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

انحـنای نـیمرخ طولی دره‌های نواحی کوهستانی،که منعکس‌کننده ویژگی‌های ژئومورفولوژیک حوضه‌ها، همچنین بیان‌کننده‌ی رخدادهای تکتونیکی در دره‌ها و وقوع تغییرات اقلیمی در منطقه هستند،بسیار متفاوت مـی‌باشـد. از طریق بررسی این انحناها در ارتفاعات مختلف،می‌توان تحول دره‌ها را تعیین و در مورد نحوه‌ی فعالیـت فرآیـندهای مخـتلف کاوشی و انباشتی در سر تا سر دره، اظهار نظر نمود. در این مقاله،سعی شده از طـریق 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 یـازده 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 ازانواع 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 بررسـی‌ها و تحلیل‌ها نشان می‌دهد که در روش کلاسیک، اغلب حوضه‌ها در مرحله‌ی بلوغ هستند و از نظر روش ریاضـی، آن دسـته از دره‌هـای سهند که نیمرخ طولی آنها از انحنای بیشتری برخوردار بوده‌اند، با تابع نمایی، دره‌هایی با نیمرخ‌های دارای انحنای کمتر، باتابع توانی، ونیمرخ‌های بدون قوس زیاد و تقریباً نزدیک به خط راست، با تابع خطی برازش شده‌اند.

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

Archive of SID

www.SID.ir

مقدمه

نیمرخ طولی بستر جریان رودخانه‌های کوهستانی بطور مداوم درحال تغییراست 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 اثربروز تغییرات ناگهانی (به هر دلیل ممکن) در منطقه و یا در طول دره‌ها، چنین روندی دچار اختلال گردد. توضیح اینکه، نیمرخ طولی بستر جریان روخانه‌ها در پاسخ به انواع آشفتگی‌هایی 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 درمیزان بار رسوبی رودخانه‌ها، حضور و یا ناپدید شدن اشکال سایشی و انباشتی در طول دره‌ها -که به عنوان شواهدی ازمرحله خاصی از تحول دره‌ها نیز هستند- از اثرات پاسخ رودخانه‌ها به این آشفتگی‌ها محسوب می‌شوند *(Lane and Richard,1997:280)*.به لحاظ اینکه عوامل متنوعی با نسبت‌های متفاوت، بخش‌های مختلف دره‌ها را تغییرمی‌دهند (به لحاظ تفاوت درساختار زمین‌شناسی، نوع لیتولوژی، ویژگی‌های توپوگرافی...)، معمولاً نیمرخ طولی بستر جریان رودخانه‌ها در نواحی کوهستانی در مقطع زمانی خاص، بسیاربی نظم است.به همین دلیل درمقطع 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 جلوه‌گرمی‌سازد وبا توجه به وسعت نگرش به دره‌ها، تحلیل نحوه‌ی تحول دره‌ها، مفهوم سیستمی پیدا می‌کند *(Kerv,1997,273; Schoorl and Veldream,2003:42)*. با عنایت به این نکته‌ی مهم که روندتحول دره‌ها بطور غیرمستقیم بیانگر ویژگی‌ها و شدت وضعف 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

Archive of SID

www.SID.ir

عنایـت بـه این نکته‌ی بسیار مهم که نتایج کلیه‌ی تغییرات در بخش‌های مختلف کوهستان‌ها، در دره‌هـا و نـیمرخ طولـی آنهـا منعکس می‌شوند، بررسی نیمرخ طولی دره‌ها می‌تواند مسائل ژئومورفولوژیکـی و همچنین ابهامات زیادی را درمورد کوهستان‌ها روشن سازد، به همین دلیل تحلـیل نـیمرخ طولـی دره‌هـا با استفاده از روش‌های کلاسیک و روش‌های‌کمی و مستدسازی نتایج حاصل از تحلیل‌های کمی با شواهد ژئومورفولوژی موجود در دره‌ها، از سال‌ها پیش ذهن ژئومورفولوژیسـت‌ها و هیدرولوژیست‌ها را به خود مشغول داشته است و هر یک از این‌محققین *(Zhang, 1998, Gilbert,1817,Schumm,1945,Selby,1985,Standford,1993,Nash,1994,Ohmori,1996)*

از دیدگـاه خـاص خـود وبا هدفی که از مطالعه داشته‌اند، نیمرخ دره‌ها را بررسی و نحوه‌ی تغیـیرات آنهـا را در طـول زمـان 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[1] درغرب هند را در ارتباط با نحوه نهشته‌گذاری در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی (الیگوسن،میوسن وائوسن)، مورد مطالعه قراردادند.به دنبال این محققین، تپینگ *(Tipping,1994)* نیز با استفاده ازتراس‌های رودخانه‌ای، تحول یکی ازدره‌های اسکاتلند را تحلیل نمودند.

از محققین به‌نام دیگرکه از دیدگاه متفاوت تحول دره‌ها را مورد مطالعه قرار داد، ناش *(Nash,1994, 1995)* می‌باشد که در این‌زمینه 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 اُهموری *(Ohmori,1996)* باشد که توانست با استفاده از داده‌های جمع‌آوری شده واستناد به نتایج حاصل از توابع،شکل نیمرخ طولی وتحول 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 سهند که نمونه‌ی تیپیک از دره‌های شعاعی را ارایه می‌دهند و همه‌ی آنها نیز در یک ساختار زمین‌شناسی یکسان

1 -Narmada

Archive of SID

www.SID.ir

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

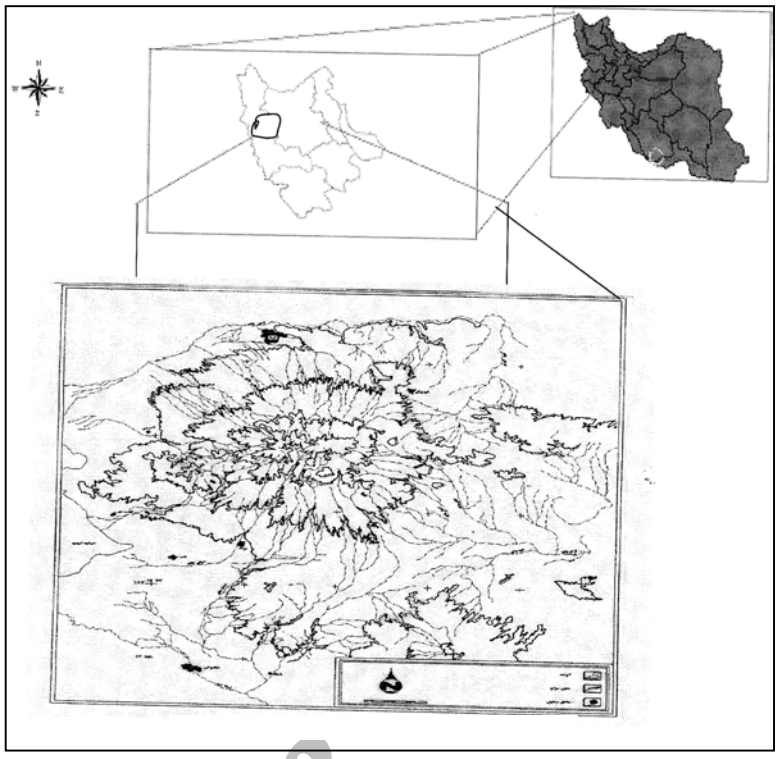
کوهستان سهند پس از سبلان، از مهمترین برجستگی‌های آذربایجان محسوب می‌شود که در موقعیت جغرافیایی ´۱۲/ ° ۴۶ تا ´۲۰ / °۴۶ طول شرقی و ´۲۰/ °۳۷ تا ´۳۵/°۳۷عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). بلندترین نقطه ارتفاعی آن به نام جام داغی به ارتفاع ۳۷۱۰ متر است که حاصل فعالیت‌های آتشفشانی پلیو- پلیوستوسن محسوب می‌شود *(خیام، ۱۳۶۹ : ۲۰۶)*.

