Archive of SID

جغرافیـــا و برنامـــه‌ریـــزی محیطـــی
سال ۲۷، پیـاپی ٦٤، شـماره ٤،زمسـتان ۱۳۹۵

بررسی مواریث ژئوفرم‌های یخچالی کواترنر و تغییرات سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک در حوضهٔ خضرآباد ـ یزد

محمد شریفی پیچون: استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه یزد، ایران *
زهرا فرح‌بخش: کارشناسی ارشد، ژئومورفولوژی- هیدروژئومورفولوژی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه یزد، ایران

وصـول: ۱۳۹۳/۳/۱۲ پـذیرش: ۱۳۹٤/۱۰/۱۳ ، صص ٤۰-۱۹

چکیده

در ایران مرکزی و در ارتفاعات آن، به‌ویژه در دره‌های کوهستانی، لندفرم‌هایی مشاهده می‌شوند که به‌وجودآمدن آن در شرایط و سیستم آب و هوایی کنونی امکان ندارد. بیشتر پژوهشگران، این لندفرم‌ها را مربوط به دوره‌های یخچالی کواترنر و عملکرد یخ‌ها می‌دانند. در این پژوهش به بررسی آثار یخچالی و تغییرات سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک در حوضهٔ آبریز خضرآباد در ایران مرکزی، در درهٔ خضرآباد در غرب شهر یزد، پرداخته شده است. بر اساس نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، DEM با قدرت تفکیک ۲۰ متر، همچنین دو بار بازدید میدانی از منطقه و بررسی نقشه‌ها با سامانهٔ GPS، آثار ژئومورفیک فرایندهای مربوط به دوره‌های یخچالی شناسایی و بررسی شد. یافته‌ها نشان می‌دهد تعداد ۱۵ سیرک بزرگ و کوچک به همراه درهٔ عریض خضرآباد از آثار کاوشی یخچال‌های کواترنر است. آثار تراکمی این دوره در این حوضه شامل مورن، یخرفت، تیلیت و رسوب‌های یخچالی است. وجود تیلیت‌ها به شکل دگرشیب بر سنگ بستر و قرارگیری یخرفت‌ها بر روی آن‌ها نشان‌دهندهٔ وجود حداقل دو فاز یخچالی در این منطقه و احتمالاً در سراسر ایران مرکزی است. این رسوبات با تأثیر از عملکرد گسل‌ها در دوران جدید – نئوتکتونیک – در برخی نقاط دره حالت خطوارگی پیدا کرده است. نتایج پژوهش نشان می‌دهد دو دورهٔ یخچالی، احتمالاً گونز و وورم، در این منطقه حاکمیت داشته است و قلمرو یخچالی بین ارتفاعات ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری و جنب یخچالی از ۲۰۰۰ متر تا مرز ۱۵٦۰ متر- خط تعادل آب و یخ- گسترش پیدا می‌کرده است. پایین‌تر از آن مورفودینامیک فلوویال حاکمیت داشته است.

واژه‌های کلیدی: خضرآباد، دورهٔ یخچالی، کواترنر، مورفودینامیک، میراث ژئومورفیک

***نویسنده مسؤول:** mscharifi@yazd.ac.ir

www.SID.ir

Archive of SID

مقدمه

تعیین قلمرو و تفکیک مرزهای اقلیمی متفاوت در دورهٔ کواترنر از طریق بررسی شواهد مورفولوژیکی موجود امکان‌پذیر است. در واقع، دوره‌های اقلیمی مختلف فرایندهای مختص به خود را ایجاد می‌کنند و این فرایندها نیز فرم‌های متفاوتی را به‌وجود می‌آورند. بر اساس این نظر، مطالعهٔ فرم‌های کنونی، فرایندهای تشکیل‌دهندهٔ آن‌ها و البته ویژگی‌های اقلیمی غالب دورهٔ شکل‌گیری این فرم‌ها را نشان می‌دهد؛ برای مثال، در مناطقی با شرایط اقلیمی کاملاً خشک و گرم ایران مرکزی حال حاضر، ژئوفرم‌هایی مانند مخروط‌افکنه‌های بسیار گسترده، سیرک‌های بسیار عظیم در ارتفاعات نه‌چندان بالا، دره‌های باز و عریض، وجود تخته‌سنگ‌ها و قلوه‌سنگ‌های بسیار بزرگ در پایین‌دست دامنه‌ها و در ارتفاعات پایین در بستر قدیمی دره‌ها و مواردی از این دست نشان‌دهندهٔ سیستم اقلیمی سرد و مرطوب‌تری است که یخچال‌های کوهستانی و فرایندهای یخی بر منطقه حاکم بوده است (فرح‌بخش، ۱۳۹۳، شریفی و فرح‌بخش، ۱۳۹٤). پژوهشگران سعی می‌کنند برای مطالعهٔ تحول پیکرشناسی نواحی کوهستانی، مرزبرف‌ها را در دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی تعیین کنند؛ بنابراین پژوهشگران معطوف به دستیابی ارقام ارتفاعی‌اند که گویای مرز مشخص و تسلط عوامل متفاوت فرسایشی است (قزلچه، ۱۳۹۲).

مطالعات تقریباً گسترده‌ای در زمینهٔ تغییر سیستم‌های اقلیمی و اثر آن بر مورفولوژی ناهمواری‌ها در سطح جهان به‌ویژه اروپای غربی و امریکای شمالی در یک قرن اخیر انجام گرفته است. در نیمهٔ اول قرن نوزدهم لوئی آگاسیز[1] (۱۸۷۳-۱۸۰۷)، زمین‌شناس سوئیسی به گسترش یخچال‌ها و نقش آن‌ها را در تغییر شکل ناهمواری‌ها اشاره می‌کند. ونتز[2] (۱۸۲۱) در پژوهشی بیان کرد یخچال‌های سوئیس به‌مراتب وسیع‌تر از امروز بوده‌اند. در آغاز قرن بیستم، پنگ و بروخنر (۱۹۰۸-۱۹۰۱) ابتدا انعکاس بروز تغییرات اقلیمی روی فرم اراضی رودخانهٔ دانوب را بازشناسی کردند و بر این اساس دوره‌های یخچالی (گونز، میندل، ریس، وورم) را از نام شعب رودخانه‌های دانوب اخذ کردند که مؤید چنین رخدادهایی بود. بودل (۱۹٤۸) سیستم ژئومورفولوژی اقلیمی را مطرح کرد و ترول (۱۹٤۸) نیز دربارهٔ رابطهٔ اقلیم و پراکندگی فرایند و عوامل ژئومورفیک، هفت منطقهٔ مورفوژنتیک را ارائه کرد. پلتیر (۱۹۵۰) نه سیستم مورفوژنتیک مستند بر کنترل ژئومورفیک، دما و بارش روی فرایندهای شکل‌زایی را نشان داد. در ایران نیز بوبک (۱۹۳۳) در البرز و کوه‌های کردستان و دزیو[3] (۱۹۳٤) در زردکوه، برای نخستین‌بار مطالعاتی را دربارهٔ آثار مستقیم یخبندان کواترنر آغاز کردند. به گفتهٔ بوبک (۱۹٦۳)، براساس پراکندگی تیپ‌های ناهمواری مشخص که با مناطق اصلی آب و هوایی (مناطق مورفوکلیماتیک) کنترل می‌شود، پنج منطقهٔ مورفودینامیک در ایران شامل مناطق یخچالی و نیواسیون، سولی فلوکسیون، فرسایش آب‌های جاری، پدیمانتاسیون و مورفودینامیک بادی است (نقل از عیوضی، ۱۳۸٦، ص۹۷). رنال (۱۹۷۲) معتقد است اگرچه محیط شکل‌زایی مجاور یخچالی

[1] Agassiz
[2] Wentz
[3] Desio

www.SID.ir

Archive of SID

چشمگیر است، ولی برحسب سطوح ارتفاعی مختلف در عملکردهای آن شدت و ضعف وجود دارد (نقل از علایی طالقانی، ۱۳۸٤، ص۱۳٤). همچنین، هاگه درن (۱۹۷٤) و کهل (۱۹۷٦) مطالعاتی را در ایران مرکزی در این زمینه انجام دادند. مطالعات هاگه درن در شیرکوه یزد نشان‌دهندهٔ وجود یخچالی قدیمی در ارتفاع ٤۲۰۰ متری این کوه بود. کهل نیز در کوه چوپار واقع در جنوب و جنوب شرق کرمان، آثار دو یخبندان بزرگ کواترنری را بررسی کرده است. رایت در جنوب غرب ازنا و کریستف پروی (۱۹۸۰) در بخش‌های داخلی کوهستان زردکوه زاگرس یخچال‌هایی را گزارش کردند (نقل از ثروتی، ۱۳٦۹، ٦۱).

