

بررسی فضایی پادگانه‌های حوضه قزل‌اوزن در ارتباط با تکتونیک و تغییرات آب‌وهوایی

غلامحسین جعفری^{۱*}، مهدی عباسی^۲

^۱دانشیار ژئومورفولوژی گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان

^۲کارشناس ارشد هیدروژئومورفولوژی دانشگاه زنجان

تاریخ دریافت: ۹۵/۱۰/۳؛ تاریخ پذیرش: ۹۸/۵/۱۹

چکیده

پادگانه‌های رودخانه‌ای توسط ژئومورفولوژیست‌ها به عنوان یکی از لندفرم‌های محیط‌های آبرفتی و میراثی از چینه‌شناسی، به منظور درک شرایط تکتونیکی و آب‌وهوایی به طور گسترده مورد بررسی قرار می‌گیرد. رودخانه قزل‌اوزن به عنوان یکی از طویل‌ترین سیستم‌های رودخانه‌ای کشور به شرایط اقلیمی، لیتولوژیکی و تکتونیکی به خوبی پاسخ داده است. برای بررسی تأثیر آب‌وهوا بر پادگانه‌های این رودخانه، با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی منطقه، نرم‌افزارهای رایانه‌ای Arc GIS, Global Mapper & Excel و داده‌های اقلیم‌شناسی، نقشه‌های هم‌دما و هم‌بارش ترسیم گردید. با استفاده از آثار سیرک‌های یخچالی باقی‌مانده در نقشه‌های توپوگرافی زنجان، قرنقوچای و کردستان، ارتفاع برف مرز دائمی کواترنری، به روش‌های رایت و پورتر برآورد شد. نقشه‌های هم‌دما و هم‌بارش گذشته، با استفاده از آنومالی حرارتی و رطوبتی ترسیم گردید. بررسی پادگانه‌ها در بالاتر و پایین‌تر از خط تعادل آب و یخ گذشته دال بر این است که تأثیر یخچال بر شکل‌گیری پادگانه‌ها بستگی به وضعیت ارتفاعی اطراف حوضه داشته است. ارتفاع برآورد شده از روش رایت و ارتفاع کف سیرک پورتر حاکی از آن است که حدود ۷/۵ درصد مساحت حوضه در دوره‌های سرد کواترنری تحت تأثیر فرایند یخچالی بوده است. بر اساس ارتفاع خط تعادل آب و یخ، در آن زمان، ۶۵ درصد از حوضه، تحت تسلط فرایند مجاور یخچالی، امکان متأثر شدن از جریان یخچالی منشعب شده از سیرک را داشته است، اما شواهد میدانی حاکی از آن است که فقط یخچال‌های تغذیه‌شده از کوه‌های مرتفع توانسته‌اند در شکل‌گیری دره‌های U شکل و تراس‌های آبرفتی نقش داشته باشند. در زیرحوضه‌های زنجان رود، انطباق آبراهه‌ها و زبانه‌های یخچالی بر گسل‌های منطقه، دره‌های آبی-یخچالی - تکتونیکی را ایجاد کرده است که هرچند نسبت به دره‌های واقع در سراب قزل‌اوزن عمق کمتری دارند ولی تفاوت ارتفاعی آن‌ها نسبت به دشت‌های منطقه به گونه‌ای است که می‌توان آن‌ها را به عنوان نمادی از آشوب منطقه دانست.

واژه‌های کلیدی: آب‌وهوا، پادگانه‌های یخچالی - تکتونیکی، قزل‌اوزن.

مقدمه

تدریجی سطح خشکی باعث می‌شود که سطح اساس رودخانه‌ها نسبت به حالت تعادل اولیه خود پایین رفته و حفر بیشتری در حوضه صورت گیرد. افت سطح اساس حاصل از فعالیت یک گسل فعال، موجب افزایش شتاب فرسایشی در بالادست و انباشتگی ضخیم رسوبات در پایین‌دست می‌شود (یمانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۶۳). به نقل از ویلیام و بول (۲۰۰۷: ۱). در بازه کوهستانی رودخانه قزل‌اوزن، مسائل

طرح مسئله: قزل‌اوزن نامی است ترکی مرکب از دو جزء «قزل» به معنای «سرخ» یا «طلا» و «اوزن» به معنای «شناور» (بایگان، ۱۳۸۷: ۹۹). در تشکیل و توسعه پادگانه‌های رودخانه قزل‌اوزن عوامل مختلف اقلیمی و تکتونیکی دخالت داشته‌اند. فراخاست

زمین‌ساختی حائز اهمیت است و هندسه‌ی بستر تحت تأثیر پارامترهای زمین‌ساختی از قبل طراحی شده است و الگوی مسیر رودخانه از این عوامل تبعیت می‌کند (رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۹۱: ۱). با کمی دقت در نقشه‌ی زمین‌شناسی این حوضه، گسل‌های زیادی را می‌توان مشاهده کرد که با توجه به جهت و میزان جابجایی و موقعیت آن‌ها در حوضه، به نحوی پادگانه‌های این رودخانه را متأثر ساخته است. عامل دیگر مؤثر بر شکل‌گیری و تحول پادگانه‌های این رودخانه، تغییرات سطح اساس دریای خزر است. در سواحل دریای خزر شواهد ژئومورفولوژیکی زیادی ناشی از نوسان سطح اساس کواترنری وجود دارد. مشخص‌ترین آثار، پادگانه‌های ساحلی و رودخانه‌ای وابسته به این تغییرات است. پادگانه‌های ساحلی خزر در ارتفاع بین ۳۵- الی ۲۰۰ متر از سطح دریای آزاد قرار دارند. طبق بررسی‌های اهلرز^۱ (۱۹۷۴)، ۱۲ پادگانه در سواحل جنوبی بین ارتفاع ۱۶- الی ۲۱۰ متر وجود دارد (جداری عیوضی، ۱۳۸۳: ۸۰). بدیهی است که این میزان نوسان سطح دریا، باعث تحمیل اعمال رسوب‌گذاری و برش رودخانه‌ای شده و در نتیجه در شکل‌گیری پادگانه‌های آبرفتی به ویژه در بخش سفلی قزل‌اوزن (طارم) شده است. علاوه بر تغییرات سطح اساس مربوط به دریای خزر، از تغییرات سطح اساس درون حوضه‌ای نیز نباید غافل شد. در قزل‌اوزن چندین ژئونرون^۲ شناخته شده است. منظور از ژئونرون‌ها در شبکه‌های زهکشی رودخانه‌ای، فضاهایی است که سبب اجتماع رواناب‌ها در محدوده‌ی خاصی می‌شود (رامشت، ۱۳۸۵). تغییرات آب و هوایی در طی دوره‌ی کواترنری سومین عامل مهمی است که با فرسایش بستر رودخانه قزل‌اوزن در ایجاد پادگانه نقش داشته است. نوسانات اقلیمی کواترنری هولوسن سبب تغییر شرایط فرسایشی رودخانه‌ها شده و اثر آن به صورت رسوب مواد با ویژگی‌های متفاوت آلی و کانی، شکل‌گیری پادگانه‌های رودخانه‌ای و مخروط‌های افکنه دیده می‌شود (مقیم، ۱۳۸۹:

۲۰۸). هدف این مقاله بررسی پادگانه‌های آبرفتی قزل‌اوزن، با دیدگاه فضایی و با توجه به آثار و شواهد ژئومورفولوژیکی ناشی از تحولات کواترنری است. تحولات کواترنری با فرآیندهای تکتونیکی، اقلیمی، سطح اساس و جنس سنگ‌های بستر در ارتباط بوده و قابل توجه و تفسیر است. وجود پادگانه‌های آبرفتی قزل‌اوزن در بخش‌های مختلف آن، این مسئله را مطرح می‌سازد که تمامی پادگانه‌های آبرفتی بر اثر تغییرات سطح اساس (دریای خزر) ایجاد نشده‌اند، چراکه با توجه به توپوگرافی ناهموار نیمرخ طولی رودخانه، پیدایش و تکامل پادگانه‌های آبرفتی بر اثر تغییر سطح اساس دریای خزر، به اولین محور کوهستانی محدود می‌شده، در صورتی که پادگانه‌های آبرفتی در قسمت‌های مختلف قزل‌اوزن دیده می‌شود.

