فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۰، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹٤، شماره پیاپی ۱۱۹

دکترغلام‌حسن جعفری، استادیار گروه جغرافیا دانشگاه زنجان Dr.G.H. Jafari
دکترمهدی فیض اله‌پور، استادیار گروه جغرافیا دانشگاه زنجان Dr.M. Feizollahpor
زینب براتی، دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی دانشگاه زنجان Z. Barati
jafarihas@znu.ac.ir

بازسازی ارتفاع برف‌مرز دائمی کواترنری الوند همدان
(با سه روش رایت، شیب- جهت و ضریب خمیدگی)

چکیده

وجود آثار تیپیک سیرکی دامنه‌های شمال شرقی و جنوب غربی توده کوهستانی الوند همدان، و همچنین حضور مورن‌های سرگردان اطراف آن، در ابعادی بزرگتر از آنچه در اطراف شیرکوه یزد وجود دارد و تمرکز ژئومورفولوژیست‌ها را از اوایل دهه ۱۹۳۰، به فرایند یخچالی، معطوف داشته، حاکی از تسلط فرایند یخچالی در طی دوره‌های سرد کواترنری می‌باشد. به همین منظور در این مقاله سعی در برآورد ارتفاع برف‌مرز دائمی‌در دامنه‌های مختلف این توده کوهستانی شده‌است. در برآورد ارتفاع برف‌مرز به روش رایت نکته‌ای وجود داشت که اساس ارائه برآورد ارتفاع برف مرز به روش‌های خاصی گردید. بالاتر بودن ارتفاع برف‌مرز دائمی‌برآورد شده در دامنه‌های شمال شرقی (نسبت به دامنه‌های جنوب غربی) بر اساس روش رایت، آن هم در عرض‌های جغرافیایی همانند ایران که دامنه‌های شمال شرقی بهترین شرایط را برای ماندگاری برف و تشکیل یخچال دارند، بسیار حائز اهمیت است. این نکته موجب بررسی ارتفاع برف‌مرز دائمی‌به دو روش دیگر شد؛ یکی روش شیب- جهت که با توجه به مقدار شیب و جهت آن و استفاده از روابط ارائه شده از سوی پژوهشگران قبلی، به برآورد ارتفاع برف‌مرز دائمی‌پرداخته شده‌است. تفاوت برف‌مرز برآورد شده برای دامنه‌ها از این روش هر چند منطقی به نظر می‌رسید ولی مقدار آن (۵۳۰ متر) با توجه به شواهد میدانی دور از واقعیت به نظر رسید، به همین دلیل از روش دیگری به عنوان ضریب خمیدگی منحنی میزان که برای اولین بار در این مقاله ارائه شده برای برآورد ارتفاع برف‌مرز استفاده گردید. مقدار ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها با فاصله گرفتن از قله‌های مسلط به حوضه‌ها به سمت کوهپایه، ابتدا روند نزولی و سپس روند صعودی دارد. از محل تغییر این روند به عنوان حضیض ضریب خمیدگی و از ارتفاع آن به عنوان ارتفاع حضیض نمودار یاد گردید. با توجه به نزدیک بودن این ارتفاع به ارتفاعی که از روش‌های قبلی به عنوان ارتفاع برف‌مرز برآورد شده بود، چنین نتیجه گرفته شد که ارتفاع حضیض ضریب خمیدگی حوضه‌ها می‌تواند به عنوان ارتفاع برف‌مرز کواترنری در نظر گرفته شود. بررسی سه روش فوق در برآورد ارتفاع برف‌مرز کواترنری الوند و

تفاوت مقدار آن در دامنه‌های مختلف حاکی از آن است که تفاوت قابل توجه ارتفاع پیشانی کوهستان در دامنه‌های مختلف می‌تواند در برآورد ارتفاع برف‌مرز و مقدار خطای آن مؤثر باشد. ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ فاکتور دیگری بود که می‌توانست تفاوت ارتفاعی برف‌مرز را آشکار سازد، ولی به دلیل تفاوت در عرض کوهپایه‌های دو طرف توده کوهستانی و تفاوت در ویژگی‌های توپوگرافیکی، این شاخص نیز نتوانست کمک چندانی دراین زمینه بنماید؛ چرا که تفاوت در عرض کوهپایه‌ها و مقدار و جهت شیب آن‌ها می‌تواند در مقدار ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ مؤثر باشد که لازم است در مطالعات یخچال شناسی مورد توجه خاص قرار گیرند.

واژگان کلیدی: ضریب خمیدگی، ارتفاع حضیض، سیرک یخچالی، سنگ سرگردان.

مقدمه

شروع دوره کواترنر به اتفاق همه زمین شناسان و ژئومورفولوژیست‌ها و دیگر متخصصین علوم زمین، همراه با تغییرات اقلیمی‌و به عبارتی بهتر گسترش یخچال‌ها در عرض‌های بالای جغرافیایی و نواحی مرتفع زمین بوده‌است (قنبرزاده و بهنیافر، ۱۳۹۲: ۶۶). در تحولات و تکامل ناهمواری‌ها، یخچال‌ها و حاکمیت دوره‌های یخچالی و بین یخچالی، نقش مهمی‌در پردازش و تکامل ناهمواری‌ها داشته‌اند. در طول دوره‌های یخچالی، انباشت مقادیر فراوان برف و یخ روی دامنه‌ها و سپس در طول دوره‌های بین یخچالی، ذوب این توده‌های یخی، نقش قابل توجهی در پرداخت دامنه‌ها داشته‌است. این تأثیر نه تنها در ایجاد اشکال یخچالی، بلکه در ایجاد یک سری از وقایع بعدی هم، خود را نمایان می‌کند(یمانی و همکاران، ۱۳۹۲: ۳). شواهد یخچالی از مهم‌ترین آثاری هستند که تحولات اقلیمی‌گذشته و تغییرات آینده را می‌توان براساس آن‌ها پیش بینی کرد (آبراموسکی و همکاران[1]، ۲۰۰۶، ۱۰۸۰) که براساس بررسی حدود گسترش یخچالی و بررسی آثار و شواهد یخچال‌ها مطالعه می‌شود(سولومینا و همکاران[2]، ۲۰۰۴،۲۰۷) با این حال باید توجه کرد؛ همان‌طوری که محققان نیز تاکید کرده‌اند نباید انتظار داشت که در یک منطقه همه آثار و اشکال یخچالی وجود داشته باشند، بلکه با توجه به ماهیت یخچال‌های مناطق و ویژگی‌های فیزیوگرافیک متفاوت نواحی، طیف متنوعی از آثار و شواهد یخچالی را می‌توان ردیابی کرد که بدیهی است با نواحی دیگر متفاوت خواهند بود(استروان و همکاران[3]، ۲۰۱۳، ۵۱۱). اکثر مطالعات اولیه یخچال شناسی ایران توسط محققین خارجی انجام می‌شد (یمانی و همکاران، ۱۳۸۶: ۲۱۰). وضعیت بررسی آثار و شواهد یخچال‌های کواترنری ایران در دو دهه اخیر، با توجه به موقعیت آن‌ها به شرح جدول (۱) است. برآورد ارتفاع برف مرز دائمی‌کواترنری در مناطقی که احتمال گسترش یخچال‌های آن زمان را داشته‌اند همواره یکی از تفکرات اصلی ژئومورفولوژیست‌ها بوده‌است. چرا که

1 Abramowski et al
2 Solomina et al
3 Stroeven et al

شناسایی این مرز به آن‌ها کمک می‌کند ضمن تحلیل فرآیندهای ژئومورفولوژیکی منطقه، برنامه‌های مطلوب‌تری در کارهای عملیاتی و مدیریتی ارائه دهند. خط برف مرز عبارت از ارتفاعی است که بالاتر از آن برف‌ها در سالیان متمادی روی هم انباشته شده و به یخ تبدیل می‌گردد و بالاخره ضخامت یخ به حدی می‌رسد که سبب حرکت خمیری و لغزشی توده یخ نسبت به بستر آن می‌گردد(ابطحی، ۱۳۹۲، ۱۸۷). روش‌های مختلفی برای ارائه ارتفاع خط برف دائمی وجود دارد. از جمله: میانگین ارتفاع سطح یخچال کنونی، ارتفاعی که بیش از ٪۶۰ سیرک‌ها بالاتر از آن باشند (روش رایت) و روش شیب- جهت (جدول ۲). در عرض‌های میانه نیم‌کره شمالی، مناسب‌ترین جاها از نظر توپوگرافیکی برای ماندگاری برف و تشکیل سیرک، گودی‌های به سمت شمال شرقی هستند(ریچارد چورلی و همکاران، ۱۳۷۹: ۱۵۸). به همین دلیل بزرگ‌ترین سیرک یخچالی علم کوه در جبهه شمال شرقی قرار دارد و یک یخچال دائمی‌را تشکیل داده است (زمردیان، ۱۳۹۱: ۴۵). بیشتر محققین جوانی که با استفاده از روش رایت، به تعیین برف‌مرز دائمی‌در مناطق مختلف ایران مبادرت ورزیده‌اند و از مطالعات میدانی برای تبیین ارتفاع برف‌مرز مشخص شده، بهره گرفته‌اند، بین برف‌مرز و خط تعادل آب‌ویخ تفاوت قائل شده‌اند. رامشت (۱۳۸۱) جعفری (۱۳۸۸) زمردیان(۱۳۹۱) محمودی(۱۳۷۸) به اختلاف برف‌مرز دائمی‌و پایین‌تر بودن آن در دامنه نسار اشاره داشته‌اند.