در سه دههٔ گذشته نیز پژوهشگران ایرانی، مطالعاتی را در زمینهٔ آثار یخچال‌های کواترنر انجام داده‌اند. در این زمینه در آغاز فرج‌الله محمودی (۱۳٦۷) تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر را بررسی و به‌صورت کلی ارتفاع برف‌مرزها و قلمرو گسترش یخچال‌ها را برای بیشتر مناطق ایران مشخص کرد. در ادامه، پدرامی (۱۳۷۰) در حوزهٔ ایران مرکزی و در کویر میقان اراک گسترش یخچال‌ها را مطالعه کرد، اما مهم‌ترین پژوهش‌ها در دو دههٔ اخیر در زمینهٔ ویژگی‌های اقلیمی کواترنر و آثار ژئومورفیک این تغییرات مربوط به رامشت است. او با بررسی‌های میدانی در مناطق مختلف ایران مرکزی مانند سلفچگان قم، تیگرانی کرمان، اقلید فارس، کرکس اصفهان و شیرکوه یزد، قلمرو یخچال‌ها را نسبت به پژوهشگران قبلی بسیار گسترده‌تر و ارتفاع برف‌مرزها را بسیار پایین‌تر دانست و حتی ارتباط مدنیت ایران را با پیشروی و پسروی یخچال‌ها مطرح کرد (رامشت ۸۳، ۸٦، ۹۰). یمانی نیز در زمینهٔ گسترش یخچال‌ها و آثار ژئومورفیک آن‌ها در البرز مرکزی مانند علم‌کوه، جاجرود و سپس در کوه کرکس و به‌تازگی در زاگرس میانی مطالعات گسترده‌ای را انجام داده است (یمانی و همکاران، ۸٦، ۹۰ و ۹۳). او و همکاران (۸٦) مرزهای ارتفاعی مناطق مورفودینامیک و مورفوکلیماتیک را در کوه کرکس برای دورهٔ یخچالی، بالای ۳۰۰۰ متر، سولی فلوکسیون بین ۳۰۰۰-۲۵۰۰ متر؛ پلوویال ۲۵۰۰-۱۲۰۰ متر، نیمه‌خشک ۱۲۰۰-۸۰۰ متر و خشک را کمتر از ۸۰۰ متر برآورد کرده است. ایشان در آخرین پژوهش خود در این زمینه به تعیین قلمروهای آب و هوایی و فرایندهای شکل‌زایی کواترنر و مقایسهٔ آن با حال حاضر در زاگرس میانی پرداخته است (یمانی و همکاران، ۱۳۹۳). قربانی و همکاران (۱۳۸۸، ۱۵) نیز در بررسی نقش تغییرات اقلیمی دوران چهارم، تحول ژئومورفولوژیکی فروچاله‌های کارستی در کوه شاهو در غرب ایران را مطالعه کردند و دریافتند که در این دوران از ارتفاع ۱۸۰۰ متر (مرز برف دائمی) به بالا، شرایط برای توسعهٔ انحلالی فروچاله‌های کارستی فراهم بوده است. ابطحی (۱۳۹۱، ۸) پلایاهای حوضهٔ دریاچهٔ نمک را میراث کواترنر مطرح کرد و برای بررسی شواهد بیشتر به بررسی کوهستان‌های حوضهٔ دریاچهٔ نمک پرداخت که ۸۰۰ سیرک را در ارتفاعات بالای ۲۵۰۰ متری کوهستان‌های حوضهٔ این دریاچه توانست مشاهده کند. سیف و همکاران (۱۳۹٤) در مطالعات خود در زاگرس در محدودهٔ سایت ریگ، به این نتیجه رسید که ارتفاع برف مرز در منطقهٔ غربی زاگرس ۲۸٤۲ و در بخش شرقی آن ۲۷٤۸ متر است. قهرودی تالی و همکاران (۱۳۹٤، ۲۳۱) در پژوهشی به‌منظور تخمین

www.SID.ir

Archive of SID

برف‌مرز در آخرین دورهٔ یخچالی در حوضهٔ دالاخانی (استان کرمانشاه) دریافتند ارتفاع برف‌مرز در این منطقه در کواترنر در ارتفاع حدود ۲۸۲۰متری قرار داشته و میانگین دمای حوضه نسبت به زمان حاضر ۵/۳۸ درجه کاهش داشته است. پژوهشگرانی مانند محمودی (۱۳۸۳)، طاحونی (۱۳۸۳)، المدرسی و رامشت (۱۳۸٦)، خسروی (۱۳۸۷)، تقی‌زاده و همکاران (۱۳۸۷)، بقائی‌نیا (۱۳۸۷)، مهرشاهی (۱۳۸۹)، گیوی و رامشت (۱۳۹۰)، امیراحمدی (۱۳۹۲) و غیره نیز در زمینهٔ یخچال‌های کواترنر ایران و آثار ژئومورفیک آن‌ها مطالعاتی را در بخش‌های مختلف ایران انجام داده‌اند.

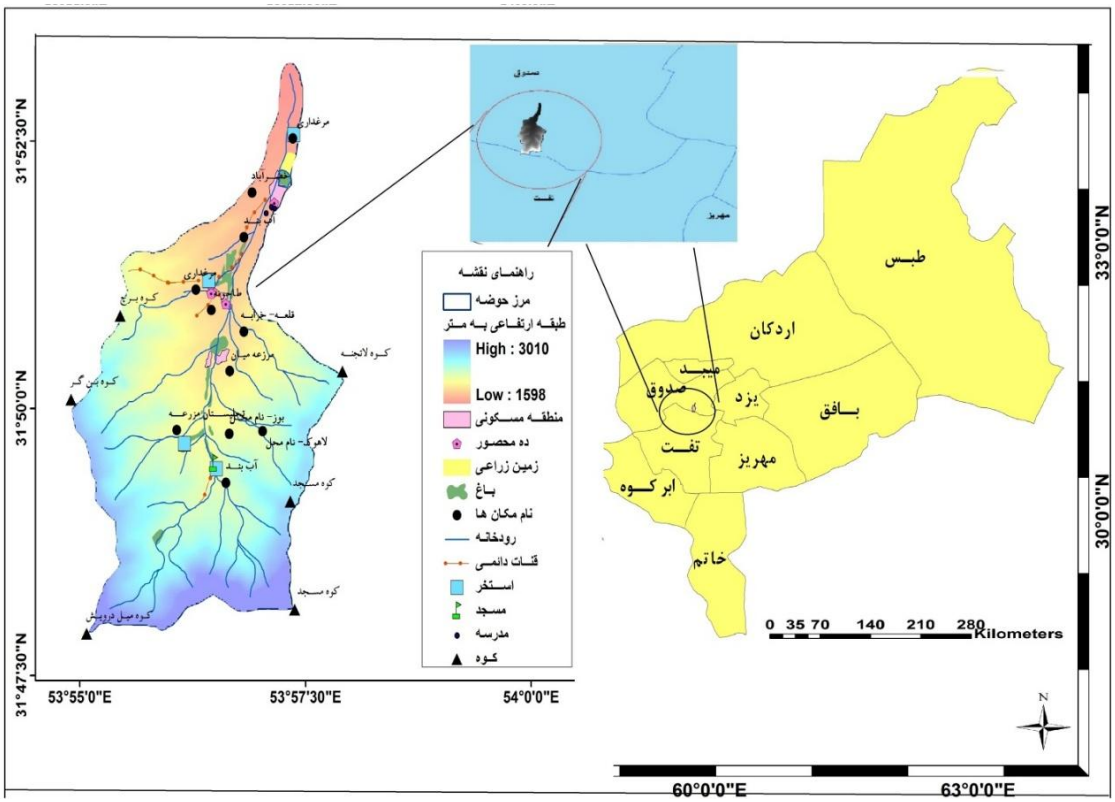
این پژوهش به ردیابی مواریث ژئومورفیک یخچالی برجای‌مانده از دوران کواترنر در ایران مرکزی و در غرب کوه شیرکوه، به‌مثابهٔ مهم‌ترین عوامل شکل‌دهندهٔ فضایی در خلال این دوران می‌پردازد. از این‌رو، با شناسایی این ژئوفرم‌ها، علاوه بر نشان‌دادن تغییرات و نوسانات اقلیمی در گذشته، روند تغییرات حاکم بر پیدایش قلمروهای مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک گذشته و کنونی در بخش‌های بیشتر ایران مرکزی مشخص می‌شود.

مواد و روش‌ها

منطقهٔ خضرآباد از نظر موقعیت ریاضی بین عرض جغرافیایی ۳۱ درجه و ٤۸ دقیقه و ۷ ثانیه تا ۳۲ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۳ درجه و ٤۹ دقیقه و ٤۲ ثانیه تا ٥٤ درجه شرقی با وسعتی بالغ بر ۲۳/۳۳۰ کیلومتر مربع در جنوب غرب شهر یزد و در جنوب شرق شهرستان میبد واقع شده است (شکل ۱). حوضهٔ آبریز خضرآباد در دامنه‌های جنوب و جنوب شرقی رشته‌کوه مسجد – هامانه قرار دارد و یکی از زیرحوضه‌های آبریز ایران مرکزی قلمداد می‌شود که آب آن در فصول پرآبی به دشت یزد- اردکان می‌ریزد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱. نقشهٔ موقعیت جغرافیایی حوضهٔ خضرآباد

پژوهش حاضر بیشتر بر مبنای بررسی‌ها و مطالعات میدانی قرار دارد. در ابتدا به مطالعهٔ وضعیت زمین‌شناسی، توپوگرافی، فیزیوگرافی و ژئومورفولوژی بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای پرداخته شد. سپس، برای مطالعهٔ آثار و شواهد ژئومورفیک و بررسی لندفرم‌های یخچالی در دو نوبت (اسفندماه ۱۳۹۲ و خردادماه ۱۳۹۳) از منطقه بازدید و با استفاده از دستگاه GPS[1] مطالعات اولیه بررسی شد. همچنین موقعیت ژئوفرم‌های مشاهده‌شدهٔ یخچالی از جمله سیرک‌ها، مورن‌ها، تیلیت‌ها و سنگ‌های سرگردان مشخص شد. همچنین، به اندازه‌گیری قطر سنگ‌های بزرگ و برداشت نمونه‌های رسوب از داخل دره و در دامنه‌های دره برای مشخص‌شدن فرایند غالب رسوب‌گذاری اقدام شد. نمونه‌ها در طول درهٔ خضرآباد و در ارتفاع ۱ تا ۲ متری سطح زمین برداشت شد. نقشهٔ رقومی ارتفاعی زمین (با تفکیک ۲۰ متر) برای بررسی‌های دقیق‌تر وضعیت دره و سیرک‌های موجود استفاده شد. در نهایت، رسوب‌های برداشت‌شده در آزمایشگاه با گرانولومتری بررسی و از نرم‌افزار Gradistat 4.0 برای تحلیل آماری نمونه‌ها استفاده شد. بدین‌ترتیب، شواهد ژئومورفیک آثار یخچالی منطقه شامل دو دسته کاوشی و تراکمی بر مبنای شاخص‌های ژئومورفیک و رسوب‌شناسی ردیابی شد. از این شواهد به‌مثابهٔ شاخص‌هایی در

[1] Global positioning system

www.SID.ir

Archive of SID

شناخت نوسانات و تغییرات اقلیمی کواترنر و جابه‌جایی در مرزهای سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک استفاده و نقشهٔ این سیستم‌ها برای دوران گذشته و حال ترسیم شد.

