانه می‌باشند (شکل ۵).

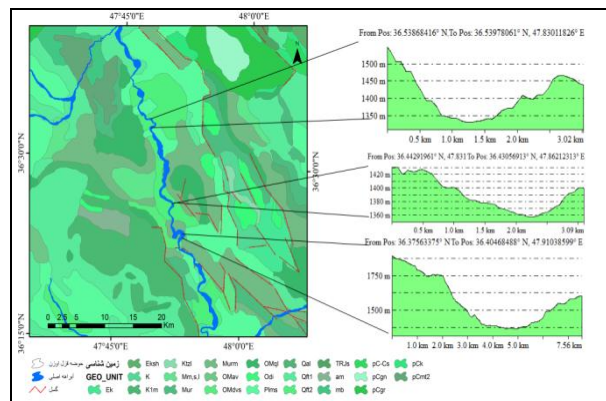


شکل ۵: بازه‌ی (B)

جنس تشکیلات در این بازه به‌طور عمده مارن می‌باشد ولی در محدوده‌ی گسلی از نوع آذرین است. فواصل ارتفاعی زیاد پادگانه‌ها از هم در پروفیل‌های عرضی ۱ و ۲ حاکی از بالآمدگی پوسته در این بخش بوده و همچنین ارتفاع مشابه اولین پادگانه در دو طرف دره، نرخ بالآمدگی‌های یکسان را در هر دو طرف مشخص می‌کند. در این محدوده آبراهه‌ها در انطباق با گسل‌ها مجبور به ایجاد برش‌هایی در جهت عمود بر سطح پادگانه شده‌اند. چنانچه راموس و همکاران (۲۰۱۲) تفاوت در ارتفاع پادگانه‌ها نسبت به هم را ناشی از جابجایی عمودی گسل فعال دانستند.

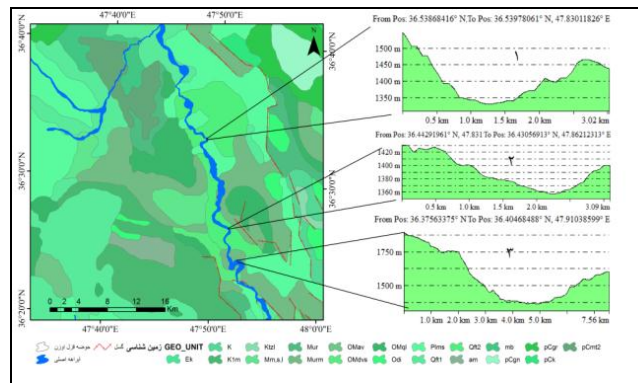
بازهی (C): با توجه به شکل (۶) در دو طرف ساحل گسل‌هایی موازی با بستر رودخانه دیده می‌شوند، با این تفاوت که اولاً در طرف راست دره تعداد گسل‌ها خیلی زیادتر و نیمرخ‌ها دال بر این موضوع هستند که نرخ بالآمدگی بیشتری نسبت به طرف چپ دره داشته و دوماً جنس تشکیلات در این بازه، فرسایش پذیر و از نوع مارن و کنگلومرا می‌باشد که باعث شده بستر فعال رودخانه شدیداً تحت تأثیر بالآمدگی و لیتولوژی به سمت ساحل چپ رانده شود، به‌طوری که ساحل چپ مانند دیواره عمل کرده است. تأثیر این عوامل از تعداد زیاد پادگانه‌های ساحل راست و ارتفاع بیشتر آن‌ها از هم نسبت به پادگانه‌های ساحل

چپ در پروفیل‌های ۱ و ۲ قابل تشخیص است. پادگانه‌های پروفیل شماره‌ی ۳ به دلیل دوری از تأثیرات گسل تقارن بیشتری دارد.



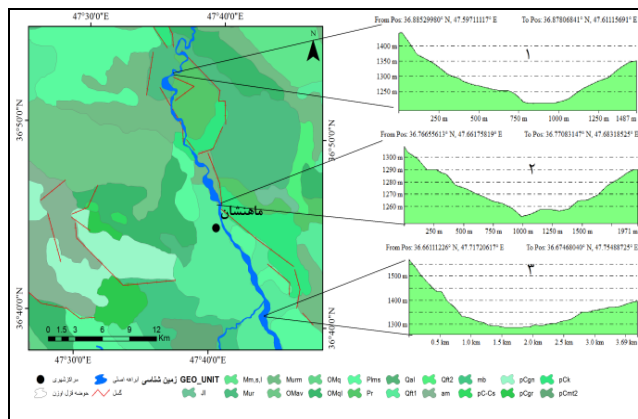
شکل ۶: بازه‌ی (C)