حداکثر گسترش زبانه‌های یخچالی کواترنری، یعنی جایی که به خاطر درجه حرارت، یخچال دیگر قادر به پیشروی به ارتفاعات پایین دست نبوده را به عنوان خط تعادل آب‌ویخ معرفی کرده‌اند (رامشت و شاهزیدی، ۱۳۹۰: ۲۰۲). نکته حائز اهمیت این است که ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ پایین‌تر از ارتفاع برف‌مرز دائمی‌است به عبارتی یخچال‌های کوهستانی که به خوبی تغذیه شده توانسته‌اند صدها متر پایین‌تر از محل تشکیل، جریان یابند و بالاخره در ارتفاع خاصی بواسطه افزایش نسبی دما و ذوب یخ، دیگر قادر به پیشروی نبوده و از آن به بعد، آب ذوبان جانشین یخچال شده‌است(محمودی، ۱۳۷۸: ۲۳۵، مهرشاهی و بقایی نیا، ۱۳۹۱: ۷۲). در گسترش زبانه‌های یخچالی کواترنری، شواهدی که، بیش از همه، ذهن ژئومورفولوژیست را به خود معطوف می‌دارد، چگونگی گسترش سنگ‌های سرگردان در محیط است. بیشترین سنگ‌های سرگردان باقی مانده در محیط‌های یخچالی کواترنری ایران، بر اساس مشاهدات نگارندگان و گزارش‌های مربوطه، در درجه اول به آذرین‌ها و بخصوص گرانیت‌ها و سینیت‌ها و در درجه بعد به دولومیت‌ها و آهک‌ها تعلق دارد. معتمد اشاره می‌کند رسوبات درشت دانه یخچالی عهد حاضر، فقط در نقاطی یافت می‌شوند که منشأ سنگ‌ها از نوع گرانیت یا سینیت باشد(معتمد، ۱۳۸۲: ۷۰). در بسیاری از موارد خط تعادل آب‌ویخ گذشته به راحتی توسط فراورده‌های یخچالی قابل بررسی است. بر اساس مطالعات یخچال شناسانی همچون رواقی (۱۳۷۹)، نبی طالبی (۱۳۷۹)، طالبی(۱۳۸۰)، مغیث(۱۳۷۹)، رامشت (۱۳۸۱)، شوشتری‌زاده(۱۳۸۲)، نعمت الهی (۱۳۸۲) و رامشت و نعمت الهی (۱۳۸۴)، ارتفاع برف‌مرز دائمی، بر خط همدمای صفر درجه و ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ با خط همدمای ۵ درجه سانتی گراد منطبق است.

جدول ۱- خلاصه‌ای از مطالعات یخچال شناسی ایران

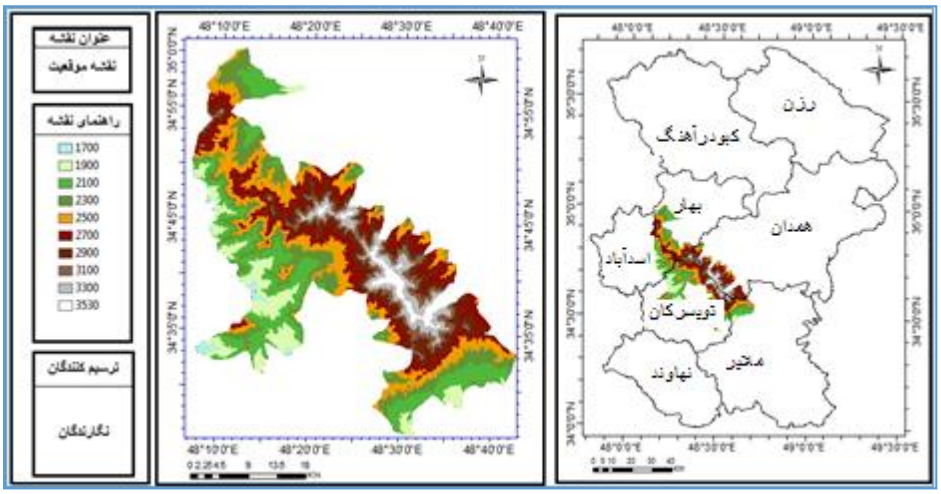
موقعیت	کوهستان	ویژگی بررسی شده یخچالی	ارتفاع	رفرنس
شمالغرب	سبلان	خط تعادل یخچالی کنونی	۴۱۲۰-۴۴۲۵	دلال اوغلی ۱۳۸۲: ۱۰
		برف‌مرز دائمی کواترنر	۳۶۰۰-۳۷۰۰	اسفندیاری درآباد، ۱۳۸۸: ۸۶
		برف‌مرز دائمی کواترنر	۳۶۰۰	محمودی، ۱۳۶۷: ۱۴
		سیرک	۲۷۰۰-۴۵۴۰	اسفندیاری درآباد، ۱۳۸۸: ۸۸-۹۳
		مورن	۳۱۵۰	
		سنگ سیقلی(دامنه شرقی سبلان	۳۰۰۰-۳۲۱۶	
	سهند	برف‌مرز دائمی کواترنر	۲۵۰۰	خیام، ۱۳۷۰: ۲۱
		لندفرم دره‌های یخچالی	-	رجبی و بیاتی خطیبی، ۱۳۸۷: ۱۰۵-۱۲۱
	طالش	خط تعادل آب‌ویخ	۱۰۰-۴۰۰	محمودی، ۱۳۸۰: ۵
		برف‌مرز دائمی	۲۳۶۰	طاحونی، ۱۳۸۳: ۳۱
شمال	شمال و شمال رودبارک	حد برف‌مرز دائمی	۳۶۰۰	نگارش و خسروی، ۱۳۷۷: ۱۴۷
		سیرک کوچک یخچالی	۱۷۰۰	میراحمدی و همکاران، ۱۳۹۰: ۶۵
مرکز	شیرکوه رودبارک	یخچال قدیمی	۳۲۰۰	میراحمدی و همکاران، ۱۳۹۰: ۶۵
		سیرک یخچالی		میراحمدی و همکاران، ۱۳۹۰: ۶۵
زاگرس	زردکوه	یخرفت جبهه شمالی	۲۶۰۰	رامشت و شوشتری‌زاده، ۱۳۸۳: ۱۲۲
		یخچال کوچک فعلی و آثار یخبندان قدیمی	۳۰۰۰	زمردیان،۱۳۸۱: ۴۱
		حدپایین زبانه یخچال‌های قدیمی	۳۲۰۰	یمانی، ۱۳۸۶: ۱۲۷
	قلیان کوه	سیرک یخچالی	۲۴۴۰	جداری عیوضی، ۱۳۷۴، ۷۴
	اشتران کوه	سیرک یخچالی لرستان	۳۸۰۰	جداری عیوضی، ۱۳۷۴، ۷۴
		سیرک یخچالی جنوب غرب ازنا	۳۰۰۰	
	آریابابا	یخچال بروژکن،رشیدچال، کوس،آبخورده ،کوپر		اصغری مقدم، ۱۳۸۳: ۱۲۵

جدول ۲- روش‌های برآورد ارتفاع برف‌مرز

روش	توضیحات	رفرنس
نصف ارتفاع	در آن میانگین ارتفاع سطح یخچال کنونی حد برفی دائم محسوب می شود	(کوروسکی نقل از هوم لوم، ۱۹۸۸)
رایت	ارتفاع خط ٪۶۰ سیرک‌های شناخته شده در نقشه‌های توپوگرافی	(انتظاری، ۱۳۹۰)
شیب_جهت	با توجه به جهت جغرافیایی شیب و مقدار آن بر حسب درصد، در کل ایران با ۱۶ ایستگاه	(جعفری، ۱۳۹۲)

فراروی شهر همدان، کوهستان منفردی از شاخه‌های خاوری زاگرس مرکزی با عرصه‌ای به وسعت ۱۳۷۵ کیلومتر مربع، بزرگ‌ترین پدیده گرانیت زایی دوران سوم زمین‌شناسی، بر اثر نفوذ توده‌های آذرین در

نهشته‌های بازمانده از دوران پیشین، بوجود آمده‌است. این رشته‌کوه از شمال غرب به کوه خدابنده‌لو سنندج و کوه چهل‌چشمه کردستان و از جنوب شرق به بلندی‌های راسوند و کوه وفس اراک متصل است. یال آن، حد طبیعی بین شهر همدان و تویسرکان است. جهت این کوهستان از شمال‌غربی به جنوب‌شرقی است و استان همدان را به دو نیمه شمالی و جنوبی تقسیم می‌کند. منطقه مورد مطالعه از ۳۴/۵ تا ۳۴/۸۵ درجه عرض شمالی (۰/۳۵ عرض جغرافیایی) و ۴۸ تا ۴۸/۶ طول شرقی (۰/۶ طول جغرافیایی) گسترش یافته‌است. بیشترین ارتفاع آن در قله الوند (۳۵۷۴ متر) در عرض جغرافیایی ۳۴/۶۶ درجه شمالی و ۴۸/۴۸ طول شرقی و پست‌ترین قسمت در جنوب غربی منطقه ۱۷۰۰ متر ارتفاع دارد (شکل ۱). سنگ‌های منطقه از نوع گرانیت نفوذی، شیل، سلیت و شیست های دوره ژوراسیک است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

داده ها و روش‌ها

تحقیق حاضر، بر پایه یک روش تجربی استوار است. برای مقایسه اختلاف متغیرهای عامل در دو دامنه شمال‌شرقی و جنوب‌غربی، از روش تحلیلی استفاده شده‌است. این پژوهش بر اساس بازدیدهای میدانی، مطالعات اسنادی، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، داده‌های اقلیمی‌انجام شده‌است. برای بازسازی ارتفاع برف‌مرز دائمی‌از روش‌های رایت، شیب- جهت و ضریب خمیدگی استفاده شد. تکنیک کار، بر پایه‌ی مقایسه‌ی ارتفاع سیرک‌ها و تعیین حدود گسترش زبانه‌های یخچالی در دو دامنه‌ی شمال‌شرقی و جنوب‌غربی استوار است. ابتدا نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه تهیه و رستریچ[1] گردید. با کمک نقشه‌های توپوگرافی، ابتدا محدوده مورد مطالعه مشخص و تعداد ۲۸ زیرحوضه در آن تعیین گردید. این داده‌ها به وسیله‌ی مشاهده مستقیم و کارهای میدانی و استفاده از جی‌پی‌اس اندازه‌گیری و موقعیت آن‌ها ثبت شد. مهم‌ترین بخش کار، ارتباط نتایج حاصل از بررسی‌ها و فرایند تشکیل لندفرم‌های کواترنر و سپس تلفیق نتایج

1 - Rasterich

ژئومورفولوژیک، توپوگرافیک و زمین شناسی بود. در تمامی‌مراحل تحقیق، یافته‌های پژوهش کاملاً مستند به انجام کارهای میدانی و مشاهدات روی زمین بوده‌است.