نتایج و بحث

آثار یخساری کواترنری منطقهٔ خضرآباد بر مبنای دو شاخص لندفرم‌های ژئومورفیک (کاوشی و تراکمی) و رسوب‌های قرارگرفته در دیواره‌های دره – رودخانهٔ خضرآباد بررسی و ارزیابی شدند. آثار کاوشی یخچالی منطقه شامل آثار سیرک‌ها و درهٔ بزرگ U شکل است. آثار تراکمی شامل یخرفت‌ها، مورن‌ها، تیلیت‌ها، سنگ‌های سرگردان و رسوب‌های یخچالی است. در ادامه، به این آثار به‌طور مفصل پرداخته شده است.

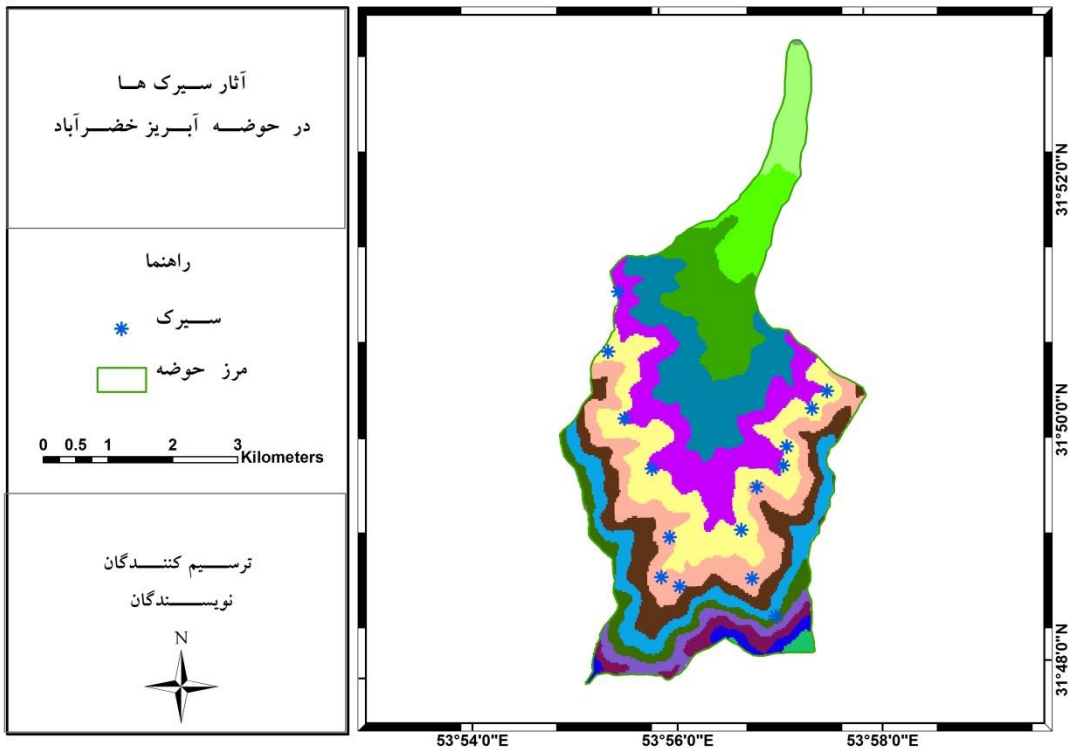
ردیابی آثار کاوشی یخساری منطقه

آثار سیرک‌های منطقه

برای ردیابی آثار سیرک‌های یخچالی در منطقهٔ مورد مطالعه ابتدا از نقشهٔ توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ استفاده شد. آثار سیرک‌ها بر روی این نقشه به‌صورت خطوط منحنی میزان سینوسی‌شکل کشیده در ارتفاعات بالادست و در پایین‌تر از قله کوه‌هاست. بر این اساس، با بررسی نقشهٔ توپوگرافی حوضهٔ مورد مطالعه صورت‌گرفته، فرم مربوط به سیرک‌های یخچالی در ارتفاعات منطقه مشخص و بدین‌ترتیب، تعدادی آثار سیرک شناسایی شد (شکل ۲). بر اساس این نقشه و بازدیدهای میدانی (شکل ۳)، در قسمت‌های جنوب شرق، شرق و غرب منطقه حدود ۱۵ سیرک بزرگ و کوچک به‌طور پراکنده بین ارتفاع ۲۰۰۰ تا حدوداً ۲۵۰۰متری قرار گرفته‌اند. ولی بر خلاف مناطق آلپی که به‌دلیل بالابودن میزان رطوبت سیرک‌های متراکمی شکل گرفته‌اند (میانگین بیش از ٦۰۰ میلی‌متر)، در این محدوده سیرک‌های پراکنده‌تری به‌وجود آمده‌اند. بدین‌ترتیب، بر اساس نقشهٔ توپوگرافی منطقه، بازدیدهای میدانی و استفاده از دستگاه GPS نقشهٔ سیرک‌های حوضهٔ آبریز خضرآباد ترسیم شد (شکل ۲)

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۲. نقشهٔ آثار مربوط به سیرک در منطقهٔ خضرآباد

شکل ۳. نمایی از سیرک‌های موجود در منطقهٔ مورد مطالعه، تصویر سمت راست از گوگل ارث اقتباس شده و تصویر سمت چپ عکس از منطقه با دوربین عکاسی است.

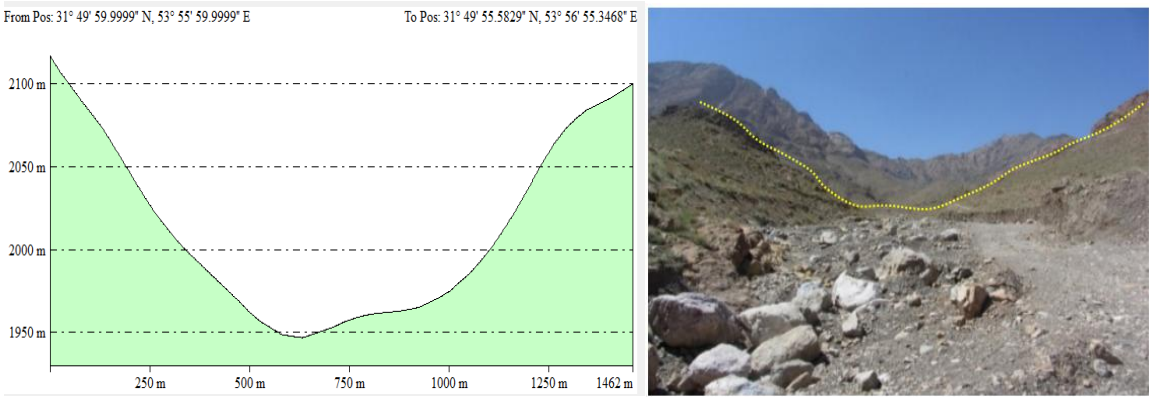
دره یخچالی

دره‌های یخچالی، بزرگ‌ترین اشکال حاصل از فرسایش یخچالی در منطقهٔ کوهستانی هستند. این دره‌ها برخلاف شرایط معمول به‌سمت بالادست عریض می‌شوند (طاحونی، ۱۳۸۳، ۳۸). رودخانهٔ یخی و جریان آن‌ها معمولاً سبب ایجاد دره‌های عریض و U شکل می‌شود. این دره‌ها چنانچه در سطوح هموار و مرتفع با پوشش وسیع یخی همراه

www.SID.ir

Archive of SID

باشند، دره‌های خاصی را با تراس جانبی به‌وجود می‌آورد. در این‌گونه موارد، معبرهای عبور یخ با یک پوشش یخی حمایت می‌شوند و با ذوب پوشش یخی به‌واسطهٔ عمق بیشتر یخ در معابر، یخ رودها به حیات خود ادامه می‌دهند؛ حال آنکه یخپوش‌های جانبی ذوب می‌شوند و رواناب‌ها در حاشیهٔ معبر یخی و به موازات آن حرکت می‌کند و به‌تدریج هستهٔ مرکزی جریان یخی را از بین می‌برند (رامشت، ۱۳۸۵، ۸۲). هموار‌بودن دیواره‌های دره‌ها، گویای فرسایش به‌وسیلهٔ حجم عظیم یخ است. سطوح هموار وسیعی درون دره‌ها وجود دارد که این دره‌ها را به شکل U نشان می‌دهد. این سطوح بقایای کف دره‌های یخچالی پلیئستوسن است. تغییر اقلیم و به تبع آن تغییر سیستم فرسایش باعث بریده‌شدن این سطوح شده است، به‌نحوی‌که پرتگاه‌هایی در حاشیهٔ این سطوح و درون سنگ بستر ایجاد شده است. حاصل چنین فرایندی، دره‌های بسیار عریض تراسداری است که در شکل (٤) مشاهده می‌شود.



شکل ٤. نمایی از یک درهٔ آبراهه‌ای ـ یخچالی در ارتفاع بالای ۲۰۰۰ متر در منطقهٔ مورد مطالعه و نیمرخ عرضی آن

ردیابی آثار تراکمی یخساری منطقه

مورن‌ها و یخرفت‌ها[1]

مورن‌های منطقهٔ خضرآباد از سنگ‌هایی به ابعاد حداقل ۲۰ تا ۳۰ سانتیمتر تا ابعاد بزرگ ۱ تا ۲ متری تشکیل شده‌اند و از حدود ارتفاع ۱٥٦۰ متری تا حدود ۲۰۰۰متری به شکل‌های متفاوتی مانند مورن میانی، مورن کناری و مورن انتهایی قابل مشاهده هستند. عملاً بخش زیادی از فضاهای دره خضرآباد را مورن‌های یخچالی پوشانده است.