قلـل 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 کـرده و می‌کنند. مواد آتشفشانی این توده بر روی زیرساخت متشکل از رسوبات دوران‌مختلف زمین‌شناسی، از پالئوزییک تا میوسن، قرار گرفته است. بررسی‌های انجام یافته در مورد مراحل فعالیت آتشفشانی‌سهند نشان می‌دهد که در دوره‌ی‌میوسن گدازه‌های این‌توده،طی فعالیت‌های آتشفشانی،توسط‌دودکش‌های 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 اسـیدی و ایگنمبریـت‌هـا در محـدوده‌هـای گنـبدهای آتشفشانی شده است. آخرین مرحله‌ی فعالیـت‌هـای آتشفشـانی به پلیوسن- کواترنر برمی‌گردد که موجب خروج گدازه‌های اسیدی و تشکیل مخروط‌های آتشفشانی جدید بر پایه‌ی مواد آذرین قبلی گردیده است.

Archive of SID

www.SID.ir

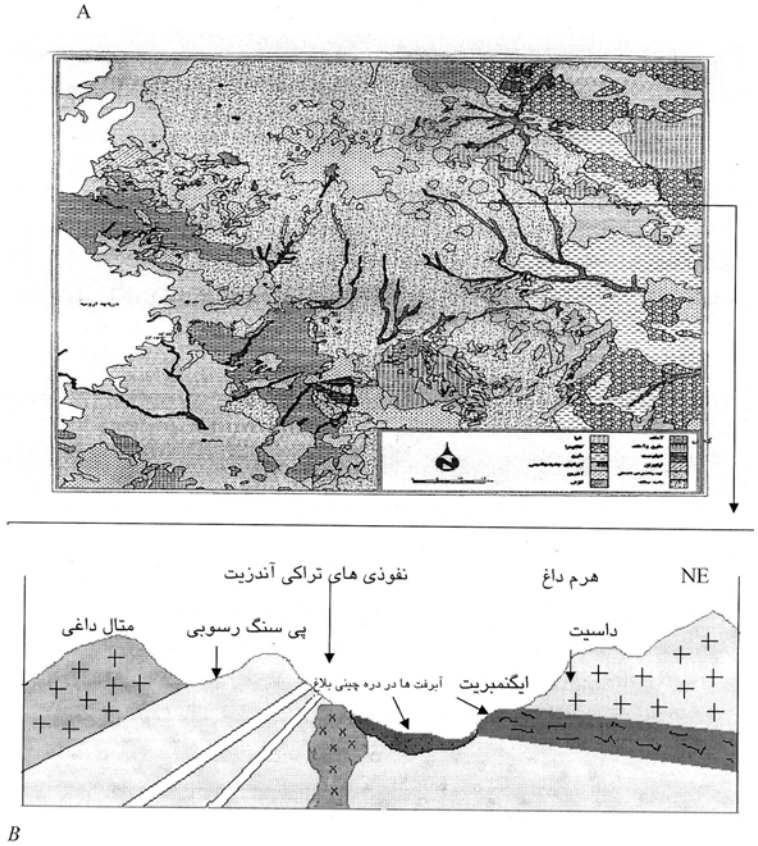


شکل ۱: موقعیت جغرافیایی توده‌ی کوهستانی سهند

تشکیلات رسوبی که در زیر مواد آذرین قرارگرفته‌اند، با وجود داشتن رخساره‌های مربوط به دوره‌های مشابه، درتمامی دره‌های سهند از نظر چینه‌بندی یکنواخت نمی‌باشند *(امین‌سبحانی، ۱۳۶۵: ۱۳)*. این تشکیلات که به نحو بارزی در آرایش نیمرخ طولی دره‌ها، نقش ایفا نموده‌اند، دردامنه‌های جنوبی سهند بیشتر درسطح ظاهرشده‌اند. 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 ومارن هستند. رسوبات میوسن نیزشامل 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 دردوره‌ی 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.

Archive

www.SID.ir



شکل۲: A)ویژگی‌های لیتولوژیکی توده‌ی کوهستان سهندوB) 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 ازمواد آتشفشانی بوده و بخش اعظم این توده،با توف‌ها و خاکسترهای آتشفشانی پوشانیده شده است. اما در بخش مرکزی آن آندزیت‌هایی برونزد دارندکه اغلب قلل مرکزی آن را تشکیل می‌دهند.

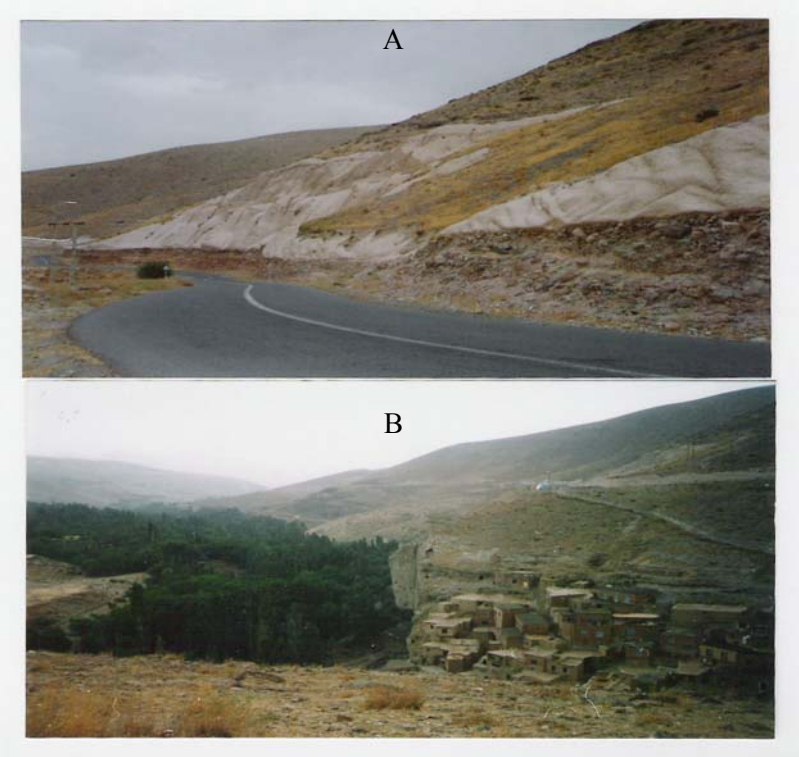
در بخش‌های مختلف سهند، می‌توان به لایه‌های رسوبی نیز برخورد نمود که در اثر فرسایش در دره‌ها رخنمون دارند، آهک‌ها از جمله‌ی این رسوب‌ها هستند که در بخش‌های غربی، جنوب غربی وشمال شرقی گسترش قابل ملاحظه‌ای یافته‌اند. در حالی‌که گسترش دولومیت‌ها که فقط در بخش جنوبی و در حوالی مراغه دیده می‌شوند، در مقایسه 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،

Archive

www.SID.ir

بـه‌خصـوص در دره‌ی قرمـزگل که حاصل قدیمی‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی سهند است، نیز قـابل ملاحظـه اسـت امـا بـه لحاظ گستردگی کم آن در این محدوده و مقیاس کوچک نقشه ترسیمی، نشان دادن آنها درنقشه مذکور امکان‌پذیرنگردیده است (شکل۲).

