

تعیین مراحل تحول ژئومورفولوژیکی دره‌های نواحی کوهستانی با روش‌های کلاسیک و ریاضی

مطالعه موردی: یازده حوضه و دره اصلی توده‌ی کوهستانی سهند

دکتر مریم بیاتی خطیبی

استادیار گروه پژوهشی جغرافیا دانشگاه تبریز

پروین حیدرزادگان

کارشناس ارشد گروه پژوهشی جغرافیا دانشگاه تبریز

چکیده

انحنای نیمرخ طولی دره‌های نواحی کوهستانی، که منعکس‌کننده ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی حوضه‌ها، همچنین بیان‌کننده‌ی رخداد‌های تکتونیکی در دره‌ها و وقوع تغییرات اقلیمی در منطقه هستند، بسیار متفاوت می‌باشد. از طریق بررسی این انحناها در ارتفاعات مختلف، می‌توان تحول دره‌ها را تعیین و در مورد نحوه‌ی فعالیت فرآیندهای مختلف کاوشی و انباشتی در سر تا سر دره، اظهار نظر نمود. در این مقاله، سعی شده از طریق روش‌های کلاسیک و تحلیل‌های ریاضی، کلیه حوضه‌ها و دره‌های اصلی سهند مورد بررسی قرار گیرد و با توجه به میزان انحنای نیمرخ طولی دره‌ها و با تکیه بر نتایج حاصل از تحلیل رگرسیونی، مراحل تحول دره‌ها تعیین و علل ناهمگونی‌های آنها، با توسل به شواهد زمینی توجیه گردد. به همین منظور، برای حوضه‌های بزرگ و یازده دره اصلی سهند، منحنی‌های ترسیم شده است، که نشان‌دهنده‌ی نحوه‌ی آرایش نیمرخ طولی دره در ارتفاعات مختلف می‌باشد. سپس با استفاده از داده‌های حاصل از اندازه‌گیری فاصله‌ی طولی دره‌ها در ارتفاعات مختلف، تحلیل رگرسیونی صورت گرفته و با بهره‌گیری از انواع توابع ریاضی، یعنی توابع نمایی، خطی، توانی و لگاریتمی، مراحل تحول هر دره تعیین شده است.

به منظور تفکیک دره‌هایی که از نظر مراحل تحول، روند یکسانی را طی می‌کنند، دره‌های منطقه با توجه به نوع تابع، گروه‌بندی شده و نتیجه‌گیری‌های نهایی، با عنایت به شواهد میدانی صورت گرفته است. تفاوت در نوع تابع، در واقع میزان انحنای نیمرخ طولی دره‌ها و تفاوت در مراحل تحول آنها را نشان می‌دهد. نتایج حاصل از بررسی‌ها و تحلیل‌ها نشان می‌دهد که در روش کلاسیک، اغلب حوضه‌ها در مرحله‌ی بلوغ هستند و از نظر روش ریاضی، آن دسته از دره‌های سهند که نیمرخ طولی آنها از انحنای بیشتری برخوردار بوده‌اند، با تابع نمایی، دره‌هایی با نیمرخ‌های دارای انحنای کمتر، با تابع توانی، و نیمرخ‌های بدون قوس زیاد و تقریباً نزدیک به خط راست، با تابع خطی برازش شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: تحول ژئومورفولوژیکی، نیمرخ طولی دره، تحلیل رگرسیونی، توابع ریاضی، روش‌های کلاسیک، کوهستان سهند.

مقدمه

نیمرخ طولی بستر جریان رودخانه‌های کوهستانی بطور مداوم در حال تغییر است و در اثر این تغییرات، حد نقطه شروع فعالیت فرآیندهای کاوشی و نهشته‌گذاری در داخل دره‌ها و در طول مسیر جریان رودخانه‌ها جابجا می‌شود و تغییر مکان می‌دهد، این جابجایی‌ها و قرارگیری این حدود در مقطع زمانی مشخص در بخش معینی از طول دره‌ها، در واقع مشخص‌کننده مرحله‌ی خاصی از روند تحول دره‌ها محسوب می‌شود. روند تحول دره‌ها که در اثر بروز تغییرات بلند مدت در بستر جریان رودخانه‌ها صورت می‌گیرد، ممکن است بطور عادی دنبال گردد و یا در اثر بروز تغییرات ناگهانی (به هر دلیل ممکن) در منطقه و یا در طول دره‌ها، چنین روندی دچار اختلال گردد. توضیح اینکه، نیمرخ طولی بستر جریان رودخانه‌ها در پاسخ به انواع آشفستگی‌هایی که به دست انسان و یا بطور طبیعی در دره‌ها صورت می‌گیرد، تغییر می‌یابد و رودخانه‌ها برای برابرسازی میزان این تغییرات در سرتاسر طول دره، مجبور به تغییر و تنظیم نیمرخ طولی خود می‌گردند (Snyder et al, 2003:99). میزان این تنظیمات که با اشکال ژئومورفولوژیکی خاصی نیز همراه است، بشدت تغییرات رخداده بستگی دارد. تغییر در میزان بار رسوبی رودخانه‌ها، حضور و یا ناپدید شدن اشکال سایشی و انباشتی در طول دره‌ها - که به عنوان شواهدی از مرحله خاصی از تحول دره‌ها نیز هستند - از اثرات پاسخ رودخانه‌ها به این آشفستگی‌ها محسوب می‌شوند (Lane and Richard, 1997:280). به لحاظ اینکه عوامل متنوعی با نسبت‌های متفاوت، بخش‌های مختلف دره‌ها را تغییر می‌دهند (به لحاظ تفاوت در ساختار زمین‌شناسی، نوع لیتولوژی، ویژگی‌های توپوگرافی...)، معمولاً نیمرخ طولی بستر جریان رودخانه‌ها در نواحی کوهستانی در مقطع زمانی خاص، بسیاری نظم است. به همین دلیل در مقطع خاص زمانی توازن و تعادل کامل بین عملکرد فرآیندهای شکل‌دهنده‌ی دره‌ها و تغییردهنده‌ی نیمرخ آنها، در کلیه‌ی بخش‌های دره‌ها برقرار نمی‌گردد، اما رودخانه‌ها طبق عملکرد سیستمی، همواره در صدد برابرسازی تغییرات رخداده در طول مسیر جریان خود و از بین بردن این بی‌نظمی‌ها هستند (Gilbert, 1817 به نقل از Selby, 1985:250) و این خودتنظیمی رودخانه‌ها در طول دره‌ها و فعال شدن فرآیندهای مختلف ناشی از آن بررسی نیمرخ بستر جریان آب‌های جاری، در قالب تحول دره‌ها را از دیدگاه ژئومورفولوژی بسیار مهم جلوه‌گر می‌سازد و با توجه به وسعت نگرش به دره‌ها، تحلیل نحوه‌ی تحول دره‌ها، مفهوم سیستمی پیدا می‌کند (Kerv, 1997,273; Schoorl and Veldrean, 2003:42). با عنایت به این نکته‌ی مهم که روند تحول دره‌ها بطور غیرمستقیم بیانگر ویژگی‌ها و شدت وضع رسوب‌زایی رودخانه‌های جاری در نواحی کوهستانی نیز هست، از این نظر تحلیل روند تحول دره‌ها از دیدگاه ژئومورفولوژی کاربردی نیز اهمیت پیدا می‌کند. با توجه به موارد مذکور و همچنین با

عنایت به این نکته‌ی بسیار مهم که نتایج کلیه‌ی تغییرات در بخش‌های مختلف کوهستان‌ها، در دره‌ها و نیمرخ طولی آنها منعکس می‌شوند، بررسی نیمرخ طولی دره‌ها می‌تواند مسائل ژئومورفولوژیکی و همچنین ابهامات زیادی را در مورد کوهستان‌ها روشن سازد، به همین دلیل تحلیل نیمرخ طولی دره‌ها با استفاده از روش‌های کلاسیک و روش‌های کمی و مستدسازی نتایج حاصل از تحلیل‌های کمی با شواهد ژئومورفولوژی موجود در دره‌ها، از سال‌ها پیش ذهن ژئومورفولوژیست‌ها و هیدرولوژیست‌ها را به خود مشغول داشته است و هر یک از این محققین (Zhang, 1998, Gilbert, 1817, Schumm, 1945, Selby, 1985, Standford, 1993, Nash, 1994, Ohmori, 1996) از دیدگاه خاص خود و با هدفی که از مطالعه داشته‌اند، نیمرخ دره‌ها را بررسی و نحوه‌ی تغییرات آنها را در طول زمان تفسیر نموده‌اند و نتایج مطالعات خود را در قالب گزارشات و مقالات ارایه کرده‌اند

(Powell, 1875, oberlander, 1985, Fabel, 1993, Bryan, 1998, Doyle, 2000, Messina, 2001) به نقل از (Ohmory, 1996:3).

از پیشگامان توصیف و تشریح تحول دره‌ها، سانت و کارانت (Sant and Karanth, 1993) هستند که تحول دره نارمادا^۱ در غرب هند را در ارتباط با نحوه نهشته‌گذاری در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی (الیگوسن، میوسن و ائوسن)، مورد مطالعه قرار دادند. به دنبال این محققین، تپینگ (Tipping, 1994) نیز با استفاده از تراس‌های رودخانه‌ای، تحول یکی از دره‌های اسکاتلند را تحلیل نمودند.

از محققین به نام دیگر که از دیدگاه متفاوت تحول دره‌ها را مورد مطالعه قرار داد، ناش (Nash, 1994, 1995) می‌باشد که در این زمینه آثار بسیار باارزشی ارایه نمود. زلیدیس، استوک و ماتر و والرستین (Zelidies, 2000, Stokes and Mather, 2003, wallerstein, 2004) به ترتیب، تحول دره‌ها را در ارتباط با تکتونیک، نئوتکتونیک و واریزه‌های انباشته شده مورد بررسی قرار داده‌اند.

شاید یکی از بنام‌ترین پیشگامان بررسی تحول دره‌ها با استفاده از توابع ریاضی اهموری (Ohmori, 1996) باشد که توانست با استفاده از داده‌های جمع‌آوری شده و استناد به نتایج حاصل از توابع، شکل نیمرخ طولی و تحول دره‌ها را توجیه و توضیح دهد. بعد از اهموری، رادونه (Radoane, 2003)، تحول ژئومورفولوژی نیمرخ طولی رودخانه‌ها و بستر جریان آنها را مورد مطالعه قرار داد و مانند اهموری، با استفاده از توابع ریاضی مراحل تحول آنها را توجیه نمود. با توجه به توجیهات ارایه شده در مقدمه‌ی فوق، دره‌های کوهستان سه‌هند که نمونه‌ی تیپیک از دره‌های شعاعی را ارایه می‌دهند و همه‌ی آنها نیز در یک ساختار زمین‌شناسی یکسان

تشکیل شده‌اند، به عنوان مکان مورد مطالعه انتخاب و کلیه‌ی پیش‌فرض‌ها در رابطه با نحوه‌ی تحول دره‌ها در نواحی کوهستانی، در توده‌ی مذکور مورد آزمایش قرار گرفته‌اند.

