پژوهش های جغرافیایی ـ شماره۵۷، پائیز ۱۳۸۵
صص ۵۹-۴۳

تحلیل تحول ژئومورفولوژیکی نیمرخ طولی دره هادرنواحی کوهستانی
مطالعه موردی: یازده دره اصلی توده کوهستانی سهند

مریم بیاتی خطیبی*- استادیار گروه پژوهش جغرافیا، دانشگاه تبریز
معصومه رجبی- استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز

پذیرش مقاله: ۸۳/۸/۱۰
تأیید نهایی: ۸۳/۱۲/۲۴

چکیده

رودخانه هایی که آبهای توده کوهستان سهند را به طرف دوآبگیر عمده زهکشی می کنند، در دره های نسبتاً عمیقی جاری هستند. انحنای نیمرخ طولی این دره ها که منعکس کننده ویژگی های ژئومرفولوژیک، رخدادهای تکتونیکی و اقلیمی هستند، بسیار متفاوتند است. دراین مقاله سعی شده تا این تفاوت ها با توجه به میزان انحنای نیمرخ طولی دره ها بررسی و با تکیه بر نتایج حاصل از تحلیل رگرسیونی، مراحل تحول دره ها تعیین و روند تحول آنها پیش بینی گردد. به همین منظور برای هر نیمرخ طولی یازده دره اصلی سهند با استفاده از داده های حاصل از اندازه گیری فاصله و ارتفاع آنها تحلیل رگرسیونی صورت گرفته و با بهره گیری از انواع توابع ریاضی یعنی توابع نمایی، خطی، توانی و لگاریتمی مراحل تحول هر دره تعیین شده است. به منظور تفکیک دره هایی که از نظرمراحل تحول، روند یکسانی را طی می کنند، دره های منطقه با توجه به نوع تابع گروه بندی شده و نتیجه گیری های نهایی با عنایت به شواهد میدانی صورت گرفته است. تفاوت در نوع تابع در واقع میزان انحنای نیمرخ طولی دره ها و تفاوت در مراحل تحول آنها را نشان می دهد. نتایج بررسی ها نشان می دهد که، آن دسته از دره های سهند که نیمرخ طولی آنها از انحنای بیشتری برخوردار بوده اند، با تابع نمائی، دره هایی با نیمرخ های دارای انحنای کمتر، با تابع توانی و نیمرخ های تقریباً بدون انحناء و نزدیک به خط راست، با تابع خطی برازش شده اند.

واژگان کلیدی: **تحول ژئومرفولوژیکی، نیمرخ طولی دره، تحلیل رگرسیونی، توابع ریاضی، کوهستان سهند.**

مقدمه

در نواحی کوهستانی تغییراتی که در طول دره ها صورت می گیرد و تنظیماتی که در آرایش نیمرخ طولی آنها در طی زمان رخ می دهد از غلبه هر یک از فرآیندهای کاوشی و نهشته گذاری در بستر جریان رودخانه ها حکایت می کند.

نوسنده مسئول تلفن: ۰۴۱۱۳۳۹۲۲۶۵
* E-mail: M.bayati@tabrizu.ac.ir

غالب بودن هر یک از فرآیندهای یاد شده که به نحوی در نیمرخ طولی دره ها و در قالب اشکال ژئومرفولوژیکی نمود پیدامی کند، با ویژگی های مشخصی همراه است که استناد به آنها می تواند اطلاعات ژئومرفولوژیکی و هیدرولوژیکی بسیار مهمی در رابطه با ویژگی های دره های کوهستانی درگذشته، حال و آینده ارائه دهد.

با توجه به موارد مذکور و همچنین با عنایت به این نکته بسیار مهم که نتایج کلیه تغییرات در کوهستان ها، دره ها و نیمرخ طولی آنها منعکس می شوند، تحلیل نیمرخ طولی آنها با استفاده از روش های کمی و مستندسازی نتایج حاصل از تحلیل های کمی با شواهد ژئومرفولوژی موجود در دره ها از سال ها پیش ذهن ژئومرفولوژیست ها وهیدرولوژیست ها گیلبرت[۱] ۱۸۱۷، شام[۲]۱۹۴۵ ، سلبی[۳]۱۹۸۵، استانفورد[۴]۱۹۹۳، ناش[۵]۱۹۹۴، اموری[۶]۱۹۹۶، ژانگ[۷]۱۹۹۸، فریرز[۸]۱۹۹۸ را به خود مشغول داشته است و هر یک از این محققین از دیدگاه خاص خود و با هدفی که از مطالعه داشتند، دره ها را بررسی و نحوه تغییرات آنها را تفسیر نموده اند.

به نقل از پاول[۹]۱۸۷۵، اوبرلاندار[۱۰]۱۹۸۵، فابل[۱۱]۱۹۹۳، بریال[۱۲]۱۹۹۸، دویل[۱۳] ۲۰۰۰، میسنا[۱۴]۲۰۰۱، (اوهاری،[۱۵]۱۹۹۶، ص۳).

نیمرخ طولی بسترجریان رودخانه های کوهستانی به طور مداوم در حال تغییر است که در اثر این تغییرات حد نقطه شروع فعالیت فرآیندهای کاوشی و نهشته گذاری در داخل دره ها و در طول مسیر جریان رودخانه هاجابجا شده و تغییر مکان می دهد که این جابجائی ها و قرارگیری این حدود در مقطع زمانی مشخص و در بخش معینی از طول دره ها، در واقع مشخص کننده مرحله خاصی از روند تحول دره ها محسوب می شود. روند تحول دره ها که در اثر بروز تغییرات بلند مدت در بستر جریان رودخانه ها صورت می گیرد، ممکن است به طور عادی دنبال گردد و یا در اثر بروز تغییرات ناگهانی (به هر دلیل ممکن) درمنطقه و یا در طول دره ها چنین روندی دچار اختلال گردد. توضیح آن که، نیمرخ طولی بسترجریان روخانه ها در پاسخ به انواع آشفتگی هایی که به دست انسان و یا به طور طبیعی در دره ها صورت می گیرد، تغییرمی یابد و رودخانه ها برای برابر سازی میزان این تغییرات در سراسر طول دره مجبور به تغییر و تنظیم نیمرخ طولی خود می گردند(اسنایدر و همکاران[۱۶]، ۲۰۰۳، ص۹۹). میزان این تنظیمات که با اشکال ژئومرفولوژیکی خاصی نیز همراه است، به شدت تغییرات رخداده بستگی دارد. تغییر در میزان بار رسوبی رودخانه ها، حضور و یا ناپدید شدن اشکال

1- Gilbert,1817
2- Schumm,1945
3- Selby,1985
4- Standford,1993
5- Nash,1994
6- Ohmori,1996
7- Zhang,1998
8- Fryirs,1998
9- Powell,1875
10- Oberlander,1985
11- Fabel,1993
12- Bryan,1998
13- Doyle,2000
14- Messina,2001
15- Ohmory ,1996:3
16- Snyder et al ,2003:99

سایشی و انباشتی در طول دره ها- که به عنوان شواهدی از مرحله خاصی از تحول دره ها نیز هستند- از اثرات پاسخ رودخانه ها به این آشفتگی ها محسوب می شوند (لین و ریچارد۱۹۹۷[1]،ص ۲۸۰).

به لحاظ این که عوامل متنوعی با نسبت های متفاوت، بخش های مختلف دره ها را تغییر می دهند (به لحاظ تفاوت در ساختار زمین شناسی، نوع لیتولوژی، ویژگی های توپوگرافی و غیره) معمولا نیمرخ طولی بسترجریان رودخانه ها در نواحی کوهستانی در مقطع زمانی خاص بسیار بی نظم است. به همین دلیل توازن وتعادل کامل بین عملکرد فرآیندهای شکل دهنده دره ها و تغییر دهنده نیمرخ آنها، در کلیه بخش های دره ها برقرار نمی گردد؛ اما رودخانه ها طبق عملکرد سیستمی همواره در صدد برابرسازی تغییرات رخداده در طول مسیر جریان خود و از بین بردن این بی نظمی ها هستند (گیلبرت به نقل از سلبی۱۹۸۵[2]، ص ۲۵۰) و این خود تنظیمی رودخانه در طول دره ها و فعال شدن فرآیندهای مختلف ناشی از آن، بررسی نیمرخ بستر جریان آب های جاری در قالب تحول دره ها را از دیدگاه ژئومرفولوژی بسیار مهم جلوه گرمی سازد و تحلیل نحوه تحول دره ها مفهوم سیستمی پیدا می کند (گرف، ۱۹۹۷، ص۲۷۳- اسکورل و ولدریم، ۲۰۰۳،ص۴)[3].

