

مکانیابی و احداث سازه‌های هیدرولیکی بر مبنای نتایج مطالعات پالئوسیلاب

(نمونه موردی: رودخانه کلات خراسان رضوی)

^۱سیدرضا حسینزاده، ^۲ محمد خانه‌باد، ^۳ عذرای خسروی

^۱دانشیار رئومورفولوژی دانشگاه فردوسی مشهد، sruhosseinzadeh@yahoo.com

^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، mkhanehbad@um.ac.ir

^۳دانشجوی کارشناسی ارشد، رئومورفولوژی، دانشگاه فردوسی مشهد，khosravyz20@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

با افزایش جمعیت، توسعه شهر نشینی، اجرای طرح‌های عمرانی و تعارض و تضاد در چگونگی بهره برداری از رودخانه‌ها رو به فزونی است به‌طوری که گسترش کاربری‌های شهری در حرم و بستر رودخانه‌ها، احداث سازه‌های تقاطعی اقدام به تعارض به رودخانه‌ها و برهم زدن رژیم متعادل و پایدار آن نموده است. در تغییرات دراز مدت یا میان مدت کانال‌ها در صورتی که عامل انسانی دخالت نداشته باشد، شکل و الگوی کانال به خودی خود به طور طبیعی تغییر می‌کند و الگوی مناسب خود را به دست می‌آورد (معتمد و مقیمی، ۱۳۷۸: ۱۳۶). اما وقتی عامل انسانی بدون رعایت اصول علمی در وضعیت کانال‌ها تصرفاتی داشته باشد و سازه‌هایی بدون توجه به شناخت از رودخانه‌ها و رفتار هیدرولیکی آنها در مسیر رودخانه‌ها احداث نماید، موجب تغییرات مضاعف در رودخانه‌ها و وارد نمودن صدمات و زیان‌های جران ناپذیری به محیط طبیعی و تاسیسات انسانی می‌شود. لذا با توجه به موارد فوق، فهم درستی از خصوصیات و رفتار طبیعی رودخانه‌ها به منظور اجرای برنامه‌های نگهداری و اعمال مدیریت صحیح ضروری می‌باشد. در شهر کلات نیز با توجه به عبور رودخانه کلات از میان بافت فیزیکی شهر، سازه‌هایی در مسیر رودخانه به صورت دیوار ساحلی یا دیوارهای سنگ چین احداث شده، که این سازه‌ها بدون توجه به رفتار هیدرولیکی واقعی رودخانه اجرا شده است. از جمله در احداث دیوار ساحلی در مسیر رودخانه در محدوده شهر، از برآوردهای آماری مبتنی بر داده‌های کوتاه مدت هیدرومتری استفاده شده است که نتایج این داده‌ها با توجه به کوتاه مدت بدون آنها قابل اطمینان نبوده و موجب شده که هر ساله به‌واسطه وجود این دیوار ساحلی، موج سیلاب به سمت مناطق مسکونی و اراضی کشاورزی حاشیه رودخانه وارد شود. امروزه در بسیاری از کشورهای جهان، برای برآورد سطح، حجم و دوره بازگشت سیلاب‌های بزرگ و به کارگیری نتایج آنها در برنامه‌ریزی‌های مربوط به رودخانه‌های فاقد آمار هیدرومتری یا با آمار هیدرومتری کوتاه مدت از روش جدیدی به نام هیدرولوژی پالئوسیلاب استفاده می‌نمایند. هیدرولوژی پالئوسیلاب به عنوان شاخه‌ای از رئومورفولوژی رودخانه‌ای و مبتنی بر زئومورفولوژی تاریخی به مطالعه سیلاب‌های قدیمی یعنی سیلاب‌هایی که بوسیله ایستگاه‌های دبی‌سنجدی یا مشاهدات مستقیم انسان ثبت نشده‌اند می‌پردازد. در این شاخه علمی از شواهد متعدد فیزیکی و بیولوژیکی برای تشخیص سیلاب‌ها استفاده می‌شود که یکی از مهمترین آنها رسوبات آبراکد است (حسین‌زاده و جهادی‌ظرفی، ۱۳۹۱: ۸۸). هیدرولوژی دیرین سیلاب از مطالعات مختلف در سال ۱۹۸۲ توسط بیکر و کوچل^{۷۲} کسب کرد و پس از آن مطالعات کاربردی گسترد و موفقیت‌آمیزی در بسیاری از نواحی دنیا برای تخمین سیلاب‌هایی فراتر از گزارشات ایستگاه‌های هیدرومتری مورد استفاده قرار گرفته است. و در طی دو دهه اخیر به رشته مطالعاتی گسترد و در حال شتاب تبدیل شده است. بعنوان مثال می‌توان به کارهای الی^{۷۴} و بیکر در تگراس غربی^{۷۵} (۱۹۸۵) مک کوین^{۷۶} و همکاران در اوکلاهما^{۷۷} (۱۹۹۳) انzel^{۷۸} و همکاران^{۷۹} (۱۹۹۴) جرت^{۷۸} و همکاران در کلرادو^{۸۰} (۲۰۰۰)، و ب^{۸۱} وجرت^{۸۲} (۲۰۰۲) در شمال آریزونا، لویش^{۸۳} در نیومکزیکو^{۸۴} (۲۰۰۲)، بیکر و همکاران^{۸۵} (۱۹۸۳) در استرالیا، الی و همکاران^{۸۶} (۱۹۹۶) و کیل^{۸۷} (۱۹۹۷) در هندا شاره کرد.

⁷²-Baker

⁷³ - Kochel

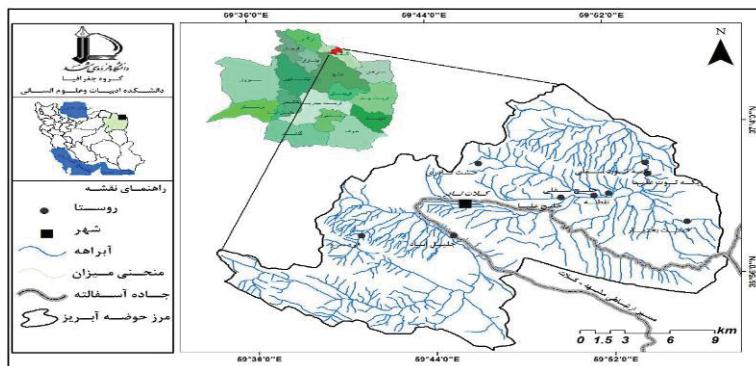
⁷⁴ - Ely

⁷⁵ - K. C. Mecqueen

⁷⁶ - Y. Enzel

⁷⁷ - R,D Jarret,

محدوده‌ی حوضه آبریز رودخانه کلات با مختصات "۳۶°۵۲'۰۸" تا "۳۶°۵۸'۰۸" عرض شمالی و "۴۰°۰۶'۳۷" طول شرقی در بخش شمال شرقی استان خراسان رضوی و در دامنه‌های شمالی ارتفاعات هزار مسجد قرار گرفته است. شهر کلات در داخل حوضه آبریز رودخانه کلات و در استان خراسان رضوی، مرکز شهرستان کلات قرار دارد. این شهر در ۱۲ کیلومتری مرز مشترک کشور ایران با کشور ترکمنستان، و در ۱۴۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان مشهد قرار گرفته است و در عرض "۳۶°۵۹'۴۳" شمالی و طول جغرافیایی "۵۹°۴۶'۰۱" شرقی قرار دارد (شکل ۱). و مشتمل بر جمعیتی در حدود ۷۵۳۲ نفر است (مرکز سرشماری آمار ایران، ۱۳۹۰). دیوار ساحلی مورد بررسی در محدوده شهر کلات و به موازات خیابان اصلی شهر و در ۲ کیلومتر بعد از ورود به این شهر قرار دارد (شکل ۲-الف).



شکل ۱- موقعیت حوضه آبریز رودخانه کلات و شهر کلات

مواد و روش‌ها

این پژوهش بر پایه‌ی یک روش تاریخی- تحلیلی و سپس تجربی صورت گرفته و در آن با استناد به شواهد سیلابهای بزرگ و قدیمی در سه سایت به برآورد سطح بزرگترین سیلابهای محتمل در رودخانه مورد بررسی پرداخته شده است. همچنین برای تشخیص و تمایز هریک از وقایع سیلابی، داده‌های چینه‌شناسی و رسوب شناسی رسوبات آبراکدی (SWD) مورد بررسی قرار گرفت است. برای محاسبه دبی سیلاب‌ها ژئومتری کanal رود طی عملیات میدانی نقشه برداری شده است. ابزارهای اصلی پژوهش در مطالعه مقدماتی شامل نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی ۱:۲۰۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای (ماهواره لندست ۸ سالهای ۲۰۱۰ و ۲۰۱۳) بوده است. در عملیات میدانی برای جمع‌آوری داده‌ها از دوربین عکاسی، متر، GPS، دوربین نقشه‌برداری و ابزار جمع‌آوری رسوب استفاده شده است. با توجه به اینکه رسوبات آبراکدی در موقعیت‌های ویژه ژئومورفولوژیکی نهشته می‌شوند در ابتدا برای مکان‌یابی احتمالی سایت‌ها به مطالعه دقیق عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های توپوگرافی بزرگ مقیاس پرداخته و در گام بعدی طی عملیات پیمایشی سایت‌های مناسب رسوبات آبراکدی جهت مطالعات چینه‌شناسی شناسایی شده است.

چون در محاسبه دبی سیلاب‌ها از رابطه تغییریافته مانینگ استفاده می‌شود لذا داده‌های مانند شعاع هیدرولیک، شبیب، مقاطع عرضی و طولی و ضریب زبری بستر طی عملیات میدانی برداشت گردیده و جهت بررسی سازه‌های ایجاد شده در مسیر رودخانه کلات و در محدوده شهر، مطالعات میدانی به طور مفصل انجام و مکان‌های بحرانی هم از نظر ژئومورفیک و هم به لحاظ هیدرولوژی مشخص شده است.

یافته‌ها و بحث

در محدوده مورد نظر با توجه به اینکه رودخانه کلات از دو سرشاخه اصلی جلیل آباد و قره سو سرچشمه می‌گیرد بهترین محل جهت برآورد دبی، پس از بهم پیوستن این دو سر شاخه می‌باشد که محل تلاقی این دو سرشاخه در ابتدای ورودی شهر کلات و در محل استقرار ایستگاه هیدرومتری می‌باشد که این محدوده به علت به علت عبور جاده از بستر رودخانه، ساخت و سازه‌های صورت گرفته و گسترش بافت فیزیکی شهر، و همچنین ساماندهی رودخانه، بستر رودخانه دستخوش تغییرات قابل ملاحظه ای شده و از شرایط مناسبی جهت مطالعه پالتوسیلابها برخوردار نیست و بهترین مکان هم به لحاظ بکر بودن شرایط ژئومورفیک و هم به لحاظ مقاومت ابعاد کanal، در پایین دست شهر کلات و در محدوده کانیون کلات نادری تشخیص داده شد و با توجه به معیارهای عنوان شده در انتخاب سایت‌های رسوبات آبراکدی، سایت‌های مناسب پس از مطالعات و

⁷⁸ - R. H. Webb

⁷⁹ - D. R Levish

پیمایش‌های میدانی شناسایی و سپس تعداد ۳ سایت به عنوان نمونه انتخاب شدند. ضخامت کل مقطع رسوبات سیلابی در سایت شماره ۱ (۸۱۱) سانتی متر بوده که پایین ترین لایه روی لیتلولوژی حاصل از حفره ایجاد شده در امتداد دیواره سنگی کانال قرار داشته و ضخامت چینه‌ها در این مقطع از ۱۸ تا حداقل ۲۴ سانتی متر تغییر می‌کند (شکل ۲-ب). بنابر این پس از شناسایی سایت‌های مورد نظر برای محاسبه حداکثر دبی سیلاب و ضخامت بیشتری بر جای گذاشته شده است (شکل ۲-ج). برای این منظور ابتدا از مقاطع مورد نظر در مسیر رودخانه نقشه برداری شده سپس به محاسبه بالاًمدن سطح آب با استناد به سطح رسوبات آبرآکدی مربوط به سیلاب‌های قدیمی و شواهد داغب نهایی سیلاب به برآورد و مدل سازی دبی سیلاب‌ها و رفتار هیدرولوژیکی رودخانه پرداخته ایم. برای این منظور ابتدا از مقاطع مورد نظر در مسیر رودخانه نقشه برداری شده سپس به محاسبه دبی با استفاده از فرمول‌های رایج مانند رابطه مانینگ پرداخته‌ایم.



شکل ۲-الف) موقعیت دیوار ساحلی رودخانه کلات (ماهواره اسپات، ۲۰۱۳). ب) موقعیت برداشت رسوب آبرآکدی در سایت ۲

براساس محاسبات صورت گرفته در سایت ۱ مقدار دبی $۵۴۰/۲۴۲$ متر مکعب بر ثانیه و در سایت دوم $۵۵۴/۲۵$ متر مکعب بر ثانیه برآورد شده است. با توجه به نزدیکی سایت‌های مورد نظر به یکدیگر و همچنین به دلیل عدم پیوستن هرگونه شاخه فرعی به یکدیگر آبراهه اصلی در حد فاصل این سایت‌ها، میزان دبی‌های محاسبه شده در هردو سایت بسیار نزدیک به یکدیگر است و این امر نشان دهنده‌ی دقت برآوردهای انجام شده است شهر کلات تقریباً در اکثر قسمت‌هایی که رودخانه، در مجاورت باغات و مزارع قرار دارد به منظور حفاظت اراضی حاشیه رودخانه، دیوارهایی از جنس سنگ ملات یا سنگ به صورت خشکه‌چین احداث شده است این سازه‌ها از پخش شدن و گسترش سیلاب در زمین‌های اطراف رودخانه جلوگیری کرده، آن را در یک مسیر و مجرای مشخص و محدود هدایت می‌کند اما در بعضی قسمت‌های رودخانه احداث شده این سازه‌ها خود موجب تشديد سیلاب و افزایش سرعت آن گردیده است نمونه‌ای از این موارد را در پایین دست دیبرستان امام خمینی شاهد هستیم که این دیوار به طول ۱۸۸۰ متر در حاشیه رودخانه و به موازات خیابان اصلی کلات احداث شده است که در احداث این دیوار ساحلی جهت تعیین دوره بازگشت دبی حداکثر لحظه‌ای از روش‌های آماری استفاده نموده‌اند که براساس این نتایج در طراحی دیوار ساحلی به منظور تعیین ارتفاع دیوار ساحلی از سیلاب با دوره بازگشت یک صد ساله استفاده شده است که میزان دبی برآورد شده به روش گامبل نوع یک، $۱۷۶/۵$ متر مکعب بر ثانیه برآورد شده است (طرح دیوار ساحلی رودخانه کلات، ۱۳۷۱:۱۲). که این برآورد برای احداث دیوار ساحلی در محدوده شهر و کنترل رودخانه، در مقایسه با دبی‌های حداکثر لحظه‌ای در رودخانه کلات، که در یک دوره آماری ثبت شده توسط وزارت نیرو در طی ۲۵ سال، ۹ سال آن دارای دبی حداکثر لحظه‌ای بالای ۱۱۸ متر مکعب است، عدد بسیار پایینی است و باعث شده که رودخانه در موقع سیلابی ضریب گذردهی لازم برای عبور جریان سیلاب را نداشته و در نتیجه باعث طغیان به محدوده مسکونی شهر شود این در حالی است که در این دوره آماری ۲۵ ساله، حداکثر دبی ثبت شده ۳۱۷ متر مکعب بر ثانیه بوده است و از طرفی نتایج برآوردهای آماری انجام گرفته توسط نگارنده با استفاده از توزیع گامبل تیپ ۱، در یک دوره بازگشت ۱۰۰ ساله به روش گشتاورهای معمولی، روش حداکثر درست‌نمایی، روش گشتاورهای وزن دار احتمالی و روش حداکثر درست‌نمایی بالاتر از ۲۰۰ متر مکعب بر ثانیه و به ترتیب $۲۰۴/۳$ ، $۲۱۵/۸$ ، $۲۰۷/۶$ ، $۲۱۵/۲$ متر مکعب بر ثانیه برآورد شده است. مقایسه اعداد مبنای اجرای پروژه‌های مهندسی رودخانه با اعداد واقعی تفاوت قابل توجهی نشان داده و لازم است حريم رودخانه، احداث سازه‌های جدید و یا اصلاح آن منطبق بر این نتایج قرار گیرد.

اما برآوردهای صورت گرفته به روش شاخص‌های دیرینه‌تراز، با استفاده از نتیجه سایت داغب سیلاب $۶۲۴/۴۳$ متر مکعب بر ثانیه و با استفاده از نتایج سایت‌های رسوبات آبرآکدی $۵۴۰/۲۴$ و $۵۵۴/۲۵$ متر مکعب بر ثانیه برآورد شده است که با در نظر گرفتن سطح اصلاحی ۱۰ تا ۲۰ درصد در دبی برآورد شده با استفاده از رسوبات آبرآکدی، نتایج بدست آمده بسیار نزدیک به یکدیگر است، که این نتایج در مقایسه با برآوردهای هیدرولوژیکی مرسوم، از دقت بسیار زیادی برخوردار می‌باشد.

نتیجه گیری

د ر تعیین محل سازه های هیدرولیکی در رودخانه ها نیازمند آمار هیدرومتری دقیق هستیم. امروزه شاهد گسترش بیشتر مطالعات هیدرولوژی پالسیلاب در بسیاری از کشورهای جهان جهت تخمین سطح، شدت و فراوانی سیلابها و به کارگیری نتایج آن در برنامه ریزی ها و احداث سازه ها هستیم نتایج حاصل از برآوردهای انجام شده با استفاده از رسوبات آبراکدی و داغاب سیلاب در سایت های نمونه ثابت کرد که به نتایج حاصل از متدهای مرسوم تجربی و آماری- جبری در برآورد حداکثر دبی و مطالعات تعیین حریم و بستر رودخانه های مانند رودخانه کلات، که از آمار هیدرومتری بلند مدت برخوردار نیستند، نمی توان اطمینان نمود. در سایت های مورد مطالعه حداکثر دبی بر مبنای سطح رسوبات آبراکدی ۵۵۰ متر مکعب بر ثانیه به دست آمد که در مقایسه با برآوردهای انجام شده در احداث دیوار ساحلی رودخانه کلات رقم بسیار بالای را نشان می دهد. نتایج برآورد حداکثر دبی با این روش می تواند منجر به کاهش خسارت ناشی از سیلاب و کاهش هزینه طرح های عمرانی به لحاظ پیش بینی رفتار جریان، در شرایط طغیانی با اتخاذ تدبیر مناسب خواهد گردید.