سـنگ‌هـای آذرآواری که گسترش قابل ملاحظه‌ای درسهند دارند، در اغلب دره‌های سهند قـابل مشاهده هستند. ضخامت این سنگ‌هاکه در دره لیقوان بهترین نمود را یافته‌اند، به ۴۰۰ مـتر می‌رسد. اما ضخامت ایگنمبریت‌ها در بین مواد آذرآواری در دره‌های سهند بسیار متفاوت اسـت.در قسـمت غـرب تـوده‌ی کوهسـتانی سـهند و در بخش اسکو و به طرف مرکز سهند از ضخامت لایه‌های ماسه و ماسه‌سنگ‌های آهک‌دار ومارن کاسته‌می‌شود و به‌ضخامت سنگ‌های ایگنمبریت‌ها و کنگلومراها افزوده می‌شود (شکل۳).



شکل۳:ضخامت ایگنمبریت‌ها در دره‌های مختلف سهند.
A : ایگنمبریت‌ها وسایر مواد آذرآواری در شیب‌های مشرف به دره لیقوان
B: ایگنمبریت‌های ضخیم در دره آذرشهرکه مساکن قدیمی بر روی آنها کنده‌کاری شده‌اند

بعـد از تشـکیل ساختار توده سهند، آنچه که موجب تشکیل اولیه دره‌ها و تغییر بعدی آنها شـده، آب‌هـای جاری، شرایط اقلیمی حاکم و نوسانات آن در دوره‌های بعدی و همچنین بروز

www.SID.ir

فعالیت‌های تکتونیکی بوده است. اما آنچه که در تغییر شکل دره‌ها نقش برجسته‌تری داشته است، وقوع تغییرات اقلیمی عمده درکواترنر بوده است. در این دوره، با سرد شدن هوا، حد برف‌های دایمی در ارتفاعات ایران، به‌ویژه در سبلان وسهند تا ارتفاع ۲۵۰۰متر 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 لیقوان) 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[1]، -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 وپیری دره‌ها وحوضه‌ها را از آنها استنتاج نمود[2] 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 تعیین‌مراحل فرسایش و نهشته‌گذاری در بستر جریان رودخانه‌ها و تعیین‌مراحل 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.

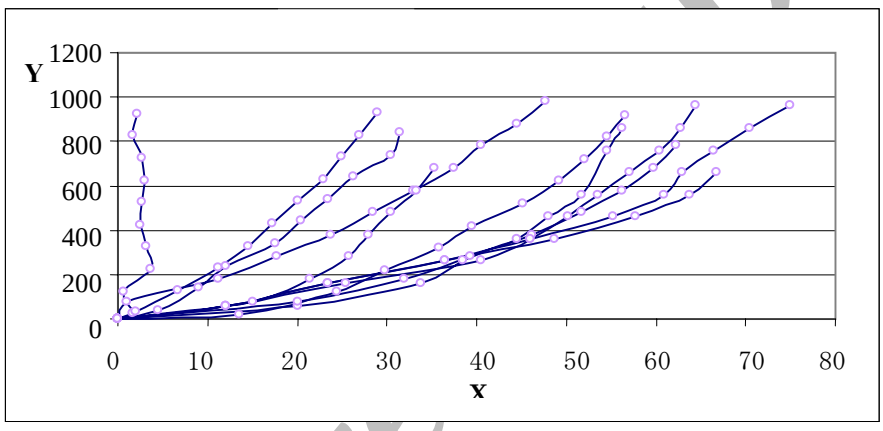
بعد از تعیین مراحل تحول دره‌ها با روش هیپسومتری، از روش ریاضی استفاده شده. در این روش، به منظور تحلیل روند تحول دره‌ها با توابع ریاضی و بررسی ویژگی‌های مورفولوژیکی نیمرخ طولی دره‌های سهند، ابتدا داده‌های لازم برای هر نیمرخ طولی از نقشه‌های توپوگرافی به مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ با منحنی‌های میزان به فواصل ۲۰ متری، استخراج شده و مسافت طولی مسیر جریان رودخانه‌ی اصلی (X) در بین منحنی‌ها، با ارتفاع مربوطه (Y) اندازه‌گیری شده است.این اندازه گیری‌ها از ارتفاع صفر حوضه تا ارتفاع ۸۵۰ متری (و در مواردی تا۹۵۰متری) که تنه اصلی دره (یا ابتدای دره) شکل می‌گیرد، صورت گرفته (شکل۴) و با استفاده از

1 Hypsometric curves in dimensionless
2- y=[d-x/x × a/d-a] z

Archive of SID

www.SID.ir

داده‌هـای نسـبت‌هـای ارتفاع وطول دره، نمودارهایی که نشان‌دهنده‌ی میزان انحنای دره‌ها در ارتفاعـات مخـتلف مـی‌باشـند، ترسـیم شده است (جدول ۱،به عنوان مثال داده‌ها را برای دره قرنقو، واقع در دامنه شرقی سهند را نشان می‌دهد). سپس به منظور بررسی روند تحول دره‌ها، داده‌هـای 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 نرم‌افزارspss) و به‌کارگیری توابع ریاضی زیر، مـورد 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 سهند

جدول ۱: مقادیر طول،ارتفاع وX وY مربوط به یکی از دره‌های سهند (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

Archive of SID

www.SID.ir

انواع توابع :

تابع خطی[1] $y=a+bx$

تابع توانی[2] $y=ax^b$

تابع نمایی[3] $y=ae^{bx}$

تابع لگاریتمی[4] $y=a+bInx$

معمولاً هرتابع 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 :

رابطه‌ی ۱ : $£= \Sigma\{|[yi-f(xi)]/ yi|\}/n$

yi= ارتفاع مشاهده شده دره در نقطه ویژه

f(xi) = ارتفاع برآورد شده

n= تعداد نمونه‌ها

به منظور مقایسه‌ی انحناهای 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 وطول دره به‌دست آمده‌اند، درکناریکدیگرترسیم شده‌اند وبدین 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