همان‌طور که اشاره شد، مورن‌ها و آثار آن‌ها در بیشتر بخش‌های دره خضرآباد، به‌ویژه در ارتفاع بین ۱٦٥۰ تا ۱۸٥۰ متری قابل مشاهده است. برخی از آن‌ها به شکل تپه‌هایی در بین دره‌ها جانبی به‌مثابهٔ مورن‌های میانی قرار گرفته‌اند (شکل ٦). برخی به شکل یخرفت و سنگ‌های پراکندهٔ نامتجانس بر روی دامنه‌ها در ارتفاع تا ٤۰ متری کف درهٔ کنونی قرار دارند. این مورن‌ها به احتمال زیاد مربوط به زمان اوج فعالیت یخچالی (احتمالاً وورم) به‌وجود آمده‌اند. بقایای این مورن‌ها مشرف بر بستر رودخانه‌ها و عمود بر مسیر دره (ابتدای ورودی درهٔ خضرآباد) دیده می‌شوند. عناصر

[1] Moraine and Till

www.SID.ir

Archive of SID

بزرگ‌دانهٔ تشکیل‌دهندهٔ رسوبات مورنی، تخته‌سنگ‌های گرانیتی است که از ارتفاعات بالادست آورده شده‌اند. با توجه به اینکه بستر رودخانهٔ فصلی کنونی فاصلهٔ زیادی با این مورن‌ها دارد، تنها عاملی که می‌توانسته وجود این نوع قطعات گرانیتی را در این ارتفاع توجیه کند، حرکت و نیروی یخچال بوده است. جهت استقرار این مورن‌ها به‌صورت عمود بر دره‌های رودخانه‌ای حال حاضر، زاویه‌داربودن آن‌ها و نامتجانس‌بودنشان با سنگ‌های بستر این موضوع را تأیید می‌کند.

شکل ۵. نمایی از بقایای مورن‌های میانی در سمت چپ جادهٔ خضرآباد در ارتفاع حدود ۱۷۵۰ متر

تیلیت‌ها[1]

تیلیت، صخرهٔ رسوبی است که در آن یخرفت‌ها به‌وسیلهٔ مواد ریزدانه به شکل سیمان به‌هم چسپیده و بلوک‌ها و قطعات درشت هوازده‌نشده در آن قرار دارند. بیشتر آن‌ها رنگ خاکستری تیره دارد و کوارتزهای زاویه‌دار با دانه‌های فلدسپار را در بر دارند. قطعات این صخره‌ها از دانه‌های بسیار ریز تا تخته‌سنگ‌ها و قلوه‌سنگ‌های بسیار بزرگ تشکیل شده‌اند. به‌طورکلی، تیلیت را می‌توان نوعی کنگلومرا[2] به‌شمار آورد که فرایند نهشته‌گذاری آن یخ‌های یخچالی (اعم از قاره‌ای یا کوهستانی) است. از ویژگی‌های بارز آن‌ها وجود قطعه‌سنگ‌های درشت اغلب زاویه‌دار، بدون لایه‌بندی و هوازدگی بوده است و به‌ندرت جور شده‌اند. گسترش تیلیت‌ها در تاریخ زمین‌شناسی شاهدی بر گسترش یخچال‌های پیشین‌اند. تیلیت‌های اخیر به کمتر از ۱۲۰۰۰ سال پیش و تیلیت‌های پلیستوسن از ۱۲۰۰۰ تا حدود ۲۶۰۰۰۰۰ سال نسبت داده می‌شوند.

تیلیت‌ها در طول درهٔ خضرآباد به‌شکل یک تراس آبرفتی در سمت چپ و راست (عمدتاً سمت شرق رودخانه) جاده قابل مشاهده است (شکل ٦). ارتفاع آن از ۱۰ تا ۲۰ متر متغیر بوده است و رسوب‌های آن

[1] Tillite
[2] Conglomerate

www.SID.ir

Archive of SID

اغلب از قطعات درشت با ضخامت قطر بزرگتر از ۵۰ سانتی‌متر و همچنین رسوبات بسیار ریزدانه تشکیل شده است. سیمان آهکی در بین این رسوبات یخرفتی قرار گرفته و سبب سخت‌شدگی آن‌ها شده است. زاویه‌داربودن قطعات و همچنین نامشخص بودن جهات قرارگیری این قطعه‌سنگ‌ها که در جهت شیب دامنه و رودخانه نیستند، از جمله شواهد یخرفتی‌بودن آنهاست. احتمالاً به‌دلیل قرارگرفتن در زیر رسوبات یخرفتی دوره‌های بعدی یخچالی، آن‌ها هنوز دست‌نخورده باقی مانده و بعدها بر اثر عملکرد آب‌های جاری و از بین‌رفتن رسوبات یخچال‌های کواترنر پسین، همچنین عملکرد گسل‌ها این تیلیت‌ها بر سطح زمین پدیدار شده‌اند. اغلب پدیدارشدن آن‌ها، مربوط به بخش‌هایی از دره است که عرض آن‌ها بیشتر شده و یا دره‌ها ناشی از عملکرد گسل است. حجم عظیم لایهٔ تیلیت با ضخامت زیاد آن، بیانگر این مطلب است که احتمالاً در دورهٔ قبلی (قبل از آغاز شکل‌گیری یخچال‌ها)، هوازدگی شیمیایی و فیزیکی گسترده‌ای وجود داشته است و حجم عظیم رسوبات در اختیار یخ‌ها قرار داده شده که با حرکت آن‌ها به سمت پایین‌دست و ذوب‌شدن برف‌ها در دورهٔ بین یخچالی کواترنر پیشین، این یخرفت‌ها به شکل کنگلومرا در آمده‌اند. وجود سیمان آهکی در بین ذرات نشان می‌دهد این رسوبات از مناطق بالادست کوه‌ها و بخش عمدهٔ آن‌ها از داخل سیرک‌ها برداشته شده‌اند.

شکل‌های ٦. عکس سمت راست آثار دو دورهٔ یخچالی را به‌صورت تیلیت و یخرفت نشان می‌دهد و عکس سمت چپ نمایی از تیلیت‌های منطقه را به ضخامت حدود ۱۰ متر نشان می‌دهد که بر روی شیل‌های زیر بنا به‌شکل دگرشیب قرار گرفته‌اند.

در برخی از قسمت‌های دره قطعات بسیار بزرگی که گاهی قطر بزرگ آن‌ها به بیش از ۱/۵ متر می‌رسد، در بین تیلیت‌ها به‌صورت کپه‌ای و توده‌ای قابل مشاهده است. از آنجا که تیلیت‌ها به‌طور دگرشیب بر روی سنگ زیربنای شیل در شکل (٦) قرار گرفته‌اند و همچنین یخرفت‌های گسترده‌ای بر روی آن‌ها وجود دارند، می‌توان سن این تیلیت‌ها را به اوایل دورهٔ یخچالی حاکم در این منطقه، یعنی گونز نسبت داد. از این نظر، زیربنای (کف) درهٔ یخچالی بر مبنای کف تیلیت‌ها است. در شکل فوق، حداقل آثار دو دورهٔ

www.SID.ir

Archive of SID

یخچالی به شکل رسوبات یا یخرفت‌های کواترنر شامل تیلیت‌ها و دیگری یخرفت‌های سخت‌نشده مشاهده می‌شود.

سنگ‌های سرگردان

در منطقهٔ خضرآباد، قطعاتی از سنگ‌های بزرگ با ابعاد مختلف در فاصلهٔ ۱۰ تا ۲۰ کیلومتری دامنه‌های بالادست در حال حاضر مشاهده می‌شود. در نزدیکی روستا - شهر خضرآباد با موقعیت جغرافیایی ۳۱ درجه و ۵۲ دقیقه و ۲٤ ثانیه عرض شمالی و ٥٤ درجه و ۳ دقیقه و ٤۷ ثانیه طول شرقی در ارتفاع ۱٥٦۰متری، قطعه‌سنگ‌هایی با قطر بزرگ حدود ۳ متر، قطر متوسط ۲/٤۰ متر و قطر کوچک ۱/٦۰ تا ۱/۸۰ متر قابل مشاهده‌اند (شکل ۷). حجم و قطر زیاد این سنگ‌ها، همچنین نامتقارن‌بودنشان در محیط بیانگر آن است که احتمالاً با زبانهٔ یخی به این نقطه حمل شده‌اند و با ذوب یخ، این سنگ‌ها بر سراسر دشت برجای مانده‌اند. این سنگ‌ها حاکی از آخرین قلمرو فعالیت یخچال‌هاست که زبانهٔ یخی در این نقطه ذوب و توان انتقال سنگ را از دست داده است. این مهم را می‌توان به آخرین دورهٔ یخچالی کواترنر و فعالیت‌های یخچالی در منطقهٔ ایران مرکزی نسبت داد؛ چراکه این سنگ‌ها بر روی رسوبات آبرفتی بین یخچالی قبلی قرار گرفته‌اند و هنوز هوازده نشده‌اند. از نظر وزنی برخی از این سنگ‌ها بیشتر از یک تن وزن دارند؛ بنابراین آب رودخانه نمی‌توانسته است آن‌ها را تا این ارتفاع پایین بیاورد. همچنین، اغلب این سنگ‌ها زاویه‌دار هستند و گردشدگی کمی دارند.