مراجع

- ۱- اسماعیلی، رضا، حسین زاده، محمد Mehdi، متولی، صدرالدین، ۱۳۹۰، تکنیک های میدانی در ژئومورفولوژی رودخانه ای، چاپ اول، تهران، انتشارات لاهوتی.
 - ۲- حسین زاده، سید رضا، جهادی طرقی، مهندز، ۱۳۹۱. مطالعه سیلاب های قدیمی با استفاده از رسوبات آب راکد (مطالعه موردی: رودخانه درونگر خراسان)، مجله پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، شماره ۱، صص ۸۷-۱۰۸.
 - ۳- شرکت آب منطقه ای خراسان رضوی، ۱۳۷۱. طرح دیوار ساحلی رودخانه کلات، جلد اول
 - ۴- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح کشور، نقشه های توپوگرافی مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ کلات، برگ های کلات و قله زو.
 - ۵- مرکز ملی آمار ایران، نتایج سرشماری ۱۳۹۰.
 - ۶- معتمد، احمد، مفیمی ابراهیم، ۱۳۷۸. کاربرد ژئومورفولوژی در برنامه ریزی، چاپ اول، تهران، انتشارات سمت، ۱۳۷۸.
- 7- Baker V.R. 2013. Global Late Quaternary Fluvial Paleohydrology: With Special Emphasis on Paleoflood and Megafloods. In: John F. Shroder (ed.) Treatise on Geomorphology. Volume 9, pp. 511–527.
- 8- Baker, V.R., Pickup, G., 1987. Flood geomorphology of the Katherine Gorge, Northern Territory, Australia. Geological Society of America Bulletin 98, 635–646.
- 9- Baker, V.R., Pickup, G., Polach, H.A., 1983. Desert paleofloods in central Australia. Nature 301, 502–504.
- 10- Benito, G. O'Connor , J.E., 2013. Quantitative Paleoflood Hydrology , Treatise on, Volume 9, 459-474.
- 11- Ely, L.L., Baker, V.R., 1985. Reconstructing paleoflood hydrology with slackwater deposits: Verde River, Arizona. Physical Geography 6, 103–126.
- 12- Ely, L.L., Enzel, Y., Baker, V.R., Kale, V.S., Mishra, S., 1996. Changes in the magnitude and frequency of late Holocene monsoon floods on the Narmada River, central India. Geological Society of America 108, 1134–1148.
- 13- Enzel, Y., Ely, L.L., Martinez-Goytre, J., Vivian, R.G., 1994. Paleofloods and a damfailure flood on the Virgin River, Utah and Arizona. Journal of Hydrology 153, 291–315.
- 14- Jarrett, R.D., Tomlinson, E.M., 2000. Regional interdisciplinary paleoflood approach to assess extreme flood potential. Water Resources Research 36, 2957–2984.
- 15- Kale, V.S., 2008. Palaeoflood hydrology in the Indian context. Journal of the Geological Society of India 71, 55–66.
- 16- Kale, V.S., Mishra, S., Baker, V.R., 1997. A 200-year palaeoflood record from Sakarghat, on Narmada, central India. Geological Society of India 50, 285–288.
- 17- Levish, D.R., 2002. Paleohydrologic bounds: non-exceedance information for flood hazard assessment. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. American Geophysical Union Water Science and Application, Washington, DC, vol. 5, pp. 175–190.
- 18- Webb, R.H., Blainey, J.B., Hyndman, D.W., 2002. Paleoflood hydrology of the Paria River, southern Utah and northern Arizona, USA. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. American Geophysical Union Water Science and Application, Washington, DC, vol. 5, pp. 295–310.

طبقه بندی مورفولوژی خندق‌ها و تاثیر آن در روند تغییرات و خطرپذیری فرسایش خندقی (مورد: حوضه‌ی دشت کهور، استان فارس)

^۱امیر صفاری، ^۲مهدي احمدی، ^۳سعید رحيمی هرآبادی

^۱دانشیار و عضو هیئت علمی گروه ژئومورفولوژی، دانشگاه خوارزمی ir.Saffari@khu.ac.ir

^۲دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه خوارزمی M.ahmadi@ut.ac.ir

^۳دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه خوارزمی Rahimi.saeed64@gmail.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

در بیشتر مطالعات رایج در ارتباط با موضوع فرسایش، فرسایش آبی به ترتیب اهمیت و شکل‌گیری، در چهاردهسته شامل فرسایش پاشمانی آبراهه‌ای، شیاری و خندقی طبقه‌بندی می‌شود (Gong et al., 2011: 203). براین اساس، فرسایش خندقی، حالت تکامل یافته‌ای از فرسایش شیاری و رواناب محسوب می‌شود (علیزاده، ۱۳۶۸: ۴۳). این پدیده به صورت فرایندی متداول در هدر رفت منابع خاک است (Cheng, et al., 2006: 184) که علاوه بر تخریب زمین، باعث محدودیت در بهره برداری، گسترش بدلندها و اراضی بایر و نیز افزایش رسوب‌گذاری در مخازن آب سدها می‌شوند (Bouchnak et al., 2009: 170). به طور کلی فرسایش خندقی در مناطق مختلف با الگوهای متفاوتی دیده می‌شوند (احمدی، ۱۳۹۰: ۱۳۸۰). این تفاوت‌ها در مکانیزم و شکل خندق‌ها، ناشی از متغیرهای تاثیر گذار بر روی این پدیده می‌باشد. متغیرهایی همچون، نوع کاربری اراضی، میزان شبب، نوع و جنس سازنده، پوشش زمین و عوامل متعدد دیگری که می‌توانند در مورفولوژی خندق‌ها تاثیر گذار باشند (عیسایی و صوفی ۱۳۸۴: ۵). براین اساس می‌توان گفت شکل هرخندق در واقع بازگوکننده عملکرد نوع فرسایش خندقی است.

در حوضه‌ی دشت کهور استان فارس خندق‌ها با مورفولوژی مختلفی وجود دارند در این منطقه خندق‌های ایجاد شده از لحاظ شکل مقطع عرضی، ل شکل و براساس شکل کناره‌ها دارای کناره عمودی می‌باشد. عمق خندق‌های ایجاد شده در منطقه به ۳/۵ متر نیز میرسد که با توجه به طبقه بندی فوق در گروه خندق‌های با عمق متوسط قرار می‌گیرد. حدود ۱۱۶ هکتار از حوضه دشت کهور تحت تاثیر فرسایش خندقی قرار گرفته، پلان پیشانی خندق‌های منطقه غالباً پنجه‌ای مدور، نیمrix عرضی پیشانی نیز در غالب خندق‌ها، غار مانند می‌باشد. براساس شکل کلی، شکل عمومی خندق‌های ایجاد شده به صورت پنجه‌ای یا شاخه‌ای می‌باشد. مکانیسم شکل‌گیری خندق‌ها در بخشی از منطقه ناشی از تمرکز رواناب‌های سطحی در اثر پل سازی و در قسمت هایی ناشی از رخداد فرسایش تونلی و انحلالی می‌باشد. در این مقاله تلاش بر این است با طرح و طبقه بندی انواع مورفولوژی خندق‌ها، میزان گسترش و روند تغییرات این فرایند با تأکید بر حوضه دشت کهور در جنوب استان فارس مورد بررسی قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش ابتدا با مطالعات کتابخانه‌ای، انواع تقسیم بندی مورفولوژی خندق‌ها را بررسی و طبقه بندی شد. در مرحله بعد با مطالعات میدانی، مورفولوژی خندق‌ها را بررسی و به تحلیل ارتباط بین مورفولوژی خندق‌ها و میزان خطر پذیری آنها پرداخته شد. در این راستا استفاده از عکس‌های هوایی و مقایسه دوره‌ای آن‌ها، به عنوان ابزار مکمل برای کنترل رشد و توسعه انواع مورفولوژی خندق‌های منطقه مورد مطالعه مورد استفاده قرار گرفت.

یافته‌ها

۱-۱- طبقه بندی مورفولوژی خندق‌ها

ویژگی‌های مورفولوژی خندق‌ها براساس معیارهای مختلفی طبقه بندی می‌شود. در جدول ۱-۱ این طبقه بندی براساس نظرات مختلف با استفاده از منابع مختلف انجام شده است (خلیلی ۱۳۷۶).

جدول ۱. طبقه بندی انواع مورفولوژی خندق‌ها بر اساس معیارهای مختلف

ویژگی ها و انواع آن

معیار طبقه بندی

V شکل: بطور کلی این دسته نشان دهنده خاک سست تر در عمق و خاک مقاوم تر در سطح است	شکل مقطع عرضی
U شکل: این نوع خندق در مناطقی دیده می شوند که خاک در لایه زیرین بسیار مقاوم تر نسبت به خاک سطحی است	
کناره های عمودی: با شیب بزرگتر از ۶۵ درجه معین شده اند. این نوع خندق ها معمولاً توسط شکست توده خاک ایجاد می شوند.	شکل کناره ها
کناره های بریده بریده: این کناره ها توسط شیارها و به وسیله پاشمان و رواناب سطحی ایجاد می گردند.	
کناره های لوله ای: که در آنها چریان زیر سطحی و ویژگی های خاک نقش اساسی ایفا می کند	
کناره های مایل: شیب آنها کمتر از ۶۵ درجه و به وسیله فرآیندهای متعددی نظیر خوش و گسترش شیارها و پاشمان ایجاد می گردند.	
میزان درجه خیلی کم: <۱ ، کم: ۱ تا ۴، متوسط: ۴ تا ۱۷، زیاد: ۱۷ تا ۲۶، خیلی زیاد: >۲۵	تعداد خندق در سطح (کیلومتر مربع)
کوچک: عمق کمتر از ۱ متر، مساحت کمتر از ۲ هکتار، طول کمتر از ۱۲۰ متر	عمق(به متر) وسعت منطقه خندقی (به هکتار) و طول (به متر)
متوسط: عمق ۱ تا ۵ متر، مساحت ۲ تا ۲۰ هکتار، طول ۱۲۰ تا ۲۴۰ متر	
بزرگ: عمق بیش از ۵ متر، مساحت بیش از ۲۰ هکتار، طول بیش از ۲۴۰ متر	
ناپیوسته: در کف دره ها، خندق های بریده شده که هر کدام دارای یک سر عمودی مجرزا هستند این نوع از خندق ها نشان دهنده مرحله جوانی خندق ها هستند.	پیوستگی یا ناپیوستگی خندق ها
پیوسته: در اثر عقب نشیتی سر خندق ها به طرف بالا دست و در نتیجه بهم پیوستن خندق های ناپیوسته، خندق های پیوسته تشکیل می شود.	
نقشه ای، مدور، پنجه ای و نوکدار.	طبقه بندی پلان پیشانی خندق ها
شیب دار، عمودی و غار مانند.	نیمرخ عرضی پیشانی (سر) خندق های
خندق محوری: گسترش انها به صورت طولی است.	شکل کلی خندق
خندق های پنجه ای: شکل عمومی آنها به صورت شاخه ای است.	
خندق های ای: در محل تلاقی انشعابات رودخانه ها گسترش می یابد.	
خندق های ناشی از تمرکز رواناب های سطحی	mekanissem شکل گیری
خندق های ناشی از رخداد فرسایش تونلی و انحلالی	
خندق های ناشی از رخداد انواع حرکات توده ای	
خندق های ناشی از تمرکز توانان رواناب سطحی و جریانهای زیر قشری و یا رخداد توان حرکات توده ای و جریانهای متمرکز رواناب سطحی.	

۲-۱۴- تاثیر انواع مورفولوژی خندق ها بر گسترش خطرپذیری فرسایش خندقی در حوضه کهور

در این بخش در راستای طبقه بندی انواع مورفولوژی خندق ها، تلاش شده است با استناد به داده های میدانی و بهره گیری از عکس های هوایی انواع مورفولوژی خندق های محدوده مورد مطالعه مورد بررسی قرار گیرد. در این راستا آن دسته از انواع مورفولوژی خندق مورد توجه قرار گرفته است که از نظر روند تغییرات و میزان خطر پذیری تاثیر بیشتری در این منطقه داشته است:

۲-۱-۳- شکل کلی خندق

با توجه به این معیار خندق های منطقه مورد مطالعه، از نوع خندق های پنجه ای است. این نوع از خندق ها بر خلاف خندق های محوری و جبهه ای به دلیل این که به شبکه های متعددی تقسیم می شوند و از لحاظ مساحت نسبت به دیگر انواع آن سطوح بیشتری از زمین را تحت تاثیر خود قرار می دهند، بنابراین میزان فرسایش و ایجاد خطر در این نوع از خندق بیشتر خواهد بود.

۳-۲-۲- عمق خندق ها

اساسا در هر منطقه ای که مقاومت سازندها یا به نوعی چسبندگی خاک ضعیف و ضخامت سازنده زیاد باشد، در اثر تمرکز و حجم بالای رواناب، خندق های با عمق زیاد به وجود می ایند. از طرفی با عمیق تر شدن بستر خندق، اختلاف شیب بین بستر خندق با سطح زمین افزایش می یابد که این امر خود باعث می شود تنش برشی رواناب های دیواره خندق افزایش، سرعت رشد خندق بالا رود و درنتیجه میزان فرسایش و تعداد شاخه های خندق از طرف دیواره ها افزایش یابد. به نظر میرسد در بخش هایی از منطقه مورد مطالعه با توجه به بازدیدهای میدانی، در اثر پل سازی چنین اتفاقی رخ داده است.

۳-۲-۳- پلان پیشانی خندق ها(غار مانند)

این نوع از شکل در قسمت پیشانی معمولاً به دلیل مقاومت بیشتر لایه سطحی نسبت به لایه های پایین تر به وجود می آید. در زمان بارندگی با سنگین تر شدن سطوح بالایی در اثر جذب رطوبت، فشار رواناب و همچنین خالی شدن پی آن سطح غار مانند پیشانی به صورت توده ای ریزش کرده و این عمل به صورت مداوم در سازندهایی که چنین ویژگی هایی داشته باشند، اتفاق می افتد (Ireland et al, 1939) در منطقه مورد مطالعه با توجه به این که غالب پیشانی خندق ها از نوع غار مانند میباشد، به دلیل ریزش توده ای خاک حجم فرسایش و همچنین سرعت قهقهایی در این نوع از خندق ها نسبت به پلان های عمودی و شیب دار بیشتر می باشد(شکل - ۱، الف).

۴-۲-۳- شکل کناره ها(دیواره عمودی خندق ها)

شکل دیواره غالب خندق ها در منطقه مورد مطالعه به صورت عمودی است. این نوع خندق ها معمولاً توسط شکست توده خاک ایجاد می شوند. شکست کناره ها به زیرشوابی (Hooke, 1979) و اشباع کناره از رطوبت (Bradford and piest 1978: 75-101) نسبت داده شده است که شبیه این اتفاق نیز به وفور در منطقه دیده شده است. این امر نیز باعث می شود در اثر زیر شوابی، حجم عظیمی از خاک به صورت توده ای در بستر خندق ریزش کند و با تکرار این عمل میزان فرسایش و عرض خندق ها افزایش یابد(شکل - ۱، ب).



ب) خندق براساس شکل کناره عمودی

شکل ۱. انواع مورفولوژی خندق در حوضه کهور

الف) نیمروز عرضی پیشانی غار مانند

نتیجه گیری

با توجه به این که خندق های منطقه، از تمامی جهات شامل پیشانی، دیواره ... از نظر ویژگی های مورفولوژی در مقایسه با سایر معیارهای طبقه بنده ای انواع خندق ها، از میزان فرسایش بالاتری برخوردار است. بنابراین از فرایند خطرپذیری بالایی نیز برخوردار خواهد بود. از این رو مدیریت و کنترل فرسایش در این دسته از مورفولوژی خندق ها، ضروری تر به نظر می رسد. چرا که در این منطقه فرسایش خندقی با مورفولوژی های اشاره شده آسیب های محیطی فراوانی را در برنامه ریزی محیطی منطقه به وجود آورده است.

مراجع

- احمدی، م. (۱۳۹۰). تحلیل عوامل موثر بر شکل گیری و گسترش فرسایش خندقی (مطالعه موردی: حوضه دشت کهور لامرد، فارس)، پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد در رشته جغرافیای طبیعی گرایش رُومورفولوژی، به راهنمایی سید محمد زمان زاده، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا.
- خلیلی، ن. (۱۳۷۶). بررسی خصوصیات مورفومتری خندق‌ها در سازندهای مختلف زمین‌شناسی (مطالعه موردی کل). پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریابی دانشگاه تربیت مدرس.
- علیزاده ا. (۱۳۶۸). اصول هیدرولوژی کاربردی. انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ دوازدهم.
- عیسایی، ح. صوفی، م. (۱۳۸۴). پراکنش آبکندها در اقلیم مختلف استان گلستان، مجموعه مقالات دومین همایش فرسایش و رسوب، ۹ و ۱۰ شهریور، مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیز داری کشور.
- Bouchnak, H. Felfoul, M, S. Rached Boussema M. Habib Snane, M(2009). **Slope and Rainfall Effects on The Volume of Sediment Yield by Gully Erosion in The Souar Lithologic Formation** (Tunisia), Catena No, 78 , pp.170–177.
- Bradford, j. m and piest r. f. (1978). **Erosion Development of Vally-bottom Gullies in the Upper Mid Western United States**, in d.r. coats and j.d.vitek(eds), THresholds in Geomorphology, allen and unwin, pp. 75-101.
- Cheng, H. Wu, Y. Zou, X. Si, H. Zhao, Y. Liu, D. Yue, X (2006). **Study of Ephemeral Gully Erosion in a Small Upland Catchment on The Inner-Mongolian Plateau**, Soil & Tillage Research No, 90. pp.184–193.
- Gong , J.G. Jia, Y. W. Zhou, Z.H. Wang Y. Wang W.L., Peng, H(2011): **An Experimental Study on Dynamic Processes of Ephemeral Gully Erosion in Loess Landscapes**, Geomorphology 125 (2011) pp.203–213.
- Hooke, j. m. (1979). **An analysis of the process of river bank erosion**, journal of hydrology, no. 42, pp. 39-62.
- Ireland, h. a., sharpe , c. f. s. and eargle, d. h. (1939). **Principles of gully erosion in the piedmont of south carolina**. USDA technological bulletin No, 633. pp142- 152.

حفظ از میراث‌های زمین‌شناختی در حال تغییر (مطالعه موردی: منطقه گیان نهادن)

شهرام روستایی^۱، ستاره فرمانی منصور^۲

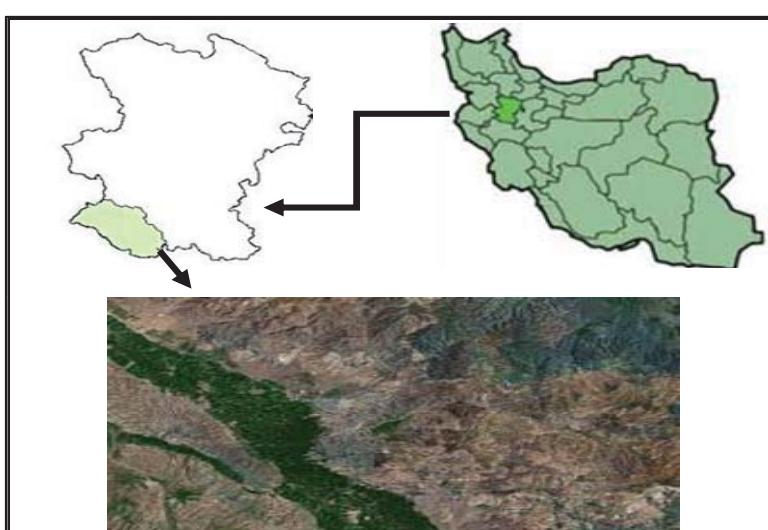
^۱ استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز
Roostaei@tabrizu.ac.ir

^۲ کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز
setarehfarmani@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

میراث‌های زمین‌شناختی با تکیه بر ارزش‌های ذاتی، شکل‌های زمین‌شناختی و ژئومورفولوژی پایه‌گذاری شده است (نژاد افضلی و همکاران، ۱۳۹۰، ۲۰۷). این ارزش‌های ذاتی، ممکن است شامل ارزش‌های علمی، اکولوژیکی، فرهنگی، زیبایی و اقتصادی، به صورت توأم برخوردار باشند (Pereira et al, 2007, 159). در هر صورت، میراث‌های زمین‌شناختی به تنها یک یا همراه با سایر عوامل انسانی، اکولوژیکی و زیستمحیطی، جزئی از میراث فرهنگی یک سرزمین محسوب می‌گردند (Panizz and Sandra, 2008, 5). لذا بر مجموعه‌ای از ویژگی‌های جغرافیایی، زمین‌شناسی، زیستمحیطی، فرهنگی، میراث باستانی و ایجاد آسایش تأکید دارد (Heggie, 2009, 257). شناسایی میراث زمین‌شناختی یک کشور یا یک منطقه از جمله مهم‌ترین اقدامات برای ثبت تاریخ زمین‌شناختی هر کشور است که در صنعت زمین‌گردشگری مورد توجه آموزش و حفاظت قرار می‌گیرند. در واقع، حفاظت از میراث‌های زمین‌شناختی امری ضروری است تا برای تفرج، و مقاصد آموزشی و علمی آینده‌گان محفوظ باقی بمانند (Gray, 2003, 434). بنابراین برنامه‌ریزان می‌بایست توجه خود را به پایداری میراث‌های زمین‌شناختی معطوف کنند چرا که به دلیل حساسیت بالای آنها در تعامل با سیستم‌های انسانی، نیازمند برنامه‌ریزی جامعی در راستای مدیریت محیط می‌باشد.

