

فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۰، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۴، شماره پیاپی ۱۱۸

G. h. Jafari, Ph.D
A. Rostamkhani

غلامحسن جعفری، استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان

اصغر رستم‌خانی، دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشگاه زنجان

E-mail: jafarihas@znu.ac.ir

شماره مقاله: ۱۰۳۷ صص: ۱۳۸-۱۲۱

وصول: ۹۳/۵/۱۹ پذیرش: ۹۴/۱/۲۵

بررسی تحولات کواترنری دره‌های کوهستانی با استفاده از خطوط منحنی میزان مطالعه موردی (ارتفاعات سبلان)

چکیده

وضعیت خطوط هم‌ارتفاع در نقشه‌های توپوگرافی بیان‌کننده بسیاری از مسائل ژئومورفولوژیک، از جمله فرایندهای مؤثر بر لندفرم‌های موجود در طبیعت هستند. تغییر انحنای نیمرخ عرضی دره‌های نواحی کوهستانی، از قله به پای کوه، هم منعکس‌کننده ویژگی‌های ژئومورفولوژیک حوضه‌ها و هم بیان‌کننده رخداد‌های تکتونیک و وقوع تغییرات آب و هوایی در منطقه هستند. این تغییرات در امتداد دره‌ها با توجه به وضعیت پهنای کف دره به ارتفاع دو طرف آن و یا ضریب خمیدگی منحنی میزان قابل ردیابی است. از طریق بررسی این انحناها در ارتفاعات مختلف، می‌توان تحول دره‌ها را تعیین و در مورد نحوه فعالیت فرایندهای مختلف کاوشی و انباشتی در سر تا سر دره، اظهار نظر نمود.

در این مقاله، سعی شد از طریق روش‌های کلاسیک و تحلیل‌های ریاضی، کلیه زیرحوضه‌ها و دره‌های اصلی اطراف سبلان بررسی شود و با استفاده از ضریب خمیدگی خطوط منحنی میزان اصلی، با فواصل ارتفاعی ۲۰۰ متری، و در صورت نیاز با فاصله‌های کمتر (۵۰ متر)، به شناسایی قسمتی از کوهستان پرداخته شود، که نشان‌دهنده محل تمرکز فرایندهای ژئومورفولوژی در طی زمان بوده است. به همین منظور، برای ۲۱ زیرحوضه اصلی سبلان، جداول و روابطی تهیه شده است، که نشان‌دهنده نحوه آرایش نیمرخ عرضی دره در ارتفاعات مختلف در ارتباط با فرایندهاست. بررسی‌های انجام‌شده در سبلان بیانگر این است که ارتفاع ۲۸۰۰ متری محل تغییر فرایندهای ژئومورفولوژیک در گذر زمان بوده است.

واژه‌های کلیدی: ضریب خمیدگی، منحنی میزان، دره، فرایند، سبلان.

مقدمه

فرایندهای مسلط در ژئومورفولوژی با توجه به عناصر آب و هوایی مناطق مختلف سیاره زمین به اشکال مختلف به تغییر محیط و شکل‌زایی در آن می‌پردازد. از جمله این فرایندها می‌توان به رودخانه و یخچال اشاره کرد، که هر کدام بسته به مقدار ماده و انرژی که در اختیار دارند، به تغییراتی در محیط منجر می‌شوند. فرایندهای رودخانه‌ای با توجه به ماهیت خود در مناطق معتدل متمایل به سرد کوهستانی، هرچه از سرچشمه به کوهپایه و انتهای حوضه نزدیک‌تر می‌شوند، بر

ماده و انرژی‌شان افزوده شده و عمل کندوکاو آن‌ها روند افزایشی پیدا می‌کند، تا جایی که به مناطقی با شیب ملایم برسند و رسوب‌گذاری جانشین عمل کندوکاو شود. در صورتی که تا ارتفاع مشخصی، از مناطق مرتفع به طرف کوه‌پایه بر مقدار ماده و انرژی فرایندهای یخچالی، افزوده می‌شود و در نتیجه، نقش یخچال در فرم‌زایی بیشتر می‌گردد. مقدار ماده و انرژی یخچالی از آن ارتفاع به بعد (ارتفاع برف مرز دایمی یا خط تعادل یخچالی) کاسته شده، یخچال با کاهش ارتفاع، نقش خود را در فرم‌زایی از دست می‌دهد. از این ارتفاع به بعد، فرایند یخچالی با فرایند آبی همراه شده تا اینکه در خط تعادل آب و یخ، فرایند آبی کاملاً جایگزین فرایند یخچالی می‌شود.

از پیشگامان توصیف و تشریح تحول دره‌ها، سانت و کارانت^۱ (۱۹۹۳) هستند که تحول دره نارمادا در غرب هند را در ارتباط با نحوه نهشته‌گذاری در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی (الیگوسن، میوسن و ائوسن) مطالعه کردند. به دنبال این محققان، تپینگ^۲ (۱۹۹۴) نیز با استفاده از تراس‌های رودخانه‌ای، تحول یکی از دره‌های اسکاتلند را تحلیل نمودند. از محققان بنام دیگر که از دیدگاه متفاوت تحول دره‌ها را مطالعه کرد، ناش^۳ (۱۹۹۴) است که در این زمینه آثار بسیار با ارزشی ارائه نمود. زلیدیس^۴ (۲۰۰۰) و والرستین^۵ (۲۰۰۴) به ترتیب، تحول دره‌ها را در ارتباط با تکتونیک و واریزه‌های انباشته شده بررسی کرده‌اند. شاید یکی از بنام‌ترین پیشگامان بررسی تحول دره‌ها با استفاده از توابع ریاضی، اهموری (۱۹۹۶) باشد که توانست با استفاده از داده‌های جمع‌آوری شده و استناد به نتایج حاصل از توابع، شکل نیمرخ طولی و تحول دره‌ها را توجیه کرده، توضیح دهد. پس از اهموری، رادونه^۶ (۲۰۰۳) تحول ژئومورفولوژی نیمرخ طولی رودخانه‌ها و بستر جریان آنها را مطالعه کرد و مانند اهموری، با استفاده از توابع ریاضی مراحل تحول آن‌ها را توجیه نمود.

با استفاده از فرم منحنی میزان‌ها در نقشه‌های توپوگرافی، ژئومورفولوژیست‌های متعددی به بررسی فرایندهای کواترنری پرداخته‌اند: در ارتفاعات اطراف سلفچگان، رامشت و شوشتری‌زاده (۱۳۸۶)، در دشت نمدان اقلید از پیش کوه‌های داخلی زاگرس، نعمت‌الهی (۱۳۸۲)، در ارتفاعات اشتران کوه، جعفری (۱۳۸۵)، در ارتفاعات اطراف زفره اصفهان، رامشت (۱۳۸۱)، در نواحی کوهستانی اقلید فارس، رامشت و کاظمی (۱۳۸۶)، در ارتفاعات ایران مرکزی در اطراف کرمان، پوردهقان (۱۳۸۵) و شاهزیدی (۱۳۸۵)، در ارتفاعات شیرکوه یزد، نوجوان و همکاران (۱۳۸۸) و المدرسی و رامشت (۱۳۸۶)، در حوضه صفاشهر استان فارس، معیری و همکاران (۱۳۸۸)، در قمصر کاشان، رامشت و همکاران (۱۳۸۸) از جمله این محققان بوده‌اند.