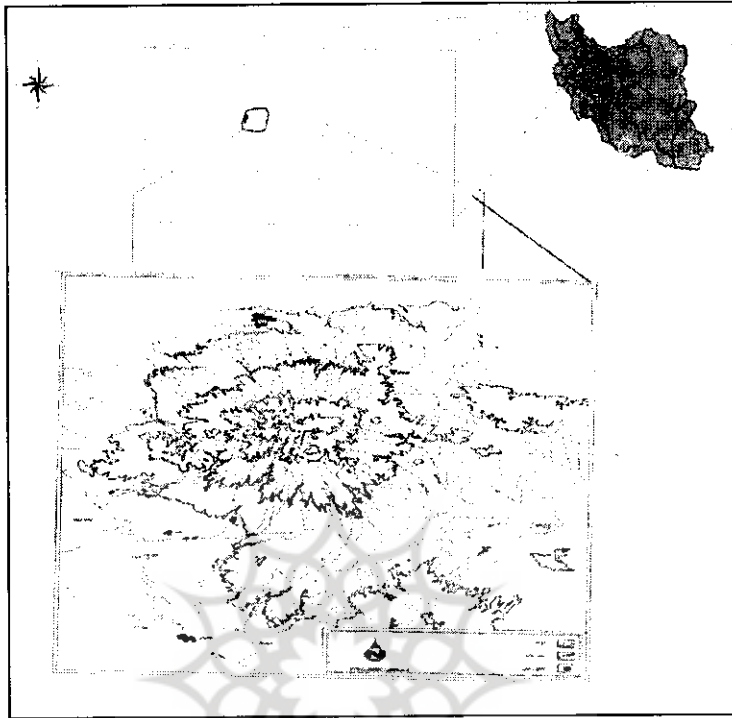
موقعیت جغرافیایی و ویژگی‌های طبیعی توده کوهستانی سهند

کوهستان سهند پس از سیلان، از مهمترین برجستگی‌های آذربایجان محسوب می‌شود که در موقعیت جغرافیایی $46^{\circ} / 12'$ تا $46^{\circ} / 20'$ طول شرقی و $37^{\circ} / 20'$ تا $37^{\circ} / 35'$ عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). بلندترین نقطه ارتفاعی آن به نام جام داغی به ارتفاع ۳۷۱۰ متر است که حاصل فعالیت‌های آتشفشانی پلیو- پلیوستوسن محسوب می‌شود (خیام، ۱۳۶۹: ۲۰۶).

قلل پراکنده‌ی زیادی به‌عنوان محل فوران آتشفشان در گذشته در بخش‌های مختلف این توده‌ی کوهستانی دیده می‌شوند که در تنوع توپوگرافی اشکال ژئومورفولوژی نقش، مهمی ایفا کرده و می‌کنند. مواد آتشفشانی این توده بر روی زیرساخت متشکل از رسوبات دوران مختلف زمین‌شناسی، از پالئوزئیک تا میوسن، قرار گرفته است. بررسی‌های انجام یافته در مورد مراحل فعالیت آتشفشانی سهند نشان می‌دهد که در دوره‌ی میوسن گدازه‌های این توده، طی فعالیت‌های آتشفشانی، توسط دودکش‌های مختلف بر روی رسوبات زیرین، بیرون ریخته و بر روی زیرساخت رسوبی قرار گرفته‌اند (معین وزیری، ۱۳۷۵: ۱۲۳).

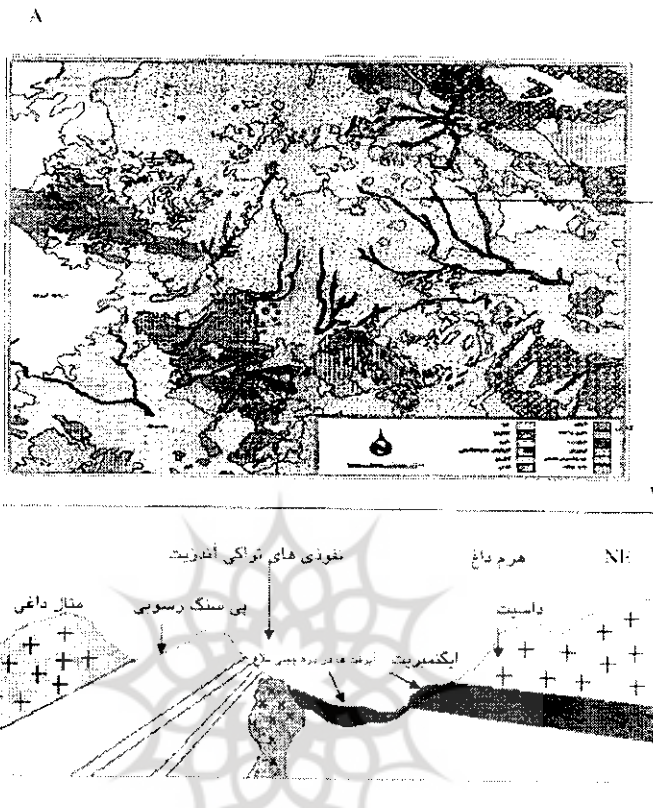
فعالیت آتشفشانی توده‌ی سهند در مراحل مختلف، موجب گسترش آندزیت‌ها، گدازه‌های اسیدی و ایگنمبریت‌ها در محدوده‌های گنبد‌های آتشفشانی شده است. آخرین مرحله‌ی فعالیت‌های آتشفشانی به پلیوسن- کواترنر برمی‌گردد که موجب خروج گدازه‌های اسیدی و تشکیل مخروط‌های آتشفشانی جدید بر پایه‌ی مواد آذرین قبلی گردیده است.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی توده‌ی کوهستانی سهند

تشکیلات رسوبی که در زیر مواد آذرین قرار گرفته‌اند، با وجود داشتن رخساره‌های مربوط به دوره‌های مشابه، در تمامی دره‌های سهند از نظر چینه‌بندی یکنواخت نمی‌باشند (امین‌سبحانی، ۱۳۶۵: ۱۳). این تشکیلات که به نحو بارزی در آرایش نیم‌رخ طولی دره‌ها، نقش ایفا نموده‌اند، در دامنه‌های جنوبی سهند بیشتر در سطح ظاهر شده‌اند. تشکیلات سنگ کف توده‌ی سهند در دامنه‌ی شمالی، متعلق به دوره‌ی کرتاسه تا اوایل میوسن می‌باشد. رسوبات کرتاسه که در دره‌ی مردق (یکی از دره‌های جنوبی سهند) بیشتر برونزد دارند، متشکل از لایه‌های متناوبی از آهک و مارن هستند. رسوبات میوسن نیز شامل کنگلومرا، مارن و ماسه‌سنگ است که در اغلب دره‌های سهند می‌توان آنها را مشاهده نمود. در روی این رسوبات، زیرچینه‌ای از توف نیز وجود دارد که این لایه متعلق به فعالیت‌های آتشفشانی سهند در دوره‌ی پلیوسن است. قدیمی‌ترین تشکیلات رسوبی، متشکل از لایه‌های آهکی است که بر روی رسوبات تخریبی، متشکل از کنگلومراها، ماسه‌سنگ‌های سرخ و همچنین رسوبات تبخیری، متشکل از گچ‌ها، نمک‌ها، همراه با ماسه‌های سبز، قرار گرفته‌اند که در بعضی از دره‌های سهند از جمله آذرشهر، اسکو و لیقوان می‌توان آنها را مشاهده نمود.



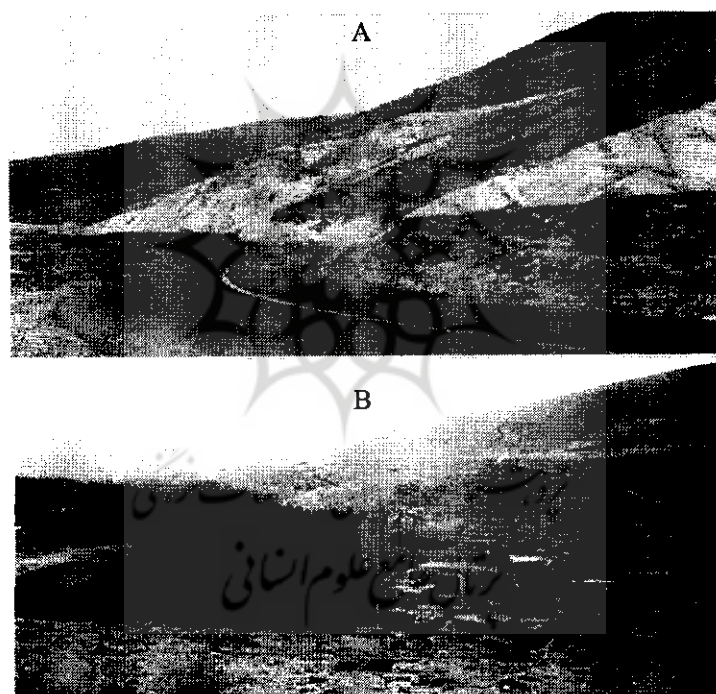
شکل ۲: A) ویژگی‌های لیتولوژیکی توده‌ی کوهستان سهند و B) نمایش پی سنگ قدیمی سهند در ارتفاع ۳۱۰۰ متری در دره چینی بلاغ دامنه شرقی سهند (معین وزیری، ۱۳۷۵: ۱۲۲)

با توجه به فوران‌های آتشفشانی مداوم سهند و قرارگیری مواد حاصل از فعالیت‌های آتشفشانی بر روی تشکیلات رسوبی، می‌توان چنین استنتاج نمود که در گستره‌ی این کوهستان از نظر لیتولوژی، غلبه با مواد حاصل از مواد آتشفشانی بوده و بخش اعظم این توده، با توفها و خاکسترهای آتشفشانی پوشانیده شده است. اما در بخش مرکزی آن آندزیت‌هایی برونزد دارند که اغلب قله مرکزی آن را تشکیل می‌دهند.

در بخش‌های مختلف سهند، می‌توان به لایه‌های رسوبی نیز برخورد نمود که در اثر فرسایش در دره‌ها رخنمون دارند، آهک‌ها از جمله‌ی این رسوبها هستند که در بخش‌های غربی، جنوب غربی و شمال شرقی گسترش قابل ملاحظه‌ای یافته‌اند. در حالی که گسترش دولومیت‌ها که فقط در بخش جنوبی و در حوالی مراغه دیده می‌شوند، در مقایسه با سایر تشکیلات کم است. کنگلومرا از دیگر سنگ‌های گسترده شده در این توده است که تنها در بخش‌های شرقی آن ملاحظه می‌گردند. ادامه‌ی این تشکیلات در دره‌های غربی سهند،

به‌خصوص در دره‌ی قرمزگل که حاصل قدیمی‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی سه‌سهند است، نیز قابل ملاحظه است اما به لحاظ گستردگی کم آن در این محدوده و مقیاس کوچک نقشه ترسیمی، نشان دادن آنها در نقشه مذکور امکان پذیر نگردیده است (شکل ۲).