شکل ۷. نمایی از سنگ‌های سرگردان در ارتفاع ۱٥٦۰ کیلومتری درهٔ خضرآباد

همان‌طور که اشاره شد، این سنگ‌ها در اندازه‌های بزرگی هستند. در جدول (۱) قطر چند سنگ سرگردان اندازه‌گیری و اندازهٔ قطرهای اصلی، میانه و کوچک آن‌ها آورده شده است:

www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱. اندازه‌گیری چند سنگ سرگردان در نزدیکی مخروط‌افکنه در ارتفاع ۱٦۱۰متری

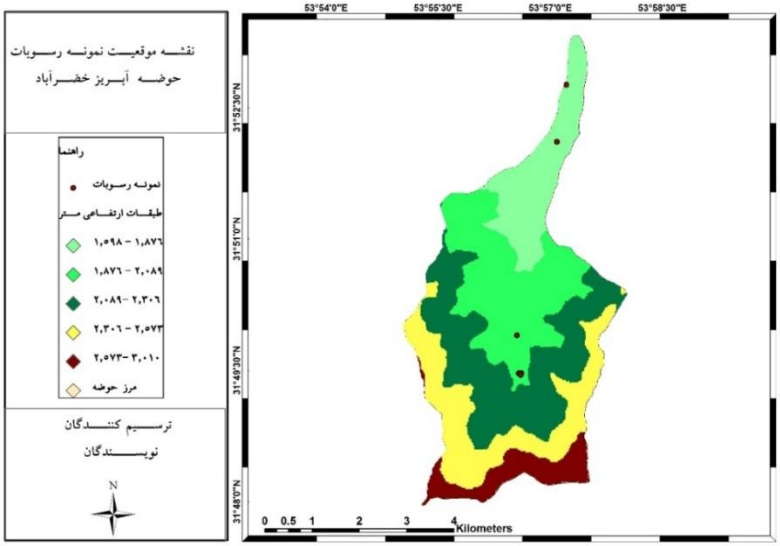
اندازه‌گیری چند نمونه سنگ سرگردان	قطر اصلی (CM)	قطر میانه (CM)	قطر کوچک (CM)
سنگ اول	۱۳۰	۱۱۰	۸۵
سنگ دوم	۱٤۰	۱۲۰	۹۵
سنگ سوم	۱٦۰	۷۵	۱۲۰

استفاده از داده‌های رسوب[۱]

برای بررسی‌های دقیق‌تر آثار یخچالی منطقهٔ مورد مطالعه، به آزمایش نمونه‌های رسوب پرداخته شد. در این پژوهش از روش گرانولومتری برای اندازه‌گیری قطر دانه‌های رسوبی و ترکیب رسوبات استفاده شده است. قطر دانه‌های در حد ماسه را از طریق غربالگری اندازه‌گیری می‌کنند. در منطقهٔ مورد مطالعه ٦ نمونه رسوب برداشت و پس از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه، نسبت به الک‌کردن آن‌ها اقدام شد (جدول ۲ و شکل ۸).

جدول ۲. موقعیت جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریا برای نمونه‌های برداشت‌شده از منطقه

شمارهٔ نمونه	عرض جغرافیایی (درجه، دقیقه، ثانیه)	طول جغرافیایی (درجه، دقیقه، ثانیه)	ارتفاع (متر)
۱	۳۱ ۵۲ ۳۹/۹	۵۳ ۵۷ ۱۱	۱۵۹۹
۲	۳۱ ۵۲ ۰۱	۵۳ ۵۷ ۰۲	۱٦۳۳
۳	۳۱ ٤۹ ٤۹/۱	۵۳ ۵٦ ۲۵ /۸	۱۸۷۵
٤	۳۱ ٤۹ ۲۳/۱	۵۳ ۵٦ ۲٦ /۵	۱۹۲٤
۵	۳۱ ٤۹ ۲۳/۱	۵۳ ۵٦ ۲۸/۸	۱۹۵۸
٦	۳۱ ٤۹ ۲۱/۹	۵۳ ۵٦ ۲۷/۹	۱۹۷۵



شکل ۸. موقعیت جغرافیایی نمونهٔ رسوبات در حوضهٔ خضرآباد

[۱] موسوی حرمی، ۱۳۹۱

www.SID.ir

Archive of SID

در روش غربال‌کردن ابتدا نمونه‌ها وزن شدند، سپس مواد اضافی را با آب‌مقطر شسته و پس از خشک‌شدن دوباره وزن شدند. سپس مقدار حدود ۳۰۰ گرم از رسوبات را وزن و در ادامه الک‌ها به‌گونه‌ای روی یکدیگر قرار داده شدند که منافذ کوچکتر در پایین قرار بگیرد. الک‌ها به‌مدت ۱۵ دقیقه با شیکر تکان داده شد، سپس مقدار رسوب باقی‌مانده در هر الک با دقت وزن شدند. نمونه‌های رسوبی با سری کامل الک، دانه‌بندی شد و درصد ذرات رسوب روی هر الک به‌دست آمد. قطر الک‌های مورداستفاده در این پژوهش از درشت به ریز به‌ترتیب ۲۰۰۰، ۱۰۰۰، ۵۵۰، ۳۵۵، ۲۵۰، ۱۲۵، ۶۳ میکرون بودند (جدول ۳).

جدول ۳. مربوط به درصد نمونه‌های اندازه‌گیری‌شده در منطقهٔ مورد مطالعه

درصد نمونهٔ ششم	درصد نمونهٔ پنجم	درصد نمونهٔ چهارم	درصد نمونهٔ سوم	درصد نمونهٔ دوم	درصد نمونهٔ اول	واحد اندازه‌گیری به میکرون
۶۹,۵۰	۹۱,۸۴	۸۱,۱۰	۵۶,۹۵	۷۸,۰۴	۷۳,۲۲	۲۰۰۰
۱۱,۳۰	۴,۸۸	۹,۴۳	۱۵,۹۲	۷,۹۱	۶,۷۷	۱۰۰۰
۸,۱۴	۱,۱۱	۴,۷۳	۱۱,۸۵	۵,۰۷	۵,۷۹	۵۵۰
۳,۰۵	۰,۳۳	۱,۳۶	۳,۹۶	۲,۱۱	۲,۷۵	۳۵۵
۲,۳۸	۰,۳۰	۰,۹۴	۳,۲۸	۱,۵۵	۲,۷۹	۲۵۰
۳,۴۴	۰,۵۷	۱,۲۸	۴,۹۹	۳,۰۱	۶,۸۵	۱۲۵
۲,۱۶	۰,۹۶	۱,۱۶	۳,۰۴	۲,۳۰	۳,۱۹	۶۳

پس از مشخص‌کردن درصد رسوب روی هر الک به‌کمک نرم‌افزار Gradistat عوامل آماری رسوب‌شناسی از قبیل میانگین (Mz)، میانه (Md)، انحراف‌معیار جامع (SDI)، چولگی جامع (SKI)، کشیدگی منحنی (Ku) به‌دست آمد (جدول ۴).

جدول ۴. مربوط به تحلیل پارامترهای آماری به روش لحظه‌ای

روش‌های اندازه‌گیری دانه‌های رسوبی	پارامترهای آماری	S1	S2	S3	S4	S5	S6
Method of moments	**mean**	۱۸۸۱/۱	۲۰۱۸/۷	۱۶۶۶/۳	۲۰۹۹/۸	۲۲۷۳/۵	۱۸۸۰/۲
	sorting	۸۶۵/۳	۷۴۷/۵	۸۸۷/۶	۶۴۷/۶	۴۴۳/۸	۸۱۸/۲
Arthemetic(m_m)	**skewness**	-۱/۱۸۰	-۱/۶۰۷	-۰/۵۵۳	-۱/۸۹۰	-۳/۵۵۲	-۱/۳۹
	kurtosis	۲/۵۸۱	۳/۸۹۹	۱/۵۸۹	۵/۰۴۲	۱۴/۸۱	۲/۴۷۶
Method of moments	**mean**	۱۴۰۱/۵	۱۶۵۷/۹	۱۲۳۱/۹	۱۸۴۵/۳	۲۱۱۹/۹	۱۴۹۰/۴
	sorting	۲/۶۵۵	۲/۲۲۶	۲/۵۵۰	۱/۸۶۶	۱/۵۸۶	۲/۳۲۰
Geometric(m_m)	**skewness**	-۱/۷۴۲	-۲/۴۴۷	-۱/۴۱۴	-۳/۰۷۴	-۵/۴۰۴	-۱/۹۲۹
	kurtosis	۴/۷۱۲	۸/۲۶۲	۴/۱۱۶	۱۳/۰۳	۲۴/۷۱	۵/۹۹۴
Method of moments	**mean**	-۰/۴۸۷	-۰/۷۲۹	-۰/۳۰۱	-۰/۸۸۴	-۱/۰۸۴	-۰/۵۷۶
	sorting	۱/۴۰۹	۱/۱۵۴	۱/۳۵۰	۰/۹۰۰	۰/۶۶۶	۱/۲۱۴
Logarihmic(f)	**skewness**	۱/۷۴۲	۲/۴۴۷	۱/۴۱۴	۳/۰۴۷	۵/۴۰۴	۱/۹۲۹
	kurtosis	۴/۷۱۲	۸/۲۶۲	۴/۱۱۶	۱۳/۰۳	۲۴/۷۱	۵/۹۹۴

www.SID.ir

Archive of SID

همان‌طور که در جدول (٤) مشاهده می‌شود، مقدار میانگین در نمونهٔ رسوب S5 و S6 بیشترین و کمترین است. میزان جورشدگی[1] در نمونهٔ رسوب S6 بیشتر است که احتمالاً به فرایند رودخانه‌ای رسوبگذاری این بخش برمی‌گردد. سپس، هر شش نمونهٔ رسوب به‌صورت جداگانه با استفاده از نرم‌افزار فوق، تحلیل و گروه بافتی، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی دانه‌های رسوب مشخص شد (جدول ٥).

جدول ٥. مربوط به تحلیل پارامترهای نوع رسوبات

نمونه	١	٢	٣	٤	٥	٦
نام رسوب	گروال بسیار ریز ماسه‌ای	گروال بسیار ریز ماسه‌ای	گروال بسیار ریز ماسه‌ای	گروال بسیار ریز	گروال بسیار ریز	گروال بسیار ریزماسه‌ای
گروه بافتی	گراول ماسه‌ای	گراول ماسه‌ای	گراول ماسه‌ای	گراول	گراول	گراول ماسه‌ای
جورشدگی	جورشدگی بد	جورشدگی متوسط	جورشدگی بد	جورشدگی خوب متوسط	جورشدگی بسیار خوب	جورشدگی بد
کج‌شدگی	به‌سمت راست درشت‌دانه	به‌سمت راست درشت‌دانه	به‌سمت راست درشت‌دانه	به‌سمت راست درشت‌دانه	به‌سمت راست درشت‌دانه	به‌سمت راست درشت‌دانه
کشیدگی	بسیار کشیده	بی‌نهایت کشیده	متوسط	بی‌نهایت کشیده	بسیار کشیده	بسیار کشیده

در ادامه، اندازهٔ دانه و نوع رسوب و گروه آن‌ها برای ٦ نمونهٔ برداشت‌شده به‌طور دقیق مشخص شدند (جدول ٦).