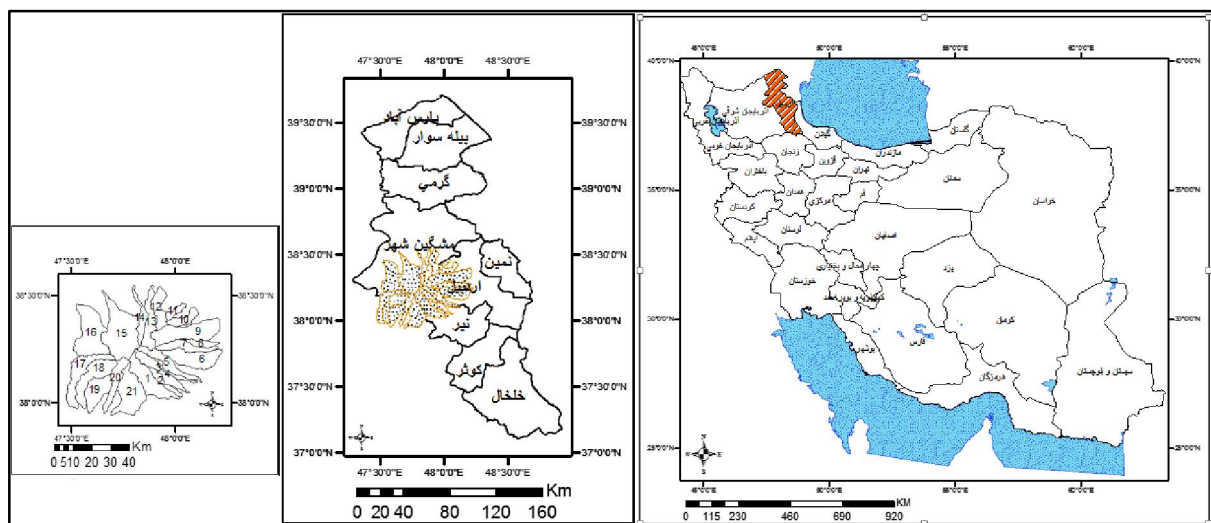
در زمینه اثرگذاری فرایندهای یخچالی - چه در شرایط کنونی و چه در زمان گذشته سبلان - افراد متعددی اظهار نظر کرده‌اند؛ از جمله هانس بوبک^۷ (۱۹۳۴) ارتفاع برف مرز کنونی را بین ۳۹۰۰ تا ۴۰۰۰ متر برآورد کرد و در سال ۱۹۳۷ این ارتفاع را در حدود ۴۰۰۰ الی ۴۱۰۰ متر اصلاح نمود. شوابتر^۸ (۱۹۷۰) برف مرز را در ارتفاع ۴۵۰۰ متر برآورد

- 1- Sant and Karanth
- 2- Tipping
- 3- Nash
- 4- Zelidies
- 5- wallerstein
- 6- Radoane
- 7- Hans Bobek
- 8- Schweizer

نموده که با ارتفاع برف مرز کنونی آن در ارتفاعات شمالی سبلان همخوانی دارد. دلال اوغلی (۱۳۸۲) خط برف مرز دائمی را بین ۴۲۷۰ تا ۴۵۳۵ در دامنه‌های مختلف متغیر می‌داند (رجبی و بیاتی خطیبی، ۱۳۹۰: ۲۱۹). مسلماً ارقام مختلف ارائه شده از سوی محققان دال بر این است که عوامل مختلف محیطی عملکرد فرایندهای مختلف ژئومورفولوژیک را در قسمت‌های مختلف سبلان؛ حتی در یک دوره زمانی خاص، تحت تأثیر قرار داده‌اند و در نتیجه، در طی زمان لندفرم‌هایی در آن شکل گرفته است که با وجود مشابهت‌های فراوان، تفاوت‌هایی نیز در آن‌ها دیده می‌شود، که بررسی این تفاوت‌ها هدف اصلی این پژوهش است.

داده‌ها و روش پژوهش

دره‌های کوهستان سبلان که نمونه تیبیک از دره‌های شعاعی هستند و همه آن‌ها نیز در یک ساختار زمین‌شناسی تقریباً یکسان تشکیل شده‌اند، به عنوان مکان مورد مطالعه انتخاب شدند و کلیه پیش‌فرض‌ها در رابطه با نحوه تحول دره‌های نواحی کوهستانی، آزمون شد. این آتشفشان از نوع نقطه‌ای است که ۴۸۱۱ متر از سطح دریا ارتفاع دارد و گدازه‌های آن در سطحی معادل ۱۲۰۰ کیلومتر مربع با قطر قاعده مخروط ۴۰ کیلومتر مربع، گسترش یافته است. فعالیت قبلی سبلان از ائوسن شروع شده؛ ولی آنچه کوه سبلان را به وجود آورده است، در پلیوسن شروع به فعالیت نموده و تا عصر بعد از آخرین دوره یخچالی ادامه داشته است (نگارش و خسروی، ۱۳۷۷: ۱۱۶) به عبارتی، مخروط اصلی آن در طی کواترنری تشکیل شده است (زمردیان، ۱۳۸۱: ۱۵۲). سبلان از سمت شمال به دره قره سو، از سمت شرق به دشت اردبیل و از سمت جنوب به ناهمواری‌های کم‌اهمیت‌تری واقع در بالادست دشت سراب منتهی می‌شود (رجبی و خطیبی، ۱۳۹۰: ۱۱). سبلان در ۳۸ درجه تا ۳۸ درجه و ۳۰ دقیقه شمالی و ۴۷ درجه و ۳۰ دقیقه الی ۴۸ درجه و ۰۲ دقیقه شرقی از نصف النهار مبدأ واقع شده است (رجبی و بیاتی خطیبی، ۱۳۹۰: ۱۱۱) (شکل ۱).



شکل ۱) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

به منظور بررسی تفاوت مکانی اثرگذاری فرایندهای مختلف در طی زمان در این پژوهش، ابتدا مدل ارتفاع رقومی^۱ سنجنده مسئول نقشه برداری رادار شاتل^۲ ماهواره تررا^۳ با توان تفکیک مکانی^۴ ۵۷*۵۷ منطقه را از طریق نرم افزار گلوبال میر^۵ ۱۳ دانلود و خطوط منحنی میزان آن با فاصله ۲۰ متری استخراج شد. سپس در امتداد کنیک کوه با کوهپایه، خطی ترسیم شد که به عنوان سینوزیته جبهه کوهستان شناخته می شود. این خط در قسمت های شمال، شرق و جنوب، کوهپایه ها را از کوهستان جدا نموده؛ ولی در قسمت غربی با توجه به توپوگرافی سبلان در امتداد محور فرود ناهمواری ها قرار گرفته و سینوزیته جبهه کوهستان از این طرف مرز مشخصی ندارد. در مرحله بعد در امتداد این خط، دره های کوهستانی به صورت حوضه های جداگانه ای انتخاب شدند و در مجموع ۲۱ حوضه شناسایی شد.

در امتداد آبراهه اصلی هر کدام از دره ها، خطوط منحنی میزان مرجع با فاصله ۲۰۰ متری انتخاب و تحلیل های بعدی بر اساس آن ها انجام شد؛ به این صورت که خطوط منحنی میزان اصلی از طرف قله به سمت پایین مد نظر قرار گرفت. ابتدا فاصله هوایی خمیدگی های منحنی میزان با حذف پشته های میان دره ای اندازه گیری و بر فاصله واقعی و طول اصلی آن ها تقسیم شد. سپس به کمک رابطه (۱) طول هوایی بر طول زمینی تقسیم گردید. منظور از ضریب خمیدگی (C_c)، نسبت بین فاصله هوایی یک خط منحنی میزان (a) به فاصله حقیقی آن (b) در درون یک دره است (رابطه ۱).

$$C_c = a/b \quad (1)$$

ارقام حاصل از رابطه (۱) بین ۰ و ۱ متغیر است؛ به این صورت که در منحنی میزانی که شدت و فرکانس فرایندها در گذر زمان کم بود، مقدار برآورد شده آن به یک نزدیک تر است و اگر فرایندها اثرهای بیشتر و متمرکزتری را در امتداد خط القعر دره ها داشته باشند، این مقدار از یک دور می شود.