سنگ‌های آذرآواری که گسترش قابل ملاحظه‌ای در سه‌سهند دارند، در اغلب دره‌های سه‌سهند قابل مشاهده هستند. ضخامت این سنگ‌ها که در دره ليقوان بهترین نمود را یافته‌اند، به ۴۰۰ متر می‌رسد. اما ضخامت ایگنمبریت‌ها در بین مواد آذرآواری در دره‌های سه‌سهند بسیار متفاوت است. در قسمت غرب توده‌ی کوهستانی سه‌سهند و در بخش اسکو و به طرف مرکز سه‌سهند از ضخامت لایه‌های ماسه و ماسه‌سنگ‌های آهک‌دار و مارن کاسته می‌شود و به ضخامت سنگ‌های ایگنمبریت‌ها و کنگلومراها افزوده می‌شود (شکل ۳).



شکل ۳: ضخامت ایگنمبریت‌ها در دره‌های مختلف سه‌سهند.

A: ایگنمبریت‌ها و سایر مواد آذر آواری در شیب‌های مشرف به دره ليقوان

B: ایگنمبریت‌های ضخیم در دره آذرشهر که مسکن قدیمی بر روی آنها کنده‌کاری شده‌اند

بعد از تشکیل ساختار توده سه‌سهند، آنچه که موجب تشکیل اولیه دره‌ها و تغییر بعدی آنها شده، آب‌های جاری، شرایط اقلیمی حاکم و نوسانات آن در دوره‌های بعدی و همچنین بروز

فعالیت‌های تکتونیکی بوده است. اما آنچه که در تغییر شکل دره‌ها نقش برجسته‌تری داشته است، وقوع تغییرات اقلیمی عمده در کوتاه‌تر بوده است. در این دوره، با سرد شدن هوا، حد برف‌های دایمی در ارتفاعات ایران، به‌ویژه در سیلان و سهند تا ارتفاع ۲۵۰۰ متر نیز پایین آمده که این تغییر در حدبرف‌های دایمی، با تغییرات در ارتفاعات و تحولات عمده در دره‌ها، توأم گردیده است. حضور دره‌های معلق در انتهای دره‌های اصلی (در دره آذرشهر)، وجود دره‌های U شکل (دره ليقوان) و پراکندگی سنگ‌های مخطط (در دره‌ی سعید آباد) وجود محل سیرک‌های یخچالی گذشته (جای گود آنها در اغلب دره‌های سهند مشاهده می‌شود) در انتهای دره‌ها، از جمله این شواهد محسوب می‌شوند.

مواد و روش‌ها

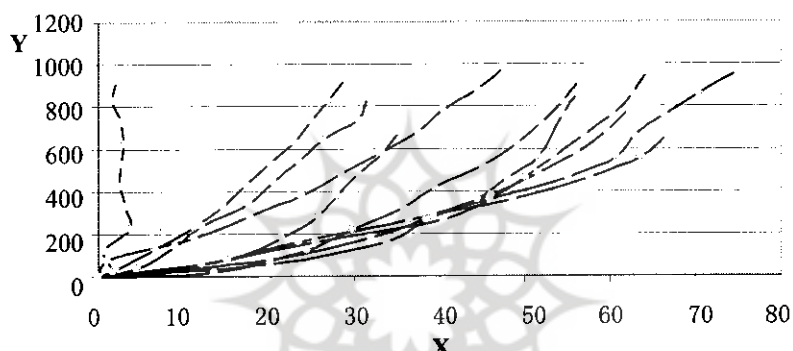
یکی از روش‌های کلاسیک، اما معتبر در تعیین مرحله‌ی تحول بستر جریان رودخانه‌ها در نواحی کوهستانی، روش هیپسومتری بی‌بعد است. منحنی‌های هیپسومتری بی‌بعد^۱، -که فکر ترسیم آنها جهت تحلیل فرآیندهای ژئومورفولوژی، به استراهلر برمی‌گردد- منحنی‌هایی هستند که از تغییرات توده‌ی زمین در رابطه با ارتفاع (انرژی شیب)، در داخل یک حوضه زهکشی و در طول دره‌ها حکایت می‌کنند. با تحلیل شکل آنها می‌توان مرحله‌ی جوانی، بلوغ و پیری دره‌ها و حوضه‌ها را از آنها استنتاج نمود^۲ و با در رابطه قرار دادن عامل ارتفاع، مساحت و همچنین با توجه به نحوه‌ی آرایش منحنی‌های تئوریک و واقعی، می‌توان بخش‌های تحت فرسایش و نهشته‌گذاری را مشخص و با توجه به قوس منحنی‌ها مرحله‌ی تحول دره‌ها را تعیین نمود. در این تحلیل نیز به منظور تعیین مراحل فرسایش و نهشته‌گذاری در بستر جریان رودخانه‌ها و تعیین مراحل تحول دره‌ها از روش هیپسومتری استفاده شده و با ترسیم منحنی‌ها مراحل تحول دره‌های سهند تعیین شده است و با استناد به شکل آنها، مراحل تحول دره‌های مختلف با یکدیگر مقایسه و در مرحله‌ی نهایی با توجه به نحوه‌ی آرایش آنها، تحلیل‌ها و نتیجه‌گیری‌ها صورت گرفته است.

بعد از تعیین مراحل تحول دره‌ها با روش هیپسومتری، از روش ریاضی استفاده شده. در این روش، به منظور تحلیل روند تحول دره‌ها با توابع ریاضی و بررسی ویژگی‌های مورفولوژیکی نیمرخ طولی دره‌های سهند، ابتدا داده‌های لازم برای هر نیمرخ طولی از نقشه‌های توپوگرافی به مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ با منحنی‌های میزان به فواصل ۲۰ متری، استخراج شده و مسافت طولی مسیر جریان رودخانه‌ی اصلی (X) در بین منحنی‌ها، با ارتفاع مربوطه (Y) اندازه‌گیری شده است. این اندازه‌گیری‌ها از ارتفاع صفر حوضه تا ارتفاع ۸۵۰ متری (و در مواردی تا ۹۵۰ متری) که تنه اصلی دره (یا ابتدای دره) شکل می‌گیرد، صورت گرفته (شکل ۴) و با استفاده از

1 Hypsometric curves in dimensionless

2- $y = [d-x/x \times a/d-a] z$

داده‌های نسبت‌های ارتفاع و طول دره، نمودارهایی که نشان‌دهنده‌ی میزان انحنا در ارتفاعات مختلف می‌باشند، ترسیم شده است (جدول ۱، به عنوان مثال داده‌ها را برای دره قرنقو، واقع در دامنه شرقی سه‌پند را نشان می‌دهد). سپس به منظور بررسی روند تحول دره‌ها، داده‌های مربوط به نسبت‌های ارتفاع (Y :y/h) و مسافت طولی (X:x/l) برای هر نیمرخ طولی با استفاده از تحلیل‌های رگرسیونی (با استفاده از نرم‌افزار spss) و به کارگیری توابع ریاضی زیر، مورد تجزیه و تحلیل کمی قرار گرفته و در نهایت ضریب تبیین (R^2) برای هر نیمرخ محاسبه شده است.



شکل ۴. نیمرخ طولی یازده دره اصلی توده کوهستانی سه‌پند

جدول ۱: مقادیر طول، ارتفاع X و Y مربوط به یکی از دره‌های سه‌پند (قرنقو واقع در دامنه‌های شرقی)

ارتفاع	طول	X	Y
۸۰	۲۰	۰,۳۲	۰,۱
۱۸۰	۳۲	۰,۵۱	۰,۲۳
۲۸۰	۳۹,۲۵	۰,۶۳	۰,۳۶
۳۸۰	۴۶,۲۵	۰,۷۴	۰,۴۹
۴۸۰	۵۱,۷۵	۰,۸۳	۰,۶۱
۵۸۰	۵۶,۲۵	۰,۹	۰,۷۴
۶۸۰	۵۹,۷۵	۰,۹۶	۰,۸۷
۷۸۰	۶۲,۲۵	۱	۱

انواع توابع :

$$y = a + bx^1 \text{ تابع خطی}$$

$$y = ax^{br} \text{ تابع توانی}$$

$$y = ae^{bxr} \text{ تابع نمایی}$$

$$y = a + b \ln x^f \text{ تابع لگاریتمی}$$

معمولاً هر تابع ریاضی با ضریب بالا، به عنوان بهترین تابع انتخابی در نظر گرفته می‌شود. بهترین برازش، علاوه بر داشتن بالاترین ضریب تبیین، دارای کمترین میانگین خطا نیز هست. بر این اساس در این مطالعه نیز علاوه بر توجه به میزان ضرایب تبیین، خطاهای موجود در میان تابع رگرسیونی نیز مورد توجه قرار گرفته و از رابطه زیر، متوسط خطاها محاسبه شده است :

$$\xi = \frac{\sum \{|[y_i - f(x_i)] / y_i\}}{n}$$

رابطه‌ی ۱ :

$$y_i = \text{ارتفاع مشاهده شده در نقطه ویژه}$$

$$f(x_i) = \text{ارتفاع برآورد شده}$$

$$n = \text{تعداد نمونه‌ها}$$

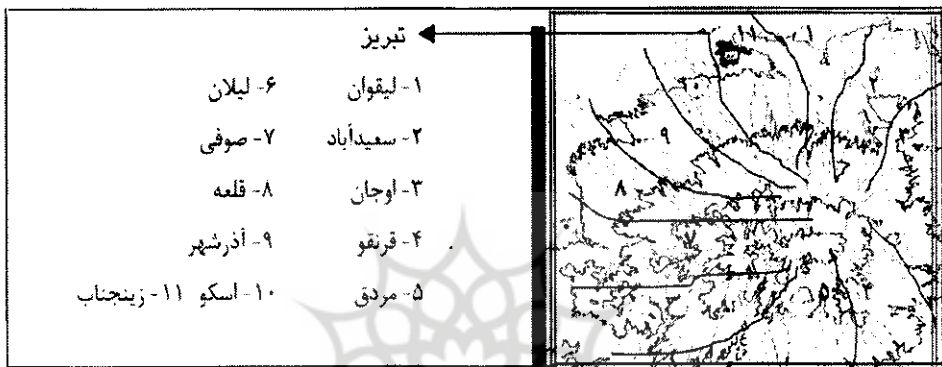
به منظور مقایسه‌ی انحنای نیمرخ طولی دره‌های مختلف توده سهند با یکدیگر، که معرف تحول یافتگی دره‌ها هستند، نیمرخ طولی بی بعد دره، که با استفاده از نسبت‌های ارتفاع و طول دره به دست آمده‌اند، در کنار یکدیگر ترسیم شده‌اند و بدین وسیله، میزان تحول یافتگی دره‌ها در مقایسه با یکدیگر مورد بررسی قرار گرفته و در نهایت نتیجه‌گیری‌ها با استناد به شواهد میدانی، (که در طی پیمایش‌های میدانی شناسایی شده‌اند، و همچنین با اطلاعات مستخرج از نقشه‌های زمین شناسی، صورت گرفته است).