بازه‌ی (D): در شکل (۷) با توجه به پروفیل شماره ۱ در سمت راست دره گسل‌هایی موازی با بستر رودخانه وجود دارد که باعث فرونشست محلی شده و از ارتفاع سطوح پادگانه می‌کاهد و با توجه به لیتولوژی مارن، رودخانه می‌تواند در امتداد ساحل در حال فرونشینی تحت تأثیر لیتولوژی سست بستر و حرکات زمین‌ساختی از طریق فرسایش ساحلی یا کناره‌ای تغییر مسیر دهد و در تعدد پلکان‌های پادگانه‌ای آن ساحل محدودیت ایجاد کند. پروفیل شماره ۲، در محدوده‌ی شهرستان ماهنشان، گسل موازی بستر رودخانه بوده و میزان حرکات زمین‌ساختی در دو طرف رودخانه تقریباً یکسان می‌باشد؛ نتیجه‌ی آن تقارن پادگانه‌های دو طرف دره هست. تشکیلات غالب کنگلومرایبی این بخش احتمال فرونشست محلی این بخش حوضه را تقویت می‌کند. فرونشست محلی باعث تجمع رسوب کنگلومرا در حوضه می‌شود (اسچالت و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۴). در پروفیل شماره ۳ به دلیل وجود گسل و حرکات زمین‌ساختی در دوران مختلف، جنس تشکیلات از نوع آذرین می‌باشد و هندسه‌ی بستر تحت تأثیر پارامترهای زمین‌ساختی و لیتولوژی از قبل طراحی شده، الگوی پیچان‌رودی داشته که باعث ایجاد پادگانه‌های نامتقارن شده است.



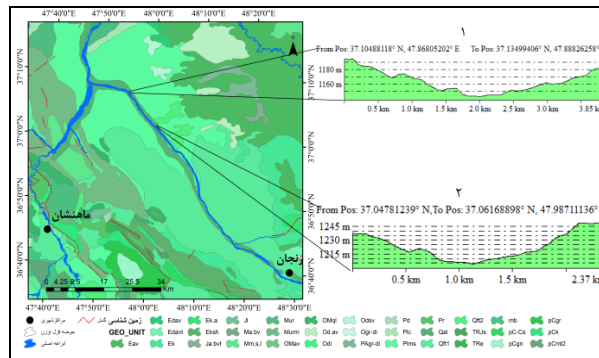
شکل ۷: بازه‌ی (D)

بازه‌ی (E): در حوضه‌ی زنجان رود به دلیل تراکم زیاد گسل‌های از نوع امتدادلغز و بالاآمدگی در طول ساحل چپ رودخانه، این سواحل مرتفع‌تر از سواحل راست بوده و باعث شکل‌گیری پادگانه‌های نامتقارن شده است (عطایی، ۱۳۹۳: ۱۴۸) (شکل ۸ پروفیل عرضی ۱ و ۲). با دقت در پروفیل ۳ و ۴ و موقعیت آن‌ها نسبت به گسل‌ها دال بر این است بافاصله گرفتن بستر رودخانه از گسل پادگانه‌های دو طرف متقارن تر می‌شوند. جنس تشکیلات پادگانه‌ای این بخش کنگلومرا می‌باشد.



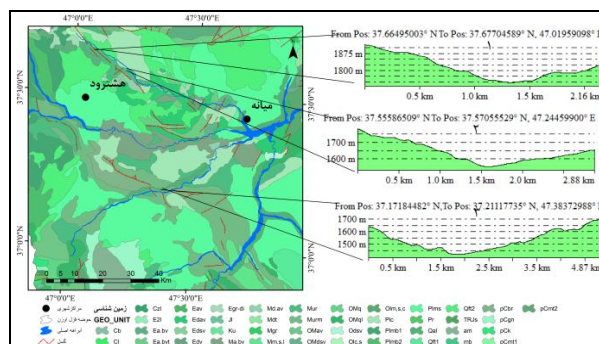
شکل ۸: بازه‌ی (E)

بازه‌ی (F): بخش پایاب رودخانه‌ی زنجان رود در بستر مارنی جریان دارد. در این بازه به دلیل دوری از گسل و فعالیت‌های زمین‌ساختی ناشی از آن، پادگانه‌ها به شکل متقارن می‌باشند (شکل ۹)، پروفیل عرضی (۱ و ۲).