یافته های پژوهش

شدت، مدت و فرکانس فرایندهای ژئومورفولوژیک، در هر مکان، تحت تأثیر عوامل مختلفی قرار دارد که هر کدام از عوامل خود دارای چندین بردار یا بعد هستند؛ برای مثال، شیب به عنوان یک عامل اثرگذار ژئومورفولوژیک، دارای چندین بردار، از جمله مقدار و جهت است که در نواحی کوهستانی بسیار متغیر است؛ یا زاویه ارتفاع خورشیدی، نه تنها تحت تأثیر بردارهای شیب؛ بلکه با توجه به شرایط زمانی تغییرات زیادی دارد. بررسی این تغییرات در این نواحی، گاه با ارائه مدل ها و روابط فیزیکی امکان پذیر است و گاهی هم که تغییرات قابل توجهی در فرایند ایجاد شده باشد، با مشاهدات میدانی و بهره گیری از تصاویر ماهواره ای و عکس های هوایی قابل ارزیابی هستند. در بعضی از مکان ها هم می توان تغییرات فرایندی را از طریق وضعیت خطوط منحنی میزان بررسی نمود؛ ولی بهترین روش در این زمینه روشی است که مبتنی بر برآورد دقیق ورودی ها و خروجی های یک سامانه ژئومورفولوژیک باشد. تهیه دقیق چنین داده هایی نیاز به ایستگاه های مربوط و دستگاه های ثبت مخصوص به خود بوده، احداث و نگهداری چنین ایستگاه هایی از نظر اقتصادی مقرون به صرفه نیست؛ لذا استفاده از خصوصیات فیزیکی سامانه ها به صورت حوضه ای، برای تحلیل پاسخ های

- 1- Digital Elevation Map (DEM)
- 2- Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)
- 3- Terra satellite
- 4- Cell size
- 5- Global Mapper 13

ژئومورفولوژیک به ورودی‌های مختلف، ضروری است (صادقی و اسدی، ۱۳۸۹: ۶۲۵). به همین منظور، با مطالعه چشم‌اندازهای مناطق کوهستانی سعی در شناسایی فرایندهای فعال کنونی و گذشته می‌شود (گستاوسون^۱، ۲۰۰۵). روند تحول دره‌ها که بر اثر بروز تغییرات بلندمدت صورت می‌گیرد، ممکن است به‌طور عادی دنبال گردد و یا بر اثر بروز تغییرات ناگهانی، دچار اختلال شود. توضیح اینکه، نیمرخ طولی و عرضی دره در پاسخ به انواع آشفستگی‌های صورت گرفته، تغییر می‌یابد و دره‌ها برای برابری میزان این تغییرات، به تغییر و تنظیم خود در امتداد نیمرخ طولی و عرضی مجبور می‌شوند (اسنایدر^۲ و همکاران، ۲۰۰۳: ۹۹). میزان این تنظیمات که با اشکال ژئومورفولوژیک خاصی نیز همراه است، به شدت تغییرات رخ داده و وضعیت لیتولوژیک و ژئومورفولوژیک منطقه بستگی دارد. به لحاظ اینکه عوامل متنوعی با نسبت‌های متفاوت، بخش‌های مختلف دره‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند و به لحاظ تفاوت در ساختار زمین شناسی، نوع لیتولوژی، ویژگی‌های توپوگرافی و... معمولاً نیمرخ دره‌های نواحی کوهستانی، بسیار بی‌نظم است. به همین دلیل، در مقطع خاص زمانی توازن و تعادل کامل بین عملکرد فرایندهای شکل‌دهنده دره‌ها و تغییردهنده نیمرخ آن‌ها، در کلیه بخش‌های دره‌ها برقرار نمی‌گردد (گیلبرت^۳، ۱۸۷۷: ۱۵۰). با عنایت به این نکته بسیار مهم که نتایج کلیه تغییرات در بخش‌های مختلف کوهستان‌ها، در دره‌ها و نیمرخ آن‌ها منعکس می‌شوند، بررسی نیمرخ دره‌ها می‌تواند مسائل ژئومورفولوژیک و همچنین، ابهامات زیادی را در مورد کوهستان برطرف سازد (به نقل از اهموری^۴، ۱۹۹۶: ۳).

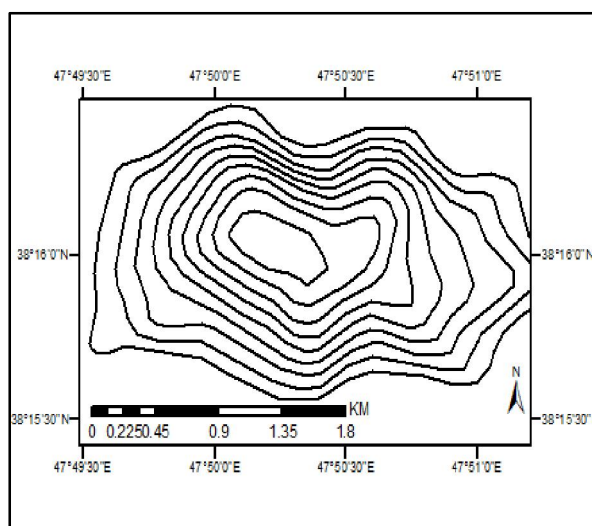
یکی از تکنیک‌های بررسی فرایندهای ژئومورفولوژیک، توجه به خصوصیات خطوط هم‌ارتفاع ترسیم شده در نقشه‌های توپوگرافی است. نقشه‌های توپوگرافی در مطالعات ژئومورفولوژی از اسناد اساسی هستند. در این نقشه‌ها، ویژگی‌های ارتفاعی مکان‌ها به وسیله منحنی‌های میزان به تصویر کشیده می‌شود؛ ضمناً ارتباطی نیز بین فرم خطوط منحنی میزان و اشکال زمینی یا لندفرم‌ها و فرایندهای ژئومورفولوژیک به وجود آورنده آن‌ها وجود دارد (رجبی، ۱۳۸۷). برای این منظور، از وضعیت خطوط هم‌ارتفاع در نقشه‌های توپوگرافی برای برآورد میزان اثرگذاری فرایندهای ژئومورفولوژیک استفاده شده است. تغییر انحنای نیمرخ عرضی دره‌های نواحی کوهستانی، از قله به طرف کوهپایه، هم منعکس‌کننده ویژگی‌های ژئومورفولوژیک حوضه‌ها و هم بیان‌کننده رخداد‌های تکتونیکی و وقوع تغییرات آب و هوایی در منطقه هستند. این تغییرات در امتداد دره‌ها با توجه به وضعیت پهنای کف دره به ارتفاع دو طرف آن و یا ضریب خمیدگی منحنی میزان قابل ردیابی است. از طریق بررسی این انحناها در ارتفاعات مختلف، می‌توان تحول دره‌ها را تعیین و در مورد نحوه فعالیت فرایندهای مختلف کاوشی و انباشتی در سر تا سر دره، اظهار نظر نمود.

برای بررسی فرایندهای ژئومورفولوژیک کوهستان سبلان، با استفاده از خطوط منحنی میزان، ضرایب خمیدگی منحنی‌های میزان ۲۱ زیرحوضه برآورد گردید. بر اساس نتایج به‌دست آمده از ضرایب خمیدگی برآوردشده همه زیرحوضه‌ها چنین بر می‌آید که ضرایب از روند خاصی تبعیت می‌کنند (به جز زیر حوضه‌های ۱ و ۲۱)؛ بدین گونه که در اکثر زیر حوضه‌ها، از پایین‌ترین ارتفاع یا نقطه خروجی به طرف سراب، مقدار برآوردشده ضریب خمیدگی ابتدا روندی کاهشی و سپس افزایشی دارد؛ یعنی در نواحی پایکوهی مقدار ضرایب برآورد شده به یک نزدیک بوده و با

1-Gustavsson
2-Snyder et al
3-Gilbert
4- Ohmory

افزایش ارتفاع مقدار ضریب کاهش یافته است. این ویژگی در نواحی پایکوهی که معمولاً با رسوبگذاری همراه هستند امری عادی است. با افزایش ارتفاع، عمل رسوبگذاری جای خود را به عمل حفر داده، انحای دره بیشتر و ضریب خمیدگی کمتر می‌شود. با دور شدن از نقطه خروجی زیر حوضه‌ها، تا ارتفاع خاصی، مقدار ضریب به حداقل خود رسیده و سپس دوباره افزایش می‌یابد تا اینکه در سراب زیر حوضه‌ها به یک نزدیک می‌گردد. ارتفاع تغییر وضعیت ضریب خمیدگی در اکثر زیرحوضه‌ها بین ۲۴۰۰ تا ۲۶۰۰ متغیر است. چنین ویژگی بیان‌کننده این موضوع است که محل تمرکز فرایندهای ژئومورفولوژیک در طی زمان در ارتفاع بین ۲۴۰۰ تا ۲۶۰۰ بوده است. در نواحی کوهستانی با این ویژگی می‌توان برف مرز گذشته را با این ارتفاع منطبق دانست؛ زیرا در برف مرز دائمی؛ یعنی جایی پایین‌تر از خط تعادل یخچالی (دلال اوغلی، ۱۳۸۲: ۴) برآیند ژئومورفولوژیک یخچال به حد اکثر خود رسیده و عریض‌ترین قسمت دره را با ضریب خمیدگی متوسط نسبت به نواحی مرتفع‌تر یا پست‌تر فراهم آورده است.