منطقه گیان بخش مهمی از دامنه‌ی شمالی کوه‌های گرین را در محدوده حوضه گاماسب تشکیل می‌دهد (شکل ۱). در این منطقه اشکال ژئومورفولوژیکی بر اثر تغییر و تحولات زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی، تغییرات اقلیمی و انسان ساخت در طول دوران‌های مختلف شکل گرفته است و چشم‌اندازهای زیبایی را به منطقه داده است. از سوی دیگر آچجه منطقه گیان را از سایر مناطق کشور متمایز می‌سازد وجود میراث فرهنگی و آثار تاریخی و باستانی بسیار با اهمیت است. مجموع این عوامل که چشم‌اندازهای زیبایی گیان را می‌سازد، می‌تواند جزئی از میراث زمین‌شناختی یک سرزمین محسوب گردد. با توجه به جایگاه این منطقه از نظر بهربهدازی، فعالیت‌های انسان و تغییرات ژئومورفیک حاصل از آن روز به روز افزایش می‌یابد، لذا اجرای فنون عملی حفاظت و مدیریت میراث‌های زمین‌شناختی برای تصمیم‌گیران و عموم مردم نیز ضروری است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه گیان

مواد و روشها

در این پژوهش ابتدا با استفاده از مطالعات کتابخانه‌ای، مبانی نظری تحقیق و پژوهش‌های انجام شده در این زمینه، مورد بررسی قرار گرفت. سپس با توجه به نقش یافته‌های میدانی در تحقیقات مربوط به ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی، شناسایی ویژگی‌های ساختاری و محیطی که می‌توانند به عنوان تضمین کننده شناخت بهینه از منطقه مورد مطالعه تلقی شوند، از طریق مشاهدات میدانی در اولویت قرار گرفت. در کنار اطلاعات به دست آمده از بازدیدهای میدانی، از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نهادند استفاده شد.

یافته‌ها و بحث

در دهه‌های اخیر آسیب‌پذیری میراث زمین که در برگیرنده عناصر زمین‌شناختی و ژئومورفولوژیکی طبیعت است، در مقایسه با میراث فرهنگی و زیست‌شناختی کمتر مورد توجه قرار گرفته است و در نتیجه جایگاه آن در برنامه‌های حفاظتی دائماً کمرنگ بوده است (Reynard and Coratza, 2007, 138). به همین دلیل، کوشش‌هایی برای حفاظت میراث‌های زمین‌شناختی در سطوح مختلف صورت گرفته است، که از جمله در سطح بین‌المللی می‌توان به بیانیه دانشمندان علوم زمین با عنوان «حقوق زمین» در سال ۱۹۹۴ میلادی در داین-لس-بینز^{۸۱} (Martini, 1994) و ایجاد شبکه ژئوپارک‌های اروپا در سال ۲۰۰۰ میلادی (Zouros, 2004)، حفاظت و ترویج مکان‌های ژئومورفیکی در سال ۲۰۰۱ میلادی (Panizza, 2001, 4)، تشکیل گروهی ویژه از طرف انجمن بین‌المللی ژئومورفولوژیست‌ها (IAG) در پنجمین کنفرانس بین‌المللی ژئومورفولوژی در توکیوی ژاپن جهت ارائه راهکارهایی در مورد ارزیابی، حفظ و نگهداری مکان‌های ژئومورفولوژیکی اشاره نمود. در سطح ملی مثل برگزاری نخستین کنفرانس ژئوپارک ایران در سال ۱۳۷۷ در سازمان زمین‌شناسی و پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، ثبت ژئوپارک قسم در فهرست ژئوپارک‌های جهانی یونسکو در سال ۱۳۸۵ و گردش‌های سالانه علوم‌زمین و اکتشافات معدنی کشور و ارائه مقالاتی در خصوص ژئوپارک، برگزاری اولین کنفرانس ژئوپارک قسم در اواخر سال ۱۳۸۶، انتشار اطلس ژئوپارک قشم ۱۳۸۳، گزارش‌های رقومی ژئوپارک استانی و اطلس زمین‌شناسی راه‌ها توسط پایگاه ملی داده‌های علوم زمین صورت گرفته است. بنابراین حفظ میراث زمین‌شناختی و نیازمندی به حفاظت پایدار این میراث برای نسل‌های آتی و فعلی به منظور تجربه و یادگیری و لذت بردن از آنها و کسب درآمد حاصل از گردشگری در صنعت زمین‌گردشگری، بازتاب می‌یابد، یعنی بدون حفظ تنوع طبیعت بی‌جان، ادامه درآمدزایی، فراگیری و تفرج میسر نخواهد شد و حتی با رونق زمین‌گردشگری بدون حفاظت و توجه به امر حفظ میراث زمین‌شناختی، این ثروت بی‌همتا از بین رفتندی است (نکوبی صدری، ۱۳۸۸، ۱۵۲).

منطقه گیان به لحاظ مسائل زیست‌شناختی (پوشش گیاهی و جانوری)، زمین‌شناختی (فرایندهای فعال ژئومورفولوژیکی)، تنوع اقلیمی، میراث فرهنگی و تاریخی، برای استفاده‌ی علمی، آموزشی و گردشگری بر پایه‌ی اکوتوریسم و ژئوپارکی اهمیت فراوانی دارد. در واقع، افزایش قابل توجه حضور گردشگران در دهه‌های اخیر و سرعت گرفتن دگرگونی در سرمایه‌های ژئومورفولوژیکی منطقه گیان، ضرورت نیاز به حفاظت و قدرشناختی این گونه نواحی را بیش از پیش نمایان می‌سازد. لیکن به علت عدم آگاهی در سطوح مختلف مدیریتی، روند تخریب و تهدید این منطقه که یکی از یادمان‌های با ارزش تاریخی و طبیعی ایران زمین است، به شدت ادامه دارد. بنابراین، نیاز بیشتری به حفظ این منطقه و بکارگیری ابزارهای مناسب برای بهره‌برداری درست از توانمندی‌های آنهاست. برای حفاظت از میراث زمین‌شناختی، رشد اقتصادی-اجتماعی منطقه از بعد گردشگری، یا آموزش عمومی در زمینه ارزش‌های زمین‌شناختی، زیست‌شناختی، و فرهنگی منطقه ناگزیر باید به سراغ مدیریتی برویم. اگر نظام مدیریتی در آن به خوبی رعایت شود از انواع ارزش‌های زیست‌شناختی، زمین‌شناختی، فرهنگی و تاریخی آن حفاظت می‌شود.

مهمازین اقدام در این زمینه تلاش‌های مسئولان منطقه در جهت ثبت جهانی ژئوپارک گیان است که می‌تواند تحولی شگرف در بهره‌برداری صحیح و پایدار از امکانات اکوتوریسمی و ژئوپارکی منطقه باشد. تمامی اقدامات فوق نویدیخش توجه به جایگاه تنوع زمینی^{۸۲} به موازات تنوع زیستی^{۸۳} از طرف محققان و برنامه‌ریزان است که در نتیجه آن، مدیریت و حفاظت از میراث زمین‌شناختی و اثر آن بر انتقال دانش زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی بر سطوح مختلف جامعه خواهد بود. به طور کلی، تأسیس ژئوپارک به کمک حفاظت از میراث زمین‌شناختی می‌آید. در ایجاد ژئوپارک گیان، اهمیت چشم‌انداز و منحصر به فرد بودن آن بررسی و بر اجماع علم و فرهنگ تأکید می‌شود.

1. Digne - Les - Bains

⁸². Geodiversity

⁸³. Biodiversity

نتیجه گیری

امروزه به علت افزایش آگاهی از جایگاه زمین‌شناسی در مجتمع علمی-آموزشی، همچنین اهمیت آن در تفرج و گذراندن اوقات فراغت، بحث حفاظت از پدیده‌های زمین‌شناختی رو به افزایش است. افزایش علاقه‌مندی به پدیده‌های زمین‌شناختی باعث افزایش خطر آسیب و تخریب آنها شده است. به همان نسبت نیز اجرای فنون عملی حفاظت و مدیریت میراث زمین‌شناختی اهمیت یافته است. بنابراین برنامه‌ریزان در این عرصه بیش از سایر جوانب باید به پایداری و محافظت از میراث‌های زمین‌شناختی، توجه داشته باشند. منطقه‌گیان نهادن قسمتی از میراث زمین‌شناختی ایران است که نقش صنعت گردشگری و تلفیق آن با علوم زمین، در ارتقای اقتصادی، فرهنگی و اجتماعی، شناسایی و فقط دارایی‌های طبیعی- فرهنگی و مکان‌یابی آن بر کسی پوشیده نیست. اما متأسفانه به علت عدم آگاهی در سطوح مختلف مدیریتی، تخریب و تهدید به روش‌های دیگری متوجه این میراث زمین‌شناختی شده است. به طور کلی می‌توان نتیجه گرفت با توجه به قابلیت‌های اکوتوریسمی و ژئوتوریسمی، برخورداری از تنوع گیاهی و جانوری و جذابیت‌های متنوع زمین‌شناختی و ژئومورفولوژیکی و سایر قابلیت‌های اکولوژیکی و از سوی دیگر توسعه صنعت توریسم در جهان امروز، توجه به پیشنهاد ژئوپارک گیان از طریق حاکمیت مدیریتی و حفاظتی، و افزایش سطح آگاهی جامع محلی در ارتباط با حفظ میراث زمین‌شناختی ضروری به نظر می‌رسد.

مراجع

- [1] نژاد افضلی، کرامت، لک، راضیه، پروتی، محمدرضا و بیاتانی، فاطمه، معرفی و بررسی سایت گل‌فشنانی نژاد افضلی، گل‌فشنان‌های گتان شهرستان جاسک و اهمیت زمین‌گردشگری آنها، مجله‌ی علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۸۲-۲۱۴، صص ۲۰۷-۱۳۹۰.
- [2] نکوئی صدری، بهرام، مبانی زمین‌گردشگری با تأکید بر ایران، چاپ اول، تهران، انتشارات سمت، ۱۳۸۸.
- [3] Gray M. (2003). **Geodiversity: Valuing and Conserving Abiotic Nature**, John Wiley, Chichester, pp 434.
- [4] Heggli, Travis W.(2009). **Geotourism and volcanoes: Health hazards facing tourists at volcanic and geothermal destination**: Trav4 Medicine and Infectious Disease, 7: pp 257-26.
- [5] Martini, G. (1994). (ed.), **Actes du Premier Symposium International Sur la Protection du Patrimoine Géologique**, Memoires de la Societe Geologique de France, pp 165.
- [6] Pereira, P. Pereira, D. Caetano, M. Braga, A. (2007). **Geomorphosite assessment in Montesinho Natural Park (Portugal)**, Geographica Helvetica Jg. 62, pp 159-168.
- [7] Panizza M., (2001). **Geomorphosites: Concepts, Methods and Example of Geomorphological Survey**, Chinese Science Bulletin,46, Suppl. Bd, pp 4-6.
- [8] Panizza. M, Sandra. P. (2008). **Geomorphosites and Geotourism**, Rev.Geogr. Academica 2(1): pp 5-9.
- [9] Reynard, E., Coratza, P., (2007). **Geomorphosites and Geodiversity:A New Domain of Research**, Geographica Helvetica,62, pp 138-139.
- [10] Zouros, N. (2004). **The European Geoparks Network. Geological Heritage Protection and Local Development**, in: Episodes, 27, 3:pp 165-171.

بررسی تغییرات مئاندرهای رودخانه گلندرود در امتداد جاده بلده-رویان

^۱ عیسی جوکار سرهنگی ، ^۲ گلدخت فیاضی

^۱ عضو هیأت علمی گروه جغرافیای دانشگاه مازندران، e.jokar@umz.ac.ir

^۲ دانشجوی کارشناسی ارشد زئومرفولوژی دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور

۱- مقدمه و منطقه مورد مطالعه

رودخانه‌ها تحت تأثیر عوامل مختلفی مانند ویژگی‌های زمین‌شناسی، هیدرولوژیکی، زئومرفولوژیکی و نحوه‌ی بهره‌برداری از آن‌ها در معرض تغییر و تحول می‌باشند. عوامل متعددی از جمله زمان، دبی، بار رسوبی و سطح اساس بر آن تاثیرگذار بوده و رودخانه به صورت حفر، رسوب گذاری، تغییر الگو و تغییر شکل آبراهه، به آن پاسخ می‌دهد (شوم، ۲۰۰۵). بررسی زئومرفولوژی رودخانه‌ها برای درک شرایط فعلی و پتانسیل تغییرات احتمالی رودخانه در آینده ضرورت دارد. از این طریق می‌توان رفتار طبیعی رودخانه را نسبت به تغییرات طبیعی و یا اقدامات ناشی از اجرای طرح‌های مختلف مهندسی رودخانه پیش بینی نمود (حافظی مقدس و همکاران، ۱۳۹۱). خصوصیات مورفولوژیکی رودخانه به واسطه ویژگی پویای آن همواره چار تغییر بوده و این تغییرات می‌تواند به دلیل فرسایش کناری و جابه‌جایی مرزهای رودخانه هر ساله سطح زیادی از اراضی کشاورزی، نواحی مسکونی و تأسیسات ساحلی را در معرض نابودی و تخریب قرار دهد (رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۹۱). با تغییر خصوصیات مورفولوژی رودخانه‌ها و محل مئاندر آن‌ها، بواسطه ویژگی پویای آن، سازه‌های بنا شده در حاشیه رودخانه‌ها، زمین‌های کشاورزی و مهم‌تر از همه سکونتگاه‌های بزرگ انسانی از جمله شهرهای مجاور یا پایین‌دست رودخانه‌ها و شبکه‌های ارتباطی در معرض آثار منفی این تغییرات و آسیب‌ها قرار می‌گیرند.

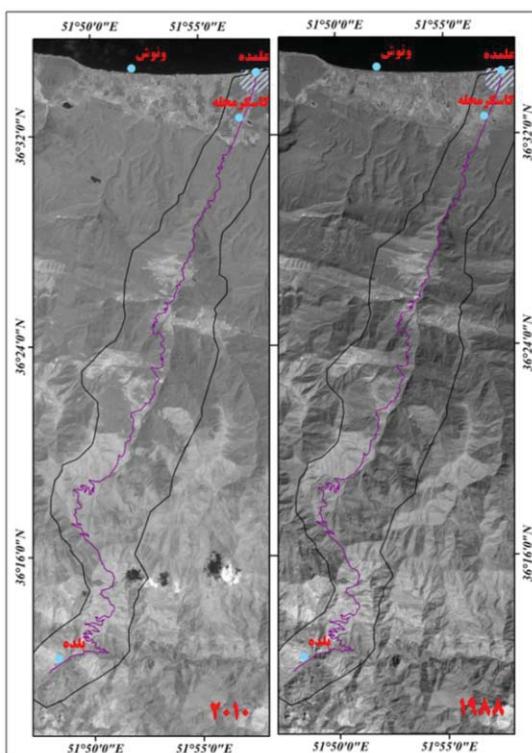
چانگ و توبس (۱۹۷۰) در بررسی مقایسه‌ای مئاندرهای حوضه رودخانه واباش در ایندیانا، ازانهای موضوعی رودخانه، به عنوان عامل مؤثر در مشخص کردن مئاندری شدن رودخانه و فرسایش کناری آن استفاده کردند. سیف و نجمی (۱۳۸۹)، پیچان رودهای رودخانه کارون را با استفاده از روش برازش حلقه‌های دوایر مماس با محور رودخانه شناسایی کرده و میزان توسعه آنها را با استفاده از روش کورنیس تعیین کردند، آنها با استفاده از این دو روش نشان دادند که در رودخانه کارون ۵۷ پیچان‌رود بیش از حد توسعه یافته وجود دارد. علایی طالقانی و همکاران (۱۳۹۱) نقش انسان را در فرسایش کناری و گسترش جانبی مئاندرهای رودخانه‌ی گاما‌سیاپ، مورد ارزیابی قرارداده و به این نتیجه رسیدند که ضربی خمیدگی ۱۵ مئاندری که انسان در آنها دخالت داشته است به میزان ۰/۱۳ بیشتر از ضربی خمیدگی ۰/۱۹ مئاندر دیگر، افزایش داشته است. یمانی و همکار (۱۳۹۱) در بررسی مئاندرهای رودخانه‌ی هر رود در لرستان نشان داده اند که میزان فرسایش کناری در کناره‌هایی که از مواد سست مانند آبرفت، شیل، مارن و کنگلومرات سخت نشده وجود دارد، بیشتر از کناره‌های دیگر است. بیاتی خطیبی (۱۳۹۱) نوع و مدت زمان جابه‌جایی‌ها را در مسیر رودخانه‌ی مئاندری قره آغاج بررسی نموده و نقش جابه‌جایی‌ها را در فرسایش کناری رودخانه مذبور تحلیل نمود و نشان داد که خطر فرسایش کناری در بخش هایی که میزان جابه‌جایی‌ها زیاد بوده، بسیار بالاست.

رودخانه گلندرود یکی از رودخانه‌های نسبتاً پر آب و دائمی در غرب استان مازندران می‌باشد. این رود از دامنه‌های شمالی سیاه سنگ کوه (۲۸۳۰ متر) سرچشم‌گرفته و در مسیر حرکت خود تا رسیدن به افراچال، میان روبدار نامیده می‌شود و از آن پس طی حرکت با کلیه شعبات به روستای گلندرود می‌رسد؛ از همین روی به نام رودخانه گلندرود معروف می‌باشد. به طور کلی دبی متوسط رودخانه ۱/۳۸ متر مکعب بر ثانیه و طول آبراهه اصلی آن ۴۰ کیلومتر می‌باشد. این پژوهش با هدف مشخص نمودن چگونگی الگوی جابه‌جایی مئاندرهای رودخانه گلندرود نسبت به مسیر ارتباطی جاده بلده تا رویان و شناسایی مناطق بحرانی این جاده نسبت به فرسایش کناری رودخانه انجام شده است.

۲- مواد و روشها

در این تحقیق برای بررسی تغییرات بستر رودخانه گلندرود از تصاویر ماهواره‌ای به دلیل پراکنش مناسب زمانی و مکانی و همچنین قدرت‌های تفکیک بالا استفاده شده است. تصاویر ماهواره‌ای لندست با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر و IRS با قدرت تفکیک ۵/۲۲ متر، از مهم‌ترین ابزارها در بررسی تغییرات مورفولوژی رودخانه‌ها و مئاندر آن‌ها می‌باشند. بهترین محدوده از امواج الکترومغناطیس برای جداسازی آب از زمین بخش مادون قرمز است. جذب تابش امواج مادون قرمز توسط آب و بازتابش زیاد آن توسط پوشش گیاهی و تا حدی خاک، کنتراست خوبی بین آب و زمین ایجاد می‌کند. تصاویر ماهواره‌ای لندست به دلیل دارا بودن باندهای مجزا در محدوده‌های مرئی و مادون قرمز، امکانات خوبی برای این منظور در اختیار

می‌گذارند. با بررسی پروفیل مکانی در باندهای مختلف TM و ETM+، نتیجه می‌شود که در باندهای مربوط به طول موج مرئی (باند ۱، ۲ و ۳) و مادون قرمز حرارتی (باند ۶) اختلاف محسوسی بین آب و پدیده‌های دیگر وجود ندارد؛ اما باندهای ۵ دارای بیشترین مغایرت بوده و برای ادامه مطالعات در تحلیل‌های تک باندی از این باند استفاده شد. بنابراین، در پژوهش حاضر جهت بررسی تغییرات مثاندرهای رودخانه گلندرود و تأثیر آن به عنوان یک مخاطره محیطی بر روی مسیر ارتباطی بلده تا رویان، از تصاویر ماهواره‌ای لندست سنجنده‌های TM سال ۱۹۸۸ و ETM سال ۲۰۱۰ با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر استفاده شد (شکل ۱).