بحث

یازده دره اصلی و چندین دره فرعی سهند، در حوضه‌های بزرگ و کوچک (شکل ۵) که وظیفه انتقال آب‌های این کوهستان را به دو آبگیر عمده، یعنی دریاچه ارومیه و قزل‌اوزن به عهده دارند، از بسیاری جهات با یکدیگر، تفاوت‌ها و تشابهاتی دارند. بررسی این تفاوت‌ها و تشابهات هم بین دره‌ها و هم در طول یک دره واحد، که عمدتاً با استفاده از نیمرخ طولی دره‌ها صورت می‌گیرد، می‌تواند اطلاعات بسیار مهمی از روند تغییر و تحولات دره‌ها و در نهایت در مورد بی‌ثباتی دیواره‌ی دره‌ها و رسوب‌زایی آنها آرایه دهد. به عبارت دیگر، با یک دید کلی به

- 1-Linear Funaction
- 2-Power
- 3-Exponentioal
- 4-Logaritmie

دره‌ها از طریق ارزیابی نیمرخ طولی آنها، می‌توان به نتایج ارزنده‌ای در مورد جزئیات وقایع در حال اتفاق در آنها دست یافت. همچنین با این روش، با نگرش به حال در مورد گذشته و آینده نیز اظهار نظر نمود لذا با این هدف، در این مقاله این تشابهات و تفاوت‌ها در قالب مراحل تحول دره‌ها، با استفاده از روش‌های کلاسیک و ریاضی، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و نتیجه‌گیری‌ها بر اساس استفاده از این دو روش صورت گرفته است.



شکل ۵. موقعیت حوضه‌ها در توده‌ی کوهستانی سهند

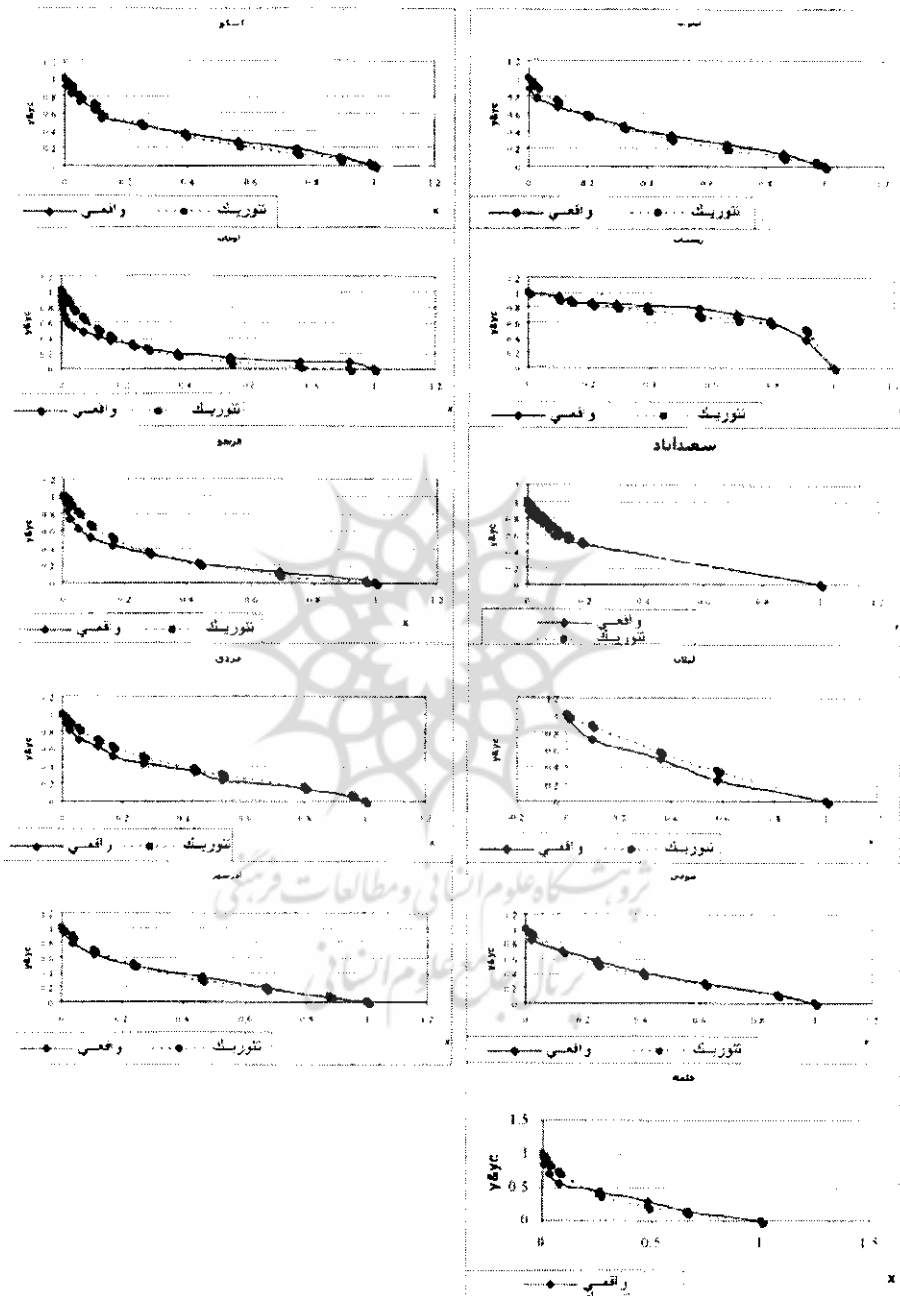
بررسی مراحل تحول حوضه‌ها و دره‌های سهند با استفاده از روش کلاسیک

با عنایت به این‌که تمامی تغییرات در کوهستان‌ها، در رودخانه‌ها و در بستر جریان آنها، به‌ویژه در دره‌ها، به صورت‌های مختلف نمود پیدا می‌کند؛ به نظر می‌رسد که استفاده از روش‌هایی که شکل دره‌ها را تحلیل می‌کنند و نوع و نحوه‌ی تغییرات در منطقه را در آنها جستجو می‌کنند، منطقی‌تر باشد. در روش هیپسومتری که اساس آن استفاده از عامل ارتفاع و مساحت حوضه‌ها به عنوان عوامل ایجاد انرژی و همچنین ارایه‌ی پویایی لازم برای بروز تغییرات (ارتفاع) و از سوی دیگر محدوده‌ی جمع‌آوری آب‌ها، به عنوان عامل مهم برای تغییرات در کوهستان‌ها (مساحت) می‌باشد، می‌توان در مقایسه‌ی مراحل تحول دره‌ها، تفاوت‌های موجود در تغییر ویژگی‌های این دو پارامتر عمده را جستجو نمود. ارتفاع (و یا شیب‌ها) که انرژی کافی برای عمل سایش و فعالیت فرآیندهای کند و کاو و یا در صورت کاهش، امکان بر جای گذاری مواد را فراهم می‌سازند، می‌توانند تغییرات رخ داده در حال وقوع و یا تغییرات احتمالی آینده را تا حدی توجیه کنند. به همین دلیل، و با این منطق، برای کلیه‌ی حوضه‌های کوهستان سهند، منحنی‌های هیپسومتری ترسیم شده و دره‌های مختلف این توده با این روش مورد ارزیابی و مقایسه قرار گرفته‌اند و با این روش مراحل تحول آنها تعیین شده است (شکل ۶).

بررسی هیپسومتری‌های ترسیمی از حوضه‌های مختلف کوهستان سهند، نشان می‌دهد که قوس منحنی‌ها و نقطه‌ی تعادل^۱ حوضه‌ها در تمامی بخش‌های سهند متفاوت است. در میان کلیه‌ی حوضه‌های سهند، زینجناب از جمله جوان‌ترین حوضه‌های توده‌ی سهند محسوب می‌شود که شکل قوس منحنی‌های تئوریک و واقعی و نقاط تعادل آنها، بسیار متفاوت‌تر از بقیه حوضه‌ها است (شکل ۶). علت این تفاوت، علاوه بر کوچک بودن محدوده و حوضه جمع‌آوری آب‌های سطحی، به فعالیت‌های تکتونیکی و پیامدهای ناشی از آن مربوط می‌شود. حوضه‌ی آذرشهرچای، به لحاظ دارا بودن دو نقطه‌ی تعادل، از سایر حوضه‌های سهند متفاوت می‌باشد. دلیل این امر در حوضه‌ی مذکور، به نحوه‌ی قرارگیری دو نوع لیتولوژی مختلف در کنار یکدیگر مرتبط می‌گردد، که از نظر ضخامت در مقابل فرسایش تفاوت‌های زیادی با یکدیگر دارند. حوضه‌های سعیدآباد، اوجان و تا حدی قرنقو در مقایسه با سایر حوضه‌های سهند تحول‌یافته‌تر هستند که علت این تفاوت به پراکندگی گنبد‌های متعدد در طول حوضه مربوط می‌گردد. از نظر تحول حوضه‌ی لیقوان، لیلان، مردق، صوفی، اسکو و آذرشهر، تا حدی یکسان و جوان‌تر از حوضه‌هایی مانند سعیدآباد، اوجان و قرنقو هستند. وسعت حوضه‌های یاد شده نیز تا حدی یکسان است. حوضه‌ی قلعه‌چای از نظر مراحل تحول، در تبیین حوضه‌های کمتر تحول‌یافته (لیقوان، لیلان، مردق، صوفی، اسکو و آذرشهر) و حوضه‌های تحول‌یافته‌تر (سعیدآباد، اوجان و قرنقو) قرار گرفته است و یا در واقع، حالت بینابینی دارد (شکل ۶ و جدول ۲).

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

۱- نقطه تعادل (Equilibrium point) نقطه‌ای است که دو منحنی تئوریک و واقعی همدیگر را قطع می‌کنند.