در ابتدا تصور می‌رفت که تفاوت‌ها بین ضرایب، آنقدر باشد که بتوان آن‌ها را به صورت حوضه‌ای بررسی نمود؛ ولی چون حوضه‌ها از ارتفاع یکسان منشعب نشده بودند، منحنی میزان‌های هم‌ارتفاع در حوضه‌های مختلف در مقایسه با حوضه‌های مشابه از نظر ارتفاعی مقایسه شدند؛ به این صورت که مثلاً منحنی میزان ۴۰۰۰ متری نزدیک‌ترین منحنی میزانی بود که در آن خمیدگی دره‌مانند وجود داشت، متوسط ضریب خمیدگی آن در تمام زیرحوضه‌ها برآورد شد و عدد به‌دست آمده در مقایسه با ضرایب دیگر منحنی میزان‌هایی تحلیل گردید که دارای قله‌های مشابه آن بودند. این نکته بیان‌کننده این است که اولاً از یک ارتفاعی به بعد (۴۳۰۰ متر) در سبلان توزیع فرایند در سطح حوضه یکنواخت بوده است؛ برای مثال، از یک ارتفاع به بعد، کلاهک یخی شکل گرفته که تمرکز ماده و انرژی کمتری داشته تا سیرک یا دره یخچالی، یا بیشتر بارش، برف بوده که با ذوب و نفوذ تدریجی، امکان ایجاد رواناب متمرکز را نداده است؛ ثانیاً ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها علاوه بر ارتفاع، به حجم کوهستان بالادست نیز وابسته بوده است (شکل ۲).

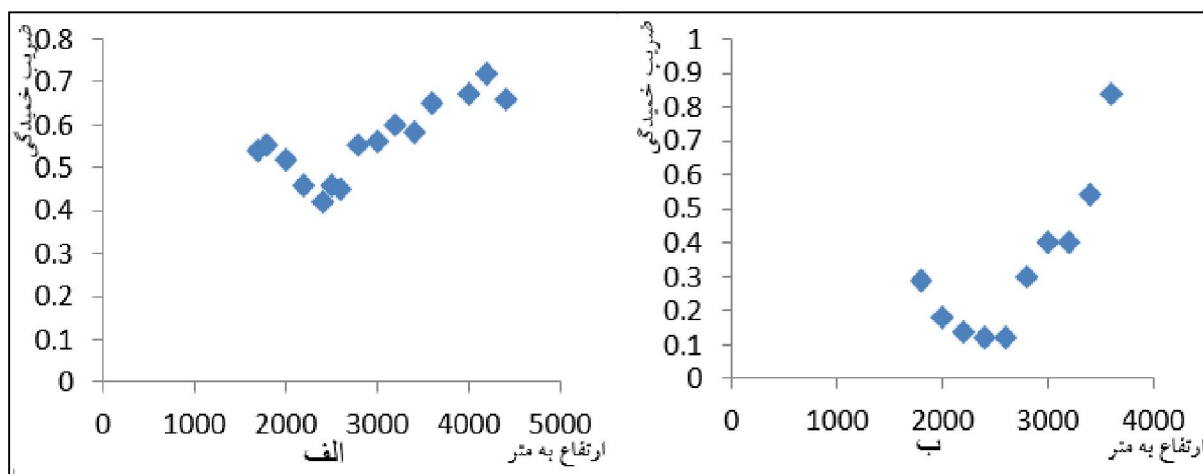


شکل ۲) وضعیت خطوط هم ارتفاع از ۴۳۰۰ متر به بالا

در حالت کلی، در مناطق کوهستانی از قله به کوهپایه، مقدار ضریب برآورد شده افزایش می‌یابد. چنین تصویری بر این اصل استوار است که با افزایش ارتفاع سطحی تأمین‌کننده ماده و انرژی نرون اصلی (آبراهه) کاهش می‌یابد؛ در نتیجه، ماده و انرژی کمتری در دره به جریان افتاده و تغییرات کمتری را در آن ایجاد کرده است. به عبارت دیگر، با کاهش ارتفاع و افزایش سطح مورد نظر، مقدار ماده و انرژی بیشتری در نرون اصلی به جریان می‌افتد و به همین خاطر خمیدگی منحنی میزان بیشتر و ضریب خمیدگی از یک دورتر می‌گردد (جدول ۱ و شکل ۳ الف در کل حوضه و ۳ ب در یکی از زیرحوضه‌ها برای نمونه). چنین تصویری تا زمانی با واقعیت انطباق دارد که فرایند ایجادکننده فرم‌ها در جهت شیب عمل نموده و ماده و انرژی آن تابعی از سطح تغذیه باشد. چنین شرایطی در طبیعت، تا زمانی صادق است که فرایند حاکم سیال روانی مثل آب باشد. حال اگر سیال پیوسته یخ باشد، شاید تا ارتفاع مشخصی چنین شرایطی را داشته باشد؛ ولی از یک مرحله به بعد با توجه به کاهش ارتفاع و افزایش دما و ذوب یخ، شرایط عکس حالت فوق در آن فراهم می‌گردد. از بررسی ضرایب به‌دست آمده از منحنی میزان‌های منطقه در حالت‌های مختلف چنین برمی‌آید که فرایند فرم‌ساز در منطقه باید از چنین شرایطی تبعیت کرده باشد (شکل ۴). همان‌طور که از شکل برمی‌آید، از ارتفاع ۳۴۰۰ متری به بعد، اثر فرایندهای ژئومورفولوژیک در خطوط منحنی میزان منعکس شده (ضریب خمیدگی ۰/۳) و تا ارتفاع ۲۸۰۰ متری روند صعودی (۰/۶۸) و از آن به بعد تا ارتفاع ۲۴۰۰ روند نزولی پیدا کرده و مقدار (۰/۳۹) رسیده و تا ارتفاع ۱۸۰۰ متری ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها شرایط یکنواختی داشته‌اند؛ با این تفاوت که وضعیت خمیدگی منحنی میزان‌ها از حالت نزدیک به پنجه‌ای به تک پالسی عمیق تبدیل می‌شود (تغییر فرایند از یخ و برف به آب). از ارتفاع ۱۸۰۰ متری به پایین ضرایب خمیدگی دوباره روند صعودی دارند. عملکرد ضرایب به‌دست آمده برای منحنی میزان‌های واقع بین ارتفاع ۲۸۰۰ تا ۲۴۰۰ متری، در واقع افزایش ماده و انرژی را تا ارتفاع ۲۴۰۰ متری و کاهش آن را در ارتفاعات پایین دست نشان می‌دهد (شکل ۵). روند کاهش و افزایش ضریب خمیدگی در قله‌های مرتفع به سمت کوهپایه، بازگوکننده سیرک‌های متعدد در امتداد دره است. افزایش ضریب خمیدگی، بر خارج شدن یخچال از سیرک و تبدیل به یخچال دره‌ای و کاهش آن به شکل‌گیری سیرک جدید دلالت دارد. البته، فرایند بادی نیز با افزایش ارتفاع و تغییر در بردارهای آن، شدت فرم‌سازی بیشتری را در دامنه‌های رو به باد فراهم کرده است و مسلماً در شرایط ایجاد شده در فرم‌های غالب چنین مناطقی و در ضرایب برآوردشده بی‌تأثیر نبوده است. به همین دلیل، اثرگذاری برآیندی از فرایندها در طی زمان با این ضرایب بررسی می‌شود.

