پژوهش‌های جغرافیایی – شماره۶۴، تابستان ۱۳۸۷
صص ۱۰۵ – ۱۲۱

بررسی لندفرم دره‌های یخچالی مطالعه موردی: دره‌های یخچالی کوهستان سهند

معصومه رجبی *- استادیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز
مریم بیاتی خطیبی - استادیار گروه پژوهشی جغرافیایی دانشگاه تبریز
پذیرش مقاله ۱۳۸۵/۴/۱۰ تایید نهایی ۱۳۸۶/۲/۲۶

چکیده

در تعدادی از دره‌های کوهستان سهند ، اگرچه شواهدی از توسعه یخچالهای دره‌ای موجود است و در واقع دره‌های شمالی و غربی این توده کوهستان در بالادست از ویژگی دره یخچالی برخوردارند ولی نمی توان انتظار داشت که اشکال تیپیک دره‌های یخچالی آلپ در کوهستان سهند نیز مشاهده شود. بررسی و بکارگیری روابط توسعه یافته در این خصوص همین موضوع را تایید می کند. با توجه به مدل توسعه یافته در خصوص شبیه سازی رقومی فرسایش دره یخچالی، و نظر به نیمرخهای عرضی تهیه شده از بخشهای مختلف دره‌های شمالی و غربی، فرم و شکل دره‌های یخچالی سهند با مرحله سوم از مدل فوق منطبق است. رابطه گرف(نسبت عمق دره به عرض دره در راس) تنها در چند مورد با ارقام شاخص دارای همخوانی است. همچنین به کارگیری مدل $Y=a\ X^b$ و سایر معادله ها در یکی از حوضه‌های نسبتاً مشخص‌تر یعنی دره یخچالی لیقوان چای، نتیجه معنی‌داری را نشان نداد. بنابراین دره‌های یخچالی شکل گرفته در حوضه‌های آبریز توده کوهستانی سهند هرچند به صورت دره‌های باز و تقریباً داری چشم‌انداز U شکل در طبیعت هستند ولی از نظر تحول کمتر توسعه یافته اند. یادآوری می شود شکل اولیه و اصلی دره‌های یخچالی سهند، بدلیل اثر سیستم‌های فرسایشی غیر یخچالی در مدت زمان متجاوز از ۱۰،۰۰۰ سال دچار تغییراتی در مورفولوژی شده‌اند.

کلید واژه‌ها: فرسایش یخچالی، کواترنر، دره‌های یخچالی، نیمرخ عرضی دره‌ها، کوهستان سهند.

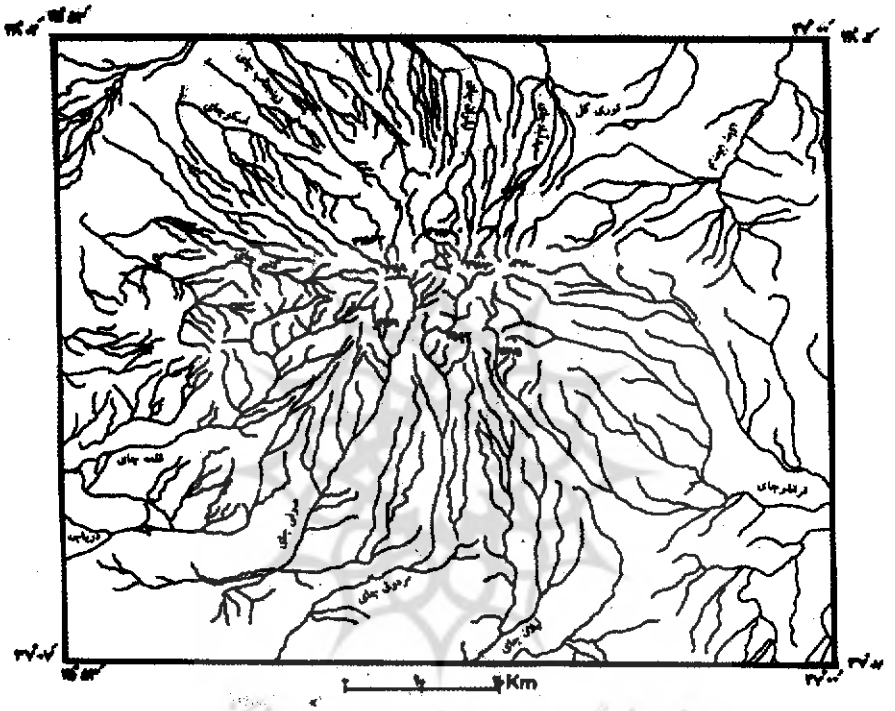
مقدمه

یکی از فرایندهای بیرونی که موجب تغییر شکل سطح زمین می شود و اشکال و لندفرمهای خاصی را به وجود می آورد یخچالهای طبیعی است. یخچالها توده‌های بزرگی از یخ هستند که در مناطق با آب و هوای سرد و مرطوب شکل می‌گیرند. شکلی از یخچالها به صورت کلاهک های یخی کوچک یا قطعات یخی کوچکتر است و به صورت محلی و موضعی در بخشهای مختلف کره زمین پراکنده هستند. این نوع یخچالها ویژه مناطق کوهستانی است. وسعت عملکرد فرایندهای یخی در گذشته(کواترنر) بیشتر از امروزه بوده به طوریکه خیلی از نواحی که در حال حاضر تحت تسلط فرایندهای غیر یخچالی است در کواترنر متاثر از عملکرد یخ بوده و در

* نویسنده مسئول : ۰۹۱۴۳۱۳۴۷۳۱
E-mail: mrajabi@tabrizu.ac.ir

حال حاضر نیز شواهد آن از بین نرفته است. یکی از این مکانها که شواهد و مواریث عملکرد یخ در آن اثبات شده کوهستان سهند است.

کوهستان سهند با مختصات جغرافیایی ′ ۳۷°۰۷ الی ′ ۳۸°۰۲ شمالی و ′ ۴۵°۵۳ الی ′ ۴۷°۰۰ شرقی در شمال غرب ایران واقع است. این توده کوهستانی وسعت زمینی معادل ۸۰۰۰ کیلومترمربع را در بر می‌گیرد و متشکل از تعداد زیادی دره‌های اصلی و فرعی است که با توجه به ساختار، دره‌ها به شکل شعاعی هستند(شکل ۱).



شکل۱ نقشه هیدروگرافی توده کوهستانی سهند؛ دره‌های اصلی سهند با ذکر اسامی مشخص شده‌اند.

واحد مورفولوژی سهند برایندی از فعالیتهای تکتونیکی- آتشفشانی و سیستم‌های فرسایشی فعال گذشته(کواترنر) و حال حاضر است. ساختار اصلی توده آتشفشان سهند حاصل تحولات تکتونیکی اواخر دوران سوم آذربایجان است که زمان اولین مراحل شکل‌گیری آن اواخر دوره میوسن برآورد شده است. در این رابطه آخرین مراحل فعالیت آن را مربوط به اواخر پلیوستسن دانستند. سن‌یابی دقیق و مطلق از چند نمونه از رسوبات آتشفشانی بترتیب ۱۵ و ۸/۵ میلیون سال را نشان می دهد. سن مطلق سنگهای جام بین ۱۴۰ تا ۴۰۰ هزار سال می‌باشد(معین وزیری و سبحانی ۱۳۵۶). ضمنا روش تعیین سن fission-track انجام یافته در ناحیه مراغه بر روی مواد پیروکلاستیک سنی معادل ۶/۶ الی ۶/۹ میلیون سال برآورد کرده است(کامئی،ایکه دا و سایرین ۱۹۷۷ : ۱۶۲). بنابراین مراکز آتشفشانی سهند از اواسط میوسن تا اواخر پلیوستسن به طور متناوب فعالیت داشته است.