شکل ۱ - تصویر باند ۵ ماهواره لندست مسیر جاده بلده تا رویان

- یافته‌ها و بحث

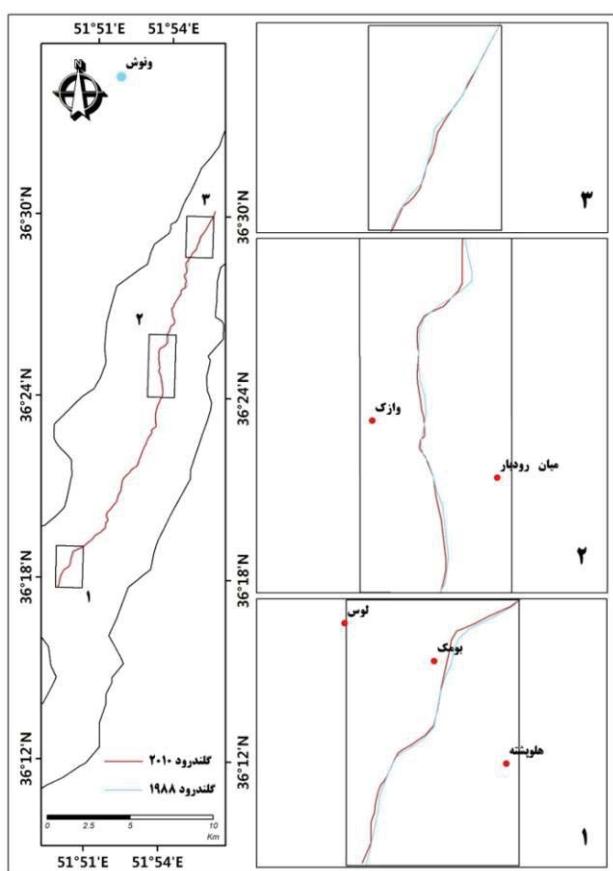
طی دهه‌های اخیر بستر رودخانه گلندرود دچار تغییراتی در پارامترهای هندسی مثاندرهای خود شده است. جهت بررسی این تغییرات طی بازه زمانی ۲۲ ساله (۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰) و نحوه تأثیرگذاری آن بر مسیر ارتباطی جاده بلده تا رویان، قسمتی از مسیر رودخانه از روی تصاویر ماهواره‌ای لندست برای دو سال ذکر شده استخراج گردید. شکل ۲ مسیر این رودخانه را برای دو سال ۱۹۸۸ و ۲۰۱۰ نشان می‌دهد. بررسی تغییرات مکانی بستر رودخانه و محل مثاندر آن نسبت به مسیر جاده بیانگر آن است که در بیشتر بخش‌های رودخانه، جابجایی مکان مثاندرها به سمت جاده بوده است؛ نمونه‌هایی از این جابجایی‌ها در محل روستاهای لوس، میان رودبار و وازک در شکل ۲ آورده شده است. در مجاورت روستای بومک، بستر رودخانه ۸۰ متر و در مجاورت روستای کپ سفلی حدود ۶۰ متر از سال ۱۹۸۸ تا سال ۲۰۱۰ به مسیر رویان تا بلده نزدیک شده است. بررسی جابجایی‌های مکانی بستر رودخانه در ۲۷ نقطه به فواصل مساوی یک کیلومتر نشان می‌دهد که گلندرود طی ۲۲ سال (۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰) دارای متوسط جابجایی ۲۹ متر بوده است (جدول ۱). از این ۲۷ نقطه، تنها در فاصله‌های ۳، ۱۸، ۲۲ و ۲۳ کیلومتری مسیر رودخانه از بالادست به سمت پایین دست، جابجایی بستر آن به گونه‌ای اتفاق افتاده که در سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۱۹۸۸ از مسیر جاده فاصله گرفته است؛ در بقیه نقاط اندازه‌گیری شده، جابجایی به سمت جاده و با نزدیک شدن به آن همراه بوده است.

جدول ۱ - میزان جابجایی مسیر رودخانه گلندرود طی سال‌های ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰

فاصله (کیلومتر)	میزان جابجایی (متر)	فاصله (کیلومتر)	میزان جابجایی (متر)
۱	۱۸.۳۹	۱۵	۵۴.۸۵
۲	۸۱.۰۹	۱۶	۱۶.۴۵

۱۲.۳۹	۱۷	۳۳.۸۸	۳
۶.۷۳	۱۸	۳۶.۴۴	۴
۴.۹۹	۱۹	۲۷.۶۹	۵
۱۶.۹۲	۲۰	۵۹.۰۸	۶
۱۳.۰۴	۲۱	۲۶.۵۴	۷
۰.۶۷	۲۲	۴۴.۴۳	۸
۶.۸۶	۲۳	۵.۳۹	۹
۵۴.۰۲	۲۴	۶۵.۹۰	۱۰
۲۴.۳۶	۲۵	۱۲.۶۵	۱۱
۴.۸۵	۲۶	۲۱.۷۰	۱۲
۷.۰۹	۲۷	۷۸.۸۷	۱۳
-	-	۳۳.۷۶	۱۴

شکل ۲- جابجایی مکانی بستر رودخانه گلندرود و نزدیک شدن بستر رودخانه به مسیر جاده طی سال‌های ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰



۴- نتیجه گیری

مسیر رودخانه بازتابنده ویژگی های زئومورفولوژیکی حوضه ها از قبیل ارتفاع، شیب، جهت شیب، زمین شناسی و فعالیتهای کاربری اراضی در آن است. اکثر طرح های آبی از قبیل سدها، پل ها، ایستگاه های پمپاژ که بر روی رودخانه ها با در حاشیه آن احداث می گردند، به نوعی متأثر از تغییرات

مورفولوژیکی رودخانه‌ها هستند. همچنین، تغییرات مئاندرهای رودخانه و موقعیت آن‌ها نسبت به جاده به عنوان یکی از مخاطرات تهدید کننده خطوط ارتباطی به شمار می‌رود. در این تحقیق تغییرات مئاندرهای رودخانه گلندرود طی سال‌های ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰ با بهره‌گیری از تصاویر ماهواره‌ای لندست مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور، از باند ۵ این تصاویر (که باند مادون قرمز نزدیک بوده و تفاوت بالایی در بازتاب بین آب و خشکی وجود دارد)، مسیر رودخانه طی دو سال ذکر شده استخراج و تغییرات مکانی مئاندرها و جابجایی آن‌ها به سمت جاده ارتباطی تعیین شد. نتایج بررسی نشان داد که تغییرات وسیعی در فعالیت‌های مئاندری گلندرود صورت گرفته است. این تغییرات به گونه‌ای اتفاق افتاده که بستر رودخانه و محل مئاندرهای آن به مسیر ارتباطی جاده بلده تا رویان نزدیک شده است. بررسی تغییرات مکانی بستر رودخانه در بقیه بخش‌های مسیر آن نیز به خوبی گویای این امر است که طی ۲۲ سال مورد بررسی، در بیشتر قسمت‌های رودخانه جابجایی مئاندرها به سمت مسیر جاده بوده است. نتایج تحقیق آسیب پذیری مسیر ارتباطی بلده رویان را به خوبی نشان می‌دهد. با توجه به اینکه جاده به عنوان یک عامل انسانی است باید مرتبأ پایش شده و مکان‌هایی که در طول جاده در معرض خطر هستند یا مسیر جاده عوض شود و یا پایدارسازی صورت گیرد.

۵- مراجع

- [۱] بیاتی خطیبی، مریم، بررسی و تحلیل نوع و مدت جابجایی‌ها در مسیر رودخانه‌های مئاندری و نقش جابجایی‌ها در فرسایش کناری در نواحی نیمه خشک، مورد : رودخانه قره آغاج، جغرافیا و توسعه ، شماره ۲۷ ، ۱۳۹۱ .
- [۲] حافظی مقدس ؛ ناصر، حمیدرضا سلوکی ؛ رضا جلیلوند و جعفر رهنمازاد. مطالعه ژئومورفولوژی مهندسی رودخانه سیستان ، فصلنامه زمین شناسی کاربردی ، شماره ۱ ، ۱۳۹۱ .
- [۳] رضایی مقدم ، محمدحسین؛ عادل محمدفر، خلیل ولیزاده کامران، آشکارسازی تغییرات کناری و شناسایی مناطق خطر رودخانه آجی چای در محدوده خواجه تا ونیار . جغرافیا و برنامه ریزی محیطی ، شماره ۴۸ ، ۱۳۹۱ .
- [۴] سیف، عبدالله ؛ نجمه نجمی، شناسایی پیچان رودهای رودخانه کارون با استفاده از روش برآش حلقه‌های دوایر مماس با محور رودخانه و تعیین میزان توسعه آنها . جغرافیای طبیعی ، شماره ۱۷ ، ۱۳۹۱ .
- [۵] علایی طالقانی، محمود ؛ فرشاد حاصلی ؛ مجید احمدی ملاوردی، ارزیابی نقش انسان در فرسایش کناره‌ای و گسترش جانبی مئاندرهای رودخانه گاماسیاب در دشت بیستون . جغرافیا و پایداری محیط ، شماره ۶ ، ۱۳۹۲ .
- [۶] آفیاضی، گلداخت، ارزیابی و پنهانه بندی مخاطرات ژئومورفولوژیکی مسیر جاده رویان تا بلده (از نوع حرکات ریزشی_لغزشی و مئاندر)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور، ۱۳۹۲ .
- [۷] یمانی، مجتبی؛ سیامک شرفی، ژئومورفولوژی و عوامل موثر در فرسایش کناری رودخانه هررود در استان لرستان، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی ، شماره ۴۵ ، ۱۳۹۱ .
- [9] Chang, T. P & Toebe, G. H, 1970; A Statistical Comparison of Meander Plan form in the Wabash Basin, Water Resources Research, Vol. 6, No. 2, PP. 557-578
- [10] Schumm, S. A., 2005, River Variability and Complexity, First Published, Cambridge University Press, Published in the United States of America.

بررسی اثرات فلودیال نوسانات سطح اساس دریاچه ارومیه بر روی سواحل جنوبی آن

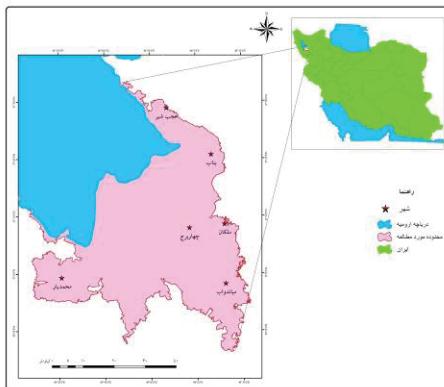
حدیث مرادی^۱، معصومه رجبی^۲

hadismoradi22@yahoo.com

^۲ دانشیار و مدیرگروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز، mrajabi@tabrizu.ca.ir

۱- مقدمه و منطقه مورد مطالعه

حوضه دریاچه ارومیه یکی از حوضه‌های منطقه‌ای ایران است که در چند سال گذشته بر اثر سوء مدیریت از جمله اجرای طرح‌های عمرانی نظیر احداث سدهای متعدد و همچنین بزرگراه و برداشت بی روحی آب زمینه کم آبی دریاچه فراهم گردیده و وسعت آن کاهش یافته در نتیجه خطوط ساحلی و نواحی پیرامون دستخوش تغییرات قابل ملاحظه‌ای شده‌اند و مورفولوژی متفاوتی را در مقایسه با دوره‌های پر آبی به ویژه در قسمت جنوب ایجاد نموده اند با توجه به اینکه مورفولوژی رودخانه‌های تغذیه کننده دریاچه‌ها بر اثر تغییرات دبی آب تنظیم می‌شود این تغییرات به وسیله تحلیل نیمرخ طولی رودخانه‌ها قابل بررسی است. از این رو نیمرخ‌های طولی رودخانه‌های جنوب و جنوب شرق دریاچه (شامل رودخانه‌های صوفی چای، زرینه رود، سیمینه رود و مهاباد چای و لیلان چای) در محیط GIS رسم شده و مورد تحلیل قرار گرفت. با توجه به کاهش بسیار زیاد حجم آب ورودی به دریاچه نتایج نشان می‌دهد که این کاهش، تاثیرات زیادی را در مورفولوژی پدیده‌های زئومورفولوژی منطقه خصوصاً در وضعیت نیمرخ طولی رودها داشته است. از این رو در این پژوهش ابتدا تغییرات سطح دریاچه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست (شامل سنجنده‌های TM و ETM) برای سالهای ۲۰۰۰ و ۲۰۱۰ بررسی و نوسانات ارتفاع سطح آب دریاچه ارومیه مشخص شد. در مرحله بعدی نیمرخ طولی رودها براساس تصاویر ماهواره‌ای بررسی و تغییرات آنها مشخص گردید. موقعیت منطقه مورد مطالعه در شکل شماره (۱) آورده شده است.



شکل شماره (۱) : موقعیت جغرافیایی منطقه

۲- مواد و روشها

برای انجام این تحقیق مجموعه ای از روش‌های میدانی ، کتابخانه ای و تحلیلی به کار گرفته شد. داده های مورد نیاز از روی تصاویر ماهواره ای لندست (شامل سنجنده‌های TM و ETM)، همچنین مطالعات میدانی به دست آمده است . شکل نیمرخ طولی از ارتفاع نقاط مختلف در امتداد رود و اندازه‌ی طول فاصله آن ها ترسیم می شود که تغییرات در میزان شبیب از سرچشممه تا مصب را نشان می دهد و بیان کننده‌ی حداقل تغییرات با زمان فرایندهای رودخانه است . به منظور بررسی تغییرات شبیب طولی رودخانه‌های منطقه مورد مطالعه ، نیمرخ‌های طولی این رودخانه‌ها برای سالهای ۲۰۰۰ و ۲۰۱۰ از روی تصاویر MED استخراج شد.

شبیب این نیمرخ‌ها از طریق رابطه زیر:

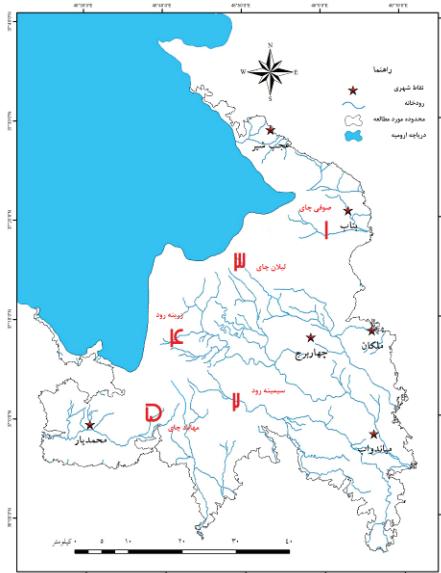
(۱)

$$S = \frac{h}{L}$$

(ΔL فاصله طولی بین دو نقطه ، Δh اختلاف ارتفاع) محاسبه و نتایج حاصل از این رابطه و نیمرخ‌های طولی طی سالهای ۲۰۰۰ و ۲۰۱۰ با هم مقایسه شده است .

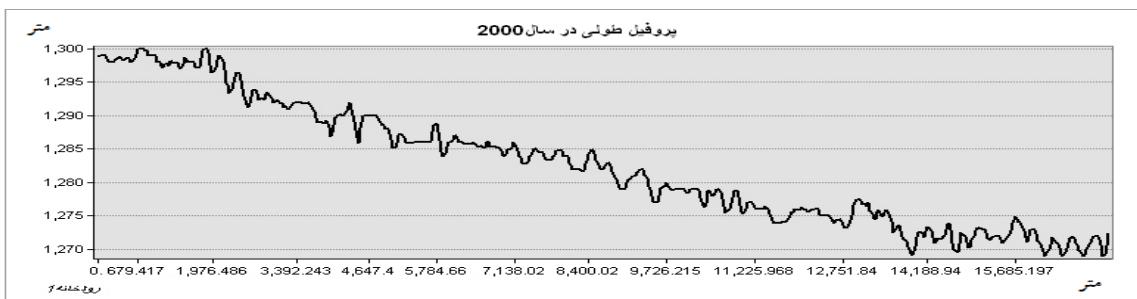
۳- یافته‌ها و بحث

مورفولوژی رودخانه‌های وارد شونده به دریاچه‌ها در کوتاه مدت ، میان مدت و دراز مدت بر اثر تغییرات دبی آب و رسوب تنظیم می شود درنتیجه می توان گفت هر کدام از علتهای ذکر شده تاثیر گذار در نوسانات دریاچه‌ها ، تاثیر گذار در مورفولوژی رودخانه‌های مرتبط با دریاچه خواهد بود . این تاثیرات را از بررسی نیمرخ طولی رودخانه‌ها به درستی می توان درک کرد (روستایی ؛ ۱۳۹۰) . شکل نیمرخ طولی که از ارتفاع نقاط مختلف و طول آنها در امتداد رودخانه ترسیم می شود یافته های با ارزشی را در مورد تحول و تغییرات محیط های رودخانه‌ای در طول زمان در پی داشته است . به همین خاطر از گذشته مورد توجه محققان علوم زمین به ویژه متخصصان ژئومورفولوژی بوده است . نیمرخ طولی رودخانه‌ها معمولاً به صورت سیستمی در نظر گرفته می شوند که چه به طور مستقیم و چه بطور غیر مستقیم ، از تغییرات رخ داده در شرایط محیطی متاثر می شوند . گیلبرت (۱۸۷۷) بر اساس آزمایشات تجربی نشان داد که تغییرات دبی ، ابعاد بار بستره و مقاومت لیتولوژیکی و ورود شاخه های فرعی و حرکات تکتونیکی در تکامل نیمرخ و تفسیر شکل عمومی نیمرخ طولی اهمیت دارد با تغییر در هر یک از متغیرها ، نظری تغییر در نیروهای رودخانه ای (مانند افزایش یا کاهش دبی) و یا نیروی مقاومتی در بستر ، شبی نیمرخ طولی و حتی ارتفاع شاخاب های فرعی متصلب به رودخانه اصلی نیز تغییر خواهد کرد (بیاتی خطیبی و حیدر زادگان ؛ ۱۳۸۴ : ۳۱) . آلن کلاو و پیتر کامفورت (۱۹۸۷) عدم یکنواختی نیمرخ طولی را به تغییرات ناشی از لیتولوژیکی نسبت داده اند و به این نتیجه رسیده اند که حتی وقتی رودخانه در بستر آبرفتی جاری است چنین عدم برابری وجود دارد که به وسیله ای مناطق کم عمق با جریان سریع و عمیق با جریان آرام تر مشخص می شوند . نتایج مطالعات قبلی نشان دهنده این است که نیمرخ طولی رودخانه ها به وسیله لیتولوژی ، تجدید فرایندهای فرسایشی ناشی از تکتونیک و تغییرات سطح اساس متاثر میگردد . از میان این عوامل ، عامل نوسانات سطح اساس از مهمترین عوامل اثر گذار بر روی وضعیت نیمرخ طولی رودخانه‌هاست . با توجه به اینکه توده‌های آبی بسته از جمله دریاچه‌ها ، بخش انتهایی و مصب جریانات و رودها می باشند طبیعی است هر گونه تغییر در این بخش ، بلافتاله در قسمت‌های مختلف رودها مخصوصاً نیمرخ طولی آنها منعکس خواهد شد . نظر به اینکه دریاچه ارومیه به مانند سایر دریاها و دریاچه‌ها همیشه دارای نوسانات و تغییرات سطح بوده و خصوصاً در سالهای اخیر روند تغییر در یک جهت یعنی فقط کاهشی بوده است اثر این تغییرات می تواند در روی نیمرخ طولی رودهایی که به آن می ریزند منعکس شود لذا یکی از اهداف اصلی این پژوهش بررسی ویژگی های نیمرخ طولی در محدوده منطقه‌ی مورد مطالعه (جنوب و جنوب شرق دریاچه ارومیه) می باشد . در این مرحله از پژوهش سعی می شود نیمرخ طولی رودهایی که از جهت جنوب و جنوب شرق وارد دریاچه ارومیه می شوند مورد بررسی قرار گیرد . چنانچه قبل از ذکر شد رودخانه‌های صوفی چای ، قلعه ، زرینه رود ، سیمینه رود ، لیلان چای و مردقو ، شامل این محدوده می شود . نیمرخ طولی آنها برای دو بازه زمانی سال ۲۰۰۰ و ۲۰۱۰ ترسیم و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است . با توجه به توضیحات داده شده در این قسمت نیمرخ طولی برای هریک از رودخانه‌های در نظر گرفته شده در محدوده مورد مطالعه ترسیم شده و موقعیت این رودخانه‌ها در شکل (۲) مشخص شده است .