شکل ۶: منحنی‌های تئوریک و واقعی (هیپسومتری بی‌بعد) از حوضه‌های مختلف کوهستان سهند

جدول ۲: تعیین مراحل تحول حوضه‌ها با استفاده از روش هیسومتری

ردیف	نام حوضه	مرحله تحول	ارتفاع منطقه تعدادل
۱	زینجناب	جوانی	۳۱۰۰ و ۱۹۰۰
۲	لیقوان	بلوغ	۲۷۰۰
۳	سعیدآباد	بلوغ	۲۶۰۰
۴	اوجان	بلوغ باگرایش به مرحله پیری	۲۸۰۰
۵	قرنقو	بلوغ	۲۰۰۰
۶	لیلان	بلوغ	۲۰۰۰
۷	مردق	بلوغ	۱۹۰۰
۸	صوفی	جوان باگرایش به مرحله بلوغ	۳۰۰۰
۹	قلعه	بلوغ	۲۱۰۰
۱۰	آذرشهر	بلوغ	۲۶۰۰ و ۱۷۰۰
۱۱	اسکو	بلوغ	۲۲۰۰

تحلیل مراحل تحول دره‌ها با توابع ریاضی

تحلیل روند تحول دره‌ها با استفاده از توابع ریاضی امکان حصول یک ضریب ویژه را در مورد هر یک از دره‌ها به صورت واحد آرایه می‌دهد و ضرایب به‌دست آمده، امکان مقایسه‌ی دره‌ها را فراهم می‌سازد. با توجه به بررسی روند دره‌های مختلف و با هدف مقایسه این دره‌ها، نتایج این تحلیل‌های ریاضی می‌تواند بسیار ارزنده باشد. با این توجیه، نیمرخ طولی دره‌های مختلف سهند با انواع توابع ریاضی مورد بررسی قرار گرفته است که نتایج بررسی‌ها و تحلیل‌های حاصل که با استفاده از انواع توابع ریاضی به‌دست آمده، نشان می‌دهد که دره‌های زینجناب و دره‌ی لیقوان با ضریب تبیین $0/99$ و به ترتیب با خطای $0/05$ و $0/07$ ، و دره‌ی سعیدآباد با ضریب $0/98$ و با خطای $0/05$ با تابع توانی برازش می‌شوند (شکل ۷ و جدول ۲). برازش با تابع توانی، بدین مفهوم است که دره‌های مذکور از نظر تحول، در مرحله‌ی بلوغ و رودخانه‌های جاری در آنها در مرحله‌ی حمل واقع شده‌اند. رودخانه‌های جاری در چنین دره‌هایی، معمولاً در طول مسیر خود عمدتاً ریگ‌هایی را حمل می‌کنند که از بخش‌های بالادست خود آورده‌اند، یعنی از بخش‌هایی که هنوز به لحاظ وجود شیب‌های تند، رودخانه در چنین قسمت‌هایی از توان کاوشی برخوردار است. در این نوع دره‌ها بخش اعظم دره دارای ارتفاع زیادی است. هرچند از نظر تحلیل‌های کمی هر سه دره مذکور با تابع توانی برازش می‌شوند، اما مقادیر ضرایب و شکل منحنی‌های ترسیمی از نیمرخ طولی بی‌بعد سه دره‌ی مذکور، یکسان نیست و تفاوت‌هایی در نحوه‌ی آرایش این منحنی‌ها مشاهده می‌گردد (شکل ۷) که این تغییر در آرایش، از وجود تفاوت و تغییرات در طول دره‌های مذکور حکایت می‌کند. در

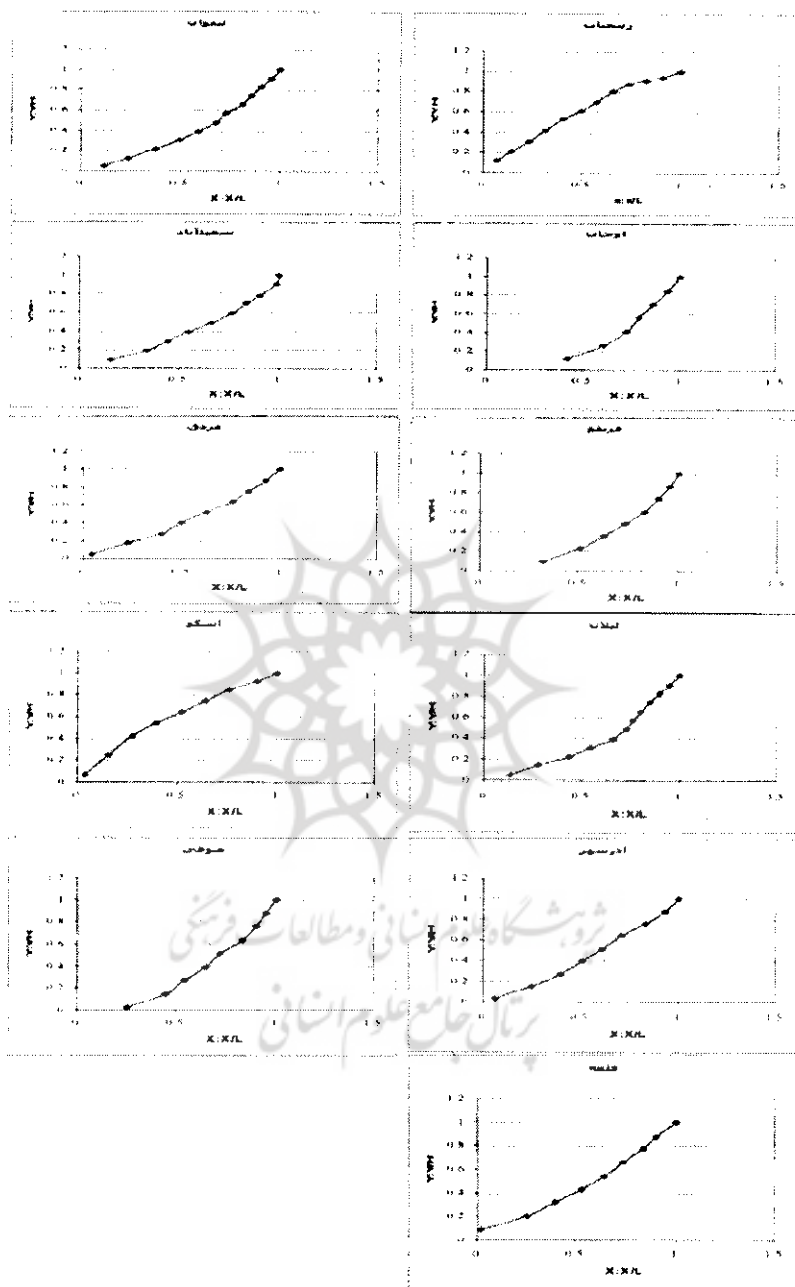
شکل ۷، در مقایسه با سایر دره‌ها تفاوت عمده در منحنی مربوط به دره زینجناب مشاهده می‌شود (شکل ۷) که دلیل این تفاوت به بروز تغییرات تکتونیکی و ایجاد گسل‌های رانده شده در دره‌ی مذکور مربوط می‌گردد. نتایج حاصل از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و شواهد میدانی نشان می‌دهد که وقوع فعالیت‌های تکتونیکی و ایجاد گسل‌های رانده شده، این دره را شدیداً تحت تأثیر قرار داده، اما به نظر می‌رسد آنچه که بیشتر در روند تحول دره مؤثر بوده است، وقوع گسل‌های عمود بر بستر جریان رودخانه‌ی زینجناب می‌باشد که تعداد آنها نیز در طول دره بسیار زیاد است. از گسل‌های بزرگ عمود بر دره، می‌توان به گسل‌های واقع بین آبادی روستای خیزربران و روستای زینجناب اشاره نمود که دره را شدیداً تحت تأثیر قرار داده است. در این قسمت، با استناد به تفاوت در ضخامت و پهنای رسوبات، بویژه در محدوده‌ی بازشدگی دره، به نظر می‌رسد که در اثر بروز اختلاف سطح ناشی از گسل در طول دره، بخشی از دره‌ی زینجناب فرو نشسته و رودخانه برای از بین بردن اختلاف سطح ایجاد شده و برابرسازی تفاوت‌ها، در مرحله‌ی جدیدی از تحول خود قرار گرفته است که می‌توان به آن شبه تحول نیز اطلاق نمود. از این نظر، دره زینجناب با دیگر دره‌های شمالی و حتی با کل دره‌های سهند متفاوت است.

در نیمرخ طولی دره سعیدآباد نیز بی‌نظمی‌های عمده‌ای مشاهده می‌گردد که علت این بی‌نظمی‌ها عمدتاً هیدروژئوژیک و اقلیمی است. علت تشدید عمل فرسایش در گذشته که شواهد آن در طول دره هنوز هم باقی مانده است، به تغییرات اقلیمی کوتاه‌تر و گسترش یخچال‌های کوهستانی مربوط می‌گردد. اما بطور کلی با توجه به انحنای نیمرخ طولی بی‌بعد سه دره و ضرایب حاصل از تحلیل‌های کمی، می‌توان نتیجه گرفت که دره سعیدآباد تحول‌یافته‌تر از سایر دره‌های شمالی سهند است و بخش اعظم قوس نیمرخ طولی، در ۵۰ درصد بالای دره توزیع شده که مفهوم این امر این است که، جبهه نهشته‌گذاری به قسمت بالادست در حال جابجایی است (شکل ۷) و فعالیت‌های کاوشی رو به کاهش است.

دره‌های فرعی و اصلی دامنه‌های شرقی سهند، از نظر بی‌ثباتی دیواره دره‌ها و تولید رسوب، از مسأله‌سازترین دره‌های این توده محسوب می‌شوند که دلیل آن نیز به ویژگی‌های زمین‌شناسی، رخدادهای تکتونیکی و نوسانات اقلیمی در گذشته مربوط می‌شود. در دره‌ی اوجان، به‌عنوان یکی از دره‌های شرقی سهند، نحوه‌ی قرارگیری تشکیلات ائوسن در زیر رسوبات ولکانوسدیمانترها، حاکی از این موضوع است که با فعالیت انفجاری توده و خروج مواد آذرین از قله منفرد حوالی دره اوجان، تشکیلات ولکانوسدیمانترها، بر روی تشکیلات قبلی، رسوب نموده‌اند. استقرار مواد حاصل از انفجارات بر روی این بخش و مسدود شدن مسیر آبراهه‌های قبلی و همچنین تخلیه‌ی مواد حاصل از تخریب دامنه‌های منفرد مشرف با این بخش، دره‌های بخش مذکور را انباشته نموده است. له‌شدگی در محل اصلی رودخانه

اوجان چای، همراه با فرسایش قهقرایی، آبراهه‌های کوچک را به طرف خود کشیده است. سطح پرشده و وجود اختلاف سطح در طول دره، نیمرخ آن را در گذشته دچار تغییراتی نموده است. در شرایط کنونی نیز، پیچ و خم دار شدن رود در بسترسیلایی در بخش‌های میانی دره، باعث شده است که ولکانوسدیمانترها، که بر روی زیرساخت زیرین قرار گرفته‌اند، از پایه مورد فرسایش قرار گیرند و با خالی شدن پای دیواره‌ها، لغزش‌ها و ریزش‌های متعددی در دره رخ دهد. در بخش‌های پایین دست با توجه به جنس دیواره‌ها، فرسایش جانبی به پهن تر شدن دره منجر شده است. نتایج حاصل از تحلیل‌های کمی و بررسی نیمرخ طولی دره نیز کاملاً منطبق با واقعیت‌های زمینی است. این شرایط در دره قرنقو نیز کم و بیش حاکم است.

نتایج حاصل از بررسی‌های کمی، از وضعیت و نحوه‌ی تحول دره‌های شرقی سه‌ند (اوجان و قرنقو)، حاکی از واقع شدن دره‌های مذکور در مرحله بلوغ، و رودخانه‌های جاری آنها، در مرحله‌ی حمل هستند. رودخانه‌های جاری در این دره‌ها نیز مانند رودخانه‌های شمالی، هنوز نتوانسته‌اند تفاوت‌های موجود در طول دره را در سرتاسر آن برابری کنند. نیمرخ طولی دره اوجان با ضریب ۰/۹۹۶ درصد و با خطای ۰/۰۲ با تابع توانی و دره‌ی قرنقو با ضریب ۰/۹۹۵ درصد و با خطای ۰/۵ با تابع توانی (و با ضریب ۰/۹۹۳ با تابع نمایی) برازش می‌شوند.