مواد تشکیل دهنده این توده کوهستانی از لیتولوژی متنوعی تشکیل یافته است. سهند دارای یک پایه رسوبی است که از دیدگاه پالئوژئوگرافی، برونزدگی پایه رسوبی آن در ارتفاع ۳۱۰۰ متری و در انتهای دره چینی بلاغ چای(دره شرقی سهند) نشان دهنده وجود ارتفاعاتی در این منطقه قبل از شروع فعالیت های آتشفشانی

می باشد(معین وزیری و سبحانی ۱۳۵۶ :۵۲) بر اثر رخداد فعالیتهای آتشفشانی، مقدار قابل توجهی از مواد آتشفشانی به ضخامت حدود ۸۰۰ متر بر روی پایه رسوبی گذاشته شده است. نوع تشکیلات آتشفشانی عمدتاً از سنگهای آندزیتی و سازند های آذرآواری است(سازمان زمین شناسی، ۱۳۶۷)

توده سهند از لحاظ ویژگیهای مورفولوژی به شکل گنبد مخروطی با قطر قاعده بیش از ۵۰ کیلومتر است. در راس آن چند دهانه آتشفشانی قدیمی و جدید وجود دارد. مخروطهای قدیمی در اثر فرسایش به شدت تخریب شده‌اند، مخروطهای جوانتر دارای شکل مخروطی مشخصی هستند.

با توجه به عوامل عرض جغرافیایی و ارتفاع سهند، نوع سیستم‌های فرسایشی حاکم بر آن نیز قابل توجه است. در حال حاضر نوع سیستم‌های فرسایشی فعال، شامل فرایندهای پریگلاسیر در ارتفاعات و رودخانه‌ای در مجموعه توده کوهستان است. مطابق بررسیها در گذشته(کواترنر) نوع سیستم‌های فرسایشی متفاوت از حال حاضر بوده و اشکوبهای مورفوژنز در این توده بترتیب متشکل از سیستم یخچالی، پریگلاسیرو رودخانه‌ای بوده است.البته این موضوع در دره‌های مختلف از نظر جهت گیری(شمالی – جنوبی و شرقی – غربی) کمی متفاوت می باشد.

با توجه به توضیحات فوق و نظر به ویژگیهای کوهستان سهند، روند تحول دره‌های توده کوهستان سهند متاثر از عوامل مختلف مانند نوع لیتولوژی، توپوگرافی، فعالیتهای تکتونیکی و ویژگیهای اقلیمی حاکم در طی زمان بوده است. تحلیلهای همگونی تحول این توده نشانگر این مطلب است که همگونی کاملی بین دره‌های سهند، حتی بین دره‌های هم تابع، برقرار نیست. در این رابطه دره‌های شمالی و غربی از جمله دره‌هایی هستند که بیشتر متاثر از سیستم فرسایش یخچالی (اقلیم سرد) شده‌اند.

بنظر محمودی(۱۳۶۷، ۱۴) در آذربایجان و شمال ایران، ارتفاعات بالاتر از ۳۶۰۰ متر از جمله سبلان و سهند در قلمرو فرسایش یخچالهای کوهستانی قرار داشته‌اند و بر اساس نتایج پژوهشها، مرز برفهای دائمی در ایران غربی را در حال حاضر ۴۲۰۰ متر و در دوره‌های سرد ۱۸۰۰ متر مشخص کرده است. خیام(۱۳۷۰، ۲۰۸) نیز با قاطعیت وجود یخچالهای محلی کوهستانی بویژه فلات آذربایجان را در دوره پلیوستسن مطرح می کند و در این ارتباط با انجام تحلیل از ویژگیهای اقلیمی سرد حاکم در کواترنر، در نواحی مرتفع شمال و شمال غرب ایران، خط برف دائمی را ۲۵۰۰ متر می داند. با توجه به اینکه آثار یخچالها فراتر از خط برفی است وی در حالت کلی توپوگرافی زمینهای بالاتر از ۲۲۰۰ متری را جزء مواریث دوره های کواترنر معرفی می کند(خیام ۲۱، ۱۳۶۹).

اثرات سیستم فرسایش یخچالی شامل شکل گیری لندفرمهای مختلف فرسایشی و تراکمی است که اغلب این لندفرمها در دره‌های کوهستان سهند نیز شناسایی شده است. یکی از جالب ترین اشکال فرسایش یخچالی، دره های یخچالی است.

اگرچه بررسی انجام یافته از مراحل فرسایش در مجموعه کوهستان سهند، در حال حاضر، مرحله بلوغ را نشان می دهد. در این مرحله شکل دره‌ها از نظر نیمرخ عرضی به صورت V باز است(آون ۲۰۰۶، ۳۲۹) و این شرایط معمولا در سرتاسر نیمرخ طولی حاکم است. در صورتیکه در کوهستان سهند بازشدگی دره‌ای در تمامی دره‌ها صورت نگرفته و ضمناً شکل مقاطع عرضی در قسمتهای مختلف یک دره نیز یکسان نیست. به عنوان مثال در دره صوفی چای از دره‌های جنوبی سهند، نیمرخ عرضی در تمامی بخشهای دره دارای حالت V شکل می‌باشد(فرج

زاده ۱۳۶۸: ۹۳). بنابراین با توجه به مطلب فوق و همچنین نظر به شواهد مجموعه اشکال و پدیده‌های یخچالی، عملکرد یخ در تعدادی از دره‌های کوهستان سهند امری قطعی است.

دره‌های یخچالی مدتهاست از طرف محققان مختلف مورد بررسی قرار گرفته که از جمله اخیرترین آنها می‌توان به ساگدن[۲] (۱۹۹۰) جاناتان هاربور[۳](۱۹۹۲) جان منزیس[۴] (۲۰۰۲)کولین بالانتین[۵](۲۰۰۵) و دوگلاس[۶] (۲۰۰۵) و سایرین اشاره کرد. آثار مورفولوژیکی یخچالهای کواترنر(ازجمله دره‌های یخچالی) در ایران و در کوهستان سهند از اواخر قرن نوزده شناخته شده است، که اغلب بررسیها و گزارشات مربوط به دو دهه اخیر است. سابقه بررسی در خصوص آثار و شواهد یخچالها خصوصا دره‌های یخچالی در توده کوهستانی سهند به شرح زیر است:

هوبرت رین	۱۳۱۵	گسترش یخچالها را در کوه سهند در سه مرحله نشان داده است. وی سه مرحله یخچالی با سه سطح متفاوت در سیرک آستاری(اسکو) تشخیص داده است .
معین وزیری و امین صبحانی	۱۳۵۶	گسترش آثار یخچال از کوه سلطان به طرف دره کندوان و دره آستاری و وجود سیرک یخچالی بزرگ د ر شمال غرب آتشفشان سلطان مجاور کوه گچی قیه اشاره شده است.
ساری صراف	۱۳۶۷	براساس مطالعه دره گنبر را یک دره U شکل معرفی می کند. علاوه از اشکال فرسایشی، در نقاطی از دره اشکال تراکمی نیز تشخیص داده است.
رسولی	۱۳۶۷	با انجام بررسی در دره اسکوچای سهند، به شکل بندی دره های یخچالی در دره های ثانوی دره اسکوچای اشاره کرده است. از اشکال دیگر یخچال کوهستانی به دو سیرک مشخص یخچالی اشاره کرده است.
خیام	۱۳۶۹	ارائه طرحی از پالئوکلیمای منطقه و تعیین حدبرف دائمی در دوره یخچالی ورم و معرفی اشکال فرسایشی و تراکمی در بخشهای مختلف کوهستان سهند
زنگنه اسدی	۱۳۶۹	با انجام پژوهشهای ژئومورفولوژی در دره لیقوان(دره شمالی سهند) مواریث یخچالی و پراکندگی آن را در سطح حوضه مورد بررسی قرار داده است. از اشکال فرسایشی اشاره شده عبارتند از سیرکهای یخچالی، دره های یخچالی و دره های معلق
رضایی مقدم	۱۳۷۰	بر اساس پژوهش در دره سعیدآبادچای، این دره در اغلب موارد از روستای ایرانق تا دره های فوقانی به صورت U شکل دیده می شود و آبشخورهای یخچالی از مهمترین مواریث یخچالهای دره ای است که در حال حاضر در دره های متنق چای و هزار چای مشاهده می شود.
آل کثیر	۱۳۷۴	در دره قرنقوچای(دره شرقی سهند) به آثار فرسایش یخچالی تنها سیرکها اشاره شده است ظاهراً در این دره شواهدی از لندفرم دره یخچالی وجود ندارد.

