

تحلیل اقلیمی شواهد یخچالی در آخرین دوره سرد در دره کومه بران، شمال غربی

پیرانشهر

رسول حسنی قارنائی؛ دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
دکتر منیژه قهرودی تالی*؛ استاد ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
دکتر خدیجه علی نوری؛ پژوهشگر پسادکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۲۹

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۱۰

چکیده

سیرک‌ها، پادگانه‌ها و یخرفت‌ها در حاشیه دره‌های یخچالی از بارزش‌ترین میراث‌های عصر یخبندان هستند. مطالعه و تعیین سن آن‌ها در بازسازی شرایط اقلیمی گذشته نقش بسیار مهمی دارد. منطقه کومه بران با قرارگیری در ارتفاعات واحد شمال غربی بستری برای ثبت تمامی این تغییرات در پیشینه اقلیمی خود بوده است. تغییرات دمایی و رطوبتی در اواخر کواترنر تأثیر قابل توجهی بر آثار یخچالی داشته، لذا بررسی آن‌ها هدف اصلی پژوهش حاضر است. جهت مطالعه منطقه از مشاهدات میدانی، روش رایت، بازسازی اقلیمی و همچنین آنالیز دانه‌بندی و XRD نمونه‌ها استفاده شده است. آنالیز دانه‌بندی آثار به‌جامانده از عملکرد یخچال را تأیید می‌کند، به طوری که مواد درشت‌دانه، درهم، زاویه‌دار و با جورشدگی ضعیف از ویژگی‌های رسوب یخچالی است. آنالیز XRD داده‌ها غلبه کانی کلریت در نمونه سطحی و فقدان آن در نمونه عمقی را نشان می‌دهد که بیانگر تخریب فیزیکی سنگ‌های الترامافیک و سرپانتین در منطقه می‌باشد. نتایج نشان داد که خط برف دائمی در کواترنر حدود ۲۵۷۴/۴ متری بوده است. بارش دریافتی حوضه حدود ۲۳۰ میلی‌متر بیشتر از زمان حال بوده، همچنین میانگین دمای سالانه در کواترنر پایانی حدود ۱۱/۴ درجه سانتی‌گراد کمتر از زمان حال بوده است. بنابراین شرایط دمایی و بارش برای شکل‌گیری یخچال‌ها مناسب بوده است. آنچه بیش از همه در به وجود آمدن آثار یخچالی تأثیرگذار بوده؛ کاهش دمای منطقه نسبت به زمان حاضر و از طرفی پایین بودن تبخیر بوده است که امکان انباشت برف در منطقه‌ی بالاتر از خط تعادل و تبدیل آن به یخچال را فراهم کرده است. نتایج مشاهدات میدانی و مقایسه تراس‌های ایجادشده توسط یخرفت‌های کناری جدید و قدیم و انطباق آن‌ها با تراس‌های رودخانه‌ای سه فاز گسترش یخچالی در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

کلید واژه: کومه بران، دانه بندی، رایت، سیرک یخچالی، XRD.

مقدمه

بررسی اقلیم گذشته زمین و مشخص کردن روند تحولات و تغییرات آن اهمیت زیادی دارد. دوره کواترنر به عنوان آخرین دوره زمین‌شناسی که تحولات مربوط به تغییرات اقلیم و آثار شکل‌زایی عصرهای یخبندان را در خود دارد، جاذبه زیادی برای مطالعات ژئومورفولوژیکی دارد. یخچال‌ها هنوز وجود دارند و تغییرات آن‌ها از نظر بازسازی شرایط عصرهای یخچالی و همچنین پیش‌بینی شرایط آینده بسیار بالارزش است. روند گرمایش جهانی با ذوب یخچال‌ها در نواحی قطبی و کوهستانی و تغییرات مناطق زیرپوشش یخ همراه است بنابراین بررسی این تغییرات شرایط آینده ما را مشخص‌تر نشان می‌دهد. توالی رخساره‌های معمولی و تکراری که در محیط‌های رسوبی اصلی یخبندان تشکیل می‌شوند نیز، می‌توانند از شاخص‌های مهم تا زمان پیدایش باشند. در یک مطالعه با استفاده از DEM یک متری از داده‌های تصاویر ماهواره‌ای لیدار عکس‌های هوایی و مشاهدات میدانی برای تجزیه و تحلیل ژئومورفولوژی فوق‌العاده یخبندان اطراف دریاچه تکاپو (Tekapo) در نیوزیلند استفاده شده است. مجموعه‌ای غنی از آخرین حداکثر گسترش یخچال (LGM) و مجموعه لندفرم‌های حاشیه یخچالی، زیریخچالی، بالای یخچالی، دریاچه یخچالی و جریان‌های زیر یخچالی بررسی شده است. دو اثر سیستم زمین نشان دهنده یک تغییر متوالی در پویایی حاشیه یخی در طول دوره عقب‌نشینی است که احتمالاً تا حدی غیر اقلیمی می‌باشد (رانده شده است) (Boulton and Deynovx, 1981). در جنوب غربی آلاسکا سه دوره گسترش یخچال فقط در دوره عصر یخبندان کوچک ۱ در سال‌های ۱۳۵۰، ۱۶۵۰ و ۱۸۵۰ شناسایی شده است (زاسادین ۲، ۲۰۰۷). توالی تراس‌های رودخانه‌ای کواترنری در شرق رشته‌کوه کونلون ۳ در شمال تبت نشان داد که این تراس‌ها ناشی از تغییرات اقلیمی ایجاد شده‌اند نه بالا آمدن زمین. توالی تراس‌های تشکیل شده در دره پرشده بزرگ کواترنری دارای عمق برشی معادل ۵۰ تا ۶۰ متر است. نتایج سن سنجی با روش لومینسانس نوری ۴ نشان داد که دوره‌های تجمع بین رودخانه‌های مختلف هم‌زمان بوده است و با آخرین مرحله یخبندان مطابقت دارد (وانگ و همکاران ۲۰۰۹).

وو و همکاران، توالی تراس‌های رودخانه یوشانگوکی را از طریق سن سنجی بریلیم ۱۰ و کربن ۱۴ بررسی کردند. با وجود یک منطقه بالادستی که تحت تأثیر تکتونیک شدید قرار داشته، تراس‌های رودخانه عمدتاً توسط عوامل آب و هوایی توسعه یافته‌اند. نتایج نشان می‌دهد کاهش زیربری سریع در شمال غربی چین از هولوسن به‌طور عمده توسط نوسانات مکرر آب و هوایی هدایت می‌شوند (وو و همکاران، ۲۰۱۸). سن سنجی سیرک‌های یخچالی در کوه المپوس یونان در آخرین فاز یخچالی و هولوسن بر اساس (CL36) انجام شده و سن ۱۵/۶ تا ۱۶/۴ هزار سال به‌دست آمده است. حداکثر پیشروی یخچال در آخرین یخبندان ۵ در سه مرحله رخ داده است؛ ۱۴ هزار سال، ۱۳/۵ و ۱۲/۵ هزار سال پیش و در هولوسن در ۹/۶، ۲/۵ و ۱/۶ هزار سال پیش.

1 LIA : little Ice Age

2 Zasadin

3 Kunlun

4 OSL: Optically Stimulated Luminescence

5 LGM :Last Glacial Maximum

در هولوسن میانی هیچ شواهدی از یخبندان به دست نیامده است (ستایلاس ۶ و همکاران، ۲۰۱۸). نوسانات آب و هوایی که در دوره‌های Pleniglacial و Lateglacial رخ می‌دهند، به‌طور کلی با چندین تغییر در مورفولوژی و فرایندهای رودخانه‌ای است. این مطالعه دوشاخه از رودخانه چر (Cher) را با توجه به تنظیمات ژئومورفولوژیکی در طول دوره اواخر یخبندان و اوایل هولوسن بررسی کرد. انتقال از Plantiglacial به Lateglacial و از Lateglacial به اوایل هولوسن (۱۵۰۰-۱۱۵۰۰ سال قبل از میلاد) به‌عنوان موارد مطالعه جالب در نظر گرفته می‌شود، زیرا؛ شامل نوسانات آب و هوایی سریع و ناگهانی است که به‌طور کلی به‌وضوح در دشت سیلابی فعلی ثبت شده است. (Vyssiere et al, 2019). یک انتقال مشخص بین فرایندهای یخچالی و تحت تأثیر رودخانه‌ای در دره Nexpayantla وجود دارد. درجه تنظیم مجدد سیگنال مومینانس در نهشته‌های پاراگلاشیال، شاخص خوبی برای ردیابی پاراگلاشیال است. نتایج نشان می‌دهد که قدیمی‌ترین تراس‌های رودخانه‌ای - یخچالی موجود در بخش میانی دره Nexpayantla دو هزار سال هستند که توسط سن سنجی کربن ۱۴ نیز پشتیبانی می‌شوند (Salians et al, 2020). بازسازی شرایط اقلیمی نشان می‌دهد در عصر یخبندان سرد کواترنر ۱۳ درجه کمتر از زمان حال بوده است و شرایط یخچالی و جنب یخچالی حاکم بوده است. در چنین شرایطی، گرانیتهای منطقه به‌شدت فرسوده شده بودند و مقدار زیادی دانه رسوب تولید کردند. رواناب‌های سطحی یا زبانه‌های یخی این رسوبات را به سمت دریاچه ارنان هدایت کرده و در خط ساحلی آن رسوب کرده است (Sharifi Paichoon, 2020).

تجزیه و تحلیل مورفوسکوپی از سه جفت رسوب میزبان پر گوه نشان می‌دهد که هیچ‌یک از رسوبات سطحی MIS2 را نمی‌توان به‌طور صریح با محیط تپه‌های بیابانی مرتبط کرد، بلکه شبیه رسوبات آبرفتی است که به‌طور متوسط تا قابل توجهی، توسط فرایندهای بادی و برودت (یخ‌زدگی) بازسازی شده‌اند. شمال غربی سیبری احتمالاً شبیه یک توندرا با پوشش گیاهی کم در طول MIS2 بود. سن سنجی رادیو کربن به‌دست آمده از ماده آلی پالئوسل‌های کشف شده در داخل PIWP نشان می‌دهد که گرم شدن آب‌وهوا در شمال غربی سیبری از ۱۳/۵ تا ۱۳ هزار سال پیش از میلاد آغاز شده است (در پایان MIS2). (Sheinkman et al, 2022). اشاره به وجود یخچال در ایران به کارهای ژاک دمورگان (۱۹۳۳) برمی‌گردد (دمورگان، ۱۹۳۳). شروع جدی این مطالعات با کارهای میدانی بوبک در البرز، سبلان و کردستان بوده است. بوبک برف مرز گذشته البرز را ۳۴۰۰ متر، سبلان را ۳۹۰۰ تا ۴۰۰۰ متر (۱۹۳۴) و جیلوداغ و ست داغ در ترکیه، نزدیک مرزهای ایران را ۳۱۰۰ تا ۳۴۰۰ متر محاسبه کرد (بوبک، ۱۹۴۰). او معتقد به شرایط اقلیمی سردتر و خشک‌تر از امروز در پلیستوسن بود. بر اساس نظر ایشان دما در ایران ۴ درجه و در حوضه دریاچه ارومیه ۵ درجه سردتر از امروز بوده است. (جداری عیوضی، ۱۳۷۴).