مبانی نظری: پادگانه‌های آبرفتی یکی از اشکال مشخص فرسایش آب‌های روان در حاشیه‌های رودخانه‌ها است (محمودی، ۱۳۸۳: ۱۱۶). آن‌ها اغلب به عنوان دشت‌های سیلابی ره‌اشده تعریف می‌شوند که دیگر فعال نیستند (مدی و مید، ۲۰۰۸: ۳۸۷). آن‌ها سطوح نسبتاً مسطح و صافی هستند که در ارتفاع بلندتر از بستر اصلی و در کنار هم کشیده شده‌اند (آلبرتی و همکاران، ۲۰۱۳: ۵۹). تغییرات متناوب آب‌وهوایی در ادوار گذشته به صورت دوره‌های متناوب خشک و مرطوب بوده، در دوره‌های مرطوب قدرت آب بیشتر شده و بستر بزرگ را درست می‌کند، در دوره‌های خشک، برعکس، بستر باریکی در بستر بزرگ رودخانه شکل می‌گیرد. بین این دو بستر نوار طویل و معمولاً باریکی در دو طرف رودخانه ایجاد می‌شود، به این‌گونه پادگانه‌ها، «پادگانه‌های اقلیمی» می‌گویند (نگارش، ۱۳۹۱: ۱۵۷). تغییرات آب‌وهوایی سبب کاهش یا افزایش پوشش گیاهی شده و می‌تواند نوساناتی در رواناب و بار رسوبی رودخانه‌ها ایجاد کند و سرانجام تغییراتی را در فرآیندها و اشکال آبرفتی به وجود آورد (کریمی و رجائی، ۱۳۸۳: ۶۸، به نقل از لی و یین^۳، ۱۹۹۷؛ رئا^۴، ۱۹۹۳). تغییرات اقلیمی تأثیرات

1. Ehlers
2. Geoneron

3. Li and Ynn
4. Rhea

گرفته‌شناسی در پادگانه‌های بخش میانه و پایین رودخانه‌ی آگاس^۶ در جنوب شرقی اسپانیا به این نتیجه رسیدند که پادگانه‌ها انعکاسی از تغییرات آب‌وهوا در مقیاس کوتاه‌مدت هستند. لوین و گیبارد^۷ (۲۰۱۰) در بررسی رسوبات، فرم‌ها و فرآیندهای کواترنری رودخانه‌ای در جنوب و شرق انگلستان به این نتیجه رسیدند که پادگانه‌ها در آخرین چرخه یخبندان میان دو یخبندان بر اثر فرسایش و رسوب در سنگ بستر ایجاد شده‌اند. یوگور^۸ (۲۰۱۱) به کنترل عامل آب‌وهوایی در تشکیل پادگانه طولانی‌ترین رودخانه قزل آیرماق^۹ به طول ۱۳۵۵ کیلومتر در کشور ترکیه اشاره کرده و به این نتیجه رسیده است که برش اصلی دره در طول دوره‌ی سرد و رسوب‌گذاری در طول دوره‌ی گرم، باعث شکل‌گیری پادگانه شده است. دانا و همکاران^{۱۰} (۲۰۱۲) به بررسی پادگانه‌های بزرگ ترین سیستم رودخانه‌ای کشور چک پرداخته‌اند و تشکیل پنج سطح پادگانه حوضه را حاصل فرآیندهای کنترل اقلیمی و نئوتکتونیک در اواخر دوران سنوزوئیک می‌دانند. هر فرید و همکاران^{۱۱} (۲۰۱۲) آب‌وهوا و زمین‌ساخت را در توسعه سیستم پادگانه‌های رودخانه اُگنون^{۱۲} در شرق فرانسه مؤثر می‌دانند. مارتین و همکاران^{۱۳} (۲۰۱۲) در برآورد جریان‌های قدیمی رودخانه‌ی ریوآلمانذورا^{۱۴} در جنوب شرقی اسپانیا به کمک رسوبات درشت‌دانه‌ی پادگانه‌ها، افزایش حجم رسوبات و پوشش گیاهی کم پادگانه‌ها را به زمان انتقال دوره یخبندان به بین یخبندان نسبت می‌دهند. ویون و همکاران^{۱۵} (۲۰۱۳) به بازسازی اثرات متقابل سطح اساس، آب‌وهوا و تکتونیک در شکل‌گیری پادگانه‌های بخش سفلی رودخانه مینو^{۱۶}

متفاوتی می‌تواند بر سامانه‌های رودخانه‌ای داشته باشد. به‌طور مثال، تغییر اقلیم از مرطوب به نیمه‌خشک یا به شدت فصلی، بالاترین افزایش بار رسوبی را خواهد داشت؛ اما تغییر اقلیم از مرطوب به نیمه مرطوب یا خیلی مرطوب، ممکن است اثر کمتری در تغییرات دبی رسوب داشته باشد. از سوی دیگر تغییرات اقلیمی مرطوب به خشک، عمل رسوب‌دهی را به شدت کاهش می‌دهد. تغییرات اقلیمی، بسیار سریع تر از زمین‌ساخت و تغییر سطح اساس ناشی از آن روی می‌دهد؛ پاسخ رود نیز به همان نسبت، سریع تر است (یمانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۶۶، به نقل از لنگبین و شوم^۱، ۱۹۵۸). تغییرات سطح اساس می‌تواند مسافت زیادی تا بالادست رودخانه را تحت تأثیر قرار دهد، در صورتی که تغییر اقلیم می‌تواند بر روی کل سامانه آبراهه، اثرگذار باشد (یمانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۶۶، به نقل از استنلی و شوم^۲، ۲۰۰۵). در پدیده اقلیمی، تغییر دبی رواناب‌ها یا تغییر در مقدار تبخیر حوضه‌های آبی کناری و در نتیجه بازهم تغییر در سطح اساس جریان‌ها، نسبت انتقال و اندازه مواد را تغییر می‌دهد و با کم شدن دبی یا افزایش تبخیر، رودخانه فقط در بستر کوچک تری جریان می‌یابد و بستر اصلی و پادگانه‌ها در کنار آن می‌مانند (معمد، ۱۳۸۲: ۲۰۴).

در ارتباط با پادگانه‌ها تحقیقات فراوانی انجام شده که به پاره‌ای از آن‌ها اشاره می‌شود. مدی و همکاران^۳ (۲۰۰۰) برش بستر رودخانه در طی کواترنری را انعکاس پاسخ به تغییرات خارجی، مانند آب‌وهوا، تکتونیک و یا تغییر سطح اساس دانسته‌اند. دیوید و راب^۴ (۲۰۰۸) با مقایسه نحوه ترتیب تراس‌های رودخانه‌ای سراسر جهان به این نتیجه رسیدند که انحراف محور زمین از ۴۱ kyr^۲ به چرخه ۱۰۰ kyr^۲ باعث ایجاد پادگانه در بسیاری از رودخانه‌های جهان شده است. لودر و همکاران^۵ (۲۰۰۸) در بررسی شواهد

6. Aguas
7. Lewin and Gibbard
8. Ugur
9. Kizilirmak
10. Dana et al.
11. Herfried et al.
12. Ognon
13. Martin et al.
14. Rio Almanzora.
15. Viveen et al.
16. Mino

1. Langbin and Schumm
2. Stanley and Schumm
3. Maddy et al.
4. David and Rob
5. Lothar et al.

پادگانه‌های دوره کواترنری حوضه آبخیز طالقان با روش سن سنجی لومینسنس حرارتی^۷ به این نتیجه رسیده‌اند که با تعیین سن پادگانه‌ها می‌توان پتانسیل هر پادگانه را برای کاربری‌های مختلف از جمله کشاورزی، منابع طبیعی، آبخوان داری، توسعه‌ی شهرها و ... تعیین نمود. فروتن و همکاران (۱۳۸۹) بر اساس ویژگی‌های رسوبی - چینه‌ای شمال شهرستان مروست، سه پادگانه آبرفتی اصلی را شناسایی کرده و سن آن‌ها را با استفاده از سن سنجی به روش لومینسنس نوری، به ترتیب ۴۳، ۳۲ و ۲۲ هزار سال برآورد نمودند. داودی و همکاران (۱۳۹۱) با شناسایی سه پادگانه آبرفتی در مسیر زاینده‌رود، با توجه به جور شدگی ضعیف و چولگی متفاوت رسوبات، نتیجه گرفتند که عامل ایجاد این شرایط، تغییر رژیم رودخانه در اثر تغییر در شرایط آب‌وهوایی است. عابدینی و رحیمی (۱۳۹۲) با پایش پادگانه‌های رودخانه قزل‌اوزن در بخش علیا، محدوده‌ی شهرستان‌های دیوان دره و بیجار در استان کردستان، تعداد ۹ پادگانه را شناسایی کردند و با تشخیص چهار مرحله رسوب‌گذاری (A-B-C-D)، به این نتیجه رسیدند که مراحل A و C پادگانه، در شرایط آب‌وهوایی سرد و معتدل یا خشک و مراحل B و D در شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب‌تر ایجاد شده‌اند. تیموری یانسری و همکاران (۱۳۹۷) با بررسی زمین‌لغزش حوضه آبخیز چهاردانگه نتیجه گرفتند که مدل توالی بهترین برازش را با داده‌های مشاهده‌ای داشته و مقادیر حجم برآورد شده همخوانی نسبتاً مناسبی با مقادیر مشاهده‌ای داشته است.