2 . - Sugden.
3 . Harbor jonathan
4 . Menzies. Jhon
5 . Colin ballantyne
6 . Douglas

مواد و روش ها

قبل از پرداختن به ویژگیهای فرسایش یخچالی این دره‌ها ابتدا ویژگیهای فرسایشی عمومی آنها از طریق روش هیپسومتری بی بعد مورد بررسی قرار گرفته است. با آشنایی از مرحله فرسایشی در کوهستان سهند در مرحله بعدی دره‌های یخچالی به طور ویژه مورد بررسی قرار گرفته‌اند. دره‌های یخچالی به عنوان لندفرم مهم سیستم فرسایش یخچالی هم از نظرنیمرخ طولی و هم از نظر عرضی قابل بررسی‌اند ولی نیمرخ عرضی از نظر توپوگرافی و مورفولوژی بیشتر مورد توجه محققان بوده است. بنابراین سعی شد دره‌های سهند نیز از نظر مقطع عرضی مورد بررسی بیشتر قرار گیرند. با ترسیم مقاطع مختلف از بخشهای متفاوت دره‌های یخچالی شناسایی شده، بدین ترتیب ویژگیهای مورفولوژی دره‌ها مشخص شدند. سپس با استفاده از روابط و مدل‌ها، مقاطع عرضی دره‌های یخچالی سهند مورد بررسی قرار گرفت. روابط مورد استفاده رابطه گرف[7] $Fr = D / W1$ که در آن D عمق دره و W1 عرض دره در راس است.

و مدل آماری ($Y= aX^b$) می باشد که درآن:

Y= فاصله عمودی از نقطه مرکزی در کف دره

X= فاصله افقی از نقطه مرکزی در کف دره

a= ضریب ثابت

b= ضریب ثابت

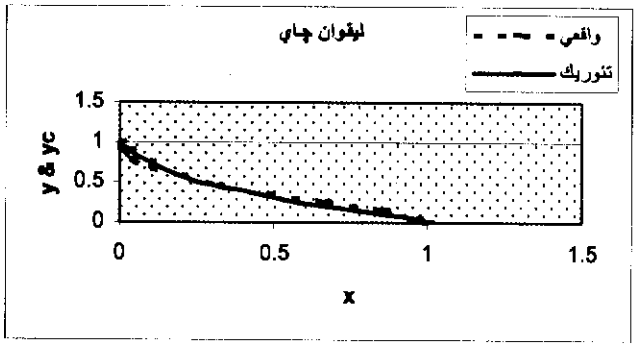
داده‌های مورد نیاز برای جایگزینی در مدل و رابطه مذکور از طریق نقشه‌های توپوگرافی به مقیاس ۱:۵۰،۰۰۰ استخراج شده است.

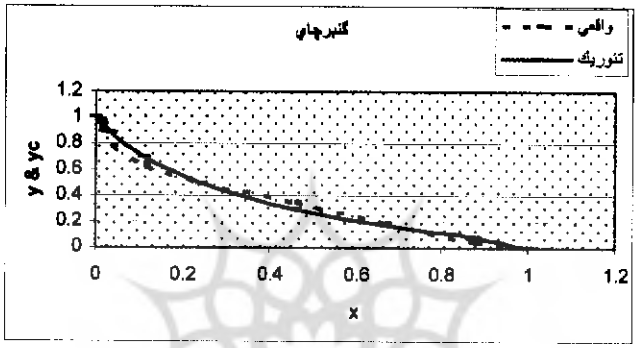
یافته‌های پژوهش

اگرچه ساختمان مخروطی سهند در اصل نتیجه فعالیتهای درونی زمین بوده است ولی منظر کنونی آن را باید معلول فرایندهای فرسایشی حال حاضر و گذشته دانست.فرسایش در این کوهستان به حدی توسعه یافته است که نیمرخهای هیپسومتری تهیه شده، نشانگر وضیت مرحله بلوغ از نظر فرسایش است(شکل ۲).

در حال حاضر در کوهستان سهند، سیستم‌های مختلف فرسایشی به نحو موثر فعالیت دارند که می توان تحت عنوان اشکوبهای فرسایشی نام برد. خیام(۱۳۷۰) چند اشکوب اصلی مورفوژنز در این کوهستان معرفی کرده است که بترتیب از بالا به پایین عبارت است از اشکوب یخبرف(بالاتر از ارتفاع ۳۰۰۰ متر) منطبق با محدوده فعالیت سیستم فرسایش پریگلاسیر یا مجاور یخچالی؛ اشکوب میانی(ارتفاع ۲۲۰۰ الی ۳۰۰۰ متر) منطبق با سیستم‌های فرسایشی ترکیبی پریگلاسیر و سیستم بارانی- سیلابی و اشکوب مرز پایین (ارتفاع۱۷۰۰ الی ۲۲۰۰ متر) منطبق با محدوده عملکرد جریانات سطحی.

[7]. Graf



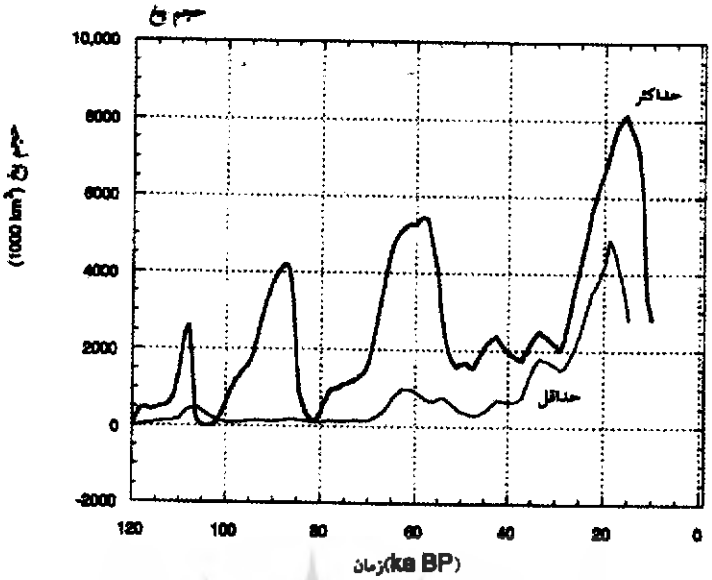


شکل۲ بررسی نمودارهای هیپسومتری بی بعد دره شمالی(لیقوان‌چای) وغربی(گنبرچای)به منظور مشخص کردن ویژگی فرسایشی آنها

بنابراین مهمترین سیستم فرسایشی فعلی شامل پریگلاسیر و رودخانه‌ای است که هر یک از این سیستم‌ها در گذشته نیز متناسب با موقعیت ارتفاعی، وضع قرارگیری دامنه‌ها، پوشش گیاهی، خاک و حتی میکروکلیمای ویژه در تکوین مورفولوژی کنونی این توده آتشفشانی نقش عمده به عهده داشته‌اند(خیام ۱۳۶۹: ۲۲۰).

در گذشته(کواترنر) علاوه بر اشکوبهای مورفوژنز فعلی، اشکوب شکل زایی دیگری بنام سیستم فرسایش یخچالی در بخشی از مجموعه کوهستان سهند توسعه یافته و اثراتی به جا گذاشته است.

در کواترنر یخچالها گسترش بیشتری داشته‌اند و تقریبا بیش از ۱/۳ سطح زمین را پوشش می دادند. در نتیجه مناطق بیشتری از سطح زمین متاثر از عملکرد سیستم فرسایش یخچالی بوده است(استرالر ۲۰۰۲: ۵۵۶).تغییرات اقلیمی رخداده در کواترنر به کرات موجب کاهش میانگین درجه حرارت مناطق مختلف کره زمین شده است و بر اثر کاهش میانگین دما، حجم یخ متعاقباً افزایش یافته است که در شکل (۳) مقدار حجم یخ و تغییرات آن در دوره ورم مشخص شده است.