شکل ۹: بازه‌ی (F)

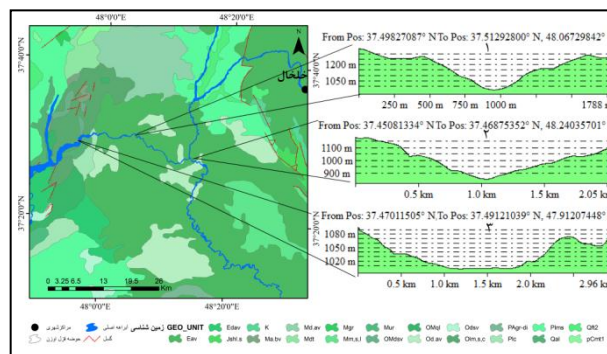
بازه‌ی (G): در شکل (۱۰)، پروفیل شماره ۱، به دلیل تأثیر گسل رورانده که عمود بر بستر مارنی و کنگلومرایی این بخش واقع شده، پادگانه‌ها به شدت متأثر شده و نامتقارن هستند. مرتفع‌تر بودن پادگانه‌های طرف راست نسبت به پادگانه‌های طرف چپ در پروفیل‌های عرضی ۲ و ۳ (رودخانه شهر چایی در ترکمن چای) با توجه به گسل‌های تقریباً موازی و فعال با بستر رودخانه در تشکیلات آذرین ناشی از نرخ بالاآمدگی بیشتر طرف راست رودخانه است.



شکل ۱۰: بازه‌ی (G)

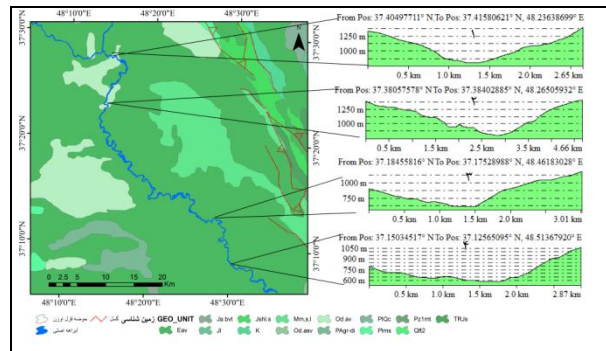
پیچان دار شدن رودخانه‌ی شورچای و همچنین افزایش قوس مسیر جریان رودخانه‌ی قره‌آغاج در نزدیکی طاقدیس و ناودیس‌های بزرگ (واقع در بخش میانی و جنوبی حوضه) حاکی از فشارهای تکتونیکی اعمال شده بر رودخانه هست (بیاتی خطی، ۱۳۸۸: ۴۷ و ۴۸). نامبرده در محدوده‌ی رودخانه‌ی قرقوچای، حضور شبکه زهکشی معکوس، پادگانه‌های رودخانه‌ای، گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها و بالآمدگی گنبدی‌های نمکی را دلیلی بر فعالیت‌های نئوتکتونیکی حوضه می‌داند. در این محدوده آثار بالآمدگی‌های تکتونیکی و تشکیل پادگانه‌های رودخانه‌ای ناشی از آن‌ها، مخصوصاً در اطراف گسل‌های لغزشی به‌وفور دیده می‌شود.

بازه‌ی (H): در این بازه به دلیل فاصله‌ی زیاد بستر رودخانه با گسل‌ها، پادگانه‌ها از فعالیت‌های زمین‌ساختی متأثر نشده و در عوض تحت تأثیر لیتولوژی بستر قرار گرفته‌اند به‌عنوان مثال در پروفیل عرضی (۳) در شکل (۱۱) به دلیل جنس بستر کنگلومرایی و سست، بستر رودخانه پهن بوده و پادگانه‌ی مشخص تری دارد. در پروفیل عرضی شماره ۱ و ۲ به دلیل وجود تشکیلات سخت آذرین، پادگانه‌ها به‌خوبی قابل تشخیص نیستند. همان‌طوری که حیدری و مقیمی (۱۳۸۶) معتقدند در کناره‌هایی از رودخانه با لیتولوژی سست، چندین پادگانه قابل تشخیص است و کناره‌هایی با جنس زمین‌شناسی سخت و مقاوم، دیواره یا شیب تند دارند یا در تعداد پلکان تراس محدودیت وجود دارد.



شکل ۱۱: بازه‌ی (H)

بازه‌ی (I): در محدوده‌ی این بخش که از خط‌الرأس کوه‌های تالش تا کوه‌های شمالی زنجان قرار دارد، بیشترین تراکم گسل‌ها در حوضه‌ی قزل‌اوزن به چشم می‌خورد. جنس تشکیلات پادگانه‌های این بازه در محدوده‌ی اطراف شهر هشتچین متبلور و سخت هست در نتیجه عرض پادگانه‌ها کم ولی شیب زیاد دارند؛ بستر رودخانه نیز زیاد عریض نیست (شکل ۱۲ پروفیل عرضی ۱ و ۲).