شکل ۷. نسبت‌های ارتفاعی و طولی دره‌های مختلف سه‌پند

جدول ۳. ضرایب حاصل از تحلیل رگرسیونی تحول دره‌های سه‌هند با استفاده از نسبت‌های طولی و ارتفاعی دره‌ها

خطاها £	تابع لگاریتمی $Y=a+b\ln x$	تابع نمایی $Y=ae^{bx}$	تابع توانی $Y=ax^b$	تابع خطی $Y=a+bx$	نوع تابع نام دره
۰/۱۵۵	۰/۹۳	۰/۹۶	۰/۹۹	۰/۹۸	دره زینجناب
۰/۱۰۷	۰/۸۹	۰/۹۶	۰/۹۹	۰/۹۸	دره ليقوان
۰/۱۰۵	۰/۹۱	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۸	دره سعیدآباد
۰/۱۰۲	۰/۹۹۶	۰/۹۳	۰/۹۹۶	۰/۹۷۴	دره اوجان
۰/۱۵	۰/۹۲	۰/۹۹۳	۰/۹۹۵	۰/۹۷	دره قرقنو
۰/۱۹	۰/۸۴	۰/۹۶	۰/۹۹	۰/۹۸۸	دره مردق
۰/۱۱۲	۰/۸۷	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۶	دره لیلان
۰/۱۱۲	۰/۹۰	۰/۹۷	۰/۹۹	۰/۹۴	دره صوفی
۰/۱۲۸	۰/۷۹	۰/۹۸۴	۰/۹۴	۰/۹۸۱	دره قلعه
۰/۱۰۷	۰/۹۵	۰/۸۷	۰/۹۹	۰/۹۸۸	دره اسکو
۰/۱۰۷	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۹۹۷	۰/۹۹۳	دره آدرشهر

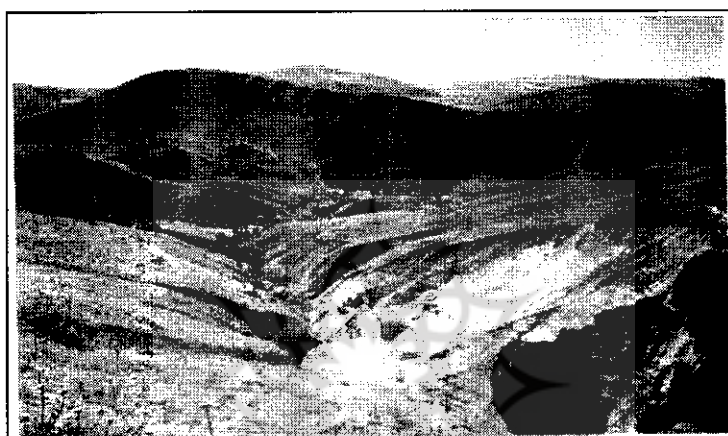
دره‌ی اصلی قرقنو همراه با چهار دره‌ی فرعی عمده، از بزرگترین دره‌های سه‌هند محسوب می‌شود که با توجه به ویژگی‌های لیتولوژیکی و هیدرولوژیکی با مسائل ناپایداری دیواره دره‌ها و افزایش میزان بار رسوبی در آب‌های جاری روبرو است. در این حوضه، به‌ویژه در دره‌ی اصلی آن، به لحاظ تغییر در ویژگی‌های هیدرولوژیکی و در دهه‌های اخیر، در اثر دخالت‌های انسانی در طول دره‌ها و شیب‌های منتهی به دره‌ها، حرکات جانبی آب‌های جاری به یکی از طرفین دیواره‌ی دره‌ها شدیداً افزایش یافته است. این عمل که با سایش پای دیواره‌ی دره‌ها و ریزش مواد دیواره‌ای به داخل دره‌ها همراه است به افزایش بار رسوبی رودخانه‌های جاری در دره‌ی اصلی و دره‌های فرعی (به‌خصوص قپان، بهادر و چینی بلاغ) منجر شده است.

در حوالی روستاهای سیربالا تا سیربایین، دره‌ی قپان و همچنین در نزدیکی روستاهای عزیزآباد و باتمانقلیج، بستر دره پهن و اغلب شریانی و پیچ و خم‌دار است و می‌توان شاهد بی‌ثباتی دیواره دره‌ها بود. تشکیل خندق‌ها، که مواد زیادی را در اختیار آب‌های جاری قرار می‌دهند، در کناره دره‌های قرقنو بیش از سایر دره‌های سه‌هند به چشم می‌خورد. تشکیل و توسعه‌ی این پدیده‌ها که بیشتر در اطراف روستای قره‌چای، حاجی علی، آمالو، چرتقلو، قانلو درق و شبده مشاهده می‌شوند، در طی زمان، به بروز تغییرات عمده در طول دره اصلی منجر شده است (شکل ۸).

همچنان‌که ضرایب تبیین حاصل از تحلیل رگرسیونی مربوط به قرقنوجای با استفاده از توابع توانی و نمایی نیز نشان می‌دهد (جدول ۳)، رودخانه‌های جاری در این دره، برای رسیدن به مرحله‌ی نهشته‌گذاری فاصله‌ی چندانی ندارند و در واقع دره‌ی قرقنو نسبت به دره‌ی اوجان و

دره‌های شمالی‌تر، تحول یافته‌تر است و از این نظر، در مقایسه با این دره‌ها، برای رسیدن به مرحله‌ی تحول نهایی خود، یک مرحله از آنها جلوتر است.

دو دره‌ی جنوبی سه‌هند، یعنی صوفی و لیلان به ترتیب با ضرایب $۰/۹۸$ و $۰/۹۹$ درصد، هرکدام با خطای $۰/۱۲$ ، با تابع توانی بهترین برازش را نشان می‌دهند (جدول ۲) که این امر، از حالت بلوغ این دره حکایت می‌کند. به عبارت دیگر، در این دره‌ها، رودخانه‌هایی که مسؤول عمل برابرسازی تغییرات در نیمرخ طولی دره‌ها هستند، هنوز در مرحله‌ی حمل قرار گرفته‌اند.



شکل ۸: ناپایداری دیواره‌ی دره‌ها در حوضه قرنقوچای

در بین دره‌های جنوبی، دره‌ی مردق از بسیاری جهات، به عنوان یکی از پیچیده‌ترین دره‌های جنوبی سه‌هند، محسوب می‌شود. تحلیل‌های کمی، وجود چنین تفاوت‌هایی را ثابت می‌کند. این تحلیل‌ها نشان می‌دهد که دره‌ی مردق با ضریب تبیین ۹۸ درصد با خطای $۰/۹$ ، با تابع خطی برازش می‌شود (جدول ۲). این بدین مفهوم است که دره مذکور در روند تحول خود به مرحله تعادل نزدیکتر شده و در آب‌های جاری این دره، حالت تعادل بین ورودی و خروجی رسوبات برقرار شده است و رودخانه‌ی مردق در طی مسیر جریان خود حاوی مقدار کمی از مواد رسوبی می‌باشد. دلیل این تفاوت و علت حاکمیت چنین شرایطی در این دره، این است که، نوع لیتولوژی که رودخانه‌ی مردق در آن جاری است و بستری که دره‌ی اصلی در آن حفر گردیده با نوع لیتولوژی سایر دره‌های سه‌هند تا حدی متفاوت است. بخش عمده‌ای از دره‌ی مذکور، بر روی سنگ‌آهک‌های مربوط به کرتاسه پایین و سنگ‌های دولومیتی مربوط به ژوراسیک بالایی و همچنین بر روی سنگ‌آهک‌های مارنی، همراه با شیل و ماسه‌سنگ مربوط به ژوراسیک پایین حفر شده است. علاوه بر این، گستره‌ی آبرفت‌های قدیمی در پایین‌دست، که از ضخامت زیادی نیز برخوردارند، در این دره قابل ملاحظه است. مقاومت کم این نوع

لیتولوژی در مقابل فرسایش خطی، باعث فرسایش سریع و در نتیجه موجب تحول سریع این دره شده است. پهنای زیاد دره، به‌ویژه در بخش‌های میانی آن، در محدوده روستای کرده ده، تحول سریع این دره را تا حدی می‌تواند ثابت کند. با این توضیح که، معمولاً پهنای دره‌ها در بخش‌های میانی آنها یکی از نشانه‌های مهم میزان تحول یافته‌گی آنها محسوب می‌شود که این پهنای در بخش یاد شده، بسیار مشخص است.

با مقایسه‌ی نمودارهای مربوط به نیمرخ طولی دره‌های مردق، صوفی ولیلان (شکل ۷)، مشخص می‌شود که انحنا‌ی نمودارهای ترسیمی مربوط به سه دره، تفاوت‌هایی را با یکدیگر نشان می‌دهند که این امر، حکایت از این دارد که وضعیت جبهه‌ی کاوشی و نهشته‌گذاری در طول دره‌های مختلف، یکسان نیست. قوس انحنا‌ی نیمرخ طولی دره‌ها در کلیه‌ی دره‌های جنوبی به یکسان در ارتفاعات توزیع نشده است. با توجه به توزیع قوس‌ها در ۵۰ درصد پایین و ۵۰ درصد بالای دره‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که، تحول یافته‌ترین و کم‌تحول یافته‌ترین دره‌ها در بخش جنوبی سه‌ند در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند (شکل ۷). دلیل این امر بیشتر لیتولوژیکی است و به نحوه‌ی قرارگیری لایه‌های سخت و نرم در کنار یکدیگر و نحوه‌ی بروز آنها در طول دره‌ها مربوط می‌گردد.