تعیین مرز برف دائمی به روش رایت: یکی از روش‌هایی که به وسیله‌ی آن می‌توان ارتفاع برف‌مرز دائمی دوره‌های سرد کواترنر را تعیین کرد روش رایت است. در این روش با تعیین مکان سیرک‌های کوچک وگذراندن خط ۶۰ درصد از آن‌ها، برف‌مرز دائمی تعیین می شود (رامشت و نعمت الهی، ۱۳۸۴: ۱۳). بنا به تعریف، هنگامی که در یک کوهستان، ارتفاع قلل کمی از حد برف دائمی تجاوز نماید، یخچال‌ها اغلب در سیرک‌ها مستقر می‌شوند(دریو،۱۳۷۰: ۱۹۳). هر سیرک یخچالی حوضچه‌ای است، که یخچال از آن جریان می یابد. اشکال و لندفرم‌های کلاسیک حاصل از فرسایش یخچالی، غالباً در ارتفاعاتی دیده می‌شوند که قلل آن‌ها حداقل ۳۰۰ تا ۴۰۰ متر بالاتر از حد برف‌های دائمی‌در دوره‌های یخچالی باشد. لذا حضور سیرک‌های یخچالی قدیمی‌در مناطق کوهستانی ایران، به عنوان یکی از اشکال کلاسیک، می‌تواند در تشخیص نسبتاً درست ارتفاع برف‌مرزهای دائمی‌به کار گرفته شود(زمردیان، ۱۳۹۱: ۲۹). لندفرم‌های سیرکی موجود در هر زیرحوضه شناسایی، سپس با کمک مطالعات میدانی لندفرم‌های سیرکی اصلی از لندفرم‌های مشابه، مجزا گردید. به دفعات موقعیت، ارتفاع و ویژگی‌های ژئومورفولوژیک و حدود سیرک‌ها و زبانه‌های یخچالی موجود در پیرامون قلل این محدوده بررسی و ارتفاع برف‌مرز، برآورد گردید. ایستگاه‌های اقلیمی‌منطقه(جدول ۳) انتخاب و برازش بین ارتفاع(X)- دما(Y) به کمک معادلات رگرسیونی صورت گرفت(رابطه ۱) و با توجه به ارتفاع برف‌مرز برآورد شده به روش رایت، دمای گذشته ایستگاه‌ها برآورد و رابطه خطی بین ارتفاع و دما برازش (رابطه ۲) و شرایط دمایی گذشته بازسازی و تجزیه و تحلیل شد.

جدول۳ -مشخصات ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه

ایستگاه	طول‌جغرافیایی	عرض‌جغرافیایی	ارتفاع	دمای‌کنونی	دمای‌گذشته
باباپیرعلی	۴۸/۳۴	۳۴/۶۳	۱۸۷۲	۹/۸	۱/۳
صالح‌آباد	۴۸/۳۴	۳۴/۹۲	۱۷۸۱	۱۰/۹۳	۲/۴
سورلانه	۴۸/۴۳	۳۴/۸۱	۲۰۵۵	۹/۸۶	۱/۴
سد اکباتان	۴۸/۵۵	۳۴/۸۶	۱۷۴۳	۱۱/۳	۲/۸
جوکار	۴۸/۶۸	۳۴/۴	۱۶۸۳	۱۱/۸۲	۳/۳
آق‌تپه	۴۸/۶۸	۳۴/۴۱	۱۶۸۴	۱۱/۷۲	۳/۲
گنبد	۴۸/۷۵	۳۴/۶۸	۲۰۲۳	۹/۹۴	۱/۴

$Y = -۰/۰۰۵۳X + ۲۰/٤٦۲$ $R^2 = ۰/۸۳$ رابطه۱)

$Y = -۰/۰۰۵۳X + ۱۱/۹٦۲$ $R^2 = ۰/۸۳$ رابطه ۲)

روش شیب-جهت: یکی از روش‌هایی که با توجه به پارامترهای محلی در ایران ارائه شده، روشی است که به روش شیب-جهت معروف است (جعفری، ۱۳۹۲). علت اصلی نام گذاری آن به روش شیب-جهت این

است که با توجه به مقدار شیب نواحی کوهستانی و جهت شیب آن‌ها، ارتفاع برف‌مرز برآورد می‌گردد. البته علاوه بر این دو عنصر اصلی، باید از طول و عرض جغرافیایی منطقه نیز اطلاع داشت تا بتوان ابتدا واقع شدن منطقه را در ۱۶ پلیگونی که با توجه به ۱۶ ایستگاه منتخب تابش سنجی ایران تحدید شده را مشخص و با توجه به جهت جغرافیایی غالب دامنه‌های منطقه رابطه مورد نظر را از هشت رابطه‌ای که با توجه به ۱۶ جهات اصلی و فرعی جغرافیایی ارائه شده‌است، انتخاب کرد. علت ۸ رابطه در ۱۶ جهت به این موضوع بر می‌گردد که اساس این روش به مقدار زاویه ارتفاع خورشیدی برمی‌گردد که با توجه به جهات شیب جغرافیایی دامنه‌های کوهستانی تغییر می‌کند. این زاویه در جهات جغرافیایی قرینه وضعیت مشابه‌ای دارند. برای مثال زاویه ارتفاع خورشیدی در جنوب‌غرب با جنوب‌شرق یا در شمال‌غرب با شمال‌شرق و غیره، قرینه یکدیگرند. همان‌طوری که گفته شد در این روش بردارهای شیب بسیار مهم است؛ مقدار آن با استفاده نقشه شیب تهیه شده از طریق نرم افزار GIS برآورد می‌گردد و جهت شیب غالب، با توجه به امتداد اصلی ناهمواری الوند (شمال‌غرب-جنوب‌شرق) در دو جهت شمال‌شرقی و جنوب‌غربی درنظر گرفته شد. روش کار بدین‌صورت است که ابتدا نقشه شیب در دامنه شمال‌شرقی و جنوب‌غربی به طور جداگانه ترسیم گردید، سپس با انجام محاسبات لازم در نرم افزار GIS و استفاده از (رابطه ۳) شیب وزنی بر حسب درصد برآورد گردید.

$$S = \frac{\sum(s*x)}{A} \ (\%)$$ رابطه۳)

S= شیب متوسط X= مساحت هر پیکسل در نقشه شیب A= مساحت کل

با قرار دادن شیب محاسبه شده دامنه شمال‌شرقی در رابطه(۴) و شیب دامنه جنوب‌غربی در رابطه (۵) دمای متوسط سالانه برای آن شیب در سطح مستوی برآورد می‌گردد. پس لازم است ارتفاعی که در آن ارتفاع دمای چنین سطحی (با شیب و جهت مشخص) برابر صفر می‌گردد، مشخص شود. برای این کار از رابطه (۶) استفاده شد. با توجه به در نظر گرفتن افت محیطی دما در هر هزار متر، دمای برآورد شده را در هزار ضرب و بر مقدار افت محیطی دمای منطقه، تقسیم می‌شود، سرانجام عدد حاصله با ارتفاع ایستگاه مبنا جمع می‌شود. عدد به دست آمده بر ارتفاع برف‌مرز کنونی منطبق است.

$$T = ۱۰/۸٤ - ۰/۱۱ S$$ رابطه ٤)

$$T = ۱۱/۲۷ + ۰/۰۹S$$ رابطه ۵)

$$H = \frac{T*1000}{Lr}$$ رابطه ٦)

T= دما بر حسب درجه سانتیگراد H= ارتفاع L_r= افت محیطی دمای منطقه در هر هزار متر

با کاهش دمای کنونی ارتفاع برف‌مرز کواترنری برآورد شده به روش رایت (۲۲۹۴ متر) از دماهای برآورد شده از روابط (۴ و۵) و قرار دادن ارقام حاصله در رابطه (۶) و تکرار عملیات برآورد ارتفاع برف‌مرز کنونی، می‌توان ارتفاع برف‌مرز کواترنری را برآورد نمود.

روش ضریب خمیدگی: یکی از تکنیک‌های بررسی فرایندهای ژئومورفولوژیکی، توجه به خصوصیات خطوط هم ارتفاع ترسیم شده در نقشه‌های توپوگرافی است. به منظور بررسی تفاوت ارتفاع برف‌مرز در دامنه‌های مختلف الوند، ابتدا مدل ارتفاع رقومی[1] سنجنده مسئول نقشه برداری رادار شاتل[2] ماهواره‌تررا[3] با توان تفکیک مکانی[4] ۵۷*۵۷ متر منطقه را از طریق نرم افزار گلوبال مپر ۱۳[5] دانلود و خطوط منحنی میزان استخراج گردید. در امتداد کنیک کوه با کوهپایه، در نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، به کمک نرم افزار جی‌ای‌اس[6] خطی‌ترسیم شد که از آن به عنوان خط پیشانی جبهه کوهستان یاد گردید. سپس از محل اتصال آبراهه‌ها با این خط، دره‌های کوهستانی به صورت زیرحوضه‌های جداگانه‌ای تفکیک شد(۲۸ زیرحوضه). در امتداد آبراهه اصلی هر کدام از زیرحوضه‌ها، خطوط منحنی میزان مرجع با فاصله ۵۰ متری انتخاب و تحلیل‌های بعدی بر اساس آن‌ها انجام شد. در این کار، از قله به سمت کوهپایه، اولین منحنی میزانی که از حالت مستقیم خارج شده بود، انتخاب و طول قسمتی از آن که در درون حوضه قرار داشت، اندازه گیری شد. سپس فاصله هوایی از ابتدا تا انتهای جایی از منحنی میزان که به‌عنوان خمیدگی، اندازه‌گیری شده بود، به صورت فرضی به‌هم وصل و به عنوان طول هوایی منحنی میزان اندازه‌گیری شد. سپس به کمک رابطه (۷) ضریب خمیدگی منحنی میزان برآورد گردید. منظور از ضریب خمیدگی (Cc)، نسبت بین فاصله هوایی یک خط منحنی میزان (a) به فاصله حقیقی آن (b) در درون یک دره است.