شکل۳ حجم یخ و تغییرات آن در دوره ورم (سیگرت ۲۰۰۱)

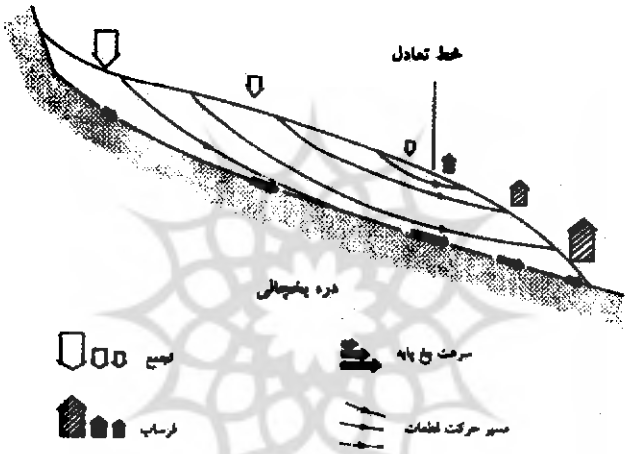
با توجه به گسترش قابل ملاحظه یخچالها در کواترنر، سهم کشور ایران نیز از نظر توسعه یخچالهای محلی بیشتر از وضیت کنونی بوده است؛ به طوریکه شواهد آن را می توان در مناطق مختلف ایران مشاهده کرد. مطابق بررسیها از جمله مکانها و ارتفاعاتی که تاکنون شواهدی از توسعه یخچالها در دوره کواترنر به اثبات رسیده است کوهستان سهند است. حدبرفی به عنوان شاخصی از توسعه یخ در بالادست این حد در حال حاضر در کوهستان سهند ۴۲۰۰ متر است که در کواترنر در ارتفاع ۲۷۰۰ متری برآورد شده است(خیام، ۱۳۶۹ : ۲۱). در این رابطه نیمرخ تعمیم یافته نصف النهاری نیز گویای حاکمیت سیستم فرسایش یخچالی در عصر یخی در این مکان است (استرالر ۱۹۷۸ : ۳۷۱).

با توجه به فرایند سیستم فرسایش یخچالی در دوره ورم، اشکال زیادی به یادگار مانده است که از جمله این اشکال سیرکهای یخچالی، دره‌های یخچالی، دره‌های معلق، و از آثار تراکمی، عمدتا نهشته‌های مورنی را می‌توان نام برد.

شایان ذکر است یخچالهای کوهستانی به شکل‌های مختلف توسعه می یابند و دارای انواع مختلف است. یک نوع متداول آن، یخچالهای دره‌ای است(کریستوفرسون۲۰۰۲: ۴۹۰). یخچالهای دره‌ای از جمله انواع یخچالها هستند که مدت زمانی نسبتاً کوتاه برای شکل‌گیری آن کافی است؛ به طوریکه برای شکل‌گیری یخچالهای دره‌ای بزرگ تقریباً ۱۰۰۰ الی ۱۰،۰۰۰ سال وقت لازم است و جهت شکل گیری یخچالهای دره‌ای کوچکتر ۱۰۰ الی ۱۰۰۰ سال مقیاس زمانی کافی است(ساگدن و براین۱۹۹۰: ۱۰۳). بر اثر اضمحلال و از بین رفتن این نوع یخچالها، اشکال حاصله دره‌های یخچالی است که از لندفرمهای فرسایشی مهم سیستم فرسایش یخچالی محسوب می شوند.

در توده کوهستانی سهند نیز با توجه به فرایند سیستم فرسایش یخچالی حاکم در دوره ورم، اشکال زیادی از جمله دره‌های یخچالی به یادگار مانده است که در این مقاله، هدف بررسی ویژگیهای کلی این پدیده و همینطور مسائل آن در دره های متاثر از یخچالهای دره‌ای سهند است.

دره‌های یخچالی، حاصل عملکرد یخچالهای دره‌ای است که از انواع متداول یخچالهای کوهستانی به شمار می آیند. در این نوع یخچالها به جای جریان آب، جریان یخ وجود دارد که مکانیسم و عملکرد آن با توسعه مدلهایی مورد بررسی قرار گرفته است. شکل(۴) یک یخچال دره‌ای را نشان می دهد که در آن توزیع ورودی و خروجی برف و مشخصات جریان مربوطه مشخص شده است. حداکثر سرعت در بخش مرکزی یخچال دره‌ای است و سرعت از نقطه مرکزی به سمت طرفین جدار دره کاهش می یابد.



شکل ۴ یک یخچال دره ای که توزیع ورودی و خروجی برف و ویژگیهای جریان مربوط به آن را نشان می دهد.
ماخذ: ساگدن و براین ۱۹۹۰

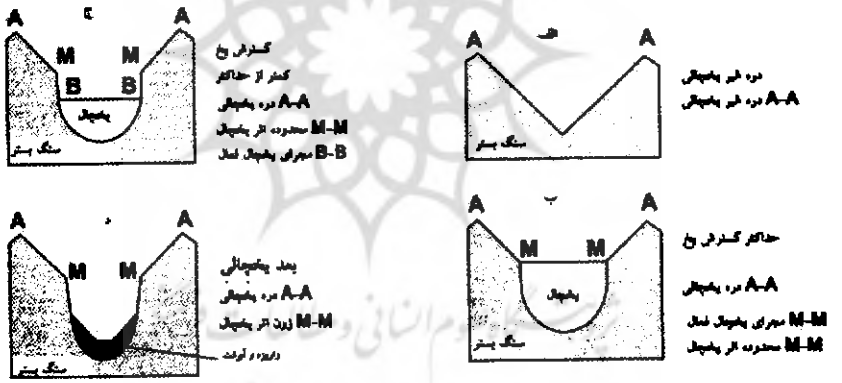
زمانی که یک یخچال دره‌ای به سمت پایین دست حرکت می کند کوهها، دره‌های تنگ و عمیق توسط توده یخ دچار تغییر و تحول می شود(کریستوفرسون۲۰۰۲ : ۴۹۰) این تغییرات در مجموعه دره از نظر نیمرخ طولی و عرضی صورت می گیرد، لذا ویژگی نیمرخ طولی و عرضی این نوع دره‌ها متفاوت از سایر دره‌هاست و بر اساس این ویژگی می توان این نوع دره‌ها را در روی تصاویر و نقشه‌ها و همچنین در طبیعت به راحتی مورد شناسایی قرار داد. البته به شرط اینکه توسط سایر عوامل فرسایشی خصوصا فرسایش رودخانه‌ای دچار تغییر قابل ملاحظه نشده باشند.

دره‌های یخچالی ضمن اینکه یک لندفرم عمده و جالب یخچالهای کوهستانی است ضمناً شاخصی از مراحل تحول چشم انداز یخچالی نیز به شمار می آید. لازم به توضیح است چشم اندازهای یخچالی کوهستانی از جمله دره‌های یخچالی مدتهاست بر اساس تحولشان مورد بحث وبررسی است. در این رابطه، دانشمندان مراحل تحول را مورد بررسی قرار داده اند. از جمله هوبس و دیویس از پیشروان این نوع مطالعات هستند. مراحل تحول در نظر آنها متشکل از شکل گیری سیرکهای مجزا و پراکنده به عنوان مرحله جوانی، توسعه آرت و هورن از شاخص های مرحله بلوغ در این نوع چشم انداز ها می باشد(ساگدن و براین، ۱۹۹۰، ۲۵۰).در این میان شکل گیری و

توسعه دره های یخچالی وضعیتی مابین دارد بدین معنی که، یک مرحله بالاتر از مرحله جوانی و شاخصی از مرحله توسعه یافته فرسایش یخچالی است.

بنابراین دره‌های یخچالی به عنوان شاخصی از مرحله توسعه یافته فرسایش یخچالی هم از نظر نیمرخ طولی و هم از نظر نیمرخ عرضی قابل بررسی می باشند. اگرچه نیمرخ طولی دره‌های یخچالی نیز از عوامل بررسی آنهاست ولی نیمرخ عرضی از نظر مورفولوژی و توپوگرافی بیشتر قابل توجه است و بر این اساس بیشتر بررسیها متمرکز بر این موضوع است. در بررسی دره‌های یخچالی سهند نیز این جنبه مدنظر قرار گرفته است.