رایت به نقل از مورتن سن (۱۹۵۷) اظهار می‌دارد که حاکمیت فشار کم دمایی در ارتفاعات بلندتر بیشتر از ارتفاعات پست بوده است. بدین ترتیب کاهش حد برفی به دلیل افزایش بارش برف در اثر طوفانهایی با منشأ مدیترانه بوده است (رایت، ۱۹۶۲ ص ۱۵۷). اینکه طوفان‌ها مقادیر بارندگی مطلق بیشتری را در دوره یخچالی وورم بالایی به وجود آورده‌اند، مورد بحث است. بنابراین حد برف دوران یخچالی در کوهستان‌های مرز ایران و ترکیه ۳۱۰۰-۳۰۰۰ متر در توروس حکاری ۲۷۵۰ متر و در کوهستان‌های جنوب دریاچه وان در ترکیه ۳۰۰۰ متر بوده است (بروکس، ۱۹۸۲، ترجمه: خورشید دوست).

همچنین رایت معتقد است، برف مرز پلئستوسن در ارتفاعات هلگورد (کردستان عراق) و در نزدیکی مرز ایران تا ارتفاع ۱۸۰۰ متری پایین آمده است. او همچنین یخرفت‌ها را در درهٔ برکیم و بولا تا ارتفاع ۱۴۰۰ متری و ابتدای دشت دنبال کرده است (رایت ۱۹۶۲). خط برف مرز پیشنهادی پدramی برای جنوب غربی آذربایجان غربی ارتفاع ۱۷۰۰-۱۶۰۰ متری را نشان می‌دهد (پدramی ۱۹۸۲).

رامشت با تشخیص سه تراس دریاچه گاوخونی که می‌تواند بیان‌کننده حداقل سه بار تغییر در بیلان آب آن باشد با توجه به اینکه غالب دریاچه‌های ایران دارای حداقل سه سطح تراس هستند با قطعیتی قابل قبول پدید آمدن آن‌ها را باید به یک تغییر اقلیمی که سطح گسترده‌ای را در برگرفته و قبل از هولوسن اتفاق افتاده نسبت داد (رامشت، ۱۳۷۱). یمانی و همکارانش به بازسازی برف مرز آخرین دوره یخچالی در حوضهٔ جاجرود به روش رایت و مدل پورتر پرداخته‌اند (یمانی و همکاران ۱۳۹۰). نتایج حاصل از بررسی مورفوسکوپی که بر روی دانه‌های بسیار ریز انجام می‌گیرد نیز می‌تواند بیانگر منشأ رسوبات یک منطقه باشد. ۶۶/۶ درصد رسوبات در حوضهٔ تیگرانی ماهان را رسوبات زاویه‌دار تشکیل می‌دهد که رسوبات یخچالی هستند. همچنین اختلاف حال و گذشتهٔ منطقهٔ مطالعاتی ۵/۸ درجه و اختلاف بارش حال و گذشته حدود ۳۰۰ میلی‌متر است (رامشت و همکاران، ۱۳۹۰).

قهرودی و همکاران، مشاهده کردند که مورن‌های کناری در دره‌های یخچالی کوهستان قندیل حدود گسترش یخچال را تا حد زیادی مشخص می‌کند. مواد تخلیه‌شده در بیرون کوهستان قندیل به شکل حداقل سه تراس واضح در حاشیهٔ رودخانه بادین‌آباد و حتی رودخانهٔ زاب کوچک مشاهده می‌شود (قهرودی و همکاران، ۱۳۹۲). نتایج یک تحقیق بر روی لس‌های آزادشهر نشان می‌دهد میزان پذیرفتاری مغناطیسی با توالی لس- خاک دیرینه ارتباط مستقیم داشته و با تشکیل رسوبات لسی پذیرفتاری مغناطیسی کاهش و با تشکیل لایه‌های خاک دیرینه افزایش یافته است. بدین ترتیب لس‌ها و خاک‌های دیرین مطالعه شده به ترتیب با دوره‌های یخچالی و بین یخچالی و در شرایط آب و هوایی متفاوت تشکیل شده‌اند (فیضی و همکاران، ۱۳۹۳). نهشته‌های تراس‌های رودخانهٔ اهرچای با استفاده از مطالعات دانه‌بندی بر روی ۱۵ نمونه بررسی شده است. همچنین ویژگی‌های ژئومورفیک نهشته‌های این تراس‌ها مورد مطالعه قرار گرفت. استخراج پارامترهای مختلف مانند: جورشدگی، کج‌شدگی میانگین اندازهٔ دانه‌ها، چولگی و ... و دانه‌بندی نشان داد برخی تراس‌ها دارای ویژگی‌های رسوبات دریاچه‌ای و بقیه نیز ویژگی رسوبات رودخانه‌ای را دارند (رجبی و خوشدل، ۱۳۹۴). تحلیل نمونه‌های رسوب سه پادگانهٔ ابرفتی زاینده‌رود در پایین سد زاینده‌رود تا پل زمان‌خان نشان می‌دهد، اکثریت نمونه‌ها دارای جور شدگی بد و چولگی متفاوت هستند که بیانگر تغییر شرایط رژیم رودخانه‌ای احتمالاً در اثر تغییر شرایط آب و هوایی باگذشت زمان در طی دورهٔ کواترنری است و باعث تشکیل این پادگانه‌ها در منطقه شده است (داودی و همکاران، ۱۳۹۴). رسوبات دیرینهٔ رودخانهٔ سقز در یک پروفیل با استفاده از آنالیزهای فیزیکی و شیمیایی بررسی شد. دمای هوا در هنگام تشکیل کربنات‌های سیمانی ۹/۷ درجهٔ سانتی‌گراد بود که حدود ۵/۵ درجه نسبت به زمان حاضر سردتر است (درفشی و همکاران، ۱۳۹۶).

در پژوهشی با استفاده از روش پذیرفتاری مغناطیسی یک برش رسوبی از لس‌های سعدآباد گرگان در طول حدود ۱۴۷۰۰۰ تا ۵۷۰۰۰ سال گذشته، سه دوره آب و هوایی گرم و مرطوب و سه دوره آب و هوایی سرد و خشک شناسایی شده است (ملکی و همکاران، ۱۳۹۸). عزیزی و داوودی تغییرات اقلیمی هولوسن را با استفاده از یک مغزه ۸/۵ متری از کف دریاچه پریشان همچنین دو پراکسی پالینولوژی و پذیرفتاری مغناطیسی بازسازی و تحلیل کردند (عزیزی و داوودی، ۱۳۹۸). استفاده از سن سنجی کربن ۱۴ از یک مغزه رسوبی نمونه‌برداری شده در دریاچه مهارلو، نشان داد که هوا در ۱۰۸۱۳ سال پیش سرد و خشک، در هولوسن تحتانی ابتدا سرد و خشک و سپس حاکمیت محیط فلوویال و دوران گرم و خشک نمایان شده است. هولوسن میانی (۴۰۰۰ سال قبل) اقلیم گرم و مرطوب و در هولوسن فوقانی (۲۰۰۰ سال قبل) روند روبه خشکی پلایا را نشان می‌دهد (سبک خیز و همکاران، ۱۳۹۸).

همچنین استفاده از روش سن سنجی کربن ۱۴ از فرامینفرهای کف زی به دست آمده از یک مغزه رسوبی در بخش جنوبی خلیج گرگان برای بازسازی دمای گذشته نشان داد که بیشترین دما ۲۷/۴ درجه مربوط به قبل از یخبندان بزرگ (وورم) و کمترین دما ۱۳/۹ درجه سانتی‌گراد مربوط به آخرین اوج یخبندان وورم بوده است (باقری و امینی، ۱۳۹۹). جلیلیان و همکاران، با استفاده از سن سنجی ایزوتوپی کربن ۱۴ دو دوره خشک را در ۸۲۰۰ و ۴۵۰۰ سال پیش در رسوبات هولوسن بستر پلایای گاوخونی شناسایی کردند که حاکی از خشک شدن و گسترش رسوبات بادی در بستر پلایاست (جلیلیان و همکاران، ۱۳۹۹).

بازسازی کمی بر روی ۱۱۹ نمونه برداشت شده از یک لایه یک سانتی‌متری خاک از غرب ایران و رشته‌کوه زاگرس به روش MAT تفسیر شده است. نتایج بازسازی کمی نشان دادند که دمای میانگین سالانه در پلئستوسن ۴ تا ۵ درجه سیلیسیوس سردتر و بارش میانگین سالانه ۲۰ درصد کمتر از دوره معاصر بوده است (مرادی مقدم و همکاران، ۱۳۹۹). از طریق مورفومتری سکنس‌های پادگانه‌ای دره هراز، در محدوده آب اسک مشخص شد که سطوح ارتفاعی پادگانه‌ها هم دارای اختلاف ارتفاع بوده و هم توالی نامنظمی دارد؛ که علاوه بر تغییرات سطح اساس، فرایندهای یخچالی از عوامل مرتفع شدن سطوح پادگانه‌ای در منطقه بوده است. بر اثر بسته شدن دره توسط فعالیت یخچالی آتش‌فشانی همگام باهم، در محل آب اسک دریاچه‌ای ایجاد شده است (طیبه احمدی و همکاران ۱۴۰۰). منطقه کومه بران در مرز ایران و عراق تحت تأثیر یخبندان‌های کواترنر قرار داشته و آثار فرسایشی یخچال توده‌های عظیمی از یخرفت به جا گذاشته است. یکی از فرم‌های برجسته در منطقه، وجود سطوح پادگانه‌ای در دره‌های یخچالی در طول دره رودخانه آن است. این پژوهش تلاش می‌کند تا علاوه بر بازسازی شرایط اقلیمی کواترنر پایانی با توجه به سیرک‌ها و آثار به‌جامانده از آن‌ها، تراس‌ها و ارزش ژئومورفولوژیکی آن‌ها را در بازخوانی شرایط گذشته تحلیل کند. تحولات اقلیمی و نوزمین ساخت حوضه جاجرود و تأثیرات آن بر سکنس‌های پادگانه‌ای، مورد بررسی قرار گرفته است. توالی تغییرات اقلیمی و دینامیک جریان رودخانه متأثر از آن نیز بر اساس شواهد رسوب‌شناسی پادگانه‌ها بازسازی شده است.