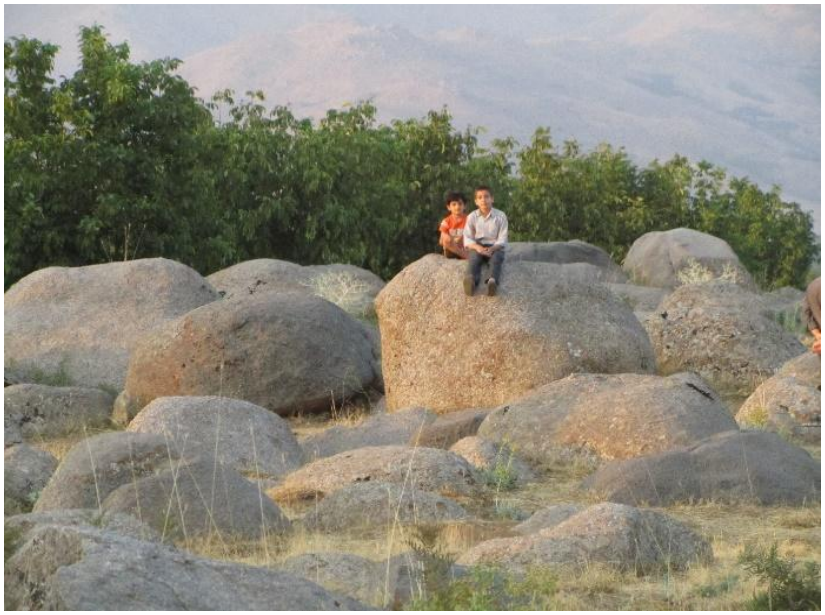
$$Cc=a/b$$ رابطه ۷)

مراحل فوق برای تمامی‌منحنی میزان‌های منطقه مورد مطالعه(با فاصله ۵۰ متری) که بالاتر از پیشانی جبهه کوهستان قرار دارند، انجام شد. ارقام برآورد شده بین ۰ و ۱ متغیر است. به این صورت که در منحنی میزان‌هایی که شدت و فرکانس فرایندها در گذر زمان کمتر و یا توزیع انرژی متناسب‌تری در سطح داشته‌باشند، مقدار برآورد شده ضریب، به یک نزدیک‌تر بوده و اگر فرایندها تکرار بیشتر و متمرکزتری در امتداد خط القعر داشته باشند، این مقدار از یک دور و به صفر نزدیک‌تر می شود. برازش روابط خطی بین ضرایب خطی برآورد شده با ارتفاع به تفکیک زیرحوضه‌ها (در نرم افزار اکسل[7]) حاکی از آن است که پراکندگی ضرایب با توجه به ارتفاع دارای دو روند صعودی و نزولی است، نقطه ارتفاعی که این روند تغییر می‌کند به عنوان حضیض ضریب خمیدگی و ارتفاع آن منطبق بر برف‌مرز کواترنری در نظر گرفته شد.

1. Digital Elevation Map (DEM)
2. Shuttle Radar Topography Mission(SRTM)
3. Terra satellite
4. Cell size
5. Global Mapper 13
6 - Georaphic Information System(Gis)
7 - Excel

یافته‌های تحقیق

بررسی میدانی وجود نمونه‌های مختلفی از لندفرم‌های یخچالی از جمله، سیرک‌های بزرگ و کوچک، دره‌های آبشخور مانند یا u شکل و بویژه سنگ‌های سرگردان را تأیید می‌کند (شکل ۲). به همین دلیل برآورد ارتفاع برف‌مرز دائمی‌این منطقه به روش‌های مختلف انجام شد.



شکل۲ - نمونه‌ای از سنگ‌های سرگردان در امتداد دره سرکان دامنه جنوب‌غربی الوند

روش رایت: برای استفاده از این روش، ابتدا زیرحوضه‌های دامنه شمال‌شرقی و جنوب‌غربی الوند تفکیک گردید. پس از مشخص کردن و شمارش سیرک‌های منطقه از روی فرم خطوط منحنی میزان و مرتب کردن آن‌ها به صورت نزولی، ارتفاعی که ۶۰٪ سیرک‌ها بالاتر از آن بودند به عنوان ارتفاع برف‌مرز دائمی‌گذشته در نظر گرفته شد(جدول۴). ارتفاع خط برف‌مرز از این روش در کل منطقه ۲۲۹۴ متر برآورد گردید. این ارتفاع برای دامنه شمالی ۲۴۰۴ متر و برای دامنه جنوبی ۲۲۴۶ متر برآورد شد. در سردترین دوره حاکم بر منطقه، از ارتفاع ۲۲۹۴ متری به بالا امکان ماندگاری برف برای سال‌های متمادی وجود داشته و میانگین دما بر روی این ارتفاع، برابر صفر درجه‌ی سانتی‌گراد بوده‌است. برای دقت بیشتر در محدوده‌ای کوچک‌تر از کل منطقه مورد مطالعه و فقط در زیرحوضه‌های منتهی به قله اصلی الوند، به طور جداگانه برف‌مرز به روش رایت برآورد شد، باز هم ارتفاع برف‌مرز دامنه جنوب‌غربی پایین‌تر برآورد گردید. با توجه به این مطالب مشخص ساختن اختلاف ارتفاع برف‌مرز دامنه شمال‌شرقی از جنوب‌غربی به روش رایت تقریبا امکان پذیر نیست، به همین خاطر به برآورد ارتفاع برف‌مرز از روش‌های دیگر پرداخته شده‌است.

جدول ٤-مشخصات سیرک‌های یخچالی الوند

دامنه شمالی					دامنه جنوبی				
طبقه‌ارتفاعی	تعداد سیرک	فراوانی تجمعی	درصد تجمعی	درصد	طبقه ارتفاعی	تعداد سیرک	فراوانی تجمعی	درصد تجمعی	درصد
۲۰۰۰-۲۱۰۰	۳	۳	۰/۰۲	۱/۸۵	۱۷۰۰	۱	۱	۰/۰۱	۱
۲۱۰۰-۲۲۰۰	۱۶	۱۹	۰/۱۲	۱۱/۷۳	۱۸۰۰	۴	۵	۰/۰۵	۵
۲۲۰۰-۲۳۰۰	۲۲	۴۱	۰/۲۵	۲۵/۳۱	۱۹۰۰	۸	۱۳	۰/۱۳	۱۳
۲۳۰۰-۲۴۰۰	۲۱	۶۲	۰/۳۸	۳۸/۲۷	۲۰۰۰	۱۰	۲۳	۰/۲۳	۲۳
۲۴۰۰-۲۵۰۰	۳۰	۹۲	۰/۵۷	۵۶/۷۹	۲۱۰۰	۱۳	۳۶	۰/۳۶	۳۶
۲۶۰۰-۲۵۰۰	۲۳	۱۱۵	۰/۷۱	۷۰/۹۹	۲۲۰۰	۱۰	۴۶	۰/۴۶	۴۶
۲۶۰۰-۲۷۰۰	۱۲	۱۲۷	۰/۷۸	۷۸/۴۰	۲۳۰۰	۲۲	۶۸	۰/۶۸	۶۸
۲۷۰۰-۲۸۰۰	۸	۱۳۵	۰/۸۳	۸۳/۳۳	۲۴۰۰	۸	۷۶	۰/۷۶	۷۶
۲۸۰۰-۲۹۰۰	۱۰	۱۴۵	۰/۹۰	۸۹/۵۱	۲۵۰۰	۸	۸۴	۰/۸۴	۸۴
۲۹۰۰-۳۰۰۰	۱۱	۱۵۶	۰/۹۶	۹۶/۳۰	۲۶۰۰	۷	۹۱	۰/۹۱	۹۱
۳۰۰۰-۳۱۰۰	۲	۱۵۸	۰/۹۸	۹۷/۵۳	۲۷۰۰	۴	۹۵	۰/۹۵	۹۵
۳۱۰۰-۳۲۰۰	۲	۱۶۰	۰/۹۹	۹۸/۷۷	۲۸۰۰	۲	۹۷	۰/۹۷	۹۷
۳۲۰۰-۳۳۰۰	۱	۱۶۱	۰/۹۹	۹۹/۳۸	۲۹۰۰	۳	۱۰۰	۱	۱۰۰
۳۳۰۰-۳۴۰۰	۱	۱۶۲	۱	۱۰۰					

روش شیب- جهت؛ شیب متوسط وزنی برآورد شده از طریق نقشه‌های شیب تهیه شده در نرم افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی در دامنه شمالی ۱۰/۰۳۵ درصد و در دامنه جنوبی ۱۳/۷۳ درصد بوده‌است، شیب‌های محاسبه شده به‌ترتیب در رابطه(۴) و رابطه (۵) قرار گرفت و دمای هر کدام از دامنه‌ها با آن شیب برآورد شد. دماهای برآورد شده در رابطه (۶) جای‌گذاری و به ارتفاع تبدیل گردید. بدین‌صورت‌که، دمای برآورد شده در هزار ضرب و بر مقدار افت محیطی دمای منطقه در هر هزار متر (۵/۲) تقسیم گردید. عدد حاصله را با ارتفاع ایستگاه همدان (۱۷۴۱/۵) جمع و ارتفاع برف‌مرز کنونی برآورد شد (در دامنه شمالی ارتفاع ۳۶۱۴ متر و در دامنه جنوبی ۴۱۴۵ متر).