یخچال کوهستانی زمانی که یک دره رودخانه‌ای را اشغال می کند، شروع به تغییر نیمرخ عرضی رودخانه می‌کند. معمولاً دره‌های رودخانه‌ای نواحی کوهستانی دارای نیمرخ عرضی V شکل هستند و نشانگر فرسایش عمقی جریانات می باشند. یخچالها همانگونه که دره‌هایشان را عمیق تر می کنند موجب تعریض دره نیز می شوند و در نتیجه نیمرخ عرضی پهنی را بوجود می‌آورند که به طور مشخص U شکل است. دره‌های یخچالی U شکل از مشخص ترین لندفرمهای یخچالی کوهستانی است(دیبلج ۱۹۹۸: ۴۱۰). طرحی شماتیک از تحول مقطع عرضی یک دره متاثر از عملکرد فرسایش یخچالی و مورفولوژی ناشی از آن در شکل(۵) ارائه شده است.

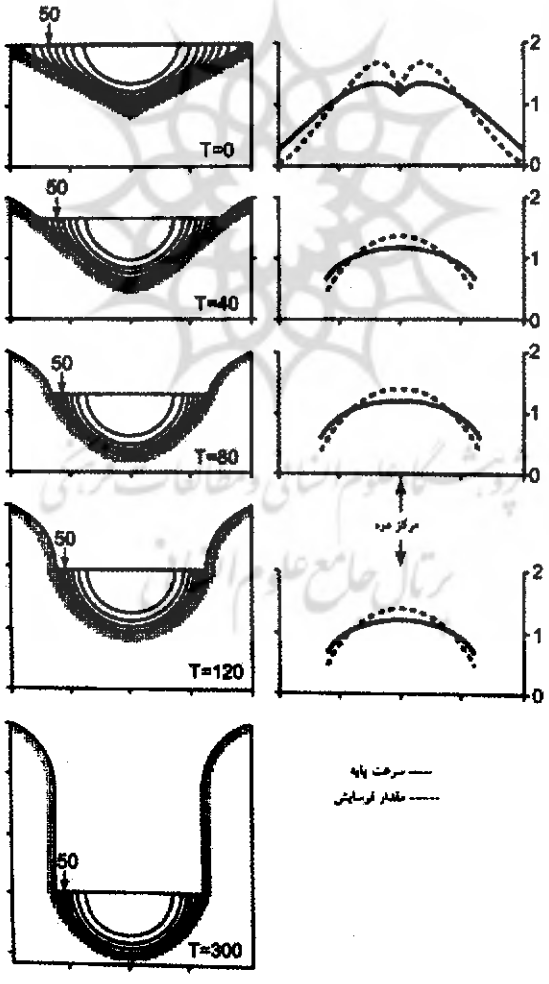


شکل۵ طرح شماتیک از تحول مقطع عرضی یک دره متاثر از فرسایش یخچالی
ماخذ: منزیس و شیلتس ۲۰۰۲

در شکل فوق در مرحله اول(الف) دره تحت شرایط غیر یخچالی است. در مرحله (ب) حداکثر گسترش ضخامت یخ در دره نشان داده شده است. در مرحله (ج) ضخامت و گسترش یخ کمتر شده و بالاخره در مرحله پایانی(د) شرایط بعد یخچالی حاکم می شود و لذا فرایندهای بعدیخچالی در بستر دره مشهود است. در واقع فرایندهای غیریخچالی شکل دره را تغییر داده است(منزیس و شیلتس، ۲۰۰۲: ۲۴۵).

در شکل گیری و توسعه دره‌های یخچالی متغیرهای چندی از قبیل ضخامت توده یخ و سایر ویژگیهای آن، ساختار و لیتولوژی سنگ بستر، ویژگیهای توپوگرافی و جهت گیری دره ها و مدت زمان استقرار یخچال موثر است. این عوامل در حالت کلی از مهمترین موارد اثرگذار در توسعه لندفرمهای فرسایشی یخچالی است که در همه نقاط قابل توجه است(ساگدن و براین، ۱۹۹۰: ۱۷۹).

همانطوریکه در صفحات قبل تشریح شد برای توسعه دره‌های یخچالی مدت زمان زیادی نیاز نیست. در این رابطه تعدادی از محققان از جمله هاربور توسعه دره‌های یخچالی را از مرحله اولیه به مرحله توسعه نیمرخ عرضی U شکل تحت شرایط یکنواخت، در دوره زمانی حدود ۱۰۰۰ سال مورد بررسی قرار داده است(شکل ۶) (منزیس ۲۰۰۲: ۲۴۶). در این شکل هاربور سعی کرده است به صورت رقومی روند تحول دره‌های یخچالی را بررسی کند. در این مدل با قبول وجود تناسب بین مقدار فرسایش و سرعت لغزش یخ، جریان یخچال در مقطع عرضی مورد بررسی قرار گرفته است. در نتیجه با محاسبه مقدار نسبی فرسایش در مقطع عرضی، تحول دره شبیه سازی شده است(اینورسن ۲۰۰۲: ۱۴۴). در مرحله نخست دره دارای مقطع عرضی V شکل است بعد از ۴۰ سال با در نظر گرفتن سرعت پایه یخ و مقدار فرسایش ناشی از آن، دره به صورت دره باز در می آید و متجاوز از ۱۰۰ سال زمان لازم است تا مقطع عرضی به حالت U شکل در بیاید.

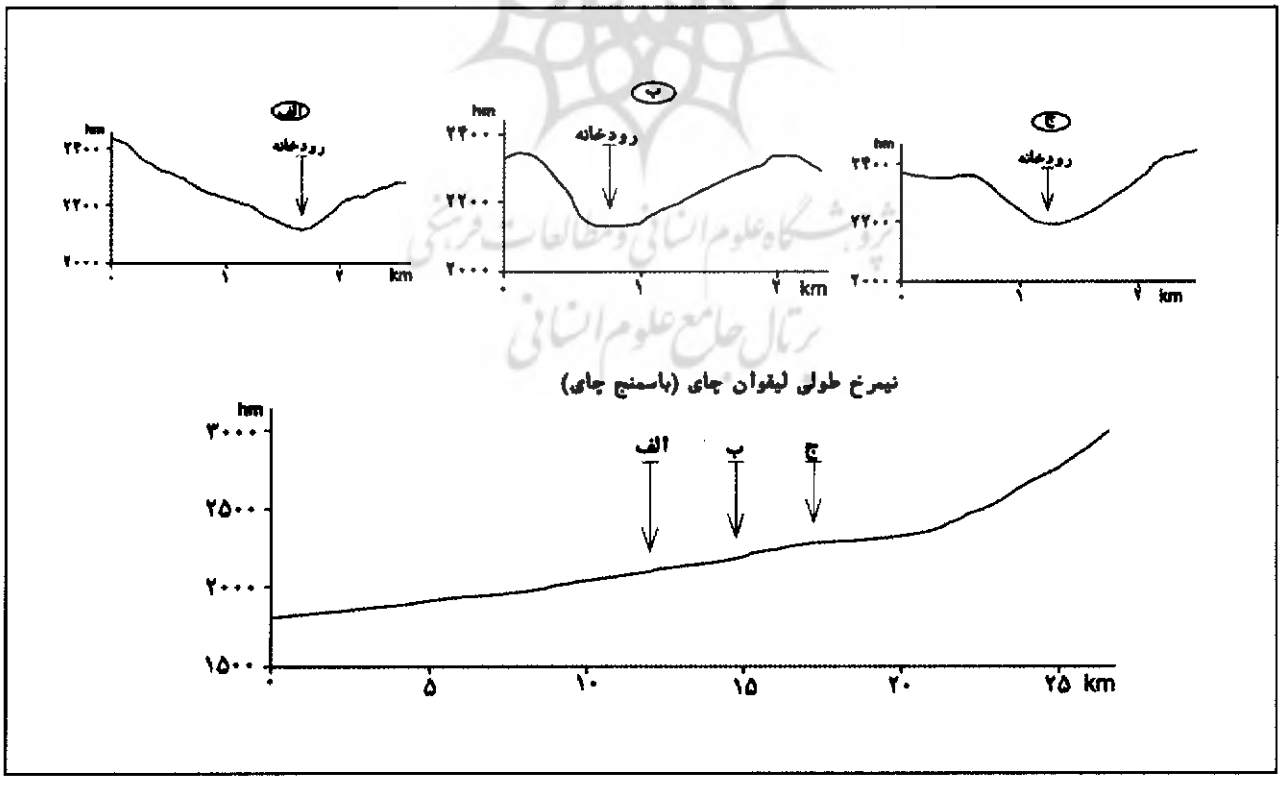


شکل۶ شبیه سازی رقومی فرسایش دره یخچالی؛

در این شکل مقطع عرضی در توالی زمانی مختلف مدل سازی شده است. خطوط متحدالمرکز خطوط هم سرعت جریان یخ را مشخص می‌سازد. ستون سمت راست مربوط به توزیع سرعت پایه و مقدارفرسایش در زمانهای مختلف است. ماخذ: اینورسن ۲۰۰۲