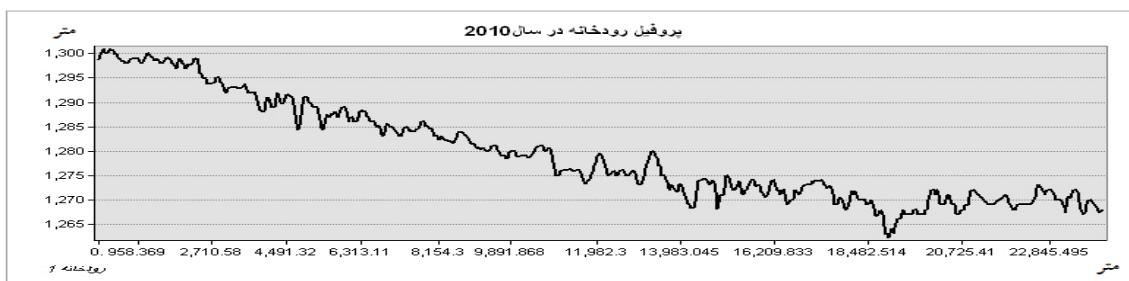
شکل شماره (۲) : نقشه موقعیت رودخانه‌های منطقه برای رسم نیمرخ طولی

بررسی نیمرخ طولی رودخانه صوفی چای طی سالهای ۲۰۰۰ و ۲۰۱۰



شکل

شماره (۳) : نیمرخ طولی قسمتی از رودخانه شماره ۱ برای سال ۲۰۰۰



شکل شماره (۴) : نیمرخ طولی قسمتی از رودخانه شماره ۱ برای سال ۲۰۱۰

نیمرخ طولی رودخانه شماره ۱ که در شکل شماره (۳) نمایش داده شده مربوط به رودخانه صوفی چای می باشد برای سال ۲۰۰۰ از ارتفاع ۱۳۰۰ متر رسم شده شبیه محاسبه شده برای این نیمرخ ۱۹۰۰ می باشد. نیمرخ طولی همین رودخانه برای سال ۲۰۱۰ نیز رسم شده که در شکل شماره (۴) نمایش داده شده شبیه محاسبه شده برای این نیمرخ ۱۴۰۰ می باشد. در واقع با گذشت زمان کاهش حجم آب منجر به تعدیل نیمرخ طولی و به دنبال آن کاهش شبیه رودخانه میگردد. همانند شکل شماره ۳ و ۴ برای تمامی رودخانه های منطقه مورد مطالعه نیمرخ طولی رسیم گشته که به دلیل محدود بودن صفحات مقاله از ارائه آنها معذوریم. شبیه محاسبه شده برای تمامی نیمرخ های طولی رودخانه های منطقه مورد مطالعه روند کاهشی را در سال ۲۰۱۰ نسبت به سال ۲۰۰۰ نشان می دهند که خود این موضوع بیانگر کاهش حجم آبی و رودی می باشد.

۴- نتیجه گیری

تمامی نیمرخ های رسم شده تغییرات و نوسانات دریاچه و خصوصاً تغییرات کاهش حجم آب و رودی را به درستی نمایان ساخته اند بررسی هایی هم که بر روی رودخانه های محدود مورد مطالعه به وسیله تجزیه و تحلیل نیمرخ های طولی انجام گرفت حاکی از تغییرات شبیه این رودخانه ها بر اثر کاهش آبی و حجم دریافتی آب است. مهار آبهای از طریق ایجاد سدها، کانال ها و آب بندها، مهار آب های سطحی موجود در یک حوضه آبریز از طریق ایجاد سدهای مخزنی و انحرافی و ... امروزه از مهمترین علل کاهش مساحت آب دریاچه ها در اغلب نواحی جهان به ویژه در دریاچه های بسته می باشد (حسن زاده و همکاران، ۸۹). که متناسبانه این مسئله در مورد دریاچه ارومیه به وجود آمده است و این دریاچه با مسائل دستکاری بشر مواجه شده.

۵- منابع

- ۱: بیاتی خطیبی ، مریم؛ حیدرزادگان ، پروین؛ ۱۳۸۴؛ تعیین مراحل تحول رئومورفولوژیکی دره های نواحی کوهستانی با روش کلاسیک و ریاضی (مطالعه موردی یازده حوضه و دره اصلی توده کوهستانی سهند؛ مجله جغرافیا و توسعه؛ سال سوم؛ شماره ۵
- ۲: حسن زاده ، المیرا؛ ضرغامی ، مهدی؛ حسن زاده ، یوسف؛ ۱۳۸۹؛ تعیین تاثیر سدهای موجود در تراز آب دریاچه ارومیه به کمک مدل پویایی سیستم ها؛ دومین همایش ملی بحران زیست محیطی پارک ملی دریاچه ارومیه؛ دانشگاه فردوسی مشهد
- ۳: رostتایی ، شهرام؛ نیری ، هادی؛ ۱۳۹۰؛ تحلیل کمی تاثیر لیتولوژی و تکتونیک بر پروفیل طولی رودخانه در حوضه آبریز رودخانه مهاباد؛ جغرافیا و توسعه؛ شماره ۲۴

نقش تغییرات کاربری اراضی در افزایش وقوع مخاطره سیلاب در حوضه شهری گیلان غرب

محمد حسین رضایی مقدم^۱، مسعود رحیمی^۲، عبدالکریم ویسی^۳، اصغر نویدفر^۴

^۱ استاد ژئومورفولوژی دانشگاه تبریز، rezmogh@yahoo.com

^۲ دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تبریز، masoud.rahimi90@ut.ac.ir

^۳ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، veysi@ut.ac.ir

^۴ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، navidfar32@ut.ac.ir

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

امروزه رشد سریع جمعیت سبب شده تا پوشش‌های طبیعی سطح زمین تغییر کند و کاربری‌های شهری نه تنها از طریق افزایش عرض و عمق‌شان، بلکه از طریق تغییر شیب و پیچ و خم‌هایشان نیز به توسعه شهری پاسخ می‌دهند (لقایی، ۱۳۸۸). با افزایش ساخت و سازهای شهری در توزیع فضایی گیاهی، سختی سطح، تبخیر و تعرق و در نهایت پاسخ جریان حوضه آبریز تغییر ایجاد می‌شود (کوستا و همکاران، ۲۰۰۳). تغییر در شبکه زهکشی و محیط فیزیکی باعث افزایش پیک رواناب ناشی از بارش و کاهش نفوذ می‌شود (سیروادنا و همکاران، ۲۰۰۶). ارزیابی تاثیرات تغییر کاربری اراضی بر روی فرایندهای سیلاب در زمین پیچیده به وسیله GIS و دیدگاه مدل سازی پژوهشی است که توسط محققین مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است. از جمله تحقیق‌های صورت گرفته در این زمینه می‌توان به موارد زیر اشاره نمود: تحلیل روند شار رواناب و رسوب در بالادست حوضه نیل (گیرمیکال و همکاران، ۲۰۱۳)، ارزیابی تاثیر شهرسازی در رواناب سالانه و رخدادهای سیلابی با استفاده از سیستم مدل‌سازی هیدرولوژی مختلط در حوضه رودخانه کینهای چین (دو و همکاران، ۲۰۱۲)، بررسی اثر تغییرات کاربری، تاثیرات تغییرات کاربری اراضی در حوضه‌های بالادست بر روی الگوی سیلاب در نواحی پایین دست حوضه با استفاده از مدل هیدرولوژیکی HEC-HMS و GIS (سوان، ۱۹۹۴)، نقش تغییر کاربری اراضی بر مولفه‌های بیلان هیدرولوژیکی حوضه آبخیز کن (تهرانی، ۱۳۸۰).

در طی سه دهه اخیر حوضه آبخیز گیلان غرب بویژه پایین دست آن با رشد سریع ساخت و سازهای سکونتگاهی مواجه بوده است، فعالیت‌های انسانی و تغییرات کاربری در این حوضه، باعث شده تا مولفه‌های هیدرولوژیکی منطقه دستخوش تغییر شود. یکی از نتایج تغییر کاربری‌ها افزایش ضریب رواناب و سیل خیزی حوضه می‌باشد. به طوری که ضریب رواناب از ۷۶/۹۲ درصد در سال ۱۳۶۶ به ۷۷/۳۴ درصد در سال ۱۳۸۷ افزایش پیدا کرده است. هدف پژوهش حاضر در ابتدا بررسی تغییرات کاربری حوضه مطالعاتی با استفاده از تکنیک‌های RS، GIS و در ادامه ارزیابی این تغییرات بر روی مشخصه‌های رواناب سطحی تولید شده و دبی‌های حدأکثر با توجه به تحلیل روند داده‌های دبی و بارش با استفاده از آماره من کنداول و تحلیل رابطه بارش رواناب استفاده از مدل HEC-HMS در دو سال ۱۳۶۶ و ۱۳۸۷ می‌باشد.

حوضه آبریز گیلان غرب با وسعتی برابر ۱۱۱ کیلومتر مربع، در طول جغرافیایی ۴۵ درجه و عرض ۵۵ دقیقه و ۳۴ دقیقه واقع شده است (شکل ۱). از نظر آب و هوایی این منطقه دارای آب و هوایی نسبتاً معتدل بوده، به گونه‌ای که متوسط دمای منطقه در طی سال در حدود ۱۹ درجه سانتی گراد و متوسط بارندگی سالانه حدود ۵۶۰ میلی متر می‌باشد.

مواد و روشها

در پژوهش حاضر به منظور تعیین تغییرات کاربری اراضی حوضه مورد مطالعه طی این دوره زمانی ۲۶ ساله (۱۳۶۶ و ۱۳۸۷)، بر مبنای تصویر ماهواره‌ای سال ۱۳۶۶

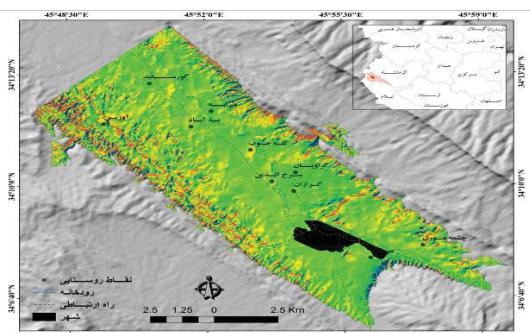
و با استفاده از نقاط کنترل بر روی نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، زمین مرجع

کردن تصاویر ماهواره‌ای جهت تصحیح

خطای هندسی آن‌ها انجام شد. این تصاویر در محیط ERDAS Imagine پردازش شدند، آنگاه طبقه بندي کاربری اراضی با روش SVM در طبقه

بندي نظارت شده صورت گرفت.

شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه



مدل HEC-HMS

داده های بارندگی، دبی و دمای روزانه و همچنین تبخیر ماهانه ایستگاه گیلان غرب برای سال های ۱۳۶۶ و ۱۳۸۷ جهت شبیه سازی بارش روتاب با مدل HEC-HMS استفاده شد. در مولفه مدل، روش SCS Curve Number در قسمت تلفات بارش استفاده شد. پارامترهای مورد نیاز این روش، گیرش اولیه، شماره منحنی و درصد سطح غیرقابل نفوذ حوضه می باشد. پس از تهیه مقدار متوسط CN، امکان محاسبه ذخیره خاک سطحی (S) از طریق رابطه ۱ فراهم شد. تخمین میزان تجربی گیرش اولیه با استفاده از رابطه ۲ صورت می گیرد که در مطالعه های زیادی استفاده شده است.

$$S = (25400/CN) - 254 \quad (1)$$

$$Ia = 0.2S \quad (2)$$

در رابطه ۱، CN یک عدد بدون بعد بوده و بین صفر تا ۱۰۰ متغیر است؛ در CN برابر ۱۰۰، خاک توان جذب بارندگی را ندارد و در نتیجه ارتفاع روتاب با بارندگی مساوی است.

در رابطه ۲، Ia گیرش اولیه (میلیمتر) و S (میلیمتر) مقدار ذخیره سطحی خاک می باشد. درصد سطح غیرقابل نفوذ حوضه نیز به عنوان پارامتر دیگر روش SCS Curve Number از لایه کاربری اراضی تهیه شده در دو سال ۱۳۶۶ و ۱۳۸۷ بدست آمد. در بخش "تبديل یا انتقال" مؤلفه مدل حوضه از روش هیدروگراف واحد SCS استفاده گردید. پارامتر مورد نیاز این روش، زمان تأخیر می باشد که از رابطه ۳ بدست آمد؛ با توجه به هدف پژوهش و اهمیت میزان S و CN در شبیه سازی روتاب حوضه مطالعاتی، از این رابطه استفاده گردید.

$$S = (1000/CN) - 10 \quad t_{lag} = [L^{0.8} * (S+1)^{0.7}] // 1900y^{0.5} \quad (3)$$

در این رابطه L طول رودخانه اصلی بر حسب فوت، y شیب رودخانه اصلی بر حسب درصد، CN شماره منحنی، t_{lag} زمان تأخیر بر حسب ساعت و S نگهداشت آب در سطح حوضه می باشد.

مدل من-کندال

به منظور تعیین روند داده های بارش و دبی از مدل من-کندال استفاده شده است. در این آزمون هر مقدار سری زمانی به صورت بهم پیوسته و پشت سرهم با بقیه مقادیر سری، مورد مقایسه قرار می گیرد. مسیر برای آماره من-کندال که از تقریب طبیعی استفاده می شود. محاسبات آن به این صورت است که اگر تعداد نمونه ها ۱۰ یا بیشتر از آن می باشند، تقریب طبیعی به منظور استفاده از روش من-کندال استفاده می شود.

گام اول: فرضیه صفر: H0: روند وجود ندارد

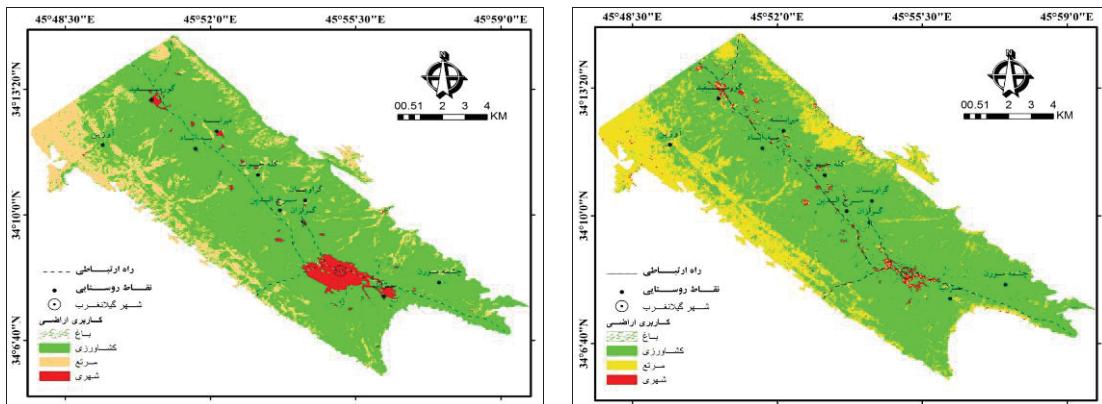
گام دوم: فرضیه تحقیق: HA: دارای روند رو به پایین می باشد

یافته ها و بحث

نتایج بدست آمده از تحلیل ها، ارتباط بین مولفه های بیلان هیدرولوژیکی و تغییرات کاربری اراضی حوضه آبراهه گیلان غرب را طی سال های ۱۳۶۶ و ۱۳۸۷ نشان می دهد (جدول ۱ و شکل های ۲ و ۳).

جدول ۱. تغییرات کاربری اراضی حوضه و آبراهه گیلان غرب طی سال های ۱۳۶۶ و ۱۳۸۷

۱۳۸۷		۱۳۶۶		۱۳۸۷		۱۳۶۶		نوع کاربری
درصد	مساحت (km^2)							
۲۵/۵۱	۲۹/۷۱	۳۳/۰۱	مرتع	۳/۷۵	۴/۱۷	۲/۸۹	۳/۲۱	شهر
.۰۴	.۰۶	.۰۷	جنگل	۷۳/۲۵	۸۱/۳۸	۶۷/۴۰	۷۴/۸۱	کشاورزی



شکل ۲. تغییرات کاربری منطقه در سال ۱۳۶۶ و ۱۳۸۷

کاربری شهری در سال ۱۳۶۶ دارای ۳/۲۱ کیلومتر مربع مساحت است که ۲/۸۹ درصد از مجموع مساحت حوضه را تشکیل می‌دهد؛ این میزان در سال ۱۳۸۷ به ۴/۱۷ کیلومتر مربع مساحت یعنی معادل ۳/۷۵ درصد می‌رسد که نشانگر افزایش کاربری شهری طی ۳۵ سال است. کاربری‌های مراتع نیز کاهش پیدا کرده است. این امر به دلیل از بین بردن مراتع و تبدیل آن به اراضی کشاورزی و کاربری شهری می‌باشد.

به منظور به مقایسه روند دبی در ایستگاه گیلان غرب و داده‌های بارش ایستگاه سینوپتیک از آماره من-کنдал استفاده شده است. بر اساس جدول زیر و با در نظر گرفتن آلفای ۰.۵، بارش ایستگاه مذکور دارای روند نمی‌باشد اما داده‌های دبی ایستگاه گیلان غرب روند روبه بالا را نشان می‌دهد.

جدول ۲. بررسی ایستگاه‌های هیدرومتری و سینوپتیک گیلان غرب براساس آماره من-کنلال

نام ایستگاه	نوع ایستگاه	فرضیه تحقیق (رو به بالا)	فرضیه تحقیق (رو به پایین)	من-کنلال محاسباتی	آلفا	نوع روند
گیلان غرب	سینوپتیک	۰.۳۲	۰.۵۸	۰.۳۷	۰.۰۵	بدون روند
گیلان غرب	هیدرومتری	۰.۰۰۶	۰.۹۹	۲.۲۹	۰.۰۵	روند روبه بالا

بر مبنای یافته‌های تغییر کاربری اراضی، مقدار CN برای سال‌های ۱۳۶۶ و ۱۳۸۷ و ۷۳ بترتیب ۷۰ و ۷۳ محاسبه گردید؛ این مقادیر به همراه مشخصه‌های فیزیکی حوضه و آبراهه گیلان غرب از مهم ترین پارامترهای وارد شده در مدل HEC-HMS می‌باشند (جدول ۳). با توجه به جدول ذخیره سطحی و زمان تأخیر محاسبه شده نیز به ترتیب در سال ۱۳۷۶، ۱۳۸۷ و ۱۳۷۶ میلی متر، ۶/۷۲، ۶/۷۲ و ۶/۷۲ ساعت، در سال ۱۳۸۷، ۶/۷۲، ۶/۷۲ و ۶/۷۲ ساعت می‌باشد. گیرش اولیه و سطح غیر قابل نفوذ نیز به ترتیب ۲۱/۷۷ میلی متر، ۵ درصد در سال ۱۳۷۶، ۱۸/۷۸ و ۱۸/۷۸ میلی متر، ۸ درصد در سال ۱۳۸۷ می‌باشد.