آب‌های دامنه‌های غربی توسط سه رودخانه‌ی عمده، یعنی قلعه‌چای، آذرشهر و اسکوکه در دره‌های نسبتاً عمیقی جاری هستند، زهکشی می‌شوند. با وجود قرارگیری سه دره یاد شده در یک موقعیت جغرافیایی تا حدی یکسان و وجود لیتولوژی تقریباً همگون، نتایج تحلیل‌های کمی از وجود تفاوت‌های عمده در سه دره یاد شده، حکایت می‌کنند. دره قلعه‌چای، از نظر مراحل تحول، با دیگر دره‌های غربی سه‌ند کاملاً متفاوت است. این دره با ضریب تبیین ۰/۹۸۴ با تابع نمایشی برازش می‌شود و با ضریب تبیین ۰/۹۸۱، با تابع خطی به مرحله‌ی دیگری نزدیک شده است و نیمرخ طولی آن نیز تقریباً خطی است. این بدین مفهوم است که دره‌ی مذکور، تحول یافته‌تر از دره‌هایی هستند که با تابع توانی برازش می‌شوند. دلیل تفاوت این دره با سایر دره‌های غربی سه‌ند، بیش از این که تکتونیکی یا لیتولوژیکی باشد، توپوگرافیکی است. توضیح این‌که، دره قلعه‌چای در محدوده‌های نزدیک سواحل دریاچه ارومیه از عمق چندانی برخوردار نیست و چون این محدوده از دره، بخش اعظمی از نیمرخ طولی آن را در بر می‌گیرد در تحلیل‌های کمی به‌صورت یک عامل عمده ظاهر گردیده است. در این محدوده که وسعت آن نیز زیاد است، رودخانه بیشتر عمل نهشته‌گذاری را انجام می‌دهد. دو دره‌ی آذرشهر و اسکو به ترتیب با ضرایب ۰/۹۹۷ و ۰/۹۹۶ و هر کدام با خطای ۰/۰۷، با تابع توانی (و با ضرایب ۰/۹۹۳ و ۰/۹۸۸ با تابع خطی) برازش می‌شوند و از نظر میزان تحول یافته‌گی، کمی متفاوت از دره‌ی قلعه‌چای است (جدول ۳). نمودارهای ترسیمی از نسبت‌های ارتفاع و طول دره‌ها، این تفاوت‌ها را به خوبی نشان می‌دهند (شکل ۷). با توجه به ضرایب تبیین ۰/۹۹۳ و ۰/۹۸۸ می‌توان

گفت که نیمرخ طولی این دره‌ها به حالت خطی نزدیکتر شده است. دره آذرشهر که یکی از طویل‌ترین و کهن‌ترین دره‌های سهند محسوب می‌شود، به لحاظ تحمل تغییرات تکتونیکی و اقلیمی، در طی زمان شکل اصلی خود را به عنوان یک دره یخچالی از دست داده است (ساری‌صراف، ۱۳۶۷: ۲۷). بعد از عقب نشینی یخچال‌ها در دره رودخانه گنبر، برآمدگی‌هایی به وجود آمده است که علت پیدایش این برآمدگی‌ها به تجمع توده‌ی مورنی و استقرار مورن‌های پیشانی مربوط می‌گردد. وجود این برآمدگی‌ها، نیمرخ نامتعادلی را در طول دره پدید آورده است که به مرور این برآمدگی‌ها نیز تعدیل شده است. تراس‌های مطابق زیادی در طول دره شناسایی شده است که حضور این تراس‌ها و همچنین مخروط‌افکنه‌ها و بازشدگی دره در حوالی روستاهای صغایش و کردآباد، از تحول زمانی دره مذکور حکایت می‌کنند.

نیمرخ طولی دره اسکو نیز دارای بی‌نظمی‌هایی است. شیب تند اولیه در نیمرخ طولی این دره در اثر فرسایش یخچالی پدید آمده است (رسولی، ۱۳۶۷: ۱۱۲). تغییرات شیب در طول این دره از روستای آستاری تا اسفنجان تکرار می‌شود که علت آنها در رابطه به مکان وقوع آنها، لیتولوژیکی، تکتونیکی و یا اقلیمی است. اما بطور کلی می‌توان گفت که حالت تعادل در نیمرخ طولی دره‌های غربی تاحدی برقرار شده و قوس نیمرخ به مراتب کمتر از سایر دره‌ها است و همچنان که در شکل ۷ نیز مشاهده می‌شود، نیمرخ‌ها به خط راست نزدیک شده‌اند. در نهایت با توجه به جدول ۳، می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که بیشتر دره‌های سهند با کمترین خطا، با تابع توانی برازش می‌شوند.

مقایسه مراحل تحول دره‌ها با دوروش کلاسیک و کمی

هرچند در هر دو روش ارزیابی شده، از نظر نقاط تعادل و ضرایب تبیین، بین دره‌ها، تشابهات زیاد و تفاوت‌های اندکی مشاهده می‌شود، اما بین منحنی‌های ترسیمی حاصل از استفاده از دو روش کلاسیک و کمی و ضرایب حاصل از تحلیل رگرسیونی، انطباق کاملی به چشم نمی‌خورد (شکل ۹ و ۱۰ و ۱۱). این عدم انطباق و ناهمگونی‌های موجود در بعضی دره‌های سهند، مانند زینجناب و مردق در مقایسه با سایر دره‌ها بیشتر مشاهده می‌شود. اما در روش کلاسیک تفاوت دره زینجناب در مقایسه با دیگر دره‌های سهند، بیشتر شده است. همچنان که مقایسه‌ی دو نمودار ۹ و ۱۰ نشان می‌دهد، این تفاوت در منحنی‌های حاصل از ترسیم نسبت‌های طولی و ارتفاعی (روش ریاضی) کمتر مشاهده می‌شود. در روش ریاضی (شکل ۱۰) منحنی مربوط به مردق از سایر منحنی‌ها فاصله گرفته است، درحالی‌که این تفاوت در منحنی مربوط به روش کلاسیک چندان محسوس نیست (شکل ۹). مقایسه‌ی ضرایب حاصل از روش ریاضی تفاوت‌ها و ناهمگونی موجود در مراحل تحول دره‌ها را با وضوح بیشتری نشان می‌دهد (شکل ۱۱). شکل ۱۱ که برحسب ضرایب تبیین و متوسط خطاها نشان می‌دهد که چهار دره از دره‌های

دیگر فاصله گرفته‌اند، این چهار دره عبارتند از زینجناب، لیلان، صوفی و قلعه‌چای است که یکی از این دره‌ها در دامنه‌های شمال سهند و سه دره‌ی بعدی در جنوب آن واقع شده‌اند.

نتیجه‌گیری

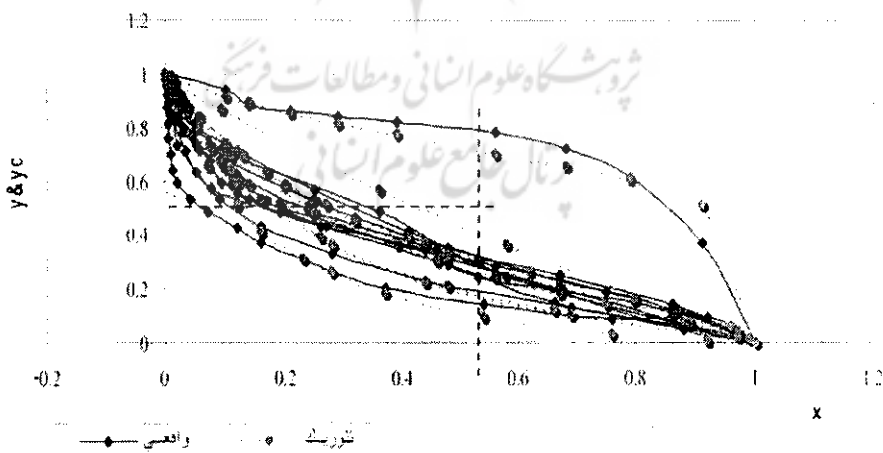
در نواحی کوهستانی، تغییراتی که در طول دره‌ها صورت می‌گیرد و تنظیماتی که در آرایش نیمرخ طولی آنها در طی زمان رخ می‌دهد، از غلبه هر یک از فرآیندهای کاوشی و نهشته‌گذاری در بستر جریان رودخانه‌ها حکایت می‌کند. غالب بودن هر یک از فرآیندهای یاد شده که به نحوی در نیمرخ طولی دره‌ها و در قالب اشکال ژئومورفولوژیکی (مانند ایجاد پشته‌هایی در طول دره‌ها و وقوع حرکات توده‌ای) نمود پیدامی‌کند، با ویژگی‌های مشخصی همراه است (مانند افزایش و کاهش رسوب در آب‌های جاری) که استناد به آنها می‌تواند اطلاعات ژئومورفولوژیکی و هیدرولوژیکی بسیار مهمی در رابطه با ویژگی‌های دره‌های کوهستانی در گذشته، حال و آینده ارایه دهد. به عبارت دیگر، شکل دره‌ها در نواحی کوهستانی حاصل عمل فرآیندهای مختلفی است که نیمرخ طولی آنها معرف نحوه‌ی فعالیت چنین فرآیندهایی است.

شکل فعلی دره‌های سهند حاصل عمل فرآیندهای مختلف در طول دوره‌های متفاوت محسوب می‌شود. نیمرخ طولی دره‌های این توده کوهستانی در طی بروز تغییرات اقلیمی عمده، فعالیت‌های آتشفشانی و تکتونیکی در دراز مدت، تغییرات قابل ملاحظه‌ای را متحمل شده است و در نتیجه، در ویژگی‌های مورفولوژیکی کلی توده، با توجه به عمل فعالیت‌های تکتونیکی و همچنین اقلیم حاکم بر محیط، شکل دره‌ها را به صورت مختلف ظاهر ساخته و با بروز هر نوع تغییر در بخشی از دره، تغییرات از طریق پس‌خوردها، به کل دره منتقل گردیده است. به عبارت دیگر، گاه تغییرات تکتونیکی، زمانی تغییرات اقلیمی و در مواردی ناپایداری دیواره‌ی دره‌ها در اثر تغییر در ویژگی‌های هیدرولوژیکی رودخانه‌های جاری در دره‌ها و یا سست بودن مواد سازنده‌ی بستر و دیواره‌ی دره‌ها، به نحوی بر روند تحول دره‌ها تأثیر گذاشته است. به عبارت دیگر گاه یک عامل، در مواردی ترکیبی از چند عامل، موجب گردیده است که در بخشی از سهند، روند تحول عادی در دره‌ها تداوم نیابد و بی‌نظمی‌هایی در طول نیمرخ طولی دره‌ها ظاهر گردد و این در حالی صورت گیرد که در بخش‌های دیگر روند عادی دره‌ها دنبال گردد. این عدم تطابق و ناهمگونی بین دره‌ها از نظر تحول، که بیانگر بسیاری از موارد ژئومورفولوژیکی دیگر نیز هست، با روش‌های کلاسیک و ریاضی قابل بررسی است. بررسی‌هایی که در توده‌ی کوهستانی سهند با استفاده از روش کلاسیک صورت گرفته نشان می‌دهد که در این روش، حوضه‌هایی که در توده‌ی کوهستانی مساحت کمتری داشته‌اند و گنبد‌های آتشفشانی پراکنده‌ای

در داخل حوضه‌ها وجود داشته است، تفاوت‌های عمده‌ای را با دیگر حوضه‌ها نشان داده‌اند. این تفاوت در نیمرخ طولی دره‌ها که علاوه بر مساحت از علل دیگر نیز ناشی می‌شود، به نحو مختلفی ظاهر شده، بطوری‌که هیچ یک از منحنی‌های ترسیمی با یکدیگر انطباق کاملی ندارند. این تفاوت در روش ریاضی نیز به نحو دیگری ظاهر شده است. بررسی دره‌ها با استفاده از توابع ریاضی نشان می‌دهد که :

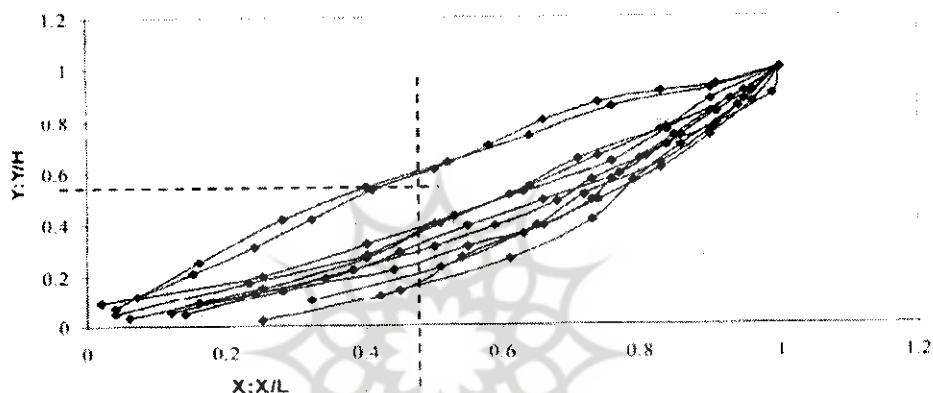
- نیمرخ طولی اغلب دره‌های سه‌پند با تابع توانی بهترین برازش را نشان می‌دهند. این بدین معنی است که اغلب این دره‌ها از نظر تحول در مرحله‌ی بلوغ و رودخانه‌های جاری در آنها نیز در مرحله‌ی حمل واقع شده‌اند. کلیه‌ی دره‌های واقع در دامنه‌های شمالی، دو دره‌ی اصلی واقع در دامنه‌های شرقی و جنوبی و همچنین دو دره واقع در دامنه‌های غربی سه‌پند از جمله این دره‌ها محسوب می‌گردند. در پایین‌دست چنین دره‌هایی که معمولاً به دشت‌های مسطح منتهی می‌گردند می‌توان بسیاری از اشکال ژئومورفولوژیکی به‌ویژه اشکال انباشتی یا نهشته‌ای مانند مخروط افکنه‌های گسترده را ملاحظه نمود که وجود آنها در هر بخشی از دره‌ها، خود نمودی از مراحل تحول دره‌ها محسوب می‌شوند.