T = ۱۰/۸٤ - ۱۰/۰۳۵ * ۰.۱۱ T = ۹/۷٤ °C

T = ۱۱/۲۷ + ۰.۰۹*۱۳/۷۳ T = ۱۲/۵ °C

برف‌مرز کنونی دامنه شمالی $X = \frac{9.74*1000}{5.2} =$ ۱۸۷۳/۰۷ + ۱۷٤۱/۵ = ۳٦۱٤ (متر)

دامنه جنوبی برف‌مرزکنونی $X = \frac{12.5*1000}{5.2} =$ ۲٤۰۳/۸٤ + ۱۷٤۱/۵ = ٤۱٤۵ (متر)

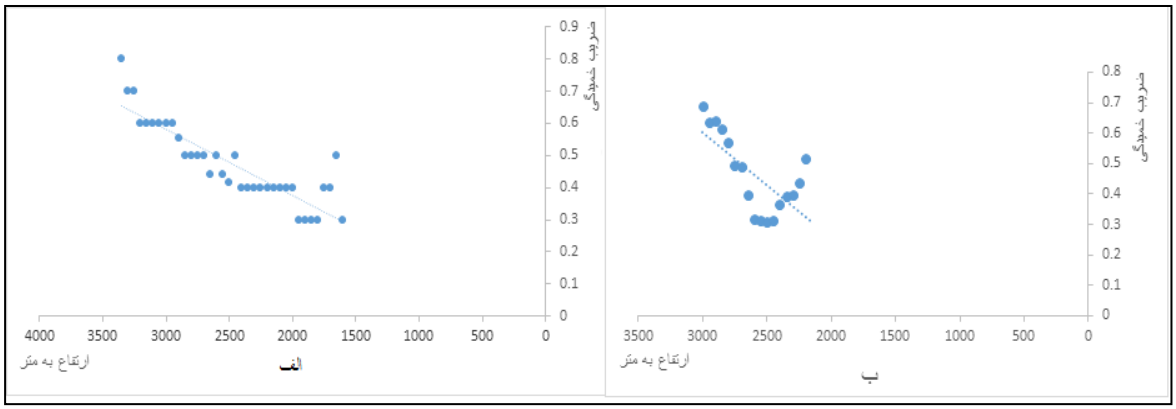
اگر مقدار کاهش دمای گذشته نسبت به شرایط کنونی را از دماهای محاسبه شده از روابط (۴ و ۵) کسر و ارقام حاصله در رابطه (۶) قرار گیرد و عملیاتی همانند آنچه در برآورد ارتفاع برف‌مرز کنونی انجام شد،

تکرار شود، ارتفاع برف‌مرز کواترنری به دست خواهد آمد. با این روش ارتفاع متوسط برف‌مرز کواترنری برای دامنه‌های شمالی ۱۹۶۰ متر و برای دامنه‌های جنوبی ۲۴۹۱ متر برآورد گردید که در دامنه‌های جنوبی در حدود ۵۳۰ متر بالاتر از دامنه‌های شمالی است. بر اساس گزارش طالبی (۱۳۸۰) در منطقه پیش‌کوه‌های داخلی زاگرس، بین ارتفاع خط تعادل آب و یخ دامنه‌های نسار و برآفتاب ۵۰۰ تا ۷۰۰ متر تفاوت وجود دارد (رامشت و شوشتری‌زاده، ۱۳۸۳: ۱۲۹) لذا برای منطقه الوند این مقدار تفاوت ارتفاعی در برف مرز بعید به نظر نمی‌رسد.

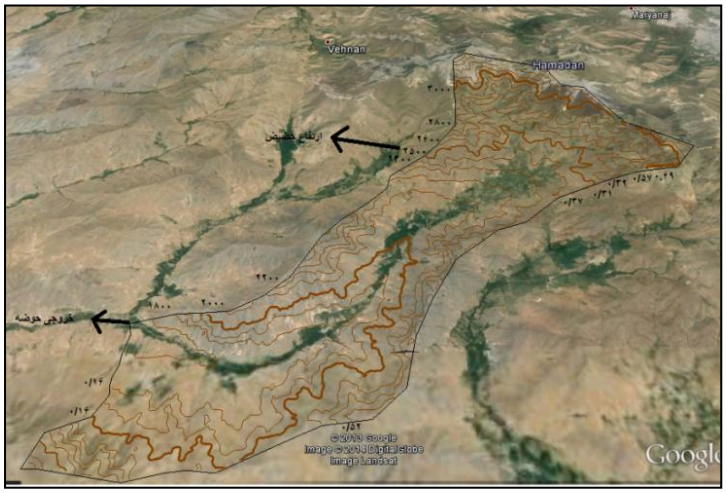
برف‌مرز گذشته دامنه شمالی T=۹/۷۴ – ۸/۵= ۱/۱۴ °C $X = \frac{1.14*1000}{5.3}$= ۲۱۹/۰۳ + ۱۷۴۱/۵= ۱۹۶۰ (متر)

برف‌مرزگذشته دامنه جنوبی T=۱۲/۵ – ۸/۵= ۳/۹ °C $X = \frac{3.9*1000}{5.3}$ = ۷۳۵/۸۴+ ۱۷۴۱/۵= ۲۴۹۱/۵ (متر)

روش ضریب خمیدگی: برای بررسی کلی فرآیندهای ژئومورفولوژیکی در طی زمان، ضرایب خمیدگی بر اساس رابطه (۳) برای تمامی‌زیرحوضه‌ها برآورد گردید و بین ارتفاع به عنوان یک متغیر مستقل و ضرایب خمیدگی به عنوان متغیر وابسته روابط خطی برازش گردید. از تجزیه و تحلیل ضرایب خمیدگی برآورد شده چنین بر می آید که؛ ضرایب خمیدگی در اکثر زیرحوضه‌ها از یک روند خاصی تبعیت می‌کند (به جزء زیر حوضه‌هایی که خروجی حوضه با پیشانی جبهه کوهستان یکی شده و یا بالاتر از آن قرار گرفته‌است). بدین گونه که در اکثر زیرحوضه‌ها، از پایین‌ترین ارتفاع یا نقطه خروجی به طرف سراب، مقدار برآورد شده ضریب خمیدگی ابتدا روندی کاهشی و سپس افزایشی دارد (جدول ۱ و اشکال ۳ و ۴). با دور شدن از نقطه خروجی زیرحوضه‌ها، تا ارتفاع خاصی، مقدار ضریب به حداقل خود رسیده و سپس دوباره افزایش می‌یابد تا اینکه در سراب زیرحوضه‌ها به یک نزدیک می‌گردد.



شکل۳- پراکندگی ضرایب خمیدگی با توجه به ارتفاع (الف) در تمامی زیر حوضه‌ها(ب) زیر حوضه شماره ۱۹



شکل ٤- ضرایب خمیدگی خطوط منحنی میزان دره شهرستانه در دامنه جنوب‌غربی الوند (تصویر از Google Earth)

همان‌طوری که از جدول (۴) و اشکال فوق بر می‌آید؛ کمترین ضریب خمیدگی در زیرحوضه موردی (شماره ۱۹، دره شهرستانه) ۰/۳۱ متعلق به ارتفاع ۲۵۰۰ متری است و بیشترین آن (۰/۸) مربوط به ارتفاع ۳۳۰۰ متری است و مقدار تغییرات آن برحسب ارتفاع به دو صورت مختلف است. به این معنی که از قله تا ارتفاع ۲۴۰۰ -۲۵۰۰ متری (نسبت به جهت شیب دامنه و ارتفاع بلندترین قله حوضه مورد نظر متغیر است) مقدار ضریب کاهش و سپس از این ارتفاع تا نقطه خروجی حوضه‌ها روند افزایشی داشته‌است (جدول ۵). البته در این میان امکان دارد که توپوگرافی کل منطقه نیز تأثیر گذار بوده و بعد از سیر نزولی ضرایب خمیدگی دوباره روند صعودی پیدا کند، با این تفاوت که سینوس‌های منحنی میزان در این قسمت بسیار وسیع با طول زمینی بسیار زیاد و ضریب خمیدگی بسیار کم مشخص شوند(شکل ۳ از ارتفاع ۲۲۰۰ به پایین). در اکثر زیرحوضه‌هایی که ضرایب خمیدگی آن‌ها روند صعودی و نزولی دارند، ارتفاع تغییر وضعیت در دامنه شمال‌شرقی ۲۴۰۰ متر (به شرط اینکه بالاترین قله آن‌ها از ۳۴۰۰ متر بیشتر باشد) و در دامنه جنوب‌غربی بین ۲۴۰۰ تا ۲۵۰۰ متر متغیر است. در زیرحوضه‌هایی که از ارتفاع کمتر از ۲۸۰۰ متر شروع می‌شوند، ارتفاع حضیض ضرایب، بین ۱۷۵۰ تا ۲۱۵۰ متر با توجه به وضعیت نسار یا نگار بودن دامنه‌ها متغیر است.