شکل ۱۲: بازه‌ی (I)

در عوض در بخش انتهایی رودخانه‌ی قزل‌اوزن در محدوده‌ی شهرهای گیلوان و آب‌بر، جنس تشکیلات پادگانه‌ها، مارنی و کنگلومرای جوان هست که به دلیل سستی و قابلیت فرسایش زیاد، پادگانه‌های مشخص و بستر عریض را برای رودخانه به ارمغان آورده است (پروفیل عرضی ۳ و ۴). بالاآمدگی سریع ناشی از قرارگیری در کنار گسل‌های فعال و لرزه‌زا باعث تشکیل الگوی راست‌گوشه در این منطقه شده است (زارع مهرجردی، ۱۳۹۱: ۱۸۲).
بررسی شاخص‌های مورفوتکتونیک: با توجه به موقعیت قرارگیری پادگانه‌ها در بخش‌های مختلف حوضه از سر آب به پایاب، به کمک دو شاخص قابل‌اعمال در آن‌ها یعنی گرادیان طول رودخانه (SL) و نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (Vf) با مقاطع مشخص، وضعیت مورفوتکتونیک محل قرارگیری پادگانه‌ها بررسی شدند.

شاخص گرادیان طول رودخانه (SL): اعداد برآورد شده با اعمال این شاخص زیرحوضه‌های قزل‌اوزن دال بر این است که کمترین مقدار SL (۲۴/۵۶) در مقطع a در محدوده‌ی دیواندره و بیش‌ترین مقدار آن (۸۷۷/۳۳) در مقطع C در زیر حوضه‌ی قرنقچای

برآورد شده که با به ترتیب کمترین و بیشترین میزان فعالیت تکتونیکی در محدوده مورد مطالعه را دارند (جدول ۱، ۲، ۳، ۴).

جدول ۱: مقادیر محاسبه شده شاخص گرادیان طول رودخانه (SL) برای رودخانه‌ی قزل‌اوزن (دیوان دره)

مقطع	ارتفاع (m)	$\Delta H(m)$	$\Delta L(m)$	L(m)	SL
A	۱۹۵۰-۲۰۰۰	۵۰	۲۸۵۰۰	۱۴۰۰۰	۲۴/۵۶
B	۱۷۶۰-۱۸۵۰	۹۰	۱۸۵۰۰	۲۸۰۰۰	۱۳۶/۲۱
C	۱۷۲۰-۱۷۸۰	۶۰	۱۷۳۰۰	۳۶۵۰۰	۱۲۶/۵۸

جدول ۲: مقادیر محاسبه شده شاخص گرادیان طول رودخانه (SL) برای رودخانه‌ی زنگان رود

مقطع	ارتفاع (m)	$\Delta H(m)$	$\Delta L(m)$	L(m)	SL
A	۱۷۰۰-۱۸۰۰	۱۰۰	۳۵۶۰۰	۹۷۰۰۰	۲۷۲/۴۷
B	۱۴۲۰-۱۷۰۰	۲۸۰	۴۹۶۰۰	۷۲۰۰۰	۴۰۶/۴۵
C	۱۲۰۰-۱۴۰۰	۲۰۰	۴۲۰۰۰	۲۶۵۰۰	۱۲۶/۱۹

جدول ۳: مقادیر محاسبه شده شاخص گرادیان طول رودخانه (SL) برای رودخانه‌ی قرنقچای

مقطع	ارتفاع (m)	$\Delta H(m)$	$\Delta L(m)$	L(m)	SL
A	۱۶۰۰-۱۹۰۰	۳۰۰	۳۱۰۰۰	۱۵۵۰۰	۱۵۰
B	۱۴۵۰-۱۶۰۰	۱۵۰	۴۱۰۰۰	۳۹۵۰۰	۱۴۴/۵۱
C	۱۲۵۰-۱۶۰۰	۳۵۰	۳۷۵۰۰	۹۴۰۰۰	۸۷۷/۳۳