روش تحقیق

شناسایی فرم پادگانه‌های آبرفتی و نوع آن‌ها، مهم‌ترین مرحله پهنه‌بندی این لندفرم ژئومورفولوژیکی در این تحقیق است. برای این کار با استفاده از نرم‌افزار رایانه‌ای GIS، از DEM 30×30 قزل‌اوزن به فاصله یک متری و با بافر ۲ کیلومتر از رودخانه، خطوط هم ارتفاع استخراج گردید (شکل ۱). با توجه به تغییر

پرداخته و به این نتیجه رسیده‌اند که تغییر سطح اساس به دلیل ایزوستازی- یخچالی همراه با بالاآمدگی تکتونیکی، نیروهای محرک اصلی برش دره و تشکیل پادگانه‌های منطقه را فراهم نموده‌اند. ریمپال و همکاران^۱ (۲۰۱۴) شرایط آب‌وهوایی را کنترل کننده ویژگی ظاهری رسوبات کواترنری مخروط‌افکنه میسالی^۲ و همبستگی آن‌ها با پادگانه‌ها دانسته‌اند. وی لیانگ و همکاران^۳ (۲۰۱۴) به پایش شرایط اقلیمی مؤثر در تشکیل پادگانه‌های رودخانه‌ای در امتداد کوهپایه‌های جنوبی تیان شان^۴ که منطقه‌ای فعال از نظر تکتونیکی است، پرداخته‌اند و این دو عامل را کنترل کننده بردارهای رسوبی و ایجاد پادگانه دانسته‌اند. راهول و ویمال^۵ (۲۰۱۴) در بررسی رسوبات پادگانه‌ی آلاکلاندا^۶، فرآیندهای محلی را عامل اصلی تجمع رسوبات داشته‌اند.

پژوهشگران داخلی نیز در مناطق مختلف توجه خاصی به بررسی پادگانه‌های آبرفتی داشته‌اند که به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود. ترابی و کریمیان اقبال (۱۳۸۱) تکامل خاک در یک ردیف زمانی را بر روی پادگانه‌های حاشیه سفیدرود در گیلان مرکزی بررسی کرده و موفق به شناسایی سه پادگانه شده‌اند. کرمی و رجائی (۱۳۸۳) با رسم نیمرخ طولی پادگانه‌ها در بستر فعلی وابق چای و اسب فروشان‌چای به این نتیجه رسیده‌اند که جابجایی پادگانه‌ها بر اثر فعالیت گسل‌های منطقه بوده است. حیدری و مقیمی (۱۳۸۶) در بررسی تأثیر جنس زمین‌شناسی در تشکیل پادگانه‌های آبرفتی، در طول سواحل رودخانه‌ی قرنق‌چای به این نتیجه رسیده‌اند که سواحل در جنس زمین‌شناسی سخت و مقاوم، به صورت دیواره یا شیب تند شبیه آب‌شکن هست؛ در صورتی که در سواحل با جنس زمین‌شناسی سست، چندین پادگانه قابل تشخیص است. معینی و همکاران (۱۳۸۸) در تحقیق خود با بررسی سن دقیق

1. Rimpal et al.
2. Matiali fan.
3. Wei-liang et al.
4. Tianshan.
5. Rahul and Vimal.
6. Alaknanda.

7. Thermoluminescence.

داده‌های همسان‌سازی شده‌ی ۲۹ و ۸۴ ایستگاه خارج و داخل حوضه قزل‌اوزن مثل گیلوان، دندی، سلطانیه، زنجان، قیدار، دهگلان و غیره استفاده گردید (شکل ۳). بین دما (Y) و ارتفاع (x)، هم‌چنین بارش (Y) و ارتفاع (x) ایستگاه‌ها، روابط رگرسیونی برآورد شد (روابط ۱ و ۲). با استفاده از این روابط، نقشه هم‌دما و هم‌بارش حوضه در محیط جی‌آی‌اس ترسیم و بررسی گردید.

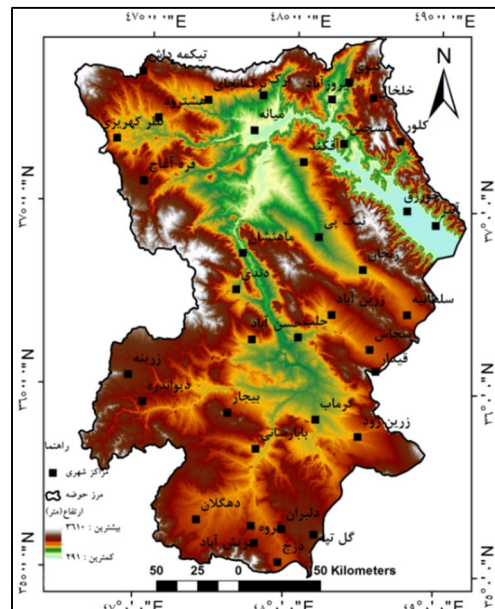
رابطه (۱): دما

$$Y = -0.0045x + 18.06 \quad R^2 = 0.84$$

رابطه (۲): بارش

$$Y = 0.2008x - 36.603 \quad R^2 = 0.75$$

تراکم خطوط منحنی میزان در اطراف رودخانه اصلی و سرشاخه‌های قزل‌اوزن، مکان‌های احتمالی پادگانه‌ها شناسایی شد و در بازدیدهای میدانی، وضعیت پادگانه‌های آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت. به این طریق که پادگانه‌های تأییدشده با GPS، موقعیت‌یابی شدند و با توجه به مختصات آن‌ها در روی نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ و DEM منطقه، توزیع آن‌ها در پهنه‌های اقلیمی حال و گذشته، لیتولوژی و گسل بررسی گردید. با استفاده از نرم‌افزار Global Mapper، در امتداد نقاط و عمود بر رودخانه نیمرخ عرضی زده شد و پروفیل‌های حاصله مورد تحلیل قرار گرفت. برای بررسی شرایط اقلیمی از



شکل ۱: مدل رقومی ارتفاع حوضه آبریز قزل‌اوزن

گردید. آثار سیرکی شناسایی شده در تصاویر Google earth و مطالعات میدانی، ردیابی شد و سیرک‌های تأیید شده بر اساس ارتفاع مدخل خروجی، در نرم‌افزار Excel، به صورت نزولی مرتب گردید. با محاسبه ارتفاعی که ۶۰٪ از سیرک‌ها بالاتر از آن قرار دارند، ارتفاع برف مرز دائمی کواترنری برآورد می‌شود (نعمت‌الهی و رامشت، ۱۳۸۴). پورتر در مطالعات عرض‌های جغرافیایی پایین از پنج روش برای بازسازی ارتفاع خط تعادل (ELA) استفاده نموده است. این پنج روش عبارتند از: ارتفاع کف سیرک، بررسی یخرفت‌های

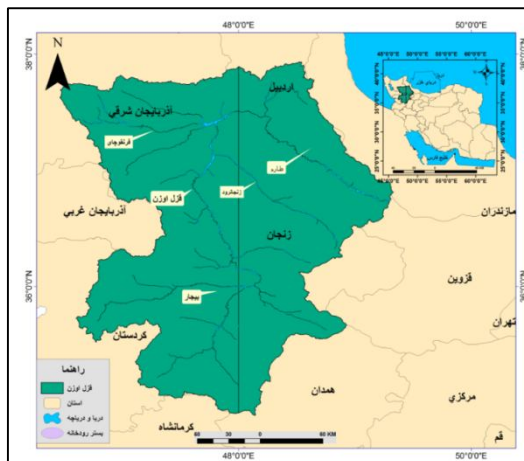
در بررسی اقلیم کواترنری منطقه با توجه به وضعیت پراکندگی سیرک‌های یخچالی در چند زیرحوضه منتهی به بالاترین قله‌های قزل‌اوزن، به دو روش رایت و پورتر، ارتفاع برف دائمی برآورد شد و بر اساس آن ارتفاع وضعیت اقلیمی گذشته بازسازی گردید. نقشه‌های توپوگرافی به وضوح شرایط توپوگرافی، عوارض و ناهمواری‌ها را به صورت خطوط منحنی میزان نشان می‌دهد. در روش رایت، ابتدا با استفاده از شاخص‌های مورفولوژیک آثار سیرک‌های یخچالی گذشته در نقشه‌های توپوگرافی شناسایی

چشمه کردستان بوده و با طولی بالغ بر ۵۵۰ کیلومتر پس از عبور از استان‌های زنجان، آذربایجان شرقی و اردبیل ضمن دریافت شاخه‌های متعدد در طول مسیر، در استان گیلان با رودخانه شاهرود تلاقی و وارد مخزن سفیدرود می‌گردد. وسعت حوضه آبخیز آن نزدیک به ۴۹۴۰۰ کیلومترمربع است (رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۹۱: ۴). این رودخانه بین استان کردستان، زنجان، آذربایجان شرقی، اردبیل، همدان و بخش کوچکی از استان‌های قزوین، آذربایجان غربی و گیلان قرار گرفته و در عرض‌های جغرافیایی ۳۴ درجه و ۵۵ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۵۵ دقیقه شمالی و ۴۶ درجه و ۲۷ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی گسترده شده است (شکل ۲).

جانبی قسمت بالای دره، آستانه یخبندان، نسبت‌های ارتفاعی و نسبت مساحت تجمعی (یمانی و همکاران، ۱۳۹۰؛ ابطحی ۱۳۹۲؛ شریفی و فرحبخش، ۱۳۹۴). از میان این روش‌ها، با توجه به بارز بودن شواهد کف سیرک برای حوضه قزل‌اوزن از روش ارتفاع کف سیرک استفاده شد. با توجه به اثرگذاری ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ کواترنری در رفتار ژئومورفولوژیکی لندفرم‌ها، در بررسی‌های میدانی، این ارتفاع نیز برآورد شد.