در ستون سوم و ششم جدول (۵) ارتفاع حضیض نمودارهای مربوط به هر زیرحوضه مشخص شده‌است، یعنی جایی که ضریب خمیدگی کمترین مقدار خود را داشته و حاکی از تغییر فرایندهای ژئومورفولوژیکی است. با توجه به ارقام این جدول و ارتفاع زیرحوضه، به‌استثنای زیر حوضه ۴، ۶، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۶، ۱۷، ۲۰، ۲۲، ۲۷، ۲۸، که به پیشانی کوهستان ختم می‌شوند، هرچه جهت زیرحوضه‌ها از شمال به جنوب متمایل‌تر گردد، ارتفاع حضیض نمودار بیشتر شده‌است به‌طوری که کمترین ارتفاع متعلق به زیر حوضه ۲۶ است (۱۷۵۰ متر) که جهت وزنی برآورد شده آن در بین زیرحوضه‌ها ۹۶ درجه برآورد گردیده و بیشترین آن مربوط به زیرحوضه ۷ (۲۴۵۰ متر) با جهت وزنی ۱۷۹ که کاملاً به سمت جنوب است.

جدول ۵- ارتفاع حضیض ضرایب خمیدگی زیرحوضه‌های الوند با توجه به دامنه ارتفاعی

ارتفاع حضیض	دامنه‌ارتفاعی	شماره‌زیرحوضه	ارتفاع حضیض	دامنه‌ارتفاعی	شماره‌زیرحوضه
۲۴۰۰	۱۹۵۰-۲۷۵۰	۱	۲۱۵۰	۱۹۵۰-۳۲۰۰	۱۵
۲۱۵۰	۲۰۰۰-۲۸۰۰	۲	۱۲۰۰	۲۰۰۰-۳۲۰۰	۱۶
۲۱۰۰	۱۹۵۰-۳۰۰۰	۳	۱۲۰۰	۲۱۵۰-۳۳۵۰	۱۷
۲۲۰۰	۲۲۰۰-۳۲۰۰	۴	۲۴۰۰	۲۴۵۰-۳۳۵۰	۱۸
۲۴۰۰	۱۹۵۰-۳۰۰۰	۵	۲۵۰۰	۲۱۵۰-۳۰۰۰	۱۹
۲۰۵۰	۲۰۵۰-۳۱۰۰	۶	۱۲۵۰	۱۷۵۰-۳۰۰۰	۲۰
۲۴۵۰	۲۰۵۰-۳۲۵۰	۷	۲۱۵۰	۱۶۰۰-۲۶۰۰	۲۱
۲۱۵۰	۲۱۵۰-۳۰۰۰	۸	۱۷۰۰	۱۷۰۰-۲۶۰۰	۲۲
۲۱۵۰	۲۱۵۰-۳۲۵۰	۹	۱۸۰۰	۱۶۵۰-۲۴۵۰	۲۳
۲۲۰۰	۲۲۰۰-۳۲۰۰	۱۰	۲۰۵۰	۱۸۰۰-۲۴۰۰	۲۴
۲۳۵۰	۲۳۰۰-۳۳۵۰	۱۱	۱۸۵۰	۱۶۵۰-۲۳۵۰	۲۵
۲۱۵۰	۱۹۰۰-۲۴۵۰	۱۲	۱۷۵۰	۱۶۰۰-۲۶۰۰	۲۶
۲۲۵۰	۱۸۰۰-۳۱۰۰	۱۳	۱۸۵۰	۱۸۵۰-۲۰۵۰	۲۷
۱۸۵۰	۱۶۵۰-۲۳۰۰	۱۴	۱۸۰۰	۱۸۰۰-۲۲۰۰	۲۸

به منظور بررسی تغییر وضعیت ارتفاعی حضیض، با توجه به مرتفع‌ترین قسمت، زیرحوضه‌ها در چهار طبقه ارتفاعی ۳۵۰۰، ۳۴۰۰، ۳۲۰۰ و ۲۸۰۰ متری دسته بندی شدند. بین ارتفاع قلل به عنوان متغیر مستقل (X) و ارتفاع حضیض به عنوان متغیر وابسته (Y) رابطه خطی برازش گردید (رابطه ۸). با توجه به رابطه (۸)، می‌توان گفت با افزایش هر صد متر ارتفاع قله، ۵۱ متر ارتفاع حضیض افزایش می‌یابد.

$$Y = ۰/۵۱۳X - ٤۳۷/۳۱ \qquad R= ۰/۸۹$$ رابطه ۸)

زیرحوضه‌ها را بر اساس جهت جغرافیایی غالب دره اصلی رودخانه در هفت گروه طبقه بندی کرده و برای هر گروه میانگین ارتفاع حضیض و میانگین ضریب خمیدگی در جهات مشابه برآورد گردید(جدول ۶). سپس روابط بین جهت جغرافیایی با میانگین ارتفاع حضیض (رابطه ۹) و ضرایب خمیدگی با میانگین ارتفاع حضیض (رابطه ۱۰) برازش گردید.

جدول ٦- وضعیت ضرایب خمیدگی و ارتفاع حضیض با توجه به جهات مختلف جغرافیایی

جهت میانگین	WSW	SSE	S	NNE	ENE	N	E
میانگین ارتفاع حضیض	۲۱۶۷	۲۱۵۰	۱۹۸۰	۲۲۶۳	۲۲۰۰	۲۲۵۰	۱۹۵۷
میانگین ضریب خمیدگی	۰/۴۷	۰/۴	۰/۵۲	۰/۴۷	۰/۳۵	۰/۴	۰/۵۲

رابطه ۹) $Y = -۱/۰۹٦۸ X +۲۲٤۲$

رابطه ۱۰) $Y = -۰/۰۰۰٤x + ۱/۲۲۷$

از جدول (۶) و روابط (۹ و ۱۰) بر می‌آید که هرچه جهت جغرافیایی زیرحوضه‌ها به طرف شمال متمایل‌تر باشد، ارتفاع حضیض ضرایب خمیدگی بیشتر می‌شود، به عبارتی در دره‌هایی که کاملاً به سمت شمال متمایل هستند، این ارتفاع ۲۱۶۷ متر و برای دره‌هایی که کاملاً به سمت جنوب متمایلند، ۲۰۹۹ متر برآورد گردید، که نشان دهنده عکس‌العمل جریان‌های یخچالی در دامنه‌های نسار(شمال شرق) و نگار(جنوب‌غرب) با توجه به شرایط محیطی متفاوت است. شرایط توپوگرافی دامنه‌های شمال شرقی الوند که پیشانی جبهه کوهستانی بسیار باریکی دارند، موجب پراکندگی یخچال بعد از ارتفاع برف‌مرز دائمی‌می‌گردد. درصورتی‌که شرایط توپوگرافی دامنه‌های جنوب‌غربی، زمینه لازم برای تجمع بیشتر یخچال‌های دره‌ای منشعب از نواحی سیرک‌های بالاتر از برف‌مرز دائمی‌را فراهم می‌کنند. بر این اساس در کل منطقه مورد مطالعه، میانگین ارتفاع حضیض ۲۱۳۴ متر، در حوضه‌های شمال‌شرقی ۲۱۶۸ متر و در حوضه‌های جنوب‌غربی ۲۱۰۰ متر برآورد گردید، که با توجه به ارتفاعات برآورد شده به روش رایت (۲۲۹۴ متر) و روش شیب-جهت (۲۲۲۶ متر) در کل حوضه می‌توان نتیجه گرفت که ارتفاع حضیض نیز می‌تواند در برآورد حدود برف‌مرز کواترنری کمک فراوانی نماید.

خط تعادل آب‌ویخ: بررسی‌های فوق بیان کننده این است که برای تعیین دقیق تفاوت برف‌مرز در دامنه‌های شمال‌شرقی و جنوب‌غربی با توجه به شرایط توپوگرافی اثرگذار بر روی شواهد سیرک‌های یخچالی دوران گذشته، لازم است از ارتفاع خط تعادل آب‌و یخ استفاده شود. برای این منظور توجه به شواهد مورن‌های سرگردان منطقه الویت اصلی کار قرار گرفت. در اطراف الوند همدان ترمینال‌های مورنی بسیار جالبی وجود دارد که به کمک آن‌ها می‌توان ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ طولانی‌ترین دوره یخچالی کواترنری را برآورد نمود. به این منظور چندین مسیر از مسیرهای اصلی مورن‌های سرگردان در دامنه‌های شمالی وجنوبی انتخاب وگستردگی مورن‌های سرگردان از جبهه کوهستان تا ارتفاعات پایین‌تر به صورت قدم به قدم بررسی گردید. بررسی میدانی دال بر این مطلب است که در دامنه‌های جنوب‌غربی، ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ در طولانی‌ترین دوره یخچالی در ارتفاع ۱۶۸۰ متر قرار داشته و در دامنه‌های شمال‌شرقی شواهد مورن‌های سرگردان تا ارتفاع ۱۷۷۶ متری گسترده شده‌اند. در ناهمواری‌های ایران، ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ دامنه شمال‌شرقی که زاویه ارتفاع خورشیدی متمایل‌تری دارند، باید پایین‌تر از دامنه‌های جنوب‌غربی باشد، در صورتی‌که توزیع مورن‌های سرگردان همانند ارتفاع برف‌مرز برآورد شده به روش رایت، شرایط عکس را بیان می‌کنند. به این منظور به دو ویژگی محیطی توجه بیشتری شد (ویژگی‌هایی که می‌توانند بر سرعت جریان یخ اثر گذاشته و ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ را تغییر دهند)، یکی شیب و دیگری شرایط توپوگرافیکی. اولی هر چه بیشتر باشد، سرعت جریان یخچال را بیشتر و در نتیجه تا به تعادل رسیدن سرعت جریان با سرعت ذوب، نسبت به نواحی که شیب

کمتری دارند (در شرایط دمایی مساوی) مدت بیشتر طول می‌کشد و ارتفاع خط تعادل آب‌ویخ، پایین‌تر می‌آید. دومین ویژگی شرایط توپوگرافی پیشانی کوهستان است که در صورت مساعد بودن شرایط را برای تجمع بیشتر یخ و در نتیجه ضخیم‌تر شدن وجریان سریع‌تر آن فراهم می‌نماید. در مجموعه گسترش عرضی یخ را کمتر کرده و سطحی که در مقابل خورشید قرار می‌گیرد، کمتر می‌شود و همه این‌ها شرایط انتقال را به ارتفاع پایین‌تر فراهم می‌سازند. بررسی این دو ویژگی دال بر آن است که دامنه‌های جنوب‌غربی هم شیب بیشتری نسبت به دامنه‌های شمال‌شرقی دارند وهم توپوگرافی دامنه‌های جنوب‌غربی به گونه‌ای است که منجر به تجمع بیشتر یخ وتشکیل یخچال دره‌ای تا رسیدن به خط تعادل آب‌ویخ می‌شود. در صورتی که در دامنه‌های شمال‌شرقی هر چند دره‌ها بعد از پیشانی کوهستان به هم رسیده‌اند، ولی شرایط ایجاد دره یخچالی وجود نداشته و در سطح وسیعی یخچال گسترش می‌یافته‌است.