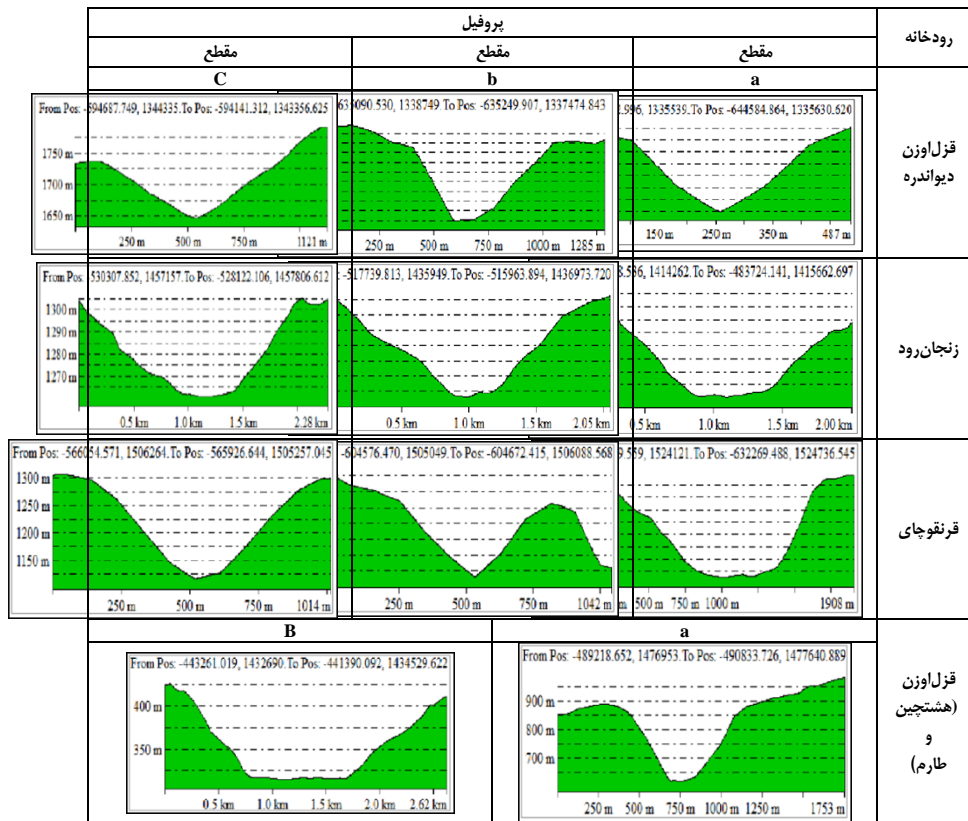
جدول ۴: مقادیر محاسبه شده شاخص گرادیان طول رودخانه (SL) برای رودخانه‌ی قزل‌اوزن (طارم و هشتچین)

مقطع	ارتفاع (m)	$\Delta H(m)$	$\Delta L(m)$	L(m)	SL
A	۸۵۰-۱۰۵۰	۲۰۰	۸۹۰۰۰	۴۵۰۰۰	۱۰۱/۱۲
B	۴۰۰-۷۰۰	۳۰۰	۸۲۰۰۰	۱۳۲۰۰۰	۴۸۲/۹۲

شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (Vf): در این بررسی، به منظور محاسبه‌ی (Vf)، برش عرضی دره در هرکدام از حوضه‌ها ترسیم شده و با استفاده از این برش‌ها مقادیر Vf , Ald , Asc , Ard ، در هرکدام از حوضه‌ها به طور جداگانه اندازه‌گیری شده است (شکل ۱۳). این شاخص، زیر حوضه‌ی قزل‌اوزن در مقطع a محدوده-ی دیواندره، با کمترین مقدار Vf یعنی ۰/۳۳ و مقطع C در زیر حوضه‌ی زنگان رود با

بالاترین میزان VF یعنی ۱۱/۱۱ به ترتیب دارای بالاترین و کمترین میزان فعالیت تکتونیکی در محدوده مورد مطالعه می‌باشند (جدول ۵، ۶، ۷، ۸).

وضعیت مورفوتکتونیکی حوضه قزل‌اوزن بر اساس دو شاخص VF و SL دال بر این است که مقدار فعالیت‌های تئوتکتونیکی از سر آب به پایاب قزل‌اوزن افزایش می‌یابد. مطالعات فراوانی افزایش فعالیت‌های تئوتکتونیکی را از سر آب به پایاب قزل‌اوزن مورد تأیید قرار می‌دهد (بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸؛ عطایی، ۱۳۹۳؛ رستم‌خانی، ۱۳۹۳؛ جعفری، ۱۳۹۴؛ جعفری و رستم‌خانی، ۱۳۹۵؛ جعفری، ۱۳۹۶؛ جعفری و نوروزی، ۱۳۹۶).



شکل ۱۳: پروفیل‌های گرفته‌شده برای محاسبه شاخص VF

جدول ۵: مقادیر محاسبه شده شاخص نسبت پهنای دره به عمق (VF) در رودخانه‌ی قزل‌اوزن (دیوان دره)

مقطع	VFW	ALD	ARD	ASC	VF	تکتونیک
a	۲۰	۱۹۱۰	۱۹۱۰	۱۸۵۰	۰/۳۳	بسیار فعال
b	۱۱۵	۱۸۷۵	۱۸۶۰	۱۷۸۰	۱/۳۱	فعالیت کم
c	۶۰	۱۷۳۵	۱۷۸۰	۱۶۴۵	۰/۵۳	بسیار فعال

جدول ۶: مقادیر محاسبه شده شاخص نسبت پهنای دره به عمق (VF) در رودخانه‌ی زنجان رود

مقطع	VFW	ALD	ARD	ASC	VF	تکتونیک
a	۶۰۰	۱۷۰۵	۱۶۹۵	۱۶۶۵	۱۷	غیرفعال
b	۲۰۰	۱۴۸۰	۱۴۸۰	۱۴۱۵	۳	فعالیت کم
c	۵۰۰	۱۳۰۵	۱۳۰۵	۱۲۶۰	۱۱/۱۱	غیرفعال