جدول ۱) متوسط ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها در ارتفاع متفاوت

۲۵۰۰	۲۴۰۰	۲۲۰۰	۲۰۰۰	۱۹۰۰	۱۸۰۰	۱۷۰۰	۱۶۰۰	۱۵۰۰	۱۴۰۰	ارتفاع
۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۴۶	۰/۵۲	۰/۳۵	۰/۵۵	۰/۵۴	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۷۲	ضریب خمیدگی
۴۴۰۰	۴۲۰۰	۴۰۰۰	۳۸۰۰	۳۶۰۰	۳۴۰۰	۳۲۰۰	۳۰۰۰	۲۸۰۰	۲۶۰۰	ارتفاع
۰/۶۶	۰/۷۲	۰/۶۷	۰/۸	۰/۶۵	۰/۵۸	۰/۶	۰/۵۶	۰/۵۵	۰/۴۵	ضریب خمیدگی



شکل ۳) پراکنندگی ضرایب خمیدگی با توجه به ارتفاع (الف)؛ در تمامی زیرحوضه‌ها (ب) زیرحوضه شماره ۶



شکل ۴) خطوط منحنی میزان و تغییرات ضریب خمیدگی یکی از زیرحوضه‌ها (تصویر از Google Earth)



شکل ۵) تغییر ماده و انرژی در سطوح ارتفاعی مختلف (۷ شهریور ۱۳۸۶)

همان‌طور که از جدول و شکل برمی‌آید، کمترین ضریب خمیدگی (۰/۳۵) متعلق به ارتفاع ۱۹۰۰ متری است و بیشترین آن (۰/۸) مربوط به ارتفاع ۳۸۰۰ متری است و مقدار تغییرات آن با ارتفاع به دو صورت مختلف است؛ به این معنی که از قله تا ارتفاع ۲۴۰۰ تا ۲۶۰۰ متری (متغیر نسبت به جهت و ارتفاع قله حوضه مورد نظر) مقدار ضریب کاهش و دوباره از این ارتفاع تا نقطه خروجی حوضه‌ها روند افزایشی داشته است (جدول ۲).

در ستون سوم جدول (۲) ارتفاع حوضه نمودارهای مربوط به هر زیرحوضه مشخص شده است؛ یعنی جایی که ضریب خمیدگی کمترین مقدار خود را داشته و بر تغییر در فرایندهای ژئومورفولوژیک دلالت دارد. با توجه به ارقام این جدول و ارتفاع زیرحوضه، به استثنای زیرحوضه ۵ و ۳، هر چه جهت زیرحوضه‌ها از شمال به جنوب متمایل‌تر می‌گردد، ارتفاع حوضه نمودار بیشتر شده است؛ به طوری که کمترین ارتفاع متعلق به زیرحوضه ۱۴ که جهت کاملاً شمالی دارد و بیشترین آن مربوط به زیرحوضه ۱۷ در جهت جنوب شرقی است. در ستون چهارم و پنجم، به ترتیب روابط خطی بین ارتفاع با مقدار ضریب خمیدگی برآورد شده از نقطه خروجی تا حوضه (ستون چهارم) با وضعیت نزولی (محور فرود) و از حوضه تا قله (ستون پنجم) با روند صعودی (محور فراز) با مقدار همبستگی هر کدام از محورها به ترتیب در ستون ششم و هفتم آورده شده است. مقدار همبستگی بین ضریب خمیدگی و ارتفاع در همه موارد مقدار قابل قبولی است؛ با این تفاوت که برای محور فرود رابطه معکوس و برای محور فراز همبستگی مستقیم وجود دارد. در کاربرد روابط فوق توجه به این نکته ضروری است که از این روابط فقط در دامنه ارتفاعی ذکر شده در ستون دوم جدول؛ آن هم در محدوده ارتفاعی که ضریب خمیدگی روند افزایشی یا کاهش‌ی داشته است، استفاده می‌گردد؛ برای مثال، در زیرحوضه‌های ۸ و ۱۰ که شیب تغییرات ضریب خمیدگی (a) نسبت به ارتفاع، ۰/۰۰۲۲ برآورد شده فقط در ارتفاع ۱۴۰۰ تا ۱۶۰۰ که با افزایش ارتفاع مقدار ضریب خطی کاهش می‌یابد، کاربرد دارد. هرچه دامنه تغییرات ارتفاعی در محور فرود یا فراز نسبت به نقطه حوضه کمتر بوده، مقدار شیب خطی ضریب خمیدگی (a) بیشتر شده است.

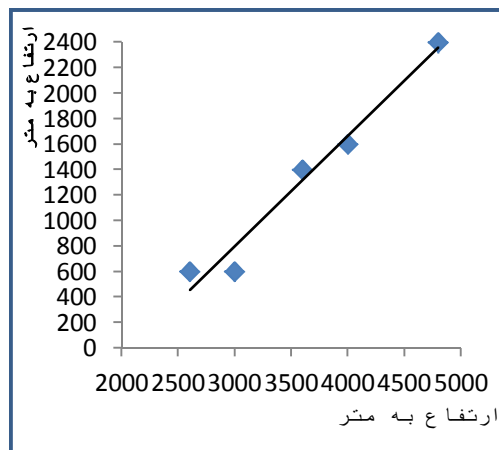
جدول ۲) روابط خطی برازش شده به مقدار ضریب خمیدگی زیرحوضه‌های سبلان

زیر حوضه	دامنه تغییرات ارتفاعی حوضه	ارتفاع حوضه نمودار	شیب خط فرود	شیب خط فراز	مقدار همبستگی فرود (۲)	مقدار همبستگی فراز (۳)
۲	۱۸۰۰-۲۰۰۰	۲۵۰۰	$y = -0.0005x + 1/898$	$y = 0.0005x - 0/643$	۰/۹۸	۰/۷
۳	۱۸۰۰-۴۴۰۰	۲۶۰۰	$y = -0.0005x + 1/6779$	$y = 0.0002x - 0/1017$	۰/۹۶	۰/۹۲
۴	۱۸۰۰-۳۲۰۰	۲۳۰۰	$y = -0.0007x + 2/1505$	$y = 0.0005x - 0/6974$	۰/۷۲	۰/۹۷
۵	۱۸۰۰-۴۲۰۰	۳۲۰۰	$y = -0.0004x + 0/398$	$y = 0.0001x + 0/555$	۰/۹۸	۰/۹۴
۶	۱۸۰۰-۳۲۰۰	۲۴۰۰	$y = -0.0005x + 1/603$	$y = 0.0005x - 0/688$	۰/۹۱	۰/۹۸
۷	۱۴۰۰-۳۲۰۰	۲۵۰۰	$y = -0.0003x + 1/952$	$y = 0.0004x - 0/4668$	۰/۷۶	۰/۹۶
۸	۱۴۰۰-۲۰۰۰	۱۶۰۰	$y = -0.0022x + 3/805$	$y = 0.0003x + 0/16$	۱	۱
۹	۱۴۰۰-۳۴۰۰	۲۷۰۰	$y = -0.0002x + 0/847$	$y = 0.0004x - 0/643$	۰/۹۱	۰/۸۷
۱۰	۱۴۰۰-۲۴۰۰	۱۶۰۰	$y = -0.0022x + 3/7217$	$y = 0.0003x - 0/1469$	۰/۹۵	۰/۸۹
۱۱	۱۷۰۰-۲۶۰۰	۲۳۰۰	$y = -0.0007x + 1/8329$	$y = 0.0003x + 0/1333$	۰/۹۹	۰/۸۶
۱۲	۱۴۰۰-۳۰۰۰	۲۳۰۰	$y = -0.0001x + 0/7195$	$y = 0.0008x - 1/6033$	۰/۵۳	۰/۹۹
۱۳	۱۴۰۰-۳۰۰۰	۱۹۰۰	$y = -0.0006x + 1/5078$	$y = 0.0003x - 0/2062$	۰/۹۲	۰/۸۹
۱۴	۱۴۰۰-۴۲۰۰	۲۱۰۰	$y = -0.0001x + 2/077$	$y = 0.0003x - 0/3147$	۰/۹۵	۰/۸۲
۱۵	۱۴۰۰-۴۲۰۰	۲۳۰۰	$y = -0.0004x + 1/1703$	$y = 0.0001x + 0/1626$	۰/۹۳	۰/۷۶
۱۶	۱۶۰۰-۳۲۰۰	۲۲۰۰	$y = -0.0006x + 1/687$	$y = 0.0006x - 1/166$	۰/۸۹	۰/۹۴
۱۷	۱۸۰۰-۳۶۰۰	۲۶۰۰	$y = -0.0002x + 0/658$	$y = 0.0006x - 1/456$	۰/۸۷	۰/۹۲
۱۸	۱۸۰۰-۳۴۰۰	۲۴۰۰-۲۶۰۰	$y = -0.0002x + 0/6186$	$y = 0.0004x - 0/881$	۰/۹۷	۰/۹۸
۱۹	۱۸۰۰-۲۸۰۰	۲۴۰۰	$y = -0.0004x + 1/211$	$y = 0.0009x - 1/78$	۰/۹۴	۰/۹۸
۲۰	۱۸۰۰-۳۴۰۰	۲۴۰۰-۲۶۰۰	$y = -0.0007x + 1/852$	$y = 0.0002x - 0/224$	۰/۹۶	۰/۶
۲۱	۱۸۰۰-۳۶۰۰	۲۳۰۰	$y = -0.0005x + 1/4067$	$y = 0.0002x + 0/065$	۰/۹۶	۰/۶۶