جدول ٦. مشخصات رسوبی در لایه‌های رسوبی رسوبات عمقی

sediment	*S1*	*S2*	*S3*	*S4*	*S5*	*S6*
% GRAVEL:	%٧٣/٢	%٧٨/٠	%٥٦/٩	%٨١/١	%٩١/٨	%٦٩/٥
% SAND:	%٢٦/٨	%٢٢/٠	%٤٣/١	%١٨/٩	%٨/٢	%٣٠/٥
% MUD:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% V COARSE GRAVEL:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% COARSE GRAVEL:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% MEDIUM GRAVEL:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% FINE GRAVEL:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% V FINE GRAVEL:	%٧٣/٢	%٧٨/٠	%٥٦/٩	%٨١/١	%٩١/٨	%٦٩/٥
% V COARSE SAND:	%٦/٨	%٧/٩	%١٥/٩	%٩/٤	%٤/٩	%١١/٣
% COARSE SAND:	%٥/٨	%٥/١	%١١/٩	%٤/٧	%١,١	%٨/١

[1] sorting

www.SID.ir

Archive of SID

% MEDIUM SAND:	%٥/٥	%٣/٧	%٧/٢	%٢/٣	%٠/٦	%٥/٤
% FINE SAND:	%٥,٥	%٣/٠	%٥/٠	%١/٣	%٠/٦	%٣/٤
% V FINE SAND:	%٣/٢	%٢/٣	%٣/٠	%١/٢	%١/٠	%٢/٢
% V COARSE SILT:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% COARSE SILT:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% MEDIUM SILT:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% FINE SILT:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% V FINE SILT:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠
% CLAY:	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠	%٠/٠

نسبت ماسه به گراول

در حالت کلی نسبت گراول به ماسه یعنی میزان گراول در بستر رودخانه از بالادست به طرف پایین‌دست کاهش می‌یابد. همان‌طور که در جدول (۷) مشاهده می‌کنید، نسبت گراول به ماسه از این قاعدهٔ کلی تبعیت نمی‌کند. در محل برداشت نمونه‌های ٥، ٤ و ۲ درصد نسبت گراول به ماسه نسبت به سایر نمونه‌ها بیشتر است که این امر نشان‌دهندهٔ یخچالی‌بودن نوع رسوب است. افزایش ناگهانی گراول در نمونهٔ پنجم نشان‌دهندهٔ غیرجریانی‌بودن فرایند غالب شکل‌دهندهٔ این رسوبات است. تقریباً در تمام طول مسیر رودخانهٔ خضرآباد نسبت فراوانی گراول ماسه‌ای به دیگر رسوبات بیشتر است که نتیجهٔ نوع سنگ‌شناسی، عرض کم کانال‌ها در بالادست و از طرفی ورود آبراهه‌های فرعی به کانال اصلی و نقش فرایند یخچالی در ایجاد این نوع رسوب است.

جدول ۷. مربوط نسبت ماسه به گراول (درصد)

شمارهٔ نمونه	نوع رسوب	ارتفاع (متر)	نسبت گراول به ماسه (درصد)	گراول (درصد)	ماسه (درصد)
۱	گراول ماسه‌ای	۱٥۹۹/۸	۲,۷۳۱	۷۳,۲	۲۷,۸
۲	گراول ماسه‌ای	۱٦۳۳	۳,٥٤٥	۷۸,۰	۲۲,۰
۳	گراول ماسه‌ای	۱۸۷٥	۱,۳۲۰	٥٦,۹	٤۳,۱
٤	گراول	۱۹۲٤	٤,۳۹۱	۸۱,۱	۱۸,۹
٥	گراول	۱۹٥۸	۱۱,۱۹٥	۹۱,۸	۸,۲
٦	گراول ماسه‌ای	۱۹۷٥	۲,۲۷۹	٦۹,٥	۳۰,٥

جورشدگی و کشیدگی رسوبات بستر رودخانه از یکدیگر تبعیت می‌کنند. عمدهٔ نمونه‌ها دارای کج‌شدگی بسیار مثبت، کشیدگی بسیار زیاد و جورشدگی متوسط تا بد بودند. به‌طورکلی، رسوب‌های یخچالی دارای جورشدگی بد بودند و اندازهٔ آن‌ها از رس تا قطعه‌سنگ‌های بزرگ تغییر می‌کند. همچنین، دانه‌های

www.SID.ir

Archive of SID

گراول در رسوبات یخچالی زاویه‌دار هستند و در سطح آن‌ها خطوطی دیده می‌شود که بر اثر حرکت ذرات بر روی آن‌ها به‌وجود آمده است. این رسوبات لایه‌بندی ندارند و به‌شکل نامنظم (برخلاف جریان‌های آبی) بر روی هم انباشته می‌شوند، به‌گونه‌ای که ابعاد ماتریس اندازهٔ ذرات تشکیل‌دهندهٔ آن‌ها بسیار زیاد است. همچنین، انحراف‌معیار و کشیدگی در رسوبات یخچالی بالاست؛ امری که از مشخصات رسوب‌های حوضهٔ خضرآباد است.

نتیجه‌گیری

سیستم‌های اقلیمی در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی، فرایندهای منحصر به‌فرد خود را بر ناهمواری‌ها تحمیل می‌کنند. از این دیدگاه، بر حسب ژئوفرم‌های کنونی می‌توان تا حدود زیادی شرایط اقلیمی گذشته، به‌ویژه در دوران سوم و اواخر این دوران را بازسازی کرد. در این پژوهش با مطالعهٔ نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و تصاویر هوایی و مهم‌تر از آن‌ها بازدیدهای میدانی، توالی و تناوب دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی در ایران مرکزی – غرب شیرکوه – به‌طور مشخص، با استفاده از لندفرم‌های موجود آشکار شد. در حوضهٔ آبریز خضرآباد، با ارتفاعات حدود ۳۰۰۰ متری (بیش از ۱۰۰۰ متر پایین‌تر از شیرکوه) آثار یخبندان و ذوب یخ به‌طور متناوب برای دو دورهٔ کاملاً مشخص یخچالی (احتمالاً گونز و وورم) و دو دورهٔ بین‌یخچالی به‌شکل کاوشی و تراکمی مشاهده شد. آثار کاوشی یخچال‌ها شامل سیرک‌های متعدد و پراکنده (۱۵ سیرک) و درهٔ عریض U شکل است. جنس سنگ‌های تشکیل‌دهندهٔ ارتفاعات این حوضه، رسوب‌های آهکی ژوراسیک در سطح زمین است که به‌وسیلهٔ توده‌های نفوذی – گرانیت‌ها – در اواخر ژوراسیک بالا آورده شده‌اند. بالاآمدن گرانیت سبب دگرگونی بخشی از سنگ‌های اولیه به‌شکل شیل و شیست شده است؛ بنابراین، اغلب بخش‌های دگرگون‌شده و گرانیت‌های هوازده‌شده به عنوان محل مناسبی برای تشکیل سیرک‌ها عمل کرده‌اند. به‌همین دلیل، برخی از سیرک‌ها با ابعاد بزرگ در پای کوه‌های آهکی – دولومیتی قرار گرفته‌اند. تجمع یخ در این سیرک‌ها و مازاد آن، شکل اولیهٔ دره را تغییر داده و دره‌ای عریض با تراس‌های چندگانه به‌وجود آورده است. تراس‌هایی که امروزه محل ایجاد باغات و استقرارگاه مناطق مسکونی شده است. این تراس‌ها نتیجهٔ عملکرد یخ در صاف‌شدگی سنگ‌هاست و یخرفت‌های زیادی بر روی آن‌ها نهشته شده است. بخش سطحی این یخرفت‌ها تجزیه و امروزه خاک مرغوب این باغات شده است.

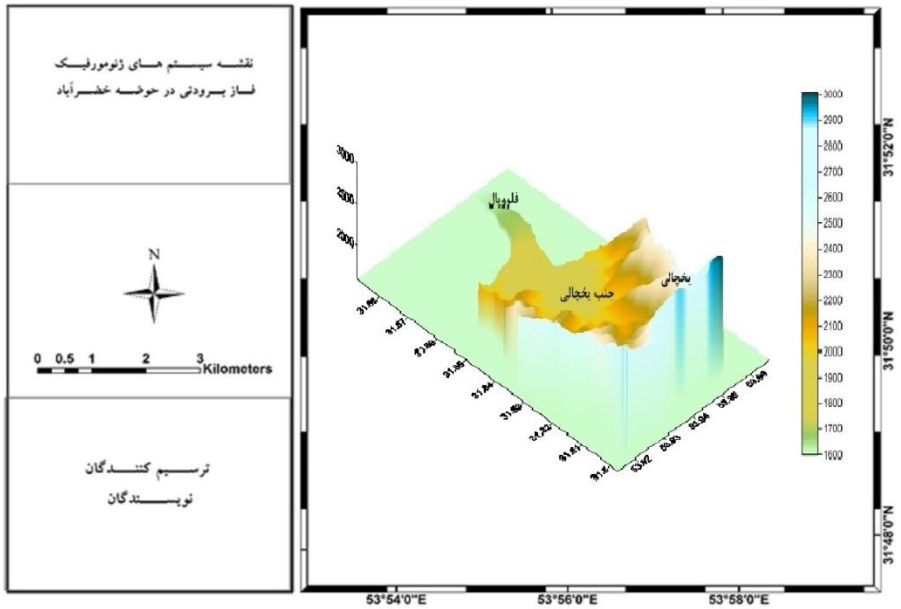
آثار تراکمی یخچال‌ها به‌شکل یخرفت و مورن و همچنین تیلیت قابل مشاهده است. مورن‌ها اغلب به شکل تپه‌های طویل بین دره‌های جانبی قرار گرفته‌اند؛ بنابراین، احتمالاً این مورن‌ها، مورن‌های میانی است که با پوشش گیاهی پس‌یخچالی تثبیت شده‌اند. یخرفت‌ها نیز به‌شکل قطعه‌سنگ‌های پراکنده بر روی دامنه‌های چپ و راست درهٔ خضرآباد قابل مشاهده‌اند؛ اما نهشتهٔ قابل توجه و حایز اهمیت دوره‌های یخچالی این منطقه، تیلیت‌ها هستند. تیلیت‌ها یخرفت‌های سخت‌شده‌ای به‌شکل کنگلومرا هستند که قطعات تشکیل‌دهندهٔ آن‌ها جور ناشده و بدونِ لایه‌بندی‌اند. جهت قرارگیری ذرات تیلیت‌ها اغلب در جهت رودخانه یا دامنه نیست، بلکه در جهت‌های مختلف پراکنده شده‌اند. این امر از مهم‌ترین تفاوت تیلیت با کنگلومراهای رودخانه‌ای و