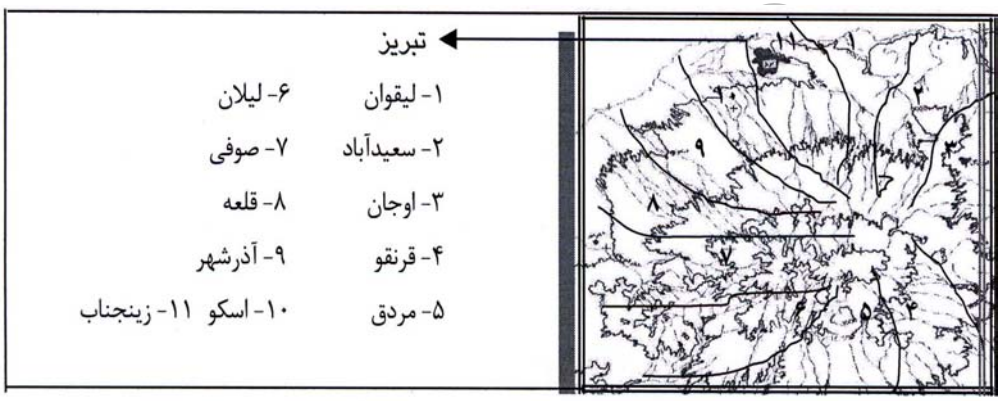
یازده دره اصلی و چندین دره فرعی سهند، در حوضه‌های بزرگ وکوچک (شکل ۵) که وظیفه انتقال آب‌های این کوهستان را به دو آبگیر عمده، یعنی دریاچه ارومیه و قزل‌اوزن به عهده دارند، از بسیاری جهات با یکدیگر، تفاوت‌ها و تشابهاتی دارند. بررسی این تفاوت‌ها و تشابهات هم بین دره‌ها و هم در طول یک دره واحد،که عمدتاً با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

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

Archive of SID

www.SID.ir

دره‌هـا از طـریق ارزیابـی نـیمرخ طولـی آنها، می‌توان به نتایج ارزنده‌ای درمورد جزئیات وقایع درحـال اتفـاق در آنهـا دسـت یافت. همچنین با این روش، با نگرش به حال درمورد گذشته و آینده نیز اظهارنظر نمود لذا با این هدف، در این مقاله این تشابهات و تفاوت‌ها در قالب مراحل تحـول دره‌هـا، بـا اسـتفاده 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 درتوده‌ی کوهستانی سهند

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

بـا عنایـت بـه ایـن‌که تمامی تغییرات درکوهستان‌ها، در رودخانه‌ها و در بستر جریان آنها، بـه‌ویـژه در دره‌ها،بـه صـورت‌هـای مخـتلف نمـود پیدا می‌کند؛ به نظر می‌رسد که استفاده از روش‌هایـی کـه شـکل دره‌هـا 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 مسـاحت حوضـه‌هـا بـه عـنوان عوامـل ایجـاد انرژی و همچنین ارایه‌ی پویایی لازم برای بروز تغیـیرات (ارتفـاع) و از سـوی دیگـر محـدوده‌ی جمـع‌آوری آب‌هـا، به عنوان عامل مهم برای تغیـیرات در کوهسـتان‌هـا (مسـاحت)مـی‌باشـد، مـی‌تـوان در مقایسه‌ی مراحل تحول دره‌ها، تفـاوت‌هـای موجـود در تغییرویژگـی‌هـای ایـن دو پارامـتر عمده را جستجو نمود. ارتفاع (و یا شـیب‌هـا) کـه انـرژی کافـی برای عمل سایش و فعالیت فرآیندهای کند وکاو و یا در صورت کاهش، امکان بر جای گذاری مواد را فراهم می‌سازند، می‌توانند تغییرات رخ داده درحال وقوع ویا 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 بـا این روش مورد ارزیابی و مقایسه قرار گرفته‌اند و با این روش مراحل تحول آنها تعیین شده است (شکل ۶).

Archive of SID

www.SID.ir

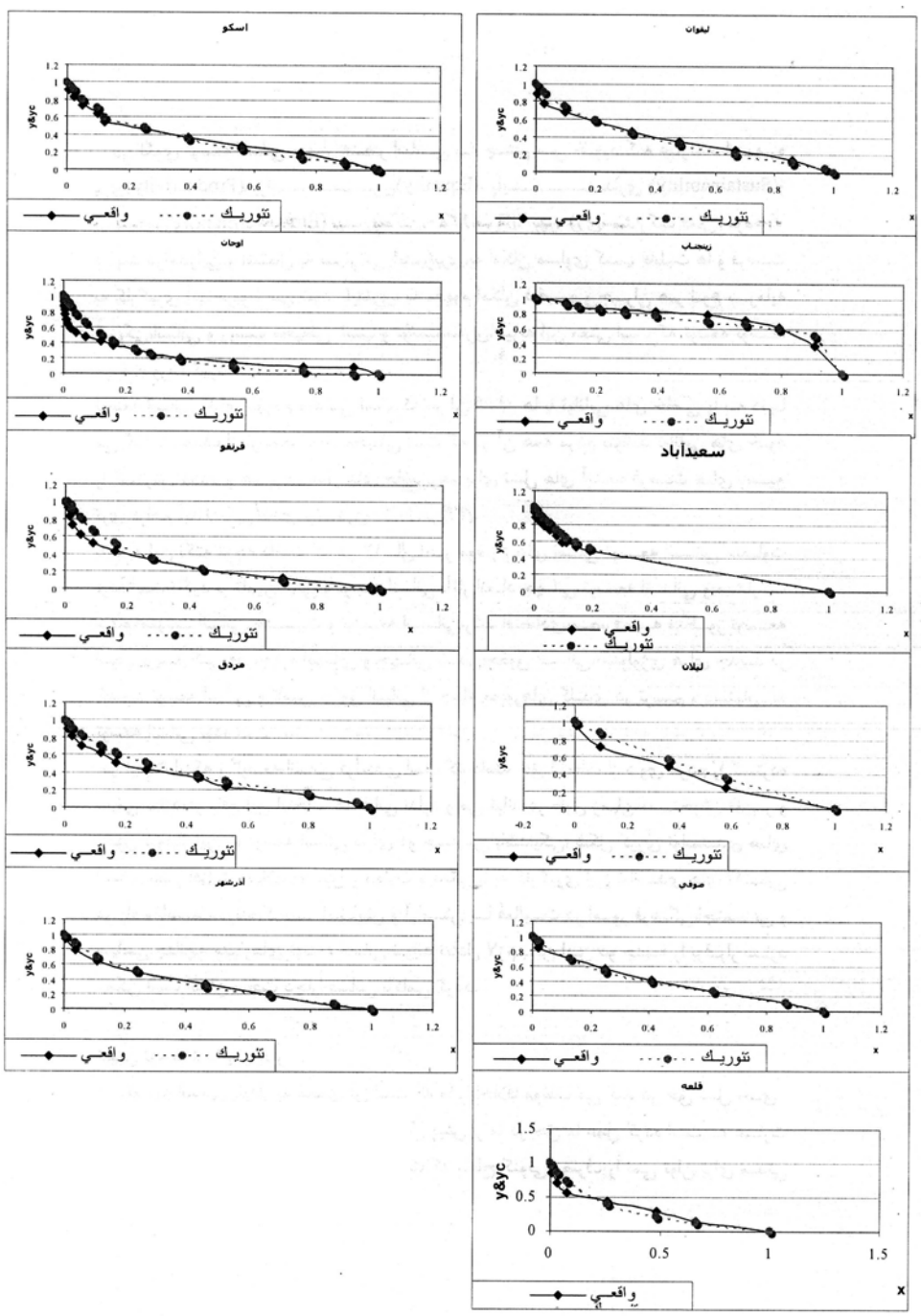
بررسی هیپسومتری‌های ترسیمی از حوضه‌های مختلف کوهستان سهند، نشان می‌دهد که قوس منحنی‌ها و نقطه‌ی تعادل[1] حوضه‌ها در تمامی بخش‌های سهند متفاوت است. در میان کلیه‌ی حوضه‌های سهند، زینجناب از جمله جوان‌ترین حوضه‌های توده‌ی سهند محسوب می‌شود که شکل قوس منحنی‌های تئوریک و واقعی و نقاطع تعادل آنها، بسیار متفاوت‌تر 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 ئبین حوضه‌های کمترتحول‌یافته (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 جدول۲).