جهت بررسی مورفولوژی دره‌های یخچالی سهند از طریق مقاطع عرضی، ابتدا اقدام به ترسیم تعدادی نیمرخ در بخشهای مختلف دره‌هایی شده است که متاثر از فرایندهای یخی در گذشته بودند. (شکل ۷). همانطوریکه در صفحات قبل بررسی شد با توجه به نقش فاکتورهای متعدد در توسعه یخچالها در توده کوهستانی سهند، تمامی دره‌ها در کواترنر متاثر از عملکرد یخ نبوده‌اند. مطابق پژوهشهای انجام یافته در دره‌های یازده گانه اصلی سهند، تنها دره‌های شمالی و غربی به طور قابل ملاحظه شواهد فرایندهای یخچالی از جمله دره‌های یخچالی دارند. در دامنه‌های جنوبی و شرقی این کوهستان و دره‌های مربوطه هیچگونه مواریث دوره یخبندان گزارش نشده (فرج زاده ۱۳۶۸: ۱۰۰) یا اینکه آثار شناسایی شده در حد توسعه سیرکهای یخچالی می باشد(آل کثیر ۱۳۷۴: ۱۰۱). توضیح اینکه برای شکل‌گیری و توسعه سیرکهای یخچالی مدت زمان کوتاه ۱۰۰-۱۰ سال کفایت می‌کند(ساگدن و براین، ۱۹۹۰: ۱۰۳).

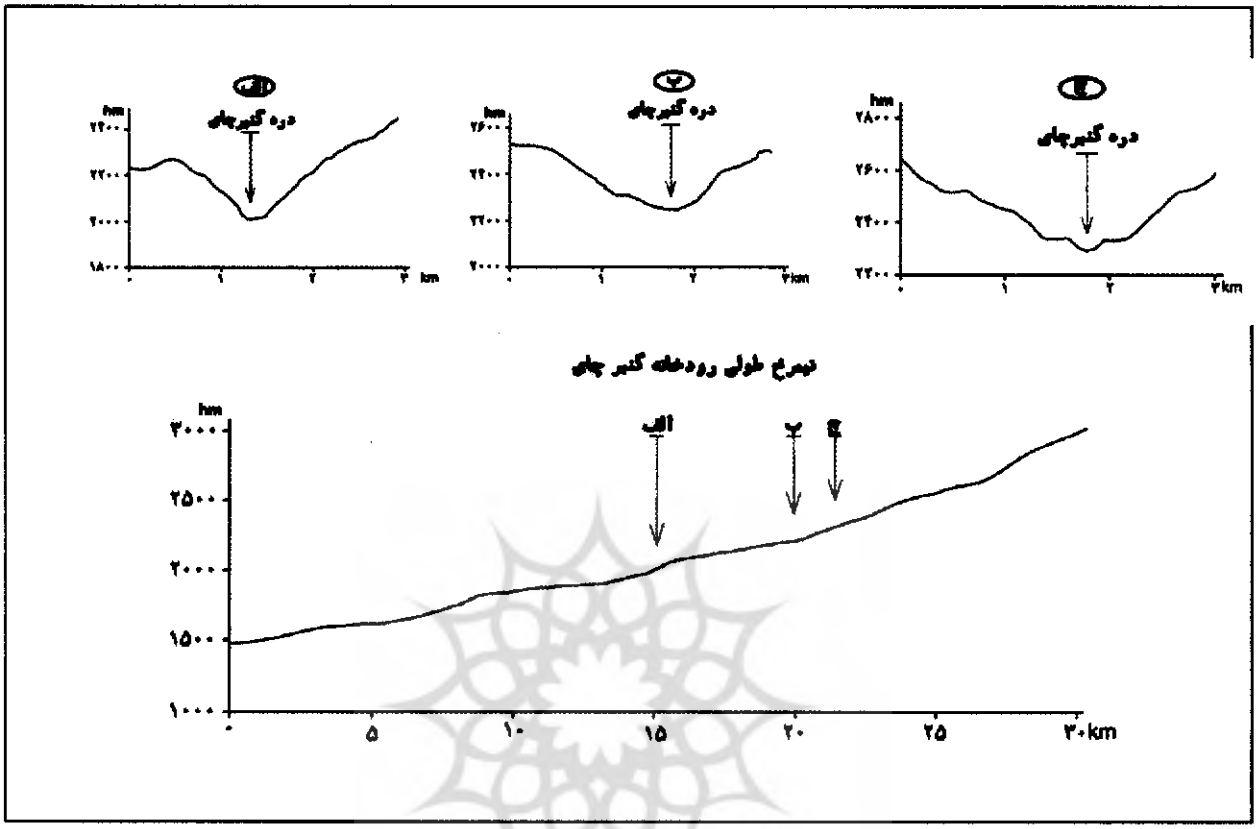
دره های یخچالی مورد بررسی در این مقاله دره‌های سعیدآبادچای، لیقوان چای، زینجناب چای، اسکوچای و گنبرچای است. با توجه به اینکه میزان تغییر توپوگرافی حاصله بر اثر توسعه یخچالهای دره‌ای از ناحیه ای به ناحیه دیگر از نظر محلی متفاوت است(رایس ، ۱۹۸۹: ۲۳۴) این موضوع در دره های یخچالی شناسایی شده نیز صدق می کند.



شکل۷ نیمرخهای عرضی تهیه شده از بخشهای مختلف دره های یخچالی سهند،

موقعیت نیمرخهای عرضی در روی نیمرخ طولی ترسیمی دره ها مشخص شده است. لازم به توضیح است به دلیل جلوگیری از طولانی شدن صفحات مقاله به ارائه نیمرخهای عرضی تنها دو دره یخچالی اکتفا شده است.

ادامه شکل(۷)



با توجه به نیمرخهای عرضی دره‌های فوق‌الذکر می‌توان نتیجه گرفت که در تمامی دره‌ها با افزایش ارتفاع، دره‌ها بازتر شده و تقریبا شکل U به خود می گیرند. این شرایط در سیستم غیر یخچالی به هیچ وجه امکان پذیر نیست. از طرف دیگر، مقایسه فرم وشکل دره‌های یخچالی از طریق مقاطع عرضی آنها با مدل توسعه‌یافته در خصوص شبیه سازی رقومی فرسایشی دره‌های یخچالی(شکل ۶)، که توضیح آن در صفحات قبل رفت ، نشانگر انطباق فرم دره‌های یخچالی سهند با مرحله سوم از مدل فوق است.

دره‌های یخچالی از جمله ترافهای یخچالی هستند که دارای فرسایش خطی می‌باشند. باتوجه به شکل خاص این دره‌ها از دهه‌های آخر قرن بیستم بررسی دره‌های یخچالی از طریق توسعه روابطی دنبال شده است. از جمله روابط ساده توسعه یافته رابطه گرف است که در تعدادی از دره‌ها به کار رفته است:

$$F_r = D / W_1$$

D = عمق دره ، W1= عرض دره در راس

این نسبت از رقم ۰/۲۴۲ تا ۰/۵۴۴ متغیر است (ساگدن و براین، ۱۹۹۰: ۱۸۰). بدلیل سادگی رابطه گرف در اینجا با بکارگیری آن به بررسی دره های معرف توده کوهستانی سهند می پردازیم.