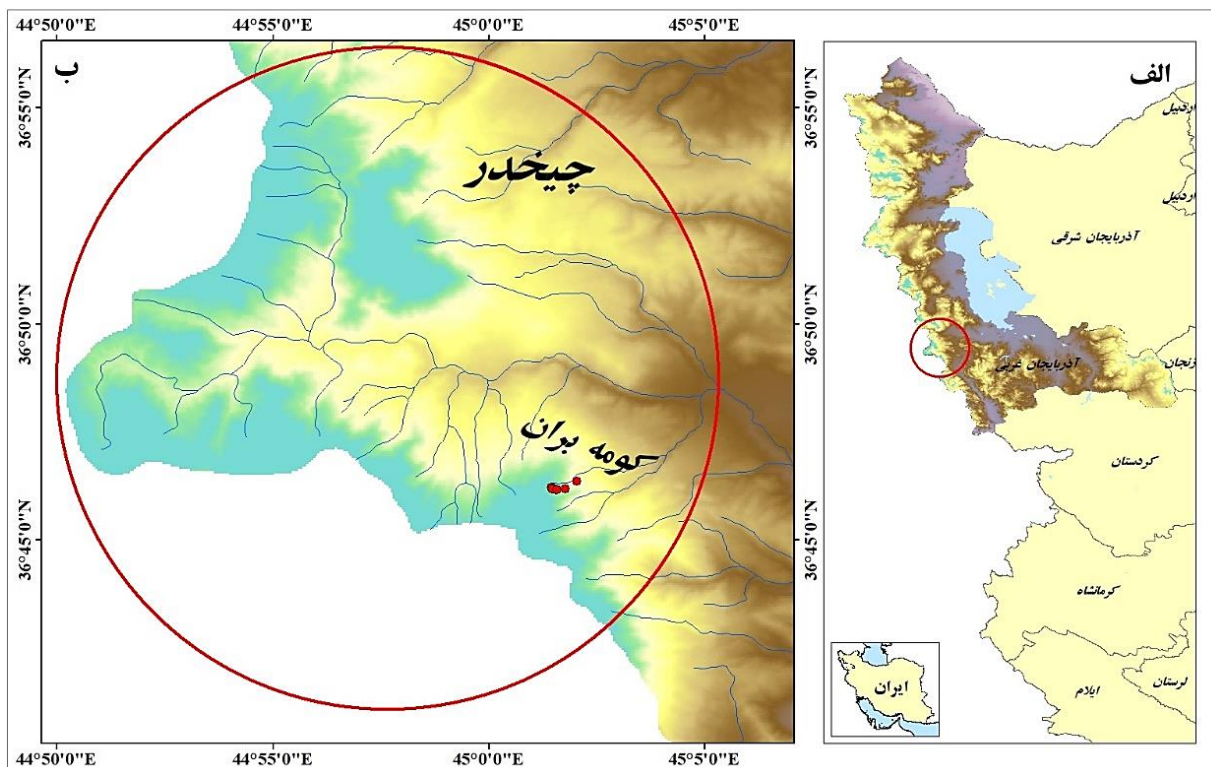
به نظر می‌رسد جریان‌های یخرفتی نقش مهمی در اختلاف توالی پادگانه از بالادست حوضه تا پایین دست محدوده مورد مطالعه داشته‌اند. همچنین ورود جریان‌های یخرفتی دیرینه در تلاقی انشعابات اصلی جاجرود یکی از عوامل تأثیرگذار در تغییرات مقطعی سطوح ارتفاعی پادگانه‌ها و بی‌نظمی آن‌ها بوده است. (جودکی و همکاران، ۱۴۰۱). دو دوره فرعی آخر دوران سنوزوئیک، پلیستوسن و هولوسن یا دوره بعد یخچالی هستند. پلیستوسن دوره‌ای است که به عصر یخبندان مربوط است. بیان این که هر یک از دوره‌ها دقیقاً چند سال طول کشیده است کار دشواری است. امروزه روش‌های گوناگونی برای سن‌یابی به کار می‌رود (گرسول ۱۳۸۶). پهنه‌های وسیعی در زمین هستند که تحت تأثیر ویژگی‌های اصلی فرایندهای اقلیمی مانند یخچالی، هوازگی، حرکت توده‌ای، فعالیت آبرفتی و بادی قرار دارند که در مسیر تحول به اشکال تعادلی آب و هوایی قرار گرفته‌اند. در حال حاضر آب‌وهوا مهم‌ترین عامل تغییر اشکال سطحی زمین و به دنبال آن ایجاد شکل یا شکل‌های جدید است. در طول تاریخ تحول ژئومورفولوژی توجه زیادی به امکان درک تغییرات اشکال در ارتباط با تغییر اقلیم شده است.

مسئله شناخت شکل‌های ناشی از اثر اقلیم و تغییرات آن برای ژئومورفولوژیست‌ها اهمیت دارد زیرا آن‌ها می‌خواهند بدانند که شکل‌های موجود، تحت تأثیر چه شرایط اقلیمی شکل گرفته‌اند. مهم‌تر اینکه می‌خواند بدانند چه تغییراتی را پیش رو دارند که منتج تغییرات اقلیمی معاصر است (مقیم ۱۳۸۷).

منطقه مطالعاتی تغییرات شکلی زیادی در کوتاه‌تر پایانی داشته است. در حاشیه بیشتر رودخانه‌های منطقه، سه پادگانه آبرفتی دیده می‌شود که با مورفوسکوپی یخرفت‌های بالادست دره‌های یخچالی مطابقت دارد. این روند نشانگر ارتباط بین تخلیه یخرفت‌های سیرک‌ها و دره‌های یخچالی با نهشته‌گذاری جریان‌های آبرفتی در سطح دشت‌های پایین دست است. یکی از اهداف این پژوهش بررسی سکنس‌های این پادگانه‌ها برای نشان دادن تغییرات اقلیمی در کوتاه‌تر پایانی است. همچنین استفاده از داده‌های دما و بارش ایستگاه‌های منتخب باهدف بازسازی اقلیم گذشته امکان مقایسه شرایط را فراهم می‌آورد.

موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان غربی و در شمال غربی شهرستان پیرانشهر واقع شده است. عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۰ دقیقه و ۵ ثانیه تا ۳۶ درجه و ۵۵ دقیقه و طول جغرافیایی آن ۴۴ درجه و ۵۰ دقیقه و ۲۴ ثانیه تا ۴۵ درجه و ۸ دقیقه و ۱۱ ثانیه است. از نظر تقسیمات کشوری منطقه مورد مطالعه در جنوب استان آذربایجان غربی و در شمال غربی شهرستان پیرانشهر و در مجاورت مرز عراق واقع شده است (شکل ۱). دشت پیرانشهر (لاجان) به صورت قیفی شکل بین دو رشته کوه قرار گرفته است. رشته غربی با جهت شمال - جنوبی، ادامه دیواره کوهستانی مرز ایران و ترکیه است و منطقه مورد مطالعه بخشی از این رشته کوه است. شاخه اصلی رودخانه زاب کوچک از این ارتفاعات سرچشمه می گیرد و دشت پیرانشهر را زهکشی می کند. مرتفع ترین قله های منطقه یعنی چیخدر، سپی ریز، بارزین و کومه بران در مرز ایران و عراق واقع شده اند. جنس سنگ های منطقه عمدتاً رسوبی (کربناتی) همراه با ترکیبات آذرین دیاباز، آمفیبولیت و ... می باشد. میانگین دمای ایستگاه سینوپتیک پیرانشهر ۱۱/۵ درجه سانتی گراد و میانگین بارش ۷۰۰ میلی متر است.



شکل ۱. الف) کشور ایران و استان آذربایجان غربی و موقعیت مطالعاتی و نمونه ها

مواد و روش‌ها

در این پژوهش مرزهای منطقه مطالعاتی با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، تصاویر لندست ۸ و GoogleEarth محدود شد. طبقه‌بندی اطلاعات بر مبنای لایه‌های رقومی مجزا انجام شد. اطلاعات موردنیاز با ۱۶۸۹۷۶ گره برداشت‌شده از ۳ برگ نقشه‌ی توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی آلوس پالسار ۷ از ناسا، تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی جمع‌آوری شد و سیرک‌های منطقه شناسایی و ارتفاع آن‌ها ثبت شد. جهت تحلیل شرایط اقلیمی منطقه از آمار جمع‌آوری‌شده ۶ ایستگاه سینوپتیک و کلیماتولوژی استفاده شد (جدول ۱). با اطلاعات اقلیمی ادواری منطقه نسبت به برداشت نیمرخ حرارتی و برودتی منطقه اقدام شد. این اطلاعات بر اساس برفمرز دائمی به روش راییت در تحلیل شرایط رطوبتی و حرارتی حال و گذشته منطقه بکار گرفته شد.

در این پژوهش جهت ترسیم نقشه ژئومورفولوژی از نقشه‌های توپوگرافی؛ نالوس، کوه سپارز و پیرانشهر با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی شیت نده با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، مدل ارتفاعی رقومی آلوس پالسار با رزولوشن ۱۲/۵ متر از ناسا و تصاویر لندست ۵، ۷، ۸ از سال ۱۹۹۱ تا ۲۰۱۷ از سایت زمین‌شناسی آمریکا استفاده شد. جهت بررسی منطقه لایه آثار سیرک یخچالی و خط برف دائمی تهیه شد. بر اساس این مطالعات خط برفمرز گذشته منطقه مطالعاتی با روش راییت تعیین شد. پس از بررسی شرایط دمایی منطقه در حال حاضر با استفاده از رابطه (۲)، بازسازی شرایط دمایی گذشته انجام شد. در این روش، با مطالعه‌ی سیرک‌های موجود در منطقه، به روش راییت، خط برف دائمی در کواترنر تعیین گردید. با توجه به مرز برف دائمی که خط دمایی صفر درجه‌ی سالانه در گذشته محسوب می‌شود و همچنین تغییر ارتفاع در منطقه هم‌دمای گذشته محاسبه شد. این کار با توجه به ۱۶۸۹۷۶ گره‌ی برداشت‌شده‌ی ارتفاعی و هم‌دمای حال منطقه ترسیم گردید (شکل ۶).

$$T = -0.0052H + 19.782$$

رابطه ۲:

شرایط رطوبتی منطقه مطالعاتی با استفاده از آمار ایستگاه‌های هواشناسی و رابطه (۳) بررسی شد. نقشه‌ی هم‌بارش منطقه کومه بران حاصل انتقال این رابطه به مختصات ارتفاعی در نرم‌افزار آرک مپ است. استخراج رطوبت گذشته بر اساس دمای گذشته منطقه مطالعاتی انجام شد. با میان‌یابی گره‌های برداشت‌شده و مرتب ساختن آن‌ها آنومالی‌های حرارتی و برودتی منطقه نیز تحلیل شد. در تمامی مراحل کار برای تهیه نقشه و تحلیل داده‌های جمع‌آوری‌شده از مدل ارتفاعی رقومی ۱۰ و از نرم‌افزارهای آرک مپ ۱۰/۳ استفاده شد.

$$P = 0.2143H - 205.62$$

رابطه ۳:

7 Alos palsar

8 NASA

9 www.usgs.gov

10 DEM

جدول ۱. متوسط بارش سالانه و متوسط دمای سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیما تولوژی منطقه مطالعاتی در دوره آماری (۱۳۹۹-۱۳۸۰)

ردیف	ایستگاه	ارتفاع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	میانگین دما	میانگین بارش
۱	اشنویه	۱۴۱۴	۴۵°۰۷'	۳۷°۰۳'	۱۲/۳	۵۰۵
۲	دریکه	۱۴۳۰	۴۵°۱۰'	۳۶°۴۴'	۱۲/۲	۵۲۶
۳	زنگ آباد	۱۴۰۰	۴۵°۰۷'	۳۶°۴۵'	۱۲/۶	۵۰۲
۴	سیلوه	۱۵۳۸	۴۵°۰۷'	۳۶°۴۷'	۱۲	۵۳۲
۵	گل‌از	۱۴۸۰	۴۵°۰۲'	۳۷°۰۷'	۱۲/۱	۵۱۵
۶	هاشم‌آباد بیبکران	۱۵۷۰	۴۴°۵۴'	۳۷°۱۷'	۱۱/۴	۵۴۶

مرحله کلی عملیات میدانی در سه مرحله انجام شده است. در مرحله اول شناسایی و ثبت موقعیت لندفرم‌ها، حدود گسترش یخرفت‌ها، شناسایی لندفرم‌های یخچالی مانند سیرک‌ها و دره‌های یخچالی، مورن‌ها و حدود گسترش آن‌ها در حاشیه دره‌ها مشخص و عکس‌برداری شده است. مرحله دوم برداشت نمونه‌های رسوب از دره کومه بران، عکس‌برداری از آن‌ها جهت تحلیل شواهد بوده است و در مرحله سوم، برداشت نمونه‌های سنگ، تکمیل اطلاعات میدانی و شواهد فعالیت یخچال‌ها در کواترنر انجام شده است (جدول ۲). با توجه به ابزار و داده‌ها منطقه مطالعاتی سیرک‌های یخچالی، دره‌های یخچالی، آرت‌ها، انواع مورن‌ها، دریاچه‌ها و هسته‌های یخی پس از مشاهدات میدانی و تطبیق با نقشه‌ها و تصاویر ذکر شده شناسایی شدند و نقشه ژئومورفولوژی منطقه ترسیم شده است.