Archive of SID

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

www.SID.ir



شکل۶: منحنی‌های تئوریک وواقعی (هیپسومتری بی‌بعد) ازحوضه‌های مختلف کوهستان سهند

www.SID.ir

جدول۲: تعیین مراحل تحول حوضه‌ها با استفاده از روش هیپسومتری

ردیف	نام حوضه	مرحله تحول	ارتفاع منطقه تعادل
۱	زینجناب	جوانی	۱۹۰۰و۳۱۰۰
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	۱۷۰۰و۲۶۰۰
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 موردهر یک از دره‌ها به صورت واحد ارایه 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 ۰/۹۹ و به ترتیب با خطای ۰/۰۵ و ۰/۰۷، و دره‌ی سعیدآباد با ضریب ۹۸ /۰ و با خطای ۰/۰۵با تابع توانی برازش می‌شوند (شکل ۷ و جدول ۲). برازش با تابع توانی، بدین مفهوم است که دره‌های مذکور از نظرتحول، درمرحله‌ی 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 ازتوان کاوشی برخوردار است. در این نوع دره‌ها بخش اعظم دره دارای ارتفاع زیادی است. هرچند از نظر تحلیل‌های کمی هر سه دره مذکوربا 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 (شکل۷) که این تغییر در آرایش، از وجود تفاوت و تغییرات در طول دره‌های مذکور حکایت می‌کند. در

Archive of SID

www.SID.ir

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 زمین شناسی 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 بردره، 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 نظرمی‌رسد 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 سعید آباد نیز بی‌نظمی‌های عمده‌ای مشاهده می‌گردد که علت این بی‌نظمی‌ها عمدتاً هیدرولوژیکی و اقلیمی است. علت تشدید عمل فرسایش در گذشته که شواهد آن درطول دره هنوز هم باقی مانده است، به تغییرات اقلیمی کواترنر 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 درحال جابجایی است (شکل۷) و فعالیت‌های کاوشی رو به کاهش است.

دره‌های فرعی و اصلی دامنه‌های شرقی سهند، از نظر بی‌ثباتی دیواره دره‌ها و تولید رسوب، از مسأله سازترین 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 قلل 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

Archive of SID

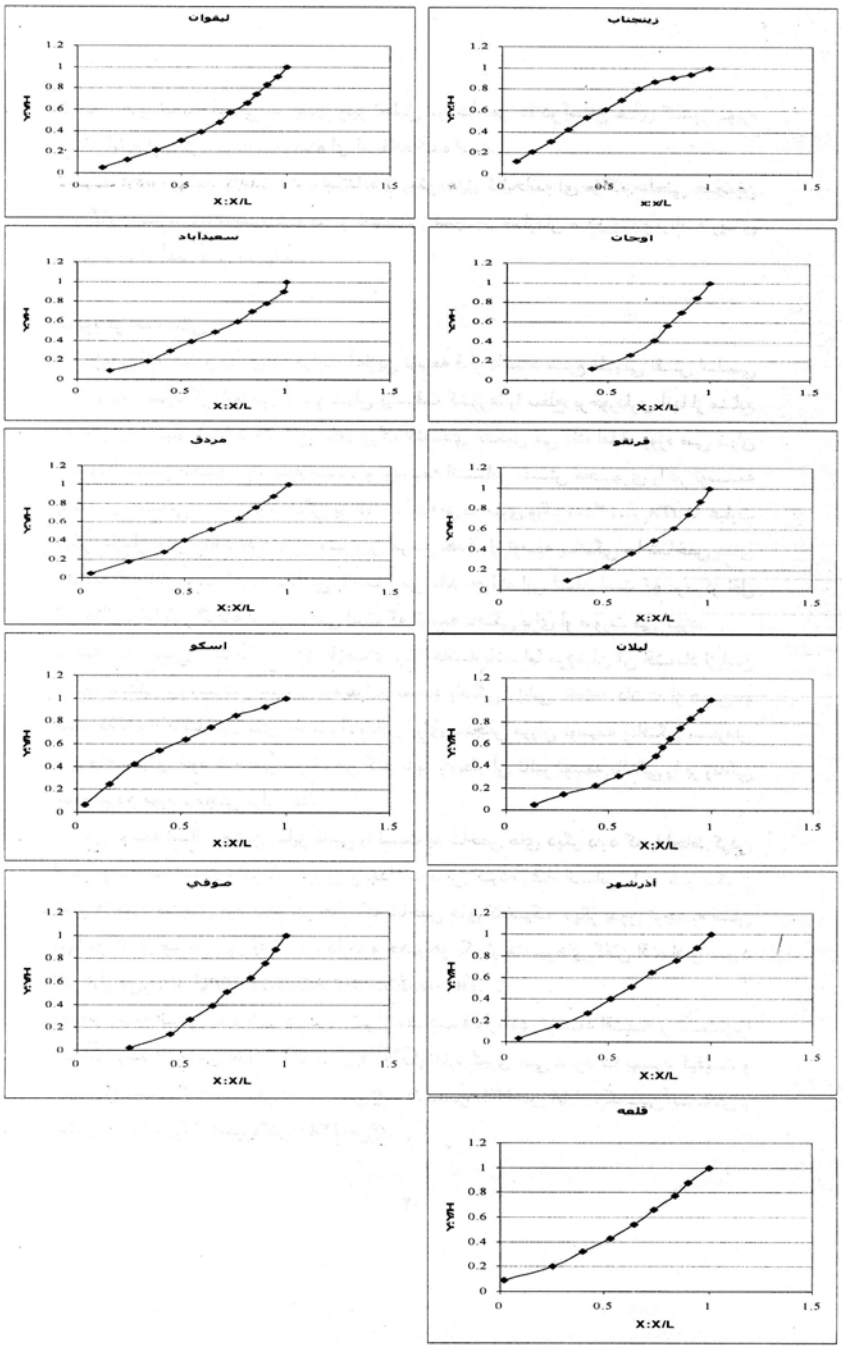
www.SID.ir

اوجان‌چای، 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 وخم دار شدن رود در بسترسیلابی 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 پایین‌دست با توجه به جنس دیواره‌ها، فرسایش جانبی به پهن‌ترشدن 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 ازواقع شدن دره‌های مذکور در مرحله بلوغ، و رودخانه‌های جاری آنها، درمرحله‌ی حمل هستند. رودخانه‌های جاری در این دره‌ها نیز مانند رودخانه‌های شمالی، هنوز نتوانسته‌اند تفاوت‌های موجود در طول دره را در سرتاسر آن برابرسازی کنند. نیمرخ طولی دره اوجان با ضریب ۰/۹۹۶درصد و با خطای ۰/۰۲ با تابع توانی و دره‌ی قرنقو با ضریب ۰/۹۹۵ درصد و با خطای ۰/۵با تابع توانی(و با ضریب ۰/۹۹۳ با تابع نمایی) برازش می‌شوند.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۷.نسبت‌های ارتفاعی وطولی دره‌های مختلف سهند

www.SID.ir

جدول۳.ضرایب حاصل از تحلیل رگرسیونی تحول دره‌های سهند با استفاده ازنسبت‌های طولی وارتفاعی دره‌ها