با توجه به تغییرات ارتفاعی از ۱۴۰۰ تا ۴۸۰۰ متر و این که همه حوضه‌ها به ارتفاع یکسانی ختم نشده و تعدادی زیر حوضه‌ها به قله اصلی (۴۸۰۰ متر) و تعدادی هم به ارتفاعات پایین‌تر ختم شده‌اند، زیرحوضه‌ها در واحدهای مشابهی از نظر ارتفاعی طبقه‌بندی و بررسی شدند؛ یعنی ابتدا زیرحوضه‌ها را با توجه به ارتفاعی که به آن ختم می‌شدند، در چهار طبقه: ۴۰۰۰، ۳۶۰۰، ۳۰۰۰ و ۲۶۰۰ متری دسته‌بندی کرده (برای محدود کردن دامنه طبقات ارتفاعی میانی آن‌ها در نظر گرفته شده است) و سپس روند تغییر ضریب خمیدگی برای هر گروه از زیرحوضه‌ها بررسی شد. نتیجه چنین بررسی، دال بر این است که ارتفاع حوضه نمودار برای زیرحوضه‌های ختم شده به ارتفاع ۴۸۰۰ و ۴۰۰۰ متری ۲۴۰۰ متر، در زیرحوضه‌های ختم شده به ارتفاع ۳۶۰۰ متری ۲۲۰۰ و برای زیرحوضه‌های ختم شده به ۳۰۰۰ و ۲۶۰۰ متر نیز به ترتیب

۲۴۰۰ و ۲۰۰۰ متر برآورد شد، که نشان‌دهنده تغییر فرایند یخچالی و تضعیف تدریجی انرژی آن در این ارتفاعات است. با توجه به این داده‌ها می‌توان گفت که با افزایش ارتفاع قله از ارتفاع ۳۰۰۰ متر به بالاتر، اختلاف ارتفاع بین منحنی میزانی که به عنوان حوض ضریب خمیدگی از آن یاد شده است، بیشتر و مقدار تغییرات آن با رابطه (۲) (مقدار همبستگی ۰/۹۸۴) برآورد می‌گردد که در آن Y ارتفاع قله مورد نظر و X اختلاف ارتفاع منحنی میزان حوض نسبت به قله است (شکل ۶).

$$Y = 0.18649X - 1793.5 \quad (2)$$



شکل ۶ تغییرات ارتفاع حوض ضریب با توجه به بلندترین قسمت حوضه

این موضوع هرچند در بیان مقدار و شدت فرایند با افزایش ارتفاع تأکید دارد؛ ولی مسأله مهم این بررسی، مقدار تغییراتی است که با توجه به تغییر جهت در مقدار ضریب خطی ایجاد می‌گردد؛ یعنی جهت ناهمواری‌های حوضه با توجه به وضعیتی که نسبت به زاویه ارتفاع خورشیدی، توده‌های هوای مؤثر بر منطقه، جریان‌های بارش‌زا و... دارد، از فرایندها به یک مقدار متأثر نمی‌گردد و برابندی از اثرپذیری از فرایندها در وضعیت خطوط منحنی میزان آن‌ها انعکاس یافته است. به همین دلیل، در مرحله بعدی به بررسی مقدار ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها در ارتباط با جهات مختلف پرداخته شده است (جدول ۳).

جدول ۳) وضعیت مقدار ضریب خمیدگی در ارتباط با جهات مختلف زیرحوضه ها

۱۱	۱۰	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	شماره حوضه
NE	NE	ENE	E	E	E	ESE	ESE	SE	SSE	SSE	جهت حوضه
۲۶۰۰ ۱۷۰۰	۲۴۰۰ ۱۴۰۰	۳۴۰۰ ۱۴۰۰	۲۰۰۰ ۱۴۰۰	۳۲۰۰ ۱۴۰۰	۳۲۰۰ ۱۸۰۰	۴۲۰۰ ۱۸۰۰	۳۲۰۰ ۱۸۰۰	۴۴۰۰ ۱۸۰۰	۳۰۰۰ ۱۸۰۰	۴۰۰۰ ۲۰۰۰	دامنه ارتفاعی
۰/۶	۰/۴	۰/۴	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۵	۰/۷	۰/۵	۰/۸	۰/۵	* ض.خ.ک
-	۲۱	۲۰	۱۹	۱۸	۱۷	۱۶	۱۵	۱۴	۱۳	۱۲	شماره حوضه
-	WSW	WSW	SW	SW	SW	NNW	NW	N	N	NNE	جهت حوضه
	۳۶۰۰ ۱۸۰۰	۳۴۰۰ ۱۸۰۰	۲۸۰۰ ۱۸۰۰	۳۴۰۰ ۱۸۰۰	۳۶۰۰ ۱۸۰۰	۳۲۰۰ ۱۶۰۰	۳۲۰۰ ۱۴۰۰	۳۲۰۰ ۱۴۰۰	۳۰۰۰ ۱۴۰۰	۳۰۰۰ ۱۴۰۰	دامنه ارتفاعی
	۰/۶	۰/۴	۰/۵	۰/۳	۰/۳	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۵	۰/۵	ض.خ.ک

* ضریب خمیدگی کل

در جدول (۳) در ردیف اول شماره زیرحوضه، در ردیف دوم جهت مربوط به هر کدام از زیرحوضه‌ها، در ردیف سوم دامنه ارتفاعی کل حوضه‌ها و در ردیف چهارم میانگین ضریب خمیدگی برای هر کدام از زیرحوضه‌ها مشخص شده است (از ردیف چهارم به بعد، چنین وضعیتی برای بقیه زیرحوضه‌ها تکرار شده است). بر اساس ردیف چهارم مشخص می‌شود که نمی‌توان برای همه دره‌ها ضریب متوسط را در نظر گرفت؛ زیرا همه آن‌ها در جهت یکسانی گسترش نیافته‌اند. برای این منظور، متوسط ضریب خمیدگی برای زیرحوضه‌ها در جهت‌های مشترک برآورد شده است (جدول ۴).

جدول ۴) ضریب خمیدگی و جهت

جهت مؤثر	SSE	SE	ESE	E	ENE	NE	NNE	N	NW	NNW	SW	WSW
م.ض.خ	۰/۶۵	۰/۵	۰/۶۵	۰/۶	۰/۴	۰/۵	۰/۵	۰/۵۵	۰/۵	۰/۵	۰/۴	۰/۵

اثرگذار بر آن

بر اساس داده‌های جدول فوق نیز نمی‌توان با توجه به جهت، تغییرات ضریب خمیدگی را برآورد نمود؛ زیرا روند افزایشی و کاهش‌ی مقدار ضریب برآورد شده هر کدام از زیرحوضه‌ها بر هم اثر کرده و میانگین تقریباً مشابهی در همه جهات به دست آمده است. به همین علت، روند تغییرات ضریب خمیدگی را با توجه به تغییر جهات حوضه‌ها در ارتفاع منحنی میزان مشابه برآورد و ضریب خمیدگی آن‌ها برآزش گردید (جدول ۵).