محدوده و قلمرو پژوهش

سیستم رودخانه‌ای قزل‌اوزن در شمال غرب کشور، یکی از سیستم‌های رودخانه‌ای خزر است که در دوره‌های اخیر زمین‌شناسی دچار تحولات زیادی شده است. سرچشمه رودخانه قزل‌اوزن از ارتفاعات چهل



شکل ۲: موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز قزل‌اوزن

حاصله، به عنوان ارتفاع برف مرز دائمی کواترنری در نظر گرفته شد (جدول ۱).

میانگین ارتفاع برف مرز دائمی در سه زیرحوضه زنجان رود، قرقوچای و کردستان ۲۳۱۰ متر است. در روش پورتر پس از آماده کردن جدول (۲) از رابطه (۳) به منظور محاسبه نما یا مد استفاده گردید (سیف و همکاران: ۱۳۹۳). ارتفاع برف مرز در روش پورتر ۲۳۷۶ متر برآورد شد که ۶۶ متر بیشتر از روش راییت است. این تفاوت‌ها همان‌گونه که پورتر نیز در پنج روش محاسبه برف مرز دائمی ذکر می‌کند ناشی از

بحث

پادگانه‌های یخچالی و یخچالی - تکتونیک حوضه آبریز قزل‌اوزن: برای بررسی این موضوع به کمک نقشه‌های توپوگرافی موزاییک شده، تصاویر Google Earths و مشاهدات میدانی، آثار سیرک‌های یخچالی حوضه‌های آبریز زنجان رود، قرقوچای و مناطق کوهستانی جنوب قزل‌اوزن در کردستان شناسایی گردید. سپس در یک جدول ارتفاع نقاط سیرکی شناسایی شده به صورت نزولی مرتب گردید و تعداد سیرک‌ها در ۰/۶ ضرب شد و ارتفاع ردیف

تفاوت در شیوه روش‌ها است (نقل از یمانی و همکاران، ۱۳۹۰؛ ابطی، ۱۳۹۲).

جدول ۱: برآورد ارتفاع برف مرز به روش رایت و فراوانی ارتفاعی سیرک‌ها

تعداد سیرک	طبقه ارتفاعی	ارتفاع برف مرز	زیرحوضه	تعداد سیرک	طبقه ارتفاعی	ارتفاع برف مرز	زیرحوضه
۹	۲۱۰۰-۲۲۰۰	۲۳۳۳	زنجان رود	۶	۱۸۰۰-۱۹۰۰	۲۳۷۶	رودخانه قرنقوچای
۱۳	۲۲۰۰-۲۳۰۰			۵	۱۹۰۰-۲۰۰۰		
۱۴	۲۳۰۰-۲۴۰۰			۲	۲۰۰۰-۲۱۰۰		
۱۱	۲۴۰۰-۲۵۰۰			۵	۲۱۰۰-۲۲۰۰		
۱۲	۲۵۰۰-۲۶۰۰			۴	۲۲۰۰-۲۳۰۰		
۴	۲۶۰۰-۲۷۰۰			۷	۲۳۰۰-۲۴۰۰		
۲	۲۷۰۰-۲۸۰۰			۷	۲۴۰۰-۲۵۰۰		
۶	۲۰۰۰-۲۱۰۰	۲۲۲۳	کردستان (سراب قزل‌اوزن)	۳	۲۵۰۰-۲۶۰۰		
۱۲	۲۱۰۰-۲۲۰۰			۳	۲۶۰۰-۲۷۰۰		
۱۸	۲۲۰۰-۲۳۰۰			۴	۲۷۰۰-۲۸۰۰		
۸	۲۳۰۰-۲۴۰۰			۳	۲۸۰۰-۲۹۰۰		
۶	۲۴۰۰-۲۵۰۰			۴	۲۹۰۰-۳۰۰۰		
۱	۲۵۰۰-۲۶۰۰			۰	۳۰۰۰-۳۱۰۰		
				۳	۳۱۰۰-۳۲۰۰		
		۲	۳۲۰۰-۳۳۰۰				

رسوبات و انباشت آن‌ها در مسیر جریان، بستر اولیه ایجاد پادگانه‌ها فراهم شده است. از طرفی در طول انتقال هوای سرد به گرم، تراکم کم پوشش گیاهی، افزایش دبی رودخانه‌ها ناشی از بارش، ذوب برف، ذوب پرمافروست و ذوب شدن لایه‌های یخ، شرایط تحول پادگانه‌ها را فراهم می‌نموده است (دیوید و راب، ۲۰۰۸: ۱۱۵).

وسعت بیشتر مناطق پایین تر از خط تعادل آب‌ویخ، شرایط مناسبی برای تشکیل پادگانه فراهم می‌کند. بارش جامد بالاتر از خط تعادل آب‌ویخ در حین بارش و زمان بعدازآن، کمتر از منطقه خارج می‌شود و با ذوب تدریجی در زمین نفوذ کرده و از طریق چشمه‌ها و آب‌های زیرزمینی به آرامی در اختیار رودخانه‌ها قرار می‌گیرد. این مسئله به آب اجازه حمل مواد به صورت یکجا و در حجم بالا را نمی‌دهد و عدم تشکیل پادگانه را در پایاب این رودخانه‌ها توجیه می‌کند. در راستای یافته‌های جعفری و اصغری سرکانسرودی (۱۳۹۳) و مستندات میدانی خط تعادل آب‌ویخ در ارتفاع ۱۶۷۰ متری قرار دارد، دمای این خط در حال حاضر ۱۰/۷ درجه سانتی‌گراد و در گذشته سه درجه سانتی‌گراد بوده است. در مجموع از کل مساحت ۵۰ هزار کیلومترمربعی حوضه مورد مطالعه، ۳۲۴۹۵

تفاوت ۶۶ متری ارتفاع برف مرز ناشی از تفاوت شیوه روش رایت و ارتفاع کف سیرک پورتر است.

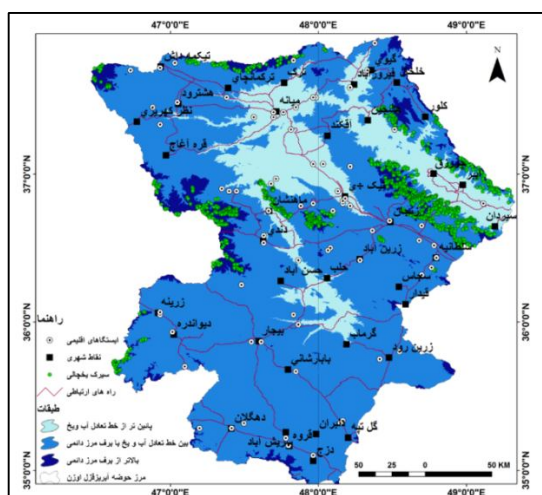
$$\text{Mo} = L + (d_1 / (d_1 + d_2)) * h \quad (3)$$

در رابطه (۳) L حد پایین طبقه نما دار، d_1 و d_2 به ترتیب تفاضل فراوانی رده ماقبل و رده مابعد طبقه نما دار از فراوانی طبقه نما دار و h بیانگر فاصله رده‌ها از هم است. برای مقایسه ارتفاع متوسط سیرک‌های یخچالی و ارتفاعی که آن‌ها بیشترین فراوانی را دارند میانگین حسابی، مد یا نما هریک از جهات برآورد می‌گردد (سیف و همکاران، ۱۳۹۴؛ نقل از یمانی و همکاران، ۱۳۹۰). همان‌طوری که از جدول (۲) برمی‌آید مقدار مد یا نما در حوضه قزل‌اوزن ۲۳۷۶ متر است. طبق رابطه (۱) دمای کنونی ارتفاع برف مرز دائمی (دمای صفر درجه گذشته) هفت درجه سانتی‌گراد است. از مجموع مساحت ۵۰ هزار کیلومترمربعی قزل‌اوزن، ۳۷۹۲ کیلومترمربع بالاتر از برف مرز دائمی گذشته قرار داشته است. به عبارتی بارش ۷/۵ درصد حوضه مورد مطالعه در کواترنری بلوکه می‌شده و نمی‌توانسته ماده و انرژی دریافتی را به خارج از منطقه انتقال دهد. با حرکت زبانه‌های یخچالی یا با شروع انتقال دوره سرد به گرم و افزایش دبی حاصل از ذوب برف، رسوبات به شکل یخرفت و مورن‌های سرگردان برجای گذاشته شده است. در دوره یخچالی، در نتیجه کم شدن دبی و تخلیه‌ی کم

کیلومترمربع بالاتر از ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ قرار داشته است.