جدول ۷: مقادیر محاسبه شده شاخص نسبت پهنای دره به عمق (VF) در رودخانه‌ی قرنقوچای

مقطع	VFW	ALD	ARD	ASC	VF	تکتونیک
a	۵۵۰	۱۷۴۵	۱۷۴۵	۱۶۶۵	۶/۸	غیرفعال
b	۴۰	۱۵۸۰	۱۶۲۵	۱۴۶۵	۰/۳۹	بسیار فعال
c	۱۲۰	۱۳۰۰	۱۳۰۰	۱۱۱۵	۰/۶۴	بسیار فعال

جدول ۸: مقادیر محاسبه شده شاخص نسبت پهنای دره به عمق (VF) در رودخانه‌ی قزل‌اوزن (طارم و هشتچین)

مقطع	VFW	ALD	ARD	ASC	VF	تکتونیک
a	۱۸۰	۹۰۰	۹۵۰	۶۲۰	۰/۵۹	بسیار فعال
b	۶۰۰	۴۲۵	۴۲۵	۳۱۲	۱/۹۲	فعالیت کم

نتیجه گیری

کمترین تأثیر پادگانه‌ها از عامل زمین ساخت در شاخص نیمرخ پادگانه‌ای منطقه‌ی سر آب زنجان رود و بیشترین تأثیر در منطقه‌ی طارم، اتفاق افتاده است. در شاخص گرادیان طول رودخانه، زیر حوضه‌ی قزل‌اوزن در محدوده‌ی دیواندره (مقطع a)، کمترین مقدار SL در زیر حوضه‌ی قرنقوچای (مقطع c) بالاترین میزان SL در شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن، زیر حوضه‌ی قزل‌اوزن در محدوده‌ی دیواندره (مقطع a) و کمترین مقدار VF

در زیر حوضه‌ی زنجان رود را نشان دادند. به دلیل تراکم بالای گسل‌ها در منطقه طارم و حرکات جنبایی حاصل از آن، در هر دو طرف منطقه، پادگانه‌ها نامتقارن شکل گرفته‌اند. در سر آب قزل‌اوزن، تراکم گسل در امتداد رود دیواندره به حداکثر تراکم خود رسیده است؛ به‌گونه‌ای که در بسیاری از جاها مسیر رودخانه از روند گسل تبعیت می‌کند. عملکرد گسل در این مکان باعث قرارگیری لیتولوژی مقاوم و سست در مجاور هم شده است. پادگانه‌های سر آب قزل‌اوزن در چنین وضعیتی، همسو با یافته‌های ویون و همکاران (۲۰۱۴) به‌صورت نامتقارن است. پادگانه‌های آبرفتی در مکان‌هایی که گسل عمود بر رودخانه باشد با توجه به مقاومت لیتولوژی وضعیت متفاوتی دارند؛ در لیتولوژی متبلور و مقاوم در مقابل فرسایش پادگانه‌های آبرفتی با اختلاف ارتفاع مشخص و سطوح تراسی قابل تفکیک ایجاد می‌شوند. با توجه به دوام بیشتر لندفرم‌ها در چنین لیتولوژی، در ارتباط با شیب سطوح ارضی و وضعیت تغییر سطح اساس، تعداد پادگانه‌ها و عرض تراس‌ها متفاوت است ولی در مجموع تعداد پادگانه‌ها در لیتولوژی‌های مقاوم بیشتر از لیتولوژی سست است. در صورتی که گسل در یکی از کناره‌های رودخانه غالب باشد معمولاً پادگانه‌های نامتقارن شکل می‌گیرد که دال بر تفاوت در فراخاست منطقه بر اثر عوامل تکتونیکی است. در چنین شرایطی در کناره‌ای که گسل وجود دارد پادگانه‌های آبرفتی متعدد و مشخصی شکل می‌گیرند. در صورتی که فراخاست در دو طرف تفاوت چندانی نداشته باشد پادگانه‌های آبرفتی نیز متقارن می‌گردند. در لیتولوژی سست مثل مارن وضعیت پادگانه‌ها بستگی به شیب منطقه و لیتولوژی اطراف لیتولوژی مارن دارد؛ به‌گونه‌ای که در مکان‌هایی که لیتولوژی مارن توسط لیتولوژی آذرین محصور شده و شیب منطقه برای برش خطی مناسب است پادگانه‌های آبرفتی متقارنی شکل می‌گیرند و در مناطق کم شیب با لیتولوژی غالب مارن تسلط فرسایش سطح در خط، تقارن پادگانه‌ها را بر هم زده است. در چنین لیتولوژی معمولاً پادگانه‌ها با تراس‌های وسیع و اختلاف ارتفاع مشخص قابل تفکیک هستند. بافاصله گرفتن گسل از رودخانه معمولاً پادگانه‌های متقارن شکل گرفته‌اند. در چنین شرایطی همان‌گونه که حیدری و مقیمی نیز (۱۳۸۶) اشاره کرده‌اند در لیتولوژی سست تعدد پادگانه‌ها بیشتر از لیتولوژی مقاوم است چنین

وضعیتی می تواند ناشی از زمان پاسخ سریع تر لیتولوژی سست به حرکات تکتونیکی و تغییرات سطح اساس، در مقایسه با لیتولوژی مقاوم باشد.