در بین کلیه اشکال سطح زمین که در داخل یک سیستم بزرگ مشمول تغییر مرفولوژی طی زمان می شوند، بررسی روند تحول دره ها به لحاظ امکان کمی سازی داده ها وتحلیل مسائل مربوط به نحوه تغییرات دره ها با استفاده از داده ها، در بین مطالعات ژئومرفولوژی کمّی از اهمیت ویژه ای برخورداراست. این امکان کمی سازی، نتایج حاصل از بررسی ها را از قالب توصیف صرف خارج و به حیطه تحلیل وارد می سازد. به عبارت دیگر تکیه به نتایج حاصل از بررسی های کمی در رابطه با تغییرات دره ها این امکان را فراهم می سازد تا داستان تغییرات گذشته دره ها را باز سازی و با استناد به ارقام حاصل از تجزیه و تحلیل ها، نحوه تغییرات را بازخوانی و روند تحول دره ها را درآینده پیش بینی نمود. با عنایت به این نکته مهم که روند تحول دره ها به طور غیرمستقیم بیانگر ویژگی ها و شدت و ضعف رسوب زائی رودخانه های جاری در نواحی کوهستانی نیز هست، از این نظر تحلیل روند تحول دره ها از دیدگاه ژئومرفولوژی کاربردی نیز اهمیت پیدا می کند.

با توجه به مقدمه فوق، دره های کوهستان سهند که نمونه های تیپیکی از دره های شعاعی را ارائه می دهند و همه آنها نیز در یک ساختار زمین شناسی یکسان تشکیل شده اند، به عنوان مکان مورد مطالعه انتخاب وکلیه پیش فرض ها در رابطه با نحوه تحول دره ها در نواحی کوهستانی، در توده مذکور مورد آزمایش قرارگرفته اند.

ویژگی های طبیعی توده کوهستانی سهند

کوهستان سهند پس از سبلان از مهم ترین برجستگی های آذربایجان محسوب می شود که در موقعیت جغرافیائی ´۱۲و° ۴۶ تا ´۲۰و°۴۶ طول شرقی و´۲۰ و °۳۷ تا´۳۵ و°۳۷ عرض شمالی واقع شده است (شکل شماره۱). بلندترین نقطه ارتفاعی آن به نام جام داغی به ارتفاع ۳۷۱۰ متر است که حاصل فعالیت های آتشفشانی پلیو- پلیوستوسن محسوب می شود (خیام، ۱۳۶۹ ص۲۰۶). مواد آتشفشانی این توده بر روی زیر ساخت متشکل از رسوبات دوران مختلف زمین

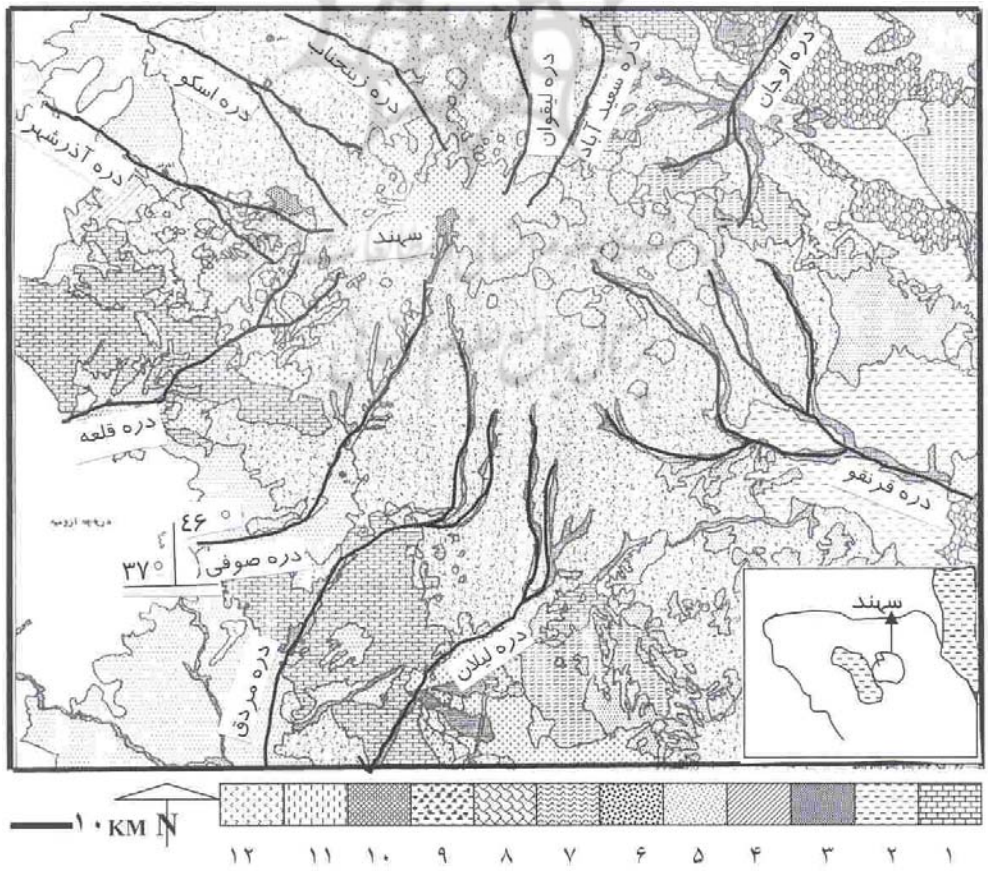
[1]- Lane and Richard,1997:280
[2]- Gilbert,1817, Selby ,1985:250
[3]- Schoorl and Veldream,2003:42 Kerv,1997:273.,

شناسی از پالئوزئیک تا میوسن قرارگرفته است. تشکیلات رسوبی با وجود داشتن رخساره های مربوط به دوره های مشابه، در تمامی دره های سهند از نظر چینه بندی یکنواخت نمی باشند (امین سبحانی۱۳۶۵ ص۱۳).

تشکیلات سنگ کف توده سهند در دامنه شمالی متعلق به دوره کرتاسه تا اوایل میوسن می باشد. رسوبات کرتاسه که در دره مردق (یکی از دره های جنوبی سهند) بیشتر برونزد نموده، متشکل از لایه های متناوبی از آهک و مارن است. رسوبات میوسن نیز شامل کنگلومرا، مارن و ماسه سنگ است که در اغلب دره های سهند می توان آنها را مشاهده نمود. در روی این رسوبات، زیر چینه ای ازتوف نیز وجود دارد که این لایه متعلق به فعالیت های آتشفشانی سهند در دوره پلیوسن است. قدیمی ترین تشکیلات رسوبی متشکل از لایه های آهکی است که بر روی رسوبات تخریبی متشکل کنگلومراها، ماسه سنگ های سرخ و همچنین رسوبات تبخیری متشکل ازگچ ها، نمک ها همراه با ماسه های سبز قرار گرفته که در بعضی از دره های سهند از جمله آذرشهر، اسکو و لیقوان می توان آنها را مشاهده نمود. بررسی های انجام یافته در مورد مراحل فعالیت آتشفشانی سهند نشان می دهد که در دوره میوسن گدازه های این توده طی فعالیت های آتشفشانی توسط دودکش های مختلف برروی رسوبات زیرین، بیرون ریخته و بر روی زیر ساخت رسوبی قرار گرفته اند. و فور خاکسترهای آتشفشانی همراه با قطعات پونس که در فواصل دور پراکنده شده اند، نشان دهنده انفجارات شدید آتشفشان سهند در این دوره می باشد(معین وزیری۱۳۷۵، ص۱۲۳).

شکل ۱- موقعیت توده کوهستانی سهند و دره های مختلف آن.

(۱) آهک، ۲) مارن وآهک، ۳) دولومیت، ۴) تراورتن، ۵) توف، ۶) ماسه سنگ، ۷) لاوا، ۸) کنگلومرا، ۹) مارن، ۱۰) آبرفت های جدید و قدیم، ۱۱) گدازه های داسیتی، ۱۲) لغزش های قدیمی)



کلا" سه مرحله آتشفشانی در این توده گزارش شده است. مرحله اول فعالیت های آتشفشانی در توده مذکور که به دوره میوسن میانی مربوط می گردد و موجب گسترش گدازه های آندزیتی شده است. در اواخر میوسن برای دومین بار این توده، فعالیت های آتشفشانی خود را از سر گرفته که فعالیت این دوره نیز با گسترش ایگنمبریت ها -که بدون استثناء می توان آنها را در کلیه دره های سهند مشاهده نمود مشخص می گردد. آخرین مرحله فعالیت های آتشفشانی به پلیوسن – کواترنر برمی گردد که موجب خروج گدازه های اسیدی و تشکیل مخروط های آتشفشانی جدید بر پایه مواد آذرین قبلی گردیده است.