جدول۱ داده‌های عمق دره و عرض دره در دره‌های یخچالی سهند

نام دره	D به متر	W1 به متر	F_r
گنبرچای(۱)	۳۵۰	۱۷۵۰	۰/۲
گنبرچای(۲)	۳۰۰	۲۲۵۰	۰/۱۳
گنبرچای(۳)	۳۵۰	۲۵۰۰	۰/۱۴
اسکوچای(۱)	۲۰۰	۱۰۰۰	۰/۲
اسکوچای(۲)	۳۵۰	۲۰۰۰	۰/۱۷
اسکوچای(۳)	۳۵۰	۳۰۰۰	۰/۱۵
زینجناب چای(۱)	۲۰۰	۷۵۰	۰/۲۶
زینجناب چای(۲)	۴۰۰	۳۰۰۰	۰/۱۳
زینجناب چای(۳)	۱۵۰	۷۵۰	۰/۲
لیقوان چای(۱)	۱۵۰	۷۵۰	۰/۲
لیقوان چای(۲)	۲۵۰	۱۷۵۰	۰/۱۴
لیقوان چای(۳)	۲۵۰	۱۵۰۰	۰/۱۶
سعیدآباد چای(۱)	۷۰	۲۵۰	۰/۲۸
سعیدآباد چای(۲)	۱۰۰	۴۰۰	۰/۲۵
سعیدآباد چای(۳)	۱۲۵	۵۰۰	۰/۲۵

به کارگیری رابطه گراف در مجموعه دره‌های یخچالی سهند و با استناد به مقادیر حاصل، که در جدول (۱) درج شده است، مشخص کننده این موضوع است علی رغم شکل گیری دره‌های یخچالی در این توده کوهستانی، دره‌ها از نوع توسعه یافته کامل نمی‌باشد و نسبت عمق دره به عرض دره تنها در چند مورد با ارقام شاخص همخوانی دارد.

رابطه مورد استفاده دیگر در این خصوص رابطه اساسی $Y= aX^b$ است:

Y = فاصله عمودی از نقطه مرکزی در کف دره ، X= فاصله افقی از نقطه مرکزی در کف دره، a= ضریب ثابت b= تابع نمایی که از عدد ۱ برای دره های V شکل تا ۲/۲ برای دره های U شکل متفاوت است. بنابراین ثابت a شاخصی از توسعه شکل دره می باشد(منزیس و شیلتس، ۲۰۰۲: ۲۴۴).

برای این منظور ابتدا یکی از دره‌های یخچالی نسبتا مشخص یعنی لیقوان چای انتخاب شد(شکل ۸). مسیر انتخابی فاصله میان روستای هربی تا روستای لیقوان است و نقطه مرکزی ذکر شده در رابطه، مجرای رودخانه در نظر گرفته شده است. داده‌های X و Y از روی نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ با فاصله یک سانت استخراج و در جدول(۲) ارائه شده است.

شکل۸ دورنمایی از چشم انداز دره یخچالی لیقوان

جدول۲ داده های X و Y استخراجی از قطعه مسیری در دره لیقوان

شماره	Y متر	X متر
۱	۲۰۰	۷۵
۲	۱۹۰	۶۰
۳	۱۸۰	۱۰۰
۴	۱۸۰	۱۰۰
۵	۱۴۰	۷۰
۶	۱۸۰	۵۰
۷	۱۶۰	۵۰
۸	۱۴۰	۵۰
۹	۱۴۰	۷۵
۱۰	۱۴۰	۷۰
۱۱	۱۲۰	۷۵
۱۲	۱۴۰	۷۵
۱۳	۱۸۰	۱۰۰
۱۴	۱۶۰	۸۰
۱۵	۱۷۰	۶۰
۱۶	۱۶۰	۵۰
۱۷	۱۴۰	۵۰
۱۸	۱۴۰	۶۰
۱۹	۱۵۰	۵۰
۲۰	۱۵۰	۶۰
۲۱	۱۴۰	۵۰

بدین ترتیب با استفاده از داده های X و Y، رابطه پارامترهای مذکور با بکارگیری انواع معادله‌های آماری (توانی، خطی، لگاریتم و...) مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاصله نشان می دهد که رابطه بین X و Y معنی دار نیست. اگرچه از مجموع روابط فوق الذکر نتیجه رابطه خطی($Y= b0 +b1\ x$) قابل توجه است با وجود این نوع رابطه با ضریب تبیین معادل ۰/۰۸ ضیف می‌باشد(جدول ۳). بنابراین ویژگی مورفولوژی دره‌های سهند از طریق بررسی روابط و توسعه مدل امکان پذیر نیست.البته ذکر این نکته نیز ضروری است که با توجه به امکانات فعلی،

داده‌های حاصله از نقشه های خیلی بزرگ مقیاس استخراج نشده‌اند ولی در هر حال این نتایج نمایانگر وضعیت کلی دره‌های مذکور است.

جدول۳ نتایج روابط مورد استفاده بر اساس داده های دره لیقوان

نوع معادله	ضریب تبیین	سطح معنی داری	خطای استاندارد
خطی	۰/۰۸	۰/۱۰	۱۶/۴۷
درجه ۲	۰/۰۹	۰/۱۵	۱۶/۳۵۸
درجه ۳	۰/۰۹	۰/۱۵	۱۶/۳۶۴
لجستیکی	۰/۰۵	۰/۱۶	۰/۲۳۸
مدلS	۰/۰۰۸	۰/۲۹	۰/۲۴۳
توانی	۰/۰۳	۰/۲۱	۰/۲۴۱
نمایی	۰/۰۵	۰/۱۶	۰/۲۳۸
معکوس	۰/۰۳	۰/۲۱	۰/۰۳۱
لگاریتم	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۰۵۸

مطابق بررسی مقاطع عرضی و مدل‌بندی دره ها، دره‌های سهند از نوع توسعه نیافته کامل تشخیص داده شد و بنابراین مورفولوژی دره‌ها از نظر ژنز و شکل گیری ، شکل کاملاً U را ندارند و شبه U می باشند ولی با وجود این از زمان تشکیل تا حال حاضر، دره‌ها شکل اولیه یخچالی خود را تا حدودی از دست داده‌اند و علت این تغییر ودگرگونی در نقش و اثر فرایندهای غیر یخچالی است.

موضوعی که در چشم اندازهای یخچالی مطرح می شود اثر سیستم پاراگلاسیل(پسروی یخ یخچالی و تسلط فرایندهای غیر یخچالی در سطح زمین که لندفرمهای یخچالی را تغییر می دهد) یا فرایندهای غیریخچالی است(بالانتین ، ۲۰۰۵: ۴۳۲). این مطلب در دره‌های یخچالی سهند نیز به عنوان عنصری از چشم انداز یخچالی قابل بحث است. شایان ذکر است با توجه به مدت زمان پسروی یخچالهای دره‌ای و سایر اشکال مربوطه که حدود ۱۰،۰۰۰ سال است در این مدت سیستم فرسایش پریگلاسیر و رودخانه‌ای در این دره‌ها تغییرات قابل ملاحظه را بوجود آورده‌اند.بنابه قول خیام(۱۳۶۹: ۲۰۸) چشم‌اندازهای یخچالی سهند به علت وجود جریانات سیلابی و رودخانه‌ای بیشتر دستخوش دگرگونی و تغییر قرار گرفته‌اند، به طوریکه در مواردی شناسایی اشکال باقی مانده را تاحدودی دشوارتر ساخته است.

یکی از تغییرات مهم، به عمق رفتگی مجاری رودخانه‌هاست که در برخی از موارد نیمرخهای عرضی این دره‌ها مشخص است (شکل ۷، نیمرخ گنبرچای ،ّج) و این پدیده در طبیعت کاملاً به طور واضح مشاهده می‌شود. عنصر دیگر مخروط‌های آبرفتی کوچک شکل گرفته توسط فرایندهای پاراگلاسیل است که در بخش انتهای دره‌های فرعی وارده به دره اصلی دیده می‌شود. اشکال واریزه‌ای و مخروط‌های واریزه در جدار دره‌ها و اثرات سایر فرایندهای دامنه‌ای مانند رخداد زمین لغزه‌ها از موارد مهم دیگر تغییر و دگرگونی سازی اشکال اولیه و اصلی یخچالی در دره‌های سهند است.