جدول ۲. تاریخ نمونه‌برداری در منطقه مطالعاتی

ردیف	تاریخ نمونه‌برداری	هدف مشاهده
۱	۱۴۰۰/۴/۲ - ۱۴۰۰/۴/۳	شناسایی لندفرم‌ها، حدود گسترش یخرفت‌ها، ثبت موقعیت‌ها در دره کومه بران
۲	۱۴۰۰/۵/۵ - ۱۴۰۰/۵/۶	برداشت نمونه‌های رسوب از دره کومه بران
۳	۱۴۰۰/۷/۲۳	برداشت نمونه‌های سنگ، تکمیل اطلاعات میدانی و شواهد فعالیت یخچال‌ها

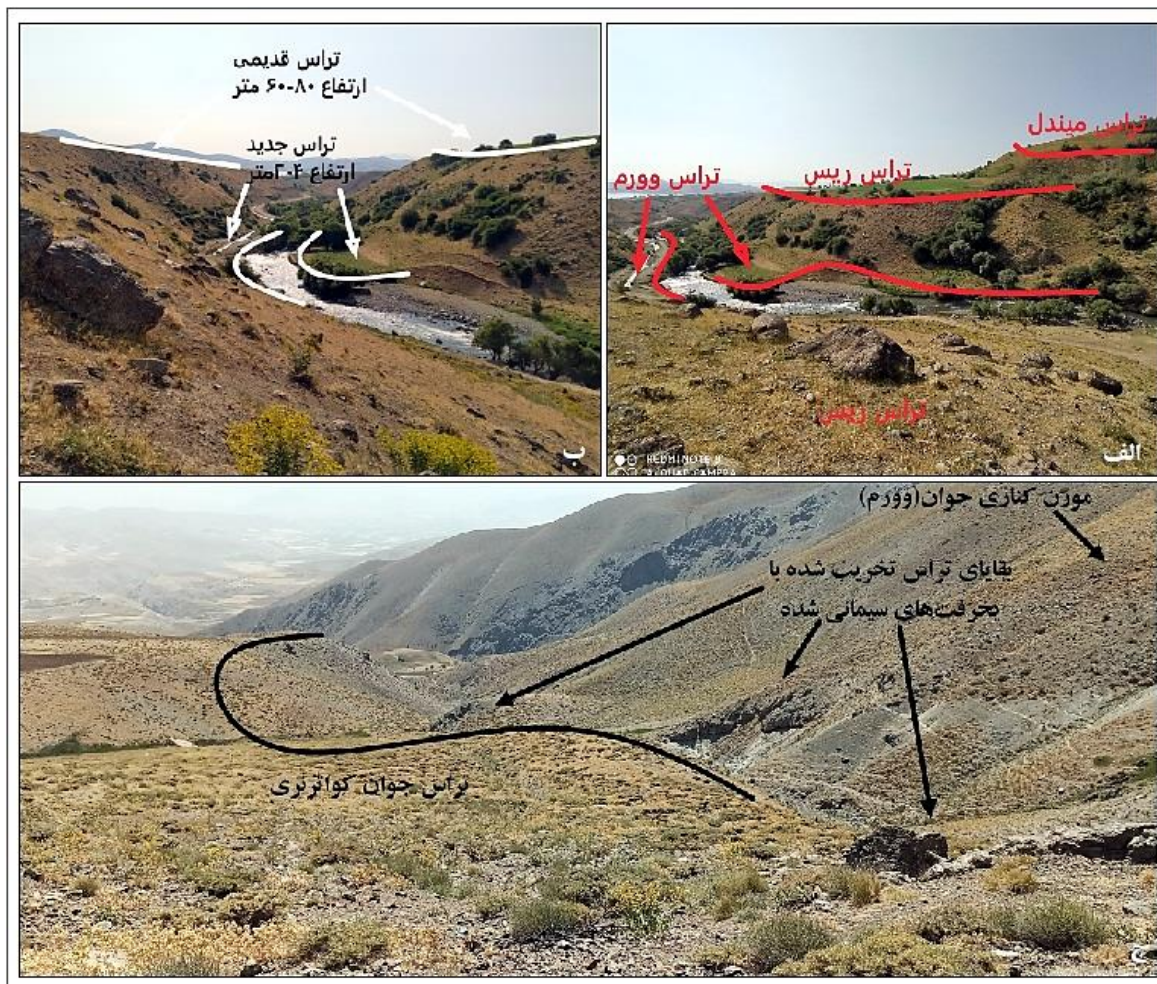
یافته‌ها

مشاهدات میدانی متعدد از منطقه مطالعاتی نشان داد که در بسیاری از دره‌های یخچالی، رسوبات یخچالی (یخرفت‌ها) به وضوح دیده می‌شوند، در بین یخرفت‌های میانی و به‌ویژه یخرفت‌های کناری برون‌زدهایی از رسوبات سیمانی شده یخچالی به شکل برش دیده می‌شود. به نظر می‌رسد این رسوبات در اثر فرسایش رسوبات سطحی جدیدتر و مربوط به آخرین عصر یخبندان (وورم)، در سطح و دامنه‌ها ظاهر شده‌اند. در یخرفت‌های میانی دره کومه بران برون‌زدی کاملاً سیمانی شده دیده می‌شود که ارتفاع محل این برون‌زد ۲۷۰۰ متری از سطح دریاست. در این منطقه رسوبات دره یخچالی با کلسیت سیمانی شده‌اند و برش یخچالی را ایجاد کرده است. دره یخچالی کومه بران در دامنه شمال شرقی قلّه کومه بران و موازی با چند دره دیگر یخچالی قرار گرفته است. حداکثر ارتفاع در خط الرأس آن حدود ۳۳۰۰ متر است. در دو طرف دره دو تراس از یخرفت‌های یخچالی قابل مشاهده است. دوزبانه یخچالی سبب ایجاد یک توده مورنی بزرگ شده است که تا ارتفاع ۲۴۲۵ متری امتداد دارد. در حاشیه دره، مورن‌های کناری به‌ویژه در امتداد مورن‌های پایانی یخچالی رسوبات سیمانی شده، در هر دو طرف دره به شکل یک پادگانه تخریب‌شده قابل مشاهده است (شکل ۲). پادگانه تخریب‌شده در دره کومه بران ۱۰ متر تا سطح رودخانه اختلاف ارتفاع دارد. پادگانه جدید که بخش زیادی از این پادگانه قدیمی را پوشش داده، در ارتفاع ۲۳۷۰ متری و پادگانه بالایی در ارتفاع ۲۴۹۰ متری از کف دره واقع شده است. به نظر می‌رسد در آخرین فاز حرکت یخچال، زبانه یخی تا ارتفاع ۲۳۷۰ متری دره را پوشانده و ضخامت یخ در این قسمت دره بیش از ۱۰۰ متر بوده است. ارتفاع کف دره در محدوده پادگانه تخریبی ۲۳۶۰ متر است (شکل ۲، ج). سیرک‌ها از نمودهای اصلی فعالیت یخچال در نواحی کوهستانی هستند.

سیرک‌ها تحت تأثیر عوامل مختلف اقلیمی و زمین‌شناختی تکامل می‌یابند. در بالادست دره یخچالی کومه بران سه سیرک یخچالی وجود دارد. جهت سیرک‌ها شمال شرقی است و تکه‌های برفی معمولاً تا اواخر تابستان در چاله و دیواره پشت سیرک دوام می‌آورند. سیرک اصلی در ارتفاع ۲۷۵۷ متری و سیرک بالایی با اختلاف ارتفاع ۸۰ تا ۱۰۰ متر، در داخل همین سیرک و در ارتفاع ۲۸۶۱ متری واقع شده است. آثار یخرفت‌های دره یخچالی کومه بران به صورت مورن کناری در حاشیه دره اصلی در هر دو طرف دیده می‌شود. بخشی از یخرفت‌ها در قالب پادگانه‌های جوان و در ارتفاع پایین‌تری قرار دارند و بخشی هم در قالب پادگانه‌های قدیمی و در ارتفاع بالاتر قرار دارند. یخرفت‌های میانی دره در نتیجه به هم پیوستن دوزبانه یخچالی، شکل گرفته‌اند و به‌خوبی حفظ شده‌اند. همچنین تپه‌های یخرفتی (وورو) در قسمت جلوی سیرک مشاهده می‌شوند. تخلیه مواد از سیرک‌ها و دره‌های یخچالی در خروجی کوهستان مخروط افکنه بزرگی ایجاد کرده است. مصالح شن و ماسه مورد نیاز برای ساخت سد سیلوه از همین مخروط افکنه تأمین شده است. روستای ماشکان بر روی این مخروط افکنه ایجاد شده است (شکل ۳).