- دره‌هایی از کوهستان سه‌پند که با تابع خطی برازش می‌شوند در مقایسه با سایر دره‌های سه‌پند بسیار ناچیز است. دره قلعه‌چای تحول‌یافته‌ترین دره سه‌پند محسوب می‌شود. در این دره، بین عملکرد فرآیندهای نهشته‌ای و کند و کاو، تعادل تا حدی برقرار گردیده است و رودخانه قلعه‌چای در طول دره توانسته است اثرات تغییرات رخ داده را در طول دره، برابری کند.

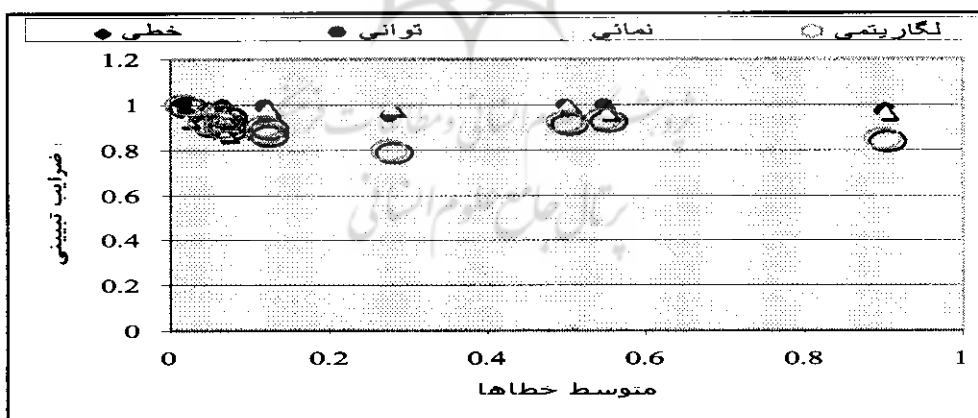


شکل ۹: منحنی‌های تئوریک و واقعی (هیپسومتری بی‌بعد) از حوضه‌های مختلف سه‌پند

- سه دره‌ی فرعی قرانقو، یعنی قپان، چینی و بهادر، از جمله دره‌هایی هستند که نیمرخ طولی حاصل از نسبت‌های ارتفاع و طول دره با تابع نمایی برازش می‌شوند. رودخانه‌های جاری در این دره‌ها قادر هستند مواد را از بخش‌های بالادست حمل و در بخش‌های پایین‌دست نهشته کنند. این مواد عمدتاً مخلوطی از ریگ و ماسه‌هایی هستند که در بخش‌هایی از دره به صورت مخروط افکنه و خاکریزها و پشته‌ها نهشته شده‌اند. دیواره‌ی این دره‌ها بسیار ناپایدار است و سالانه مقدار معتنابهی از رسوب را در اختیار آب‌های جاری قرار می‌دهند.



شکل ۱۰: منحنی‌های حاصل از نسبت‌ها ارتفاع و نسبت‌های طولی از دره‌های مختلف سه‌سهند



شکل ۱۱: رابطه بین ضرایب تبیینی توابع برازش شده و متوسط خطاها

بطورکلی با توجه به بررسی‌های کمی (با روش کلاسیک و ریاضی) و مشاهدات میدانی، می‌توان نتیجه گرفت که ویژگی‌های مورفولوژی نیمرخ طولی دره‌ها و تغییرات در شیب و در

ارتفاع در دره‌های سه‌پند، با تکتونیک و نفوکتونیک، تغییرات در نوع لیتولوژی و وقوع تغییرات عمده در حاکمیت شرایط خشن اقلیمی در ارتباط است. در بیشتر دره‌های سه‌پند، تشکیل بخش‌های متوالی پهن و تنگ، به‌ویژه در قسمت‌های میانی دره‌ها، در اثر فازهای مختلف تکتونیکی به‌وجود آمده‌اند. در واقع، وقوع حرکات تکتونیکی در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی باعث تشکیل سطح اساس‌های محلی متعددی شده که این امر نیز موجب تغییرات در میزان نهشته‌گذاری در کناره‌های پایین‌دست دره‌ها و فرسایش شدید در بلوک‌های بالا آمده گردیده است. تفاوت در مقاومت سنگ‌ها نیز در طول دره به بروز بی‌نظمی‌هایی در نیمرخ طولی دره‌ها منجر شده است. اغلب سنگ‌های نرم در طول دره‌های پهن و سنگ‌های سخت در طول دره‌های تنگ مشاهده شده‌اند. در بخش‌های تنگ، شیب دره‌ها معمولاً بیشتر از بخش‌های پهن آنها است و برونزدهای سنگ‌های آذرین مربوط به دوره‌های مختلف فعالیت آتشفشانی سه‌پند در بخش‌های تنگ مشاهده می‌شود. به لحاظ تندی شیب و وجود انرژی کافی برای تغییرات، در این بخش‌ها، فرسایش بسیار فعال است که این فرسایش فعال، که گاه پویایی را از اختلاف سطوح ایجاد شده در اثر وقوع گسل‌های عمود بر دره کسب می‌کند، در طول زمان، باعث تغییر در سطح اساس آبراهه‌های فرعی‌ترین گردیده است. در طول دره، این امر در مواردی باعث تغییر روند تحول دره‌ها شده است. نظیر آن‌چه که در دره مردق، لبقوان و زینجناب رخ داده است.

منابع و مأخذ

- ۱- امین‌سبحانی، ابراهیم و حسین معین وزیری (۱۳۶۵): «سه‌پند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمانتولوژی». انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ۲- بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۸۳): «بررسی نقش تغییرات کاربری بر پویایی آبراهه اصلی و بروز تغییرات اساسی در دشت‌های سیلابی نواحی کوهستانی». نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز. شماره ۱۷.
- ۳- رسولی، علی‌اکبر (۱۳۶۷): «پژوهش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های غربی سه‌پند (حوضه اسکوچای)». رساله کارشناسی ارشد. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.
- ۴- رضایی‌مقدم، محمدحسین (۱۳۶۹): «پژوهش‌های ژئومورفولوژی در حوضه سعیدآباد». رساله کارشناسی ارشد. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.
- ۵- ساری‌صراف، بهروز (۱۳۶۷): «پژوهش‌های ژئومورفولوژی در دامنه‌های غربی سه‌پند (حوضه آذرشهرچای)». رساله کارشناسی ارشد. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.
- ۶- خیام، مقصود (۱۳۶۹): «سه‌پند آتشفشان پلیو- پلیستوسن و تحول موقولوژیکی آن در کواترنری». مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه فردوسی مشهد. شماره اول و دوم. سال ۲۳.
- ۷- فریفته، جمشید (۱۳۷۰): «تحلیل‌های کمی در ژئومورفولوژی». انتشارات دانشگاه تهران.

- ۸- معین وزیری، حسین (۱۳۷۵): «دییاجه‌ای بر ماگماتیسیم ایران». انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ۹- نادر، میرزا (۱۳۷۳): «تاریخ و جغرافیای دارالسلطنه تبریز». تصحیح غلامرضا طباطبایی مجد. انتشارات ستوده.
- 10- Bull, W. B (1990) Stream-terrace genesis: implication for soil development. *Geomorphology*. 30.:351-367.
- 11- Fryirs, K and G. Brierley. (1998). The character and age structure of valley fills in upper Wolomla Greek Catchment, South Coast New south Wales, Australia. *Earth surface processes and landforms*. 23:971-287.
- 12- Li, Youli., L. Yango and F. Duan (1999) Impact of tectonic on alluvial landforms in the hexi Corridor, Northwest China. *Geomorphology*. 28: 299-308.
- 13- Nash, D (1994) Dugicurst development and valley evolution, *Earth surface processes and landforms*. 11:7001-117.
- 14- Ohmori, H (1996) Morphological characteristics of longitudinal profiles of rivers in the South Island, New Zealand.
- 15- Radoane, M., N. Radone and D. Dumitria (2003) Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*. 50: 293-306.
- 16- Sant, D. A. and R. V. Karant (1993) Drainage evolution of the lower Naramada vally, western India. *Geomorphology*. 8: 221-244.
- 17- Schoorl, J. M and A. Veldkam (2003) Late Cenozoic landscape development and its tectonic implications for the Gudalhorse valley near Aloral Southern Spain. *Geomorphology*. 50: 43-51.
- 18- Selby, M. J (1985) *Earth changing surface*. Oxford.
- 19- Snyder, N. P., K. X. Whipple., G. E. Tucker., D. J. Merritts (2003) Channel response to tectonic forcing field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, Northern California. *Geomorphology*. 53: 97-127.
- 20- Sparks, B. W (1986) *Geomorphology*. Longman.
- 21- Stanford, S. D (1993) Late Cenozoic surficial deposits and valley evolution of unglaciated Northern New Jersey. *Geomorphology*. 7: 267-288.
- 22- Stokes, M and A. E. Mather (2003) Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the Rio Almanzora Southeast Spain. *Geomorphology*. 50: 52-81.
- 23- Tipping (1994) Fluvial chronology and vally floor evolution of the upper Bowmont valley, Borders region, Scotland. *Earth surface processes and landforms*. 19:641-657.
- 24- Wallerstein and Thome (2004) Influence of large woody debris on morphological evolution of incised. *Geomorphology*. 51:L53-73.
- 25- Zelilidis, A (2000). Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology*. 35:69-85.
- 26- Zhang, D (1998) Geomorphological problems of the middle reaches of the Tsanypo rivers, Tibet. *Earth surface processes and landforms*. 23.:889-903.