جدول ۵) روند تغییر مقدار ضریب خمیدگی با توجه به تغییر جهت در ارتفاعات مختلف

ارتفاع	۳۲۰۰		۴۰۰۰		۳۸۰۰		۳۶۰۰		۳۴۰۰		۳۲۰۰		۳۰۰۰	
	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N
ضریب خمیدگی	↓	-	↓	-	↓	-	↑	↓	↑	↓	↓	↓	↓	*↓
دامنه تغییرات	۰/۶۶	-	۰/۵۹	-	۰/۸۱	-	۰/۵۷	۰/۶۶	۰/۵۳	۰/۴۶	۰/۲۴	۰/۴۲	۰/۲۶	۰/۴۸
تغییرات	۰/۶۹	-	۰/۶۷	-	۰/۹	-	۰/۳۲	۰/۸۸	۰/۴۳	۱	۰/۵۲	۰/۹۵	۰/۴۹	۰/۹۵
ارتفاع	۲۸۰۰		۲۶۰۰		۲۴۰۰		۲۲۰۰		۲۰۰۰		۱۸۰۰		۱۶۰۰	
ضریب خمیدگی	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N
	↓	↓	-	↑	↑	↑	↑	↑	-	↑	-	↑	*-	↑
دامنه تغییرات	۰/۳۸	۰/۴۹	-	۰/۴۶	۰/۵۱	۰/۴۵	۰/۶۵	۰/۴۷	-	۰/۴۳	-	۰/۴۳	-	۰/۵۸
تغییرات	۰/۵۴	۰/۶۹	-	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۴۸	۰/۳۳	-	۰/۲۲	-	۰/۳	-	۰/۴۵

جهت روند (↑ افزایشی، ↓ کاهش‌ی، - نامشخص)

با توجه به مطالب ارائه شده می‌توان گفت که مقدار ضریب خمیدگی به دو علت تغییر می‌کند: یکی بر اثر افزایش ارتفاع در نواحی کوهستانی که نوع و چگونگی اثر فرایندها را در نواحی کوهستانی تحت تأثیر قرار می‌دهد. چنین اثری هر چند ممکن است به صورت ناحیه‌ای قابل بررسی نباشد؛ ولی به صورت محلی در شدت و مدت فرکانس فرایند

اثرگذار و در نتیجه در فرم ایجاد شده تأثیر دارد؛ دوم اینکه در نواحی کوهستانی با تغییر جهت، بردارهای عوامل مؤثر بر فرایندها تغییر می‌کند و در نتیجه ضریب خمیدگی متفاوت می‌گردد. برای برآورد چنین تغییراتی در ضریب خمیدگی، مقدار این ضریب در ارتفاع یکسان؛ ولی جهات متفاوت برآورد شد و نسبت به هم مقایسه گردید. نتیجه بررسی این بود که از قله تا ارتفاع ۲۸۰۰ متری در تمام جهات و زیرحوضه‌ها، ضریب خمیدگی حالت کاهشی داشت؛ با این تفاوت که در دامنه‌های شمالی، حداقل ضریب خمیدگی از قله تا این ارتفاع به ۰/۴۲؛ ولی در دامنه‌های جنوبی به ۰/۲۴ رسیده، که بیانگر تمرکز بیشتر سیال روان یا آب در شکل‌دهی لندفرم‌های دامنه‌های جنوبی نسبت به دامنه‌های شمالی است. به بیانی ضریب خمیدگی کمتر دامنه‌های جنوبی ناشی از فرسایش بیشتر عمقی نسبت به فرسایش جانبی است. فرایندی که ضریب خمیدگی را در نواحی کوهستانی تا ۰/۵ کاهش می‌دهد (بجز مواردی که جنسی همانند آهک چنین شرایطی را فراهم کرده باشد) به سیال پیوسته‌ای همانند یخ بیشتر تمایل دارد که فرسایش عمقی و جانبی یکنواخت‌تری دارد؛ یعنی در فرایندهای آبی مناطق کوهستانی، با افزایش مقدار ماده، انرژی بیشتر صرف حفر عمقی دره می‌شود تا حفر جانبی؛ اما در فرایند یخچالی با افزایش ماده (به شرط همگن بودن جنس زمین‌شناسی) انرژی در حفر عمقی و جانبی یکنواخت‌تر عمل می‌کند. در نتیجه، دره از نظر عمق و عرض، شکل متقارن‌تری به خود می‌گیرد و ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها در چنین دره‌هایی از ۰/۵ فاصله زیادی پیدا نمی‌کند. به همین دلیل، در دامنه‌های شمالی میزان اثرگذاری فرایندهای آبی بر فرم‌سازی کمتر بوده که حداقل ضریب خمیدگی آن‌ها (۰/۴۲) در حدود دو برابر حداقل ضریب خمیدگی در دامنه‌های جنوبی (۰/۲۴) است. نتیجه ژئومورفولوژیک این موضوع، چنین بیان می‌شود که تا جایی که ماده و انرژی فرایند در منطقه آب باشد، مقدار ضریب خمیدگی از ۰/۵ کمتر می‌گردد.

از ارتفاع ۲۸۰۰ متری تا سینوزیته جبهه کوهستان، وضعیت ضریب خمیدگی در دامنه‌های شمالی و جنوبی متفاوت می‌گردد. در این محدوده ارتفاعی، ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها در دامنه‌های شمالی روند افزایشی دارد؛ یعنی شدت یا نوع فرایند اثرگذار از این ارتفاع به پایین، کمتر می‌شود، که لندفرم‌ها کمتر دستخوش تغییر شده و مقدار اختلاف ارتفاعی کف دره با دو طرف آن و در نتیجه، مقدار خمیدگی منحنی‌های میزان کمتر شده است؛ ولی در دامنه‌های جنوبی روند یکسانی در مقدار ضریب خمیدگی‌ها دیده نمی‌شود. در حوضه‌های مختلف مقدار ضریب گاه روند افزایشی و گاه روند کاهشی داشته است که یکی از علت‌های آن متفاوت بودن ارتفاع سینوزیته جبهه کوهستان در دامنه‌های شمالی و جنوبی است. در دامنه‌های شمالی سینوزیته جبهه کوهستان تعیین شده در ارتفاع بالاتری نسبت به دامنه‌های جنوبی قرار دارد. با چنین شرایطی، به خاطر شیب بیشتر دامنه‌های جنوبی، فرسایش عمقی بیشتر و دخالت بیشتر شرایط لیتولوژیک و غیره به روند متفاوت افزایش یا کاهش ضریب خمیدگی منجر شده است.

نتیجه‌گیری

با توجه به موارد ذکر شده، می‌توان چنین استدلال کرد که در نواحی کوهستانی، فرایندهای مختلف ژئومورفولوژیک اثرگذار بر سطح زمین در طی زمان و مکان بسیار متغیرتر از نواحی هموار هستند. در این نواحی با توجه به تغییر ارتفاع و توپوگرافی زمین و اثرهای آن بر فشار جو، باد (سرعت، جهت و...)، دما (تغییرات روزانه و ماهانه و سالانه)، بارش

(مقدار، نوع و...)، زاویه ارتفاع خورشیدی و...، در واقع فرایندهای اثرگذار ژئومورفولوژیک در یک وسعت کم؛ ولی ناهمگن تغییرات زیادی دارند.