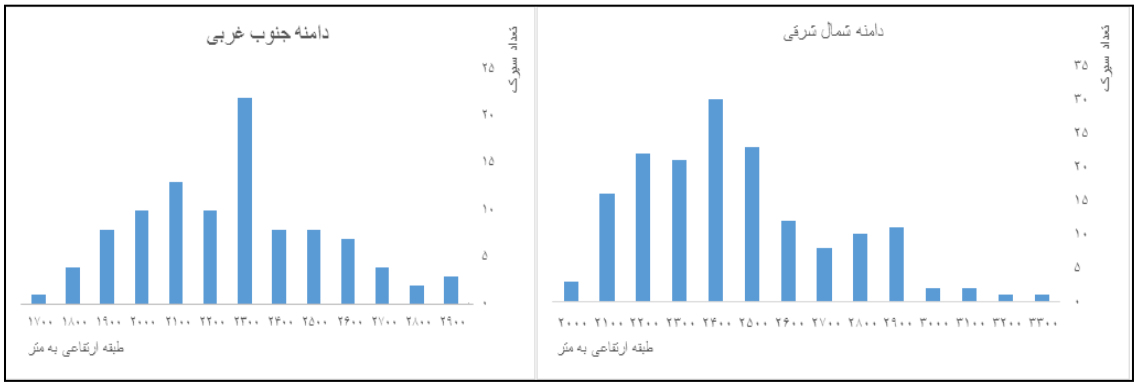
توجه به نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ و دم منطقه نشان‌دهنده‌این است که سیرک‌های دامنه شمال‌شرقی الوند در جهات متفاوت و غیر متمرکزی از پیشانی کوهستان خارج می‌شدند. از طرفی ارتفاع جبهه کوهستان در دامنه شمال شرقی(۲۱۰۰ متر) بالاتر از دامنه جنوب‌غربی (۱۷۰۰ متر) است. همین موضوع باعث شده که کل سیرک‌های شناخته شده در دامنه‌های شمال‌شرقی، بالاتر از پیشانی کوهستان و مرتفع‌تر از سیرک‌های دامنه‌های جنوب‌غربی شناخته شوند. در امتداد یک دره از دامنه شمال شرقی، تعداد سیرک‌های بیشتری نسبت به دامنه‌های جنوب غربی شناسایی شده‌است.

شباهت توپوگرافیکی مکان استقرار شهر همدان به یک سیرک بزرگ یخچالی(به شعاع ۳/۳ کیلومتر)، در ارتفاع پایین‌تری از برف‌مرز دائمی‌کواترنری، بیان‌گر این مطلب است که چنان‌چه زبانه‌های یخچالی به خوبی تغذیه می‌شدند و در چنین مکان‌هایی متمرکز می‌شدند به خاطر شیب کم نمی‌توانسته‌اند به ارتفاع پایین‌تری منتقل شوند. سینوزیته بالاتر جبهه کوهستانی دامنه‌های شمال‌شرقی از جنوب‌غربی (حدود ۲۰۰ متر) به این وضعیت کمک کرده‌است. وجود مورن‌های سرگردان و عظیم‌الجثه در قسمت‌های مختلف شهر گواه بسیار خوبی بر این ادعاست (لندفرم سیرک گونه بزرگی که در موقعیت کنونی شهر همدان واقع شده و منجر به شکل‌گیری شهر متحدالمرکز همدان شده‌است، از به هم پیوستن زبانه‌های متعدد یخچالی بالا دست و گسترش عرضی یخ حکایت می‌کند).

نتیجه گیری

در توده کوهستانی الوند همدان وجود آثار تیپیک سیرکی در دامنه‌های شمال‌شرقی و جنوب‌غربی و مورن‌های سرگردان عظیم الجثه تا فاصله قابل توجه‌ای از سینوزیته کوهستان، مؤید حاکمیت فرآیندهای یخچالی کواترنری است. برآورد ارتفاع برف‌مرز دائمی‌کواترنری در مناطقی که احتمال گسترش یخچال‌های آن زمان را داشته‌اند همواره یکی از تفکرات اصلی ژئومورفولوژیست‌ها بوده‌است. برآورد ارتفاع برف‌مرز به روش‌های مختلفی امکان پذیر است. ارتفاع برف‌مرز برآورد شده به روش رایت در ارتفاعات الوند، حاکی از

بالاتر بودن این ارتفاع در دامنه‌های شمال شرقی نسبت به دامنه‌های جنوب غربی است. در روش شیب- جهت، ارتفاع برف‌مرز کواترنری دامنه‌های جنوبی حدود ۵۳۰ متر بالاتر از دامنه‌های شمالی برآورد گردید. از آنجایی که در روش شیب- جهت یکی از عوامل مهم اثرگذار بر ارتفاع برف‌مرز برآورد شده، مقدار شیب بوده و در دامنه‌های جنوبی با توجه به توپوگرافی ناپیوسته‌تر از دامنه‌های شمال شرقی، شیب بیشتری محاسبه شده (۱۳/۷۳)، ارتفاع برف‌مرز بالاتری برآورد گردید. برای مقایسه ارتفاع برف‌مرز دو دامنه، ارتفاع برآورد شده از روش رایت جایگزین ارتفاع برآورد شده به روش شیب- جهت در دامنه‌های جنوب‌غربی شد و با ارتفاع برآورد شده به روش شیب- جهت در دامنه‌های شمال‌شرقی مقایسه شد. در این صورت، ارتفاع برف‌مرز دامنه‌های جنوب غربی حدود ۲۰۰ متر بالاتر از ارتفاع برف مرز دامنه‌های جنوب‌غربی است، که با تفاوت برف‌مرز در مناطق دیگر ایران هم‌خوانی بیشتری دارد. به عبارتی برای دامنه جنوب‌غربی، باید ارتفاع برآورد شده از روش رایت را پذیرفت؛ چرا که سیرک‌ها شناسایی در این دامنه، با توجه به نمودار هیپسومتریک سیرک‌ها، وضعیت مطلوب و نزدیک به واقعیت داشته‌اند، در صورتی که در دامنه‌های شمال شرقی با توجه به مرتفع‌تر بودن پیشانی کوهستان، چنین شناسایی امکان‌پذیر نبود(شکل ۵). در این دامنه سیرک‌های شناسایی شده از ارتفاع ۲۱۰۰ متری به بعد ناگهان کاهش یافته‌اند. متوسط ارتفاع برف‌مرز به روش شیب- جهت در منطقه مورد مطالعه ۲۲۲۶ متر است که با توجه به محاسبات قبلی به روش رایت ۲۲۹۴ متر، ۶۸ متر اختلاف ارتفاع بین آن‌ها وجود دارد که در محاسبات ژئومورفولوژی زیاد مورد توجه قرار نمی‌گیرد.



شکل ۵- مقایسه توزیع سیرک‌ها در دامنه‌های الوند(به توزیع سیرک ها از ارتفاع ۲٤۰۰ متر پایین تر دقت شود)

توجه به خطوط منحنی میزان و مقدار خمیدگی آن‌ها می‌تواند محقق را در شناسایی فرایندهای ژئومورفولوژیکی حاکم بر ایجاد فرم‌ها راهنمایی نماید. معمولا از قله کوهستان به طرف کوهپایه، تا یک ارتفاعی توزیع ماده و انرژی در سطح حوضه‌ها یکنواخت و متعادل است و در اینگونه مکان‌ها ضریب خمیدگی یک یا نزدیک به یک است، ولی بعد از فاصله گرفتن از قله، که فرم دره‌ها شروع به شکل‌گیری می‌کند، مقدار ضریب از یک دور شده و با توجه به فرایند، فرم‌های آبشخور مانند یا V شکل در منحنی میزان‌ها ایجاد می‌شود. در دره‌های یخچالی به تبع افزایش سطح برف‌خیز(یخچال‌خیز) هر چند ضخامت

یخچال بیشتر می‌شود ولی تمرکز در ماده و انرژی به صورت مطلق و خطی همانند دره‌های آبی در خط القعر دره اتفاق نمی‌افتد. بررسی این ضرایب در ۲۸ زیرحوضه از الوند همدان بازگو کننده این مطلب است که تا یک ارتفاع مشخصی چنین شرایطی مصداق دارد و از آن ارتفاع به بعد، عکس وضعیت فوق ایجاد می‌شود. این ارتفاع که محل تغییر تمرکز ماده و انرژی را بیان می‌دارد به عنوان ارتفاع حضیض از آن یاد شده و می‌تواند به مثابه ارتفاع برف‌مرز دائمی‌عمل کند، که در این منطقه همانند روش رایت، ارتفاع برف مرز دامنه‌های شمال‌شرقی را کمی‌بیشتر از دامنه‌های جنوب‌غربی نشان داده است(جدول ۷). مقایسه این روش‌ها در دامنه‌های وسیع توده الوند بیان کننده این موضوع است که در دامنه‌هایی که ارتفاع جبهه کوهستانی متفاوتی دارند، نمی‌توان از یک روش واحد تفاوت ارتفاع برف‌مرز را برآورد نمود، همچنین فقط با نسار یا نگار بودن دامنه‌ها نمی‌توان به طور قطع در تفاوت ارتفاع برف مرز و خط تعادل آب و یخ آن‌ها قضاوت نمود.