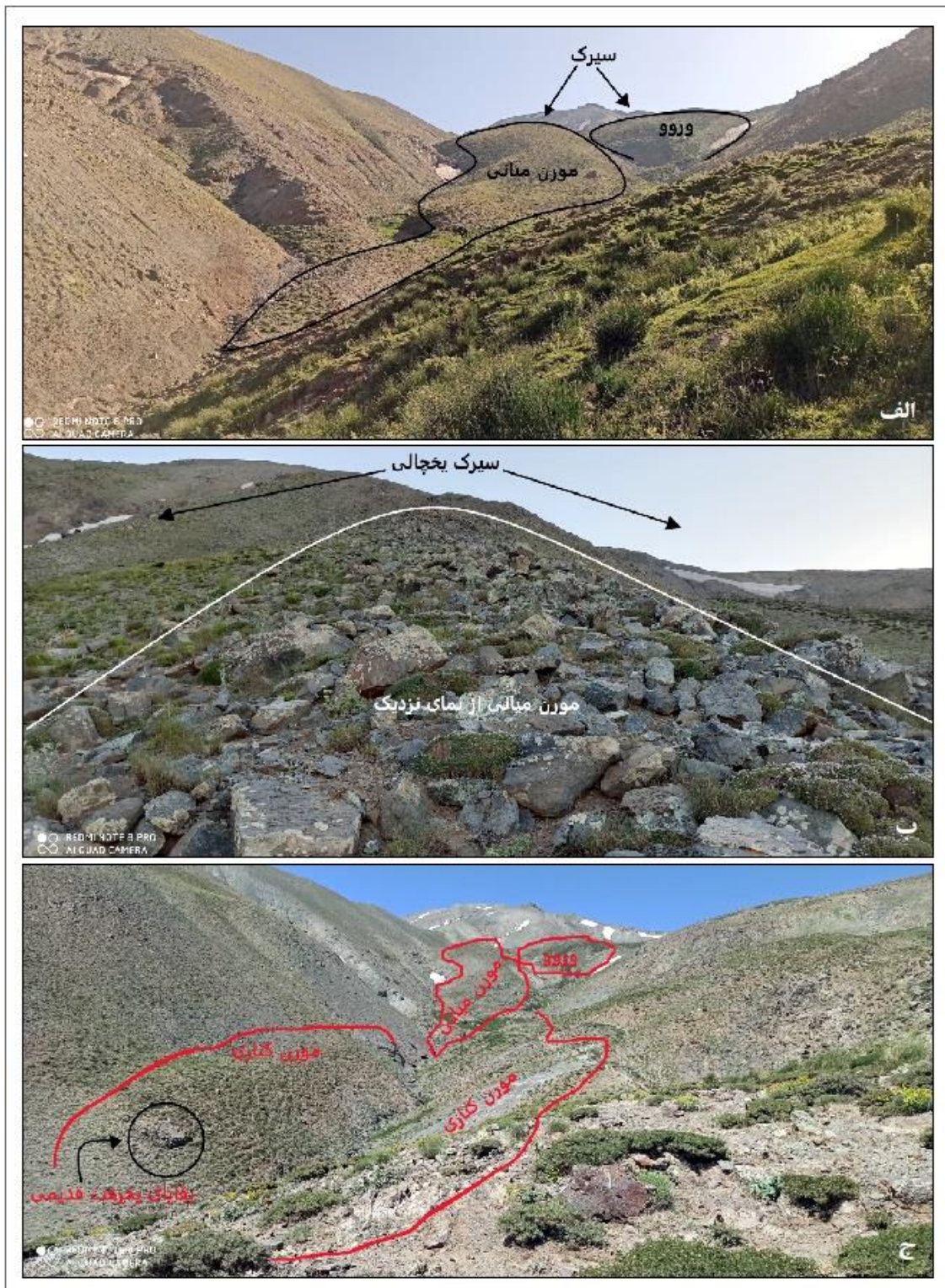
منطقه مورد مطالعه در محدوده یکی از شعبات اصلی رودخانه زاب کوچک قرار دارد. با توجه به میانگین بالای بارش در منطقه (۷۰۰ میلی‌متر) رودخانه‌های آن دائمی هستند. تقریباً در همه رودخانه‌ها سه پادگانه ابرفتی به راحتی قابل شناسایی است. هر یک از این پادگانه‌ها که پادگانه‌های اقلیمی هستند نشانگر یک دوره تغییرات آب و هوایی هستند. در مواردی پادگانه‌های تخریبی یا تغییرات در فرم ناهمواری‌ها وجود دارد که ممکن است مربوط به نوسانات قدیمی‌تر باشد که بیشتر شواهد آن‌ها دچار تغییرات فرسایشی شده است و در مواردی هم نوسانات جزئی بوده و شواهد کافی برجای نمانده است.

با وجود این در منطقه مورد مطالعه سه پادگانه آبرفتی در حاشیه رودخانه زیوکه در نزدیکی روستای ماشکان قابل شناسایی است (شکل ۲). کم ارتفاع ترین پادگانه ۲ تا ۴ متر و در مواردی تا ۶ متر از سطح رودخانه قرار دارد که به نظر می‌رسد مربوط به دوره وورم باشد. پادگانه دوم ۶۰ تا ۸۰ متر ارتفاع دارد و احتمالاً مربوط به دوره یخبندان ریس است. تراس سوم در ارتفاع ۱۲۰ تا ۱۳۰ متری از سطح رودخانه قرار دارد و مربوط به دوره یخبندان میندل است. آثار دیگری از پیشروی مجدد یخچال در هولوسن وجود دارد که در محدوده سیرک‌ها به ویژه برخی سیرک‌ها که موقعیت مناسب دارند، دیده می‌شود. در داخل سیرک کومه بران و در بالادست آن یک پله رسوب یخرفتی وجود دارد که به یک سیرک دیگر در بالادست ختم می‌شود. به نظر می‌رسد که این سیرک جدید مربوط به هولوسن باشد و احتمالاً در عصر کوچک یخچالی شکل گرفته است. سیرک اصلی در ارتفاع ۲۷۵۷ متری و سیرک جدیدتر در ارتفاع ۲۸۶۱ متری واقع شده است. بقایای یخرفت‌های کناری با پادگانه‌های رودخانه در پایین دست دره‌های یخچالی مطابقت دارد و پیامد تغییرات اقلیمی و ژئومورفولوژیکی در بالادست منجر به تغییرات شکلی در پایین دست نیز شده است و آثار و نشانه‌های آن در قالب پادگانه‌های آبرفتی قابل بررسی و مطالعه است.



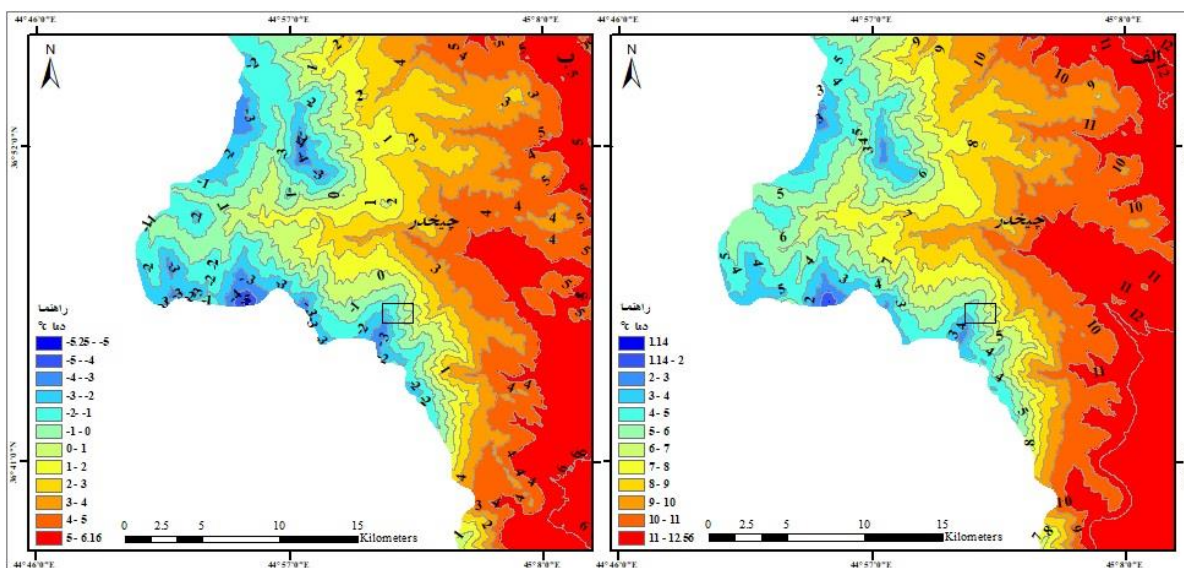
شکل ۲. پادگانه‌های منطقه کومه بران: الف) و ب) پادگانه‌های آبرفتی رودخانه زیوکه در تاریخ ۱۴۰۰/۴/۲۱ (ج) پادگانه یخچالی

تخریب شده و قدیمی در تاریخ ۱۴۰۰/۶/۶.



شکل ۳. یخرفت‌های منطقه کومه بران: الف) سیرک اصلی و سیرک جدید و سکوی یخرفتی (۸۰متر) بین آن‌ها در تاریخ ۱۴۰۰/۴/۳ (ب) دو سیرک اصلی آرت بین آن‌ها و در ادامه آرت، قسمت بالادست یخرفت میانی در تاریخ ۱۴۰۰/۴/۳ (ج) یخرفت‌های کناری و میانی در پایین‌دست سیرک‌های یخچالی در تاریخ ۱۴۰۰/۴/۳.

ردیابی آثار یخچالی در منطقه بر اساس شاخص‌های فرمیک بر روی نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰، مدل ارتفاعی رقومی و تصاویر ماهواره‌ای صورت گرفته است. بعد از شناسایی آثار سیرک‌های یخچالی، موقعیت و ویژگی‌های ارتفاعی آن در طیف‌های ارتفاعی تعیین شده است. خط برف‌مرز در منطقه کومه بران با توجه به بالاترین و پایین‌ترین ارتفاعی که سیرک‌ها در کومه بران مشاهده شد و رابطه (۱) به روش رایت خط برف‌مرز در منطقه ۲۵۷۴/۴ محاسبه شد و پراکندگی سیرک‌ها در منطقه در شکل (۶) نمایش داده شده است. بررسی‌ها نشان داد تعداد ۱۷۰ سیرک بزرگ و کوچک بین ارتفاع ۲۰۰۰ تا ۳۴۰۰ متر منطقه پراکنده شده‌اند. همان‌گونه که در شکل اخیر مشاهده می‌شود، تراکم آن‌ها در ارتفاع ۲۵۰۰ تا ۲۶۰۰ متر بیشتر از سایر ارتفاعات است. به طوری که حدود ۱۱/۹ درصد آن‌ها در این ارتفاع تمرکز یافته‌اند. به منظور تجزیه تحلیل حرارتی و بروندی منطقه در حال و کواترنر پایانی، دمای متوسط سالانه در منطقه مطالعاتی تعیین گردید. با توجه به میانگین دمای سالانه و ارتفاع، میزان کاهش دما با افزایش ارتفاع از رابطه (۲) پیروی می‌کند. طبق محاسبه انجام شده، به ازای افزایش ۱۰۰ متر ارتفاع در محدوده مورد بررسی، افت آهنگ دما ۰/۵۲ درجه سانتی‌گراد است. با توجه به رابطه فوق، متوسط دمای سالانه برابر با ۵/۷، حداکثر دمای متوسط سالانه در شرق منطقه برابر با ۱۲/۵ و حداقل دما در ارتفاعات غربی برابر با ۱/۱ درجه سانتی‌گراد است. شکل (۴، الف) نقشه‌ی هم‌دمای کنونی منطقه را نمایش می‌دهد. نتایج حاصل از ارزیابی رقومی نقشه‌ی هم‌دمای متوسط سالانه در کواترنر پایانی نشان می‌دهد که در این دوره متوسط دمای سالانه‌ی منطقه برابر با ۰/۴۵ درجه سانتی‌گراد و به عبارت دیگر حدود ۱۱ درجه سانتی‌گراد کم‌تر از زمان حال بوده است. کم‌ترین دمای گذشته‌ی حوضه برابر با ۵/۲- و بیش‌ترین دما ۶/۱ درجه سانتی‌گراد بوده است (شکل ۴، ب).