www.SID.ir

Archive of SID

مخروط‌افکنه‌ای است. این تیلیت‌ها در چند قسمت از درهٔ خضرآباد اغلب در ارتفاع ۱۷۵۰ تا ۱۹۰۰ متری در سطح زمین در حال حاضر قابل مشاهده‌اند. این رسوب‌ها به‌دلیل آنکه به‌شکل دگرشیب بر سنگ‌های بستر (شیل) قرار گرفته، همچنین بر روی آن‌ها یخرفت‌های جدیدتری قرار گرفته است، احتمالاً مربوط به اولین دوره‌های یخچالی ایران مرکزی‌اند. عملکرد گسل‌ها بر این تیلیت‌ها تأثیر گذاشته و به‌شکل یک خط‌واره در امتداد یک درهٔ گسلی بخشی از آن‌ها را برش داده است. همچنین، در بررسی رسوب‌های ریزدانه سواحل دره - رودخانهٔ خضرآباد مشخص شد بیشتر این رسوبات با تأثیر از فرایند یخچالی و عملکرد یخ‌ها به‌وجود آمده‌اند. رسوبات تا آخرین نقطهٔ قلمرو یخچالی اغلب گراولی و گراول - ماسه‌ای است که بدونِ جورشدگی و لایه‌بندی‌اند. زاویه‌داربودن این رسوبات، انحراف‌معیار بالا، کج‌شدگی و کشیدگی بسیار زیاد آن‌ها بیانگر یخچالی بودنشان است.

بدین‌ترتیب، بر اساس سیرک‌های موجود در حوضه و روش رایت (میانگین ۶۰ درصد سیرک‌ها) برف‌مرز دورهٔ یخچالی در ارتفاع حدود ۲۲۰۰ متری ترسیم شد. بدین‌سخن، بالاتر از این مرز - یعنی از ارتفاع ۲۲۰۰ متر تا ۳۰۰۰ متر، قلمرو یخچالی محسوب می‌شود. همچنین، بر پایه سنگ‌های سرگردان که آخرین قلمرو گسترش عملکرد یخ است، مرز قلمرو جنب یخچالی در گذشته ترسیم شد. پایین‌تر از این مرز، گسترهٔ قلمرو رودخانه‌ای در نظر گرفته شد. به سخن ساده‌تر، ارتفاعات بالاتر از خط برف مرز دایمی را سیستم ژئومورفیک یخچالی، منطقه‌ی بین حد برف‌مرز و خط تعادل آب و یخ (محل تجمع سنگ‌های سرگردان یعنی ارتفاع ۱۵۶۰ متری) را سیستم ژئومورفیک مجاور یخچالی و پایین‌تر از خط تعادل آب و یخ را سیستم ژئومورفیک فلوویال در کنترل داشته‌اند (شکل ۹).



شکل ۹. نقشهٔ سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک دورهٔ یخچالی حوضهٔ خضرآباد

www.SID.ir

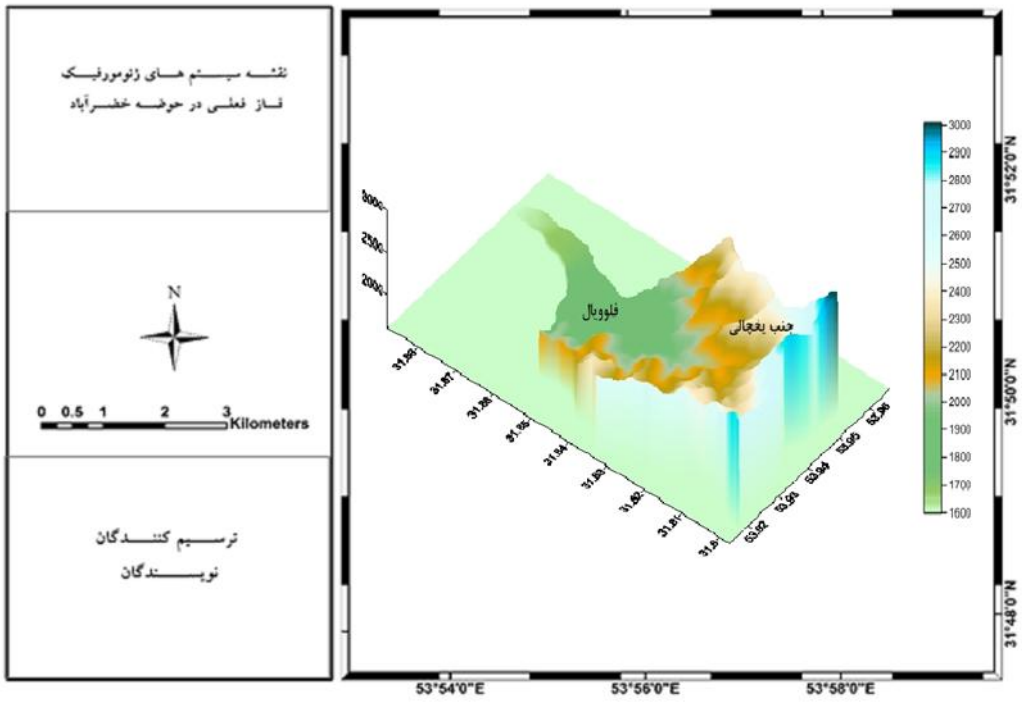
Archive of SID

با وجود این، پژوهشگران دیگر مانند رامشت و کاظمی ارتفاع ۳۲۲۰ متر را برای اقلید فارس، یمانی ۳۰۷۲ متر را برای جاجرود، سیف ۲۸۳٦ متر را برای محدودهٔ سایت ریگ، یمانی ۳۰۰۰ متر را برای کوه کرکس، رفیعی ۲٦۷۲ متر را برای کهک و ابطحی ارتفاع ۲۸۰۰ متر را برای حوضهٔ دریاچهٔ نمک بیان کرده‌اند.

سیستم‌های فوق در فاز فعلی با کاهش وسعت فعالیت‌های یخچالی به سمت ارتفاعات پسروی کرده‌اند. به‌طوری‌که اکنون در منطقهٔ مورد اشاره قلمرو یخچالی وجود ندارد؛ یعنی در حال حاضر، بر اساس داده‌های اقلیمی دمای خط برف‌مرز گذشته حدود ۱۳ درجه سانتیگراد است. به‌عبارتی، دما در این منطقه حدود ۱۳ درجه کمتر از امروز بوده است. این در حالی است که پژوهشگران دیگر مقدار کاهش دما را در ایران مرکزی متفاوت بیان کرده‌اند. برای مثال، رامشت در حوضهٔ تیگرانی ماهان به افت ۸,۵ درجه‌ای رسیده، ابطحی در حوضهٔ دریاچه نمک به ۵,٦ درجه‌ای رسیده و پوردهقان میزان افزایش دمای فعلی را به نسبت گذشته در حوضهٔ دهبکری بم ۱۰,۵ درجه گرم‌تر و یمانی این مقدار را در کوه کرکس ۱۰-۱۲ درجه دانسته است. از این‌رو، بر پایهٔ گرادیان حرارتی حدود ٦۵٪ منطقه، انتظار می‌رود که خط برف‌مرز در ارتفاعات بالاتر از ٤۲۰۰ متری قرار گرفته باشد. در حالی که بالاترین ارتفاع منطقه ۳۰۰۰ متر است. بدین‌روی، در حال حاضر قلمرو یخچالی گذشته تحت حاکمیت سیستم جنب یخچالی است. در این سیستم بیشترین میزان فرسایش مربوط به فرایند کرایونیوال است که عبارت‌اند از تخریب و خردشدگی حاصل از یخبندان و ذوب یخ، سولیفلکسیون و همچنین لغزش‌های دامنه‌ای. از ارتفاعات حدود ۲۰۰۰ متر تا انتهای حوضه که به شمال دشت اردکان - یزد منتهی می‌شود، تحت حاکمیت سیستم مورفوکلیماتیک معتدل (مورفودینامیک فلوویال) است. قلمروهای فلوویال شامل سرزمین‌هایی است که مظاهر اقلیم در آن عموماً از اعتدال برخوردار هستند. در این سیستم جریان‌های آبی بیشترین میزان فعالیت را دارند. جریان‌های متعدد رودخانه‌ای موجود در حوضه که عمل زهکشی و حمل رسوبات آبرفتی را برعهده دارند، در انتهای مسیر خود وارد رودخانهٔ فصلی خضرآباد و در نهایت به‌سمت دشت سر منتهی می‌شوند. در مناطق تحت فلوویال، روستاها و باغات متعددی وجود دارد که گاهی در داخل درهٔ یخچالی برجای‌مانده از گذشته ایجاد شده‌اند. منطقهٔ خضرآباد نیز هم‌اکنون در حاکمیت سیستم ژئومورفیک فلوویال قرار دارد (شکل ۱۰).

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۰. نقشهٔ سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک دورهٔ کنونی حوضهٔ خضرآباد

منابع

ابطحی، سید مرتضی، (۱۳۹۱). روند تغییرات کویرهای حوضهٔ دریاچه نمک در کواترنر پایانی و هولوسن، پایان‌نامهٔ دکتری، استاد راهنما: دکتر عبداله سیف، دانشگاه اصفهان، گروه جغرافیا، تعداد صفحات ۲۵۵.

المدرسی، سیدعلی و رامشت، محمد حسین، (۱۳۸٤). آثار یخساری و یخچالی شیرکوه در منطقهٔ سخوید، مجلهٔ فضای جغرافیایی، شمارهٔ ۱۹، صص ۳۱-۲.