منابع

- بختیاری، فاطمه، ۱۳۹۵، بررسی آستانه‌های ژئومورفولوژیکی (مطالعه موردی: حوضه آبریز قزل‌اوزن)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، دانشکده علوم ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- بیاتی خطیبی، مریم، ۱۳۸۸، تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیک در حوضه‌ی آبریز قرنق‌چای با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و مورفوتکتونیک، *مجله‌ی فضای جغرافیایی*، سال نهم، شماره‌ی ۲۵، صص ۳۳-۵۰.
- پورکرمانی، محسن؛ آرین، مهران، ۱۳۷۸، تحلیل ساختاری گسل حلب، سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۶.
- ثروتی، محمدرضا، حسین‌زاده، محمدمهدی، ده‌بزرگی، مریم، نیک‌پور، نورالله (۱۳۹۴)، مطالعه‌ی ژئومورفولوژی (مرفوتکتونیک) بخش میانی طاق‌دیس کبیر کوه ایلام (محدوده‌ی بین پشته اریشت تا امامزاده شاه محمد کوه نشین)، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی*، سال سوم، شماره‌ی ۴، صص ۱۲۳-۱۰۴.
- تقفی، مهدی، امیراحمدی، ابوالقاسم، ربیعی، مریم (۱۳۹۵)، تشخیص واکنش‌های ژئومورفیک مخروط افکنه‌های جنوب دشت بیرجند به فعالیت‌های تکتونیک و تغییرات آب و هوایی با استفاده از داده‌های میدانی، *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی*، سال ۲، شماره ۵۷، صص ۱۱۴-۹۷.
- جداری عیوضی، جمشید، ۱۳۹۲، *ژئومورفولوژی ایران*، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سیزدهم، تهران.
- جعفری غلامحسن؛ رستم‌خانی اصغر (۱۳۹۵)، شواهد ژئومورفولوژیکی گسل‌های ارمغانخانه و تهم، *نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، سال ۱۶، شماره ۴۳، صص ۱۴۹-۱۷۲.
- جعفری، غلامحسن (۱۳۹۴)، بررسی فضایی شاخص‌های مورفوتکتونیک دره‌ها با توجه به ساختمان زمین‌شناسی (مطالعه‌ی موردی: بخشی از ناهمواری‌های استان زنجان، *هیدروژئومورفولوژی، سال ۲*، شماره ۵، صص ۶۱-۴۱).
- جعفری، غلامحسن، (۱۳۹۶)، بررسی نقش گسل‌ها در مورفولوژی دشت‌های شمالی زنجان‌رود، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، سال ۲۸، شماره ۱، صص ۴۸-۳۵.