جدول ۲: توزیع فراوانی کف سیرک‌های یخچالی حوضه قزل‌اوزن در جهات مختلف

طبقات ارتفاعی	فراوانی سیرک	جهت جغرافیایی								درصد
		شمال	شمال شرق	شرق	جنوب شرق	جنوب	جنوب غرب	غرب	شمال غرب	
۲۰۰-۲۱۰۰	۲۷	۲	۹	۶	۶	۲	-	۱	۱	۸/۸۵
۲۲۰۰-۲۳۰۰	۳۴	۴	۸	۷	۳	۴	۱	۱	۳	۱۱/۱۵
۲۴۰۰-۲۳۰۰	۲۵	۳	۴	۵	۳	۳	۲	۳	۲	۸/۲
۲۵۰۰-۲۴۰۰	۱۵	-	۳	۱	۳	-	۱	۴	۳	۴/۹۲
۲۶۰۰-۲۵۰۰	۱۶	۳	۱	۱	۲	۵	۲	-	۲	۵/۲۵
۲۷۰۰-۲۶۰۰	۲۷	۳	۳	۷	۲	۲	۵	۳	۲	۸/۸۵
۲۸۰۰-۲۷۰۰	۲۸	۴	۷	۳	۵	۴	۱	-	۴	۹/۱۸
۲۹۰۰-۲۸۰۰	۴۳	۷	۳	۳	۵	۷	۷	۷	۴	۱۴/۱
۳۰۰۰-۲۹۰۰	۳۸	۴	۵	۳	۴	۷	۶	۵	۴	۱۲/۴۶
۳۱۰۰-۳۰۰۰	۲۲	۴	۶	۱	۱	۱	۴	۲	۳	۷/۲۱
۳۲۰۰-۳۱۰۰	۱۴	-	۱	-	۱	۳	۴	۲	۳	۴/۶
۳۳۰۰-۳۲۰۰	۱۰	۲	-	۴	-	۲	۱	-	۱	۳/۲۸
۳۴۰۰-۳۳۰۰	۷	-	-	۱	۱	۳	۱	-	۱	۲/۳
جمع	۳۰۵	۳۷	۵۱	۴۲	۳۸	۴۳	۳۵	۲۶	۳۳	۱۰۰
میانگین ارتفاع (متر)	-	۲۵۸۱	۲۵۶۷	۲۵۷۱	۲۵۹۹	۲۷۷۵	۲۸۲۰	۲۶۲۳	۲۶۶۸	۲۶۵۰
نما (متر)	-	۲۲۵۵	۲۲۲۰	۲۴۴۶	۲۸۴۰	۲۹۰۰	۲۸۸۶	۲۷۵۸	۲۷۰۰	۲۳۷۶
سیرک‌های رو به قطب		مقدار نما								۲۴۴۸
سیرک‌های رو به استوا		مقدار نما								۲۸۰۷
ΔELA		اختلاف در دو دامنه								۳۵۹



شکل ۳: مناطق بالاتر از برف مرز دائمی و خط تعادل آب‌ویخ گذشته‌ی قزل‌اوزن

انرژی آزاد شده مواد بلوکه‌شده با تغییر نوع و شدت بارش، باعث افزایش بار رسوبی رودخانه‌ها و متحول شدن پادگانه‌ها شده است. مستندات میدانی

در واقع این مساحت بین برف مرز و آب ذوبان قرار دارد که ۶۵ درصد وسعت قزل‌اوزن را شامل می‌شود (شکل ۳). در دوره‌های بین یخچالی همسوئی

در جدول (۳) بیان شده است. با توجه به جدول (۳) نیمرخ عرضی پادگانه‌های یخچالی به جز دیواندره و حاجی موسی، نامتقارن است و سطوح پادگانه‌های عریض‌تر و مشخص‌تری دارند.

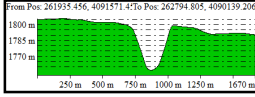
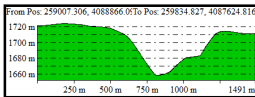
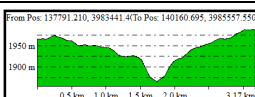
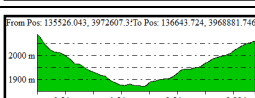
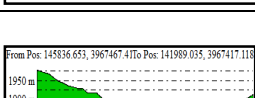
حاکی از نامنظم بودن ساختمان رسوبات و اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده پادگانه‌های یخچالی است (شکل ۴). خصوصیات پادگانه رودخانه‌های سهرین، سارمساقلو، ارمغانخانه، دیواندره، حاجی موسی و کوله



شکل ۴: پادگانه‌های یخچالی - تکتونیکی (T1) و آبی (T2) رودخانه‌ی سارمساقلو

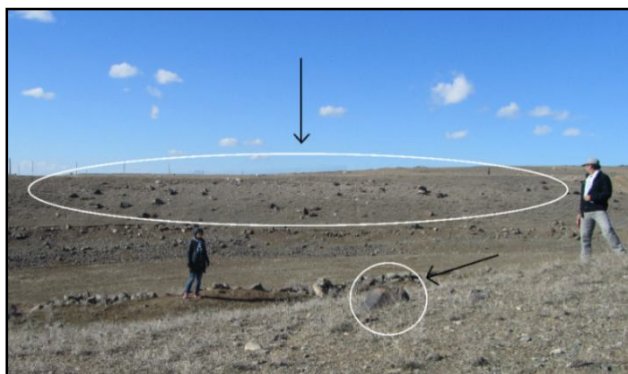
جدول ۳: پروفیل‌های پادگانه‌های یخچالی به همراه ارتفاع سطوح

لیتولوژی	اختلاف ارتفاع بالاترین پادگانه (متر)	ارتفاع بستر فعلی (متر)	ارتفاع پادگانه‌ها در ساحل (متر)		پروفیل پادگانه	مختصات جغرافیایی (E, N) (درجه)	رودخانه	ردیف
			چپ	راست				
کنگومرا، سیلت استون و ماسه‌سنگ با مارن	۶۷	۱۸۶۳	۱۹۳۰ ۱۹۲۰ ۱۹۱۵	۱۸۹۷ ۱۸۸۶		۳۶/۸۶ ۴۸/۴۲	سهرین	۱
کنگومرا، سیلت استون و ماسه سنگ با مقداری مارن	۲۲	۱۷۰۳	۱۷۲۵ ۱۷۲۰	۱۷۲۵ ۱۴۱۴		۳۶/۸۲ ۴۸/۳۷	سهرین	۲
کنگومرا، سیلت استون و ماسه سنگ با مقداری مارن	۱۶	۱۶۱۴	۱۶۳۰ ۱۶۲۳	۱۶۳۰		۳۶/۸۰ ۴۸/۳۳	سهرین	۳
کنگومرا، سیلت استون و ماسه سنگ با مقداری مارن	۷۱	۱۶۵۷	۱۷۳۰ ۱۶۸۹	۱۷۳۰ ۱۶۸۷		۳۶/۷۶ ۴۸/۴۳	سارمساقلو	۴
کنگومرا، سیلت استون و ماسه سنگ با مقداری مارن	۵۵	۱۶۰۰	۱۶۵۵ ۱۶۳۸ ۱۶۱۲	۱۶۵۵		۳۶/۷۶ ۴۸/۳۹	سارمساقلو	۵
کنگومرا، سیلت استون و ماسه سنگ با مقداری مارن	۴۵	۱۵۴۰	۱۵۸۵ ۱۵۵۱	۱۵۸۵ ۱۵۵۱		۳۶/۷۴ ۴۸/۳۳	سارمساقلو	۶
کنگومرا، سیلت استون و ماسه	۳۸	۱۸۶۵	۱۹۱۵ ۱۸۸۹	۱۹۰۳ ۱۸۸۹		۳۶/۹۶ ۴۸/۳۶	ارمغانخانه	۷

ردیف	رودخانه	مختصات جغرافیایی (E,N) (درجه)	پروفیل پادگانه	ارتفاع پادگانه‌ها در ساحل (متر)		ارتفاع بستر فعلی (متر)	اختلاف ارتفاع بالاترین پادگانه (متر)	لینئولوژی
				چپ	راست			
								سنگ با مقداری مارن
۸	ارمغانخانه	۳۶/۹۳ ۴۸/۳۳		۱۸۰۰	۱۸۰۰	۱۷۵۶	۴۴	کنگلومرات، سیلت استون و ماسه‌سنگ با مقداری مارن
۹	ارمغانخانه	۳۶/۹۰ ۴۸/۲۹		۱۷۲۰	۱۷۱۴ ۱۶۸۲	۱۶۶۰	۶۰	کنگلومرات، سیلت استون و ماسه‌سنگ با مقداری مارن
۱۰	دیواندره	۹۳/۳۵ ۴۶/۹۹		۱۹۶۱ ۱۹۵۱ ۱۹۲۰	۱۹۶۷ ۱۹۵۱ ۱۹۲۰	۱۸۶۵	۱۰۲	تناوب کنگلومرات و مارن
۱۱	حاجی موسی	۳۵/۸۱ ۴۶/۹۷		۲۰۰۰ ۱۹۴۵ ۱۹۱۳	۲۰۱۰ ۱۹۶۴ ۱۹۱۳	۱۸۷۷	۱۳۳	تناوب کنگلومرات و مارن
۱۲	کوله	۳۵/۷۷ ۴۷/۰۳		۱۹۳۰ ۱۹۱۴ ۱۸۹۴ ۱۸۵۸ ۱۸۳۸ ۱۸۳۰	۱۹۳۰ ۱۹۱۴ ۱۸۹۴ ۱۸۵۸ ۱۸۳۸ ۱۸۳۰	۱۷۹۵	۱۳۵	کنگلومرات قرمز و مارن

مقابل کاملاً هم‌ارتفاع نیستند که احتمالاً نشانه عدم تقارن دره یخچالی قبلی است (محمودی، ۱۳۸۳: ۲۰۸-۲۰۷). با توجه به شواهد ژئومورفولوژیکی، منشأ دره‌های U شکل سمت راست زنگان رود بانام‌های سارمساقلو، ارمغانخانه و سهرین تا اطراف روستای کوشکن در ارتفاع ۱۵۵۰ متری، ترکیبی از یخچال، تکتونیک و آب است. بر اساس همین شواهد و با توجه به ویژگی توپوگرافیکی، دره سهرین احتمالاً شرایط مساعدتری برای تراکم یخچال کواترنری داشته که توانسته پایین‌ترین ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ گذشته را داشته باشد (جعفری و اصغری سراسکانرود، ۱۳۹۳: ۱۹) (شکل ۵).