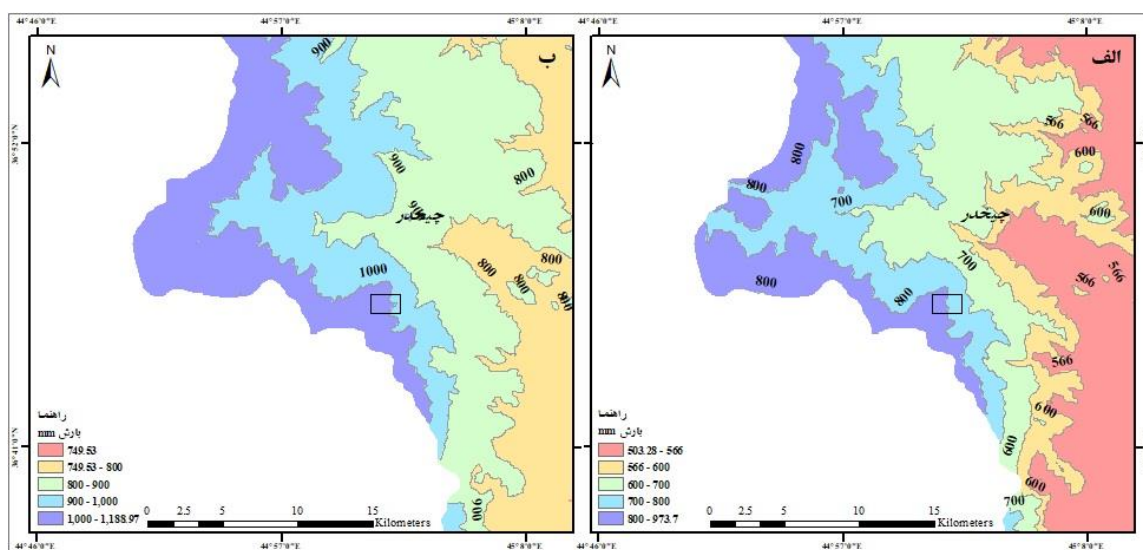


شکل ۴. الف) هم‌دمای متوسط سالانه‌ی کومه بران در زمان حال ب) هم‌دمای متوسط سالانه‌ی کومه بران در کواترنر پایانی.

از مقایسه‌ی دمای فعلی و کواترنری می‌توان میزان آنومالی حرارتی حال و گذشته را محاسبه نمود. بر این اساس آنومالی دمایی کومه‌بران به‌طور میانگین $6/39$ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. کم‌ترین تفاوت مربوط به حوالی مناطق هموار و کم ارتفاع است و هرچه به ارتفاعات بوده نزدیک می‌شویم بر میزان آنومالی افزوده می‌شود. ارتفاع مرز برف دائمی در کواترنری پایانی برابر با $2574/4$ متر بوده است.

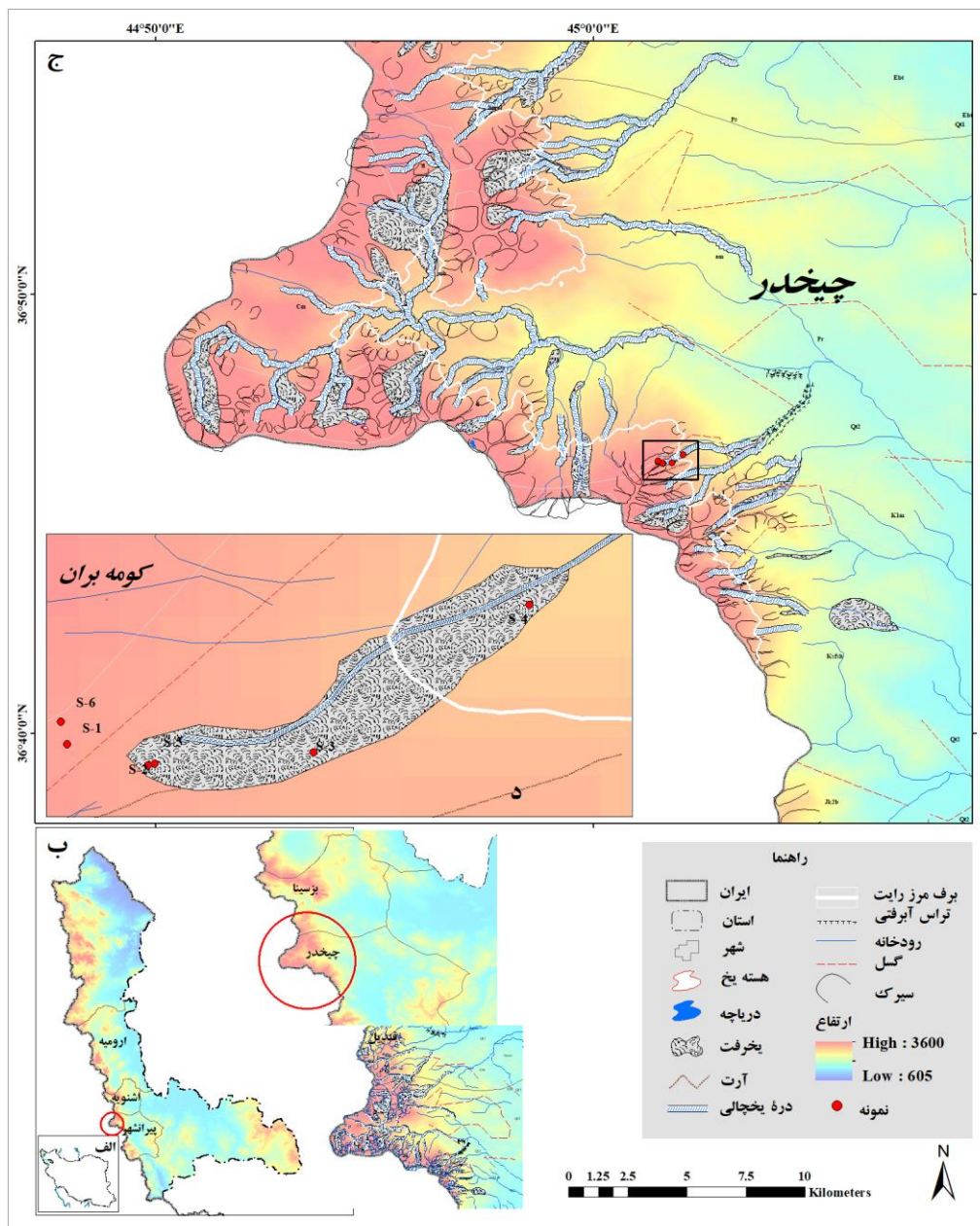
دوران چهارم به دو دوره یخچالی و بعد یخچالی تقسیم می‌شود. در دوران چهارم و دوره ماکزیمم گسترش یخچال‌ها احتمالاً یک‌چهارم سطح زمین زیرپوشش یخ بوده که معادل 42 میلیون کیلومتر مربع بوده است و در حقیقت 27 میلیون کیلومتر مربع بیشتر از امروز بوده است (دریو ۱۳۸۵). بررسی و مقایسه این تغییرات رطوبت در گذشته و حال به استناد رابطه (۳) بارش محدوده مورد مطالعه از تغییرات ارتفاعی پیروی کرده و با افزایش 100 متر ارتفاع، بارش حدود $21/4$ میلی‌متر افزایش می‌یابد. بنابراین رابطه‌ی بین ارتفاع و بارش، یک رابطه‌ی مستقیم و معنادار است. نقشه‌ی هم‌بارش منطقه بیانگر این مطلب است که قلّه‌ی اصلی بارشی با دریافت حدود $937/7$ میلی‌متر بارش سالیانه در ارتفاعات غربی، قلّه چیخدر (3584 متر) قرار می‌گیرد. دیگر مناطق قابل توجه بارش شامل ارتفاعات کومه بران، سپی ریز و کیله شین در غرب است. از ارتفاعات به سمت دشت از مقدار بارش کاسته می‌شود. به طوری که در شرق منطقه مورد مطالعه میزان بارش سالانه حدود $503/2$ میلی‌متر می‌رسد. میانگین بارش زمان حال در منطقه حدود $738/4$ میلی‌متر محاسبه شده است (شکل ۵، الف).

ارزیابی‌های رقومی از طریق میان‌یابی نقشه‌ی هم‌بارش گذشته نشان می‌دهد که سالانه به‌طور متوسط حدود $969/2$ میلی‌متر نزولات جوی در سطح منطقه فرومی‌ریخته که دامنه‌ی تغییرات آن از حدود $1188/9$ میلی‌متر در ارتفاعات غربی تا حدود $749/5$ میلی‌متر در بخش شرقی منطقه بوده است (شکل ۵، ب). شکل اخیر بیانگر این است که همانند زمان فعلی بیش‌ترین مقدار بارش مربوط به ارتفاعات غربی بوده و به سمت شرق، از میزان بارش کاسته می‌شود. مقدار بارش گذشته در خط هم‌دمای صفر درجه‌ی سانتی‌گراد (خط برف دائمی) 1000 میلی‌متر محاسبه شد. آنومالی رطوبتی از ارتفاعات به سمت منطقه هموار دشت لاجان افزایش می‌یابد. به عبارتی در ارتفاعات غربی (چیخدر) مورد مطالعه (3584 متر) که قلّه‌ی اصلی بارشی را در زمان گذشته و حال داراست، آنومالی رطوبتی حدود $215/3$ میلی‌متر و در منطقه شرقی (1389 متر) که کم‌ترین بارش را دریافت می‌کند، بیشترین آنومالی رطوبتی حدود $246/2$ میلی‌متر است.



شکل ۵. الف) هم‌بارش متوسط سالانه‌ی کومه بران در زمان حال (ب) هم‌بارش متوسط سالانه‌ی کومه بران در کواترنری پایانی

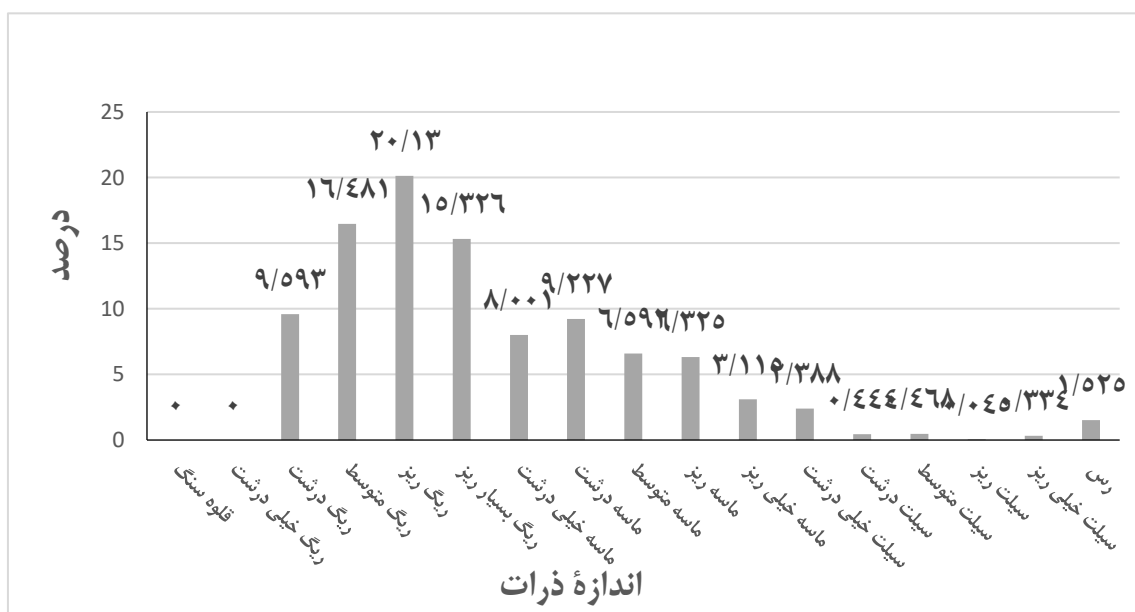
بنابراین با توجه به شرایط دمایی و رطوبتی کواترنری پایانی و حال، لندفرم‌های منطقه در زمان حاضر تحت تأثیر فرایند آبی، تراس، آبراهه‌های منقطع، بردارهای آبی هستند. در کواترنری پایانی تحت تأثیر فرآیند یخچالی؛ سیرک‌ها، دره‌های یخچالی، آرت، مورن، تراس یخچالی و هسته یخی در منطقه شکل گرفته است. سیستم‌های شکل‌زا در منطقه در کواترنری پایانی؛ یخچالی، مجاور یخچالی، فلوویال بوده. در زمان حال؛ مجاور یخچالی، فلوویال، پدیماناسیون است. شکل ۶ نقشه ژئومورفولوژی دره کومه بران و موقعیت نمونه‌ها و برف مرز به روش رایت را نشان می‌دهد.