جدول ۳. مشخصه‌های فیزیکی حوضه آبخیز گیلان غرب و پارامترهای وارد شده در مدل HEC-HMS

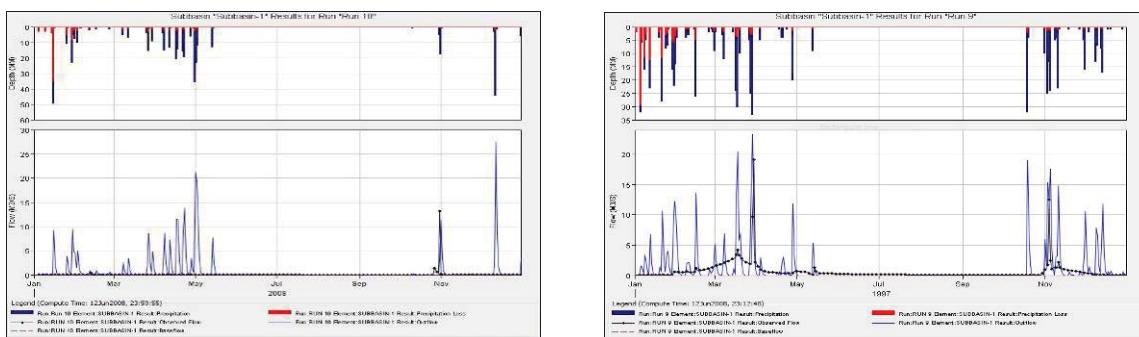
سال	طول آبراهه اصلی (ft)	شب آبراهه (%)	شماره منحنی	ذخیره سطحی (mm)	گیرش اولیه (mm)	زمان تأخیر (ساعت)	سطح غیر قابل نفوذ (درصد)
۱۳۷۶	۵۹۰۵۵/۱۱	۲/۷	۷۰	۱۰۸/۸۵	۲۱/۷۷	۶/۷۲	۴
۱۳۸۷			۷۳	۹۳/۹۴	۱۸/۷۸	۶/۱۷	۷

نتایج حاصل از شبیه سازی بارش-روابات حوضه مورد بررسی با مدل HEC-HMS نشان داد که بارش سالانه و تلفات بارش، به ترتیب در سال ۱۳۷۶، ۶۵۰، ۲۳/۰۷ و ۴۳۷ میلی متر و در سال ۱۳۸۷، ۴۳۷، ۲۲/۶۵ و ۴۳۷ میلی متر می‌باشد (جدول ۴). روابات سالانه نیز از ۵۰۰ میلی متر در سال ۱۳۷۶ به ۴۳۷ میلی متر در سال ۱۳۸۷ می‌رسد. ضریب روابات نیز ۷۶/۹۲ در سال ۱۳۷۶ به ۷۷/۳۴ در سال ۱۳۸۷ به دنبال دارد. شکل‌های ۵ و ۶ و ۷ هیدرولگراف دبی روزانه شبیه سازی شده با مدل HEC-HMS در حوضه و آبراهه گیلان غرب را نشان می‌دهد.

جدول ۴. کمیت مؤلفه‌های بیان هیدرولوژیکی حوضه آبخیز گیلان غرب

سال	بارش سالانه (میلی متر)	رواناب سالانه (میلی متر)	تلفات بارش (میلی متر)	درصد تلفات بارش	حجم رواناب (مترمکعب بر ثانیه)	ضریب رواناب (درصد)
۱۳۷۶	۶۵۰	۵۰۰	۱۵۰	۲۳/۰۷	۹۰.....	۷۶/۹۲
۱۳۸۷	۴۳۷	۳۳۸	۹۹	۲۲/۶۵	۶۰.۸۴۰۰	۷۷/۳۴

هیدروگراف دبی روزانه شبیه سازی شده با مدل HEC-HMS در حوضه و آبراهه گیلان غرب بعد از واسنجی مدل، برای سال های ۱۳۷۶ و ۱۳۸۷ در شکل های ۵ و ۶ و ۷ نشان داده شده است. در این شکل ها، منحنی های آبی پررنگ و قرمز بترتیب نمایانگر بارش روزانه و تلفات بارش بوده و منحنی های آبی و مشکی نیز به ترتیب جریان شبیه سازی شده از مدل و ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری را نشان می دهند.



شکل ۵. دبی روزانه شبیه سازی شده حوضه گیلان غرب (۱۳۷۶).

۴- نتیجه گیری

مهنم ترین مداخله انسانی در چرخه هیدرولوژیک حوضه ها، تغییرات کاربری اراضی است. نتایج این تغییرات شامل تخریب خطوط مستقیم آب، قطع کردن مسیل های زهکشی طبیعی و افزایش سطح نفوذناپذیر می باشد. گسترش ساخت و ساز شهری منجر به افزایش دبی پیک و حجم رواناب می شود. طی سه دهه اخیر در حوضه آبخیز گیلان غرب فعالیت های انسانی و تغییر کاربری اراضی در این منطقه، چرخه هیدرولوژی و تولید رواناب را طی سال های ۱۳۷۶ تا ۱۳۸۷ به شدت متأثر ساخته است. به طوری که ضریب رواناب از ۷۶/۹۲ در سال ۱۳۷۶ به ۷۷/۳۴ در سال ۱۳۸۷ افزایش پیدا کرده است. افزایش ضریب رواناب سال ۱۳۸۷ در نتیجه تغییرات کاربری اراضی است به دلیل اینکه میزان بارش و رواناب در این سال نسبت به سال ۷۶ کاهش داشته اما ضریب رواناب بیشتری تولید کرده است، نتایج حاصل از آماره من کنдал نیز این مهم را تأیید می کند.

مراجع:

- تهرانی، ۱۳۸۰، ”بررسی اثر تغییر پوشش گیاهی بر روی تشدید پیامدهای پدیده سیلاب با استفاده از RS و GIS”， پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران
- درخشی، خه بات، ۱۳۹۱، ”نقش تغییر کاربری اراضی بر مولفه های بیان هیدرولوژیکی حوضه کن”， مجموعه مقالات هشتمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشگاه لرستان.
- لقایی، حسنعلی (۱۳۸۸)، طراحی تفرجگاهی نواحی رود کناری در محیط کلانشهرها، مرکز مطالعات و برنامه ریزی شهر تهران.
- Costa, M.H., Botta, A., Cardille, J.A., 2003. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. *J. Hydrol.* 283, 206–217.
- Du,J.,Qian,L., Rui,H.,Zuo,T.,Zheng,D.,Xu,Y.,Xu,C.-Y(2012). Assessing the effects of urbanization on annual runoff and flood events using an integrated hydrological modeling system for Qinhuai River basin, China. *Journal of Hydrology* 464–465,127–139.
- Gebremicael, T.G; Mohamed, Y.A; Betrie, G.D. ; van der Zaag, P. ; Teferi,E(2013).
- Siriwardena, L., Finlayson, B.L., McMahon, T.A., 2006. The impact of land use change on catchment hydrology in large catchments: the Comet River, Central Queensland, Australia. *J. Hydrol.* 326, 199–214
- Suwan werakamton, R., 1994., GIS and Hydrologic modeling for management of small watersheds, ITC Jurnal No4. 343-349.



دیدگاه بیوژئومورفیک در مطالعه تالابها (مطالعه موردی تالاب گاوخرنی)

^۱ منیژه قهرودی تالی، ^۲ لادن خدری غریبوند

^۱ گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران M -Ghahroudi@sbu.ac.ir

^۲ گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران L_khedri@sbu.ac.ir

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

بیوژئومورفولوژی که به عنوان تعامل دو طرفه بین ژئومورفولوژی و اکولوژی تعریف شده است، دیدگاه جدیدی در رشته ژئومورفولوژی می باشد و در آن فرایندهای اکولوژی، فرایندهای ژئومورفولوژی را تحت تاثیر قرار می دهند و بالعکس [۶]. بیوژئومورفولوژی که عموماً به عنوان اکوژئومورفولوژی نیز نامیده می شود، شاخه ای از ژئومورفولوژی است که بر روی تعامل بین فرایندهای اکولوژیکی و مورفولوژیکی تمرکز دارد. به این ترتیب، طیف گسترده ای از موضوعات نظریه وابستگی متقابل میکروارگانیسم ها و هواردگی سطوح برخنه سنگی، تا فعل و انفعالات بین پوشش جنگلی و دینامیک رودخانه ای را در تمام حوضه ها پوشش می دهد. فعل و انفعالات بیوژئومورفیک در تمام محیطهای زمینی از منطقه بسیار خشک تا مناطق استوایی مرطوب رخ می دهد و همچنین به شدت از اثرات انسان بر روی محیط زیست تاثیر می پذیرد. بنابراین، بیوژئومورفولوژی دارای پهنگ بسیار گسترده ای می باشد، که دارای دسترسی جهانی بوده و بسیاری از مقیاسهای مختلف را پوشش می دهد. بیوژئومورفولوژی همچنین دارای بسیاری از کاربردهای عملی از نظر مدیریت محیط زیست نیز می باشد [۵]. تعامل اجزای چشم انداز اکولوژیکی و ژئومورفیک، به طور گسترده ای به صورت مستقل مفهوم سازی شده است. در یک راستا، فرایندهای ژئومورفیک و شکل لندرفمهای توزیع و گسترش موجودات زنده را شکل داده است. در مقابل و در راستای دیگر، موجودات زنده فرایندهای ژئومورفیک و لندرفمهای را تغییر می دهند. به طور فراینده ای تعامل بین اجزای اکولوژیکی و ژئومورفولوژیکی به صورت چرخه ای هستند و به طور تکامل یافته ای در هم تنیده شده است. آنها ممکن است گستره ای از حالات تجمعی از حوزه های خود تقویت کننده پایداری، تا تنظیمات گذران ارگانیسم ها و محیط را نشان دهند [۴]. تالابها به عنوان یکی از با ارزشترین منابع طبیعی کره زمین، زیست بومهای اشباع از آب، متنوع، با تولید بسیار بالا و زیستگاههایی منحصر به فرد برای بسیاری از گونه های گیاهی و جانوری بوده و از ارزشهای اقتصادی، اجتماعی، علمی، تفریحی، زیباشناسی و بطور کلی زیست محیطی زیادی برخوردار هستند، با این وجود در بین زیست بومهای طبیعی جهان، کمتر از همه شناخته شده و بیش از همه مورد بی مهری و سو استفاده انسان قرار گرفته است [۱]. تالاب گاوخرنی یکی از ۱۳۲۸ تالاب جهان است که در کنوانسیون بین المللی ۱۹۷۵ رامسر به عنوان تالاب بین المللی شناخته شد. شرایط خاص جغرافیایی، طبیعی و زیست محیطی و سه فاکتور هیدرولوژیکی، مورفولوژیکی و اکولوژیکی، این تالاب را از کمیاب ترین تالابهای کره زمین قرار داده است، که از نظر علمی برای محققین حائز اهمیت است. تالاب گاوخرنی در آستانه ورود به کویر (مرز میان اکوسیستم آبی با خشکی) واقع شده و انعکاسی از شرایط حاکم بر این دو بومسازگان است. گاوخرنی در انتهایی ترین قسمت حوضه آبریز زاینده رود، واقع در زیر حوضه گاوخرنی قرار دارد [۳] و به دلیل موقعیت خاص جغرافیایی و قرار داشتن در ناحیه گرم و خشک فلات مرکزی ایران از اهمیت بسیاری برخوردار است. متساقنده در سالهای اخیر به دلیل عدم آگاهی مسئولین مربوطه، اجرای سیاستهای غیر اصولی و شتابزده در زمینه انتقال آب از حوزه زاینده رود به سایر حوزه ها، توسعه بیش از حد و ناسازگاری با محیط زیست صنایع نیازمند به آب، برداشتهای غیر اصولی در بخشهای بالا دستی حوزه و ... از دریافت آب رودخانه زاینده رود که عنصر اصلی تالاب می باشد، محروم گردیده است. این محرومیت ایجاد تغییرات شدید در خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و زیستی این زیست بوم منحصر به فرد را به همراه داشته و در نهایت منجر به خشک شدن بخش اعظم تالاب گردیده است. عدم ورود آب شیرین رودخانه زاینده رود به تالاب، باعث تغییر شرایط زیستی از جمله نوسانات شدید دمایی، تغییر پارامترهای هدایت الکتریکی (EC)، اکسیژن مورد نیاز بیوشیمیایی (BOD)، اکسیژن مورد نیاز شیمیایی (COD)، عناصر معدنی و غیره گردیده است. این عوامل بیش از هر چیز، حیات ارگانیسم های جانوری تالاب را تحت تاثیر قرار داده و باعث کاهش تنوع و تراکم ارگانیسم های کفزی و به دنبال آن سایر جانورانی که از نظر غذایی وابسته به این گروه از جانوران بوده اند، گردیده است. کاهش شاخصهای زیستی در امتداد مسیر رودخانه به طرف مرکز تالاب، و همبستگی منفی و در بعضی موارد معنی دار آن با پارامترهای فیزیکی و شیمیایی آب تالاب، نشان می دهد که، روند کم آب شدن و به تدریج خشک شدن تالاب اثرات مخرب و مطمئناً "جبران ناپذیری را بر جوامع زیستی تالاب خواهد داشت. علاوه بر این، خشک شدن تالاب ضمن از دست رفتن تمامی کارکردهای مثبت آن، مشکلات زیست محیطی و اجتماعی- اقتصادی- فراوانی برای مردم منطقه ایجاد خواهد کرد. از جمله مهمترین این مشکلات، می توان به کاهش مقاومت خاک منطقه در مقابل فرسایش بادی اشاره

کرد، که با از دست رفتن رطوبت خاک، بافت نرم و ریزدانه بستر خشک شده و انباسته از انواع آلاینده های زیست محیطی تالاب، در اثر وزش باد به هوا بلند شده و ایجاد گرد و غبارهای شدید را باعث خواهد شد. متاسفانه در صورت وقوع چنین پدیده ای، علاوه بر نابسامانیهای اقتصادی ایجاد شده به دلیل آلوده بودن رسوبات تالاب، بیماریهای خطرناکی می تواند مردم منطقه و حتی شهرهای اصفهان و بیزد را تهدید نماید^[۲]. در این پژوهش تالاب گاوخونی دردو دوره با ۲ سال اختلاف در پاییز(آبان ۱۳۹۰-۱۳۹۲) مورد بررسی قرار گرفته است. فصل پاییز از این نظر انتخاب شده است که تالاب خشکی بعد از تابستان را پشت سر گذاشته است و بارندگی ها به دلیل کاهش دما نمی تواند چشم انداز اکولوژی را تعییر دهد.

مواد و روشها

براساس بازدید های میدانی در آبان ماه ۱۳۹۲ و آذر ماه ۱۳۹۰ تعداد ۲۵ نمونه از زونهای مختلف انتخاب شد و از مدل فرکتال هندسی برای انجام تحلیل استفاده شده است. برای بررسی الگوی فرکتالی حاکم بر میکروفرمها گیاهی در پلایای گاوخونی، مدل فرکتال محیط - مساحت به کار برده شد. شکل ۱ تا ۳ چند نمونه را نشان می دهد.

مدل فرکتال محیط - مساحت یک مدل ریاضی در ارتباط با محیط(P) و مساحت(A) فرکتالهای شکل یافته به طور مشابه می باشد. این مدل به صورت زیر بیان شده است(Cheng, 1995)

$$P \propto A^{\frac{1}{2}D_{AP}} \quad (1)$$

که در آن P محیط فرمها، A مساحت آنها و α نشان دهنده تناسب می باشد. D_{AP} توان محیط - مساحت می باشد که می تواند به صورت زیر نشان داده شود، که D_P و D_A به ترتیب ابعاد فرکتالی محیط (P) و مساحت (A) می باشند:

$$\frac{2D_P/D_A}{D_{AP}} = \frac{1}{2} \quad (2)$$

اگر تنها مجموعه ای با "مساحت نرمال" با $D_A = D_P = D_{AP}$ بروزی شود، بنابراین مدل (1) شکل اصلی توسعه یافته توسط Mandelbrot (1982) می باشد. اگر $D_A < D_P < 2$ باشد، در این حالت $D_{AP} > D_P$ می شود. برای تعیین توان D_{AP} محیط-مساحت، مجموعه داده های P و A ترسیم شده به صورت مقیاس Log-Log-Log رابطه خطی بین Log A و Log P را نشان می دهد، که می تواند توسط یک خط راست با روش حداقل مربعات^{۸۴} برآذش داده شود. شبیه رگرسیون خطی میتواند به عنوان $1/2D_{AP}$ تخمین زده شود.



شکل ۱: نمونه انتخابی در مقابل سیاه کوه آبان ۱۳۹۰

^{۸۴}. Least Squares



شکل ۲: نمونه انتخابی در مقابل سیاه کوه آذر ۱۳۹۲



شکل ۳: نمونه انتخابی در انتهای زاینده رود آذر ۱۳۹۲ و آبان ۱۳۹۰

$$\log P = C + \frac{1}{2} D_{AP} \log A \quad (3)$$

اگر $D_{AP}=2$ باشد، پس $P \propto A$ بوده و تغییرات محیط با نرخی مشابه با مساحت می‌باشد. به عبارت دیگر محیط مانند مساحت عمل می‌کند، بطوریکه D_{AP} می‌تواند در درجه اول، بی‌نظمی محیط را مشخص کند (Wang et al, 2006). روش‌های دیگری برای مشخص کردن تغییرات شکل وجود دارد. به عنوان مثال، از سمی واریوگرام برای مشخص کردن ویژگیهای ناهمسانگردی استفاده می‌شود و یا تکنیکهای (GIS) تغییرناپذیری مقیاس را تعیین می‌دهد (Lovejoy & Schertzer, 1991). علاوه بر این، پیچ و خم مرز توسط D_P بر اساس $D_P=2D_P/D_A$ در صورتیکه D_A توسط روش‌های دیگر نظریه روش جعبه شمارش محاسبه شده باشد، میتواند مشخص شود (Wang et al. 2006).

در مجموع D_{AP} دامنه‌ای از ۱ تا ۲ دارد؛ اگر D_{AP} برابر ۱ باشد آنگاه $P \propto A$ مجموعه‌های شکل گرفته منظمی را مانند مریع‌ها یا دایره‌ها نشان می‌دهد. ارزش بالاتر D_{AP} ، فشردگی بیشتر شکل را بیان می‌کند و اگر D_{AP} برابر ۲ باشد آنگاه $P \propto A^{\frac{1}{2}}$ برقرار می‌شود. بر این اساس، با افزایش ارزش D_{AP} از ۱ به سمت ۲ بر میزان آشفتگی و بی‌نظمی محیط نسبت به مساحت پدیده مورد بررسی افروده می‌شود، که نشان‌دهنده‌ی افزایش آشفتگی در رویداد پدیده می‌باشد.

یافته‌ها و بحث

در این پژوهش روش box-counting بکار گرفته شده است و D_A و D_p از طریق رابطه ۴ و ۵ بدست آمده است (Cheng, 1995).

$$D_p = 1 - \lim_{\delta \rightarrow 0} \left(\frac{\log P(\delta)}{\log \delta} \right) \quad (رابطه ۴)$$

(رابطه ۵)

$$D_A = 1 - \lim_{\delta \rightarrow 0} \left(\frac{\log A(\delta)}{\log \delta} \right)$$

داده‌های P بر روی کاغذ لگاریتمی ترسیم و ارتباط خطی بین لگاریتم محیط و لگاریتم مساحت بدست آمد؛ توان محیط و مساحت D_{AP} از طریق برآراش خطی مستقیم با استفاده از روش کوچکترین مربعات تعیین شود که شیب این خط برآورده از $1/2D_{AP}$ است (Cheng, 1995).

$$\text{Log}P = C + 1/2D_{AP}\text{Log}A \quad (رابطه ۶)$$

مدل فرکتال تغییرات شکل میکروفرمها گیاهی را در پلایای گاوخونی مشخص نمود و مقادیر D_{AP} هر کدام از آنها محاسبه گردید. مقادیر به دست در این تحقیق بازه ای بین ۱.۳ و ۱.۴ داشت، که D_{AP} بیان کننده بی نظمی در محیط این تالاب می باشد (جدول شماره ۱).