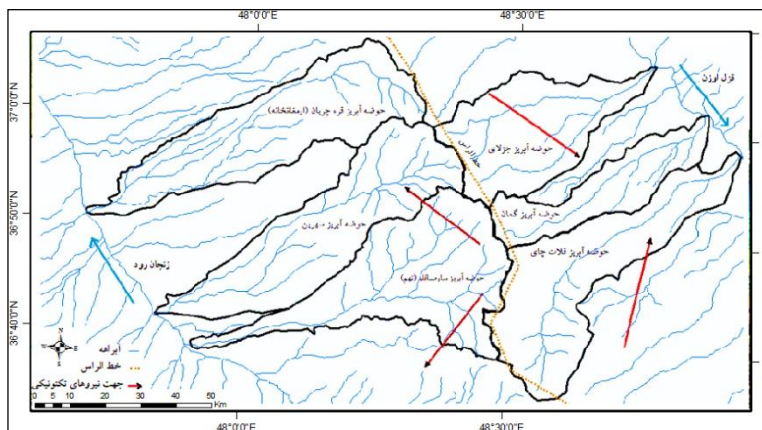
نیمرخ عرضی دره‌های یخچالی اغلب متفاوت و نامنظم است. برش عرضی آن‌ها اشکال متفاوتی مانند تخم‌مرغی، تشتی و U را نشان می‌دهد. این تفاوت‌ها نتیجه اختلاف مقاومت سنگ‌های بستر و نحوه حفرت و سرانجام چگونگی تراکم یخرفت‌ها است. یکی از مشخص‌ترین عارضه آن، وجود شانیهایی است که طرفین یک دره یخچالی را محدود می‌سازد. در این صورت وجود آن‌ها دال بر تکرار دوره‌های یخچالی است؛ یعنی دره‌های پهن و مسطح در دوره‌های بین یخچالی بر اثر فرسایش آبی به صورت دره‌های V شکل درآمد و در دوره یخچالی بعد، بر اثر زبانه یخی، مجدداً به دره‌ای U شکل تبدیل شده است. اغلب تراس‌های



شکل ۵: پراکندگی مورن‌های سرگردان بر روی پادگانه‌های یخچالی رودخانه سهرین

غالب است. چنین عملکردی باعث شده که پوسته زمین بر اثر نیروهای کششی از خط‌الرأس به سمت زنجان رود، حالت واگرا و در حوضه گمان، طرف حوضه آبریز قزل‌اوزن، بر اثر نیروهای فشاری، حالت همگرا داشته باشد. در نتیجه دره‌های عمیق تر و حوضه‌های کشیده تری در طرف طارم، به خصوص در راستای حوضه آبی تهیم (حوضه گمان) ایجاد شده است. نیروهای کششی هرچند در مجاور خط‌الرأس‌ها منجر به عریض تر شدن حوضه آبی تهیم شده‌اند ولی با دور شدن از خط‌الرأس، منجر به انحراف رودها از مسیر مستقیم شده است (شکل ۶). همان‌طور که از شکل (۶) برمی‌آید یک گسستگی و شکاف در محل حوضه سارمساقلو دیده می‌شود که ناشی از نیروهای کششی مسلط بر این منطقه است. انعکاس این تحولات در نقشه زمین‌شناسی طارم و زنجان با تغییر امتداد ناهمواری‌ها قابل‌ردیابی است که منجر به تغییر وضعیت نیروهای درونی در یک فاصله کم در امتداد خط‌الرأس کوهستان، از کششی (غرب) به فشاری (شرق) شده و نتیجه آن به صورت بی‌قاعدگی و بی‌نظمی گسل‌های دو طرف خط‌الرأس کوهستان، قابل‌ردیابی است (شکل ۷).

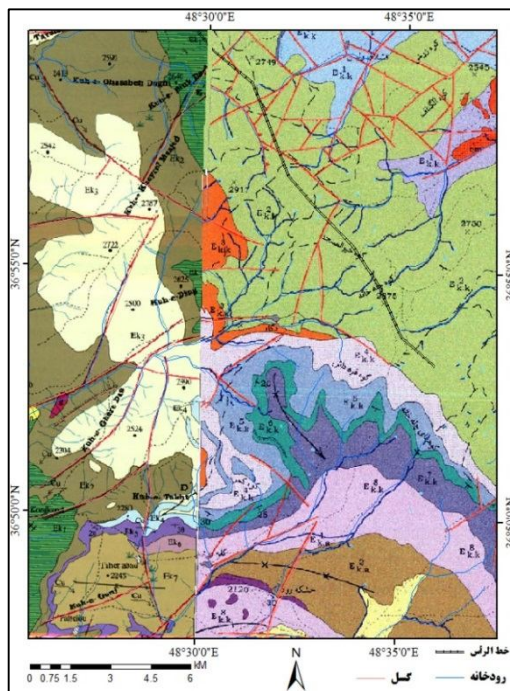
یافته‌های رستم‌خانی (۱۳۹۳) حاکی از آن است که گسل تهیم (سارمساقلو) نقش محوری را در بین گسل‌های شمالی زنجان رود به عهده دارد. حوضه آبی زنجان رود، توسط ارتفاعاتی در شمال و جنوب محصور شده است. امتداد ارتفاعات شمالی با گذر از نصف‌النهار ۴۸/۵۶ درجه شرقی، به سمت شمال منحرف شده است. گسل تهیم همانند یک لولا، امتداد ناهمواری‌ها را در حدود ۲۲/۴ درجه به سمت شمال تغییر داده است. بعد از این گسل امتداد کوه‌های شمالی زنجان از روند شمالی - جنوبی به شمال غرب - جنوب شرق تغییر کرده است. نقطه ثقل و کانون تغییر امتداد ناهمواری‌ها در خط‌الرأس قرار دارد، به همین منظور به نظر می‌رسد مرکز ثقل انرژی‌های وارده بر این قسمت از ایران، به صورت نیروهای کششی در حوضه تهیم و فشاری در حوضه گمان بوده است. در راستای یافته‌های رامشت (۱۳۸۵) مقدار جابه‌جایی در طول یک گسل، یکسان و همانند نیست و ممکن است بخشی از گسل به صورت فشارشی و بخشی دیگر آن به صورت کششی عمل نماید. در گسل تهیم از خط‌الرأس ارتفاعات شمالی زنجان به طرف قزل‌اوزن نیروی فشاری و به سمت زنجان رود نیروی کششی



شکل ۶: وضعیت حوضه‌های آبریز در غرب و شرق خط‌الرأس ارتفاعات شمالی زنجان

جبهه‌ی کوهستان، به شدت تحت تأثیر گسل قرار گرفته و در اثر این انطباق، علاوه بر انحراف از مسیر رودخانه، به برش عمقی به طول چند کیلومتر در بستر پرداخته است. مقدار عمق کنی دره سهرین به بیش از ۵ متر می‌رسد، چنین عملکردی باعث شده که آب‌ها در درجه اول شکاف‌های عمیق و باریکی در بستر رودخانه ایجاد کنند سپس در طغیان‌های بعدی با گسترش عرضی شکاف، بستر عریض و آبشخور مانند رودخانه شکل گیرد. در نتیجه چنین عملکردی در ساحل راست رودخانه سهرین می‌توان افتادگی پادگانه ماندنی با عرض ۱/۵ متر و ارتفاع ۲ متر را ملاحظه نمود. ارتفاع پادگانه در محل متأثر از گسل ۲۲ متر و در پادگانه مجاور و بالاتر از آن ۹ متر است، اختلاف ارتفاع ۱۳ متری، می‌تواند دال بر میزان اثرگذاری گسل در ایجاد پادگانه نامتقارن باشد (شکل ۸).