شکل ۶. نقشه ژئومورفولوژی دره کومه بران: الف) کشور ایران ب) استان آذربایجان غربی ج) نقشه ژئومورفولوژی منطقه

مطالعاتی د) موقعیت برف مرز به روش رایت و موقعیت نمونه‌ها.

برای تایید شواهد میدانی و تحلیل تغییرات اقلیمی شواهد یخچالی کارهای آزمایشگاهی انجام گرفته است. همانگونه که در روش تحقیق توضیح داده شد، ۴ نمونه برای آزمایش دانه بندی و ۲ نمونه برای آزمایش XRD از سیرک و دره یخچالی و برای مقایسه یک نمونه از عمق ۴۰ سانتی و یک نمونه سطحی برداشت شده است. شکل ۶ موقعیت نمونه ها را نشان می دهد. آزمایش دانه بندی نشان داد که بیشتر دانه ها را مواد درشت دانه (ریگ) تشکیل می دهد. ریگ ریز ۲۰/۱ درصد، ریگ متوسط ۱۶/۴، ریگ بسیار ریز ۱۵/۳ و ریگ درشت ۹/۵ درصد دانه ها را تشکیل می دهند (شکل ۷) بررسی ها نشان داد که جورشدگی دانه ها بسیار ضعیف است. بنابراین سهم بالایی مواد درشت دانه از کل حجم کل نمونه با توجه به موقعیت مکان برداشت شده، نشان دهنده تأثیر هوازدگی فیزیکی و متلاشی شده در اثر یخبندان می باشد. نمونه ها دارای جورشدگی بسیار بد هستند (< ۳) که بیانگر جابه جایی کم و عدم تفکیک دانه ها است. این شرایط با محیط یخچالی تناسب دارد. آزمایش XRD روی نمونه های سطحی و عمقی نیز به عمل آمد. رسها از کانی های بسیار با ارزش برای تحلیل دیرینه اقلیم در منطقه هستند. در نمونه های برداشت شده کانی کلریت و الیت در سطح، فراوانی بیشتری را نشان می دهند؛ اما در نمونه عمقی مقدار آنها بسیار کم است. کلریت و الیت در شرایط دمای بالا و یا حاصل فرایندهای گرمایی و زمین شناختی دمای بالا تشکیل می شوند. فراوانی آنها در نمونه سطحی نشان دهنده هوازدگی شدید فیزیکی در منطقه می باشد، چون شرایط عصرهای یخبندان در کواترنری پایانی و حتی شرایط فعلی منطقه با شرایط شکل گیری آنها مطابقت ندارد. داده های میدانی ما از یخرفت های کناری در حواشی دره کومه بران حاکی از انباشت عظیم یخرفت های سیمانی شده است که توسط حجم بزرگی از یخرفت های سیمانی نشده و سست پوشانده شده اند.



شکل ۷. نمودار اندازه و درصد نمونه های دانه بندی شده در دره کومه بران

نتایج آزمایش غلبه کانی کلریت در نمونه سطحی کومه بران و فقدان این کانی و یا مقدار کم آن در دو نمونه رسوب قدیمی و عمقی از همین محل به روشنی نشان می‌دهد که کانی کلریت حاصل تخریب فیزیکی سنگ‌های الترامافیک و سرپانتین در این منطقه است؛ زیرا همان‌گونه که می‌دانیم کلریت نمی‌تواند در پی فرایندهای هوازدگی شیمیایی در دما پایین و در سطح زمین تشکیل شود، بلکه حاصل فرایندهای گرمایی یا زمین‌شناختی دمای بالا در درون زمین است. به این ترتیب فقدان یا فراوانی ناچیز کلریت در دو نمونه عمقی و سطحی و غلبه کانی کائولینیت در عمق نشان می‌دهد که این کانی به احتمال زیاد متأثر از رژیم آب و هوایی دیرینه در منطقه و در اثر فرایندهای شیمیایی در اثر تجزیه کانی‌های اولیه تشکیل شده است. کانی کلریت نیز به تدریج در نتیجه تعادل با شرایط دیرینه محیطی و همچنین فرایندهای دیاژنتیکی ضمن دفن رسوب تجزیه شده است و به همین دلیل برخلاف نمونه سطحی فراوانی آن در نمونه رسوب عمقی و قدیمی تر بسیار ناچیز است. به همین صورت رخداد کانی الیت در نمونه رسوب سطحی و فقدان آن در نمونه‌های رسوب عمقی می‌تواند مشابه کانی کلریت نشانگر تشکیل این کانی در اثر فرایندهای زمین‌شناختی دمای بالا در سنگ‌های مادر در منطقه باشد و بدیهی است که حاصل هوازدگی دمای پایین در سطح نمی‌باشد؛ زیرا این کانی بیشتر در محیط‌های دیاژنتیکی دریایی و دگرسانی‌های گرمایی شناخته شده است. این احتمال وجود دارد که کائولینیت در نمونه سطحی و در دو نمونه عمقی حاصل تجزیه کانی‌های رسی قدیمی تر باشد که نیازمند بررسی بیشتر روی امکان تبدیل‌شدگی این کانی‌ها به یکدیگر است. وجود کائولینیت در نمونه رسوب سطحی می‌تواند نشانگر آغاز فرایندهای هوازدگی شیمیایی در این رسوبات باشد که هنوز کامل نشده است.

نتیجه گیری

دره کومه بران تغییرات شکلی زیادی در کوتاهترین پایانی داشته است. در حاشیه بیشتر رودخانه‌های منطقه، سه پادگانه آبرفتی دیده می‌شود که با مورفوسکوپی یخرفت‌های بالادست دره‌های یخچالی مطابقت دارد. این روند نشانگر ارتباط بین تخلیه یخرفت‌های سیرک‌ها و دره‌های یخچالی با نهشته‌گذاری جریان‌های آبرفتی در سطح دشت‌های پایین دست است. این پژوهش با بررسی سکناس‌های یخچالی و بازسازی اقلیم گذشته، شواهد تغییرات اقلیمی در کوتاهترین پایانی را تحلیل می‌نماید. بررسی شواهد ژئومورفولوژی یخچالی در دره کومه بران نشان داد حداقل سه دوره گسترش یخچالی در منطقه اتفاق افتاده است. پرشدگی دره در اواخر کوتاهترین رخ داده اما با جریان‌های شدید ذوب یخ بعد از عصر یخبندان رودخانه مسیر را باز کرده و کناره‌ها را شستشو داده است. با وقوع یخبندان وورم دو بار دره پر شده و یخرفت‌ها توسط رسوبات جدید مدفون شده‌اند؛ اما طی هولوسن فرسایش کناری باعث برون‌زد بخشی از یخرفت‌های قدیمی شده است. تراس‌های منطقه در یک رنج ارتفاعی با ۱۰ تا ۱۲ متر نسبت به سطح رودخانه برون‌زد پیدا کرده است. زیرشوی رودخانه در گذشته، زیر این پادگانه‌ها را خالی کرده و در نتیجه سنگینی وزن مواد رویی در برخی نقاط تخریب شده‌اند. در حواشی دره کومه بران و حتی در یخرفت میانی که حاصل تخلیه یخرفت‌های دوزبانه‌ی یخچالی است، برون‌زد یخرفت‌های سیمانی شده در زیر یخرفت‌های جدید و سست نشان می‌دهد که فعالیت یخچال طی چند مرحله در این دره انجام گرفته است. پادگانه‌های شکل گرفته از یخرفت‌های کناری در هر دو طرف دره دیده می‌شود. توده‌های یخرفت میانی زبانه‌های یخچالی تا ارتفاع ۲۴۵۰ متری کشیده شده است.

دره‌ی یخچالی منطقه فرمی موج و پله مانند دارد که توسط جریان‌های بعد یخچالی دستکاری شده است. کومه بران دارای سه پادگانه مشخص است که هر کدام از آن‌ها به یک مرحله از مراحل گسترش یخچال در کوتاهترین پایانی مربوط می‌شود، حتی آثاری از گسترش محدود در دوره‌ی هولوسن هم دیده می‌شود به طوری که در داخل یک سیرک یخچالی، سیرک کوچک دیگری قرار دارد که نشان می‌دهد احتمالاً در عصر کوچک یخچالی دوباره یخچال‌ها گسترش یافته‌اند؛ اما به دلیل زمان کوتاه آن گسترش چندانی پیدا نکرده‌اند. آنالیز دانه‌بندی با آثار به‌جامانده از عملکرد یخچال همخوانی داشته و آن را تأیید می‌کند مواد درشت‌دانه، درهم، زاویه‌دار و با جورشدگی ضعیف از ویژگی‌های رسوب یخچالی است. در آنالیز XRD داده‌ها غلبه‌ی کانی کلریت در نمونه‌ی سطحی و فقدان آن در نمونه عمقی نشان‌دهنده‌ی تخریب فیزیکی سنگ‌های الترامافیک و سرپانتین منطقه است؛ زیرا کلریت نمی‌تواند در پی فرایندهای هوازدهی شیمیایی دماپایین و در سطح زمین تشکیل شود، بلکه حاصل فرایندهای گرمایی یا زمین‌شناختی دما بالا در درون زمین است. با مطالعه نقشه‌های توپوگرافی و بازدید میدانی ۱۷۰ سیرک کوچک و بزرگ در جبهه‌های مختلف منطقه، شناسایی شد. مقایسه‌ی جهت و ارتفاع سیرک‌ها نشان داد بیشترین سیرک‌ها در جهت شمال و شمال شرقی واقع شده‌اند. از نظر ارتفاع نیز، بالاترین سیرک یخچالی شناسایی شده در جهت شمال شرقی با ارتفاع ۳۴۰۰ متر و پایین‌ترین سیرک در جهت شرق با ارتفاع ۲۰۰۰ متر از سطح دریا قرار گرفته است. تجزیه تحلیل دما نشان داد اختلاف دمای متوسط سالانه‌ی نقاط در دوره‌ی کوتاهترین پایانی و زمان حال ۱۱/۴ درجه بوده است.