این نمودار نمودار لگاریتمی محیط و مساحت و مقادیر ضریب همبستگی بیانگر ارتباط خطی بین لگاریتم محیط و لگاریتم مساحت میکروفرمها گلی می باشد، بطوریکه ضریب همبستگی R^2 به دست آمده بزرگتر از ۰/۹۸ می باشد. مدل‌های فرکتالی، برای نشان دادن طبیعت پیچیده پدیده‌های شکل یافته نامنظم و تعیین الگوریتم میکروفرمها و بررسی تغییرات شکل و درجه بی نظمی آنها مورد استفاده قرار می گیرد. نتایج تحلیل در D_{AP} محاسبه شده بر اساس مدل فرکتالی محیط – مساحت، مقادیر بین ۱/۳ تا ۱/۴ را شامل شده است، که گویای شدت تغییر میکروفرمها گلی و تمایل آنها به افزایش آشفتگی و بی نظمی می باشد. افزایش آشفتگی های اخیر در تالاب گاوخونی، احتمالاً به علت خشکسالی و کاهش جریان آب بوده است، زیرا بررسی تحولات کواترنر در حوضه های انتهایی نشان داده است که تحول سیستم شکل زایی آنها به پلایا به علت تغییرات ژئوشیمیایی کانیهای محلول آن بوده است که آنهم به علت کاهش منابع ورودی آب رخ می دهد (قهروندی، ۱۳۹۱). تغییرات کانیهای محلول به نوبه خود سبب به هم خوردن نظم بیولوژیکی شده است که نتیجه آن تحول سیستم شکل زایی آن و تبدیل تالاب به اکوسیستمی جدید می باشد.

مراجع:

- اوودوم، یوجین، **شالوده بوم شناسی**، میمندی نژاد، ترجمه محمد جواد، جلد یک، چاپ چهارم، تهران، دانشگاه تهران، ۱۳۷۷.
 - سلطانی، سعید، تعیین حقا به تالاب گاوخونی (گراش بخش لیمنولوژی)، اداره کل محیط زیست استان اصفهان، اصفهان، ۱۳۸۹.
 - قهروندی تالی، منیژه. مطالعه تطبیقی تحولات اقلیمی و زئومورفولوژی در پلایای میقان، طرح پژوهشی، دانشگاه شهری بهشتی، ۱۳۹۱.
 - نجاری ورزنه، حبیب...، تالاب بین المللی گاوخونی اصفهان، انتشارات سازمان حفاظت محیط زیست اصفهان، ۱۳۸۲.
- [4] Anthony Stallins J, **Geomorphology and ecology: Unifying themes for complex systems in biogeomorphology**, Geomorphology, Volume77, Pages 207–216, 2006.
 - [5] Kenneth J. Gregory & Andrew S. Goudie, **The SAGE Handbook of Geomorphology**, Publisher:SAGE Publications Ltd, Pub. Date: August 22, 2011.
 - [6] Stine, Melanie B., and David R. Butler, **A Content Analysis of Biogeomorphology within Geomorphology Textbooks**, Geomorphology, Volume 125, Issue 2, , Pages 336–342, 15 January 2011.

کاربرد گرده شناسی (پالینولوژی) در مطالعه تغییرات آب و هوای دیرینه ایران

طیبیه اکبری ازیرانی

استادیار دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، گروه جغرافیای طبیعی، t_akbari@sbu.ac.ir

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

شرایط اقلیمی گذشته و مسئله تغییر اقلیم کره زمین، از دیرباز مورد توجه پژوهشگران بوده است. مطالعات Berger در اوخر قرن بیستم به خوبی نشان داد که آنچه در گذشته توسط میلتوین میلانکویچ، اخترفیزیکدان یوگوسلاو، به منظور تبیین علت تغییرات اقلیمی ذکر شده بود یعنی ارتباط تغییرات آب و هوای با تغییرات وضعیت مدار گردش زمین بدور خورشید نسبت به هم در چرخه‌های صد هزار ساله، چهل هزار ساله و بیست و سه هزار ساله، مورد تأیید بوده است. این تغییرات به ترتیب ناشی از خروج مداری^{۸۵}، تغییر در کجی محور زمین^{۸۶} و رقص محوری^{۸۷} یا تغییر جهت محور است (Berger, 1994).

اولین مطالعات پالینولوژی^{۸۸} در ایران با هدف بررسی سن و احداثی زمین شناسی و روابط دیرین جغرافیایی آنها با واحدهای مشابه در نیمکره‌های شمالی و جنوبی در دورانهای پالئوزوئیک و مژوزوئیک انجام شد. همچنین از جمله اهداف استفاده از روش پالینولوژی در این زمان، اکتشاف نفت، گاز و زغال بوده است (قویدل سیوکی، ۱۳۷۱). دو ویژگی مهم دوره کواترنری یعنی تغییرات و نوسانات اقلیمی و همچنین ظهور انسان (مقیمه، ۱۳۸۹) باعث شد تا پژوهشگران بر مبنای پالینولوژی به مطالعه شرایط آب و هوایی ایران در گذشته بپردازند. مطالعات دیرین بوم‌شناختی (پوشش‌گیاهی و اقلیمی) در دوره کواترنری، از حدود پنجه سال پیش در شمال و شمال غرب کشور و در امتداد رشته کوههای زاگرس آغاز شد. پژوهشگران خارجی همچون Wright (1960) از اولین پژوهشگرانی هستند که به روشن پالینولوژی، به بررسی تاریخچه پوشش‌گیاهی و اقلیم غرب ایران همت گماردند. van Ziest & Wright (1963) اولین نمودار گرده^{۸۹} (پولن دیاگرام) را با بررسی رسوبات دریاچه زریوار در کردستان تهیه و با نمونه برداری مجدد از سایر قسمتهای دریاچه توانستند نتایج دقیقتری از پژوهش‌های خود را منتشر کنند (Wasylkowa & Witkowski, 2008).

مواد و روشها

تغییرات اقلیمی کواترنری از نظر فراوانی و تعیین سن در ایران و آسیای غربی در مقایسه با سایر نقاط کره زمین بطور پراکنده بررسی شده است. شواهد تغییر اقلیم کواترنری در ایران در پلئیستوسن و هولوسن به روش‌های مختلف بیشتر بوسیله پژوهشگران خارجی مطالعه شده است. این پژوهش‌ها به ترتیب توسط Krinsley (1970)، Bobek (1937)، Kuhel (1958)، Scharlau (1958)، Busche et al. (2002)، Vita-finzi (1969) بر روی رسوبات آبرفتی، Regard, et al. (2006) بر روی دشت و بادبزن‌های آبرفتی انجام شده است. مطالعات مربوط به توالی لس-خاک توسط Lateef (1988)، Kehl et al. (2005)، Kehl. (2009)، Kehl., Stevens et al. (2001)، Snyder et al. (2001)، Wasylkowa et (2006 و 2005 و 1967)، Griffiet et al. (2001)، و دریاچه پریشان منتشر شده است.

⁸⁵-excentricity

⁸⁶-obliquity

⁸⁷-precession

⁸⁸-palynology

⁸⁹- Pollen diagram.

این تحقیق با استفاده از نتایج حاصل از روش پالینولوژی روی دریاچه های ایران، تدوین شده است . تحلیل میکروسکوپی و شناسایی گرده های موجود با کمک اطلس های گرده شناسی مربوط به منطقه اروپا و شمال آفریقا، انجام شد. اطلس Reille در سه جلد، اطلس Beug و همچنین کلکسیون اسلامیدهای گرده های امروزی از جمله مراجع هستند که جهت شناسایی گرده ها تا سطح خانواده، جنس و یا گونه استفاده شد (Reille, 1992, 1995, 1998 ; Beug, 2004).

یافته ها و بحث

اهمیت دریاچه ها

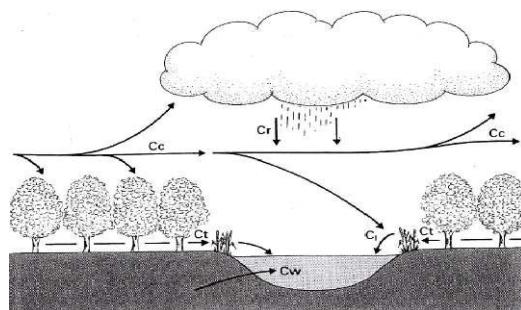
در مطالعات دیرینه اقلیم شناسی با رویکرد پالینولوژی ، دریاچه ها جایگاه ویژه ای دارند. در شمال و غرب ایران تابحال دریاچه های متعددی مورد بررسی پژوهشگران قرار گرفته اند. نحوه انتشار و رسوبگذاری گرده ها در محیط های دریاچه ای معمولاً نیاز به دانستن اصول زیر دارد.

مدل انتشار گرده ها

برای مطالعه شرایط محیطی گذشته از روی گرده ها یکی از عوامل مهم، در نظر گرفتن منابع گرده ای و همچنین نحوه رسیدن گرده ها به محل انباسته شدنشان است. توبر^{۹۰} (۱۹۶۵) برای مکانیسم های مختلف رسیدن گرده ها به محل رسوبگذاری مدلی تهیه کرد. این مدل (شکل ۱) سایتی را نشان می دهد که در میان جنگل احاطه شده است و منابع ورودی گرده به آن شامل سه مؤلفه اصلی می باشد. این سه مؤلفه به ترتیب شامل ^{۹۱}C₁ نشان می دهد که در میان جنگل احاطه شده است و منابع ورودی گرده به آن شامل سه مؤلفه اصلی می باشد. این سه مؤلفه به ترتیب شامل ^{۹۲}C₁، ^{۹۳}C_t، ^{۹۴}C_c مؤلفه گیاهی، ^{۹۵}C_w مؤلفه تاجی و ^{۹۶}C_r مؤلفه ثانوی است. ^{۹۷}C_t مؤلفه گیاهی شامل گرده های تولید شده بوسیله گیاهان اطراف دریاچه است و ^{۹۸}C_c مؤلفه تاجی منظور گرده هایی است که در میان تاج درختان تولید شده اند و یا بوسیله جریان باد به منطقه حمل شده اند و وارد سیستم آبی دریاچه می شوند (Moore et al, 1991).

دریاچه ها و رسوبگذاری گرده ها در داخل آن

دریاچه ها محل تجمع آب زهکشی شده از حوضه آبخیز بهمراه رسوبات فرسایش یافته و گرده های گیاهی هستند. منشاء این رسوبات بیشتر از حوضه آبخیز دریاچه (مواد محلی) است. بنابراین مواد رسوبی نماینده زیستگاه موجودات زنده ای هستند که در اطراف دریاچه زندگی می کنند. این موضوع در مورد دریاچه هایی که حالت بالاتلاقی^{۹۹} دارند متفاوت است زیرا این مناطق محیط های بسته ای هستند که تنها با دریافت نزولات جوی تغذیه می شوند. منشاء توده موادی که در این مناطق بتدریج انباسته می شوند می تواند از آب باران و ذرات گرد و غبار و گرده هایی باشد که در هوا معلق هستند و در آب دریاچه به دام می افتدند.



شکل ۱) مدل انتشار گرده ها در یک دریاچه کوچک فرضی بر اساس مدل Cl (Tauber, 1965). مؤلفه ها به ترتیب شامل C_t مؤلفه محلی، C_r مؤلفه گیاهی، C_c مؤلفه تاجی و C_w مؤلفه ثانوی است. (Moore et al, 1991)

جدول ۱) طبقه بندی انواع دریاچه بر اساس وضعیت رسوبگذاری (مأخذ: Moore et al, 1991)

نوع دریاچه	نرخ رسوب گذاری	ترکیب رسوبات	تولید
------------	----------------	--------------	-------

^{۹۰}-Tauber

^{۹۱}-local component

^{۹۲}-rain component

^{۹۳}-trunk space component

^{۹۴}-canopy component

^{۹۵}-secondary component

^{۹۶}-Peat sites

۹۷	أترافیک	معمولًا سریع	دسترسی به مواد مغذی خوب و تولید دریاچه زیاد است.	بیشتر مواد آلی است.
۹۸	أليگوتروفیک	کند و بسته به نرخ فرسایش در حوضه آبخیز	مواد آلی کم و بیشتر موادمعدنی کم است.	دسترسی به مواد مغذی کم است بنابراین تولید کم است.
۹۹	ديسترافیک	کند	غنى از گرده اما محتوى ساير مواد آلی کم است.	دسترسی به مواد مغذی و موادمعدنی ورودی کم است و بنابراین تولید کم است.

دریاچه ها دارای خصوصیات متفاوت، شامل اندازه حوضه آبخیز، توبوگرافی و خصوصیات زمین شناسی، شکل حوضه و وضعیت تعذیب، هستند. مجموعه این عوامل الگوی جريان گرده به داخل دریاچه ها و فرایند رسوبگذاری را تحت تأثیر قرار می دهد. جدول ۱ نشان دهنده سیستم طبقه بندی ساده ای برای دریاچه ها از نظر وضعیت تعذیب، تولید و رسوبگذاری می باشد (Moore et al, 1991) (جدول ۱-۲).

تنوع زیستی در ایران

ثبت ۸۰۰۰ گونه گیاهی در ایران نشان می دهد که این سرزمین از نقطه نظر تنوع زیستی معرف بسیار غنی است. این موضوع مدیون وجود اقلیم ها و اکوسیستم های متنوع در کشور است. از این تعداد حدود ۲۲ درصد انحصاری هستند. به طوری که ۱۷۲۷ گونه گیاهی انحصاری در کشور وجود دارد. ناحیه رویشی ایران - تورانی با ۱۴۵۲ گونه منحصر به فرد، تقریباً با ۸۵ درصد گونه های انحصاری ایران در فلور گیاهان حالت غالب دارد. حوزه هیرکانی (خرزی) و ناحیه صحرایی-سنندی (سواحل جنوب کشور) به ترتیب دارای ۱۱۵ و ۵۲ گونه انحصاری هستند. تقریباً ۸۰۰ گونه گیاهی ایران به عنوان گونه های انحصاری، پراکنش تک استانی دارند (عصاره، ۱۳۸۴).

بیزگی گرده های گیاهان شاخص دریاچه های شمال و غرب ایران و شناسایی آنها

➤ گیاهان درختی

از میان گیاهان درختی در منطقه جنسهای بلوط *Quercus* ، ریش بز یا رامک *Ephedra*، تووس یا غان *Betula* ، راش *Fagus* ، افرا *Acer*، توسکا *Alnus* ، بید *Salix* و سرو کوهی *Juniperus* را می توان نام برد. گرده های این گیاهان مانند سایر نهاندانگان دارای روزنه یا شیار است و با تعداد و همچنین نحوه قرار گیری روزنه یا شیار قابل شناسایی هستند.

➤ گیاهان علفی

گیاهان علفی در منطقه شامل گیاهان استپی و نواحی کوهستانی است. از جمله گیاهان استپی به اسفناجیان *Chenopodiaceae* ، میخک *Apiaceae* ، درمنه *Artemisia* ، گندمیان *Caryophylaceae* ، *Poaceae* و *Asteroideae* *Brassicaceae* و *Cichorioideae* می توان اشاره کرد. خانواده اسفناجیان به عنوان گونه های استپی شورپسند در مقابل سایر گیاهان غیر شورپسند میتوانند بعنوان شاخص گیاهی در مطالعات دیرین زیست اقلیم بکار روند. یکی از شاخص های گرده ای برای نشان دادن خشکی منطقه، نسبت گیاهان خانواده اسفناجیان به درمنه است. بطوريکه هرچه این نسبت بیشتر شود، آب و هوا خشک تر است. با در نظر گرفتن این فرض که خانواده اسفناجیان نسبت به درمنه در زیستگاه های خشکتر یافت می شوند می توان از شاخص C/A استفاده کرد.

گرده های معرف اکوسیستم های استپی

تولید گرده های امروزی در اکوسیستم های خشک و نیمه خشک استپی دارای اهمیت زیادی برای تفسیر گروههای گرده های فسیلی است. بخصوص اینکه تغییرات تعدادی از انواع پوشش گیاهی مناطق استپی می توانند نماینده تغییرات پوشش گیاهی در طی دوره های یخبندان باشند . مطالعات گرده های گیاهی در قسمتهای استپی ایران بسیار محدود است. بر اساس مشاهدات و تعدادی از منابع موجود می توان به گرده های نماینده بعضی از این گروههای مهم گیاهی در این اکوسیستم ها اشاره کرد. امروزه گیاهان خانواده *Fabaceae* و *Plumbaginaceae* تعدادی از گیاهان کم اهمیت تر از خانواده *Astragalus* می باشند. یکی از جنس هاس گیاهی متنوع در ایران با بیش از ۸۰۰ گونه، جنس گون (*Astragalus*) است. این جنس گرده هایی تولید می کند که از نظر شکل شناسی سه شیار و سه روزنه دارند و بعنوان ویژگی شاخص برای خانواده *Fabaceae* می توان به بافت شبکه ای دیواره در قسمت بین شیارها (*mesocolpia*)

۹۷ -Eutrophic

۹۸ -Oligotrophic

۹۹ -Dystrophic

اشاره کرد. با این حال به نظر می‌رسد که تعیین سطوح گونه‌ای این جنس تاحدی مشکل و یا حتی غیر ممکن باشد. آنچه مشخص است این است که گونه‌های این جنس در هر دو نوع نواحی طبیعی و تخریب شده یافت می‌شوند. در حال حاضر تعداد زیادی از گونه‌های کتیرا (tragacanthic) در استپ‌های کوهستانی ایران بعنوان گونه‌های مقاوم به چرا در نواحی تخریب شده دیده می‌شوند. جنس Onobrychis از خانواده Fabaceae و کلاه میرحسن (Acantholimon) از خانواده Plumbaginaceae درصد کمی را به خود مهم و غالب در استپ‌های مناطق مرتفع ایران به شمار می‌روند. در بین گرده‌های امروزی خانواده گیاهی Fabaceae و Plumbaginaceae اختصاص داده است. همچنین موقع شناسایی گرده‌های موجود از این دو خانواده (Fabaceae and Plumbaginaceae) در اسلامیدهای ساخته شده از یک منطقه، تعیین سطوح پایینی تاکسونومی این گرده‌ها معمولاً غیر ممکن و یا مشکل است. در تعداد زیادی از نواحی تخریب شده خشک و نیمه خشک ایران و تورانی مخصوصاً مناطق آسیب دیده توسط چرای بی‌رویه و دام بیشتر گیاهان از نوع خاردار و غیر خوشخوارک هستند. بعضی از این گیاهان شامل گونه‌هایی از جنس Zygophyllum از خانواده Zygophyllaceae و همچنین گیاه خارشر (Alhagi mauroorum) از خانواده Apiaceae است. خانواده گیاهی این گرده از متنوع ترین و فراوان ترین خانواده‌های گیاهی را در کوهستانهای زاگرس تشکیل می‌دهد. اخیراً جزئیات سطوح جنس و گونه‌های این خانواده برای تهیه نمودار گرده فراهم شده است. بنابراین با ترسیم و تفسیر نمودار میتوان از روی تغییرات فراوانی گیاهان مختلف این خانواده به تغییرات اقلیمی یا انسان ساخت محیط پی برد. همچنین به نظر می‌رسد که حضور گرده‌های خانواده Apiaceae در نمودارهای گرده تحت تأثیر چندین عامل وابسته به هیدرولوژی و چهارفایی طبیعی منطقه باشد (Djamali, 2008).

گرده‌های معرف دوره‌های بین یخبندان^{۱۰۰} یا گرم^{۱۰۱}:

گرده‌های گیاهان درختی همچون Ephedra، بلوط و گیاهان علفی مانند خانواده گندمیان بویژه غلات مانند گندم و جو می‌تواند نشانه دوره‌های بین یخبندان و یا گرم دور هولوسن در شمال غرب کشور باشد.