نوع تابع / نام دره	تابع خطی $Y=a+bx$	تابع توانی $Y=ax^b$	تابع نمایی $Y=ae^{bx}$	تابع لگاریتمی $Y=a+blnx$	خطاها £
دره زینجناب	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۶	۰/۹۳	۰/۵۵
دره لیقوان	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۶	۰/۸۹	۰/۰۷
دره سعیدآباد	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۱	۰/۰۵
دره اوجان	۰/۹۷۴	۰/۹۹۶	۰/۹۳	۰/۹۹۶	۰/۰۲
دره قرنقو	۰/۹۷	۰/۹۹۵	۰/۹۹۳	۰/۹۲	۰/۵
دره مردق	۰/۹۸۸	۰/۹۹	۰/۹۶	۰/۸۴	۰/۹
دره لیلان	۰/۹۶	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۸۷	۰/۱۲
دره صوفی	۰/۹۴	۰/۹۹	۰/۹۷	۰/۹۰	۰/۱۲
دره قلعه	۰/۹۸۱	۰/۹۴	۰/۹۸۴	۰/۷۹	۰/۲۸
دره اسکو	۰/۹۸۸	۰/۹۹	۰/۸۷	۰/۹۵	۰/۰۷
دره آذرشهر	۰/۹۹۳	۰/۹۹۷	۰/۹۳	۰/۹۲	۰/۰۷

دره‌ی اصلی قرنقو همراه با چهار دره‌ی فرعی عمده، از بزرگترین دره‌های سهند 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 سیرپایین، 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 قرنقو بیش از سایر دره‌های سهند به چشم می‌خورد. تشکیل وتوسعه‌ی این پدیده‌ها که بیشتر در اطراف روستای قره‌چای، حاجی علی، آلمالو، چرتقلو، قانلو درق وشبده 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 قرنقوچای با استفاده از توابع توانی و نمایی نیزنشان می‌دهد (جدول۳). رودخانه‌های جاری دراین دره، برای رسیدن به مرحله‌ی نهشته‌گذاری فاصله‌ی چندانی ندارند و در واقع دره‌ی قرنقو نسبت به دره‌ی اوجان و

Archive of SID

www.SID.ir

دره‌هـای شـمالی‌تـر، تحول‌یافته‌تر 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 جنوبـی سـهند، یعنـی صـوفی ولـیلان بـه ترتیب با ضرایب ۰/۹۸ و۰/۹۹ درصد، هرکدام با خطای ۰/۱۲، با تابع توانی بهترین برازش را نشان می‌دهند (جدول۲) که این امر، از حالـت بلـوغ ایـن 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 بیـن دره‌هـای جنوبـی، دره‌ی مـردق از بسـیاری جهـات، به عنوان یکی از پیچیده‌ترین دره‌هـای جنوبـی سـهند، 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، بـا تـابع خطی برازش می‌شود (جدول ۲). این بدین مفهوم است که دره مذکور در روند تحول خـود بـه مـرحله تعـادل نزدیکتر شده و در آب‌های جاری این دره، حالت تعادل بین ورودی و خروجـی رسـوبات 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 اسـت کـه، نـوع لیتولوژی که رودخانه‌ی مردق در آن جاری است و بستری که دره‌ی اصلی در آن حفـر گردیده با نوع لیتولوژی سایر دره‌های سهند تا حدی متفاوت است. بخش عمده‌ای از دره‌ی مذکـور، بر روی سنگ‌آهک‌های مربوط به کرتاسه پایین وسنگ‌های دولومیتی مربوط به ژوراسـیک بالایی و همچنین بر روی سنگ‌آهک‌های مارنی، همراه با شیل و ماسه‌سنگ مربوط بـه ژوراسـیک پاییـن حفر شده است.علاوه بر این، گستره‌ی آبرفت‌های قدیمی در پایین‌دست، کـه از ضـخامت زیـادی نـیز بـرخوردارند، در این دره قابل ملاحظه است. مقاومت کم این نوع

Archive of SID

www.SID.ir

لیـتولوژی در مقابل فرسایش خطی، باعث فرسایش سریع و در نتیجه موجب تحول سریع این دره شـده اسـت.پهنای زیاد دره، به‌ویژه در بخش‌های میانی آن، در محدوده روستای کرده ده، تحـول 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 تحول‌یافته‌گی آنها محسوب می‌شود که این پهنا در بخش یاد شده، بسیار مشخص است.

بـا مقایسـه‌ی نمودارهـای مـربوط به نیمرخ طولی دره‌های مردق، صوفی ولیلان (شکل۷)، مشـخص مـی‌شـود که انحنای نمودارهای ترسیمی مربوط به سه دره، تفاوت‌هایی را با یکدیگر نشـان می‌دهند که این امر، حکایت از این دارد که وضعیت جبهه‌ی کاوشی و نهشته‌گذاری در طـول دره‌هـای مخـتلف، یکسـان نیسـت. قوس انحنای نیمرخ طولی دره‌ها در کلیه‌ی دره‌های جنوبـی به یکسان در ارتفاعات توزیع نشده است.با توجه به توزیع قوس‌ها در ۵۰ درصد پایین و ۵۰ درصـد بـالای دره‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که، تحول‌یافته‌ترین و کم‌تحول‌یافته‌ترین دره‌ها در بخش جنوبی سهند در کنار یکدیگر قرارگرفته‌اند(شکل ۷). دلیل این امر بیشتر لیتولوژیکی است و به نحوه‌ی قرارگیری لایه‌های سخت و نرم در کنار یکدیگر و نحوه‌ی‌برونزد آنها در طول دره‌ها مربوط می‌گردد.

آب‌های دامنه‌های غربی توسط سه رودخانه‌ی عمده، یعنی قلعه چای، آذرشهر و اسکوکه در دره‌هـای نسـبتاً عمیقـی جـاری هستند، زهکشی می‌شوند.با وجود قرارگیری سه دره یاد شده دریـک موقعیت جغرافیایی تا حدی یکسان و وجود لیتولوژی تقریباً همگون، نتایج تحلیل‌های کمـی از وجـود تفـاوت‌های 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 تبیین۰/۹۸۴ بـا تـابع نمایـی بـرازش مـی‌شـود و بـا ضریب تبیین ۰/۹۸۱، با تابع خطی به مرحله‌ی دیگری نـزدیک شـده اسـت و نیمرخ طولی آن نیز تقریباً خطی است. این بدین مفهوم است که دره‌ی مذکور، تحول‌یافته‌تر از دره‌هایی هستند که با تابع توانی برازش می‌شوند. دلیل تفاوت این دره بـا سایر دره‌های غربی سهند، بیش از این‌که تکتونیکی یا لیتولوژیکی باشد، توپوگرافیکی است. توضـیح ایـنکه، دره قلعـه‌چـای در محدوده‌های نزدیک سواحل دریاچه ارومیه از عمق چندانی برخوردارنیسـت و چـون این محدوده از دره، بخش اعظمی از نیمرخ طولی آن‌را در بر می‌گیرد در تحلـیل‌های 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 بـه ترتیـب بـا ضـرایب ۰/۹۹۷ و۰/۹۹۶ و هـر کدام با خطای ۰/۰۷، با تابع توانی (و با ضرایب ۰/۹۹۳ و ۰/۹۸۸بـا تابع خطی) برازش می‌شوند و از نظر میزان تحول‌یافتگی، کمی متفاوت از دره‌ی قلعـه‌چـای اسـت (جدول۳). نمودارهای ترسیمی از نسبت‌های ارتفاع و طول دره‌ها، این تفاوت‌ها را به خوبی نشان می‌دهند (شکل۷).با توجه به ضرایب تبیین ۰/۹۹۳ و ۰/۹۸ می‌توان