- حیدری، اسدالله، مقیمی، ابراهیم (۱۳۸۶)، ژئومورفولوژی و مدیریت سیستمی رودخانه‌ها، مطالعه‌ی موردی: حوضه‌ی قرقچای تا سد سهند (هشترود)، جغرافیا، نشریه‌ی انجمن جغرافیایی ایران، سال پنجم، شماره‌ی ۱۴، صص ۱۳۷-۱۱۹.
- دلایل اوغلی، علی (۱۳۸۷)، تحلیل روند تحول ژئومورفولوژیک شیروان درسی و پادگانه‌های کناره‌ی آن با استفاده از نیمرخ طولی، *فضای جغرافیایی*، شماره‌ی ۲۲، صص ۵۶-۳۹.
- رستم‌خانی، اصغر (۱۳۹۳)، *پایس ساختار ژئوکلیماتیک مخروط‌افکنه‌های بستر قزل‌اوزن*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ص ۱۲۶.
- رضایی‌مقدم، محمدحسین، ثروتی، محمدرضا، اصغری سراسکانرود، صیاد، (۱۳۹۱)، بررسی مقایسه‌ای الگوی پیچان‌رود با استفاده از تحلیل هندسه فراکتال، *جغرافیا و برنامه‌ریزی*، سال ۱۶، شماره ۴۰، صص ۱۱۹-۱۳۹.
- زارع مهرجردی، احمدعلی (۱۳۹۱)، پهنه‌بندی ناحیه‌ی البرز باختری بر اساس شاخص‌های ریخت زمین‌ساخت، *مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، سال ۲۳، پیاپی ۴۵، شماره‌ی ۱، صص ۱۸۴-۱۶۷.
- عابدینی، موسی، ولیزاده کامران، خلیل، سرمستی، نادر (۱۳۹۵)، ارزیابی فعالیت و توان لرزه‌زایی گسل تبریز و برآورد تلفات انسانی کلان‌شهر تبریز با فن‌آوری سنجش از دور و GIS، *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی*، سال ۲۰، شماره ۵۷، صص ۲۱۹-۱۱۹.
- عطایی، پریسا (۱۳۹۳)، *بررسی وضعیت نو زمین‌ساختی حوضه آبریز زنگان‌رود با تأکید بر شاخص‌های مورفومتریک در ارزیابی جنبایی زمین‌ساختی*، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، ص ۱۶۱.
- کرمی، فریبا، رجایی، عبدالحمید (۱۳۸۳)، *نقش زمین‌ساخت در تحول زمین‌ریخت‌شناسی پای کوه‌های شمالی رشته‌کوه بزقوش*، سال یازدهم، شماره‌ی ۵۲-۵۱، صص ۷۷-۶۸.
- مقصودی، مهران، جعفری اقدم، مریم، باقری سید شکری، سجاد، مینایی، مسعود (۱۳۹۰)، تکنونیک فعال حوضه آبخیز کفرآور با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی، *جغرافیا و توسعه*، شماره ۲۵، صص ۱۳۶-۱۱۱.
- یمانی، مجتبی و علمی زاده، هیوا (۱۳۹۳)، *تأثیر نوزمین ساخت در مورفولوژی شبکه زهکشی حوضه‌ی آبخیز نچی با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و مورفومتریک*، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره‌ی ۹۳۷، صص ۲۲-۹.

- یمانی، مجتبی، کامرانی دلیر، حمید، باقری، سجاد (۱۳۹۰)، مورفومتری و ارزیابی شاخص‌های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نوزمین ساخت در حوضه آبریز چله (زاگرس شمال غربی)، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۷، صص ۲۶-۱.
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J.L., (2010): "Dem and GIS Analysis of the Stream Gradient Index to Evaluate Effects of Tectonic: the Normandy Intraplate Area (NE France). *Geomorphology*, Vol 119, No3-4, pp 172-180.
- Fuchs, Margret C., Richard Gloaguen, Matthias Krbetschek, Adam Szulc (2014). Rates of river incision across the main tectonic units of the Pamir identified using optically stimulated luminescence dating of fluvial terraces, *Geomorphology* 216, 79-92.
- Giano, S. I., Giannandrea, P., (2014). Late Pleistocene differential uplift inferred from the analysis of fluvial terraces (southern Apennines, Italy), *Geomorphology* 217, 89-105.
- Gong, Zh., Li, Sh, B., (2014) The evolution of a terrace sequence along the Manas River in the northern foreland basin of Tian Shan, China, as inferred from optical dating, *Geomorphology* 213, 201-212.
- Homolova, D., Johanna L., Petr S., Kurt D., (2012). Pleistocene terraces of the Vltava River in the Budejovice basin (Southern Bohemian Massif): New insights into sedimentary history constrained by luminescence data, *Geomorphology* 161-162, 58-72.
- Lewin, J., Gibbard, P.L. (2010) Quaternary river terraces in England: Forms, sediments and processes, *Geomorphology* 120, 293-311.
- Madritsch, H., Frank P., Olivier, F., (2012). Climatic and tectonic controls on the development of the River Ognon terrace system (eastern France), *Geomorphology* 151-152, 126-138.
- Ramos, A. M., Pedro P. C., Lúcio S. C., Alberto G., Fernando C. L., Jan-Pieter B., Andrew S. M. (2012). The River Mondego terraces at the Figueira da Foz coastal area (western central Portugal): Geomorphological and sedimentological characterization of a terrace staircase affected by differential uplift and glacio-eustasy, *Geomorphology* 165-166, 107-123.
- Schulte, L., Ramon J., Francesc B., Alexandra H. (2008). Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace

- sequence (Iberian Peninsula): Fluvial response to Mediterranean environmental change, *Geomorphology* 98, 13 - 33.
- Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Van Balen, R.T. (2014). Modelling the impact of regional uplift and local tectonics on fluvial terrace preservation, *Geomorphology* 210, 119-135.
 - Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Van Balen, R.T., Desprat, S., Vidal-Romani, J.R. (2013). Reconstructing the interacting effects of base level, climate, and tectonic uplift in the lower Miño River terrace record: A gradient modelling evaluation, *Geomorphology* 186, 96-118.
 - Wei-liang Huang, Xiao-ping Yang, An Li, Jessica A. Thompson, Ling Zhang (2014). Climatically controlled formation of river terraces in a tectonically active region along the southern piedmont of the Tian Shan, NW China, *Geomorphology* 220, 15-29.