همان‌طور که از شکل (۷) برمی‌آید تراکم گسل در طرف غرب (تهم)، کم و اکثر آن‌ها به صورت موازی هستند که توسط گسل‌های فرعی تر به هم متصل شده‌اند. در دامنه‌های مخالف گسل تهم یعنی در طارم، در اثر فاز فشاری و کمپرسیونی و متعاقب آن، برهم خوردن لایه‌های زمین، گسل‌های متعددی شکل گرفته‌اند که مسیر آبراهه‌ها را در کوهستان تعیین می‌کنند. آب‌ها مجبور به تبعیت از خطوط گسلی و جاری شدن در امتداد آن‌ها شده‌اند. عمق کنی و حفر بستر رودخانه‌ها در دشت‌هایی با شیب بسیار کم (حدود ۲ درصد) و جریان یافتن در یک مسیر خطی عمیق و عریض از آثار فاز کششی و واگرایی است. رودخانه‌ها در محلی جریان دارند که نیروی کششی غالب، منجر به باز شدن بیشتر بستر رودخانه می‌شود. مسیر رودخانه‌های سهرین، سارمساقلو و قره‌چریان در پایین تر از سینوزیته



شکل ۷: عملکرد متفاوت گسل‌ها در دو سمت خط‌الرأس نقشه زمین‌شناسی



شکل ۸: پادگانه حاصل از زیر برشی عمیق در بستر رودخانه سهرین در انطباق با گسل

نتیجه‌گیری

تغییرات آب‌وهوایی، به ویژه در دوره‌های یخچالی و بین یخچالی از طرفی هم باعث تغییرات سطح آب دریای خزر و از طرف دیگر با کاوش دره‌ها در دوره‌های مرطوب و تراکم آبرفت‌ها در زمان‌های خشک و نیمه‌خشک در ارتباط بوده است. طبق بررسی‌های به عمل آمده و تحقیقات محمودی (۱۳۵۲)، تأثیر یخچال بر شکل‌گیری پادگانه‌های بخش سراب قزل‌اوزن (کردستان) بیشتر بوده است. اگرچه تأثیر این عامل را بر شکل‌گیری پادگانه‌های بخش‌های میانی و سفلی قزل‌اوزن نمی‌توان نادیده گرفت ولی باید پذیرفت که این عامل در این بخش‌ها

بیشتر نقش تسریع‌کننده تحول پادگانه‌ها را داشته است. تغییرات آب‌وهوایی، با پایین آوردن ارتفاع برف مرز دائمی در دوره‌های یخچالی، باعث شده که مساحت زیادی از حوضه بارش خود را به صورت برف دریافت کند و از طریق متلاشی کردن سنگ‌ها در دمای صفر درجه‌ی سانتی‌گراد (پدیده‌ی کریوکلاستی)، اقدام به ایجاد و انباشت رسوب در حوضه نماید و با حرکت زبانه‌های یخچالی در شروع انتقال هوای سرد به گرم و افزایش دبی حاصل از ذوب برف، شرایط ایجاد برش بزرگ تر و تخلیه‌ی زیاد بار رسوبی فراهم گردید. ارتفاع برآورد شده از روش رایست و ارتفاع کف سیرک پورتر در حوضه آبریز قزل‌اوزن حاکی از آن است که حدود ۷/۵ درصد حوضه در

قره‌چریان ۶۰ متر است. تعداد پادگانه‌ها در سارامساقلو و سهرین حداکثر به سه پادگانه می‌رسد. در شکل‌گیری این پادگانه‌ها بر اساس مطالعات میدانی و در تأیید یافته‌های جعفری و رستم‌خانی (۱۳۹۵) علاوه بر تکتونیک، یخچال و آب، تغییر ۲۰۰ متری سطح اساس محلی بستر قزل‌اوزن نیز نقش اساسی داشته است. در چگونگی اثرگذاری فرایندهای مختلف باید گفت که گسل‌ها نقش اصلی را در ثبات آبراهه‌ها داشته و تبعیت آبراهه و یخچال از گسل، نقش تکتونیک را در حفر بستر و ایجاد پادگانه‌ها تسریع کرده است. شواهد میدانی حاکی از آن است که در شکل‌گیری پادگانه رودخانه‌های سهرین، سارامساقلو و ارمغانخانه علاوه بر تغییرات آب‌وهوایی، گسل‌های میکرو نیز نقش داشته‌اند، به طوری که علی‌رغم شیب بسیار کم رودخانه، برش‌های خطی با عمق بیش از ۵ متر در بستر ایجاد شده است. گسترش عرضی چنین برش‌هایی بر اثر آب در شرایط کنونی و یخچال در دوره‌های سرد کواترنری، دره‌های آبشخور مانند و U شکلی ایجاد کرده که تا دشت‌های هموار و پایین تر از ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ کواترنری امتداد دارند.

منابع

۱. ابطحی، سیدمرتضی. ۱۳۹۲. بررسی پالئوکلیمای حوضه آبخیز جاجرود به کمک شواهد یخچالی. کاوش‌های جغرافیایی مناطق بیابانی، سال اول، شماره اول، بهار و تابستان، صص ۲۰۱-۱۸۵.
۲. بایگان، محمدرضا. ۱۳۸۷. آیین‌های بهاری مردمان حاشیه رودخانه قزل‌اوزن، فصلنامه فرهنگ مردم ایران، شماره ۱۵، صص ۱۱۷-۹۹.
۳. تیموری یانسری، زینب. سیدرضا حسین‌زاده و عطاله کاویان و حمیدرضا پورقاسمی. ۱۳۹۷. مدل سازی و برآورد حجم زمین لغزش‌ها بر پایه مساحت در حوزه آبخیز چهاردانگه (استان مازندران). آمایش جغرافیایی فضا، دوره ۸، شماره ۳۰، صص ۹۴-۷۹.
۴. جداری عیوضی، جمشید. ۱۳۸۳. ژئومورفولوژی ایران. چاپ هفتم، تهران، دانشگاه پیام نور.
۵. جعفری، غلام‌حسن. اصغر رستم‌خانی. ۱۳۹۵. عنوان شواهد ژئومورفولوژیکی گسل‌های ارمغانخانه و تهم.

دوره‌های سرد کواترنری تحت تأثیر فرایند بلوکه شدن بارش و تشکیل یخچال بوده است که خروجی آن در آثار سیرکی شناسایی شده قابل‌رديابی است. برآورد ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ منطقه نیز حاکی از آن است که ۶۵ درصد از حوضه تحت تأثیر فرایند مجاور یخچالی بوده و می‌توانسته متأثر از زبانه‌های منشعب شده از سیرک‌های یخچالی باشد ولی شواهد میدانی حاکی از آن است که بیشتر یخچال‌های تغذیه‌کننده از کوه‌های شاهو (۳۴۹۰ متر) سه‌هند (۳۷۰۷ متر) و خیرالمسجد (۲۹۷۰ متر) توانسته‌اند زبانه‌های خود را به خارج از کوهستان هدایت نمایند که نتیجه آن شکل‌گیری دره‌های U شکل و تراس‌هایی است که با توجه شواهد میدانی مثل مورن‌های سرگردان تا ارتفاع ۱۶۷۰ متری را متأثر کرده‌اند. رسوبات پادگانه‌های آبرفتی تا این ارتفاع جور نشده و ترکیبی از ذرات ریز تا سنگ‌های بزرگ، با قطر بیش از یک متر دارند. مناطق مذکور با توجه به قرارگیری‌شان نسبت به آبراهه اصلی قزل‌اوزن، کمتر تحت تأثیر تغییر سطح اساس‌های محلی و منطقه‌ای قرار گرفته‌اند و حافظ مواریث اقلیمی کواترنری حوضه آبریز هستند. بر اساس پروفیل‌های ترسیم‌شده و مشاهدات میدانی در سه زیر حوضه دیواندره، حاجی‌آباد و کوله در سراب قزل‌اوزن، عمیق‌ترین پادگانه‌های آبی - یخچالی شکل‌گرفته‌اند. شش پادگانه در این زیرحوضه‌ها قابل‌شناسایی است که اختلاف ارتفاع بستر آبی کنونی آن‌ها با مرتفع‌ترین پادگانه اطراف به بیش از ۱۰۰ متر می‌رسد. این اختلاف ارتفاع در حوضه کوله ۱۳۵ متر است. در زیرحوضه‌های زنجان رود (سهرین، سارامساقلو و ارمغانخانه یا قره‌چریان) انطباق آبراهه‌ها و زبانه‌های یخچالی دوره‌های سرد کواترنری بر گسل‌های منطقه، دره‌های آبی-یخچالی - تکتونیک را ایجاد کرده است که هرچند عمق آن‌ها نسبت به دره‌های واقع در سراب قزل‌اوزن کمتر است ولی تفاوت ارتفاعی آن‌ها نسبت به دشت‌های منطقه به گونه‌ای است که می‌توان آن‌ها را نمادی از آشوب در دشت‌های منطقه دانست. اختلاف ارتفاع کف دره‌ها از دشت با شیب زیاد در سارامساقلو ۷۱، سهرین ۶۷ و