این اختلاف دمای متوسط سالیانه بین قله و کم ارتفاع‌ترین بخش منطقه تفاوت‌های گسترده‌ای را از لحاظ تنوع آب و هوایی و هم به جهت لندفرم‌های یخچالی در کواترنر پایانی و هم فعالیت‌های فلوویال در زمان حال به وجود آورده است. در عصر یخبندان متوسط دما در بلندترین قله‌های منطقه به $5/2$ - درجه سانتی‌گراد می‌رسیده است که بر این اساس ماندگاری یخ به‌عنوان اصلی برشمرده می‌شود که می‌توانسته بسیاری از مظاهر مورفیک ساینده‌ی یخ و از جمله سیرک‌های یخچالی را ایجاد کند. همچنین ارزیابی‌های رقومی نقشه‌ی هم‌بارش گذشته نشان داد که همانند زمان فعلی بیشترین مقدار بارش مربوط به ارتفاعات غربی بوده و به سمت شرق، از میزان بارش کاسته می‌شده است. با این تفاوت که بارش در کواترنر پایانی تقریباً 230 میلی‌متر بیشتر از بارش کنونی بوده است. مقدار بارش گذشته در خط هم‌دمای صفر درجه‌ی سانتی‌گراد (خط برف دائمی) 1000 میلی‌متر محاسبه شده است. میانگین دمای گذشته $0/45$ درجه‌ی سانتی‌گراد و بارش $937/7$ میلی‌متر بوده است. این شرایط دمایی و بارش برای شکل‌گیری یخچال‌ها مناسب بوده است. برف مرز گذشته در ارتفاع $2574/4$ متر نشان می‌دهد؛ بالاتر از این ارتفاع با توجه به بارش و از طرفی هم پایین بودن تبخیر امکان انباشت برف در منطقه‌ی انباشت (بالاتر از خط تعادل) و تبدیل آن به یخچال فراهم بوده است. در حال حاضر سیستم شکل‌زای یخچالی در منطقه‌ی کومه بران وجود ندارد؛ اما سیستم مجاور یخچالی در ارتفاعات تا خروج از کوهستان در همه‌جا حاکم است. بیش از 90 روز یخبندان سالیانه در منطقه رخ می‌دهد. فرایندهای یخ بستن و ذوب برای چندین ماه (از آبان تا اردیبهشت) در ارتفاعات حاکم است. پدیده سولیفلوکسیون از نشانه‌های این سیستم است که در دامنه‌های منطقه مطالعاتی دیده می‌شود.

منابع

- احمدی طیبه، صفاری امیر، یمانی مجتبی، رضایی خلیل (۱۴۰۰). تحلیل مورفوژنتیکی سکناس‌های پادگانه‌ای دره هراز (محدوده آب اسک). پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال دهم شماره ۱، صص: ۷۲-۵۵.
- باقری حسین، امینی آرش (۱۳۹۹). بازسازی و بررسی تغییرات اقلیمی اواخر کواترنری پسین در بخش جنوب شرقی دریای خزر. فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۶ شماره ۳، صص ۴۳۳-۴۴۸.
- بروکس یان ای، ۱۹۸۲، ژئومورفولوژی اقلیمی ایران، شواهد ژئومورفولوژیک دگرگونی‌های اقلیمی در ایران طی بیست هزار سال گذشته، ترجمه علی خورشید دوست، رشد آموزش جغرافیا، شماره ۴۷، تابستان ۱۳۷۷.
- جداری عیوضی، جمشید (۱۳۸۳). ژئومورفولوژی ایران. دانشگاه پیام نور، چاپ هفتم. ص ۹۶.
- جلیلیان طاهره، تقیان علیرضا، لک راضیه و درویشی خاتونی (۱۳۹۹) بررسی نهشته‌های بادی بستر پلایای گاوخونی در طول پلیستوسن پایانی و هولوسن. فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۶ شماره ۳، صص ۴۳۲-۴۰۷.
- جودکی شهناز، تقیان علیرضا و یمانی مجتبی، (۱۴۰۱). تحلیل عوامل تأثیرگذار بر سکناس‌های پادگانه‌ای رودخانه جاجرود طی کواترنری پسین. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۴، شماره ۳.
- درفشی خه بات، امینی صارم، حسین‌زاده محمدمهدی و نصرتی کاظم (۱۳۹۶). ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی و شیمیایی نهشته‌های آبرفتی و پادگانه‌های دیرینه رودخانه سقز. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۹ (۴)، صص ۶۹۸-۶۸۳.
- دریو ماکس (۱۳۸۵) مبانی ژئومورفولوژی اشکال ناهمواری‌های زمین، ترجمه مقصود خیام، انتشارات مینا، صص ۲۴۷-۲۵۳.
- داودی الهام، شبانین ناهید، داودیان دهکردی علیرضا، (۱۳۹۴). تحلیل ویژگی‌های رسوب‌شناسی پادگانه‌های آبرفتی رودخانه زاینده رود و تعیین منشأ آنها. پژوهش‌های فرسایش محیطی، ۵ (۱۸)، صص ۸۴-۶۷.
- دمورگان ژاک (۱۳۳۹). جغرافیای غرب ایران. جلد دوم، ترجمه کاظم ودیعی، چاپخانه شفق تبریز، صص ۲۰۷-۱۶۹.
- رامشت محمدرحیم، لاجوردی محمد، لشکری حسن و محمودآبادی طیبه، (۱۳۹۰). ردیابی آثار یخچالی‌های طبیعی (مطالعه موردی: یخچال‌های طبیعی حوضه تیگرانی ماهان). دوره ۲۲، شماره ۲، صص ۷۸-۵۹.
- رامشت، محمدرحیم (۱۳۷۱). زاینده رود و تأثیر آن در سیمای فضایی اصفهان. پایان نامه دوره ی دکترای ژئومورفولوژی، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ص ۷۹.
- رجبی معصومه و خوشدل کاظم، (۱۳۹۴). بررسی نهشته‌های تراس پلیو- کواترنری حوضه آبریز اهرچای علیا. هیدروژئومورفولوژی، شماره ۵، صص ۸۳-۹۹.
- سبک خیز فاطمه، سیف عبدالله، رامشت محمد حسین و جمالی مرتضی (۱۳۹۸). بازسازی تغییرات اقلیمی دریاچه مهارلو از هولوسن تا عهد حاضر با تأکید ردیابی دوره‌های گرم و سرد. فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۵، شماره ۲، صص ۱۶۱-۱۴۳.
- عزیزی قاسم، داوودی محمود (۱۳۹۸). تغییرات اقلیمی ایران در دوره هولوسن. فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۵، شماره ۱، صص ۲۵-۱.
- فیضی وحید، عزیزی قاسم، علی‌محمدیان حبیب، محمدی حسین و شمسی‌پور علی اکبر، (۱۳۹۳). بازسازی آب و هوای کواترنری با استفاده از پذیرفتاری مغناطیسی و ژئوشیمی عناصر اصلی لس‌های منطقه آزادشهر. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال سوم، شماره ۳، صص ۲۱-۱.
- قهرودی تالی منیژه، ثروتی محمدرضا، حسنی قارنائی رسول (۱۳۹۲). تحلیل ناپایداری‌های حاصل از نهشته‌های یخچالی در حوضه رود زاب کوچک. فضای جغرافیایی، شماره ۴۳، صص ۱۷-۱.

گرسول رانلد کی (۱۳۸۶). جغرافیای طبیعی یخچال‌ها و یخبندان، ترجمه حمزه زمانی، نشر تهران، ص ۱۲۷-۱۲۸.
مرادی مقدم محمدمین، عزیزی قاسم، محرابیان احمدرضا، خوش اخلاق فرامرز و شمسی پور علی اکبر (۱۳۹۹). آب و هوای گذشته بر اساس بازسازی کمی تعمیم روابط اقلیم-گرده معاصر به روش MAT. فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۶، شماره ۱، صص ۲۲-۱.

مقیمی ابراهیم (۱۳۸۷) ژئومورفولوژی اقلیمی قلمرو سرد یخچالی، انتشارات دانشگاه تهران، صص ۱-۵۷.

ملکی سحر، عزیزی قاسم، خرمالی فرهاد، شهبازی رضا، کهل مارتین و اصلانی فراتکه (۱۳۹۸). بازسازی تغییرات اقلیم کواترنری پسین با استفاده از پذیرفتاری مغناطیسی لس‌های سعدآباد گرگان. فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۵، شماره ۳، صص ۲۷۹-۳۰۰.

یمانی، مجتبی، شمسی پور علی اکبر، جعفری اقدم، مریم (۱۳۹۰). بازسازی برفمرزهای پلیوستوسن در حوضه جاجرود. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی شماره ۷۶، تابستان ۱۳۹۰، صص ۵۰-۳۵.

- Bobek, H., 1940, Recent and ice time glaciations in central Kurdish high mountains (in German) *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 27: 50-57.
- Boulton, G.S and Deynoux, M., 1981, Sedimentation in global environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences, *Precambrian Research*, V 15, p397-422.
- Salians, E., Munoz, M., Costillo, Ramos, O., Franco, J.I., Arce, D., Sanderson, A., Crasswell, 2020, Assessing paraglacial processes at Nexpayantla Gorge (Popocatepetl volcano, central Mexico) using OSL and ¹⁴C, *Earth Surface Processes and Landform*, Volume 45, P2450-2462, DOI:10.1002/esp.4890.
- Shinkman Vladimir, Sharapov, V., Denis and Sedov Sergey, 2022, Northwest Siberia as a MIS2 desert? Inferences from quartz morphology and polygonal ice wedges, *Quaternary International*, Volume 620, p46-57.
- Sharifi Paichoon Mohamad, 2020, Analysis of the origin, formation and development of sand ramps on the eastern slopes of Shirkouh, Yazd, central Iran, *Geomorphology*, volume 351, p365-381. DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.106891.
- Styllas Michael N., Irene Schimmelpfennig, Lucilla Benedetti, Mathieu Ghilardi., 2018, Late glacial and Holocene of the northeast Mediterranean mountain glaciers- New insight from in situ-produced Cl-based cosmic ray exposure dating of paleo-glacier deposits on Mount Olympus, Greece. *Quaternary Science Review*, volume 193, pp244-265. DOI: 10.1016/j.quascirew.2018.06.020.
- Vyssiere Anaelle, Rue Mattieu, Recq Clement, Gardere Philippe, Bozso Edit, Castanet Cyril, Virmoux Clement and Gautier Emmanuele, 2019, Late glacial changes in river morphologies of northwestern, *Geomorphology*, volume 348, p427-442. DOI:10.1016/j.geomorph.2019.05.019.
- Wang An, Jacqueline A. Smith, Guocan Wang, Kexin Zhang, Shuyuan Xiang, Demin Liu., 2009, Late Quaternary river terrace sequences in the eastern Kunlun range northern Tibet: A combined record of climatic change and surface uplift, *Journal Of Asian Earth Sciences*, volume 34, Issue 4, pp 532-543. DOI: 10.1016/j.jseaes-2008.09.003.
- Wright, Jr. H.E., 1962. Pleistocene glaciation in Kurdistan, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 12: 131-164.
- Wu Zhang Huiwen, Liu Shiyin, Chen Junyin., 2019, Influence of debris cover on glacier response to climate change : insights from Koxkar glacier using dynamic simulation, *Arabian Journal Of Geoscience* 12, Article number 506.
- Zasadin Jerzy (krakov)., 2007, The Little ice age in the Alps: its records in glacial deposits and rock glacier formation.