Archive of SID

www.SID.ir

گفت که نیمرخ طولی این دره‌ها به حالت خطی نزدیکتر شده است. دره آذرشهرکه 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 به‌وجود آمده است که علت‌پیدایش 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 مطبق 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 بی نظمی‌هایی 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 تکرارمی‌شود که علت آنها در رابطه به مکان وقوع آنها، لیتولوژیکی، تکتونیکی ویا 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 وکمی

هرچند در هر دو روش ارایه 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 وضرایب حاصل از تحلیل رگرسیونی، انطباق کاملی به چشم نمی‌خورد (شکل ۹ و۱۰ 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. همچنان‌که 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

Archive of SID

www.SID.ir

دیگـر فاصـله گرفـته‌اند، این چهار دره عبارتند از زینجناب، لیلان، صوفی و قلعه‌چای است که یکی از این دره‌ها در دامنه‌های شمال سهند و سه دره‌ی بعدی درجنوب آن واقع شده‌اند.

نتیجه گیری

در نواحـی کوهسـتانی، تغییراتـی کـه در طـول دره‌هـا صورت می‌گیرد و تنظیماتی که در آرایـش نـیمرخ طولـی آنهـا در طـی زمان رخ می‌دهد، از غلبه هر یک از فرآیندهای کاوشی و نهشـته‌گذاری در بستر جریان رودخانه‌ها حکایت می‌کند. غالب بودن هر یک از فرآیندهای یاد شـده کـه بـه نحـوی در نـیمرخ طولـی دره‌هـا و در قالب اشکال ژئومورفولوژیکی (مانند ایجاد پشـته‌هایـی در طـول دره‌ها و وقوع حرکات توده‌ای) نمود پیدامی‌کند، با ویژگی‌های مشخصی همـراه اسـت (مانـند افـزایش وکـاهش رسـوب در آب‌هـای جـاری) که استناد به آنهامی‌تواند اطلاعـات ژئومورفولوژیکـی و هیدرولوژیکـی بسـیار مهمـی در رابطـه بـا ویژگـی‌های دره‌های کوهستانی در گذشته، حال و آینده ارایه دهد.به عبارت دیگر، شکل دره‌ها در نواحی‌کوهستانی حاصـل عمـل فرآیـندهای مختلفـی اسـت کـه نیمرخ طولی آنها معرف نحوه‌ی فعالیت چنین فرآیندهایی است.

شـکل فعلـی دره‌هـای سـهند حاصـل عمـل فرآیـندهای مختلف در طول دوره‌های متفاوت محسوب می‌شود.نیمرخ طولی دره‌های این توده کوهستانی درطی بروز تغییرات اقلیمی عمده، فعالیـت‌هـای آتشفشـانی و تکتونیکـی دردراز مـدت، تغییرات قابل ملاحظه‌ای را متحمل شده است و در نتیجه،در ویژگی‌های مورفولوژیکی کلی توده، با توجه به عمل فعالیت‌های تکتونیکی و همچنیـن اقلیم حاکم بر محیط، شکل دره‌ها را به‌صورت مختلف ظاهر ساخته وبا بروزهر نوع تغییر در بخشی از دره، تغییرات ازطریق پس‌خوردها[1]،به کل دره منتقل‌گردیده است. به عبارت دیگر، گاه تغییرات تکتونیکی، زمانی تغییرات اقلیمی و در مواردی ناپایداری دیواره‌ی دره‌ها در اثـر تغیـیر در ویژگـی‌هـای هیدرولوژیکـی رودخانه‌های جاری در دره‌ها و یا سست بودن مواد سـازنده‌ی بسـتر و دیواره‌ی دره‌ها، به نحوی بر روند تحول دره‌ها تأثیرگذاشته است. به عبارت دیگـر گـاه یـک عامل، در مواردی ترکیبی از چند عامل، موجب گردیده است که در بخشی از سـهند، رونـد تحـول عـادی در دره‌ها تداوم نیابد و بی‌نظمی‌هایی در طول نیمرخ طولی دره‌ها ظاهـر 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 ژئومورفولویکی دیگـر نـیز هست، با روش‌های کلاسیک و ریاضی قابل بررسی است. بررسی‌هایی که در توده‌ی کوهسـتانی سـهند بـا استفاده از روش کلاسیک صورت گرفته نشان می‌دهد که در این روش، حوضه‌هایی‌که درتوده‌ی کوهستانی مساحت کمتری داشته‌اند و گنبدهای‌آتشفشانی پراکنده‌ای

1 -Feedback

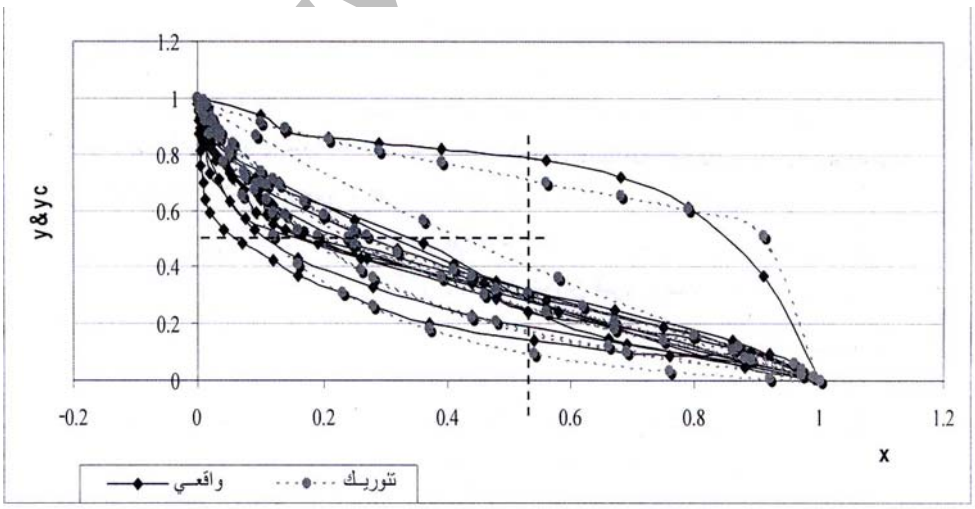
Archive of SID

www.SID.ir

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 سهند 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 سهند از جمله این دره‌ها محسوب می‌گردند. در پایین‌دست چنین دره‌هایی که معمولاً به دشت‌های مسطح منتهی می‌گردند می‌توان بسیاری از اشکال ژئومورفولویکی 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.

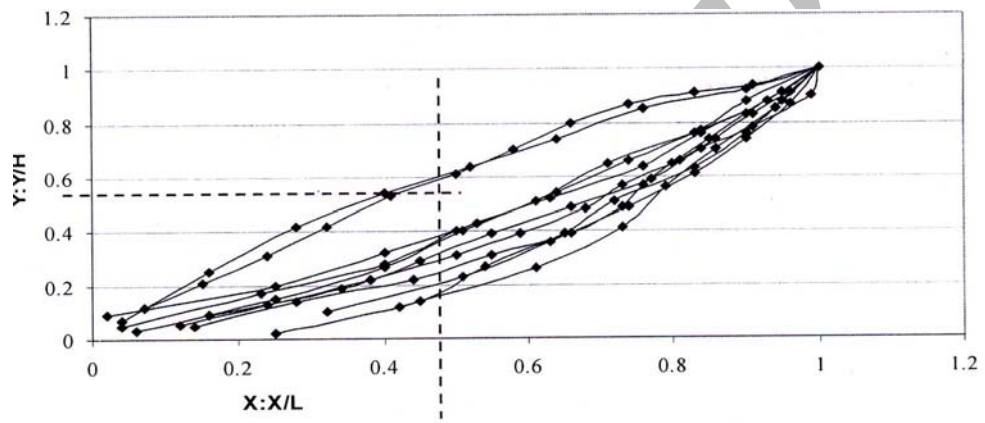
- دره‌هایی از کوهستان سهند که با تابع خطی برازش می‌شوند در مقایسه با سایر دره‌های سهند بسیار ناچیز است. دره قلعه‌چای تحول‌یافته‌ترین دره سهند محسوب می‌شود. در این دره، بین عملکرد فرآیندهای نهشته‌ای و کند و کاو، تعادل تا حدی برقرار گردیده است و رودخانه قلعه‌چای در طول دره توانسته است اثرات تغییرات رخداده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



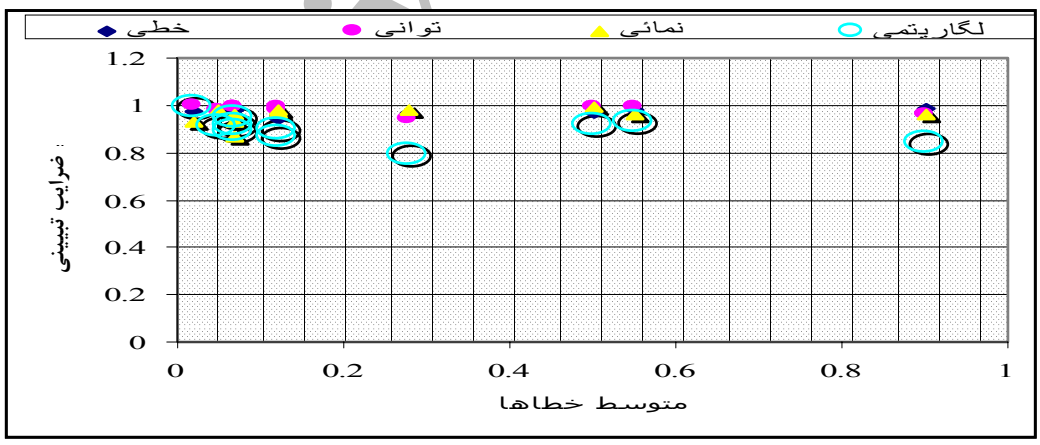
شکل۹: منحنی‌های تئوریک و واقعی (هیپسومتری بی‌بعد) از حوضه‌های مختلف سهند

www.SID.ir

- 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 به‌صورت 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 سهند



شکل ۱۱:رابطه بین ضرایب تبیین توابع برازش شده ومتوسط 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

www.SID.ir

ارتفـاع در دره‌های سهند، با تکتونیک و نئوتکتونیک، تغییرات درنوع لیتولوژی و وقوع تغییرات عمـده در حاکمیـت شـرایط خشـن اقلیمی در ارتباط است. در بیشتر دره‌های سهند، تشکیل بخـش‌هـای متوالـی پهـن وتـنگ، بـه‌ویـژه در قسمت‌های میانی دره‌ها، در اثر فازهای مختلف تکتونیکی به‌وجود آمده‌اند. در واقع، وقوع حرکات تکتونیکی در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی باعـث تشـکیل سطح اساس‌های محلی متعددی شده که این امر نیز موجب تغییرات در میزان نهشـته‌گـذاری در کـناره‌هـای پاییـن‌دسـت دره‌هـا و فرسایش شدید در بلوک‌های بالا آمده گـردیده اسـت. تفـاوت در مقاومـت سـنگ‌ها نیز در طول دره به بروز بی‌نظمی‌هایی در نیمرخ طولی دره‌ها منجر شده است. اغلب سنگ‌های نرم در طول دره‌های پهن وسنگ‌های سخت در طول دره‌های تنگ مشاهده شده‌اند.در بخش‌های تنگ، شیب دره‌ها معمولاً بیشتر از بخش‌های پهـن آنهـا اسـت و برونزدهای سنگ‌های آذرین مربوط به دوره‌های مختلف فعالیت آتشفشانی سـهند در بخـش‌هـای تـنگ مشاهده می‌شود.به لحاظ تندی شیب و وجود انرژی کافی برای تغییـرات، دراین بخش‌ها، فرسایش بسیار فعال است که این فرسایش فعال،که گاه پویایی را از اخـتلاف سـطوح ایجـاد شده در اثر وقوع گسل‌های عمود بر دره کسب می‌کند، درطول زمان، باعـث تغییـر در سـطح اسـاس آبراهه‌های فرعی‌ترنیز گردیده است. در طول دره، این امر در مـواردی باعـث تغییـر رونـد تحـول دره‌هـا شده است. نظیر آن‌چه که در دره مردق، لیقوان و زینجناب رخ داده است.

منابع و مآخذ

۱- امیـن‌سـبحانی، ابراهـیم و حسـین معیـن وزیـری (۱۳۶۵) : *«سـهند از نظـر ولکـانولوژی و ولکانوسدیمانتولوژی»*. انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران.

۲- بیاتی‌خطیبی،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- رسـولی، علـی‌اکـبر (۱۳۶۷): *«پـژوهش‌هـای ژئومورفولـوژی در دامـنه‌هـای غربی سهند (حوضه اسکوچای)»*. رساله کارشناسی ارشد. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.

۴- رضـایی‌مقـدم، محمدحسـین (۱۳۶۹): *«پـژوهش‌های ژئومورفولوژی در حوضه سعیدآباد»*. رساله کارشناسی ارشد. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.

۵- سـاری‌صـراف،بهروز (۱۳۶۷):*«پـژوهش‌هـای ژئومورفولـوژی در دامـنه‌هـای غربـی سهند (حوضه آذرشهرچای). »* رساله کارشناسی ارشد. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی. دانشگاه تبریز.

۶- خـیام، مقصـود (۱۳۶۹): *«سهند آتشفشان پلیو- پلیستوسن و تحول موفولوژیکی آن در کواترنر»*. 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.

Archive of SID

www.SID.ir

۸- معین وزیری، حسین (۱۳۷۵): *«دیباچه‌ای بر ماگماتیسم ایران»*. انتشارت 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 Wolumla 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 Crridor ,Northwest China. Geomorphology. 28: 299-308.
13- Nash, D (1994) Dugicurust 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 Jersy. 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 Thorne (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.

Archive of SID

www.SID.ir