بعد از تشکیل ساختار توده سهند آنچه که موجب تشکیل اولیه دره ها و تغییر بعدی آنها شده آب های جاری، شرایط اقلیمی حاکم و نوسانات آن در دوره های بعدی و همچنین بروز فعالیت های تکتونیکی بوده است. اما آنچه که در تغییر شکل دره ها نقش برجسته تری داشته، وقوع تغییرات اقلیمی عمده درکواترنر بوده است. در این دوره با سردشدن هوا، حد برف های دائمی در ارتفاعات ایران، به ویژه در سبلان وسهند تا ۲۵۰۰متر نیز پایین آمده که این تغییر در حد برف های دائمی با تغییرات در ارتفاعات و تحولات عمده در دره ها توام گردیده است. حضور دره های معلق در انتهای دره های اصلی (در دره آذرشهر)، وجود دره های U شکل(دره لیقوان)، پراکندگی سنگ های مخطّط (در دره سعیدآباد) و وجود محل سیرک های یخچالی گذشته (دراغلب دره های سهند) در انتهای دره ها از جمله این شواهد محسوب می شوند.

مواد و روش ها

در این تحقیق به منظور تحلیل روند تحول دره ها و بررسی ویژگی های مرفولوژیکی نیمرخ طولی دره های سهند، ابتدا داده های لازم برای هر نیمرخ طولی از نقشه های توپوگرافی به مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ با منحنی های میزان به فواصل ۲۰ متری استخراج و مسافت طولی مسیر جریان رودخانه اصلی (X) در بین منحنی ها، با ارتفاع مربوطه (Y) اندازه گیری شده است. این اندازه گیری ها از ارتفاع صفر حوضه تا ارتفاع ۸۵۰ متری (و در مواردی تا۹۵۰متری) که تنه اصلی دره (یا ابتدای دره) شکل می گیرد، صورت گرفته (شکل های شماره۲ و ۳) و با استفاده از داده نسبت های ارتفاع و طول دره، نمودارهایی که نشان دهنده میزان انحنای دره ها در ارتفاعات مختلف می باشند، ترسیم شده است. سپس به منظور بررسی روند تحول دره ها، داده های مربوط به نسبت های ارتفاع (Y :Y/H) و مسافت طولی (X:X/L) برای هر نیمرخ طولی با استفاده از تحلیل های رگرسیونی و بکارگیری توابع ریاضی زیر، مورد تجزیه و تحلیل کمی قرار گرفته و ضریب تبیین برای هر نیمرخ محاسبه شده است.

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 هر تابع ریاضی با ضریب بالا به عنوان بهترین تابع انتخابی در نظرگرفته می شود. بهترین برازش علاوه برداشتن 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 (جدول شماره۱).

$$£= \Sigma\{|[yi-f(xi)]/ yi|\}/n\}$$

رابطه(۱)

در رابطه(۱):

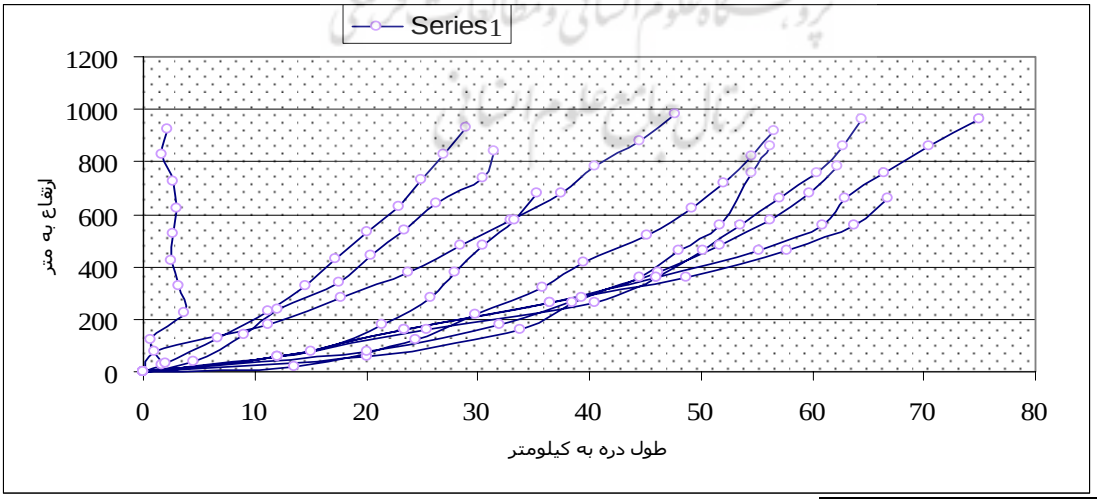
Yi= ارتفاع مشاهده شده دره در نقطه ویژه

f(xi) = ارتفاع برآورد شده

n = تعداد نمونه ها

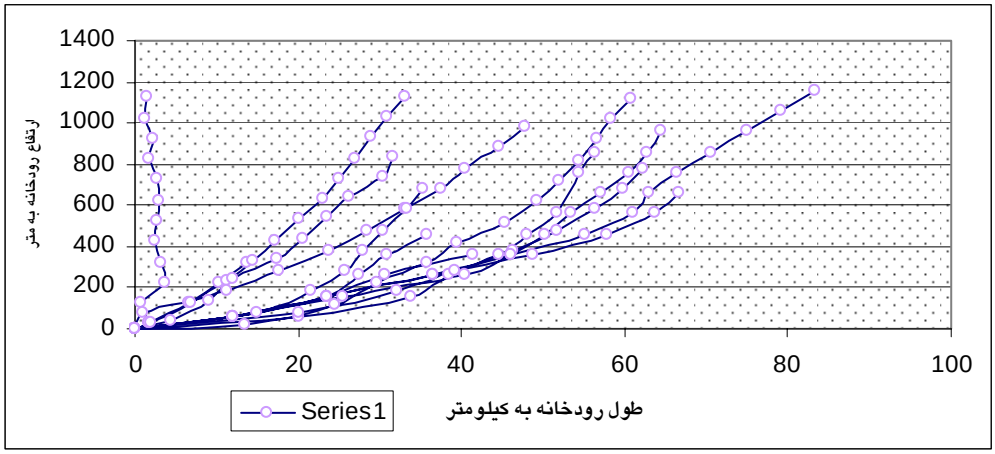
به منظور مقایسه انحناهای نیمرخ طولی دره های مختلف توده سهند با یکدیگر که معرف تحول یافتگی دره ها است، نیمرخ طولی بی بعد دره که با استفاده از نسبت های ارتفاع و طول دره بدست آمده، درکنار یکدیگر ترسیم شده و بدین وسیله میزان تحول یافتگی دره ها در مقایسه با یکدیگر مورد بررسی قرار گرفته و در نهایت نتیجه گیری ها با استناد به شواهد میدانی که طی پیمایش های میدانی شناسائی شده و همچنین با اطلاعات مستخرج از نقشه های زمین شناسی صورت گرفته است.

شکل ۲- نیمرخ طولی یازده دره اصلی توده کوهستانی سهند



[1] -Linear Funaction
[2] -Power "
[3] -Exponentioal "
[4] -Logaritmic "

شکل ۳- نیمرخ طولی یازده رودخانه اصلی وچند رودخانه فرعی توده کوهستانی سهند



بحث

یازده دره اصلی وچندین دره فرعی سهندکه وظیفه انتقال آب های این کوهستان رابه دو آبگیر عمده یعنی دریاچه ارومیه و قزل اوزن به عهده دارند، از بسیاری جهات با یکدیگر تفاوت و تشابهاتی دارد، بررسی این تفاوت ها و تشابهات هم بین دره ها و هم در طول یک دره واحد که عمدتاً با استفاده از نیمرخ طولی دره ها صورت می گیرد، می تواند اطلاعات بسیار مهمی از روند تغییر و تحولات دره ها ارائه دهد. در این مقاله این تشابهات و تفاوت ها در قالب مراحل تحول دره ها به تفکیک جهات دامنه ها تحلیل و علت آنها مورد بررسی قرار می گیرد.

الف- تحلیل روند تحول دره های شمالی سهند

آب های دامنه های شمالی سهند توسط سه رودخانه زینجناب، لیقوان و سعیدآباد که در دره های عمیقی جاری هستند، زهکشی می شود. روستاهای متعددی در داخل و در اطراف این دره های سرسبز مستقر شده که به طور مستقیم و یا غیرمستقیم از هرگونه تغییری که درآنها رخ می دهد به نحوی متأثرمی شوند و خود نیز در بروز تغییرات نقش ایفا می کند. نتایج این تغییرات به خود دره محدود نشده، بلکه ممکن است بخش های دورتر نیز از آن متأثر گردند.[1]

تحلیل روند تحول دره های شمالی سهند با استفاده از انواع توابع ریاضی نشان می دهد که دره های زینجناب و دره لیقوان با ضریب تبیین۰/۹۹ به ترتیب با خطای ۰/۰۵ و۰/۰۷ و دره سعیدآباد با ضریب ۰/۹۸ با خطای۰/۰۵ با تابع توانی برازش می شوند (جدول شماره۱). برازش با تابع توانی بدین مفهوم است که دره های مذکور از نظر تحول در مرحله بلوغ و رودخانه های جاری در آنها در مرحله حمل واقع شده اند. رودخانه های جاری در چنین دره هایی معمولاً در طول مسیر خود عمدتاً ریگ هایی را حمل می کنند که از بخش های بالا دست خود آورده اند؛ یعنی از بخش هایی که هنوز به لحاظ وجود شیب های تند، رودخانه در چنین قسمت هایی از توان کاوشی برخوردار است. در این نوع دره ها بخش اعظم دره دارای ارتفاع زیاد است.

[1]- در انتهای دره لیقوان شهر تبریز قرار گرفته است که طبق گزارشات تاریخی(نادر میرزا، ۱۳۷۳: ۳۶۷) ازوقوع سیلاب ها، گل و لای همراه آن و بطورکلی از بروز تغییرات عمده در طول این دره، بارها متحمل خسارات جانی و مالی فراوانی شده است.

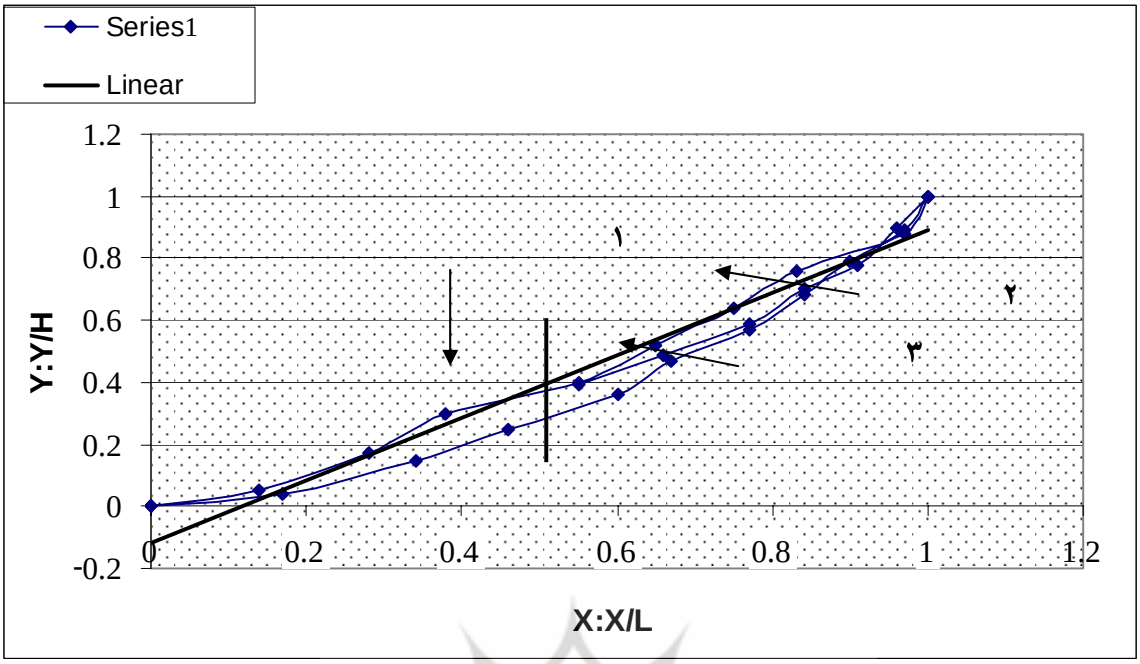
هرچند از نظر تحلیل های کمی هر سه دره مذکور با تابع توانی برازش می شوند؛ اما مقادیر ضرایب و شکل منحنی های ترسیمی از نیمرخ طولی بی بعد سه دره مذکور یکسان نیست و تفاوت هایی در نحوه آرایش این منحنی ها مشاهده می گردد (شکل شماره۴) که این تغییر درآرایش، از وجود تفاوت و تغییرات در طول دره های مذکور حکایت می کند.

در شکل شماره۴، تفاوت عمده در منحنی مربوط به دره زینجانب مشاهده می شود (شکل شماره۴ نیمرخ شماره۱) که دلیل این تفاوت به بروز تغییرات تکتونیکی و ایجاد گسل های رانده شده در دره مذکور مربوط می گردد. نتایج حاصل از بررسی نقشه های زمین شناسی و شواهد میدانی نشان می دهد که وقوع فعالیت های تکتونیکی و ایجاد گسل های رانده شده، این دره را شدیداً تحت تأثیر قرار داده، اما بنظر می رسد آنچه که بیشتر در روند تحول دره مؤثر بوده، وقوع گسل های عمود بر بستر جریان رودخانه زینجناب می باشد که تعداد آنها نیز در طول دره بسیار زیاد است. ازگسل های بزرگ عمود بر دره می توان به گسل های واقع بین آبادی روستای خیزربران و روستای زینجناب اشاره نمودکه دره را شدیداً تحت تاثیر قرار داده است. در این قسمت با استناد به تفاوت در ضخامت و پهنای رسوبات به ویژه در محدوده بازشدگی دره، بنظر می رسد که در اثر بروز اختلاف سطح ناشی از گسل در طول دره، بخشی از دره زینجناب فرونشسته و رودخانه برای از بین بردن اختلاف سطح ایجاد شده و برابر سازی تفاوت ها، در مرحله جدیدی از تحول خود قرار گرفته که می توان به آن شبه تحول نیز اطلاق نمود. از این نظر، دره زینجناب با دیگر دره های شمالی و حتی با کل دره های سهند متفاوت است.

دره لیقوان نیز با توجه به شواهد موجود در دره (تراس هاو...) در طی زمان تغییرات عمده ای را در اثر وقوع گسل ها و نوسانات اقلیمی متحمل شده و در اثر بروز هر تغییری با هر دلیل ممکن، نیمرخ طولی بارها مجبور به تغییر روند تحول خود شده است. اما بنظر می رسد که بروز تغییرات در اثر رخداد آشفتگی ها، به ویژه بروز آن به دست انسان در هیچ دوره ای از تاریخ به شدت امروز نبوده است. به عبارت دیگر، بروز تغییرات عمده در طول دره لیقوان بیش از این که منشاء طبیعی داشته باشد، انسانی است. این دره به لحاظ نزدیکی به شهر تبریز و استقرار تأسیسات انسانی درآن، در دهه های اخیر دچار تغییرات عمده ای شده است. تنگ شدگی بستر توسط دیوارکشی در بستر جریان اصلی و تخلیه آب های گل آلودکارخانه های ماسه شوئی که غلظت بسیار بالائی دارند باعث بروز تغییراتی در ویژگی های هیدرولوژیکی و عکس العمل مختلف رودخانه به این تغییرات شده است[۲]. رودخانه در بخش های بالا دست در پاسخ به این تغییرات به یکی از دیواره ها منحرف و پیچان های زیادی در مسیر خود ایجاد نموده است. قوس این پیچان ها در نزدیکی روستای سفید خوان (انتهائی ترین روستای دره) در تماس با دیواره دره که متشکل از مواد آذر آواری است، در اثر سایش مواد زیادی را در اختیار رودخانه قرار می دهد.

[۲] - عکس العمل رودخانه نسبت به اضافه شدن بار رسوبی به آن و یا هر گونه تغییر در ویژگیهای هیدرولوژیکی آن، در بالا دست و پایین دست دره متفاوت خواهد بود.

شکل ۴- نیمرخ طولی بی بعد دره های شمالی سهند



در این شکل: X:X/L نسبت طولی، Y:Y/H نسبت ارتفاعی دره و ۱) نیمرخ طولی زینجناب، ۲) نیمرخ طولی لیقوان و ۳) نیمرخ طولی سعیدآباد

در نیمرخ طولی دره سعیدآباد نیز بی نظمی های عمده ای مشاهده می گردد که علت این بی نظمی ها عمدتاً هیدرولوژیکی و اقلیمی است. علت تشدید عمل فرسایش در گذشته که شواهد آن در طول دره هنوز هم باقی مانده، به تغییرات اقلیمی کواترنر وگسترش یخچال های کوهستانی مربوط می گردد. اما به طور کلی با توجه به انحنای نیمرخ طولی بی بعد سه دره و ضرایب حاصل از تحلیل های کمی می توان نتیجه گرفت که دره سعیدآباد تحول یافته تر از سایر دره های شمالی سهند است و بخش اعظم قوس نیمرخ طولی در ۵۰ درصد بالای دره توزیع شده که این امر بدین مفهوم است که جبهه نهشته گذاری به قسمت بالا دست در حال جابجائی است (شکل شماره ۴).

ب-تحلیل روند تحول دره های شرقی سهند

دره های فرعی و اصلی دامنه های شرقی سهند از نظر بی ثباتی دیواره دره ها و تولید رسوب از مسئله سازترین دره های این توده محسوب می شوند که دلیل آن نیز به ویژگی های زمین شناسی، رخدادهای تکتونیکی و نوسانات اقلیمی در گذشته مربوط می شود. در دره اوجان به عنوان یکی از دره های شرقی سهند، نحوه قرار گیری تشکیلات ائوسن در زیر رسوبات ولکانوسدیمانترها حاکی از این موضوع است که با فعالیت انفجاری بعضی از قلل منفرد حوالی دره اوجان، تشکیلات ولکانوسدیمانترها بر روی تشکیلات قبلی که قبلاً به وسیله عوامل مختلف تحت تأثیر قرار گرفته بودند، رسوب نموده اند. با استقرار مواد حاصل از انفجارات بر روی این بخش و مسدود شدن مسیر آبراهه های قبلی و همچنین تخلیه مواد حاصل از تخریب دامنه های منفرد مشرف به این بخش، دره های این بخش انباشته شده است. له شدگی در محل اصلی رودخانه اوجان چای همراه با فرسایش قهقرائی، آبراهه های کوچک را به طرف خود کشیده است. سطح پر شده 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 بستر سیلابی در بخش های میانی دره باعث شده تا که ولکانوسدیمانترها که بر روی زیرساخت زیرین قرارگرفته اند از پایه مورد فرسایش قرار گیرند و با خالی شدن پای دیواره ها، لغزش ها و ریزش های متعددی در دره رخ دهد. در بخش های پایین دست با توجه به جنس دیواره ها، فرسایش جانبی به پهن تر شدن دره منجر شده است. نتایج حاصل از تحلیل های کمی و بررسی نیمرخ طولی دره نیز کاملاً منطبق با واقعیت های زمینی است. این شرایط در دره قرنقو نیز کم و بیش حاکم است.

نتایج حاصل از بررسی های کمی از وضعیت و نحوه تحول دره های شرقی سهند (اوجان وقرنقو) حاکی از واقع شدن دره های مذکور در مرحله بلوغ، و رودخانه های جاری آنها در مرحله حمل است. رودخانه های جاری در این دره ها نیز مانند رودخانه های شمالی هنوز نتوانسته اند تفاوت های موجود در طول دره را در سراسرآن برابر سازی کنند. نیمرخ طولی دره اوجان با ضریب۰/۹۹۶ درصد و با خطای۰/۰۲ با تابع توانی و دره قرنقو با ضریب ۰/۹۹۵ درصد و با خطای ۰/۵ با تابع توانی(با ضریب۰/۹۹۳با تابع نمایی) برازش می شوند.

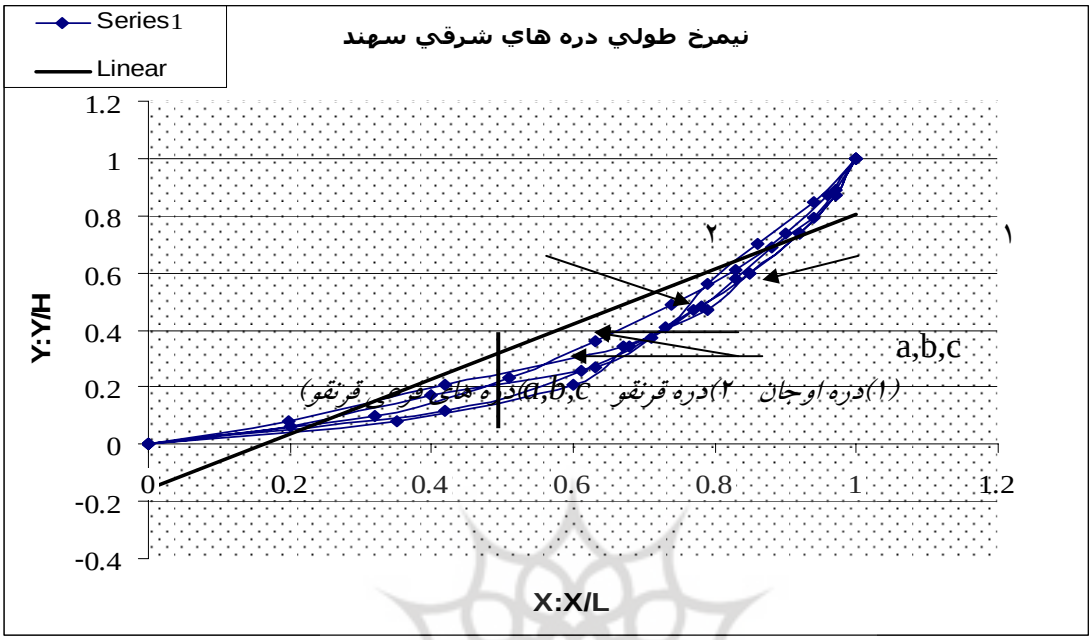
دره قرنقو با چهار درّهٔ عمده از بزرگترین دره های سهند محسوب می شود که با توجه به ویژگی های لیتولوژیکی و هیدرولوژیکی، با مسائل ناپایداری دیواره دره ها و افزایش میزان بار رسوبی در آب های جاری روبرواست. به لحاظ تغییر در ویژگی های هیدرولوژیکی و در دهه های اخیر در اثر دخالت های انسانی در طول دره ها، حرکات جانبی آب های جاری به یکی از طرفین دیواره دره ها شدیداً افزایش یافته است. این عمل که با سایش پای دیواره دره ها و ریزش مواد دیواره ای به داخل دره ها همراه می باشد، به افزایش بار رسوبی رودخانه های جاری در دره اصلی و دره های فرعی (به خصوص قپان، بهادر و چینی بلاغ) منجر شده است. درحوالی روستاهای سیر بالا تا سیر پایین، دره قپان و همچنین در نزدیکی روستاهای عزیزآباد و باتمانقلیج بستر دره پهن و اغلب شریانی و پیچ و خم دار است و می توان شاهد بی ثباتی دیواره دره ها بود. تشکیل خندق ها که مواد زیادی را در اختیارآب های جاری قرارمی دهد، درکناره دره های قرنقو بیش از سایر دره های سهند بچشم می خورد. تشکیل و توسعه این پدیده ها که بیشتر در اطراف روستای قره چای، حاجی علی، آلمالو، چرتقلو، قانلو درق و شبده مشاهده می شود در طی زمان به بروز تغییرات عمده در طول دره اصلی منجر شده است.

همچنان که ضرایب تبیین حاصل از تحلیل رگرسیونی مربوط به قرنقوچای با استفاده از توابع توانی و نمائی نیز نشان می دهد(جدول شماره۱). رودخانه های این دره برای رسیدن به مرحله نهشته گذاری فاصله چندانی ندارند و در واقع دره قرنقو نسبت به دره اوجان و دره های شمالی تر تحول یافته تر است و از این نظر در مقایسه با این دره ها برای رسیدن به مرحله تحول نهایی خود، یک مرحله ازآنهاجلوتر است.

بررسی نیمرخ طولی دره های مذکور و مقایسه آنها با یکدیگر تفاوت های موجود را در روند و مراحل تحول به خوبی نشان می دهد(شکل شماره۵). میزان انحنای نیمرخ های ترسیمی زیاد و قوس منحنی ها در ۵۰ درصد بالادست نیمرخ طولی دره ها توزیع شده است. میزان قوس و یا تورفتگی نیمرخ طولی دره ها به ویژه در سه دره فرعی قرنقو بسیار بیشتر از سایر دره ها می باشد که این امر حاکی از آن است که دره های مذکور نسبت به دره اصلی نیزتحول یافته تر هستند. این امر به ظاهر ناقض قاعده کلی است که معمولاً بخش های پایین دست و همچنین دره اصلی نسبت به دره های

فرعی تحول یافته تر اند؛ اما با توجه به عمل فرونشست تکتونیکی در دره های فرعی قرنقو، این استثناءدر این دره ها اتفاق افتاده است.

شکل ۵-.نیمرخ طولی بی بعد دره های شرقی سهند



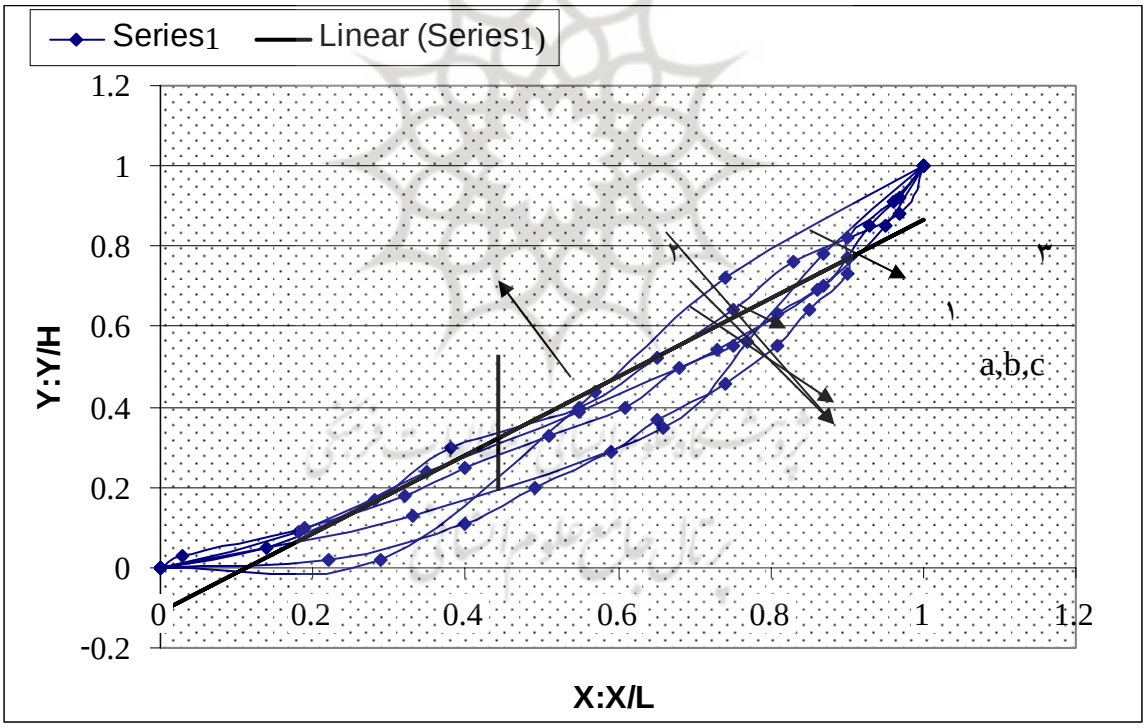
ج- تحلیل مراحل تحول دره های جنوبی توده کوهستانی سهند

آب های دامنه های جنوبی سهند در سه دره عمده یعنی دره های مردق، صوفی ولیلان جاری می گردند. در بین دره های جنوبی، دره مردق از نظرتحول در مقایسه با سایر دره های این توده به عنوان یکی از پیچیده ترین دره های جنوبی سهند محسوب می شود. تحلیل های کمی وجود چنین تفاوت هایی را ثابت می کند. این تحلیل ها نشان می دهد که دره مردق با ضریب تبیین۰/۹۸ درصد با خطای ۰/۹با تابع خطی برازش می شود(جدول شماره۱). این بدین مفهوم است که دره مذکور در روند تحول خود به مرحله تعادل نزدیک تر شده و در آب های جاری این دره حالت تعادل بین ورودی و خروجی رسوبات برقرار بوده و این رودخانه در طی مسیر جریان خود حاوی مقدارکمی از مواد رسوبی است. دلیل این تفاوت و علت حاکمیت چنین شرایطی در این دره، آن است که نوع لیتولوژی که دره مردق در آن حفرگردیده با نوع لیتولوژی سایر دره های سهند تاحدی متفاوت است. بخش عمده ای از دره مذکور بر روی سنگ آهک های مربوط به کرتاسه پایین و سنگ های دولومیتی مربوط به ژوراسیک بالائی و همچنین بر روی سنگ آهک های مارنی همراه باشیل و ماسه سنگ مربوط به ژوراسیک پایین حفر شده است. علاوه بر این، گستره آبرفت های قدیمی در پایین دست 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 به ویژه در بخش های میانی آن در محدوده روستای کرده ده تحول سریع این دره را تا حدی می تواند ثابت کند؛ با این توضیح که معمولاً پهنای دره ها در بخش های میانی آنها یکی از نشانه های مهم میزان تحول یافتگی آنها محسوب می شود که این پهنا در بخش یاد شده بسیار مشخص است.

دو دره دیگر جنوبی یعنی صوفی ولیلان به ترتیب با ضرایب ۰/۹۸ و۰/۹۹ درصد هرکدام با خطای ۰/۱۲با تابع توانی بهترین برازش را نشان می دهند (جدول شماره۱) که این امر از حالت بلوغ این دره حکایت می کند. به عبارت دیگر در این دره ها رودخانه هایی که مسئول عمل برابر سازی تغییرات در نیمرخ طولی دره ها هستند هنوز در مرحله حمل قرار دارند.

با مقایسه نمودارهای مربوط به نیمرخ طولی دره های مردق، صوفی ولیلان (شکل شماره۶) مشخص می شود که انحنای نمودارهای ترسیمی مربوط به سه دره تفاوت هایی را با یکدیگر نشان می دهند که این امر حکایت از آن دارد که وضعیت جبهه کاوشی و نهشته گذاری در طول دره های مختلف یکسان نیست. قوس انحنای نیمرخ طولی دره ها در کلیه دره های جنوبی به یکسان در ارتفاعات توزیع نشده است. با توجه به توزیع قوس ها در ۵۰ درصد پایین و۵۰ درصد بالای دره ها می توان نتیجه گرفت که در بخش جنوبی سهند تحول یافته ترین دره ها در کنار دره هایی که کمتر تحول یافته اند، قرارگرفته است. دلیل این امر بیشتر لیتولوژیکی است و به نحوه قرار گیری لایه های سخت و نرم و نحوه برونزد آنها در طول دره ها مربوط می گردد.

شکل ۶- نیمرخ طولی بی بعد دره های جنوبی سهند



(۱)دره مردق ۲)دره لیلان ۳)دره صوفی a,b,c)دره های فرعی لیلان)

د- تحلیل مراحل تحول دره های غربی سهند

آب های دامنه های غربی توسط سه رودخانه عمده یعنی قلعه چای، آذرشهر و اسکوکه در دره های نسبتاً عمیقی جاری هستند، زهکشی می شوند. با وجود قرارگیری سه دره یاد شده در یک موقعیت جغرافیایی (تاحدی یکسان) و وجود لیتولوژی تقریباً همگون، نتایج تحلیل های کمی از وجود تفاوت های عمده در سه دره یاد شده حکایت دارد. دره قلعه چای از نظر مراحل تحول با دیگر دره های غربی سهند کاملاً متفاوت است. این دره با ضریب تبیین ۰/۹۸۴

با تابع نمائی برازش می شود و با ضریب تبیین ۰/۹۸۱با تابع خطی به مرحله دیگری نزدیک شده و نیمرخ طولی آن نیز تقریباً خطی است. این بدین مفهوم است که دره مذکور تحول یافته تر از دره هایی است که با تابع توانی برازش می شوند. دلیل تفاوت این دره با سایر دره های غربی سهند بیش از آن که تکتونیکی یا لیتولوژیکی باشد، توپوگرافیکی است. توضیح آن که، دره قلعه چای در محدوده های نزدیک سواحل دریاچه ارومیه از عمق چندانی برخوردار نیست و چون این محدوده از دره بخش اعظمی از نیمرخ طولی آن را در برمی گیرد و در تحلیل های کمی به صورت یک عامل عمده ظاهر گردیده است. در این محدوده که وسعت آن نیز زیاد است رودخانه بیشترعمل نهشته گذاری را انجام می دهد.

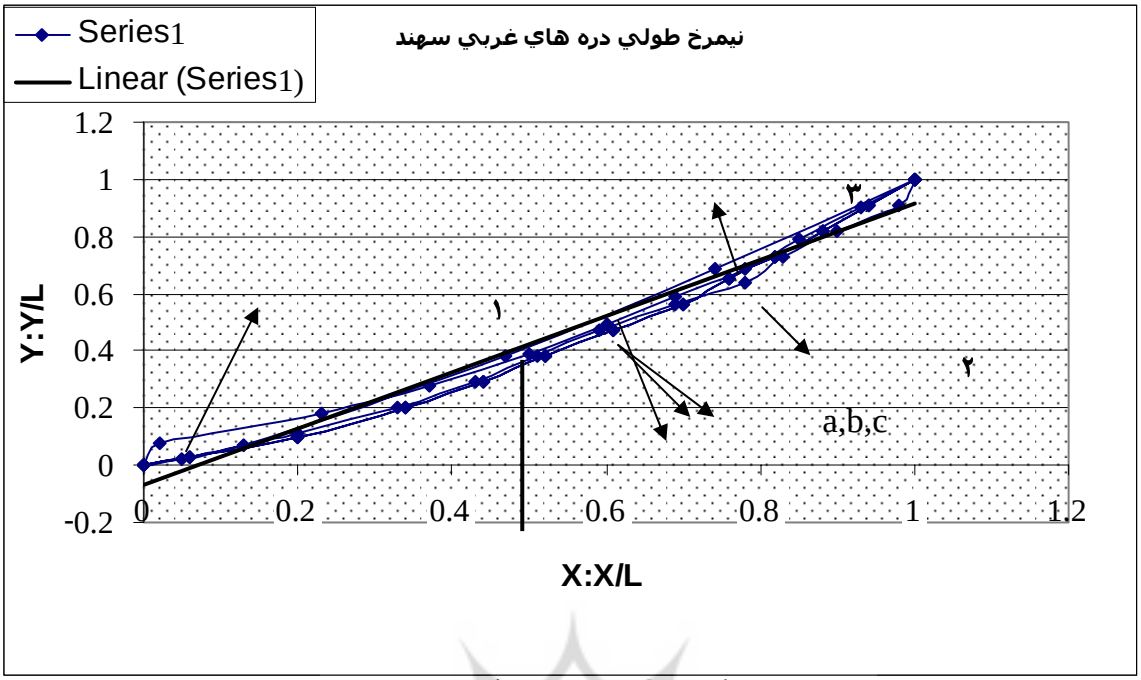
دو دره آذرشهر واسکو به ترتیب با ضرایب ۰/۹۹۷ و۰/۹۹۶ و هرکدام با خطای۰/۰۷ با توابع توانی (ضرایب۰/۹۹۳و۰/۹۸۸با تابع خطی) برازش می شوند و از نظر میزان تحول یافتگی، تا حدودی متفاوت از دره قلعه چای است(جدول شماره۱). نمودارهای ترسیمی از نسبت های ارتفاع وطول دره ها این تفاوت ها را به خوبی نشان می دهند (شکل شماره۷). با توجه به ضرایب تبیین ۰/۹۹۳ و ۰/۹۸۱ یا ۰/۹۸۸ می توان ابراز داشت که نیمرخ طولی این دره ها به حالت خطی نزدیک تر شده است.

دره آذرشهرکه یکی از طویل ترین وکهن ترین دره های سهند محسوب می شود، به لحاظ تحمل تغییرات تکتونیکی و اقلیمی شکل اصلی خود را به عنوان یک دره یخچالی طی زمان از دست داده است (ساری صراف ۱۳۶۷، ص۲۷). بعد از عقب نشینی یخچال ها در دره رودخانه گنبر، برآمدگی هایی بوجود آمده است که علت پیدایش این برآمدگی ها به تجمع توده مورنی و استقرار مورن های پیشانی مربوط می گردد. وجود این برآمدگی ها، نیمرخ نامتعادلی را در طول دره پدید آورده که به مرور این برآمدگی ها نیز تعدیل شده است. تراس های مطبق زیادی در طول دره شناسائی شده که حضور این تراس ها و همچنین مخروط افکنه ها و باز شدگی دره در حوالی روستاهای صغایش و کردآباد از تحول زمانی دره مذکور حکایت می کند.

نیمرخ طولی دره اسکو نیز دارای بی نظمی هایی است. شیب تند اولیه در نیمرخ طولی این دره در اثر فرسایش یخچالی پدید آمده است (رسولی، ۱۳۶۷، ص۱۱۲). تغییرات شیب در طول این دره از روستای آستاری تا اسفنجان تکرار می شود که علت آن در رابطه با مکان وقوع آنها لیتولوژیکی، تکتونیکی و یا اقلیمی است. اما به طورکلی می توان ابراز داشت که حالت تعادل در نیمرخ طولی دره های غربی تا حدی برقرار شده و قوس نیمرخ به مراتب کمتر از سایر دره ها است وهمچنان که در (شکل شماره۷) نیز مشاهده می شود، نیمرخ ها به خط راست نزدیک شده اند.

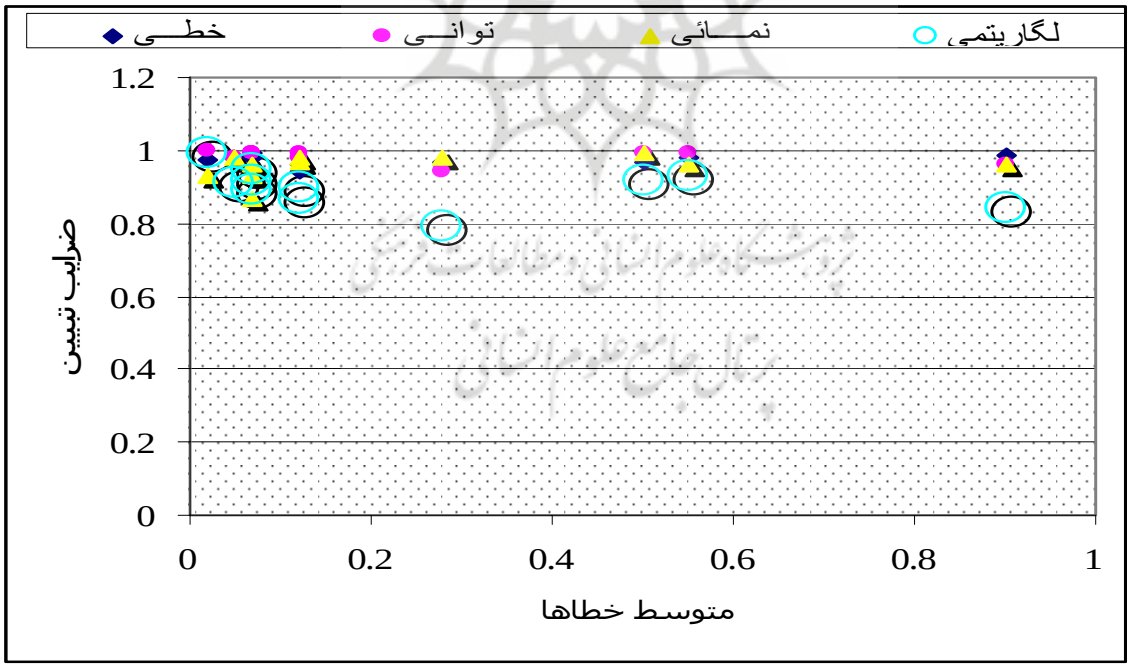
در نهایت با توجه به (شکل شماره۸)، می توان چنین نتیجه گیری نمود که بیشتر دره های سهند با کمترین خطا، با تابع توانی برازش می شوند.

شکل ۷-نیمرخ طولی بی بعد دره های غربی سهند



(۱) دره قلعه چای ۲) دره آذرشهر ۳) دره اسکو a,b,c) دره فرعی اسکو و آذرشهر)

شکل۸-.رابطه بین ضرایب تبیین توابع برازش شده ومتوسط خطاها



جدول ۱- ضرایب حاصل ازتحلیل رگرسیونی تحول دره های سهند با استفاده ازنسبت های طولی وارتفاعی دره ها

نوع تابع / نام دره	تابع خطی $Y=a+bx$	تابع توانی $Y=ax^b$	تابع نمائی $Y=ae^{bx}$	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

نتیجه گیری

شکل فعلی دره های سهند حاصل عمل فرآیندهای مختلف در طول دوره های متفاوت محسوب می شود. نیمرخ طولی دره های این توده کوهستانی طی بروز تغییرات اقلیمی عمده و فعالیت های آتشفشانی و تکتونیکی، در دراز مدت تغییرات قابل ملاحظه ای را متحمل شده و در نتیجه، مرفولوژی کلی توده با توجه به عمل فعالیت های تکتونیکی و همچنین اقلیم حاکم بر محیط، شکل دره ها را به صورت مختلف ظاهر ساخته و با بروز هر نوع تغییر در بخشی از دره، تغییرات از طریق پس خوردها[1] به کل دره منتقل گردیده است. به عبارت دیگر، گاه تغییرات تکتونیکی و زمانی تغییرات اقلیمی و نیز در مواردی ناپایداری دیواره دره ها در اثر تغییر در ویژگی های هیدرولوژیکی رودخانه های جاری در دره ها و یا سست بودن مواد سازنده بستر و دیواره دره ها به نحوی بر روند تحول دره ها تأثیر گذاشته است؛ به عبارت دیگر، گاه یک عامل در مواردی ترکیبی از چند عامل باعث گردیده که در بخشی از سهند روند تحول عادی در دره ها تداوم نیابد و بی نظمی هایی در طول نیمرخ طولی دره ها ظاهر گردد و این در حالی صورت گیرد که در بخش های دیگر روند عادی دره ها دنبال گردد.

بررسی دره ها با استفاده از توابع ریاضی نشان می دهد که:

- نیمرخ طولی اغلب دره های سهند با تابع توانی بهترین برازش را نشان می دهند. این بدین معنی است که اغلب این دره ها از نظر تحول در مرحله بلوغ و رودخانه های جاری در آنها نیز در مرحله حمل واقع شده اند.کلیه دره های واقع در دامنه های شمالی، دو دره اصلی واقع در دامنه های شرقی و جنوبی و همچنین دو دره واقع در دامنه های غربی سهند از جمله این دره ها محسوب می گردند. در پایین دست چنین دره هایی که معمولا به دشت های مسطح منتهی

[1]- Feedback

می گردند، می توان بسیاری از اشکال ژئومرفولویکی به بویژه اشکال انباشتی یا نهشته ای مانند مخروط افکنه های گسترده را ملاحظه نمودکه وجود آنها در هر بخشی از دره، خود نمودی از مراحل تحول دره هامحسوب می شود.

- دره هایی از کوهستان سهند که با تابع خطی برازش می شوند در مقایسه با سایر دره های سهند بسیار ناچیز است. دره قلعه چای تحول یافته ترین دره سهند محسوب می شود. در این دره بین عملکرد فرآیندهای نهشته ای و کندوکاو تاحدی تعادل برقرار گردیده و رودخانه قلعه چای در طول دره توانسته است که اثرات تغییرات رخداده را در طول دره برابر سازی کند.

- سه دره فرعی قرانقویعنی قپان، چینی و بهادر از جمله دره هایی هستند که نیمرخ طولی حاصل از نسبت های ارتفاع و طول دره با تابع نمائی برازش می شوند. رودخانه های جاری در این دره ها قادر هستند مواد را از بخش های بالا دست حمل و در بخش های پایین دست نهشته کنند. این مواد عمدتاً مخلوطی از ریگ و ماسه هایی هستند که در بخش هایی از دره به صورت مخروط افکنه وخاکریز ها و پشته ها نهشته شده اند. دیواره این دره ها بسیار ناپایدار است و سالانه مقدار متنابهی از رسوب را در اختیار آبهای جاری قرار می دهند.

به طور کلی با توجه به بررسی های کمی ومشاهدات میدانی می توان نتیجه گرفت که ویژگی های مرفولوژی نیمرخ طولی دره ها و تغییرات شیب و ارتفاع در دره های سهند، با تکتونیک و نئوتکتونیک، تغییرات نوع لیتولوژی و وقوع تغییرات عمده در نیمرخ طولی در اثر حاکمیت شرایط خشن اقلیمی در ارتباط است. در بیشتر دره های سهند تشکیل بخش های متوالی پهن و تنگ به ویژه در قسمت های میانی دره ها دراثر فازهای مختلف تکتونیکی بوجود آمده اند. در واقع وقوع حرکات تکتونیکی در دوره های مختلف زمین شناسی باعث تشکیل سطح اساس های محلی متعددی شده که این امر نیز موجب تغییرات در میزان نهشته گذاری در کناره های پایین دست دره ها و فرسایش شدید در بلوک های بالا آمده گردیده است. تفاوت در مقاومت سنگ ها نیز در طول دره به بروز بی نظمی هایی در نیمرخ طولی دره ها منجر شده است. اغلب سنگ های نرم در طول دره های پهن و سنگ های سخت در طول دره های تنگ مشاهده شده اند. در بخش های تنگ شیب دره ها معمولاً بیشتر از بخش های پهن آنها است و برونزدهای سنگ های آذرین مربوط به دوره های مختلف فعالیت آتشفشانی سهند در بخش های تنگ مشاهده می شود. به لحاظ تندی شیب و وجود انرژی کافی برای تغییرات، در این بخش ها فرسایش بسیار فعال است که این فرسایش فعال که گاه نیروی محرک خود را از اختلاف سطوح ایجاد شده در اثر وقوع گسل های عمود بر دره کسب می کند، در طول زمان باعث تغییر در سطح اساس آبراهه های فرعی تر نیز گردیده است .در طول دره ،این امر در مواردی باعث تغییر روند تحول دره ها شده، نظیر آن چه که در دره مردق، لیقوان وزینجناب رخ داده است.

منابع و مآخذ

۱- امین سبحانی، ابراهیم و حسین معین وزیری (۱۳۶۵). سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمانتولوژی، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران.

۲- رسولی، علی اکبر(۱۳۶۷). پژوهش های ژئومورفولوژی در دامنه های غربی سهند (حوضه اسکوچای)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی واجتماعی، دانشگاه تبریز.

۳- رضائی مقدم ،محمد حسین (۱۳۶۹). پژوهش های ژئومورفولوژی درحوضه سعید آباد،.رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی واجتماعی، دانشگاه تبریز.

۴- ساری صراف، بهروز(۱۳۶۷). پژوهش های ژئومورفولوژی در دامنه های غربی سهند (حوضه آذرشهرچای)،. رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.

۵- خیام، مقصود(۱۳۶۹). سهند آتشفشان پلیو- پلیستوسن وتحول موفولوژیکی آن درکواترنر، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه فردوسی مشهد، شماره اول ودوم، سال ۲۳.

۶- فریفته، جمشید.(۱۳۷۰). تحلیلهای کمی در ژئومورفولوژی، انتشارات دانشگاه تهران.

۷- معین وزیری، حسین(۱۳۷۵). دیباچه ای بر ماگماتیسم ایران، انتشارت دانشگاه تربیت معلم، تهران .

۸- نادرمیرزا (۱۳۷۳).تاریخ و جغرافیای دارالسلطنه تبریز، تصحیح غلامرضا طباطبائی مجد، انتشارات ستوده

9-Bull,W.B.1990.Stream–terrace genesis:implication for soil development. Geomorphology.30.

10-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.

11-Li,Youli.,L,Yango and F,Duan.1999.Impact of tectonic on alluvial landforms in the hexi Crridor ,Northwest China . Geomorphology.28.

12-Nash,D.1994.Dugicurust development and valley evolution, Earth surface processes and landforms.11.

13-Ohmori,H.1996.Morphological characteristics of longitudinal profiles of rivers in the South Island,New Zealand.

14-Radoane,M.,N.Radone and D,Dumitria.2003.Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. Geomorphology.50.

15-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.

16-Selby ,M.J.1985.Earth changing surface .Oxford.

17-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.

18-Sparks ,B.W.1986.Geomorphology .Longman.

19-Stanford,S.D.1993.Late Cenozoic surficial deposits and valley evolution of unglaciated Northern New Jersy. Geomorphology.7.

20-Stokes,M and A,E.Mather.2003.Tectonic origin and evolution of a transverse drainage:the Rio Almanzora Southeast Spain.Geomorphology.

21-Zelilidis,A.2000.Drainage evolution in a rifted basin,Corinth graben,Greece. Geomorphology.

22-Zhang,D.1998.Geomorphological problems of the middle reaches of the Tsanypo rivers,Tibet. Earth surface processes and landforms.