با توجه به ضریب خمیدگی منحنی میزان‌های سبلان که در ارتفاع مشابهی به حداقل خود رسیده (حوضیض نمودار) و روند افزایشی پیدا کرده‌اند، می‌توان نتیجه گرفت که دره‌های این کوهستان در کواترنری از دو فرایند متفاوت متأثر شده‌اند. اثرگذاری فرایند واحدی از قله به کوهپایه شرایط یکنواختی برای ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها ایجاد می‌کند (روند کاهش)، تا جایی که به خاطر شیب در عمل فرسایش غلبه با کندوکاو باشد؛ ولی فرایندهای متفاوت در امتداد نیمرخ طولی دره‌ها وضعیت متفاوتی را ایجاد می‌کنند. کوه‌های سبلان از چنین شرایطی متأثر بوده‌اند. دره‌های این کوهستان از قله تا ارتفاع ۲۴۰۰ متری عمیق‌تر و عریض‌تر شده‌اند و از این ارتفاع به بعد از عمق و عرض دره‌ها کاسته شده است؛ به این معنی که از قله تا این ارتفاع مقدار ماده و انرژی فرم‌ساز بیشتر می‌شده و از آن به بعد، انرژی و ماده تضعیف شده است. چنین شرایطی برای یخچال امری عادی محسوب می‌شود؛ ولی برای فرایند آبی که با فاصله گرفتن از قله، رواناب سطح بیشتری را دریافت می‌کند، امری غیرعادی است. دره‌های آبی از ارتفاعی که عمل کندوکاو جای خود را به عمل رسوب‌گذاری می‌دهد، عریض‌تر و کم‌عمق‌تر (با ضریب خمیدگی بیشتر) می‌شوند؛ ولی با توجه به مقدار شیب در ارتفاع ۲۶۰۰ متری سبلان هنوز چنین شرایطی فراهم نشده است. البته، در پایین‌تر از ارتفاع ۲۶۰۰ متری عمیق‌تر شدن دره‌ها در تمامی جهات یک‌نواخت نبوده؛ بلکه در جهات جنوبی ضریب عمیق شدن دره‌ها با کاهش ارتفاع نسبت به دامنه‌های شمالی بیشتر بوده است. بنابراین، با توجه به عرض جغرافیایی و ارتفاع سبلان، از قله تا ارتفاع ۲۴۰۰ متری فرایند آبی در فرم‌سازی اثر کمتری داشته و فرم‌های موجود نیز بیانگر فرایندهای یخچالی دوره کواترنر هستند و از این ارتفاع به بعد، فرایند آبی بخصوص در دامنه‌های جنوبی نقش بیشتری در پیدایش لندفرم‌ها داشته است. در دامنه‌های شمالی و جنوبی از قله تا ارتفاع ۲۴۰۰ متری فرایند اثرگذار شدت بیشتری پیدا می‌کند و به همین خاطر مقدار کندوکاو آن بیشتر شده، ضریب خمیدگی را کاهش می‌دهد. هرچند در زیرحوضه‌هایی که به سمت شمال تمایل دارند، تغییر فرایند از برف و مشتقات آن به آب‌کنندتر عمل کرده و در نتیجه، مقدار ضریب خمیدگی نسبت به دامنه‌های جنوبی عدد بالاتری را نشان می‌دهد؛ ولی در دامنه‌های جنوبی نرخ جایگزینی فرایندهای فوق از شدت بیشتری برخوردار بوده و در نتیجه مقدار ضریب خمیدگی کمتر است. البته، حوضیض در دره‌های کوهستانی همیشه نشانه تغییر فرایند نیست؛ حوضیض می‌تواند حاکی از گذر یک مرحله از فرسایش؛ برای مثال، گذر از عمل کندوکاو به مرحله رسوبگذاری در فرسایش آبی باشد.

منابع

- ۱- المدرسی، سید علی و رامشت، محمد حسین. (۱۳۸۶). آثار یخچالی در دره سخوید یزد، مجله فضای جغرافیایی، سال هفتم ش ۱۹، صص ۱۷-۳۲.
- ۲- پوردهقان، داوود. (۱۳۸۵). ردیابی آثار ژئومورفیک تحولات آب و هوایی کواترنر در دهبکری بم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، به راهنمایی محمد حسین رامشت، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نجف آباد، گروه جغرافیا.

- ۳- جعفری، غلام حسن. (۱۳۸۵). بررسی یخچال های کواترنری ایران؛ مطالعه موردی زاگرس مرکزی، طرح مصوب شورای پژوهشی منطقه یک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد آباءه.
- ۴- دلال اوغلی، علی. (۱۳۸۲). ارتفاع خط تعادل یخچالی در کوهستان سبلان، فضای جغرافیایی، ش ۱۰، سال سوم، صص ۳-۱۵.
- ۵- رامشت، محمدحسین و شوشتری زاده، نجمه. (۱۳۸۶). آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۷۳، صص ۱۱۹-۱۳۲.
- ۶- رامشت، محمدحسین و کاظمی، محمد مهدی. (۱۳۸۶). آثار یخچالی در حوضه اقلید فارس، رشد آموزش جغرافیا، ش ۷۹، صص ۳-۱۱.
- ۷- رامشت، محمدحسین؛ ناسخیان، حوریه و اوانی، نازی. (۱۳۸۸). آثار فعالیت های یخچالی در منطقه قمصر و نقش آن در ایجاد کانون های بیلاقی و تفریحی، ششمین همایش و نمایشگاه اطلاعات مکانی.
- ۸- رامشت، محمد حسین. (۱۳۸۱). آثار یخچالی در زفره اصفهان، طرح پژوهشی شماره ۸۰۰۳۰۵ مصوب ۱۳۸۱/۳/۲۷ شورای پژوهشی دانشگاه اصفهان.
- ۹- رجبی، معصومه. (۱۳۸۷). تجزیه و تحلیل لندفرمها بر اساس عکس های هوایی و نقشه های توپوگرافی، فصلنامه سپهر، دوره هفتم، ش ۶۷.
- ۱۰- رجبی، معصومه و بیاتی خطیبی، مریم. (۱۳۹۰). ژئومورفولوژی شمال غرب ایران، انتشارات دانشگاه تبریز.
- ۱۱- زمردیان، محمد جعفر. (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی ایران، جلد اول، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۱۲- شاهزیدی، سمیه السادات. (۱۳۸۵). نقش ایزوستازی حرارتی و برودتی در شکل گیری مخروطه افکنه رودخانه درختگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، به راهنمایی محمد حسین رامشت، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نجف آباد، گروه جغرافیا.
- ۱۳- صادقی، سید محمد رضا و اسدی، هانیه. (۱۳۸۹). اهمیت زمان پیمایش بین خطوط همزمان تمرکز در دقت تخمین سیلاب از آبنمود واحد لحظه ای کلارک، نشریه آب و خاک، ج ۲۴، ش ۴، مهر- آبان، صص ۶۲۵-۶۳۵.
- ۱۴- معیری، مسعود؛ رامشت، محمد حسین؛ تقوایی، مسعود و تقی زاده، محمد مهدی. (۱۳۸۸). موارد یخچالی در حوضه صفاشهر- استان فارس، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان علوم انسانی، ج ۱، ش ۳۲، سال ۴، صص ۱۰۹-۱۳۰.
- ۱۵- نعمت الهی، فاطمه. (۱۳۸۲). آثار یخچالی حوضه آبی نمدان فارس، پایان نامه کارشناسی ارشد، به راهنمایی محمد حسین رامشت، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نجف آباد، گروه جغرافیا.
- ۱۶- نگارش، حسین و خسروی، محمود. (۱۳۷۷). کلیات ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ۱۷- نوجوان، محمد رضا؛ میرحسینی، ابوالقاسم و رامشت، محمد حسین. (۱۳۸۸). ژئوتوپ های یزد و جاذبه های آن، جغرافیا و توسعه، ش ۱۳، بهار، صص ۴۷-۶۰.
- 18- Bobek, Hans, Reise in Northwest Persian. (1934). Travel in Northwest Persia, Zeitschrift der Gesellschaft Fur Erdkunde zu Berlin, Vol. 9/10, 1934, pp. 359-369.
- 19- Gilbert GK (1877) Geology of the Henry Mountains. Government Printing Office, Washington, p 160.

- 20- Gustavsson, Marcus.(2005). Development of a detailed geomorphological mapping system and geo database in Sweden, licentiate thesis, supervised by Else Kolstrup and Arir C. Seijmonsbergen.
- 21- Radoane, Maria, Nicolae, Radone and Dan, Dumitria.(2003). Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*. 50,pp: 293-306.
- 22- Ohmori, Hiroo .(1996). Morphological characteristics of longitudinal profiles of rivers in the South Island, New Zealand.
- 23- Nash, David .(1994). Dugicurst development and valley evolution, *Earth surface processes and landforms*. 11,pp:7001-117.
- 24- Sant, Dhananjay. A and R. VADODARA, Karant.(1993). Drainage evolution of the lower Naramada vally, western India. *Geomorphology*. 8,pp: 221-244.
- 25- Schweizer, Jürg .(1970). The kuhe sabalan (north west Iran) contributions to the glacier and glazial geomorphology of high mountains, in: H Schroder (eds) *Beitrage zur geographiede de tropen and subtropen Tubiger geographische studien*, PP: 163-178.
- 26- Snyder, Noah. P., Whipple. KELIN. X., Tucker. Gregory. E., Merritts, Dorothy. J. (2003). Channel response to tectonic forcing field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, Northern California. *Geomorphology*. 53: pp:97-127.
- 27- Tipping .(1994). fluvial chronology and valley floor evolution of the upper Bowmontalley, Borders region, Scotland. *Earth surface processes and landforms*. 19,pp:641-657.
- 28- Wallerstein. P. Nick., and Thorne, C. R.(2004). Influence of large woody debris on morphological evolution of incised. *Geomorphology*, 51,pp:L53-73.
- 29- Zelilidis, Abraham.(2000). Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology*. 35,pp:69-85.