بحث ونتیجه‌گیری

توده کوهستانی سهند با ساختار استراتوولکانو و عمدتا متشکل از سنگهای آندزیتی و آذرآواری فرسایش یافته دارای دره‌های اصلی و فرعی متعدد و به شکل شعاعی است. بعد از شکل گیری اولیه، ساختمان مخروطی سهند تحت تاثیر سیستم‌های مختلف فرسایشی در کواترنر و حال حاضر، دچار فرسایش نسبتاً شدید شده به طوریکه بررسی نمودارهای هیپسومتری بی بعد در دره‌های شمالی و غربی آن مشخص کننده وضعیت مرحله بلوغ از نظر فرسایشی است.یکی از سیستم‌های فرسایشی اثرگذار در بخشی از مجموعه کوهستان سهند(دره‌های شمالی و غربی) بدلیل نقش عامل جهت گیری دامنه‌ها در فرسایش یخچالی است. حاصل عملکرد یخ، شکل گیری لندفرمهای مختلف فرسایشی و تراکمی یخچالی از جمله دره‌های یخچالی است.

با توجه به اهمیت بررسی مقاطع عرضی دره‌های یخچالی، دره‌های یخچالی سهند نیز از نظر نیمرخ عرضی مورد بررسی قرار گرفت. مقاطع عرضی ترسیم شده از دره‌های یخچالی نشان می دهند که در تمامی دره‌ها با افزایش ارتفاع، دره‌ها بازتر شده و تقریباً به شکل U در می آیند. همچنین مقایسه شکل دره‌های یخچالی سهند با مدل توسعه یافته در خصوص شبیه سازی رقومی فرسایش اینگونه دره‌ها، که مطابق آن حدود ۱۰۰ سال وقت لازم است تا دره‌ای به شکل U در بیاید، بیانگر انطباق شکل دره‌های سهند با مرحله دوم از مدل فوق می باشد. به عبارت دیگر دره‌های یخچالی سهند توسعه یافته کامل در سیستم فرسایش یخچالی نیستند.

روابط به کار گرفته در خصوص مدل بندی دره‌های یخچالی سهند نیز تاییدکننده نتیجه فوق هستند. رابطه گرف، نسبت عمق دره به عرض آن، تنها در چند مورد با ارقام شاخص همخوانی دارد و معادله‌های بکار رفته حتی در مشخص‌ترین دره یخچالی یعنی لیقوان، نتیجه معنی داری را نشان نداد.

در بررسی شکل دره‌های یخچالی سهند، تغییر شکل رخداده در آنها قابل توجه است. با توجه به حاکمیت سیستم فرسایش غیر یخچالی که در واقع حداقل ۱۰،۰۰۰ سال را شامل می شود در این مدت شکل اولیه و اصلی دره‌های متاثر از عملکرد یخ تاحدودی از طریق فرایندهای دامنه‌ای، شکل گیری واریزه‌ها و به عمق بردگی مجرای رودخانه دچار دگرگونی شده‌اند. مسلماً نقش این تغییرات در مقابل مدت زمان دوره یخچالی کواترنر پسین(ورم) که ۱۰۰،۰۰۰ سال طول کشیده است(معتمد، ۱۳۸۲: ۸۴)، جزئی خواهد بود. در نتیجه می توان گفت دره‌های یخچالی سهند از نظر ژنز و ماهیت کاملاً توسعه یافته نمی باشد. مورفولوژی دره ها تاحدودی گویای ضخامت و عمق یخ و همچنین مدت زمان استقرار کم آن در مقایسه با دره‌های یخچالی مشابه در کوهستان آلپ می باشد.

نکته پایانی اینکه هرچند دره‌های یخچالی سهند از نظر شکل و مورفولوژی کاملاً توسعه یافته نیست ولی باید گفت با شرایط و ویژگی فعلی شان در مقایسه با سایر دره‌ها، حاوی پتانسیل‌های زیست محیطی قابل توجه است به طوریکه در اغلب این دره‌ها هر چقدر ارتفاع افزایش می یابد متعاقباً بر رونق سکونتگاههای روستایی به عنوان شاخصی از بهره‌وری زمین افزوده می شود. بررسی این موضوع خود فرصت دیگری را می طلبد.

منابع

۱- آل کثیر ، عبدالامیر، ۱۳۷۴، پژوهشهای ژئومورفولوژی و هیدرومورفولوژی دامنه شرقی سهند، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.

۲- خیام، مقصود، ۱۳۶۹، سهند آتشفشان پلیو-پلیوستسن و تحول ژئومورفولوژیکی آن در کواترنر، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی مشهد، شماره اول و دوم سال بیست وسوم.صص ۲۳-۷.

۳- خیام، مقصود، ۱۳۷۰، اشکوبهای مورفوژنز و تحلیلی از محیط های طبیعی کوهستان سهند، پژوهشهای جغرافیایی،شماره ۲۷. صص ۲۲۱-۲۰۳.

۴- سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۶۷، برگ ارومیه.

۵- فرج زاده، منوچهر، ۱۳۶۸، پژوهشهای ژئومورفولوژی در دره صوفی چای(دامنه جنوبی کوهستان سهند)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.

۶- محمودی فرج ا..، ۱۳۶۷، تحول ناهمواریهای ایران در کواترنر، مجله پژوهشهای جغرافیایی، شماره ۲۳.صص۴۳-۵.

۷- معتمد، احمد، ۱۳۸۲، جغرافیای کواترنر، سمت.

۸- معین وزیری حسین و امین سبحانی، ۱۳۵۶،ابراهیم، سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمانتولوژی؛ چاپخانه دانشگاه تربیت معلم.

۹- هوبرت رین، ۱۳۲۸، زمین شناسی آذرآبادگان، ترجمه علی اقبالی، چاپخانه مشتاقی.

10- Ballantin. C. K, 2002, Paraglacial Landsystems in Modern and Past Glacial Environments, Ed by Menzies.J. Butterwor Heinemann Ltd.

11- Christopherson, R. W. 2002, Geosystems; Introduction to Physical Geography, Prentice Hall.

12- Colin, K. Ballantyn, 2005, Paraglacial Landsystems in Glacial Landsystems, ed by David.J.A. Evans, Hodder Arnold.

13- Deblij, H.J., Muller. P. O., 1998. Physical Geography of the Global Environment. John Wiley and Sons, INC.

14- Douglas, I. Benn, Martin, P. Kirkbride, Lewis, A. Owen and Vanessa Brazier; 2005,Glaciated Valley Landsystems in Glacial Landsystems, ed by David, J. A. Evans, Hodder Arnold.

15- Kamei, I. Ikeda, J., Ishida. H. & etal. 1977, A General Report of the Geological and Poleontological Survey in Maragheh Area, Northwest Iran, Kyoto university series of geology and mineral.Vol. XL III, No. 1/2.

16- Inverson, N. R. 2002, Prosses of Glacial Erosion, in Modern and Past Glacial Environments, Ed by Menzies.J., Butterwor Heinemann Ltd.

17- Menzies,J. 2002, Ice Flow and Hydrology, in Modern and Past Glacial Environments, Ed by Menzies.J., Butterwor Heinemann Ltd.

18- Menzies, J. Shilts. w.w. 2002, Subglacial Environments, in Modern and Past Glacial Environments, Ed by Menzies. J., Butterwor Heinemann Ltd.

19- Owen, G., Pirie, D. and Drape, G. 2006, Earth LAB, THOMSON.

20- Rice, R. J. 1989, Fundamental of Geomorphology, Longman Scientific and Technical.

21- Siegert, M. T. 2001, Ice Sheet and late Quaternary Environments, John Wiley and Sons.

22- Strahler, A. N., Strahler, A. H., 1987. Modern Physical Geography, John Wiley and Sons.

23- Strahler, A. H., Strahler, A. N. 2002, Modern Physical Geography, John Wiley and Sons.

24- Sugden, D. E. and Brian, S. J.; 1990, Glaciers and Landscape, Edward Arnold.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی