

شیوه های پایش تغییرات رود بر اثر برداشت منابع رودخانه ای (نمونه موردی رودخانه کشکان)

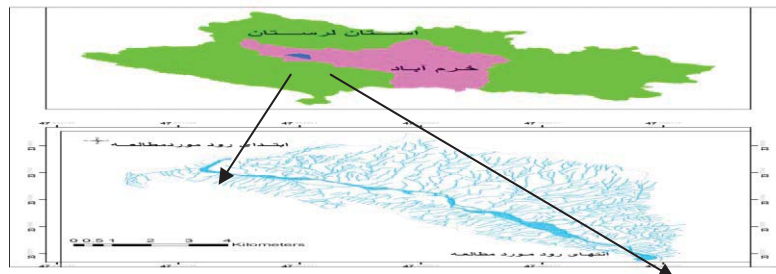
سیاوش شایان^۱، هدیه دهستانی^۲

^۱استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس shayan@modares.ac.ir

^۲دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تربیت مدرس، h.dehestani64@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

در پی رشد فیزیکی استفاده از انواع مصالح ساختمانی (بویژه شن و ماسه) که در تولید بتن جهت فعالیت های عمرانی و صنعتی کاربرد فراوانی دارند افزایش قابل توجهی داشته است (شرکت آب منطقه ای لرستان، ۱۳۸۹). برداشت شن و ماسه از نظر فعالیت های اقتصادی نقش مناسبی داشته اما تاثیر انجام این کار نه تنها در محل برداشت بلکه در بالادست و پایین دست محل برداشت بر ژئومورفولوژی رودخانه تاثیر می گذارد. (احمدی، ۱۳۸۷) بهره برداری بی رویه از مواد رسوبی بستر رودخانه ها سطح اثرات زیانبار آلودگی های مکانیکی را افزایش می دهد. (مجنونیان، ۱۳۸۷) روش های محاسبه و اندازه گیری، تاثیرات برداشت شن و ماسه از بستر و کناره رودخانه و تغییراتی که در رودخانه ایجاد می شود در مطالعه رودخانه ها دارای اهمیت می باشد. پارامترهای فیزیکی رودخانه، اصلی ترین فاکتورهای مورد سنجش برای تبیین اثرات فعالیت های معدنکاری در بستر رودخانه است. تغییرات صورت گرفته در بستر به واسطه این فعالیت منجر به تغییر در مقادیر و اندازه برخی از پارامترهای فیزیکی رود می شود. که سنجش و اندازه گیری آن در طی زمان می تواند اثرات این فعالیت در تغییر این خصوصیات را بازگو نموده، امکان تحلیل واکنش های رود در شکل فرسایشی و یا حادثه سازی را فراهم آورد. در این رابطه در سطح جهانی و در سطح ایران تحقیقاتی انجام شده است از جمله (Surian 2003, 301)، (American Fisheries Society, 2002, 1)، (Antonelli et al, 2004)، (نوحه گر ۱۳۸۵)، (عسگری، ۱۳۸۲)، (مقصودی و همکاران، ۱۳۸۹) محدوده مورد مطالعه در حوضه آبخیز رودخانه کشکان با وسعت ۶۶/۹۲۷۵ کیلومتر مربع در جنوب غربی ایران واقع شده است. (سوری نژاد، ۱۳۸۱، ۶۸) محدوده مورد مطالعه در مختصات ۳۳° ۱۷' ۳۵" عرض شمالی و طول شرقی ۴۷° ۵۲' ۴۹" قرار دارد و سه معدن برداشت شن و ماسه در طول ۱۴ کیلومتری این رودخانه در حال فعالیت می باشند. (شکل ۱)



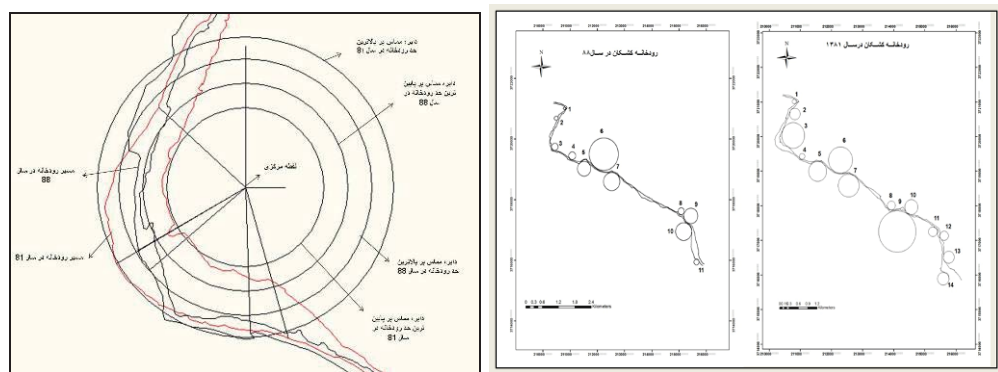
شکل ۱: موقعیت محدوده مورد مطالعه در شهرستان خرم آباد

مواد و روشها

در این پژوهش از منابع اسنادی و کتابخانه ای، نقشه های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ رقومی شده، سازمان جنگل ها و مراتع کشور، عکس های هوایی با مقیاس ۱:۴۰۰۰۰ برداشت شده توسط سازمان نقشه برداری کشور در سال ۸۱، تصاویر ماهواره ای از ماهواره IRS سنجنده کارتوست، سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح داده های پیمایشی و اندازه گیری های میدانی استفاده شده است. همچنین این تحقیق مبتنی بر روش مقایسه دو بازه زمانی، آزمایشگاهی و پیمایشی است. بدین منظور نخست با استفاده از نقشه های توپوگرافی و پیمایش میدانی برای شناسایی مکان واحدهای برداشت کننده، محدوده مطالعه مورد بررسی قرار گرفت. در مرحله بعد تصحیح هندسی و رادیومتری و مرجع سازی تصویر ماهواره ای، و عکس هوایی تهیه شده انجام، و سپس مشخصات هندسی رود در بازه مورد نظر مورد بررسی و اندازه گیری های دقیق قرار گرفت. سپس لایه های برداری رود بر روی هر دو تصویر (تصویر ماهواره ای و عکس هوایی) ترسیم و برای استخراج پارامترهای هندسی رود تغییرات ایجاد شده در رودخانه از دو محیط نرم افزاری ArcGIS و AutoCAD استفاده شد.

یافته ها و بحث

برای اندازه گیری زوایا و محیط این خمیدگی‌های اقدام به نشان گذاری^{۲۴} نقاط و محاسبه زوایای خمش‌ها گردید. این نقاط به نحوی تعیین شدند که اولاً در هر دو زمان مورد بررسی در خارج از بستر رودخانه قرار داشته، ثانیاً شعاع دایره استخراج شده از آن به میزان حداکثر خمیدگی بوده و حداقل مکان محیط دایره بر روی بخشی از خم رودخانه مماس گردد. با ترسیم این دوایر کلیه زوایای دارای خمش رودخانه قراعت و آزمون آن استخراج شد. در مرحله بعد با ثابت نگاه داشتن نقاط مبنا اقدام به قرائت زوایای خمش در تصویر متاخر گردید. با مشخص نمودن دو نقطه عطف (محلی که خمیدگی در آنجا تغییر جهت می‌دهد) آزمون آن در دو بازه زمانی اندازه‌گیری و ثبت شد. بر اساس روش ذکر شده اقدام به استخراج پارامترهای نظیر، حداکثر و حداقل شعاع دایره مماس بر کناره رود، عرض بستر رود در محل خمیدگی، آزمون خمش (برای مشخص شدن میزان جابه‌جایی در خم) در نقطه شروع خمیدگی (نقطه عطف اول) و آزمون خمش در نقطه انتهایی خمیدگی (پایافته‌های حاصل از سنجش و اندازه‌گیری پارامترهای فیزیکی رودخانه در سال مبنا و هم‌نهاد سازی آن با این خصوصیات در سال مقصد، امکان اندازه‌گیری و تحلیل تغییرات حادث در بستر و کناره‌های رود را فراهم آورد. چگونگی محاسبه این تغییرات در شکل ۲ نشان داده شده است.



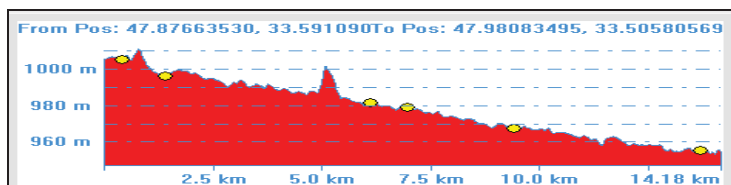
شکل ۳: مسیر رود کشکان و خمیدگی‌ها ۳: شیوه محاسبه تغییرات بر اساس آزمون خمیدگی‌ها

همچنین برای استخراج پارامترهای فیزیکی رودخانه اقدام به شناسایی خمیدگی‌های رودخانه در دوبازه زمانی مورد مطالعه شد. پارامترهای هندسی خمیدگی‌های رودخانه نیز از طریق محیط نرم‌افزاری و به کمک تصاویر در دو مقطع زمانی (سال ۸۱ و ۸۸) تهیه و استخراج گردید. (شکل ۲) روش محاسبه و اندازه‌گیری هر یک از این پارامترها به شرح ذیل می‌باشد:

الف- زاویه مرکزی _ شعاع قوس: بر مماس کردت دوایر بر قوس‌ها، می‌توان زاویه مرکزی را اندازه‌گیری کرد. برای این کار ابتدا نقاط عطف قوس‌ها مشخص شده و سپس از مرکز دوایر مماس بر قوس، خطوطی را بر نقاط عطف عمود کرده و زاویه مرکزی قوس‌ها محاسبه می‌شود (اسماعیلی، ۱۳۹۰). به این زاویه ایجاد شده زاویه مرکزی و به شعاع مماس بر دایره قوس‌ها شعاع دایره گفته می‌شود. در این تحقیق با استفاده از نرم‌افزار اتوکد و با ترسیم دوایر مماس بر قوس‌های رود در دو بازه زمانی زاویه مرکزی و برای تک تک قوس‌های رود در نرم‌افزار اتوکد محاسبه گردید. ب- ضریب خمیدگی: رودهای دارای الگوی پیچانرودی را می‌توان براساس پارامترهایی چون ضریب خمیدگی و زاویه مرکزی قوس‌های درجه بندی کرد. ضریب خمیدگی با تقسیم طول دره بر طول موج در محل هر قوس، محاسبه می‌شود. برای محاسبه ضریب خمیدگی هر یک از خمیدگی‌ها از فرمول $S = \frac{L}{2r}$ استفاده شده است. پ- طول موج و طول دره (طول قوس): طول قوس یا طول دره معادل نصف طول موج هر قوس رودخانه می‌باشد (اسماعیلی، ۱۳۹۰). طول موج و طول دره رودخانه دو پارامتر اصلی در طبقه بندی رود و تعیین ضریب خمیدگی رودها هستند و معمولاً بین این دو پارامتر همبستگی بالایی وجود دارد. برای به دست آوردن طول موج روی نقشه محور مسیر رود در نرم‌افزار اتوکد بعد از مشخص نمودن دو نقطه عطف هر قوس این دو نقطه به هم متصل شدند (طول موج). سپس مقدار طول قوس برای هر خمیدگی محاسبه شد. ج- شعاع نسبی: پایداری خمیدگی رودخانه‌ها تحت تأثیر عوامل مختلف کمی و کیفی قرار می‌گیرند. یکی از معیارهای کمی برای شناسایی میزان پایداری و تحت فشار بودن خمیدگی‌ها معیار شعاع نسبی است. این پارامتر از نسبت شعاع دایره محاط بر قوس رودخانه به عرض بستر آن محاسبه و اندازه‌گیری می‌شود.

²⁴ -Bench Mark

جهت بررسی بیشتر مورفولوژی رود، با استفاده از مدل رقومی ارتفاع^{۲۵} و ترسیم نیمرخ طولی رود، در نرم افزار Global Mapper تغییرات طولی رود از پل باستانی تا روستای چم داوود در حدود یک کیلومتر محاسبه و اندازه گیری شد. علت بالا رفتگی بخشی از مسیر که در شکل وجود دارد خطایی نرم افزاری است (ترسیم نیمرخ طولی رودخانه در نرم افزار GIS خطای بیشتر دیده می شود لذا از نرم افزار Global Mapper استفاده شده است). (شکل ۴)



شکل ۴: نیمرخ طولی رودخانه کشکان

۴- نتیجه گیری

پارامترهای فیزیکی رودخانه، اصلی ترین فاکتورهای مورد سنجش برای تبیین اثرات فعالیت های معدنکاری در بستر رودخانه است. تغییرات صورت گرفته در بستر به واسطه این فعالیت منجر به تغییر در مقادیر و اندازه برخی از پارامترهای فیزیکی رود می شود. که سنجش و اندازه گیری آن در طی زمان می تواند اثرات این فعالیت در تغییر این خصوصیات را بازگو نموده، امکان تحلیل واکنش های رود در شکل فرسایشی و یا حادثه سازی را فراهم آورد. در این پژوهش شیوه های اندازه گیری تغییرات ایجاد شده در رودخانه بر اثر برداشت شن و ماسه مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت. از جمله اندازه گیری تغییرات بر اساس آزمون هر خمیدگی، پارامترهای هندسی همچون ضریب خمیدگی و شعاع خمیدگی، طول موج و طول دره، زاویه مرکزی و همچنین نیمرخ طولی رودخانه در دوبازه زمانی مورد مطالعه و سپس مقایسه این تغییرات در هردو بازه زمانی و سپس بررسی های میدانی در رودخانه مورد مطالعه. این شیوه های اندازه گیری در رودخانه از جمله شیوه های مناسبی است در جهت پایش و مطالعه تغییرات ایجاد شده در رودخانه بر اثر برداشت شن و ماسه که می تواند در تحلیل های نهایی به پژوهشگر کمک نماید.

۵- مراجع

- ۱- اسماعیلی، ر. حسین زاده، م. م. متولی، ص. ۱۳۹۰، تکنیک های میدانی در ژئومورفولوژی رودخانه های، انتشارات لاهوت، چاپ اول، ۲۰۹ صفحه.
- ۲- احمدی، حسن، و همکاران، ۱۳۸۷، "سازندهای دوره کواترنر"، دانشگاه تهران
- ۳- سوری نژاد، علی، ۱۳۸۱ "برآورد حجم رواناب حوضه آبخیز رودخانه کشکان با استفاده از GIS"، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۳
- ۴- شرکت آب منطقه ای استان لرستان، ۱۳۸۹، اطلاعات و مشخصات رودخانه های استان لرستان
- ۵- عسکری، مهدی، ۱۳۸۸، "تأثیر برداشت شن و ماسه و مصالح رودخانه ای بر روی سواحل و اثرات زیست محیطی آن"، رساله کارشناسی ارشد، به راهنمایی، فغفور مغربی، محمود، دانشگاه فردوسی
- ۶- نوحه گر، احمد و همکاران، ۱۳۸۵، "بررسی اثرات برداشت مصالح (شن و ماسه) بر شکل بستر و رژیم رودخانه میناب"، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۵
- ۷- مجنونیان، هنریک، ۱۳۷۸ "مقدمه ای بر شناخت اکوسیستم های رودخانه ای"، دانشگاه تهران، دانشکده محیط زیست
- ۸- مقصودی، مهران، و همکاران، ۱۳۸۹ روند تغییرات الگوی مورفولوژیکی رودخانه خرم آباد با استفاده از Auto Cad و GIS، RS، برنامه ریزی و آمایش سرزمین، دوره چهاردهم شماره ۳، صفحات ۲۷۵-۲۹۴

- ۹-Antonelli 2004 et al Recent morphological channel changes in a deltaic environment The case of the Rhoˆne River, France Geomorphology 57 (2004) 385-402.
- ۱۰-American Fisheries Society. 2002. Position paper on instream sand and gravel mining activities in North Carolina, February 6, 2002. North Carolina Chapter of the American Fisheries Society. American River Management Society. 1996. ARMS News. Summer 1996, Vol 9, No. 2. Pp1-30.
- ۱۱-Surian, N., and M. Rinaldi. 2003. Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. Geomorphology 50: pp 307-326.

ارتباط دبی لبالبی، قدرت جریان و تنش برشی با واحدهای ژئومورفیک در رودخانه لایوچ: دامنه شمالی البرز مرکزی

محمد مهدی حسین زاده^۱، صدرالدین متولی^۲، رضا اسماعیلی^۳

۱- استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- استادیار گروه جغرافیای دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نور

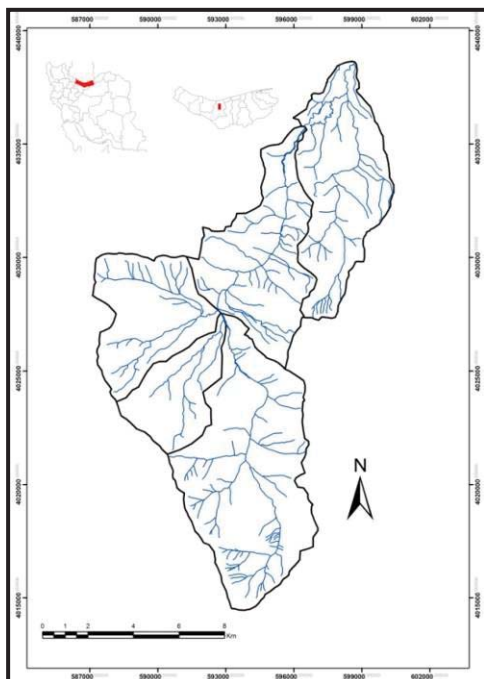
۳- استادیار گروه جغرافیای دانشگاه مازندران

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

ژئومورفولوژی رودخانه‌ای فرایندها و لندفرمهای تشکیل شده بوسیله رود را مورد بررسی قرار می دهد و این تجزیه و تحلیل واحدهای ژئومورفیک کانال و دشت سیلابی یک ابزار کلیدی را برای تفسیر ویژگی ها و رفتار رود در بازه‌های مختلف فراهم می آورد. دبی لبالبی جریانی است که در آن آب به طور دقیق کانال را پر کرده بدون آنکه از کناره‌های کانال بیرون بزند و دشت سیلابی به زیر آب رود (لثوید، ۱۹۹۴). این دبی دوره بازگشتی در حدود ۱ الی ۲/۳ سال دارد. برای بیشتر رودها، جریان لبالبی میانگین دوره بازگشت ۱/۵ ساله دارد (روزگن، ۱۹۹۶؛ لثوید، ۱۹۹۴). این دبی شکل کانال آبرفتی را تعیین می کند. عموماً مقاومت جریان در دبی لبالبی به حداقل می رسد، از این رو بیشترین کارایی را در حمل دارد. در واقع دبی لبالبی تقریباً مرحله‌ای است که در آن کانال و دشت سیلابی به هم متصل می شوند.

اگر چه مفهوم دبی لبالبی برای فهمیدن ساده است، اما شناسایی آن در روی زمین می تواند مشکل باشد (لثوید، ۱۹۹۴). در رودهای طبیعی، بهترین شاخص کانال لبالبی، دشت سیلابی فعال است، اما این حالت همیشه برقرار نبوده و شاخص‌هایی مانند سطح بالای پونیت بارها، شکستگی شیب در امتداد کرانه رود، تغییرات در اندازه ذرات رسوبی کرانه رود و راس زیربرهای کرانه کانال رود از شاخص‌های شناسایی ابعاد کانال رود در دبی لبالبی هستند (اسماعیلی و همکاران ۱۳۹۰).

معمولاً در قسمت‌های مختلف یک رودخانه ایستگاه هیدرومتری وجود ندارد، از این رو برای محاسبه دبی لبالبی می توان از متغیرهای مستقل برای ساده کردن مسئله استفاده نمود. مقدار دبی لبالبی برای رودخانه‌های متفاوت می تواند از ۳ تا ۱۰ سال و حتی بیش از ۳۲ سال نیز بیشتر باشد.



شکل ۱: نقشه شبکه آبهای حوضه آبریز لایوچ رود

در این پژوهش سعی بر این است ارتباط ابعاد کانال در دبی لبالبی با واحدهای ژئومورفیک درون کانالی، مساحت حوضه بالادست، اندازه ذرات رسوبی، تنش برشی و قدرت جریان رود مورد تحلیل و بررسی قرار گرفته و روابطی برای پیش‌بینی ابعاد کانال لبالبی در یک حوضه کوهستانی ارائه گردد.

محدوده مورد مطالعه حوضه آبریز لایوچ رود نام دارد که در استان مازندران و جنوب شهر نور در دامنه‌های شمالی البرز مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱). مساحت تقریبی حوضه آبریز لایوچ رود تا خروجی از کوهستان حدود ۱۴۴/۷ کیلومتر مربع می باشد. از نظر زمین شناسی سازندهای این منطقه از دوره پرمین تا دوره کواترنر تشکیل شده است که سنگ‌هایی مانند شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، آهک و دولومیت در آن دیده می شود. میانگین بارش سالانه حوضه به روش هم بارش ۶۱۷ میلی متر محاسبه گردید که این مقدار به سمت خروجی رود از حوضه به حدود ۸۰۰ میلی متر و به سمت بالادست حوضه تا ۳۰۰ میلی متر کاهش می یابد (ثروتی و اسماعیلی، ۱۳۸۰). طول رودخانه اصلی از مرتفع ترین نقطه (۳۴۰۰ متر) تا خروجی رود از کوهستان حدود (ارتفاع ۱۰۰ متر) ۲۹/۴ کیلومتر می باشد. میانگین دبی این رود در طی دوره آماری ۱۳۸۰-۱۳۳۷، ۱/۱ متر مکعب در ثانیه بوده است. بزرگترین سیلابی که در این دوره آماری ثبت شده ۱۷۵ متر مکعب در ثانیه بوده که در تابستان سال ۱۳۷۶ اتفاق افتاده است (اسماعیلی و حسین زاده، ۱۳۸۸).

مواد و روشها

در این مطالعه بررسی دبی لبالبی در امتداد کانال اصلی رودخانه لایچ رود به طول ۲۹/۴ کیلومتر در محدوده کوهستانی انجام گرفته است. کل کانال رودخانه لایچ به یازده بازه همگن تقسیم و بررسی های میدانی در خصوص هر یک از بازه ها انجام شد. هر یک از بازه ها نیز با استفاده از سیستم طبقه بندی مورفولوژیکی رودهای کوهستانی (مونتگمری و با فینگتون ۱۹۹۷) طبقه بندی شدند. برای تمامی بازه، بر طبق واحدهای مورفولوژیک کانال (سکو- چالاب یا چالاب- خیزاب)، عرض لبالبی (W)، عمق لبالبی (d) و شیب کانال (S) با استفاده از دوربین ترازیبی اندازه گیری شد.

۱-۲- اندازه گیری رسوبات سطحی: به منظور تعیین اندازه رسوبات سطحی در امتداد کانال اصلی، از روش شمارش سنگ ولمن (۱۹۵۴) استفاده گردید. بدین منظور در امتداد مسیر رود در بازه های نمونه حداقل ۱۰۰ نمونه سنگ برداشت و ابعاد آنها اندازه گیری شد و با ترسیم نمودار تجمعی، اندازه قطر ذرات در صدک های ۱۰، ۵۰ و ۹۰ محاسبه گردید

۲-۲- اندازه گیری دبی: به علت وجود فقط یک ایستگاه هیدرومتری در خروجی حوضه و عدم وجود ایستگاه در سایر زیرحوضه ها، براساس اندازه ذرات و شیب کانال و با استفاده از روش مانینگ سرعت و دبی لبالبی محاسبه گردید. پس از جمع آوری داده های مربوط به ابعاد کانال، اندازه ذرات و دبی جریان در حالت لبالبی، تنش برشی، قدرت رود و ارتباط بین این متغیرها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و در نهایت روابط نهایی ارائه گردید.

۹- یافته ها و بحث

تحلیل مورفولوژیک انجام شده در بازه های مورد مطالعه در رودخانه لایچ نشان داد که فراوان ترین اشکال ژئومورفیک درون بستری سکو- چالاب با ۷۲/۷ درصد و بعد از آن مورفولوژی چالاب- خیزاب ۲۷/۳ درصد بوده است (شکل ۱). جدول ۱ داده های استخراج شده از مقاطع و نمونه برداری از سطح بستر برای اشکال مورفولوژیک متفاوت در رودخانه لایچ را نشان می دهد.

جدول ۱: داده های استخراج شده از مقاطع و نمونه برداری از سطح بستر در رودخانه لایچ

شماره مقطع	نام مقطع	مورفولوژی کانال	مساحت Km^2	طول رود m	عرض لبالبی m	عمق لبالبی m	شیب بازه m/m	D10 mm	D50 mm	D90 mm
۱	نجاس	P-R	۲۸.۷	۱۳۹۵۴.۳	۴.۲	۰.۶۵	۰.۰۲	۱۷	۴۰	۱۴۲
۲	پارک کشپل	P-R	۱۱۸.۱	۲۹۳۶۷.۹	۹	۱	۰.۰۲	۱۰	۳۰	۱۳۷
۳	تنگه لایچ	P-R	۱۱۲.۰۸	۲۲۰۷۰	۹.۵	۰.۶	۰.۰۳	۵	۴۰	۱۴۰
۴	کرچی ۱	S-P	۵.۳	۳۲۲۲	۲.۱	۰.۲۲	۰.۰۸	-	-	-
۵	کرچی ۲	S-P	۱۱.۰۵	۵۴۹۴	۲.۳	۰.۳	۰.۰۸	-	-	-
۶	به بنک	S-P	۱۰.۹۸	۵۷۵۰	۱.۲۵	۰.۱	۰.۰۷	-	-	-
۷	به بنک ۲	S-P	۱۷.۲۲	۱۱۶۸۰	۲.۷	۰.۳۵	۰.۰۶	-	-	-
۸	رئیس کلا	S-P	۱۴.۱۹	۶۴۳۹.۲	۳	۰.۴	۰.۰۶	۵	۳۰	۱۹۲
۹	کیاکلا ۱	S-P	۴۴.۴۷	۱۱۷۶۵.۸	۴.۵	۰.۷	۰.۰۸	۱۱	۶۶	۱۷۸
۱۰	کیاکلا ۲	S-P	۳۶.۶۲	۹۶۱۲.۳	۵.۸	۰.۸	۰.۰۳۷	۱۰	۳۲	۱۳۰
۱۱	کیاکلا ۳	S-P	۵	۳۵۷۱.۵	۳.۶	۰.۶	۰.۱۲	-	-	-

۳-۱- دبی لبالبی، قدرت جریان و تنش برشی

مقادیر مساحت حوضه زهکشی برای مقطع اندازه گیری شده از نقشه توپوگرافی منطقه استخراج گردید. از ترسیم دبی لبالبی و مساحت زهکشی رابطه ۱ بدست آمده است.

$$Q_{bk} = 0.095 A + 0.66 \quad (R^2 = 0.75) \quad (1)$$

از طریق بررسی های میدانی و با توجه به رابطه ۱ و رابطه قدرت کل جریان ($\Omega = Q_{bk} S$)، قدرت رود در شرایط لبالبی محاسبه گردید (جدول ۲). در رودخانه لایوچ، بازه های دارای مورفولوژی سکو-چالاب همراه با شیب زیاد، رسوبات بستری درشت و دبی لبالبی بالا بوده و در نتیجه مقادیر بالای قدرت جریان نیز مشاهده می شود (جدول ۱ و ۲).

جدول ۲: داده های استخراج شده از مقاطع و نمونه برداری از سطح بستر در رودخانه لایوچ

شماره مقطع	نام مقطع	محیط مرطوب m	مساحت مقطع m^2	دبی لبالبی m^3/s	قدرت کل w	قدرت مخصوص رود w/m^2	سرعت جریان m/s	شعاع هیدرولیک m	تنش برشی N/m^2
۱	نجاس	۳.۹	۱.۳۲	۲.۰۱	۳۹۴	۹۴	۱.۵	۰.۳۴	۶۶
۲	پارک کشیل	۱۱.۷	۷.۱۳	۱۶.۰۸	۳۱۵۵	۳۵۱	۲.۳	۰.۶۱	۱۲۰
۳	تنگه لایوچ	۱۴	۴.۱۶	۷.۱۰	۲۰۹۰	۲۲۰	۱.۷	۰.۳	۸۷
۴	کرچی ۱	۲.۹	۰.۹۳۱	۲.۲۴	۱۷۵۵	۸۳۶	۲.۴	۰.۳۲	۲۵۲
۵	کرچی ۲	۲.۳۵	۰.۴۶	۰.۷۹	۶۲۲	۲۷۱	۱.۷	۰.۲	۱۵۴
۶	به بنک	۱.۶	۰.۶۲۵	۱.۶۰	۱۱۰۰	۸۸۰	۲.۶	۰.۳۹	۲۶۸
۷	به بنک ۲	۲.۸	۰.۸	۱.۵۴	۹۰۶	۳۳۶	۱.۹	۰.۲۹	۱۶۸
۸	رئیس کلا	۳.۵۵	۰.۶۴	۰.۹۰	۵۳۲	۱۷۷	۱.۴	۰.۱۸	۱۰۶
۹	کیاکلا ۱	۶.۶	۱.۸	۳.۸۸	۳۰۴۲	۶۷۶	۲.۲	۰.۲۷	۲۱۴
۱۰	کیاکلا ۲	۸.۵	۳.۴	۶.۴۴	۲۳۳۶	۴۰۳	۱.۹	۰.۴	۱۴۵
۱۱	کیاکلا ۳	۵.۷۵	۱.۳	۳.۰۲	۳۵۵۹	۹۸۹	۲.۳	۰.۲۳	۲۶۶

قدرت کل جریان به طور کلی با مساحت افزایش می یابد (ویانلو و آگوستینو، ۲۰۰۷) اما در رودخانه لایوچ با رابطه معنی داری بین قدرت رود و مساحت زهکشی ($R^2 = 0.058$) بدست نیامد. همچنین عرض رودخانه در ارتباط با قدرت کل رود نیز همانند مساحت دارای همبستگی قوی نمی باشد (رابطه ۲). روابط رگرسیون ضعیفی بین اندازه ذرات D_{50} و D_{90} با قدرت رود مشاهده می شود (روابط ۳ و ۴).

$$W = 0.001\Omega + 2.259 \quad (R^2 = 0.247) \quad (2)$$

$$D_{50} = 0.003\Omega + 32.38 \quad (R^2 = 0.11) \quad (3)$$

$$D_{90} = 0.005\Omega + 164 \quad (R^2 = 0.071) \quad (4)$$

مقادیر بالاتر قدرت کل جریان و D_i منطبق با مورفولوژی سکو-چالاب است (جدول ۲)، که بازه ها غالباً دارای شیب بیشتر و رسوبات درشت می باشند. برومر و مونتگومری (۲۰۰۳) در مطالعه خود در خصوص سرآب جریانها، دریافته اند که روند قدرت کل جریان در مقابل اندازه دانه، مشابه زمانی است که قدرت جریان مخصوص ($\omega = \Omega/W$) در نظر گرفته می شود. روابط ۵ و ۶ روند قدرت مخصوص رود را با قطر اندازه ذرات نشان می دهند. طبق این روابط اندازه D_{50} رسوبات با قدرت مخصوص رود ارتباط داشته و قابل پیش بینی می باشد. اما ضریب تبیین مناسبی برای پیش بینی اندازه ذرات D_{90} بدست نیامده است.

$$D_{50} = 0.045\omega + 25.27 \quad (R^2 = 0.465) \quad (5)$$

$$D_{90} = 0.021\omega + 146.1 \quad (R^2 = 0.032) \quad (6)$$

همان طور که از جدول ۲ و ۳ دریافت می شود کمترین مقادیر قدرت جریان مخصوص قسمت های پایین دست رودخانه لایوچ مشاهده می شود. در مقابل، در بازه های با مورفولوژی سکو-چالاب مقادیر بالاتر قدرت جریان مخصوص وجود دارد. رابطه بین تنش برشی با مساحت بالادست به صورت یک رابطه توانی قابل توضیح می باشد که نشان دهنده کاهش کلی میانگین تنش برشی از بالا دست به طرف پایین دست یعنی همراه با افزایش

مساحت می باشد (رابطه ۷). بررسی‌های میدانی نشان داد که نسبت قدرت کل جریان به افزایش مساحت حوضه زهکشی بسیار متغیر می باشد. افزایش مساحت زهکشی به طور قوی قدرت جریان مؤثر را تحت تأثیر قرار می‌دهد و قدرت جریان نیز بر روی عرض کانال همان تأثیر را دارد. درشت شدگی رو به پایین D50 و D90 مطابق نظرات برومر و مونتگومری (۲۰۰۳) به مساحت زهکشی و همچنین به قدرت کل جریان وابسته است. برای رودخانه لایچ، عدم همبستگی بین Di و قدرت کل جریان ممکن است ناشی از دینامیک سطح بستر به عنوان یک پاسخ به مصرف محلی جریان انرژی جنبشی باشد (برومر و مونتگومری، ۲۰۰۳).

$$\tau_{bk} = 346.6 A^{0.26} \quad (R^2 = 0.378) \quad (7)$$

افزایش رو به پایین در دبی شکل دهنده (دبی لبالبی) همراه با الگوی شیب محلی منجر به افزایش مقادیر قدرت جریان در حالت لبالبی شده و این موضوع منجر به ایجاد و حفظ کاسکاد و سکو-چالاب می‌شود. در بستر رودخانه لایچ به دلیل در دسترس بودن قله سنگ و تخته سنگها، برش عمودی محدود شده است و قدرت جریان نیز ممکن است عمدتاً برای فرسایش کرانه و تعدیل عرض کانال صرف شود. اگر تغییر رو به پایین شیب محلی را با افزایش رو به پایین دبی که منجر به افزایش قدرت جریان می شود ترکیب کنیم، نشان می‌دهد که قدرت کل جریان می‌تواند با تأثیر درشت شدگی از طریق مکانیسم حمل و نقل انتخابی معکوس همراه باشد. بنابراین، بر اساس معادله ۷، افزایش ابعاد رسوبات در امتداد کانال اصلی رودخانه لایچ می‌تواند به عنوان پاسخ مستقیم به افزایش قدرت جریان در نظر گرفته شود. به علاوه عرض به طور قوی به مساحت و در نتیجه به دبی لبالبی وابسته است. مقایسه تنش برشی در وضعیت لبالبی با تنش برشی بحرانی از طریق معادله آستانه تعادل، قطرهای متفاوت (D90 و D50) مشابه مقادیر پیشنهاد شده توسط لنز و داگوستینو (۱۹۹۸) برای ریوکوردون (یک جریان کوهستانی مشابه رودخانه لایچ) را نشان می‌دهد.

نتیجه گیری

در این پژوهش تغییرات هندسه کانال بالادست تحت شرایط لبالبی بررسی، ارتباط بین متغیرهای هیدرولیک و مورفولوژیک واکاوی و ارزیابی شد. در امتداد رودخانه لایچ، سایت های پرشیب تالوک با اندازه ذرات درشت محلی همراه است، در بازه های سکو-چالاب به دلیل اندازه درشت ذرات، هرز انرژی زیاد بوده و در نتیجه فرسایش قائم بستر محدود می شود. علاوه بر این، به نظر می رسد پاسخ فوری به شیب های محلی بالا، ناشی از درشت شدگی بار بستر می باشد. افزایش مساحت زهکشی قدرت جریان را تحت تأثیر قرار داده و قدرت جریان نیز بر روی عرض کانال تأثیر گذاشته است. همچنین بین قطر ذرات رسوبی و قدرت کل جریان همبستگی خوبی مشاهده نشد که این ممکن است ناشی از دینامیک سطح بستر به عنوان یک پاسخ به مصرف محلی جریان انرژی جنبشی باشد. در واقع در بستر رودخانه لایچ به دلیل در دسترس بودن قله سنگ و تخته سنگها برش عمودی محدود شده است و قدرت جریان نیز ممکن است عمدتاً برای فرسایش کرانه و تعدیل عرض کانال صرف شود. نتایج گویای رابطه جالب بین تنش برشی در وضعیت لبالبی و تنش برشی بحرانی برای قطر D50 رسوبات می باشد. این یافته‌ها بیان می‌کند که شرایط شکل دهنده (دبی لبالبی)، تنش برشی مناسب برای حرکت D50 رسوبات سطحی یا قطرهای ریزتر را در امتداد کانال ایجاد می کند.

مراجع

- [۱] اسماعیلی، رضا و حسین‌زاده، محمدمهدی. بررسی فرایندهای تشکیل‌دهنده موانع طولی در رودخانه‌های کوهستانی: مطالعه موردی، البرز شمالی، حوضه آبریز لایچ رود، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۱، ص ۴۳-۵۰، ۱۳۸۸
- [۲] اسماعیلی، رضا، حسین‌زاده، محمدمهدی. و متولی، صدالدین. تکنیک‌های میدانی در ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، انتشارات لاهوت، تهران، ۲۷۵ ص، ۱۳۹۰.
- [3] Brummer, C.J., Montgomery, D.R., Downstream coarsening in headwater channels. *Water Resources Research*, 39(10), 1-14. 2003
- [4] Fonstad, M., Spatial variation in the power of mountain streams in the Sangre de Cristo Mountains, New Mexico. *Geomorphology*, 55, 75-96. 2003
- [5] Lenzi, M.A., D'Agostino, V., Sonda, D., Ricostruzione morfologica e recupero ambientale dei torrenti. *Criteri metodologici ed esecutivi*. Editoriale Bios, Cosenza. 2000
- [6] Leopold, L.B., *A View of the River*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts. 1994
- [7] Montgomery, D.R., and Buffington, J.M., Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (5), 596-611. 1997
- [8] Vianello, A., and D'Agostino, V., Bankfull width and morphological units in an alpine stream of the dolomites (Northern Italy), *Geomorphology*, v. 83, p. 266-281, 2007.
- [9] Whiting, P.J., Stamm, J.F., Moog, D.B., and Orndorff, R.L., Sediment-transporting flows in headwater channels. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 50-466, 1999.

لندفرم‌های بیوژئومورفولوژیک: بازخوردهای اکوژئومورفیک در تحولات چهره زمین

Biogeomorphologic Landforms: Ecogeomorphic Feedbacks on landscape evolutions

زهره عبدالله زاده^۱، عادل سپهر^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد مدیریت مناطق بیابانی، دانشگاه فردوسی مشهد

^۲ استادیار دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست، دانشگاه فردوسی مشهد adelsepehr@um.ac.ir

۱- مقدمه

فرآیندهای فیزیکی نظیر هوازدگی، فرسایش و رسوب و نیز فرآیندهای آندوژن (شامل مکانیکی و شیمیایی) و تکتونیک، همواره از دیدگاه ژئومورفولوژیست‌ها به عنوان اصلی ترین عامل شکل گیری لندفرم‌های موجود در اکوسیستم قلمداد شده است. فرآیندهایی که ثابت شده است تأثیرات مشابهی را حتی در سیارات دیگر مانند مریخ نیز می‌توانند اعمال کنند (مانند لندفرم‌های بادی مشابه زمین). امروزه ثابت شده است که تنها ۱۶٪ از مناطق پوشیده شده از سطح زمین را می‌توان صرفاً تحت تأثیر فرآیندهای فیزیکی دانست (مانند مناطق فراخشک و مناطق منجمد قطبی). مناطقی که حیات و حضور ارگانیسم‌ها نقش ناچیزی در تغییرات محیطی و در نتیجه شکل‌گیری لندفرم‌ها دارند (لندفرم‌های کانیونی). بنابراین، ۸۴٪ از کل سطح زمین متأثر از حضور ارگانیسم‌هایی هستند که با عملکرد دینامیک خود، بدون شک نقش قابل توجهی در شکل‌گیری لندفرم‌ها دارند. حتی در اکوسیستم‌هایی نظیر بیابان که حضور عوامل زنده مؤثر نظیر پوشش گیاهی کم است، می‌توان اثرات بیولوژیکی را در ارتباط با شکل‌گیری لندفرم‌ها مشاهده کرد، مانند سله‌های حاصل از فرآیندهای بیولوژیک در خاک‌های مناطق خشک (کورن بلیت و همکاران، ۲۰۱۱). توسعه زمینه‌های مطالعه لندفرم‌ها با در نظر گرفتن مفاهیم اکولوژیکی و تأثیر حضور میکرو و ماکرو ارگانیسم‌ها، شاخه جدیدی از مطالعات فرآیندهای سطح زمین به نام «بیوژئومورفولوژی»^{۲۶} را شکل می‌دهد (جدول ۱). در نظر گرفتن اثرات ارگانیسم‌های زنده در فرآیندهای سطح زمین و لندفرم‌ها، منجر به پیشرفت‌های چشمگیری در علم ژئومورفولوژی شده است. شناسایی و ارزیابی کمی و کیفی اثرات گونه‌های زیستی در مقیاس‌های زمانی و مکانی و نقش انواع گونه‌های آبی و خاکی در دینامیک رسوب و یا در مواردی نقش زیستگاه‌های اکولوژیک در شکل‌گیری لندفرم‌های خاص، از زمینه‌های مورد بحث در این چارچوب می‌باشد (لندفرم‌هایی نظیر میماها در آفریقای جنوبی و غارهای نمکی در می‌سی‌سی‌پی آمریکا) (مک فارلین و لاندبرگ، ۲۰۰۶). با این حال تحقیقات بیوژئومورفولوژی بیش تر تمایل به تأکید اثرات یکطرفه فرآیندهای اکولوژی بر فرم‌های ژئومورفولوژیک (جدول ۱-ب) و یا اثر فرآیندهای ژئومورفولوژیک در توزیع مکانی جوامع زیستی دارند (جدول ۱-ب). اما مطالعه یکپارچه اثرات متقابل فرآیندهای ژئومورفولوژیکی و رفتارهای اکولوژیک گونه‌های زیستی به خصوص در ساختار آشیان اکولوژیک گونه‌ها، منجر به توسعه مفهوم «اکوژئومورفولوژی»^{۲۷} شده است که به مطالعه بازخوردهای دینامیک لندفرم‌ها و جوامع زیستی می‌پردازد (فیشر و همکاران، ۲۰۰۷؛ رینهارت و همکاران، ۲۰۱۰) (جدول ۱-ج). همچنین در توصیف زیرمجموعه‌ای از مطالعات بیوژئومورفولوژیک که منحصراً بر روی بازخوردهای بین دینامیک لندفرم‌ها و جوامع زیستی در مقیاس‌های زمانی متوالی تأکید دارد، مفهوم تازه‌ای تحت عنوان «بیومورفودینامیک»^{۲۸} توسط موری و همکارانش (۲۰۰۸)، پیشنهاد شد. در مقیاس وسیع‌تر، مفهوم «بیوژئومورفولوژی تحولات کلان»^{۲۹}، به مطالعه بازخوردهای بین ژئومورفولوژی، اکولوژی و فرآیندهای تکاملی پرداخته و با تأکید بر مفاهیم فنوتیپی، دینامیک تحولات زیستی، ساختارهای مثبت و منفی آشیان اکولوژیک گونه‌های زیستی و وراثت اکولوژیک به توسعه ارتباط بین این مفاهیم با فرآیندهای ژئومورفولوژیک می‌پردازد (جدول ۱-د).

هدف از این مقاله، معرفی علم بیوژئومورفولوژی، اصول بنیادی و مفاهیم کلیدی در بحث روابط بین ارگانیسم‌های طبیعی و شکل‌گیری لندفرم‌های ژئومورفولوژیک است. بیوژئومورفولوژی، بیولندفرم‌ها و فرآیندهای شکل‌زا در ارتباط با ساختارها و عوامل اکولوژیکی، بخشی از مفاهیمی است که در این مقاله دنبال شده است.

^{۲۶} Biogeomorphology

^{۲۷} Ecogeomorphology

^{۲۸} Biomorphodynamic

^{۲۹} Macroevolutionary Biogeomorphology

۲- بیوزئومورفولوژی

در نظر گرفتن اثر ارگانیسم‌های زنده در دینامیک سطح زمین، به بهبود درک ما از ژئومورفولوژی در تشخیص لندفرم‌ها که به نحو خاصی با شرایط زیستگاهی آنها در ارتباط است منجر می‌شود (وایلس و همکاران، ۱۹۸۸). درک و اثبات تأثیر فرآیندهای زیستی ارگانیسم‌های زنده نظیر گیاهان و حیوانات بزرگ و کوچک در فرآیندها و فرم‌های ژئومورفولوژیکی از سوی ژئومورفولوژیست‌ها منجر به توسعه مفهوم «بیوزئومورفولوژی» گردید. یافته‌های بیوزئومورفولوژیک ثابت کرده است که موجودات زنده (میکرو و ماکرو ارگانیسم‌ها) در طی مقیاس‌های زمانی و مکانی متوالی، فرآیندهای ژئومورفولوژیک و الگوهای سازنده لندفرم‌ها را از طریق فرآیندهای ساخت و سازهای زیستی (Bio-construction)، پایداری‌های زیستی (Bio-stabilization)، فرسایش زیستی (Bio-erosion) و اختلالات زیستی (Bio-turbation)، تحت تأثیر خود قرار می‌دهند و گاهی با تغییرات بسیار کوچک مقیاس در محدوده کنام اکولوژیک خود، تحولاتی عظیم در لندفرم‌ها در مقیاس بزرگ منطقه‌ای ایجاد می‌کنند. این ساخت و سازهای مهندسی گونه‌های زیستی در حدود آشیان اکولوژیک خود در طول یک مقیاس زمانی بزرگ، لندفرم‌ها را در مقیاس ماکرو دچار تحول می‌کنند. در این ارتباط شکل‌گیری لندفرم‌های زیستی و شناخت نقش مهندسی این ارگانیسم‌های زنده بسیار مهم است.

جدول شماره ۱: دیدگاه‌های مختلف در ارتباط با شکل‌گیری لندفرم‌ها و تأثیر ارگانیسم‌ها در تغییرات چهره زمین و شکل‌گیری لندفرم‌های زیستی (کورن بلیت و همکاران، ۲۰۱۱)

دیدگاه‌ها	مفاهیم بنیادی اکولوژی و بیولوژی تکاملی	مفاهیم مرتبط ارائه شده در بیوزئومورفولوژی	مدل تعاملی
الف) ژئومورفولوژیک: مطالعه فرآیندهای سطح زمین و لندفرم‌ها فقط با در نظر گرفتن مؤلفه‌های فیزیکی	-	-	لندفرم (تعادلات ژئومورفولوژیک)
ب-۱) بیوزئومورفولوژیک: مطالعه اثرات ارگانیسم‌ها بر فرآیندهای سطح زمین و لندفرم‌ها	-	-	جامعه زیستی ← تغییر/ساخت لندفرم (تعادلات ژئومورفولوژیک)
ب-۲) بیوزئومورفولوژیک: مطالعه اثرات فرآیندهای سطح زمین و لندفرم‌ها بر ساختار جوامع زیستی	-	-	انتخاب → جامعه زیستی (انتخاب ترکیب گونه‌ها) لندفرم (تعادلات ژئومورفولوژیک)
ج) اکوزئومورفولوژیک: مطالعه بازخوردهای بین جامعه زیستی و دینامیک‌های لندفرم	گونه‌های کلیدی و بنیادی؛ مهندسین اکوزئومورفیک؛ تسهیل	توالی بیوزئومورفیک؛ اکوزئومورفولوژی بنیادی؛ بیومورفودینامیک	انتخاب → جامعه زیستی (انتخاب ترکیب گونه‌ها) لندفرم (تعادلات ژئومورفولوژیک) ← تغییر/ساخت
د) تحولات کلان بیوزئومورفولوژیک: مطالعه بازخوردهای بین ژئومورفولوژی، اکولوژی و فرآیندهای تکاملی: سیستم‌های بیوزئومورفولوژیک به عنوان یک سیستم پیچیده و سازگار با الگوهای پدیدار شده در مقیاس جوامع زیستی و چشم‌انداز و بازخوردهای سازگار و متأثر از فعالیت افراد جامعه (مفهوم داروینی)	فئوتیپ‌های توسعه یافته؛ دینامیک تحولات اکولوژیکی؛ تحولات کلان؛ ساختارهای مثبت و منفی آشیان اکولوژیکی؛ وراثت اکولوژیکی	وراثت بیوزئومورفولوژیکی؛ فئوتیپ مرکب توسعه یافته	انتخاب طبیعی (تحولات داروینی) انتخاب (تحولات غیر داروینی) لندفرم (تعادلات ژئومورفولوژیک) ← انتخاب ترکیب گونه‌ها جامعه زیستی (انتخاب ترکیب گونه‌ها) ← انتخاب ترکیب گونه‌ها جمعیت (انتخاب ارگانیسم‌ها) ← تغییر/ساخت

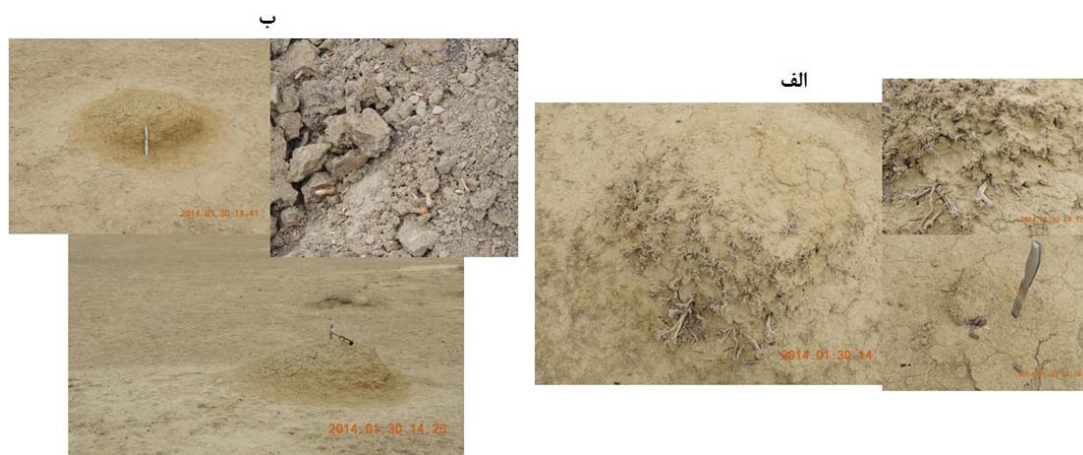
۳- مهندسین اکوزئومورفیک؛ مهندسین طبیعی

اصطلاح «مهندسین اکوزئومورفیک» یا «مهندسین طبیعی»، نخستین بار توسط دانشمندانی نظیر جونز و همکارانش (۱۹۹۴-۱۹۹۷) مطرح شد و اکنون با توسعه آن به مفهومی سازنده در پایش تحولات چهره زمین تبدیل شده است (رایت و جونز، ۲۰۰۶). تفکر مهندسین اکوسیستم از مفاهیم

اثبات شده و شناخته شده در ارتباط با گونه‌های کلیدی و بنیادی اکوسیستم منشأ گرفته است (لیونس، ۲۰۰۵). گونه‌های مهندس طبیعت، اغلب گونه‌های فراوانی هستند که محیط فیزیکی خود را با روش‌های اتوژن از طریق ساختار و فیزیک خود و یا یک روش آلوژن و از طریق تعدیل جریان ماده و انرژی، به نفع خود و یا دیگر گونه‌ها تغییر می‌دهند. فرآیندهای ساختاری و عملکردی گونه‌های زیستی در راستای فرآیند تسهیل، شرایط آشیان اکولوژیکی را با فعالیت‌های مهندسی خود، برای سایر گونه‌ها تعدیل و ساختارهای مورفولوژیک متناسب با نیازهای گونه‌های ساکن در محیط را فراهم می‌کنند. مهندسین طبیعی، اعم از گونه‌های گیاهی یا جانوری، در بسیاری از موارد که ما به اشتباه علت شکل‌گیری لندفرم‌ها را منحصرأ ناشی از عملکرد عوامل فیزیکی می‌پنداریم، با فعالیت‌های کوچک مقیاس خود موجب بروز لندفرم‌های گسترده در مقیاس وسیع می‌شوند. به عنوان مثال، تغییر نوع پوشش گیاهی در مناطق ساحلی و نیمه خشک که منجر به تغییر اشکال تپه‌های ماسه‌ای، از اشکال هلالی به تپه‌های پارابولیک می‌شود (در نیومکزیکو آمریکا) و یا حضور گونه‌های گیاهی که منجر به به دام افتادن رسوبات ریز معلق در جریان‌های آبی شده و با ایجاد جزایر کوچک در میان جریان‌های رودخانه‌ای فعال، اشکالی از الگوهای آبراهه‌ای گیسویی را پدید می‌آورند (رودخانه تاگلیامنتو در ایتالیا، رودخانه کارون ایران در دست بررسی است). افزایش تنوع گونه‌های مهندس طبیعی در یک اکوسیستم، پیچیدگی ساختاری و عملکردی جامعه را افزایش داده و با بالا بردن پتانسیل ارتجاعی، حساسیت پذیری اکوسیستم به تنش‌های محیطی را کاهش می‌دهد.

۴- بازخورد های اکوزئومرفیک (اکولوژی و ژئومورفولوژی)

تمامی فعالیت‌های گونه‌های زیستی در ارتباط با فرآیندهای سطح زمین و شکل‌گیری لندفرم‌ها، در واقع به وجود یک تعامل پیچیده و غیرخطی بین مهندسین اکوزئومرفیک، فرآیندهای ژئومورفولوژیکی و تکاملی اشاره دارند. به طوری که منجر به پیچیدگی‌های ذاتی سیستم‌های بیوزئومورفولوژیک می‌شود. این پیچیدگی‌ها به بازخورد بین مؤلفه‌های فیزیکی، اکولوژیکی و تکاملی که شکل دهنده سیستم‌های بیوزئومورفولوژیک هستند مربوط می‌شود (ریت کرک و همکاران، ۲۰۰۸؛ اروین، ۲۰۰۸). در واقع ایجاد چارچوب مفهومی بیوزئومورفولوژی، به بیان بازخوردهای بین فرآیندهای ژئومورفولوژی (فرسایش و رسوب، حمل رسوب)، فرآیندهای اکولوژیکی (تنوع زیستی، ساختار جامعه و توالی) و فرآیندهای اکولوژی تکاملی (فرآیند انطباق)، منجر می‌شود که در این چارچوب مفهومی، بازخوردهای مربوط به صفات بیولوژیک گونه‌های مهندس طبیعت که به طور مستقیم یا غیرمستقیم در تعدیل و دسترسی منابع برای سایر گونه‌ها نقش دارند، منجر به ایجاد تغییرات فیزیکی آشیان اکولوژیک و در نتیجه تغییر در مورفولوژی زیستگاه‌ها و در نهایت شکل‌گیری لندفرم‌های خاص می‌شود. فرآیند انتخاب طبیعی به طور صریح با انتخاب گونه‌های سازگار با محیط و رفتارهای متفاوتی که این گونه‌ها در ایجاد آشیان اکولوژیک خود و سایر گونه‌ها دارند، در نهایت منجر به بروز لندفرم‌هایی خاص در عرصه‌ی اکوسیستم می‌شوند. از طرفی لندفرم‌های شکل گرفته طی بازخوردهای خود به سیستم‌های بیوزئومرفیک، مجدداً در روند تکامل یا توسعه و یا در جهت از بین بردن اثرات ساختارهای زیستی بر آشیان‌های اکولوژیک تأثیرگذار خواهند بود (مانند ساختارهای بیوزئومرفیک نبکاها و ریدوها). برای نمونه، اثر گونه‌های موریانه و خرماکی در شکل‌گیری لندفرم‌های ویژه در منطقه سرخس در خراسان رضوی، بخوبی بازگوکننده تغییر و تحولات لندفرم مطابق با چیزی است که این مهندسین طبیعی در اکوسیستم دنبال می‌کنند (شکل ۱).



شکل ۱: اثر گونه‌های خرماکی (الف) و موریانه (ب) در توسعه لندفرم‌های بیوزئومرفیک (منطقه سرخس، خراسان رضوی، سپهر، ۱۳۹۲)

۵- نتیجه گیری

بیوژئومورفولوژی به عنوان تلفیقی از علم اکولوژی و ژئومورفولوژی، ابعاد وسیع‌تری را در زمینه تحلیل علل شکل‌گیری لندفرم‌های خاص در پیش‌روی ما می‌گشاید. شناخت دقیق بازخوردهای بین فرآیندهای اکولوژیک و مرفولوژیک می‌تواند ما را در پیش‌بینی روند تحولات چهره زمین و پیدایش لندفرم‌ها در اکوسیستم‌های مختلف یاری نماید. در واقع با شناخت پارامترهای اکولوژیک و مرفولوژیک هر سیستم، می‌توان انتظار نوع خاصی از لندفرم‌ها را در هر اکوسیستم داشت و روند تحولات لندفرم‌ها را از شکلی به شکل دیگر ارزیابی نمود. توسعه مدل‌های مفهومی بیوژئومورفیک و شناسایی گونه‌های مهندس طبیعی در هر اکوسیستم به عنوان میراث‌های اکوژئومورفولوژیک می‌تواند راهکاری مناسب در جهت پیش‌بینی تحولات چهره زمین به شمار آید.

پیشرفت‌های اخیر در زمینه بیوژئومورفولوژی تا حد زیادی از مفاهیم ارائه شده در اکولوژی سرچشمه می‌گیرد. مفاهیم «تسهیل» و یا «مهندسین اکوژئومورفیک» یا به عبارتی مهندسین طبیعی اکوسیستم» که نشان‌دهنده زمینه‌های مربوط به ارتباط ژئومورفولوژی با دینامیک اکولوژیک است، از این قبیل مفاهیم هستند. به طور کلی فرآیندهای ساختاری و عملکردی ارگانیسم‌ها در ایجاد اختلالات زیستی، نه تنها با محیط فیزیکی آنها سازگار بوده و تناقضی با پایداری محیط ندارد، بلکه در مواردی با فعالیت‌های مهندسی خود تغییرات یا اصلاحاتی را در خصوصیات محیطی نیز پدید می‌آورند که منجر به ایجاد یا حفظ شرایط زیستگاهی متناسب برای دیگر گونه‌ها در جوامع اکولوژیک می‌شوند که در یک دید کلی‌نگری، مجموع این اختلالات به ثبات و تعادل کل سیستم منجر خواهد شد (اروین، ۲۰۰۸). به مفهومی دیگر، عملکردهای خود تنظیمی گونه‌های مهندس طبیعت در ساختار آشیان اکولوژیک شان گرچه از دیدگاه ما نوعی آشوب محسوب می‌شوند، اما از دیدگاه اکوسیستمی این اختلالات مؤلفه‌های سازنده پایداری و تعادل محیط می‌باشند که در نهایت منجر به بروز انواع خاصی از لندفرم‌های موجود در طبیعت می‌شوند. مفاهیم ارائه شده در این مقاله، می‌تواند در درک بهتر دیدگاه بیوژئومورفولوژیک در تحول لندفرم‌ها و شکل‌گیری اشکال زمین مؤثر باشد.

۶- مراجع

- [1] Corenblit, D., Baas, A.C.W., Bornette, G., Darrozes, J., Delmotte, S., Francis, R.A., Gurnell, A.M., Julien, F., Naiman, R.J., Steiger, J., Feedbacks between geomorphology and biota controlling Earth surface processes and landforms: A review of foundation concepts and current understandings, *Earth-Science Reviews* 106, 307–331, 2011.
- [2] Erwin, D.H., Macroevolution of ecosystem engineering, niche construction and diversity, *Trends in Ecology & Evolution* 23, 304–310, 2008.
- [3] Fisher, S.G., Heffernan, J.B., Sponseller, R.A., Welter, J.R., Functional ecomorphology: feedbacks between form and function in fluvial landscape ecosystems, *Geomorphology* 89, 84–96, 2007.
- [4] Jones, C.G., Lawton, J.H., Shachak, M., Positive and negative effects of organisms as physical ecosystem engineers, *Ecology* 78, 1946–1957, 1997.
- [5] Lundberg, J., McFarlane, D.A., Speleogenesis of the Mt. Elgon 'Elephant', *Geological Society of America Special Paper* 404, pp. 51–63, 2006.
- [6] Lyons, K.G., Brigham, C.A., Traut, B.H., Schwartz, M.W., Rare species and ecosystem functioning, *Conservation Biology* 19, 1019–1024, 2005.
- [7] Murray, A.B., Knaapen, M.A.F., Tal, M., Kirwan, M.L., Biomorphodynamics: physical-biological feedbacks that shape landscapes, *Water Resources Research* 44, W11301, 2008.
- [8] Reinhardt, L., Jerolmack, D., Cardinale, B.J., Vanacker, V., Wright, J., Dynamic interactions of life and its landscape: feedbacks at the interface of geomorphology and ecology, *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 78–101, 2010.
- [9] Rietkerk, M., Van de Koppel, J., Regular pattern formation in real ecosystems. *Trends in Ecology & Evolution* 23, 169–175, 2008.
- [10] Viles, H.A. (Ed.), *Biogeomorphology*, Blackwell, Oxford, UK, 1988.
- [11] Wright, J.P., Jones, C.G., Boeken, B., Shachak, M., Predictability of ecosystem engineering effects on species richness across environmental variability and spatial scales, *Journal of Ecology* 94, 815–824, 2006.

پهنه بندی خطر ناپایداری های دامنه ای در قلمروهای کوهستانی نیمه خشک

مطالعه موردی: حوضه آبریز جعفرق

ریحانه برومند

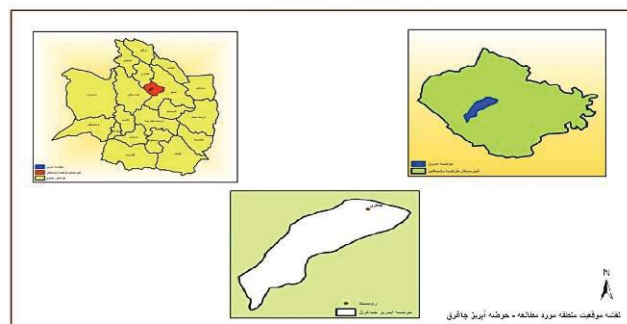
دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی-دانشگاه تبریز

مقدمه

ضرورت بررسی و شناخت حرکات توده ای دامنه ها به دلیل خسارات فراوانی که هم به لحاظ مالی و هم به لحاظ جانی به جوامع انسانی وارد می آورند ، اجتناب ناپذیر به نظر می رسد . از بین انواع حرکات توده ای دامنه ، زمین لغزه ها از اهمیت ویژه ای برخوردار هستند . همه ساله در اثر وقوع لغزش در مناطق کوهستانی ، حجم زیادی از سازند های سطحی (خاک ، آبرفت ها و مواد دامنه ای) تحت تاثیر نیروی ثقل و فرایند های دامنه ای ، از شیب های طبیعی به پائین حمل می شوند و در اثر جا به جایی و بر جای گذاری مواد ناشی از لغزش ، خسارت زیادی به راه ها ، کانال های آبیاری و آبرسانی ، منابع طبیعی و مراکز مسکونی وارد می شود ، (بیاتی خطیبی ، ۱۳۸۳ ، ۱۰۵) . از دهه ۱۹۶۰ به دلیل مخاطرات ژئومورفیک تحقیقات نسبتا وسیعی پیرامون لغزش های نواحی کوهستانی آغاز شد (الکانترا ۲۰۰۴-۶۷) . تیه ری و همکارانش در سال ۲۰۰۷ میلادی برای فعالیتی که در زمینه ارزیابی نواحی مستعد زمین لغزش (که یکی از شایع ترین حرکات دامنه ای هستند) در محیط های پیچیده کوهستانی جنوب شرقی فرانسه انجام داده اند و از تلفیق الگوهای احتمال با روش آماری (BSA) و از تکنیک (GIS) برای ارزیابی خطر زمین لغزش استفاده کردند ، بنا به ضرورت حاکم بر این شرایط یک سری فعالیت ها به روش های کمی و تجربی در زمینه پهنه بندی خطر وقوع این حرکات و بویژه بروز لغزش ها صورت گرفته است که به مهم ترین آنها نظیر مدل نیلسن در ۱۹۷۹ و آنبلانگان در سال ۱۹۹۱ و مدل مورا- وارسون در سال ۱۹۹۳ می توان اشاره کرد آنبلانگان در سال ۱۹۹۱ میلادی با در نظر گرفتن فاکتورهای لیتولوژی ارتباط پیوستگی ساختاری باشیب و پستی و بلندی - کاربری و پوشش گیاهی و شرایط آب زیر زمینی وامتیاز دهی به آنها اقدام به تهیه نقشه های پهنه بندی خطر جریان و جریان های واریزه ای نمود (الهامی و امامی ۱۳۸۴) . ساده ترین و در عین حال مناسب ترین روش ها در پهنه بندی خطر حرکات توده ای و زمین لغزش ها مربوط به روش ها و تکنیک های اولیه می باشد که بر تحلیل همپوشانی نقشه های عامل وزن دهی و ترکیب آن ها استوار میباشند. (بهنیا فر- منصوری ۲۶-۱۳۸۶) .

محدوده مورد مطالعه

حوضه آبریز جعفرق به لحاظ موقعیت جغرافیایی در استان خراسان رضوی ، شهرستان طرقبه و شاندیز بین عرض جغرافیایی $36^{\circ}14'$ الی $36^{\circ}19'$ و طول جغرافیایی $59^{\circ}14'$ الی $59^{\circ}21'$ در جنوب غربی شهرستان مشهد واقع گردیده است . پژوهش حاضر با موضوع امکان سنجی ناپایداریهای دامنه ای در کوهستانهای نیمه خشک ایران با مطالعه موردی بر روی حوضه آبریز جعفرق به شناخت عوامل ماثرب در بروز این ناپایداریها می پردازد. به طور کلی این حوضه جزیی از کوه های بینالود است . این حوضه که یکی از حوضه های مهم بینالود شمالی محسوب می گردد ؛ از سمت شمال شرق به دشت مشهد ، از شرق به حوضه آبریز گلستان ، از جنوب شرق به حوضه آبریز مایان ، از غرب و شمال غرب به حوضه آبریز کنگ و در جنوب غرب به کوه های بینالود محدود می شود.



نقشه شماره (۱) موقعیت طبیعی حوضه کوهستانی جعفرق- ترسیم نگارندگان

موادها و روش ها

در این مطالعه روش پژوهش بصورت ، تجربی و تحلیلی و به شیوه استقرایی صورت گرفته است. ابتدا فاکتورهای موثر در شکل گیری و تشدید حرکات دامنه ای و جریان های واریزه ای از طریق مطالعات کتابخانه ای و بررسی های میدانی و عکس های هوایی مورد ارزیابی قرار گرفتند سپس با توجه به مدل مورد استفاده نقشه های عامل تهیه گردید. مهم ترین ابزارهای پژوهش نقشه های توپوگرافی - شیب - زمین شناسی - کاربری اراضی - شبکه زهکشی و پوشش گیاهی است (بهینافر - منصوری ۳۳- ۱۳۸۶) نقشه های عامل در محیط نرم افزاری (GIS) ترسیم و بر مبنای بیشترین تاثیر عوامل امتیاز بندی شده اند که تحت عنوان نقشه واحدهای کاری در متن قابل مشاهده می باشد. اساس کار پهنه بندی به شرح زیر می باشد.

الف: ابتدا برای انتخاب هر یک از واحد های کاری از نقشه توپوگرافی - و شبکه هیدروگرافی استفاده شده است.

ب: نقشه های عامل که شامل توپوگرافی - زمین شناسی و کاربری اراضی و پوشش گیاهی و لیتولوژی برای امتیاز دهی متغیر ها مورد بهره برداری واقع شد.

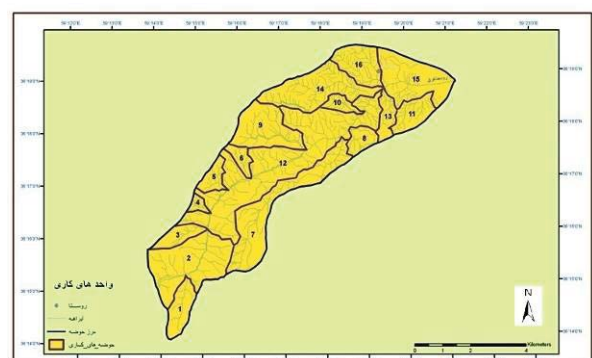
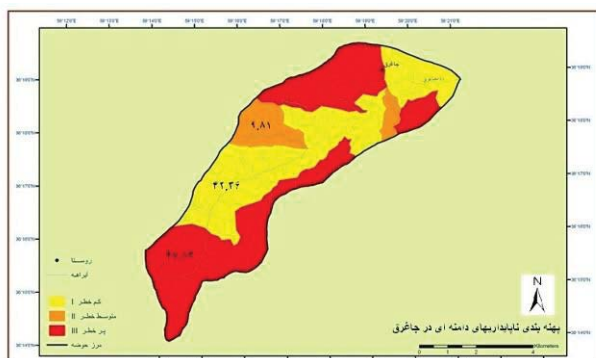
ج: وزن دهی عوامل موثر بر جریان های واریزه ای برای هر یک از واحد های کاری با در نظر گرفتن حداکثر امتیاز محاسبه شده اند.

د: در نهایت نقشه های پهنه بندی خطر وقوع جریان های واریزه ای با استفاده از فراوانی وزن ها بدست آمده است.

لازم به ذکر است که بانک اطلاعاتی داده ها از طریق نقشه های ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ به ترتیب برای جریان های سطحی - توپوگرافی و زمین شناسی در محیط نرم افزاری سیستم اطلاعات جغرافیایی^{۳۰} به صورت نقشه های عامل برای ارزیابی هر یک از شاخص های مذکور برای تهیه جدول استاندارد مورد استفاده قرار گرفته اند.

یافته های تحقیق

همان طور که می دانیم حرکت توده ای مواد، جاداشدگی و حمل و نقل رو به پائین مواد خاکی و سنگی تحت تاثیر نیروی جاذبه است، لغزش یا جریان توده ای مواد، به موقعیت آنها و نیروهای جاذبه ای وابسته است اما حرکت توده ای مواد با حضور آب، یخ و هوا تشدید می گردد. این تعریف از حرکت توده ای، امکان بررسی حرکت مواد زمین در همه مقیاس ها و همه نسبت ها را می دهد. بنابراین خزش آرام رو به پایین خاک و خرده سنگ ها و همچنین حرکت سریع و لغزش های زمین در مقیاس بزرگ و در مسافت های طولانی هر دو جزئی از حرکت توده ای مواد محسوب می شوند. (معمد، ۱۳۷۹، ۵۵) به دلیل شیب زیاد در دامنه های حوضه آبریز جعفرق و نیز شدت هواز دگی فیزیکی و وجود سنگ های متامورفیک مواد تولیدی حاصل از عملکرد هواز دگی روی دامنه زیاد می باشد و در نتیجه امکان وقوع ریزش های واریزه ای و بهمن های سنگی را فراهم آورده است. مقادیر ریزش یافته قطعات سنگی تیز و گوشه دار که حاصل تخریب شیب ها و اسلپ ها است، بسیار زیاد می باشد. معمولاً در محل هایی که آب چشمه ها و یا قنات کوچک روی دامنه انتقال یافته باشد و یا وقوع رگبارهای شدید کوهستانی که منجر به خیس شدن خاک زیر قطعه سنگ ها می شود وقوع پدیده بهمن سنگ ریزش بیشتر خواهد بود. به ویژه در دامنه های مشرف به رودخانه اصلی که شیب به بیش از ۶۰ درصد می رسد، پدیده ریزش قطعات سنگی بیشتر است. این ریزش های قطعه سنگی خسارات زیادی به باغات و سکونتگاه ها وارد آورده است. هم چنین حجم قطعات سنگی خرد شده روی دامنه زیاد است. طبق نتایج حاصل از پهنه بندی و هم چنین در نظر گرفتن ویژگی های زمین شناسی منطقه و جنس سنگ بستر دامنه ها به همراه بررسی مسائل هیدرولوژیکی به لحاظ افزایش بار دبی در فصول خاص و بارش های شدید کوهستانی حوضه و نیز تغییر کاربری زمین به خصوص بر روی شیب دامنه ها شرایط را برای وقوع هر چه بیشتر ناپایداریهای دامنه ای بویژه پدیده لغزش در سطح منطقه بوجود می آورد که لزوم برنامه ریزی جهت مقابله با این ناپایداریها برای کاهش خسارات احتمالی ناشی از آن ضروری به نظر می رسد. لازم به ذکر است که پس از بررسی هر یک از موارد ذکر شده در قسمت های پیشین و در نظر گرفتن امتیاز هایی که با توجه به اهمیت هر یک از پارامتر ها تعیین گردید جدول امتیاز دهی زیر تدوین گردید . جدول شماره (۴) که بیانگر نتایج امتیاز دهی می باشد.



نقشه شماره (۵) تعیین واحد های کاری برای پهنه بندی حرکات دامنه ای در حوضه کوهستانی جعفرق - سازمان آب منطقه ای

نقشه شماره (۶) پهنه بندی وقوع حرکات دامنه ای در حوضه کوهستانی جعفرق

نتیجه گیری

امکان بروز ناپایداریهای دامنه ای در این نواحی با توجه با تشدید کاربری زمین و استقبال عمومی از مناطق ییلاقی واقع در این نواحی و هم چنین بادر نظر داشتن جاذبه های گردشگری در کنار وجود سازند های سست و سطحی خاص برخی از نواحی کوهستانی بویژه در قسمت شمال شرق کشور افزایش یافته ، و تشدید این ناپایداریهای دامنه ای ممکن است منجر به مخاطرات محیطی و کاتاستروفیسم گردد. خطراتی که همه ساله علاوه بر تحمیل خسارات مالی فراوان جان افراد را نیز با خطر مرگ مواجه می سازند. با مطالعه در زمینه ویژگی های زمین شناسی منطقه ، مشخص شد که جنس سنگ بستر دامنه ها در وقوع لغزش ها تا چه اندازه موثر بوده است . همان طور که قبلا گفته شد ، قسمت اعظم حوضه آبریز جعفرق از واحد های سنگی شیست و فیلیت تشکیل یافته است . به طوری که این واحدها در برابر عوامل خارجی نظیر فرسایش و جریان آب مقاومت کمی داشته و به راحتی آسیب می بینند و به این ترتیب شرایط را برای بروز حرکات دامنه ای به ویژه لغزش ها فراهم می آورند ، همچنین پس از بررسی مسائل هیدرولوژیکی حوضه مشخص شد که رودخانه در اواخر زمستان و اوایل بهار بیشترین دبی جریان را دارد و با توجه به این که بارش های شدید در حوضه به دلیل کوهستانی بودن آن زیاد است ، شرایط برای سیلابی شدن رودخانه فراهم است که این مسئله بروز ناپایداریهای دامنه ای را تشدید می کند لذا با تغییر کاربری زمین به خصوص بر روی دامنه های شیب دار و بر هم زدن شیب طبیعی دامنه ها به منظور ساخت و ساز مکان های توریستی و تفریحی و هم چنین احداث باغات و ایجاد مناطق مسکونی شرایط را برای وقوع بیشتر حرکات دامنه ای و ناپایداریهای دامنه ای در منطقه فراهم آورده اند . براساس نتایج بدست آمده از پهنه بندی حوضه آبریز جعفرق ، حوضه مورد مطالعه به سه پهنه مستعد در بروز ناپایداریهای دامنه ای (منطقه با خطر کم I با مساحت ۹۸۱ درصد، منطقه با خطر متوسط II با مساحت ۴۲۰۳۶ درصد و منطقه قابل توجه با خطر زیاد III با مساحت ۴۷۸۳ درصد) تقسیم بندی شد. با توجه به بیان موارد ذکر شده ، ضرورت انجام مطالعات دقیق و ارائه برنامه ریزی اصولی برای پیشبرد اهداف در حیطه برنامه ریزی محیطی برای کاهش و حتی جلوگیری از بروز خطرات کاتاستروفیسم احتمالی در این مناطق لازم می باشد.

منابع

- ۱- ارومیه ای، علی و امین زاده، محمدرضا (۱۳۷۷) ارزیابی خطر زمین لغزش در حوزه آبخیز هلیل رود - مجموعه مقالات در بین همایش ملی رانش زمین و راه های مقابله با خطرات آن .
- ۲- امامی، سید نعیم و الهامی، رحمت الله (۱۳۸۴) ارزیابی و اولویت بندی چند روش پهنه بندی خطر زمین لغزش در زاگرس مرکزی - بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین شناسی سازمان زمین شناسی کشور .
- ۳- بهنیا فر، ابوالفضل - منصوری (۱۳۸۶) پهنه بندی ارزیابی زمین لغزه ها در دامنه های شمال غربی در زون بینالود - چشم انداز جغرافیایی - شماره ۵ زمستان .
- ۴- بهنیا فر - ولایتی (۱۳۸۶) طرح پژوهشی اثرات لغزش های زمین بر سکونتگاه های روستایی در دامنه های شمالی بینالود.
- ۵- پزشکی - محمود (۱۳۸۴) عوامل ناپایداری دامنه ها در حوضه آبریز سد تبارک آباد و راهکارهای کنترل آن در مدیریت محیطی - پایان نامه کارشناسی ارشد.
- ۶- پور لطیفی، علی - گزارش ورقه ای نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰
- 7- Alcantera, Ayala (2004) Geomorphology, natural hazard vulnerability and prevention of natural disaster in developing countries.
- 8- Anbalagan, R (2004) Landslide hazard evaluation and zoning mapping in mount - Ainous Terrain. Engineering Geol 36.
- 9- Thiery. Y. Malet. J-P, sterlacchini, puissant, A., Maquaire, O. (2007) Lands lid susceptibility assessment by bivariate methods at large scale . Application to a complex mountiaious environment . Geomorphology magazine xx (in the print)
- 10- Dai, f.c , Lee C,F (2002) Landslide characteristic and slop instability modeling using GIS. Lan tau iland. Hong kong - Geomorphology vol - 42 , pp. 213 - 228 .

مدل سازی حجم رواناب و بارش موثر با استفاده از مدل های هیدرولوژیکی HEC-1 و OC Hydrograph (مطالعه موردی حوضه کسلیان)

^۱ نفیسه اشتري ، ^۲ عارفه شعبانی عراقی

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد مخاطرات انسانی دانشگاه تهران n.ashtari@ut.ac.ir

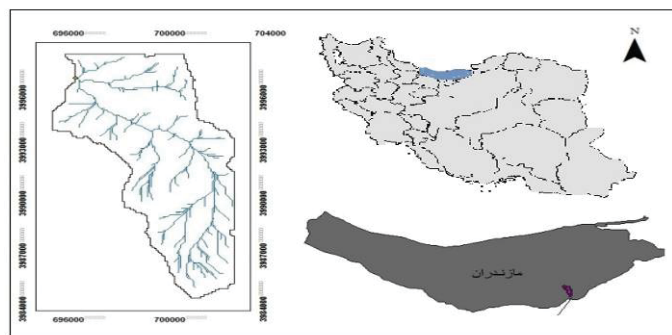
^۲ کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه تهران a.shabani@ut.ac.ir

۱-مقدمه

باران یکی از پدیده های جوی است که زندگی انسان و موجودات را تحت تاثیر قرار داده و نقش مهمی را در حیات آن ها ایفا می کند (آقا رضی و دیگران ۱۳۸۶، ۹۵). برآورد بارش رواناب و سیل به دلیل تاثیرگذاری عوامل مختلف دشوار است (جهانگیر و دیگران ۱۳۸۷، ۷۲). تاکنون مدل های فراوانی برای شبیه سازی فرآیند بارش-رواناب در یک حوضه توسط محققان توسعه داده شده اند. با توجه به اینکه میزان رواناب یک حوضه تحت تاثیر عوامل بسیاری است، بیشتر مدل های بارش رواناب براساس اطلاعات مشاهداتی پیشین حوضه ها، فرمول بندی و با یک مدل بسط داده شدند (میر عباسی نجف آبادی و همکاران، ۱۳۹۰، ۴۰). اما امروزه با استفاده از مدل های هیدرولوژیکی در نرم افزارهای پیشرفته امکان شبیه سازی های دقیق را ایجاد کرده است. سیل نیز یکی از پدیده های ویرانگر طبیعی است که برنامه ریزی برای مهار و مدیریت سیلاب ها مستلزم درک صحیح و دقیق از مدل سازی باران-رواناب می باشد (سید کابلی و همکاران، ۱۳۸۸، ۹۸). متغیرهای موثر در بروز سیل عبارتند از: ژئومورفولوژی، هیدرولوژی، زمین شناختی، اقلیم، توپوگرافی و غیر طبیعی نظیر: عامل انسان با تغییر کاربری اراضی اطراف رودخانه ها، و... اشاره نمود (نصیری ۱۶، ۱۳۸۴). برنامه ریزی و مدیریت منابع آب های سطحی می تواند راهی مؤثر برای پیشگیری و کنترل سیل باشد (اسدی و دیگران ۱۳۸۹، ۴). بررسی کارشناسی نشان داده که بسیاری از حوادث اخیر سیل در ایران در زمره حوادث غیرمترقبه طبیعی نیستند و دخل و تصرف انسان سبب به وجود آوردن آن گردیده است (سرلک، ۳۲، ۱۳۸۳). کنترل سیلاب و مدیریت دشت نیازمند تحلیل های هیدرولیکی و هیدرولوژیکی مرتبط با سیل است. در این راستا نرم افزار های مختلفی، جهت پیش بینی سیل ارائه شده است مدل های WMS توانایی شبیه سازی هیدروگراف سیل، محاسبه پروفیل سطح آب و تهیه نقشه پهنه بندی سیل را دارد (اکبر پور و دیگران، ۱۳۸۷، ۲۱). درخشان (۱۳۸۹) به بررسی پتانسیل تولید رواناب و سیل خیزی در سطح حوضه آبخیز کسلیان و ارائه نقشه پهنه بندی سطح حوضه از لحاظ پتانسیل سیل خیزی را انجام داد. سلیمانی و همکاران (۱۳۸۷) با روندیابی زیر حوضه ها در حوضه کسلیان تا خروجی کل حوضه میزان مشارکت آن ها را در ایجاد سیل خروجی حوضه تعیین و زیر حوضه ها را از نظر سیل خیزی اولویت بندی نمود. صادقی و همکاران (۱۳۹۰) به بررسی ارتباط اجزای مختلف آبنگار واحد با استفاده از مولفه های پویای بارندگی در حوضه آبخیز کسلیان انجام دادند. کابلی و همکاران (۱۳۸۸) به ارزیابی روش های تلفات، در برآورد رواناب های سطحی حوضه آبریز کسلیان پرداختند. پرهت و صدقی (۱۳۷۸) با استفاده از مدل HEC-1 به ارزیابی روش های هیدروگراف واحد کلارک و در حوضه آبریزی واقع در حوضه جنوبی زاگرس مرکزی SCS پرداختند مقایسه آینده شبیه سازی شده و مشاهده ای در روشهای مختلف نشان داد که روش SCS بهترین نتیجه را در بر داشته است.

منطقه مورد مطالعه

حوضه معرف کسلیان به عنوان بخشی از رودخانه تالار و با مختصات طول جغرافیایی ۵۳° تا ۵۳° ۳۰' شرقی و عرض جغرافیایی ۳۵° ۵۸' تا ۳۶° ۷۲' شمالی در رشته کوه های البرز مرکزی در استان مازندران واقع شده است. شکل ۱. حوضه کسلیان با مساحت ۶۸ کیلومتر مربع به سه زیر حوضه ولیک چال، سنگده و سریند تقسیم می شود. بارندگی متوسط حوضه ۷۹۱ میلیمتر و متوسط دما ۱۱/۱۵ درجه سانتی گراد است (سلیمانی و همکاران ۱۳۸۷، ۵۳). رودخانه کسلیان یکی از شاخه های رودخانه تالار می باشد که به دریای خزر وارد می شود (صادقی و همکاران، ۱۳۹۰، ۴۶).



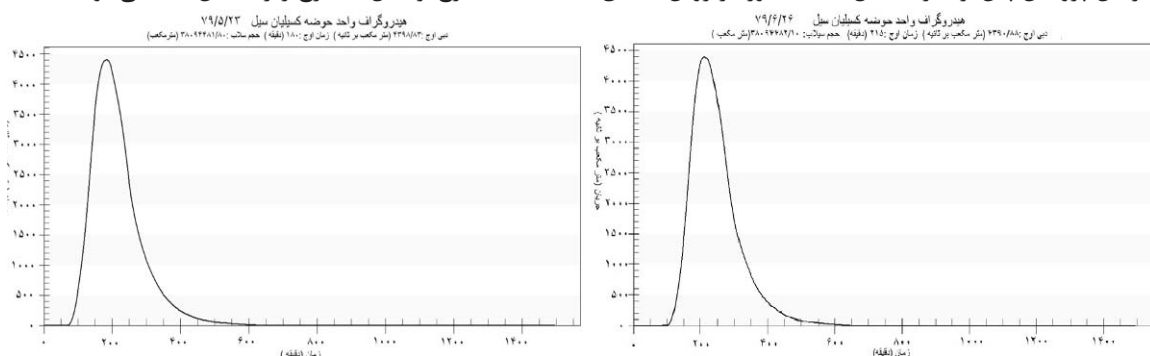
شکل ۱: موقعیت جغرافیایی حوضه کسلیان

۱- مواد و روشها

در این پژوهش پس از مطالعات کتابخانه‌ای و بررسی آمار و اطلاعات مبانی نظری تحقیق مورد بررسی قرار گرفت. جهت انجام این پژوهش از داده های مدل رقومی ارتفاعی (DEM)، نقشه حوضه زهکشی و تصاویر ماهواره ای و google Earth و آمار و اطلاعات بارشی ۲ رویداد سیل که در تاریخ های ۷۹/۵/۲۳ و ۷۹/۶/۲۶ اتفاق افتاده است بهره گرفته شده است. در ابتدا برای استخراج مرز حوضه آبخیز و شبکه زهکشی، نقشه فاصله از خروجی با استفاده از مدل (TOPAZ) در محیط WMS 9.1 استفاده شده است. جهت برآورد هیدروگراف سیل در حوضه کسلیان داده های ۲ رویداد سیل در سال ۷۹ تهیه شد. سپس با استفاده از مدل HEC-1 در محیط WMS هیدروگراف های واحد SCS زمان های تمرکز و زمان تاخیر به روش SCS استخراج شد و میزان دبی اوج، زمان اوج، حجم سیلاب نیز توسط این مدل استخراج گردید. در نهایت برای برآورد میزان بارش موثر در فرآیند رویداد سیل از مدل OC Hydrograph استفاده شد. در معرفی مدل HEC-1 باید بیان کرد این مدل در مرکز هیدرولوژیک مهندسی (HEC) تهیه شده است. این مرکز در زمینه های فنی از سطح و هیدرولوژی آبهای زیرزمینی، هیدرولیک رودخانه و حمل رسوب، آمار هیدرولوژیکی و تجزیه و تحلیل ریسک، تجزیه و تحلیل سیستم مخزن، تجزیه و تحلیل برنامه ریزی، زمان واقعی مدیریت کنترل آب فعالیت دارند. جهت تخمین سیلاب از روی داده های بارندگی یا استفاده از هیدروگراف واحد است. (کوهیان افضل وهمکاران، ۹۰، ۱۳۸۹). همچنین از مدل OC Hydrograph که باید بیان داشت مدل OC هیدروگراف برای محاسبه دبی های اوج و میزان تولید بارش موثر در فرآیند هیدروگراف های حوضه هایی که بیش از ۱ مایل مربع مساحت دارند در اورنج کانتی کالیفرنیا استفاده می شود، که ما از آن برای حوضه کسلیان استفاده کردیم.

۳- یافته ها و بحث

در این پژوهش پس از اجرای مدل های مذکور در روش تحقیق اطلاعات مستخرج از مدل به شرح زیر نمایش داده می شوند:



شکل ۲: هیدروگراف واحد SCS رویداد ۷۹/۵/۲۳ سمت چپ. هیدروگراف واحد SCS رویداد ۷۹/۶/۲۶ سمت راست

زمان تاخیر به روش SCS توسط مدل WMS-HEC-1 حوضه مطابق با معادله SCS برابر است با ۱/۷۵ hrs.

جدول ۱: دبی اوج - زمان اوج - حجم سیلاب توسط مدل WMS-HEC-1

تاریخ رویداد سیلاب	دبی اوج (متر مکعب بر ثانیه)	زمان اوج (دقیقه)	حجم سیلاب (متر مکعب)
۷۹/۵/۲۳	۴۳۹۸/۸۳	۱۸۰	۳۸۰۹۴۴۸۱/۸۰
۷۹/۶/۲۶	۴۳۹۰/۸۸	۲۱۵	۳۸۰۹۴۴۸۲/۱۰

جدول ۲: اطلاعات هیدرو گراف شامل زمان شروع و پایان سیلاب و میزان دبی توسط مدل WMS-HEC-1

تاریخ رویداد سیلاب	زمان شروع سیلاب (دقیقه)	زمان پایان سیلاب (دقیقه)	میزان دبی شروع سیلاب (متر مکعب بر ثانیه)	میزان دبی پایان سیلاب (متر مکعب بر ثانیه)
۷۹/۵/۲۳	۷۵	۶۲۰	۲۱/۰۷	۰/۰۱۳
۷۹/۶/۲۶	۸۵	۶۴۵	۰/۰۰۱	۰/۶۵۷

جدول ۳: معادلات و مقادیر زمان تمرکز محاسبه شده در مدل WMS-HEC-1

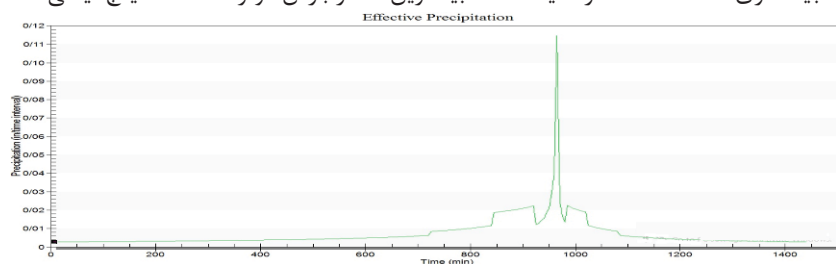
معادله	زمان تمرکز
کریبج برای جریانات سطحی روی زمین های بدون پوشش گیاهی	۱/۳۰ ساعت
کریبج برای جریانات سطحی روی زمین های پوشیده از چمن	۲/۵۹ ساعت
کریبج برای جریانات سطحی روی زمین های آسفالت	۰/۵۲ ساعت
کریبج برای جریانات سطحی روی زمین های بدون پوشش گیاهی (کوهستان)	۱/۵۶ ساعت
کریبج برای جریانات سطحی روی زمین های پوشیده از چمن (کوهستان)	۳/۱۱ ساعت
کریبج برای جریانات سطحی روی زمین های آسفالت (کوهستان)	۰/۶۲ ساعت
رامزر برای جریانات کانال	۸۳/۴۷ دقیقه
خمیدگی موز بخش	۴۱/۳۰ ساعت
کربای برای جریانات سطحی	۱۰۴/۱۴ دقیقه

جدول ۴ زمان پایه

تاریخ رویداد سیل	زمان پایه
۷۹/۵/۲۳	۷/۹۸
۷۹/۶/۲۶	۹/۵۳

تحلیل هیدروگراف واحد SCS

نتایج استخراج بارش موثر در مدل OC Hydrograph نشان می‌دهد که این مدل در حوضه کسلیان به دلیل مساحت کم حوضه شبیه سازی بارش موثر بخوبی انجام شده است و نتایج با دقت بالایی را از خود نشان داده است بطوریکه مطابق با شکل ۳ تولید بارش موثر در این حوضه برای ۱۴۴۰ دقیقه شبیه سازی شده است که در دقیقه ۹۶۵ بیشترین مقدار بارش موثر ۰.۱۱۴۷ اینچ یعنی ۲.۷۵۲۸ میلی متر است.



شکل ۳: نتاج بارش موثر در مدل OC Hydrograph

۴- نتیجه گیری

نتایج دو مدل انجام شده در حوضه کسلیان نشان می‌دهد که زمان تمرکز: هر چه حوضه شیب بیشتری داشته باشد زمان تمرکز کاهش یافته و زمان رسیدن به اوج افزایش می‌یابد و حوضه کسلیان هم چون یک حوضه کوهستانی و پرشیب است. زمان تمرکز کاهش یافته و زمان های رسیدن به اوج افزایش یافته است. زمان تاخیر: بر این اساس زمان تاخیر مطابق با روش SCS، ۱/۷۵ hrs است. زمان پایه: این زمان مدت زمان جریان سیل است بیشترین زمان جریان سیل برای واقعه ۷۹/۶/۲۶ است که زمان پایه ۹/۵۳ ساعت است. زمان رسیدن به دبی اوج: مدت زمانی که از شروع شاخه اوج هیدروگراف تا رسیدن به دبی اوج ادامه دارد زمان رسیدن به دبی اوج است بیشترین زمان رسیدن به اوج ۲۱۵ دقیقه برای واقعه ۷۹/۶/۲۶ می باشد. دبی اوج: شاخصی است که اهمیت زیادی در پروژه های مهار سیلاب دارد دبی اوج در حوضه کسلیان برای ۲ رویداد سیل دارای تغییرات ناگهانی نبوده بیشترین دبی اوج ۴۳۹۸/۸۳ متر مکعب بر ثانیه برای واقعه ۷۹/۵/۲۳ می باشد. حجم سیلاب: این حجم معادل سطح زیر هیدروگراف منهای آب پایه است که بیشترین حجم سیلاب ۳۸۰۹۴۴۸۲/۱۰ متر مکعب برای واقعه ۷۹/۶/۲۶ است. مساحت و شکل حوضه: چون حوضه کسلیان جز حوضه های کوچک قرار می گیرد لذا شکل هیدروگراف های تهیه شده برای

این دسته از حوضه ها نوک تیز بوده است علاوه بر این چون شیب آبراهه اصلی در حوضه های کوچک زیاد است باعث شده است تا شاخه خشکیدگی هیدروگراف های استخراج شده شیب بیشتری داشته باشد و آب پایه به سرعت کاهش پیدا کند. علاوه بر این شکل حوضه نیز در شکل هیدروگراف های استخراج شده موثر است چون حوضه کسلیان جز حوضه های کشیده قرار می گیرد بنابراین شکل هیدروگراف ها حالت کشیده دارد و باعث می شود تا دبی اوج حوضه کمتر باشد و زمان تخلیه سیلاب بیشتر شود. پوشش گیاهی هنگامی که شرایط مناسبی از نظر پوشش گیاهی در حوضه وجود داشته باشد هیدروگراف حالت کشیده پیدا میکند چون حوضه کسلیان از نظر پوشش گیاهی متراکم است هیدروگراف شکل کشیده دارد.

با توجه به مقایسه نتایج دو مدل HEC-1 و OC Hydrograph می توان گفت که چون مدل HEC-1 برای ارزیابی ارتباط رواناب و بارش از پارامترهای بیشتر ژئومورفولوژیکی چون مساحت حوضه شکل حوضه CN حوضه و پارامترهای هیدرولوژیکی چون زمان تمرکز و زمان تاخیر استفاده می کند می تواند ارزیابی دقیق تری از هیدروگراف حوضه در زمان وقوع سیلاب داشته باشد. همچنین نتایج استخراج بارش موثر در مدل OC Hydrograph نشان می دهد که این مدل در حوضه های کوچک کارایی بهتری برای شبیه سازی دارد و با توجه به نقشی که در فرآیند تولید بارش موثر در هیدروگراف حوضه در زمان وقوع سیلاب دارد می تواند نقش مکملی برای مدل HEC-1 داشته باشد.

۵-مراجع

- ۱- آقارضا، حشمت الله. تلوری، عبد الرسول وداودی راد، علی اکبر. ترسیم منحنی های عمق- مساحت و تداوم بارش در استان مرکزی، مجله پژوهش وسازندگی در منابع طبیعی، شماره ۷۴، (۱۳۸۶).
- ۲- اسدی، هانیه . مرادی، حمیدرضا. تلوری، عبد الرسول وصادقی، سید حمیدرضا. ارزیابی روشهای تخمین ضریب ذخیره آب نمود واحد لحظه ای کلارک در شبیه سازی آب نمود واحد سیل، مجله علوم وفنون کشاورزی ومنابع طبیعی علوم آب وخاک، شماره ۵۳، (۱۳۸۹).
- ۳- اکبر پور، ابوالفضل. کبار فرد، محمد وعنابی، فهیمه. سیستم مدل سازی حوضه آبریز، انتشارات سخن گستر، (۱۳۸۷).
- ۴- پرهت، ج. صدقی، ج. واسنجی و ارزیابی مدل HEC-1 در زیر حوضه بازفت در کارون، اولین همایش منطقه ای بیلان آب، اهواز، صص ۱۴۳-۱۳۳، (۱۳۷۸).
- ۵- جهانگیر، علیرضا. رائینی، محمود و ضیا احمدی، میرخالق. شبیه سازی فرآیند بارش-رواناب با شبکه عصبی مصنوعی (ANN) ومقایسه با مدل HEC-HMS در حوضه معرف کارده، مجله آب وخاک(علوم وصنایع کشاورزی)، جلد ۲۲، شماره ۲، (۱۳۸۷).
- ۶- درخشان، شهرام. غلامی، وحید و تقوی سلیمی، ادریس. ، شبیه سازی رفتار هیدرولیکی رودخانه های گوهررود و سیاه رود با HEC-RAS سیستم اطلاعات جغرافیایی و مدل هیدرولیکی، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، جلد ۱۶، (۱۳۸۹).
- ۷- سرلک، ع. ، پیش بینی تأثیرات اقدامات آبخیزداری در کاهش سیلاب در حوزه مادر سو استان گلستان، مجموعه مقالات سمینار کاهش اثرات و پیشگیری از سیل، ۲۵ و ۲۶ دی ماه، گرگان، (۱۳۸۱).
- ۸- سلیمانی، کریم. بشیرگنبد، محمد. موسوی، سیدرمضان وخلیقی، شهرام. ، پتانسیل تولید سیل در حوضه های آبخیز با استفاده از مدل HEC HMS در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی(مطالعه موردی حوضه آبخیز کسلیان)، پژوهش های جغرافیایی طبیعی، شماره ۶۵، صص ۶۰-۵۱، (۱۳۸۷).
- ۹- سید کابلی، حسام واخوند علی، علی محمد. ارزیابی روش های تلفات باران در شبیه سازی هیدروگراف سیل (مطالعه موردی: حوضه آبریز کسلیان)، نشریه آب وخاک (علوم وصنایع کشاورزی)، جلد ۲۳، (۱۳۸۸).
- ۱۰- صادقی، ج. ، بررسی علل موثر در سیلاب وارزایی عوامل قابل کنترل، مجله جنگل ومرتع، شماره ۲۶، (۱۳۷۴).
- ۱۱- کوهیان افضل، فرشاد و قلخانی، حسین. راهنمای کاربردی شبیه سازی بارش -رواناب با استفاده از مدل HEC-HMS، (۱۳۸۹).
- ۱۲- میرعباسی نجف آبادی، رسول. دین پژوه، یعقوب. فاخری فرد، احمد. ، مدل سازی بارش رواناب با استفاده از اصل ماکزیمم آنتروپی مطالعه موردی: حوضه کسلیان، مجله علوم وفنون کشاورزی ومنابع طبیعی، علوم آب وخاک، سال پانزدهم، شماره ۵۸، (۱۳۹۰).
- ۱۳- نصیری، علی. آنالیز روابط متغیرهای ژئومورفولوژی -هیدرولوژی در مدل سازی برآورد سیل (مطالعه موردی حوضه آبخیز امامه)، رساله دکتری ژئومورفولوژی با راهنمایی دکتر مجتبی یمانی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، (۱۳۸۴).

بررسی نظریه آشوب در پایش تغییرات ژئومورفولوژیک تپه‌های ساحلی با استفاده از الگوریتم فرسایش، انتقال و رسوب گذاری

^۱ سحر حافظی، ^۲ هیوا علمی زاده، ^۳ امید ماه پیکر

^۱ دانشجوی کارشناسی محیط زیست، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، sahar_hafezi67@yahoo.com

^۲ استادیار دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، heeva_1035@yahoo.com

^۳ دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، omidd8@gmail.com

مقدمه

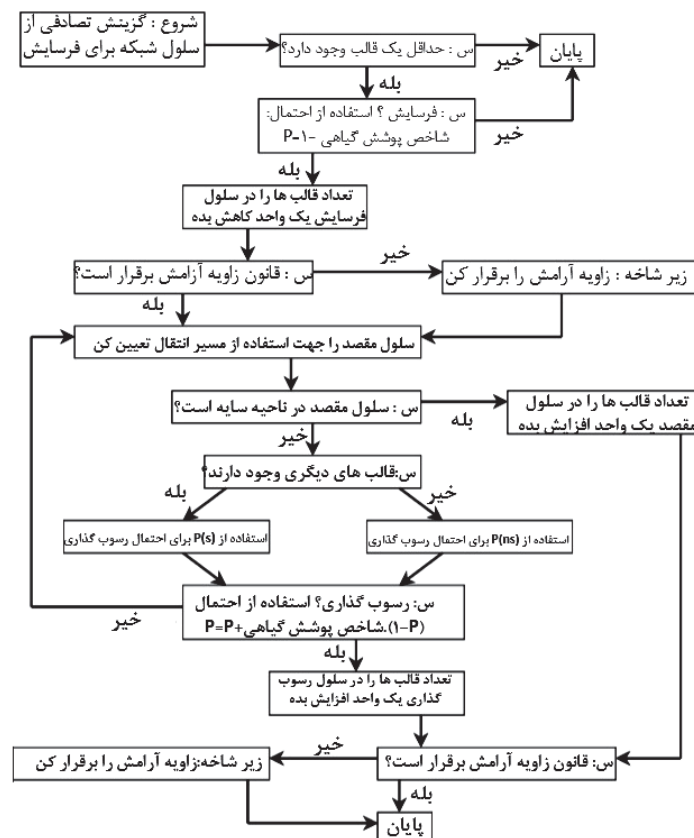
از دیدگاه ژئومورفولوژی سیستمی، برخی سیستم های ژئومورفیک سیستم های دینامیکی پیچیده ی غیرخطی هستند که رفتار آشوبناک، تصادفی و غیر قابل پیش بینی دارند. نظریه ی آشوب به درک، تحلیل و پیش بینی پذیری سیستم های ژئومورفیک کمک می کند و سعی دارد این سیستم های غیرخطی و بسیار حساس به شرایط اولیه را مورد مطالعه قرار دهد. سیستم های ژئومورفیک در عین حال خود سازمانده بوده و حالت فراکتال (برخال) دارند. این ویژگی را می توان در بسیاری از سیستم های جریانی، حرکت های توده ای، سیستم خاک و زمین های مرطوب ساحلی مشاهده کرد. با استفاده از نظریه ی آشوب می توان بین فرم (بعد فراکتال) و فرایند (خودسازماندهی) در پدیده های ژئومورفولوژیک روابطی را برقرار کرد (حافظی، ۱۳۹۱). سیستم های ساحلی می تواند به عنوان سیستم های انتشار پیچیده مثل انرژی باد و امواج که در مناطق ساحلی منتشر می شود و همچنین برهم کنش بین مورفولوژی، انتقال رسوب و دینامیک سیالات که به شدت غیرخطی هستند، تقسیم بندی شود (Southgate and Moller, 2000). پاسخ مورفودینامیک در مناطق بندری تحت تأثیر نیروهای ناشی از شکست امواج است، درحالی که مناطق ساحلی بلند و مناطق تپه ای نیروهای خارجی توسط امواج را کمتر تجربه می کنند. در نواحی دورتر خودسازمانده بودن پروفیل به مراتب غالب تر است. سیستم های دینامیکی غیرخطی با تعریف مفاهیمی چون آشوب، فرکتال و خودسازمانده در همه علوم فیزیکی و انسانی پیشرفت چشمگیری داشته است. بر طبق مدل های عددی سیستم های هواشناسی جهانی، تغییرات اندکی در شرایط اولیه، حالت نهایی را به شدت تغییر می دهد. این وابستگی شدید به شرایط اولیه، توسط سیستم های شامل ضرایب غیرخطی ارائه می شود، به ویژه وقتی که به سیستم نیرو وارد شود. یک سیستم وقتی گفته می شود تحت تأثیر نیروست که دینامیک داخلی آن به وسیله انرژی ناگهانی از خارج به حرکت در آید (مثل انرژی خورشید که به سیستم جهان می رسد) و یک سیستم وقتی تحلیل می رود که انرژی مؤثر (در قالب جملاتی با توانایی انجام کار) به شکل غیرقابل استفاده تبدیل شود (عمدتاً به شکل اصطکاک). وابستگی شدید به موقعیت اولیه فقط در سیستم های پیچیده قابل مشاهده نیست، بلکه حتی در ساده ترین معادلات منطقی در زیست شناسی انسانی کاربرد دارد.

درون ناحیه آشوب، نواحی با حالت نوسانی ثابت قابل تشخیص هستند و این نواحی پایدار روی هر مقیاس ممکن از دیاگرام ظاهر می شوند. این نواحی که به صورت تکراری ظاهر می شوند فرکتال نام دارند. تکامل یک سیستم دینامیکی با گذشت زمان می تواند به وسیله ردیابی مقادیر لحظه ای n حالت مختلف در فضای n بعدی مشاهده شود (یعنی فضای فاز). یک سیستم در حالت ثابت به صورت نقطه ای در فضای فاز ظاهر خواهد شد، در صورتی که یک نوسانگر پایدار یک حلقه بسته را در فضای فاز ترسیم می کند. نقطه و حلقه بسته برای سیستم های متناظر هردو جاذب هستند یعنی سیستم صرف نظر از بازه شرایط مرزی و آشفتگی، به سمت این حالات توسعه پیدا می کند (Andreas, 2002). یک نوسانگر که تحت تأثیر نیروست و میرایی دارد (برای مثال یک پاندول در حال حرکت با وجود اصطکاک) ممکن است در یک فضای فاز دو بعدی باشد که در این صورت تحت تأثیر متغیرهای مکان زاویه ای و سرعت است. نوسانگر میرا، به دور نقطه ای جاذب می چرخد که سرانجام در آن متوقف می شود. درحالی که تحت نسبیتی از نیرو و میرایی، سیستم نوسانی در فضای فاز خارج از حلقه بسته ظاهر می شود. در این راستا این سیستم غیرخطی تحت موقعیت هایی رفتار تصادفی را نشان می دهد و به عنوان فرکتال در فضای فاز ردیابی می شود. این فرکتال یک رایشگر برای سیستم در فضای فاز است. فرکتال ها می توانند مصادیق زمانی، مکانی و یا فضای فازی از آشوب در سیستم های دینامیک غیرخطی باشند.

مواد و روشها

مدل شبیه سازی بر پایه الگوریتم فرسایش، انتقال و رسوب گذاری در در تپه های ساحلی مورد استفاده قرار می گیرد. قانون کلی این الگوریتم بدین گونه است که مقداری ماسه در طول یک سطح شبیه سازی شده به طرز تصادفی منتقل می شوند، یعنی فرآیندهای فرسایش، انتقال و رسوب گذاری

به صورت تصادفی تعیین می‌شوند (Momiji, 2000). مدل از شبکه‌های سلولی مربعی تشکیل شده است که حاوی ماسه هستند و ارتفاع این شبکه‌ها بر اساس توپوگرافی تعیین می‌شود و فرآیند انتقال ماسه‌ها بر اساس حرکت متوالی قالب‌ها در امتداد شبکه‌ها شبیه‌سازی شده است. شبیه‌سازی انتقال ماسه با گزینش تصادفی از سلول‌های شبکه تحت حالت فرسایش آغاز می‌شود و اگر سلول شبکه محتوی ماسه باشد، قالب بالایی جهت انتقال به سمت بالا حرکت می‌کند. طبق مدل در صورتی فرسایش به لایه پایین‌تر می‌رسد که امکان فرسایش بیشتر در لایه سطح آن وجود نداشته باشد. بعد از فرسایش، قالب در طول مسیر انتقال، L ، به سمت موقعیت جدید روی شبکه حرکت می‌کند (شکل ۱). این مسیر انتقال متناسب با جهت باد است و سلول شبکه‌ای که برای رسوب‌گذاری ماسه انتخاب می‌شود، به طور تصادفی تعیین می‌شود. اگر سلول شبکه برای رسوب‌گذاری انتخاب شود، تراکم در آن سلول افزایش می‌یابد، و اگر سلول شبکه انتخاب نشود، قالب مسیر انتقال را ادامه می‌دهد تا در مکان جدیدی رسوب‌گذاری کند. این فرآیند آن قدر تکرار می‌شود تا قالب نهایتاً رسوب‌گذاری کند. در این الگوریتم فرآیندهای فرسایش و رسوب‌گذاری به طور تصادفی تعیین می‌شوند و مسیر انتقال توسط یک بردار با مؤلفه‌های X و Y شکل می‌گیرد که در ابتدای شبیه‌سازی، این بردار متناسب با نیروهای موجود و جهت باد تعیین می‌شود. فرآیند فرسایش توسط احتمال فرسایش در هر سلول شبکه تعیین می‌شود. در الگوریتم اصلی این احتمال برابر با یک است یعنی همه سلول‌ها برای فرسایش انتخاب و منتقل می‌شوند. فرآیند رسوب‌گذاری نیز توسط احتمال رسوب‌گذاری یعنی P کنترل می‌شود. بر این اساس اگر سلولی محتوی ماسه باشد P_s و اگر محتوی ماسه نباشد P_{ns} است.



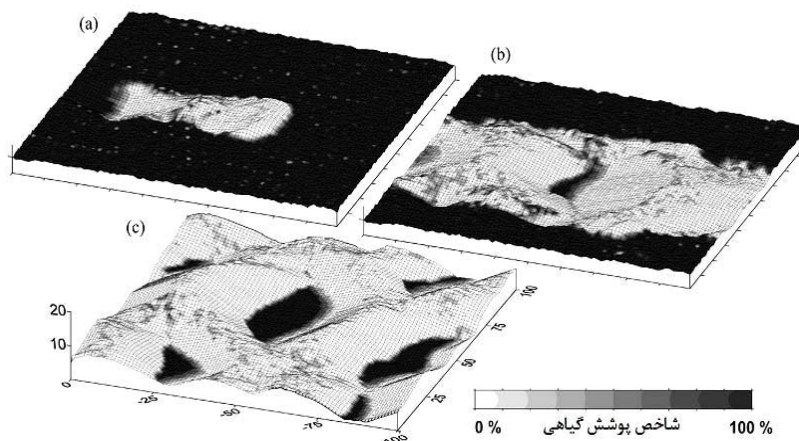
شکل ۱: الگوریتم فرسایش، انتقال و رسوب‌گذاری تحت تأثیر پوشش گیاهی

در این مدل محدودیت ناحیه سایه وجود دارد. این ناحیه سطحی است که در آن اثر جریان باد برای انتقال ماسه خیلی ناچیز است. در این مدل این ناحیه متناسب است با زاویه‌ای که بالاترین نقطه تپه با افق می‌سازد که ۱۵ درجه در نظر گرفته شده است (β زاویه ناحیه سایه است). در این ناحیه احتمال فرسایش صفر و احتمال رسوب‌گذاری یک است. فروریزش برای برقراری زاویه آرامش تعبیه شده است که غالباً برابر با زاویه ۳۳ درجه نسبت به افق است. بعد از اضافه شدن یک قالب، مدل این زاویه را بررسی می‌کند که برقرار است یا خیر. در صورتی که این زاویه برقرار نباشد قالب به سلول مجاور و پایین‌تر منتقل می‌شود و به همین ترتیب شیئی ایجاد می‌شود که اجازه ندهد این زاویه از ۳۳ درجه تجاوز کند. برای در نظر گرفتن پوشش گیاهی در مدل باید اندکی اصلاحات صورت گیرد و الگوریتم جدید مجدداً تعریف شود. هر سلول شبکه اکنون شامل دو متغیر است: ۱- تعداد

قالب‌های ماسه در موقعیت مورد نظر و ۲- متغیری که تأثیر پوشش گیاهی بر فرآیندهای فرسایش و رسوب‌گذاری در آن موقعیت توصیف کند. این متغیر به عنوان FAI^{31} تعریف می‌شود و مقداری بین صفر تا یک را دارد (یا می‌تواند بین صفر تا ۱۰۰٪ داشته باشد). این شاخص فرآیندهای فرسایش و رسوب‌گذاری را دست‌خوش تغییر قرار می‌دهد، ولی بر روی مسیر انتقال اثر ندارد. شاخص احتمال، فرسایش را بدین صورت تغییر می‌دهد: در صورتی که ۱۰۰٪ باشد احتمال فرسایش صفر و در صورتی که صفر باشد احتمال فرسایش یک است و این تغییرات به صورت خطی است. فرآیند رسوب‌گذاری نیز به این صورت خطی است ولی از P_s یا P_{ns} شروع می‌شود و در جایی که شاخص ۱۰۰٪ باشد این احتمال به یک می‌رسد. این شبیه‌سازی تقریبی به خوبی تأثیر پوشش گیاهی را در اختلاف سرعت لازم برای شروع و تداوم فرآیند انتقال نشان می‌دهد. اگرچه روابط دقیق پیچیده و اکثراً غیرخطی است، اما این فرضیه ساده که برای اثر پوشش گیاهی توضیح داده شد برای سازگاری با مدل انتقال ماسه در الگوریتم اولیه انتخاب شده است و در آن پوشش گیاهی حالت ثابتی در چشم‌اندازها ندارد. چرخه پوشش گیاهی که در الگوریتم بیان شد ارتباط بین مقیاس زمانی و مکانی را برقرار می‌کند (تعادل فرسایش/رسوب‌گذاری) به عنوان نتیجه، مسیر انتقال و توابع رشد باید به صورت مشخصه‌ای از اندازه سلول و ارتفاع قالب تفسیر شوند و بدین ترتیب تغییرناپذیری مدل از بین می‌رود. با اضافه شدن توصیفات بالا به الگوریتم مدل در شکل زیر برای یک چرخه فرسایش، انتقال و رسوب‌گذاری نمایش داده شده است (شکل ۱).

یافته‌ها و بحث

در الگوریتم شبیه‌سازی، بر هم کنش سلول‌های مجاور با استفاده از قواعد ریاضی و فیزیک شبیه‌سازی می‌شود. در شکل ۲ گسترش چشم‌انداز تپه‌های ساحلی شامل یک پوشش گیاهی دینامیک تحت بیش‌ترین حالت انتقال ماسه نشان داده شده است (شکل ۲). مقادیر روشن در شکل اختلاف اثر پوشش گیاهی را در چشم‌انداز نشان می‌دهد. سطح پوشیده از گیاه اولیه به سرعت در سراسر منطقه مدل فعال و یک چشم‌انداز پیچیده را توسعه می‌دهد که در آن توپوگرافی از حالت تپه‌ای گرد طی یک مرحله با تپه‌های هلالی، کم و بیش به سمت تپه‌های عرضی تغییر فرم می‌دهد. درحالی‌که پوشش گیاهی بالای تپه‌های گرد را در مراحل اولیه اشغال می‌کند، در حالت نهایی به سطوح شیب‌دار محدود می‌شود و نقشی در ثابت شدن گسترش اطراف تپه‌ها ایفا نمی‌کند و فرآیند طوری کنترل می‌شود که گسترش تپه‌ها سهمی شکل باشد (Andreas, 2002). پوشش گیاهی دینامیکی قابلیت محدود کردن گسترش تپه‌ها را برای تپه‌های اولیه بدون پوشش گیاهی ندارد؛ در عوض، کل سطوح مدل به سرعت به چشم‌انداز تپه‌ای تبدیل می‌شوند. شبیه‌سازی‌های دیگری با استفاده از مقادیر مختلف انتقال ماسه و توابع رشد با اختلاف کوچکی در خطا تولید شده که انواع چشم‌اندازهای تپه‌ای را در بر می‌گیرد.



شکل ۲: نحوه شکل‌گیری تپه‌های ساحلی به ترتیب طی ۱۰، ۲۰ و ۵۰ سال در یک شبکه با ابعاد افقی و عمودی ۱۰۰ سلول و اثر پوشش گیاهی بر آن‌ها با استفاده از پوشش گیاهی پایدار و موقعیت‌های انتقال ماسه، شکل حالت سهمی شدیدتری به خود می‌گیرد و گسترش تپه‌های اولیه تحت رژیم باد غالب محدودتر می‌شود (در شکل 2a نشان داده شده است). پیشروی همزمان به سمت مرز در جهت باد نیز به وضوح قابل دیدن است. با این حال، برای توسعه پیشروی و ساختار اصلی تپه از طریق سطح مدل جابجا می‌شود، و گسترش تپه از طرفین توسط پوشش گیاهی محدود نمی‌شود. در عوض، تپه در سراسر منطقه‌ی مدل گسترش می‌یابد و سرانجام، پوشش گیاهی به درون دره تپه (شکل c, b, 2) محدود شده است. در این

³¹ frontal area index

الگوریتم، به موقعیت انتقال ماسه و پوشش گیاهی تاکید شده و در بعضی موارد رفتارهای تصادفی ظاهر می‌شود، یعنی تغییرات کوچکی در شرایط اولیه، تغییرات شدیدی را در الگوهای پوشش گیاهی و مورفولوژی ایجاد می‌کند.

نتیجه گیری

الگوریتم شبیه‌سازی چند مورد را تبیین می‌کند: اولاً حضور بیش از یک گونه گیاهی در هر سلول شبکه باید تطبیق داده شود، بنابراین دو تابع رشد پایدار و دینامیکی با دینامیک‌های انتقال به طور همزمان عمل می‌کنند. در این مدل در صورتی که هر دو تابع رشد دینامیکی و پایدار بطور همزمان در مدل‌سازی لحاظ شوند، شبیه‌سازی نواحی هموار نسبتاً پایدار که فاقد هرگونه پوشش گیاهی است به وسیله پوشش گیاهی پایدار اشغال می‌شوند. در نتیجه تکه‌های به هم پیوسته از الگوهای پوشش گیاهی و مورفولوژی به دست خواهد آمد. دوماً، این مدل از نظر عامل سرعت باد روی شیب‌های مختلف، توسعه دقیق‌تر پروفیل سطح مقطع از مورفولوژی تپه‌ها را فراهم می‌آورد. هدف مهم دیگر در آینده باید توسعه متناسب متغیرهای فضای فاز برای مقادیر ممکن چشم‌اندازهای ربایشگر باشد به طوری که مشخصات مورفولوژی و پوشش گیاهی را ترکیب کند. به طور کلی بهره‌گیری از الگوریتم شبیه‌سازی و نظریه آشوب در مطالعه سیستم‌های ساحلی می‌تواند در پایش تغییرات ژئومورفیک تپه‌های ساحلی، واقعیت‌های موجود و انکشاف قانونمندی‌های حاکم بر آن‌ها، موثر واقع گردد و معیارهای کمی را برای سنجش شاخص‌های مدیریتی در پایش تغییرات فراهم آورد.

مراجع

- ۱- حافظی، سحر، نظریه کیاس و فراکتال در علوم محیطی، پایان نامه کارشناسی محیط زیست، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، ۶۷، ۱۳۹۱.
- ۲- کرم، امیر. نظریه ی آشوب-فراکتال(برخال) و سیستم های غیرخطی در ژئومورفولوژی. فصل نامه جغرافیای طبیعی. سال ۳. شماره ۸. ۱۳۸۹.
- 3-Andreas, Baas , **Chaos, fractals and self-organization in coastal geomorphology: simulating dune landscapes in vegetated environments**, Geomorphology 48, 309-328, 2002.
- 4- Cai-Wan Chang-Jian, Chao-Kuang Chen, Chaos and bifurcation of a flexible rotor supported by porous squeeze couple stress fluid film journal bearings with non-linear suspension, Chaos, Solitons & Fractals, Volume 35, Issue 2, pp 358-375, 2008.
- 5- Magnitskii, N.A, **Universal Theory of Dynamical Chaos in Nonlinear Dissipative systems of differential equations**, Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation, Volume 13, Issue 2, pp 416-433, 2008.
- 6- Meresse, S, et.al., **Formation and evolution of the chaotic terrains by subsidence and magmatism: Hydrates Chaos**, Mars, Icarus, Volume 194, Issue 2, pp 487-500, 2008.
- 7- Momiji, H., Carretero-Gonzalez, R., Bishop, S.R., Warren, A, **Simulation of the effect of wind speedup in the formation of transverse dune fields**. Earth Surface Processes and Landforms, 25, 905- 918, 2000.
- 8- Southgate, H.N., Moller, I., **Fractal properties of coastal profile evolution at Duck, North Carolina**. Journal of Geophysical Research 105, 11489- 11507. 2000.
- 9- Zelinka, I, **Real-time deterministic chaos control by means of selected evolutionary techniques**, Engineering Applications of Artificial Intelligence, Volume 22, Issue 2, pp 283-297, 2009.

نقش آبدهی رودهای حوزه آبریز دریای خزر برنوسان سطح تراز آب دریای خزر

محمدرضا یوسفی روشن

دکترای ژئومورفولوژی و مدرس دانشگاه فرهنگیان پردیس دکترشریعتی ساری

۱-مقدمه

آب دریای خزر در دوره های مختلف زمانی نوسان داشته است علت اصلی کاهش تراز آب دریای خزر در سالهای فوق کاهش شدید ورودی آب رودخانه ای و قبل از همه ولگا بوده که به شرایط اقلیمی و نیز به فعالیت اقتصادی مردم حوزه خزر وابسته بوده است. دوره ی بودن نوسانات درازمدت خزر به تائید بسیاری از محققان رسیده است. از سال ۱۷۰۰ برحسب اطلاعات تاریخی و از سال ۱۸۳۰ برحسب اطلاعات ثبت ابزاری، ایستگاه تراز سنجی باکو، نوسانات تراز دریا در دامنه ۴ متر تعیین گردید. محدوده مورد مطالعه رودهای حوزه آبریز دریای خزر می باشد که مساحت حوزه آبریز دریای خزر ۳/۵ میلیون کیلومتر مربع است که ۹۰ درصد آن در کشور روسیه و دیگر کشورهای منشعب از شوروی سابق و مابقی در کشورهای ایران و ترکیه واقع شده است. هدف این تحقیق بررسی میزان آبدهی رودهای حوزه آبریز دریای خزر برنوسانات آب دریای خزر می باشد. و در نهایت درصد آبدهی و مولفه های بیلان آب هریک از رودها در نوسان آب دریای خزر مشخص و مورد تجزیه و تحلیل می گردد.

۲-مواد و روش ها

جهت تحلیل نوسان سطح تراز آب دریای خزر از آمار ایستگاه تراز سنجی باکو در کشور آذربایجان، بندرانزلی و ایستگاه نوشهر استفاده گردید. جهت تحلیل میزان آبدهی رودها آمار دبی رودهای حوزه آبریز دریای خزر در خاک ایران از آمار ایستگاه های وزارت نیرو، شرکت مدیریت منابع آب کشور استفاده گردید. و همچنین آمار دبی رودهای ولگا، کورا، ترک، اورال، سولاک و سمور مورد استفاده قرار گرفت و نقش آبدهی رودهای حوزه آبریز در نوسان آب دریای خزر مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

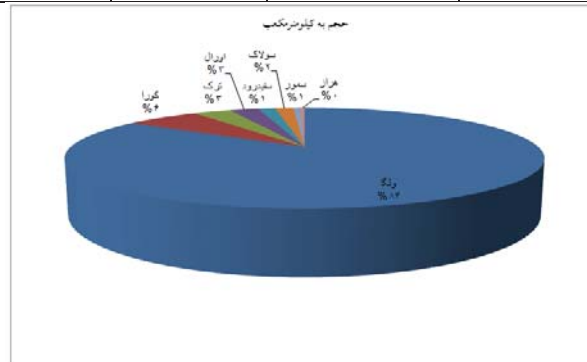
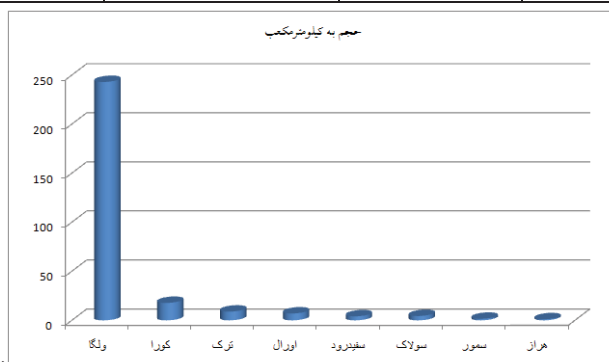
۳-یافته ها و بحث ها

بیش از ۱۳۰ رودخانه کوچک و بزرگ به دریای خزر می ریزد که رودخانه های بزرگ عمدتاً در سواحل شمالی و رودخانه های کوچک در سواحل باختری و جنوبی پراکنده اند. رودخانه ولگا بزرگترین رودخانه حوزه آبریز دریای خزر است و به تنهایی حدود ۸۰ درصد آب ورودی به دریا را تامین می کند. در ساحل ایران رودخانه سفید رود با میانگین آبدهی ۴ کیلومتر مکعب در سال بزرگترین رودخانه محسوب می شود. رودخانه هایی که به خزر شمالی می ریزند حدود ۸۵ درصد آبدهی رودخانه ای به دریا را تامین می کنند. در حالی که رودخانه های منتهی به خزر جنوبی حدود ۶۰ درصد بار رسوبی رودخانه ای را وارد دریای خزر می کنند. به علت گذر رودخانه های حوزه جنوبی خزر از کوهستان های پرشیب و با پوشش گیاهی کم، میزان رسوب دهی این رودخانه بیشتر است. مساحت حوزه آبریز دریای خزر ۳/۵ میلیون کیلومتر مربع است (نقشه ی شماره ۱) که ۹۰٪ آن در روسیه و دیگر کشورهای ساحلی منشعب از شوروی سابق قرار دارد و بقیه در ایران و اندکی نیز در ترکیه واقع است (علیزاده کتک لاهیجانی ۲۲، ۱۳۸۳). باتوجه به نمودار شماره ۱ بالاترین درصد آبدهی رودها مربوط به رودخانه ولگا با ۸۴٪ می باشد، به طوری که چهار رودخانه شامل ولگا، ترک، سولاک و سمور که از خاک کشور روسیه سرچشمه می گیرند و وارد دریای خزر می شوند، ۹۰٪ آب ورودی دریای خزر را تامین می کنند. پس رودهایی که از خاک روسیه سرچشمه می گیرند نقش مهمی در نوسانات تراز آب دریای خزر دارد به طوری هروقت میزان بارش درحوزه آبریز رودها افزایش یابد باعث افزایش تراز آب دریا خزر شده است. و هر وقت میزان آب ورودی کاهش پیدا کرد نقش مهمی در کاهش سطح تراز آب دریای خزر داشته است.

جدول شماره ۱ مشخصات رودخانه های بزرگ دریای خزر (علیزاده کتک لاهیجانی ۲۲، ۱۳۸۳)

نام رودخانه	نام کشور ساحلی	طول رودخانه km	مساحت حوزه آبریز هزار کیلومتر مربع	آبدهی در سال Km ³	درصد نسبت به دبی کل رودخانه های خزر	میزان رسوب سالانه M ^{ton}
ولگا	فدراسیون روسیه	۳۶۹۰	۱۴۰۰	۲۴۳	۸۰	۱۴
کورا	جمهوری آذربایجان	۱۳۶۰	۱۸۸	۱۷/۸	۶	۳۹/۷
ترک	فدراسیون روسیه	۶۲۳	۴۳/۲	۸/۹	۳	۱۵/۱
اورال	قزاقستان	۲۴۳۰	۲۳۷	۷	۲	۲/۷
سفید رود	ایران	۸۰۰	۶۷	۴/۱	۱/۵	۳۰
سولاک	فدراسیون روسیه	۱۶۹	۱۵/۲	۴/۴	۱/۵	۱۳/۲

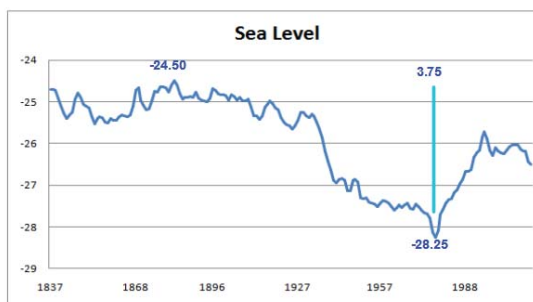
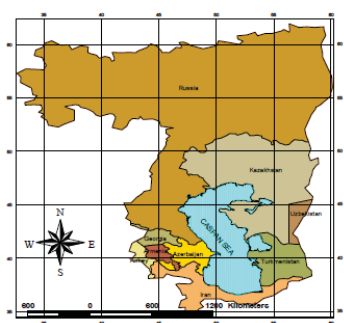
۴/۷	۰/۵	۱/۶۳	۷/۷۳	۲۱۳	فدراسیون روسیه	سمور
۲/۵	۰/۴	۱/۱	۰/۲۵	۱۸۵	ایران	هراز



نمودار شما

ر ۱ آبدی رود ولگا و ۷ رود دیگر و در صد آبدی رودهای مهم حوضه آبریز دریای خزر

رودخانه ولگا بزرگترین رودخانه بخش اروپایی روسیه است. این رودخانه از ارتفاعات والدائی سرچشمه گرفته و طول کلی آن ۳۵۳۱ کیلومتر می باشد. آب رودخانه ولگا، ۶۰ درصد آب برفی، ۳۰ درصد آب زیرزمینی و ۱۰ درصد آب باران تشکیل شده است (شمسی و همکاران، ۱۳۸۹، ۶).



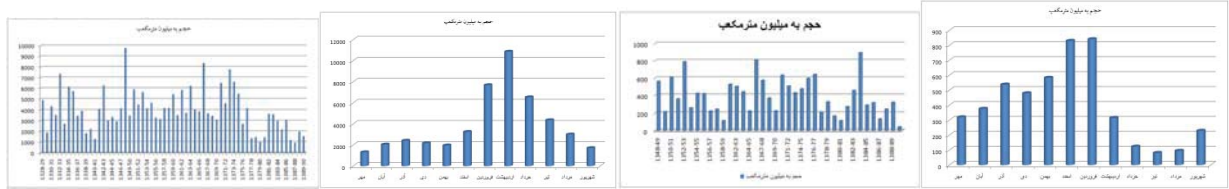
تصویر شماره ۱ دلتای ولگا نقشه ی احوضه آبریز دریای خزر (قانقرمه، ملک، ۱۳۹۱، ۸۶) نمودار ۲ نوسان تراز آب دریای خزر ۲۰۱۳-۱۸۳۷ میلادی

متوسط دبی رودخانه ولگا در دوره آماری ۱۹۳۸ تا ۲۰۱۱ معادل ۲۳۹/۶۱ کیلومتر مکعب بوده است. بالاترین آبدی در سال ۱۹۹۴ معادل ۳۳۳/۱۸ کیلومتر مکعب بوده است، این دبی تقریباً با بالاترین تراز دریای خزر در طی ۱۰۰ سال گذشته همزمان است همچنین پائین ترین مقدار ورودی نیز در سال ۱۹۷۵ معادل ۱۶۶/۰۹ کیلومتر مکعب تقریباً با پائین ترین تراز آب دریا همزمان است. روند کلی آبدی رود ولگا در طی این دوره آماری از یک روند افزایشی برخوردار است، اما مشخص می گردد از سال ۱۹۹۹ تاکنون روند آبدی رودخانه ولگا با روند کاهشی تراز آب همزمان می باشد، اما این کاهش بخصوص از سال ۲۰۰۶ به بعد بدون وقفه ادامه دارد که دلیل آن وقوع خشکسالی در منطقه بوده است. (قانقرمه، ملک، ۱۳۹۱، ۸۷)؛ آنجا که بیشترین میزان آبهای ورودی به دریای خزر به رودخانه ولگا اختصاص دارد، بنابراین مشخص می گردد نوسانات تراز آب دریای خزر تابعی از ورودی این رودخانه است. همچنین ۶۰ درصد آب رود ولگا از ذوب برف ها تامین می شود که همزمان با بالاترین تراز آب دریای خزر در طول یک سال که در فصل تابستان می باشد.

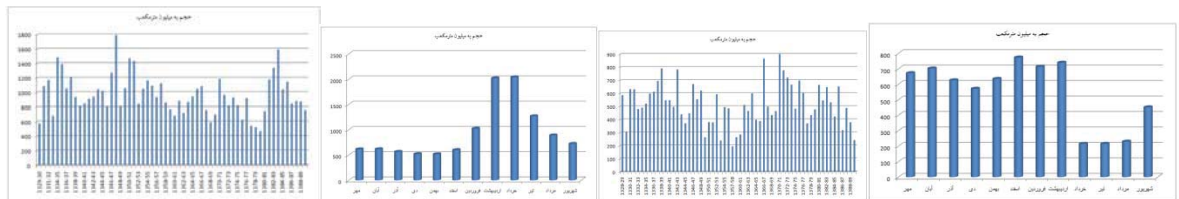
۱-۳ آبدی رودخانه های ایران

سواحل جنوبی دریای خزر از جمله مرطوب ترین و پربارش ترین سواحل دریای خزر است که رودخانه های متعددی از این بخش وارد دریای خزر می شوند که از جمله مهمترین آنها سفیدرود، تجن، هراز، بابلرود، گرگانرود، پلرود، تالار، نکا و چالوس را نام برد. بطور کلی حجم آبدی این رودخانه ها در حدود ۳/۵ درصد از ورودی رودخانه های کل خزر را به خود اختصاص می دهند. در نمودار شماره ۳ دبی رودخانه سفیدرود از دوره آماری سال آبی ۲۹-۱۳۲۸ تا ۹۰-۱۳۸۹ به مدت ۶۱ سال استفاده گردیده است. در این مدت بالاترین دبی مربوط به سال آبی ۴۸-۱۳۴۷ معادل ۹۷۷۴ میلیون متر مکعب می باشد و کمترین دبی مربوط به سال آبی ۸۸-۸۷ معادل ۹۲۵ میلیون متر مکعب بوده است. دبی متوسط سفید رود در دوره آماری معادل ۳۹۴۰ میلیون متر مکعب می باشد. در دبی ماهانه بیشترین دبی مربوط به اردیبهشت ۱۰۸۵۸ میلیون متر مکعب و کمترین آن مربوط به مهر ماه با ۱۳۱۷ میلیون متر مکعب می باشد.

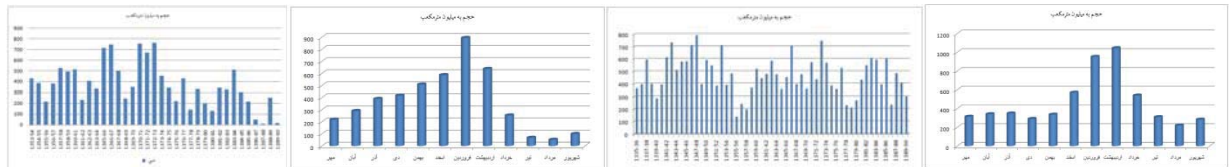
در نمودار شماره ۴ دبی رودخانه تنج از دوره آماری ۱۳۴۸-۴۹ تا ۱۳۸۹-۹۰ استفاده شده است. در دوره آماری مورد نظری بالاترین میزان آبدی در سال آبی ۱۳۸۳-۸۴ معادل ۸۹۳ میلیون مترمکعب و پائین ترین آن در سال آبی ۱۳۸۹-۹۰ معادل ۴۳/۸۳۵ میلیون مترمکعب بوده است. دبی متوسط رودخانه تنج در دوره آماری ۳۹۵/۰۴۴ میلیون مترمکعب میباشد. بالاترین دبی ماهانه در فروردین حداکثر دبی معادل ۸۴۱ میلیون مترمکعب و کمترین دبی رودخانه در تیرماه برابر ۸۱ میلیون مترمکعب می باشد.



نمودار شماره ۳ آبدی سالانه و ماهانه سفیدرود در ایستگاه رودبار
نمودار شماره ۵ دبی رودخانه هراز از سال آبی ۱۳۲۹-۳۰ تا ۱۳۸۹-۹۰ در دسترس بوده است بطوریکه در نمودار مشخص شده است بالاترین دبی رودخانه هراز مربوط به سال آبی ۱۳۴۷-۴۸ بیش از ۱۷۸۹ میلیون مترمکعب می باشد و کمترین دبی مربوط به سال آبی ۱۳۷۹-۸۰ حدود ۴۶۴ میلیون مترمکعب بوده است. میانگین دبی ۶۰ ساله رودخانه هراز ۹۵۱ میلیون مترمکعب می باشد. کمترین میزان آبدی ماهانه در ماه های سردسال بهمن ماه ۵۱۸ میلیون مترمکعب و بیشترین آن در اردیبهشت و خرداد ۲۰۴۱ میلیون مترمکعب است. در نمودار شماره ۶ جهت بررسی دبی رودخانه بابلرود از ایستگاه آب سنجی کشتارگاه استفاده شده است. که آمار آن از سال آبی ۱۳۲۸-۲۹ لغایت ۱۳۸۹-۹۰ در دسترس قرار گرفت و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. با توجه به آمار دبی بالاترین میزان آبدی بابلرود در سال آبی ۱۳۷۰-۷۱ معادل ۸۹۴ میلیون مترمکعب و پائین ترین دبی رودخانه در سال آبی ۱۳۵۷-۵۸ معادل ۱۹۱ میلیون مترمکعب بوده است. میانگین دبی بابلرود ۵۱۴/۸ میلیون مترمکعب می باشد. آمار دبی میانگین ماهانه ۶۰ ساله بابلرود نشان می دهد که بالاترین دبی مربوط به اسفندماه با ۷۷۲/۶ میلیون مترمکعب و پائین ترین دبی مربوط به خرداد ۲۱۴/۴ میلیون مترمکعب می باشد.

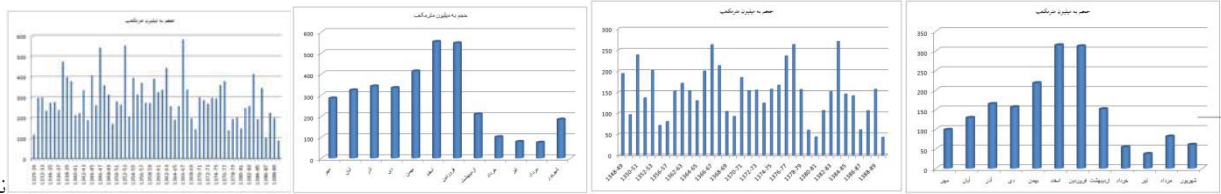


نمودار ۵- میانگین دبی سالانه و ماهانه رودخانه هراز در ایستگاه کرسنگ
نمودار شماره ۷ جهت بررسی دبی رودخانه گرگانرود در ایستگاه بصیرآباد آمار سال آبی ۱۳۵۴-۵۳ تا ۱۳۸۹-۹۰ که ۳۵ سال می باشد مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. کمترین میزان آب دهی مربوط به سال آبی ۱۳۸۷-۸۸ معادل ۷ میلیون مترمکعب بوده است. بالاترین میزان آب دهی گرگانرود در سال آبی ۱۳۷۲-۷۳ معادل ۷۶۲ میلیون مترمکعب بوده است. دبی متوسط رودخانه گرگانرود در دوره آماری ۳۶۸ میلیون مترمکعب می باشد. میانگین ماهانه ۳۵ ساله دبی رودخانه گرگانرود در نمودار ۷ نشان داده شده است و مطابق آن در فروردین حداکثر دبی معادل ۸۹۴ میلیون مترمکعب و کمترین دبی رودخانه در مردادماه برابر ۵۲ میلیون مترمکعب می باشد. در نمودار شماره ۸ مطابق آمار ۵۵ ساله آب دهی رودخانه پل رود بالاترین آبدی مربوط به سال آبی ۱۳۴۷-۴۸ معادل ۷۸۹/۲ میلیون مترمکعب و پائین ترین آبدی مربوط به سال آبی ۱۳۵۵-۵۶ معادل ۱۳۴/۹ میلیون مترمکعب می باشد. و متوسط آبدی ۵۵ ساله پلرود ۴۶۲/۴ میلیون مترمکعب می باشد. بالاترین دبی ماهانه پل رود در اردیبهشت معادل ۱۰۴۴/۷ میلیون مترمکعب و پائین ترین در مردادماه معادل ۲۱۹/۸ میلیون مترمکعب می باشد.



نمودار شماره ۷ آبدی سالانه و ماهانه رودخانه گرگانرود در ایستگاه بصیرآباد
باتوجه به نمودار شماره ۹ میانگین آبدی رودخانه تالار، بالاترین میزان آبدی مربوط به سال آبی ۱۳۶۶-۶۷ معادل ۵۸۱/۴ میلیون مترمکعب و پائین ترین میزان آبدی مربوط به سال آبی ۱۳۸۹-۹۰ معادل ۸۷/۶ میلیون مترمکعب بوده است. و میانگین آبدی در مدت ۶۰ ساله معادل ۲۸۷/۴ میلیون مترمکعب می باشد. میانگین دبی ماهانه تالار بالاترین میزان آبدی مربوط به اسفند ماه ۵۵۳/۹ میلیون مترمکعب و پائین ترین میزان آبدی مربوط به مرداد ۷۴/۶ میلیون مترمکعب می باشد.

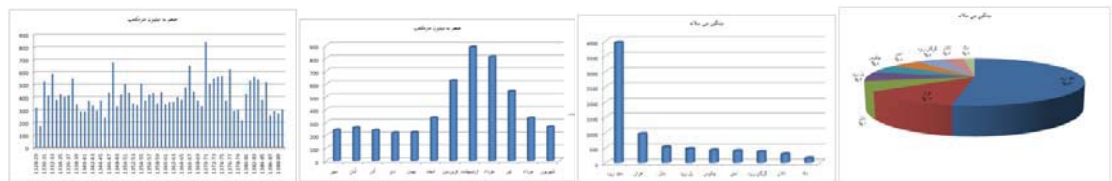
با توجه به آمار آبدی و نمودار شماره ۱۰ رودخانه نکا، بالاترین دبی مربوط به سال آبی ۸۴-۱۳۸۳ معادل ۲۶۸/۹ میلیون مترمکعب و پائین ترین دبی مربوط به سال آبی ۹۰-۱۳۸۹ معادل ۴۳/۱ میلیون مترمکعب می باشد. و میانگین آبدی نکا رود در طول آمار موجودی معادل ۱۴۸/۳ میلیون مترمکعب می باشد. از نظر میانگین دبی ماهانه رودخانه نکا بالاترین دبی مربوط به اسفندماه برابر ۳۱۴/۶ میلیون مترمکعب و پائین ترین دبی مربوط به تیرماه برابر ۳۷/۲ میلیون مترمکعب می باشد.



نمودار ۹

میانگین آبدی سالانه و ماهانه رودخانه تالار در ایستگاه کیاکلا نمودار ۱۰ میانگین آبدی سالانه و ماهانه رودخانه نکا در ایستگاه آبلو

باتوجه به نمودار شماره ۱۱ میانگین آبدی رودخانه چالوس، بالاترین میزان آبدی در سال آبی ۷۱-۱۳۷۰ معادل ۸۳۹/۶ میلیون مترمکعب و پائین ترین میزان آبدی مربوط به سال آبی ۳۰-۱۳۲۹ معادل ۱۷۱/۲ میلیون مترمکعب بوده است. و میانگین دبی ماهانه رودخانه چالوس ۴۱۴/۸ میلیون مترمکعب می باشد. از نظر میانگین ماهانه دبی رودخانه چالوس بالاترین میزان آبدی مربوط به اردیبهشت با ۸۸۶/۸ میلیون مترمکعب می باشد و در فصل پائیز و زمستان میزان آب دهی رودخانه چالوس تقریباً در یک سطح قرار گرفته و پائین ترین میزان آبدی مربوط به دی با ۲۱۸/۸ میلیون مترمکعب می باشد.



نمودار شماره ۱۱ میانگین آبدی رودخانه چالوس در ایستگاه پل ذغال نمودار شماره ۱۲ میانگین و درصد دبی ۹ رودخانه حوضه آبریز دریای خزر

در جدول ۲ میانگین دبی رودها، بالاترین و پائین ترین دبی سالانه و ماهانه رودهای حوضه آبریز دریای خزر در ایران مشخص شده است.

جدول شماره ۲ میانگین دبی سالانه و بالاترین و پائین ترین دبی سالانه و ماهانه رودهای حوضه آبریز دریای خزر در ایران

شماره	نام رودخانه	میانگین دبی سالانه	بالاترین دبی سال آبی	پائین ترین سال آبی	بالاترین دبی ماه	پائین ترین دبی ماه
۱	سفید رود	۳۹۴۰	۱۳۴۷-۴۸	۱۳۸۷-۸۸	اردیبهشت	مهر
۲	هراز	۹۵۱	۱۳۴۷-۴۸	۱۳۷۹-۸۰	خرداد	بهمن
۳	بابل	۵۱۴/۸	۱۳۷۰-۷۱	۱۳۵۷-۵۸	اسفند	خرداد
۴	پل رود	۴۶۲/۴	۱۳۴۷-۴۸	۱۳۵۵-۵۶	اردیبهشت	مرداد
۵	چالوس	۴۱۴/۸	۱۳۷۰-۷۱	۱۳۲۹-۳۰	اردیبهشت	دی
۶	تجن	۳۹۵	۱۳۸۳-۸۴	۱۳۸۹-۹۰	فروردین	تیر
۷	گرگان	۳۶۸	۱۳۷۲-۷۳	۱۳۸۷-۸۸	فروردین	مرداد
۸	تالار	۲۸۷/۴	۱۳۶۶-۶۷	۱۳۸۹-۹۰	اسفند	مرداد
۹	نکا	۱۴۸/۳	۱۳۸۳-۸۴	۱۳۸۹-۹۰	اسفند	تیر

از نظر آمار میانگین دبی ۹ رودخانه مورد مطالعه، بالاترین آبدی مربوط به سفیدرود و بعد از آن رودخانه هراز واقع شده است و پائین ترین دبی مربوط به رودخانه نکا می باشد. با توجه به نمودار شماره ۱۲ از نظر درصد میزان آبدی سفید رود با ۵۳٪، بالاترین رودخانه حوضه آبریز دریای خزر در خاک ایران است که وارد دریای خزر می شود و رودخانه هراز با ۱۳٪ مقام دوم آبدی را دارا می باشد و کمترین درصد میزان آبدی مربوط به رودخانه نکا با ۲٪ می باشد.

۴- نتیجه گیری

رودخانه های شمالی حدود ۹۰ درصد آب ورودی دریای خزر را تامین می کند، اما رودخانه های خزر جنوبی ۶۰ درصد بارش سوبی دریای خزر را تامین می کند، رودخانه های ایران ۳۵/۵ درصد ورودی رودخانه های کل خزر را تامین می کند و بالاترین آبدی مربوط به سفید رود می باشد. ورود آب رودخانه ای به خزر، ورود آب زیرزمینی، بارش بر روی دریا از مهمترین منابع تامین کننده آب دریای خزر می باشد. از بین عوامل یاد شده آبدی و لگا اهمیت اساسی دارد. نوسان آب دریای خزر به آبدی رودخانه و لگا بستگی دارد، بطوریکه از نظر درصد آبدی ۷۸٪ آب ورودی دریا خزر از طریق رودخانه ها و ۲۱٪ بارش بر روی دریا و ۱٪ مربوط به دبی آب زیرزمینی می باشد.

۵- مراجع

- آمار ایستگاه تراز سنجی باکو در کشور آذربایجان بین سالهای ۲۰۱۳-۱۳۸۷ میلادی، ایستگاه تراز سنجی انزلی و نوشهر

بررسی ژئومورفوسایت‌های منطقه سیمره با استفاده از روش کمی فاسیلوس

عبدالکریم ویسی^۱، صمد عظیمی راد^۲، آرش کریمی^۳

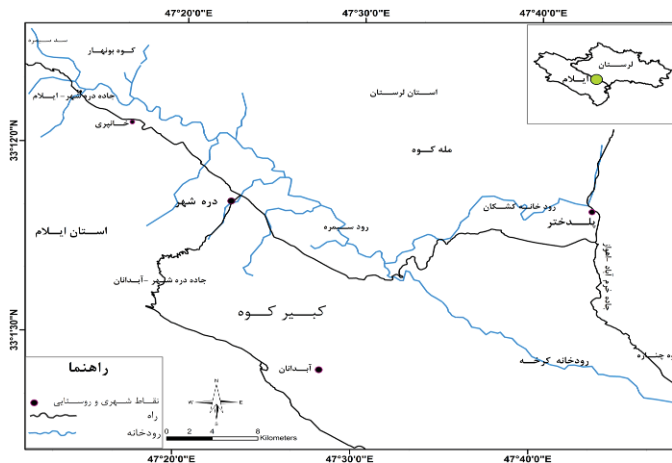
^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، veysi@ut.ac.ir

^۲ دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، samadazimi@yahoo.com

^۳ دانشجوی کارشناسی ارشد مخاطرات طبیعی، دانشگاه تهران، arashkarami@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

کشور ایران از نظر کانون‌های فرهنگی و تاریخی در زمره ده کشور اول دنیا محسوب شده است اما باید خاطر نشان کرد که ویژگی‌های سرزمینی آن نیز دارای جاذبه‌های فراوانی است به نحوی که نمی‌توان از ژئوتوریسم و اکوتوریسم آن به سادگی گذشت. سازمان یونسکو مهم‌ترین پتانسیل‌های زمین گردشگری را این‌گونه معرفی می‌کند: غارها، دره‌ها، گسل‌ها، آبشارها، چشمه‌ها، ناودیس‌ها و تاکدیس‌ها، آتشفشان‌ها، مواد آذرین بیرونی، استلاکتیت و استلاگمیت‌های درون غارها، کانیون‌ها و... اشکال ساخته دست بشر در ارتباط با عوامل ژئومورفولوژی به عنوان مثال کتیبه‌های شکل‌گرفته روی دیواره‌های پرشیب جزء مهمترین منابع زمین گردشگری محسوب می‌شوند (رحیم پور، ۱۳۸۵: ۵۹). ژئومورفوسایت‌ها به صورت لندفرم‌ها و فرآیندهای ژئومورفولوژیکی تعریف می‌شوند که بنابر درک انسان از عوامل تاثیرگذار زمین شناسی، ژئومورفولوژیکی، تاریخی و اجتماعی این مکان‌ها دارای ارزش زیبا شناختی، علمی، فرهنگی - تاریخی و یا اجتماعی - اقتصادی هستند (Panizza M, 2001). مطالعات متعددی در این زمینه در نقاط گوناگون کشور صورت گرفته که از آن جمله می‌توان به مقصودی و همکار (۱۳۸۷)، نوجوان و همکاران (۱۳۸۹)، یمانی و همکاران (۱۳۹۱) اشاره کرد. منطقه سیمره در جنوب شرقی استان ایلام و در مرز استان لرستان به مختصات جغرافیایی ۴۷ درجه و ۲۰ دقیقه تا ۴۷ درجه و ۴۰ دقیقه طول جغرافیایی شرقی و ۳۳ درجه و ۰ دقیقه تا ۳۳ درجه و ۲۰ دقیقه عرض جغرافیایی شمالی است. این منطقه به علت دارا بودن جاذبه‌های ژئومورفولوژیکی، آثار باستانی و تاریخی و تاثیر پذیری مدنیت آن از ویژگی‌های طبیعی منطقه و امکان توسعه ورزش‌های همچون کوهنوردی، صخره نوردی و ورزش‌های آبی در ارتباط با لندفرم‌های ژئومورفیک، توان مناسبی جهت توسعه ژئوتوریسم را دارا می‌باشد. بررسی این توانمندی‌ها در زمینه جذب ژئوتوریسم با توجه به پتانسیل بالای منطقه و نقش توریسم در توسعه اقتصادی آن ضروری به نظر می‌رسد. هدف از این پژوهش بررسی پتانسیل و توانمندی لندفرم‌های منطقه سیمره برای توسعه ژئومورفوسایت‌ها با استفاده از مدل فاسیلوس می‌باشد.



شکل ۱. موقعیت منطقه سیمره

مواد و روش‌ها

یکی از روش‌های جدید در سال ۲۰۱۱ برای ژئوپارکی در یونان توسط فاسیلوس و همکاران بکارگرفته شد. فاسیلوس در این مدل با استفاده از نظرات کارشناسان مختلف برای دو منطقه جهت اطمینان از نتایج آن به کار گرفت. با این تفاوت که در این پژوهش از ژئوتوب به جای ژئومورفوسایت استفاده شده است. از آنجاییکه منطقه مورد مطالعه این مدل شباهت خاصی با منطقه سیمره دارد و همچنین نتیجه این مدل در یک منطقه کوهستانی مورد آزمایش قرار گرفته است، از این مدل برای بررسی ژئومورفوسایت‌های این منطقه استفاده گردید.

معیارها و ارزش‌هایی که در این روش تعریف شده‌اند، در شش گروه اصلی جای می‌گیرند که عبارتند از:

ارزش‌های علمی؛ ارزش‌های اکولوژیکی و حفاظتی؛ ارزش‌های فرهنگی؛ ارزش‌های زیبایی شناختی؛ ارزش‌های اقتصادی؛ ارزش‌های پتانسیل برای استفاده در کاربری‌های مختلف گردشگری (جدول ۱)

معیارها و ارزش‌های تعیین شده در این مدل برگرفته و اصلاح شده کارها و پژوهش‌های نویسندگان قبلی از جمله: رینارد (2007)، زروس (2007) (، پیرا (2007) و فاسیلوس (2005) و غیره می‌باشد که با تغییرات جزئی و ایجاد یک ترکیب نو در سنجش و ارزیابی نهایی، به عنوان روش جدید ارائه گردید. (Fassoulas.c و همکاران ۲۰۱۱). هر کدام از ارزش‌ها چند زیرمعیار دارد که با سیستم امتیازی استاندارد از ۱ تا ۱۰ برای هر گروه مشخص شده است. پس از بررسی و امتیازدهی ژئومورفوسایت‌های منطقه از منظر ارزش‌های ذکر شده، در مرحله بعد باید ارزش نهایی هر ژئومورفوسایت تعیین گردید. این ارزش‌ها در سه قسمت ارزش علمی، ارزش حفاظتی و ارزش گردشگری محاسبه می‌شود.

جدول (۲). نحوه محاسبه ارزش‌های علمی، گردشگری و حفاظتی در روش فاسیلوس

۳- ارزش علمی:
$(\text{ارزش علمی} \times 0/4) + (\text{ارزش فرهنگی} \times 0/2) + (\text{ارزش زیبایی شناسی} \times 0/2) + (\text{ارزش اکولوژیکی} \times 0/2)$
۲- ارزش گردشگری:
$(\text{ارزش زیبایی شناسی} \times 0/4) + (\text{ارزش فرهنگی} \times 0/2) + (\text{پتانسیل افزوده} \times 0/2) + (\text{ارزش اقتصادی} \times 0/2)$
۳- ارزش حفاظتی:
$\{ \text{ارزش علمی} + \text{ضریب خطر اکولوژیکی} + (11 - \text{ضریب یکپارچگی و دست نخوردگی}) / 3 \}$
ضریب خطر اکولوژیکی: (ضریب تأثیر اکولوژیکی / ضریب وضعیت حفاظت)

یافته‌ها و بحث

براساس روش فاسیلوس و با استفاده از بازدیدهای میدانی انجام شده، اطلاعات لندفرم‌های مورد مطالعه تکمیل گردید. به این منظور پرسشنامه‌های روش فاسیلوس با استفاده از نظرات کارشناسان ژئومورفولوژی، محیط زیست و میراث فرهنگی تکمیل گردید. از آنجایی که ژئومورفوسایت‌های منطقه در برخی ویژگی‌ها از جمله شکل و فرایند شکل‌گیری مشابه بوده است، از هر نوع تنها یک نمونه انتخاب شده است. از طرفی به گونه‌ای انتخاب شده است که پراکندگی جغرافیایی مناسبی داشته باشد. این کار از طریق مطالعات کتابخانه‌ای و همچنین بررسی‌های میدانی در منطقه صورت گرفت. در نهایت ۵ ژئومورفوسایت در منطقه جهت ارزیابی انتخاب شدند:

لغزش بزرگ سیمره: این لغزش در نتیجه حرکات دامنه‌ای، تحت تأثیر زیربرش رودخانه‌ای، زمین‌ساخت، لیتولوژی و زلزله ایجاد شده است (شکل ۲). سن این زمین لغزش براساس جدیدترین برآورد کربن ۱۴ در حدود 80 ± 8710 برآورد شده است. سازند اصلی منطقه سازند آهکی آسماری می‌باشد. مطالعات حرکات دامنه‌ای بویژه لغزش‌ها در مباحث مربوط به باستان‌شناسی، رسوبات لغزشی و اکوتوریسم و همچنین به لحاظ علمی برای ژئومورفولوژیست‌ها و همچنین آشنایی مردم با حرکات دامنه‌ای بسیار مفید می‌باشد.

تنگ چوبینه: این تنگ در محدوده شهرستان دره شهر واقع شده است و در نتیجه دخالت آبهای جاری در پهلوه‌های تاقدیس کبیرکوه و فرایند انحلال سنگ‌های آهکی ایجاد شده است. در داخل این تنگ کلکسیونی از پدیده‌های ژئومورفولوژیکی از جمله دره‌های پهلوی تاقدیسی، چشمه‌های آهکی، پرتگاه فرسایشی، رسوبات رودخانه‌ای و ریزش و سقوط سنگ‌ها را شاهد هستیم. علاوه بر جنبه‌های گردشگری و علمی این نوع تنگ‌ها به عنوان مناطق استراتژیک دفاعی و همچنین در حمل و نقل و شکل‌گیری مدنیت نقش بسزایی دارند.

پادگانه‌های دریاچه‌ای: این پادگانه‌ها در نتیجه تشکیل دریاچه سدی لغزشی و توالی برش توده لغزشی توسط رودخانه ایجاد شده است. سن این پادگانه‌ها به هولوسن می‌رسد و از آن‌ها در زمینه‌های مطالعاتی علمی گوناگونی چون فرسایش، رسوب‌شناسی، اقلیم دیرینه، تکتونیک، اکولوژیک، اکوتوریسم و ... می‌توانند بعنوان جاذبه معرفی شوند.

سراب دره شهر: این سراب در جاده بین‌شهری دره شهر به آبدانان واقع شده است. به لحاظ لیتولوژیکی سازندهای آسماری، پابده و گورپی را در بر می‌گیرد. این سراب در نتیجه فرسایش انحلالی در سازندهای آهکی ایجاد شده است. با ایجاد فضای سبز در محدوده آن به مکان مناسبی برای گردشگری و جذب توریسم تبدیل شده است.



شکل ۳. ژئومورفوسایت‌های منطقه

جدول (۳). ارزیابی ژئومورفوسایت‌های منطقه سیمره

ژئوسایت	تاریخ زمین شناسی		لغزش سیمره		ارزش علمی					ارزش اکولوژیکی		ارزش فرهنگی			ارزش زیبایی		ارزش اقتصادی			ارزش استفاده						
سراب دره شهر	۷/۵	تنگ چوبینه	پادگانه دریاچه ای	۷/۵	لغزش سیمره	۷/۵	۵	۵	۱	۲/۵	تاثیر اکولوژیکی	وضعیت حفاظت	آداب و رسوم و رفتار	تاریخی	ارزش مذهبی	ارزش هنری و فرهنگی	تعداد نقاط دید	اختلاف چشم انداز	تعداد گردشگران	سطح جذابیت	محافظت اداری	شدت استفاده	آسیب ها	درجه مقاومت	دسترسی	تغییرات قابل قبول
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	
۷/۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵								

پس از ارزیابی ژئوسایت ها در نهایت ارزش های مختلف باهم ترکیب شدند. برای این منظور ابتدا ارزشهای علمی، حفاظتی و گردشگری هریک از ژئومورفوسایت تعیین شد و در نهایت با ترکیب این ۳ ارزش، ارزش نهایی هر ژئومورفوسایت مشخص گردید (جدول ۲).

جدول (۲). ارزش نهایی ژئومورفوسایت های منطقه سیمره

رتبه	نام	ارزش علمی	ارزش حفاظتی	ارزش گردشگری	امتیاز نهایی
۱	سراب دره شهر	۱۶/۵	۹/۸	۱۸	۴۴/۳

۲	لغزش سیمره	۱۵/۴	۸/۶	۱۷	۴۱
۳	تنگ چوبینه	۱۴/۲	۸/۳	۱۶/۵	۳۹
۴	پادگانه دریاچه‌ای	۱۳/۶	۸/۳	۱۶/۵	۳۸/۴

همانطور که از نتایج بر می‌آید ژئومورفوسایت «سراب دره‌شهر» در هر سه شاخص علمی، حفاظتی و گردشگری از شرایط مطلوبی برخوردار است و به عنوان ژئومورفوسایت مستعد برای توسعه گردشگری انتخاب شد. در بخش ارزش‌های علمی، ژئومورفوسایت‌های یاد شده از شرایط مطلوب‌تری برخوردار هستند. ویژگی مهم سایت سراب دره‌شهر شرایط مطلوب از نظر نمایانگر بودن و نمایشگر فرایندهای زمین‌ساختی و ژئومورفولوژیکی می‌باشد. البته باید توجه داشت که مثلاً در ارزش‌دهی علمی هر سایت، تنها معیارهای علمی ذکر شده در مدل مطرح نیستند بلکه در محاسبه ارزش نهایی شاخص علمی، در کنار معیارهای علمی که بیشترین ارزش را به خود اختصاص می‌دهند، سایر ارزش‌های حفاظتی و گردشگری نیز با درجه کمتر بر اولویت‌بندی ژئومورفوسایت‌ها اثرگذار می‌باشند. در بخش علمی، ژئومورفوسایت‌های تنگ چوبینه و پادگانه‌های دریاچه‌ای از کم‌ترین مطلوبیت برخوردارند.

۴- نتیجه‌گیری

با شناسایی و تبلیغات کافی در زمینه ژئومورفوسایت‌ها می‌توان برنامه ریزی جامعی در زمینه جلب ژئوتوریسم انجام داد. مدل فاسیلوس به دلیل در نظر گرفتن جنبه‌های مختلف یک ژئومورفوسایت و همچنین زیرساخت‌های موجود در اطراف این ژئومورفوسایت‌ها کارایی مطلوبی در بررسی توانمندی ژئومورفوسایت‌های مناطق کوهستانی در زمینه جلب ژئوتوریسم را دارا می‌باشد. نتایج پژوهش از پتانسیل نسبتاً بالای منطقه سیمره به لحاظ ژئوتوریسمی حکایت دارد. ژئومورفوسایت‌های منطقه از نظر حفاظتی در شرایط مناسبی به سر نمی‌برند و ضرورت دارد که برنامه‌ریزی متناسب برای توسعه ژئوتوریسم برای هر کدام از هر ژئومورفوسایت‌ها صورت گیرد. بر پایه نتایج حاصل از این تحقیق، پیشنهاد می‌شود که برنامه‌ریزان و مسئولان امر، ضمن استقرار خدمات و تسهیلات اکوتوریسم در این منطقه، تابلوهایی را برای مسیر دسترسی به ژئومورفوسایت‌ها نصب کنند و سازمان‌های محیط زیست و میراث فرهنگی در زمینه توسعه ژئوتوریسم در منطقه هماهنگی لازم را با هم داشته باشند.

مراجع

- ۱) رحیم پور، علی، (۱۳۸۵)، زمین‌گردشگری، نشریه مسافران، شماره ۳۳، ص ۵۸-۶۱
- ۲) مقصودی، مهران. نکویی صدی، بهرام، (۱۳۸۷)، ژئوتوریسم، دریچه ای نو به سوی توسعه‌ی صنعت گردشگری ایران، دوره‌ی ۱۶، ش ۶۴، پژوهش‌های جغرافیایی.
- ۳) نوجوان، محمدرضا، میرحسینی، ابوالقاسم، رامشت، محمدحسین، (۱۳۸۸)، ژئوتوب‌های یزد و جاذبه‌های آن، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۳.
- ۴) یمانی، مجتبی، عظیمی راد، صمد، باقری، سجاد، (۱۳۹۱)، بررسی قابلیت‌های ژئوتوریسمی ژئومورفوسایت‌های منطقه سیمره با استفاده از روش پراونگ، جغرافیا و پایداری محیط، شماره ۲.

5) Fassoulas, C & Mouriki, D & Dimitriou-Nikolakis, P & Iliopoulos, G (2011); Quantitative Assessment of Geotopes as an Effective Tool for Geoheritage Management; geoheritage, V 4, Issue 3, pp 177-193.

6) Panizza M. (2001), Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey. *Chinese Science Bulletin*, 46, 4-6.

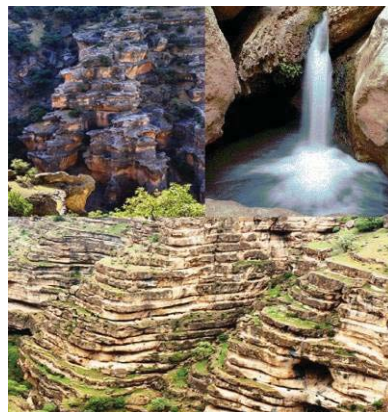
ارزیابی و حفاظت از ژئومورفوسایت‌های شهرستان کوه‌دشت (استان لرستان)

^۱ صدیقه محبوبی، ^۲ ابوذکر کوشکی^۱ دانشجوی دکترای ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، sedighehmahboobi@yahoo.com^۲ کارشناسی ارشد، آبخیزداری دماوند، kooshki2000@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

ژئوتوریسم به عنوان شکلی از توریسم تعریف شده که باعث حفظ و ارتقاء ویژگی‌های جغرافیایی یک منطقه از جمله محیط، فرهنگ، زیبایی‌ها، میراث و حتی بهبود وضعیت اقتصادی ساکنان آن می‌گردد (نوری و همکاران، ۱۳۹۲). بطور کلی ژئوتوریسم مبتنی بر پنج اصل کلیدی است که عبارتند از: اتکا بر جاذبه‌های زمین‌شناسی، اصل پایداری، آموزش محوری، سودمند برای اقتصاد محلی و رضایت گردشگران (Dowling, 2011). ایران از جمله کشورهای دارای جاذبه‌های طبیعی خاص و بی‌نظیر است که می‌تواند در کنار پیشینه تاریخی و فرهنگی خود از آنها نیز برای جذب گردشگر بهره‌گیرد (قربانی و همکاران، ۱۳۸۹). ساختار گردشگری یک مکان در برگزیده عواملی است که می‌تواند انگیزه بیشتری را برای تقاضای گردشگری آن مکان فراهم آورد (Law, 2002) و سامان دهی گردشگری در یک مکان، با برنامه ریزی برای شناخت رفتار گردشگران در آنجا آغاز می‌شود (Bansal & Others, 2004). امروزه صنعت توریسم بعد از نفت و خودروسازی، سومین صنعت بزرگ جهان محسوب می‌شود و بدون شک سودمندترین تجارت در قرن اخیر خواهد بود (fennel, 2003).

برای حفاظت از ژئومورفوسایت‌ها در یک منطقه، ابتدا باید ژئومورفوسایت‌های منطقه شناسایی و میزان قابلیت‌های گردشگری آنها مورد ارزیابی قرار گیرد تا میزان اهمیت آن ژئومورفوسایت‌ها برای جذب توریسم مشخص و یا دلایل عدم جذب گردشگر در آن سایت‌ها روشن شود. و در مرحله بعد به بحث حفاظت از آنها پرداخته شود. در این مقاله بر آن شدیم تا به بررسی ۱۰ ژئومورفوسایت شهرستان کوهدشت استان لرستان پرداخته و آنها را مورد ارزیابی قرار دهیم و سپس به راهبردهای حفاظتی آن رهنمون شویم. شهرستان کوهدشت که در غرب استان لرستان و در فاصله ۹۴ کیلومتری غرب خرم‌آباد قرار گرفته است. این منطقه با داشتن چشمه‌ها، غارها، تنگه‌های زیبا و... یکی از شهرهای زیبای ایران محسوب می‌شود (تصویر ۱ و ۲). از مهم‌ترین و معروف‌ترین جاذبه‌های طبیعی شهرستان کوهدشت: تنگه کارستی شیرز در ۴۵ کیلومتری شمال غرب کوهدشت، غار و منطقه میرملاس در فاصله حدود ۱۰ کیلومتری شهر کوهدشت، منطقه چنگری در ۶ کیلومتری شمال دشت کوهدشت، پل کشکان در ۳۵ کیلومتری شرق کوهدشت، منطقه شاهزاده محمد در ۷۰ کیلومتری شمال شرق، همیان در ۵۰ کیلومتری شمال کوهدشت، سرخین در ۱۵ کیلومتری و سرکن در ۵۰ کیلومتری کوهدشت، منطقه قرعلیوند و غار بتخانه در ۱۸ کیلومتری جنوب خاوری شهر کوهدشت قرار دارند.



تصویر ۱ و ۲: نمونه‌ای از مناطق بکر و زیبای شهرستان کوهدشت (تنگه شیرز) و همچنین موقعیت سابت‌های مورد نظر

مواد و روشها

در این پژوهش پس از مطالعه و شناسایی ویژگی‌های ژئومورفولوژیک سایت‌ها، با استفاده از مطالعات کتابخانه‌ای و میدانی، جهت ارزیابی ژئومورفوسایت‌های منطقه مورد مطالعه از روش ترکیبی پری و رینارد (۲۰۰۷) استفاده شد. روش حاضر به بررسی ژئومورفوسایت‌ها از ابعاد گوناگونی می‌پردازد که شامل: ابعاد حفاظت-مدیریت، علمی و مکمل می‌شوند. این روش در دو بعد کلی، توان یک ژئومورفوسایت را جهت توسعه گردشگری ارزیابی می‌کند. ارزش ژئومورفولوژیکی از مجموع عیار علمی و مکمل به دست می‌آید. در بخش ارزش مکمل توان فرهنگی،

اکولوژیکی، زیبایی شناختی و اقتصادی - اجتماعی بررسی می شود و در بخش ارزش علمی عیار کمیایی، شاخص بودن، ارزش جغرافیای دیرینه و قابلیت آموزشی بودن سایت مورد بررسی قرار می گیرد. مجموع امتیازهای حاصله در این بخش ها در بالاترین مقدار، ۲۰ می باشد . جمع این دو ارزش، قابلیت یک ژئومورفوسایت را در توسعه گردشگری نشان می دهد . در مجموع هر چه عدد حاصله به 20 نزدیک تر باشد نشانگر پتانسیل های بالای آن در برنامه ریزی در راستای گردشگری دارد. (جدول ۱-۶)

یافته ها و بحث

جدول 1: حداکثر امتیاز عیارهای علمی و حفاظت و مدیریت

حداکثر امتیاز	ارزش حفاظت و مدیریت (حداکثر امتیاز 5/5)	حداکثر امتیاز	ارزیابی علمی ژئومورفوسایت (بالاترین امتیاز 5/5)
1/5	میزان دست نخوردگی	1/5	کمیایی
2/5	آسیب پذیری در اثر استفاده	1	قابلیت آموزشی
1/5	تجهیزات و سرویس های پشتیبانی	1/5	شاخص بودن (نماینده بودن)
		1/5	ارزش جغرافیای دیرینه

جدول 3: حداکثر امتیاز عیار مکمل

حداکثر امتیاز	عیار اقتصادی (حداکثر امتیاز 2/5)	حداکثر امتیاز	ارزیابی عیار گرمته (حداکثر امتیاز 3)
1/5	راه دسترسی	1	منهیی
1	محصولات محلی	1	تاریخی
2	ارزش زیبایی شناختی	1	نزدیکی به پایتخت
1/5	ارزش اکولوژیکی		

جدول 2: ملاک های استفاده شده برای ارزشیابی علمی و حفاظت - مدیریت

ارزش	ملاک
حفاظت و مدیریت	میزان دست نخوردگی سایت در اثر حضور انسان آسیب پذیری در اثر استفاده تجهیزات و سرویس های پشتیبانی و حفاظتی - مدیریتی
شاخص بودن (نماینده بودن)	این نمونه یا سایت باید معرف اصلی و شاخص همه سایت های شبیه خود باشد .
کمیایی	ملاک وجود لندفرم های استثنایی در منطقه است.
جغرافیای دیرینه	اهمیت سایت از نظر تاریخ زمین شناسی یا اقلیمی
قابلیت آموزشی	اینکه سایت از نظر علمی قابلیت آموزش دادن به گردشگران را داشته باشد.

جدول شماره 4: ارزیابی عیار علمی و حفاظت - مدیریت ژئومورفوسایت های شهرستان کوهدشت

ردیف	نام سایت	ژئومورفوسایت ها			حفاظت و مدیریت			ارزش علمی			جمع کل
		میزان دست نخوردگی	آسیب پذیری	تجهیزات و سرویس های پشتیبانی	شاخص بودن (نماینده بودن)	کمیایی	ارزش جغرافیای دیرینه	قابلیت آموزشی			
1	تنگه شیرز	1/25	2	1	1/5	1/5	1	9/75			
2	منطقه چنگری	1/25	1/5	0/5	1	1	1	0/5	6/75		
3	غار و منطقه کلانتره	1/25	1/5	0/25	1	1	1	0/75	7		
4	غار و دشت میرملاس	1/25	2/5	0/5	1/25	1/25	1/5	1	9/25		
5	منطقه همیان	1/5	2	0/25	1/25	1/25	1/5	1	8/75		
6	منطقه سر کن	1/25	1/5	0/25	1	0/75	1	0/5	6/25		
7	کوه سرسرخین	1	2	0/25	1	0/75	1	0/5	6/5		
8	منطقه شاهزاده محمد	1	2	1/25	0/75	0/5	0/5	0/5	6/5		
9	یل کشکان	1	2	0/5	1	1	1	0/75	7		
10	قرعلیوند و غار پتخانه	1/25	1/5	0/5	1	1	1	0/75	6/25		

جدول شماره 4: ارزیابی عیار علمی و حفاظت - مدیریت ژئومورفوسایت های شهرستان کوهدشت

ردیف	نام سایت	حفاظت و مدیریت			ارزش علمی			جمع کل
		میزان دست نخوردگی	آسیب پذیری	تجهیزات و سرویسهای پشتیبانی	شاخص بودن (نماینده بودن)	ارزش کمیایی	ارزش جغرافیای دیرینه	قابلیت آموزشی
1	تنگه شیرز	1/25	2	1	1/5	1/5	1/5	1
2	منطقه چنگری	1/25	1/5	0/5	1	1	1	0/5
3	غار و منطقه کلمانکره	1/25	1/5	0/25	1	1	1	0/75
4	غار و دشت میرملاس	1/25	2/5	0/5	1/25	1/25	1/5	1
5	منطقه همیان	1/5	2	0/25	1/25	1/25	1/5	1
6	منطقه سر کن	1/25	1/5	0/25	1	0/75	1	0/5
7	کوه سرسرخین	1	2	0/25	1	0/75	1	0/5
8	منطقه شاهزاده محمد	1	2	1/25	0/75	0/5	0/5	0/5
9	یل کشکان	1	2	0/5	1	1	0/75	0/75
10	قرعلیوند و غار یتخانه	1/25	1/5	0/5	1	1	1/25	0/75

جدول شماره 5: ارزیابی عیار مکمل ژئومورفوسایت های شهرستان کوهدشت

ژئومورفوسایت		ارزش اکولوژیکی	ارزش زیباشناختی	ارزش فرهنگی			ارزش اقتصادی - اجتماعی	
				منهلی	تاریخی	نزدیکی مراکز جمعیتی	محصولات محلی	راه دسترسی
1	تنگه شیرز	1/5	2	0/25	1	0/5	0/5	1
2	منطقه چنگری	1/25	1/25	0/25	1	0/5	0/5	0/5
3	غار و منطقه کلمانکره	0/5	1	0/25	1	0/5	0/5	0/5
4	غار و دشت میرملاس	1/25	1/5	0/25	1	1	0/5	1/25
5	منطقه همیان	1	1/5	0/25	1	0/5	0/5	0/75
6	منطقه سر کن	0/75	1	0/25	0/5	0/5	0/5	0/5
7	کوه سرسرخین	0/75	1/25	0/25	0/75	0/5	0/5	0/5
8	منطقه شاهزاده محمد	0/75	1/25	1	0/5	1	1	1/25
9	یل کشکان	0/75	1/25	0/25	1	0/5	0/5	1/5
10	قرعلیوند و غار یتخانه	1	1/5	0/25	0/75	0/75	0/75	1

جدول شماره 6: ارزیابی نهایی تونل مستجی ژئومورفوسایت های مورد بررسی

نام سایت		عیار علمی و حفاظت و مدیریت امتیاز از 11	عیار مکمل امتیاز از 9	ارزش نهایی از 20 نمره	رتبه بندی نهایی
1	تنگه شیرز	9/75	6/75	16/5	1
2	منطقه چنگری	6/75	5/25	12	7
3	غار و منطقه کلمانکره	7	4/25	11/25	8
4	غار و دشت میرملاس	9/25	6/75	16	2
5	منطقه همیان	8/75	5/5	14/25	3
6	منطقه سر کن	6/25	4	10/25	10
7	کوه سرسرخین	6/5	4/5	11	9
8	منطقه شاهزاده محمد	6/5	6/75	13/25	4
9	یل کشکان	7	5/75	12/75	5
10	قرعلیوند و غار یتخانه	6/25	6	12/25	6

همانطور که در ارزیابی نهایی در جدول شماره مشاهده می شود، منطقه تنگه شیرز با کسب نمره ۱۶/۵ از ۲۰ به عنوان شاخص ترین سایت برای جذب گردشگر مطرح می شود که آن هم به دلیل کمیایی و نایابی منطقه به خاطر وجود اکثر اشکال کارستی و ارزش زیبایی شناختی بالای آن و همچنین وجود نمونه های گیاهی و جانوری خاص اکولوژیکی است به طوری که از نظر باستان شناسان ، اولین گونه زیتون ایران مربوط به منطقه شیرز بوده است و از این منطقه به نقاط دیگر ایران منتقل شده است. در رتبه دوم هم غار میرملاس قرار دارد که باز هم به خاطر ارزش زیبایی شناختی منطقه و ارزش جغرافیای دیرینه و همچنین نزدیک تر بودن به مراکز جمعیتی برای جذب بیشتر گردشگر، حائز رتبه ۱۶ از ۲۰ شده است.

در رتبه سوم هم منطقه همیان قرار دارد که آن هم به خاطر ارزش زیبایی شناختی و جغرافیای دیرینه آن است. در رتبه آخر هم منطقه سرکن با کسب نمره ۱۰/۲۵ از ۲۰ قرار دارد که با اینکه از ارزش زیباشناختی تقریباً خوبی بهره مند است ولی به دلیل نداشتن امکانات حفاظتی و مدیریتی و همچنین وجود راه نامناسب، در این رتبه قرار گرفته است.

از دید گردشگری، هر چه سایت دارای ویژگی هایی چون منحصر به فرد بودن باشد در صورت توزیع نامطلوب در زمینه ی سرمایه گذاری و جذب گردشگری، در آینده خطرات ناشی از جریان های گردشگری تهدیدی برای آن محسوب می شود. رونق گردشگری در هر مکان جغرافیایی در کنار پیامدهای مثبت و منفی اقتصادی، اجتماعی، اثرات زیست محیطی به همراه دارد که در صورت ادامه یافتن می تواند خسارتهای جبران ناپذیری را به بار آورد، از این رو برنامه ریزی جهت (عزیمی و دیگران، ۱۳۹۰) توسعه پایدار گردشگری با استفاده از نظارت و مدیریت صحیح منابع گردشگری امری لازم و ضروری به نظر می رسد.

نتیجه گیری

بحث اصلی، در مقاله ی حاضر ارزیابی ژئومورفوسایت های شهرستان کوهدشت جهت توانمندی های آنها در توسعه گردشگری است و همانطور که در جدول ارزیابی نهایی آمده است، تنگه شیرز با بالا بودن در تمام عیار های حاضر به عنوان سایت نمونه گردشگری در منطقه معرفی می گردد. اما به طور کلی در مطالعات گردشگری، می بایست، توسعه پایدار در هسته مرکزی این گونه مطالعات قرار گیرد تا بهره برداری های نادرست از این جاذبه ها، مشکلات آینده در زمینه ی برنامه ریزی محیطی را افزایش ندهد. امید است تحقیقات آینده و پژوهشگران آنها، بر این موضوع که، ارزیابی پایان کار نیست و پایداری گردشگری، مهم ترین مسئله و دغدغه ی فکری صاحب نظران این حوزه علمی است توجه ویژه ای داشته باشند. (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۱)

مراجع

- ۱- قربانی، رسول، آستین چیده، محمد، مهری، محمد، ژئوتوریسم: بهره گیری از جاذبه های ژئومورفولوژیکی و زمین شناختی دره های کوهستانی (نمونه موردی: دره سیمین در جنوب همدان)، برنامه ریزی و آمایش فضا دوره چهاردهم، شماره ۴، صص ۱-۲۲، ۱۳۸۹.
- ۲- عزیمی، آئیژ، ایامانی، بهرام، خانی، فضیله، اثرات فعالیت های گردشگری بر محیط زیست (مطالعه موردی: روستای بیله درق)، نگرش های نو در جغرافیای انسانی، سال سوم، شماره سوم، شماره ۱، صص ۱۵-۲۲، ۱۳۹۰.
- ۳- مقصودی، مهران، شمسی پور، علی اکبر، نوربخش، فاطمه، پتانسیل سنجی مناطق بهینه توسعه ژئومورفوتوریسم (مطالعه موردی منطقه مرنجاب در جنوب دریاچه ی نمک)، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۷، صص ۱-۱۹، ۱۳۹۰.
- ۴- مقصودی، مهران، علیزاده، محمد، رحیمی هرآبادی، سعید، هدائی آرانی، مجتبی، ارزیابی قابلیت ژئومورفوسایت های پارک ملی کویر، فصلنامه مطالعات گردشگری، شماره ۱۸، ۱۳۹۱.
- ۵- نوری، حامد، مرادی، حسین، خوش نظر، مامند، راهبردهای مناسب برای توسعه ژئوتوریسم غار آبی سهلان، مطالعات و پژوهش های شهری و منطقه ای، سال پنجم، شماره هفدهم، ۱۳۹۲.

- Bansal, P.D. j., Arnold, M., Elberg, A. j., Kalda, A., and B.P ., Van Milligen 2004. "Melt Extraction and Accumulation from Partially Molten Rocks Lithos", No. 78
- Dowling, R. K. , 2011, " Geotourism's global growth", Geoheritage, 3(1), p.1-13.
- Fennell, D. A., 2009, " Ecotourism: An introduction", Routledge Publication
- Pereira, P., Pereira, D., Caetano, M., Braga, A., 2007, " Geomorphosite assessment in Montesinho Natural Park (Portugal)", Geographica Helvetica Jg. 62 2007/Heft 3, P.159-168.
- Reynard, E., Fontana, G., Kozlik, L., Scapozza, C., 2007, " A method for assessing «scientific» and «additional values» of geomorphosites", Geographica Helvetica Jg. 62 2007/Heft 3.