جدول ۷- مقایسه ارتفاع برف‌مرز با روش‌های مختلف در الوند همدان

روش	کل	دامنه شمالی	دامنه جنوبی
حضیض	۲۱۳۸	۲۱۶۷	۲۰۹۹
رایت	۲۲۹۴	۲۴۰۴	۲۲۴۶
شیب-جهت	۲۲۲۶	۱۹۶۰	۲۴۹۱/۵

منابع و مآخذ

۱. ابطحی، سید مرتضی، (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. اسفندیاری درآباد، فریبا، (۱۳۸۸) ، شواهد ژئومورفولوژیکی تغییرات آب و هوایی پلیوستسن فوقانی در دامنه شرقی سبلان، فصل‌نامه جغرافیای طبیعی، سال اول، شماره ۳، صص: ۸۳-۹۷.

۳. اصغری مقدم، محمد رضا، (۱۳۸۳)، مبانی ژئومورفولوژی ساختمانی- اقلیمی، نشر سرا.

۴. انتظاری، مژگان، (۱۳۹۰)، تأثیرات چاله‌های حرارتی و برودتی بر زمین لغزش‌های استان اصفهان، محمد حسین رامشت، دانشگاه اصفهان، دانشکده جغرافیا، گروه ژئومورفولوژی.

۵. جداری عیوضی، جمشیـد، (۱۳۸۳)، ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ هفتم.

۶. جعفری، غلام حسن، (۱۳۸۸)، تأثیر جهت ناهمواری‌ها در ارتفاع خط تعادل آب و یخ کواترنری ایران، مسعود معیری، دانشگاه اصفهان، دانشکده جغرافیا، گروه ژئومورفولوژی.

۷. جعفری، غلام حسن، (۱۳۹۲)، روش برآورد ارتفاع خط برفمرز دائمی‌ایران و مقایسه آن با روش رایت، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۳۴، پیاپی ۵۲، شماره ۴ صص: ۹۹-۱۲۱.

۸. خیام، مقصود، (۱۳۷۰)، اشکوب‌های مورفوژنز و تحلیلی از محیط‌های طبیعی کوهستان سهند، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۲۷، صص ۲۲۱-۲۰۳.

۹. دریو، ماکس، (۱۳۷۰)، ژئومورفولوژی اقلیمی و دینامیک خارجی،ترجمه مقصود خیام، انتشارات نیا،تبریز، .

۱۰. دلال اوغلی، علی، (۱۳۸۲)، ارتفاع خط تعادل یخچالی در کوهستان سبلان، فضای جغرافیایی، شماره ۱۰، سال سوم، صص۱۵-۳.

۱۱. رامشت، محمدحسین، (۱۳۸۱)، آثار یخچالی در زفره اصفهان، طرح پژوهشی شماره ۸۰۰۳۰۵ مصوب ۱۳۸۱/۳/۲۷ شورای پژوهشی دانشگاه اصفهان.

۱۲. رامشت، محمد حسین، (۱۳۸۵)، نقشه‌های ژئومورفولوژی؛ انتشارات سمت.

۱۳. رامشت، محمد حسین، شوشتری‌زاده، نجمه، (۱۳۸۳)، آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۷۳، صص: ۱۳۲-۱۱۹.

۱۴. رامشت، محمد حسین، شاه‌زیدی، سمیه سادات، (۱۳۹۰)، کاربرد ژئومورفولوژی در برنامه ریزی ملی، منطقه‌ای، اقتصادی، توریسم، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ دوم.

۱۵. رجبی، معصومه و بیاتی خطیبی، مریم, (۱۳۸۷)، بررسی لندفرم دره‌های یخچالی مطالعه موردی: دره‌های یخچالی کوهستان سهند، پژوهش‌های جغراقیایی،شماره ۶۴، صص: ۱۰۵-۱۲۱.

۱۶. رواقی، ف. (۱۳۷۹) آثار یخچالی در دره طرق، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف آباد، دانشکده تحصیلات تکمیلی.

۱۷. ریچارد چورلی و همکاران، (۱۳۷۹)، ژئومورفولوژی، جلد چهارم، ترجمه معتمد، احمد و همکار، انتشارات سمت.

۱۸. زمردیان، محمدجعفر،(۱۳۹۱)، ژئومورفولوژی ایران اقلیمی و دینامیک بیرونی، جلد دوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.

۱۹. شوشتری‌زاده، نجمه، (۱۳۸۲)، یخ‌سارهای ایران مرکزی منطقه سلفچگان، رامشت، محمد حسین، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف آباد، دانشکده تحصیلات تکمیلی.

۲۰. طالبی، حمید رضا ،(۱۳۸۱)، بررسی آثار یخچالی در زفره اصفهان، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف آباد، دانشکده تحصیلات تکمیلی.

۲۱. قنبرزاده، ابوالفضل و بهنیافر، هادی(۱۳۹۲)، مبانی تغییرات محیطی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد.

۲۲. محمودی، فرج الله، (۱۳۸۰)، گذری بر ارتفاعات طالش، قلمرو یخچال‌های قدیمی، فصلنامه تحقیقات طالش، شماره ۱،صص: ۱-۵.

۲۳. محمودی، فرج الله ، (۱۳۷۸)، ژئومورفولوژی اقلیمی؛ انتشارات دانشگاه تهران.

۲۴. معتمد، احمد، (۱۳۸۲)، جغرافیای کواترنر، انتشارات سمت.

۲۵. مغیث، مرضیه، (۱۳۷۹)، ردپای آثار یخچالی در دره هنجن، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف آباد، دانشکده تحصیلات تکمیلی.

۲۶. مهرشاهی، داریوش، بقایی نیا، علی‌رضا، (۱۳۹۱)، بررسی تغییرات احتمالی دما و بارش کواترنری پایانی در دامنه‌های شمالی شیرکوه با استفاده از شواهد یخچالی (حوضه آبریز فخر آباد یزد)، جغرافیا (فصلنامه علمی پژوهشی انجمن علمی‌جغرافیا، دوره جدید، سال دهم، شماره ۳۴، پاییز، صص۶۵-۸۴.

۲۷. امیر احمدی، ابوالقاسم، مقصودی، اکبر، احمدی، طیبه، (۱۳۹۰)، بررسی آثار یخچالی کواترنر و تأثیر آن بر عدم شکل گیری مدنیت و سکونتگاه دائم شهری در دشت آسپاس، مطالعات و پژوهش‌های شهری و منطقه‌ای- سال سوم، شماره ۱۰، پاییز، صص ۸۰-۶۱.

۲۸. نعمت الهی، فاطمه (۱۳۸۲) آثار یخچالی حوضه آبی نمدان فارس، محمد حسین رامشت، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف آباد، گروه جغرافیا.

۲۹. نعمت الهی، فاطمه؛ رامشت، محمد حسین (۱۳۸۵)، آثار یخساری در ایران؛ نشریه دانشکده علوم انسانی تبریز، شماره ۳، صص۱۴۳-۱۶۳.

۳۰. نگارش، حسین، خسروی، محمود، (۱۳۷۷)، کلیات ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه سیستان و بلوچستان.

۳۱. یمانی، مجتبی، (۱۳۸۶)، ژئومورفولوژی یخچال‌های زردکوه، بررسی اشکال ژئومورفولوژیک و حدود گسترش آن‌ها، پژوهش‌های جغرافیایی –شماره۵۹، بهار، صص۱۳۹-۱۲۵.

۳۲. یمانی، مجتبی، جداری عیوضی، جمشید؛گورابی، ابوالقاسم، (۱۳۸۶)، شواهد ژئومورفولوژیکی مرزهای یخچال در دامنه‌های کرکس، فصلنامه مدرس علوم انسانی برنامه ریزی و آمایش فضا، فروردین، سال یازدهم، شماره ۷۰، صص۲۲۸-۲۰۷.

۳۳. یمانی، مجتبی؛ مقیمی، ابراهیم؛ عزیزی، قاسم؛ باخویشی، کاوه، (۱۳۹۲)، تعیین قلمروهای مورفوکلیماتیک هولوسن در بلندهای غرب استان کردستان، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۵، شماره ۴، صص ۱۴-۱.

34. Abramowski, U., Bergau, A., Seebach, D., Zech, R., Glaser, B., Sosin, P., Kubik, P.W., and Zech, W., (2006), Pleistocene glaciations of central Asia: results from 10Be surface exposure ages of erratic boulders from the Pamir (Tajikistan), and the Alay-Turkestan range (Kyrgyzstan). Quat. Sci. Rev. 25, pp. 1080-1096.
35. Humlom, O., (1988), "Rock glacier appearance level and rock glacier inrtation line altitude; A Methodological approach to the study of rock glaciers", Arctic and Alpine research, 20(2), pp. 160-178.
36. Moayeri, M. H. Ramesht, A. Saif, M. Yamani & Gh. H. Jafari., (2011), the impact of mountainous skirts direction of Iran on differences in altitude of wither and ice equilibrium line of quaternary, geography and environmental planning journal, year 21- vol 40- no 4, winter. Pp. 1-12.
37. Solomina, O., Barry, R., & Bodnya, M. (2004), the retreat of Tien Shan glaciers (Kyrgyzstan) since the little ice age estimated from aerial photographs, lichenometric and historical data. Geografiska Annaler, 86A, pp. 205–215.
38. Stroevena, A.P., ttestranda, C, Ha. , Jakob Heymana, b., Johan Klemana., Bjorn M. Morena,(2013), Glacial geomorphology of the Tian Shan., Journal of Maps,Vol. 9, No. 4, pp.505–512.