المدرسی، سیدعلی، (۱۳۸٤). هیدروژئومورفولوژی حوضهٔ آبخیز سخوید یزد، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، استاد راهنما: مبین، محمدحسین، گروه جغرافیا دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف‌آباد، تعداد صفحات ۲٦۲.

امیراحمدی، ابوالقاسم، (۱۳۹۲). آثار یخچالی ده بالای شیرکوه یزد و نقش آن در توسعهٔ اکوتوریسم، رشد آموزش جغرافیا، شمارهٔ ۳، صفحات (٤۳-٤۱).

بقائی‌نیا، علیرضا، (۱۳۸۷). بازسازی تغییرات اقلیمی دورهٔ چهارم با استفاده از شواهد هیدرو ژئومورفولوژی در حوضهٔ آبی فخرآباد (شیرکوه یزد)، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، استاد راهنما: داریوش مهرشاهی، گروه جغرافیای دانشگاه یزد، تعداد صفحات ۲۱۵.

پدرامی، منوچهر، (۱۳۷۰). زمین‌شناسی کواترنر و پارینه اقلیم منطقه اراک، کویر میقان، گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی ایران.

پروی، کریستف، (۱۳٦۹). یخبندان کواترنر در قسمت‌های داخلی زردکوه رشتهٔ زاگرس، مترجم ثروتی، محمدرضا، پژوهش‌های جغرافیایی، شمارهٔ ۲٦.

تقی‌زاده، محمدمهدی، (۱۳۸۸). ارزیابی نقش لندفرم‌های کواترنری در آمایش سرزمین با تأکید بر مواریث یخچالی (مطالعهٔ موردی: حوضهٔ صفاشهر)، پایان‌نامهٔ

www.SID.ir

Archive of SID

دکتری، استاد راهنما: محمدحسین رامشت، دانشگاه اصفهان، تعداد صفحات ۲۵۱.

جداری عیوضی، جمشید، (۱۳۸۵). کارایی مدل پلتیر در طبقه‌بندی مناطق یخچالی، طرح پژوهشی، معاونت پژوهشی دانشگاه تهران.

جداری عیوضی، جمشید، (۱۳۸۳). ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، چاپ هفتم، تعداد صفحات ۱۰٦.

خسروی، سمیه، (۱۳۸۷). ژئومورفولوژی صحرایی دامنهٔ شمال شرقی کوه کرکس، مجلهٔ سپهر، دورهٔ ۲۱، شمارهٔ ۸۲، صفحات (۷۹– ۸٤).

رامشت، محمدحسین، (۱۳۸۵). نقشه‌های ژئومورفولوژی (نمادها و مجازها)، چاپ دوم، انتشارات سمت، تعداد صفحات ۱۹۰.

رامشت، محمدحسین و شوشتری، ن، (۱۳۸۳). آثاری یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، تحقیقات جغرافیایی، سال نوزدهم، صفحات (۱۱۹–۱۳۲).

رامشت، محمدحسین و کاظمی، محمدمهدی (۱۳۸٦). آثار یخچالی در حوضهٔ اقلید فارس، مجلهٔ رشد جغرافیا، شمارهٔ ٤، صص. ۱۱–۳.

رامشت، محمدحسین، محمودی لاجوردی، لشکری، حسن و محمودی محمدآبادی، طیبه، (۱۳۹۰). ردیابی آثار یخچال‌های طبیعی (مطالعهٔ موردی: یخچال‌های طبیعی حوضه تیگرانی ماهان)، مجلهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۲، شمارهٔ پیاپی ٤۲، شمارهٔ ۲، صص. ۷۸–۵۹.

سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۹). نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی خضرآباد.

سیف، عبدالله، ثروتی، محمدرضا و محمد راهدان مفرد، (۱۳۹٤). بازسازی برف‌مرزهای کواترنر پایانی در محدودهٔ سایت ریگ، فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۰، شمارهٔ ۱، شمارهٔ پیاپی ۱۱٦.

شریفی، محمد و زهرا فرح‌بخش، (۱۳۹٤). بررسی فرایندهای مورفودینامیکی شکل‌دهندهٔ درهٔ خضرآباد بر اساس شواهد و تحلیل رسوب‌شناسی حوضه، کاوش‌های جغرافیایی مناطق بیابانی، دورهٔ ۲، شمارهٔ ۳.

طاحونی، پوران، (۱۳۸۳). شواهد ژئومورفولوژیک فرسایش یخچالی پلیستوسن در ارتفاعات تالش، دانشگاه تهران، پژوهش‌های جغرافیایی، شمارهٔ ٤۷، صفحات (۵۵–۳۱).

فرح‌بخش، زهرا، (۱۳۹۳). هیدروژئومورفولوژی حوضهٔ خضرآباد با تأکید بر پدیده‌های یخچالی، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، به‌راهنمایی دکتر محمد شریفی، دانشگاه یزد، دانشکدهٔ علوم انسانی، گروه جغرافیا.

قزلجه، بهاره، (۱۳۹۲). تعیین مرز قلمرو فرسایش مجاور یخچالی و شناسایی پتانسیل‌های ژئومورفولوژی متأثر از آن در (محدودهٔ غربی) حوضهٔ آبریز گرگان‌رود، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، استاد راهنما: دکتر ابوالقاسم امیراحمدی، دانشگاه حکیم سبزواری، گروه جغرافیا، تعداد صفحات ۹۰.

قهرودی تالی، منیژه، نصرتی، کاظم، عبدلی، اسماعیل، (۱۳۹٤). تخمین برف‌مرز در آخرین دورهٔ یخچالی در حوضهٔ دالاخانی، مجلهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی سال ۲٦، پیاپی ۵۸، شمارهٔ ۲، صفحات (۲۳۱–۲٤٦).

محمودی، فرج‌الله، (۱۳٦۷). تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر، مجلهٔ پژوهش‌های جغرافیایی، شمارهٔ ۲۳، ص۲۰.

محمودی، فرج‌الله، (۱۳۸۳). ژئومورفولوژی اقلیمی، انتشارات پیام نور، چاپ سوم، ۱۳۸۳، تعداد صفحات ۱۷۸.

www.SID.ir

Archive of SID

موسوی حرمی، رضا، (۱۳۹۱). رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ چهاردهم.

موسوی، میررضا، (۱۳۸۳). تألیف آلبرت شرالیز، مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی کواترنر و (روش‌های مطالعهٔ آن)، چاپ اول، انتشارات مبتکران، تعداد صفحات ۳۳۱.

یمانی، مجتبی، جمشید جداری عیوضی و ابوالقاسم گورابی، شواهد ژئومورفولوژیکی مرزهای یخچالی در دامنه‌های کرکس، مدرس علوم انسانی، شمارهٔ ۱۱، پیاپی ۵۰، ۱۳۸٦، صفحات (۲۰۷–۲۲۸).

یمانی، مجتبی، شمسی‌پور، علی‌اکبر و مریم جعفری اقدم (۱۳۹۰). بازسازی برف‌مرزهای پلئیستوسن در حوضهٔ جاجرود، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ش ۷٦، صص ۳۵–۵۰.

یمانی، مجتبی، شمسی‌پور، علی‌اکبر و مریم رحمتی، (۱۳۹۳). تعیین قلمروهای آب و هوایی و فرایندهای شکل‌زایی حال حاضر و کواترنر در مسیر آزادراه خرم‌آباد- پل‌زال، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال سوم، شمارهٔ ۲، پاییز ۱۳۹۳، صص ۹۰–۱۰۳.

Bentleya, M. J., D. J. A. Evansa, C. J. Fogwillb, J. D. Hansomc, D. E.Sugdenb and P. W. Kubikd,(2007), Glacial geomorphology and chronology of Deglaciation, South Georgia, sub-Antarctic", Quaternary Science :644-677.

Boobek, H. (1955), klima and landschaft Iran, Wien.

Bobek, H., (1934), Reise in Nordwest Persien 1934 Travel in northwest Persia 1934", Zeitschrift der Gesellschaft fur Erdkunde zu Berlin, Vols. 9(10): 359-369.

Bobek, H, (1937), Die rolle der Eiszeit in Nordwest Iran [The role of the ice age in northwestern Iran]", Zeitschrift fur Glestscherkunde, Vol. 25: 130-183.

Bobek. H, (1963), Nature and implications of Quaternary climatic changes in Iran, In: Changes of climate, Proceedings of Symposium on Changes of Climate with Special Reference to And Zones, Rome, 1961, UNESCO: 403-413.

De Morgan, j. (1907), Le plateau iranien pendant lepoque pleistocen. Revue de 5 Ecole d, anthrop ologic de Paris: 13-16,

Hagedorn, H., Haars, W, Busche, D. and Grunert, j., (1978), some geomorphological observations from the Shir-kuh, mountains area. Geography: Journal of the Association of Iranin Geographers, 1:10-15.

Fredin, O.; Bergstrom, B; Eilertsen, R.; Hansen, L.; Longav, O.; Nesje, A. And Sveian, H. (2013) glacial landforms and Quaternary landscape development in Norway. In Olsen, Geological survey of Norway, Special publication, 13: 5-25.

Van Zeist, W. and wright, H.E., (1963),preliminary pollen studies at Lake Zeribar, Zagros Miuntains, southern Iran, Science, 140 :65-67.

Wintle.A.G: (2008), Luminescence dating: where it has been and where it is going, Boreas, Vol. 37: 471–482.

Mehrshahi, D, (1999), Late Quaternary Environments, Ardakan Playa, Central Iran. PhD thesis, Geography Department, Sheffield University, UK: 294.

Peltier, L. C., (1950), the geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology", Annals of the Association of American, Geographers, No. 40: 214-236.

Van Ziest, W. and Bottema, (1977), Palynological Investigations in Western Iran Palaeochistoria 19: 18-85.

Write, H.E, N.Y. (1977) Preliminary Pollen Studies at Lacke Zeribar, Zagros Mountains, and Southwest Iran. Science.

Writh. Jr.H.E, (1980), Climatic change in Zagros Mountain in prehistoric archeology along zagros Flanks. Chicago University.

www.SID.ir