۱۴. عابدینی، موسی. امید رحیمی. ۱۳۹۲. تراس‌های رودخانه‌ای شاهی بر تغییرات اقلیمی در هولوسن (مطالعه موردی: رودخانه‌ی قزل‌اوزن در محدوده‌ی استان کردستان). دومین همایش ملی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی، ژئومورفولوژی و پایش تغییرات محیطی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، صص ۳۵-۳۸.
۱۵. فروتن، محمد. حمید نظری و برتراند میر و میش لس بریر و مرتضی فتاحی و همکاران. ۱۳۹۰. آهنگ لغزش راست برگسل دهشیر در بازه‌ی زمانی پلیستوسن، پایانی-هولوسن، فلات ایران مرکزی. علوم زمین، سال ۲۱، شماره‌ی ۸۲، صص ۲۰۶-۱۹۵.
۱۶. کرمی، فریبا. عبدالحمید رجایی. ۱۳۸۳. نقش زمین‌ساخت در تحول زمین‌ریخت‌شناسی پای کوه‌های شمالی رشته‌کوه بزقوش. علوم زمین، سال یازدهم، شماره‌ی ۵۲-۵۱، صص ۷۷-۶۸.
۱۷. کریمیان، اقبال. مصطفی ترابی و حسین گل‌سفیدی. ۱۳۸۱. بررسی تکامل خاک در یک ردیف زمانی روی پادگانه‌های حاشیه‌ی رودخانه‌ی سفیدرود در گیلان مرکزی. علوم خاک و آب، جلد ۱۶، شماره‌ی ۱، صص ۹۵-۱۱۱.
۱۸. محمودی، فرج ا. ... ۱۳۵۲. جغرافیای ناحیه‌ای قروه، بیجار، دیواندره. طرح پژوهشی کردستان، نشریه‌ی شماره ۹. تهران، دانشگاه تهران.
۱۹. محمودی، فرج ا. ... ۱۳۸۳. ژئومورفولوژی دینامیک. چاپ ششم، تهران، دانشگاه پیام نور.
۲۰. معتمد، احمد. ۱۳۸۲. جغرافیای کواترنری. چاپ اول، تهران، سمت.
۲۱. معینی، ابوالفضل. حسن احمدی و محمدجعفری و سادات فیض نیا و فریدون سردمیان. ۱۳۸۸. تعیین سن پادگانه‌های کواترنری (مطالعه‌ی موردی: حوضه آبخیز طالقان). جغرافیای طبیعی، سال دوم، شماره ۵، صص ۳۹-۴۸.
۲۲. مقیمی، ابراهیم. ۱۳۸۹. ژئومورفولوژی ایران. تهران، دانشگاه تهران.
۲۳. نعمت‌الهی، فاطمه. محمدحسین رامشت. ۱۳۸۴. آثار یخساری در ایران. نشریه دانشکده علوم انسانی تبریز، شماره ۳، صص: ۱۶۳-۱۴۳.
۲۴. نگارش، حسین. ۱۳۹۱. ژئومورفولوژی ساختمانی و دینامیک. تهران، انتشارات مردنیز.
۲۵. یمانی، مجتبی. علی‌اکبر شمسی‌پور و مریم جعفری اقدام. ۱۳۹۰. بازسازی برف مرزهای پلیوستوسن در تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال شانزدهم، شماره ۴۳، صص ۱۷۳-۱۴۹.
۶. جعفری، غلام‌حسن. صیاد اصغری سرسکانرود. ۱۳۹۳. بررسی آثار یخچالی کواترنری زنجان رود. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال سوم، شماره ۲، صص ۳۰-۱۶.
۷. حیدری، اسدالله. ابراهیم مقیمی. ۱۳۸۶. ژئومورفولوژی و مدیریت سیستمی رودخانه‌ها، مطالعه موردی: حوضه قرنقوچای تا سد سهند (هشترود). جغرافیا، سال پنجم، شماره ۱۴، صص ۱۳۷-۱۱۹.
۸. داودی، الهام. شبانین بروجنی، الهام داودیان و علیرضا دهکردی. ۱۳۹۱. بررسی اندیس‌های مورفومتری رسوبات پادگانه‌های آبرفتی رودخانه‌ی زاینده‌رود در برخی نقاط انتخابی. ششمین همایش ملی زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور مرکز کرمان، صص ۲۰-۱۸.
۹. رامشت، محمدحسین. ۱۳۸۵. تحلیل تطبیقی رفتار هیدرولوژیک رودخانه کر در شبکه ژئوترونیک. جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۵، بهار و تابستان، صص ۶۹-۵۱.
۱۰. رستم‌خانی، اصغر. ۱۳۹۳. پایش ساختار ژئوکلیماتیک مخروط‌های افکنه بستر قزل‌اوزن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی. استاد راهنما: غلام‌حسن جعفری. دانشگاه زنجان، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
۱۱. رضایی مقدم، محمدحسین. محمدرضا ثروتی و صیاد اصغری سراسکانرود. ۱۳۹۱. بررسی تغییرات شکل هندسی رودخانه‌ی قزل‌اوزن با تأکید بر عوامل ژئومورفولوژیک و زمین‌شناسی. جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۳، پیاپی ۴۶، شماره ۲، صص ۱۴-۱.
۱۲. سیف، عبدالله. محمدرضا ثروتی و محمد راهدان مفرد. ۱۳۹۴. بازسازی برف مرزهای کواترنری پایانی در محدوده سایت ریگ. تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۰، شماره ۱۱۶، صص ۲۰۸-۱۹۳.
۱۳. شریفی، محمد، زهرا فرح بخش. ۱۳۹۴. بررسی آنومالی حرارتی و رطوبتی بین زمان حال و پلیستوسن و بازسازی شرایط اقلیمی با استفاده از شواهد ژئومورفیک (مطالعه موردی: حوضه خضرآباد - یزد). پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷، شماره ۴، صص ۶۰۵-۵۸۳.

- England: evidence from the river terrace records. *Geomorphology*, 33(3): 167-181.
34. Stokes, Martin. James S. Griffiths and Anne Mather. 2012. Palaeoflood estimates of Pleistocene coarse grained river terrace landforms (Río Almanzora, SE Spain). *Geomorphology*, 149: 11-26.
35. Moody, J.A. and Meade, R.H. 2008. Terrace aggradation during the 1978 flood on Powder River, Montana, USA. *Geomorphology*, 99(1): 387-403.
36. Devrani, Rahul. Vimal Singh. 2014. Evolution of valley-fill terraces in the Alaknanda Valley, NW Himalaya: Its implication on river response studies. *Geomorphology*, 227: 112-122.
37. Kar, Rimpal. Tapan Chakraborty, Chandan Chakraborty, Parthsarathi Ghosh, Anil K. Tyagi and Ashok, K. Singhvi. 2014. Morpho-sedimentary characteristics of the Quaternary Matiali fan and associated river terraces, Jalpaiguri, India: Implications for climatic controls. *Geomorphology*, 227, 137-152.
38. Doğan, Uğur. 2011. Climate-controlled river terrace formation in the Kızılırmak Valley, Cappadocia section, Turkey: inferred from Ar-Ar dating of Quaternary basalts and terraces stratigraphy. *Geomorphology*, 126(1): 66-81.
39. Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Van Balen, R.T., Desprat, S. and 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 modeling evaluation. *Geomorphology*, 186: 96-118.
40. Huang, Wei-liang. Xiao-ping Yang, An Li, Jessica A. Thompson and 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.
41. www.ngdir.ir/pdefault.asp.
- حوضه جاجرود. پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۷۶، صص ۳۵-۵۰.
۲۶. یمانی، مجتبی. حمید کامرانی دلیر و سجاد باقری. ۱۳۹۰. مورفومتری و ارزیابی شاخص‌های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نو زمین‌ساخت در حوضه آبریز چله (زاگرس شمال غربی). تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۷، صص ۲۶-۱.
27. Alberti, Augusto Pérez. Alberto Gomes and Alan Trenhaile and Maria Oliveira, and Jesus Horacio. 2013. Correlating river terrace remnants using an Equotip hardness tester: An example from the Miño River, northwestern Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 192: 59-70.
28. Homolová, Dana. Johanna Lomax and Petr Špaček, and Kurt Decker. 2012. Pleistocene terraces of the Vltava River in the Budějovice basin (Southern Bohemian Massif): New insights into sedimentary history constrained by luminescence data. *Geomorphology*, 161: 58-72.
29. Bridgland, David. Rob Westaway. 2008. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98(3):285-315.
30. Madritsch, Herfried. Frank Preusser and Olivier Fabbri. 2012. Climatic and tectonic controls on the development of the River Ognon terrace system (eastern France). *Geomorphology*, 151: 126-138.
31. Lewin, J. and Gibbard, P.L. 2010. Quaternary river terraces in England: forms, sediments and processes. *Geomorphology*, 120(3): 293-311.
32. Schulte, Lothar. Ramon Julià, Francesc Burjachs and Alexandra Hilgers. 2008. Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace sequence (Iberian Peninsula): fluvial response to Mediterranean environmental change. *Geomorphology*, 98(1): 13-33.
33. Maddy, D., Bridgland, D.R. and Green, C.P. 2000. Crustal uplift in southern