گرده‌های معرف دوره‌های یخبندان^{۱۰۲} یا سرد^{۱۰۳}:

گرده گیاهان علفی مانند اسفناجیان، درمنه و Cousinia معمولاً نشانه دوره‌های سرددتر یا یخبندان هستند. بطور خلاصه گیاهان اصلی تشکیل دهنده استپ‌های ایران و تورانی به ندرت در گرده‌های امروزی قابل مشاهده هستند و در صورت مشاهده نیز قابل شناسایی در حد سطوح تاکسونومی پایینی نخواهند بود. بنابراین حضور این گیاهان در یک منطقه را نمی‌توان بازتابی از پوشش گیاهی بومی آن منطقه دانست. درصد کم این نوع گرده‌ها اعم از گیاهان خود گرده افشار^{۱۰۴} و یا گیاهانی که بوسیله حشرات گرده افشاری^{۱۰۵} می‌کنند در ترکیب گیاهی مناطق استپی و یا حضور بیش از اندازه تعدادی از گیاهان استپی مانند جنس‌های درمنه و گیاهان خانواده اسفناجیان در گروههای گرده ای^{۱۰۶} نمی‌تواند نماینده و تصویر خوبی از پوشش گیاهی این مناطق باشد. با وجود حضور بیش از اندازه گیاهان درمنه و اسفناجیان در مناطق مجاور یخبندان دریاچه زریوار، این گیاهان نتوانسته اند تصویر درستی از پوشش گیاهی حقیقی منطقه در طی آخرین دوره یخبندان نشان دهند. همچنین علت حضور بیش از اندازه گونه‌های گیاهی مذکور به علت تولید کم انواع دیگر گرده‌ها است. بنابراین این منبع خطا باید بوسیله پژوهشگر در نظر گرفته شود (Djamali, 2008).

نتیجه گیری

در ایران برای شناسایی شواهد تغییرات آب و هوای دیرینه باید با شناخت فلور هر منطقه و شکل شناسی گرده‌های گیاهی دوره‌های رطوبتی و حرارتی را تعیین نمود. در دریاچه‌های مورد مطالعه در شمال غرب و غرب کشور همانند نئور، زریوار و ارومیه گیاهان درختی معمولاً در فازهای گرم و مريطوب و گیاهان علفی در فازهای سرد و خشک در نمودار گرده فراوانی بیشتری دارند. تغییرات آب و هوایی با استفاده از تحلیل تغییرات پوشش گیاهی، برای نمایش فازهای مختلف آب و هوایی دوره کواترنری بکار می‌رود. معمولاً دوره سرد و یخبندان همراه با پوشش گیاهی علفی بطور عمده

¹⁰⁰ - Interglacial

¹⁰¹ - Interstadial

¹⁰² - Glacial

¹⁰³ - Stadial

¹⁰⁴ -self-pollinated

¹⁰⁵ - insect-pollinated

¹⁰⁶ -pollen assemblages

شامل گیاهان غالب از خانواده اسفناجیان، درمنه و گندمیان است. مطابق نتایج تفسیر نمودار گرده در مناطق مختلف ایران، به نظر می‌رسد دوره دیریخبدان با مشخصاتی نظیر وجود دوره گرم^{۱۰۷} و سرد^{۱۰۸} متوالی همراه است. دوره سرد یانگر دریاس^{۱۰۹} با شرایط خشک و نامساعد برای رشد درختان است. حاکمیت شرایط سرد با شواهد یخچالی در منطقه هماهنگی دارد. در این دوره معمولاً جوامع اندکی از درمنه- اسفناجیان^{۱۱۰} استقرار می‌یابند و کاهش گیاهان آبزی احتمالاً بیانگر کاهش سطح آب دریاچه‌ها در دوره یانگر دریاس است. با مقایسه تغییرات فراوانی خانواده گندمیان و نوسان منحنی گرده درختان مشخص می‌شود که در هولوسن شرایط مناسب‌تر آب و هوایی باعث استقرار بیشتر گیاهان درختی شده است. شاخص‌های گرده‌ای (نسبت فراوانی گرده‌های خانواده گندمیان به درمنه، نسبت فراوانی گرده‌های درختی به علفی، و نسبت فراوانی گرده‌های خانواده درمنه به اسفناجیان) نیز توانایی آشکار سازی فازهای خشک و مرطوب را دارند.

مراجع

- - اکبری ازیرانی، ط. ۱۳۹۱، بازسازی آب و هوای دیرینه و تاریخچه پوشش گیاهی کوههای تالش و شرق آذربایجان در اواخر دوره یخبدان و دوره هولوسن، رساله دکتری، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
- - زهری، م. مجذوبیان (متترجم). ۱۳۸۳. درباره ساختار ژئوبوتانیکی ایران، دایره سبز، چاپ اول، ۸۷ صفحه.
- - عزیزی، ق.، اکبری، ط.، هاشمی، ح.، یمانی، م.، مقصودی، ع.، تحلیل پالینولوژیکی رسوبات دریاچه نور به منظور بازسازی فازهای رطوبتی دیرینه دریاچه نور در اوخر پلیستوسن و اوایل هولوسن، مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران، بهار ۱۳۹۲. ص ۱ تا ۱۹
- - قویدل سیوکی، ۱۳۷۱. مبانی پالینولوژی، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۲۰، ۱۹ صفحه.
- - Alley, R.B.; Mayewski, P.A.; Sowers, T.; Stuiver, M.; Taylor, K.C., and Clark, P.U. 1997. **Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8,200 years ago.** Geology 25: 483-486.
- - Berger, W. H.1994. **Quaternary fourier stratigraphy; orbital templates and Milankovitch anomalies**, Math. Geol. 26, 769-781.
- - Beug, H.J. 2004. **Atlas: Leitfaden der Pollenbestimmung fur Mitteleuropa und angrenzende Gebiete**, published by verlag Dr Friedrich pfeil, ISBN 3-89937-043-0, Gottingen.
- - Cuffey, K.M.; Clow, G.D.. 1997. **Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition.** Journal of Geophysical Research 102: 26383-26396.
- - Davis, B.A.S; Brewer, S.; Stevenson, A.C; Guiot, J. 2003. **The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data**, Quaternary Science Reviews 22, 1701-1716.
- - Djamali, M.; de Beaulieu, J-L; Shah-Hosseini, M.; Andrieu-Ponel, V.; Ponel, P.; Amini, A.; Akhani, H.; Leroy A.S.; Stevens, L.; Alizadeh, H.; Brewer, S. 2008. **A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran.** Quat Res 69:413–420.
- - El-Moslimany, A.P.1987. **The Late Pleistocene climates of the Lake Zeribar region**, Vegetation 72, 131-139, Dr W. Junk Publishers, Dordrecht - Printed in the Netherlands.
- - Kehl, M.. 2009. **Quaternary climate change in Iran, Erdkunde**, Vol 63, N1, PP 1-17.
- - Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E., 1991, **Pollen Analysis**, second edition, Oxford: Blackwell, 216.

¹⁰⁷ -Interstadial

³ -Stadial

¹⁰⁹ -Younger Dryas

¹¹⁰ -Artemisia-Chenopodiaceae

بررسی پارامترهای بافتی و نامگذاری رسوبات در رودخانه صدexo (غرب سبزوار)

^۱سهیلا قلعه نویی، ^۲محمد خانه باد، ^۳سید رضا موسوی حرمی، ^۴اسدالله محبوبی

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد رسوبشناسی و سنگ شناسی رسوبی دانشگاه فردوسی مشهد، s.ghalenovi@gmail.com

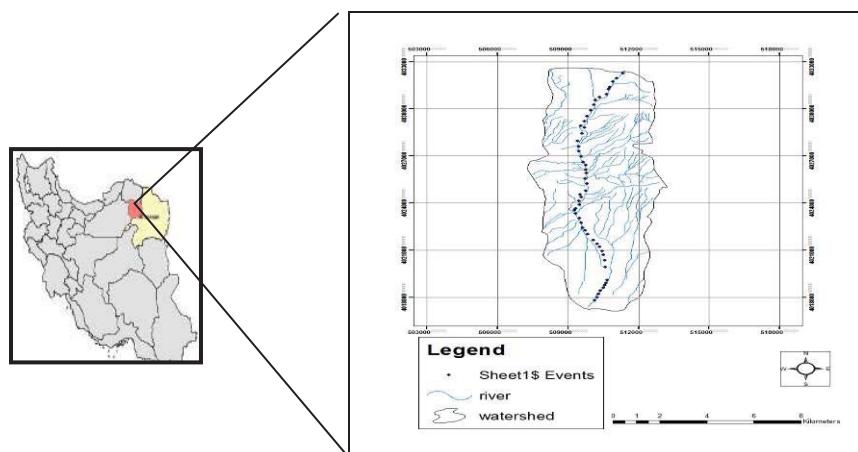
^۲استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، mkhanehbad@ferdowsi.um.ac.ir

^۳استاد گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، harami2004@yahoo.com

^۴استاد گروه زمین شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، amahboobi2001@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

رودخانه یک سیستم دینامیکی است که متغیرهای اقلیمی، فیزیوگرافی و زمین‌شناسی در کنترل رفتار نهایی آن تاثیر می‌گذارد (Sear and Newson, 2003). اندازه و شکل کانال‌های رودخانه‌ای معرف نوع، مقدار و سرعت دبی و نیز میزان رسوب از بالا دست به پایین دست حوضه آبریز است (Ralph and Hesse, 2010). بررسی پارامترهای مختلف رسوب‌شناسی موضوعی مهم در سیستم‌های رودخانه‌ای بوده است به طوری که برای دو دهه، موضوع بسیاری از تحقیقات بوده است. اکثر این مطالعات بر روی تغییرات در رسوبات بستر کanal متمرک شده‌اند زیرا این رسوبات در تعیین شرایط هیدرولیک و مورفولوژیک کanal رودخانه‌ای اهمیت بیشتری دارد (Heitmuller and Hudson, 2009). هندسه و اندازه ذرات رسوبات رودخانه‌ای بریده بریده با بار بسترهای ایجاد شده از جمله میانگین، جورشده‌گی ذرات رودخانه است، بنابراین مطالعه پارامترهای بافتی رسوبات به منظور بدست آوردن چنین اطلاعاتی بسیار حائز اهمیت است (Surian, 2002; Flemming, 2007). برای بررسی مسائل رسوب‌شناسی یک رودخانه نیاز است که پارامترهای رسوب‌شناسی از جمله میانگین، جورشده‌گی، کج شدگی و کشیدگی به دقت مورد تجزیه و تحلیل قرار بگیرد. دو پارامتر میانه و میانگین در یک رودخانه تغییرات قطر دانه به سمت پایین دست رودخانه را نشان می‌دهند که عموماً به صورت کاهشی می‌باشد. جورشده‌گی مقیاس محدوده اندازه ذرات رسوبی است که سطوح انرژی در محیط رسوبگذاری و پایداری شرایط انرژی را در طول زمان منعکس می‌کند و وابسته به نرخ تجمع رسوب، طبیعت سطح رسوب، شیوه حرکت دانه‌ها، ویژگی سیال و ویژگی دانه است (Steidman, 1982). کشیدگی نیز از دیگر پارامترهای بافتی رسوبات است که نشان‌دهنده توزیع کلی اندازه‌ی دانه‌هاست. مقدار عددی کشیدگی کمتر، توزیع اندازه‌ی دانه‌ها در رده‌های بیشتری از اندازه‌ی ذرات و در نتیجه جورشده‌گی بدتر را منعکس می‌نماید. هدف از این تحقیق بررسی پارامترهای آماری از جمله جورشده‌گی، کشیدگی، تغییرات قطر ذرات و کج شدگی دانه‌ها و نیز نامگذاری آنها بر حسب نسبت گل، ماسه و گراول رسوبات می‌باشد. رودخانه صدexo در شمال روستای صدexo واقع در غرب سبزوار با طول "۷'۴۲" تا "۵۷'۰" شرقی و عرض "۱۰'۰" تا "۱۶'۰" تا "۲۶'۰" شمالی قرار دارد. وسعت این حوضه ۶۶/۳۲۱ کیلومتر مربع و به شکل کشیده است شبکه هیدرولیکی این حوضه از جنوب به شمال جریان دارد و خروجی حوضه در شمالی‌ترین نقطه آن قرار دارد. حداقل و حداقل ارتفاع این حوضه ۱۶۴۱ تا ۱۰۱۴ متر از سطح دریاست (شکل ۱).



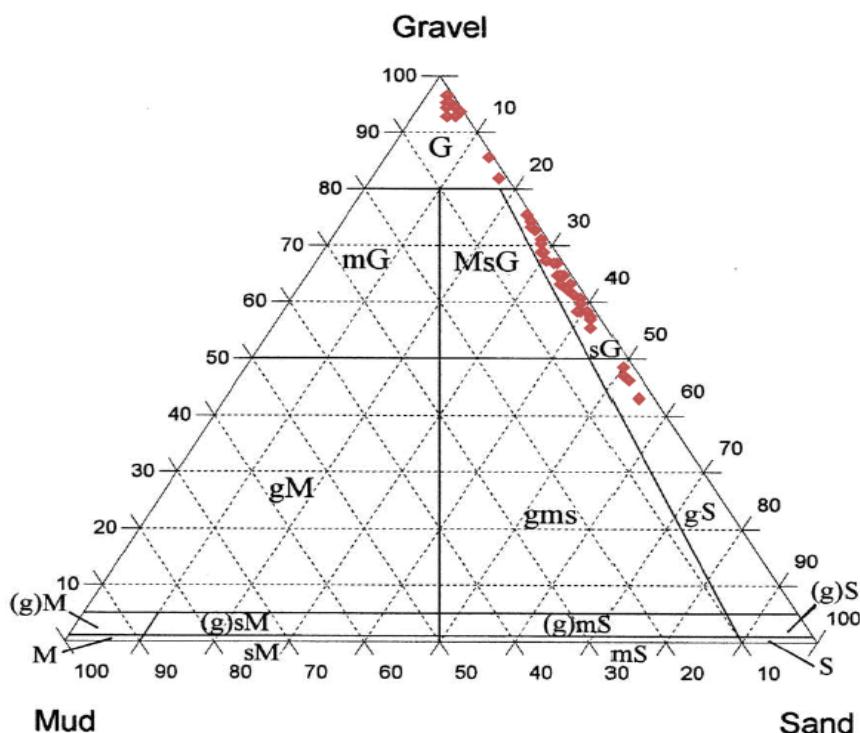
شکل ۱ - موقعیت رودخانه صدexo در غرب سبزوار، موقعیت مکان‌های نمونه برداری با نقطه نشان داده است (سبزوار با رنگ قرمز مشخص است).

مواد و روشها

مطالعه رسوب شناسی در رودخانه صدرخو نشان می‌دهد که این حوضه توسط یک رودخانه اصلی و چند آبراهه فرعی تغذیه می‌شود. آبراهه‌های اصلی از روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه (سهندی، ۱۳۷۱) شناسایی شد. تعداد ۵۴ نمونه رسوب در فاصله‌ای به طول ۱۶/۵ کیلومتر از مسیر رودخانه از بالادست تا پایین‌دست از کف کanal اصلی برداشت و موقعیت هر یک از آنها با GPS مشخص گردید و نقشه موقعیت نمونه‌ها در Mettler GIS تهیه شد (شکل ۱). پس از نمونه‌برداری مراحل آماده سازی شامل حذف رطوبت اولیه و موادآلی، سپس نمونه‌ها با استفاده از ترازوی p162 با دقت ۱/۰۰۰ گرم توزین شد. با استفاده از روش غربال خشک و با فواصل ۵/۰ فی (از ۴-۶ فی تا ۴ فی) نمونه‌ها لک شده و درصد وزنی ذرات در اندازه‌های گراول، ماسه و گل محاسبه شد. نمودار تغییرات طولی پارامترهای اندازه ذرات در هر یک از رده‌ها توسط نرم‌افزار Excel ترسیم گردید و نامگذاری بافت رسوبات با استفاده از روش Folk (1980) انجام گرفت. مشخصه‌های اندازه ذرات شامل میانگین و میانه قطر ذرات، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی به روش ترسیمی جامع Folk (1980) محاسبه شد.

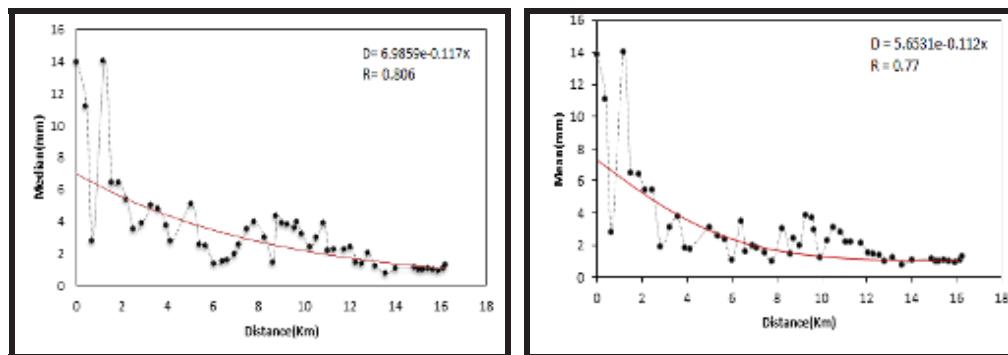
یافته‌ها و بحث

نتایج حاصل از آنالیز نشان می‌دهد که رسوبات رودخانه مورد مطالعه عمدتاً گراولی هستند. فراوانی گراول احتمالاً به خاطر شبیه هیدرولیک زیاد کanal و ورود رسوبات جانبی با حمل و نقل کم است. پس از محاسبه مقدار وزنی گل، ماسه و گراول و سپس پلات کردن اوزان بدست آمده بر روی مثلث (Folk 1980) مشخص شد حدود ۷۷/۸ درصد رسوبات در قسمت گراول ماسه‌ای، ۱۴/۸ درصد در محدوده گراول و ۷/۴ درصد در محدوده ماسه گراولی قرار می‌گیرند (شکل ۲).



شکل ۲- محل نمونه‌های برداشت شده بر روی مثلث نامگذاری Folk (1980)، محدوده مشخص شده بیشترین فراوانی را به خود اختصاص داده است. مطالعات رسوب‌شناسی در طول کanal اصلی این حوضه آبریز نشان می‌دهد که :

- ۱- در طول این رودخانه همانطور که انتظار می‌رود قطر ذرات به سمت پایین‌دست کاهش یافته است (شکل ۳) بطوريکه جورشدگی هیدرولیکی و نیز سایش در این امر نقش بسیار مهمی دارند. جورشدگی هیدرولیکی حاصل حمل و نقل انتخابی دانه‌های کوچک و رسوبگذاری انتخابی دانه‌های بزرگ است و نسبت به سایش نقش مهم‌تری را ایفا می‌کند (Surian, 2002).



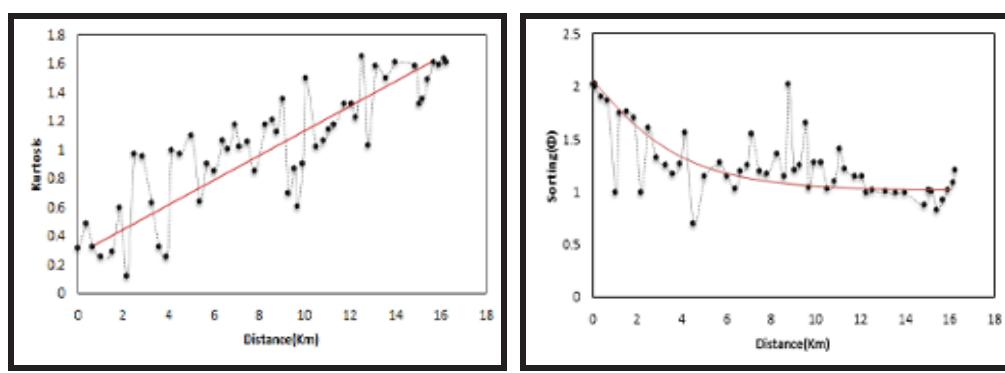
ب

الف

شکل ۳ - (الف): تغییرات میانگین اندازه ذرات در رودخانه صدخرو. (ب): تغییرات میانه اندازه ذرات در رودخانه صدخرو.

۲- جورشدگی از کمیت‌های آماری است که می‌تواند در محیط‌های رسوبی جریانی، شاخص خوبی برای نشان دادن انرژی و تداوم جریان باشد. انتظار می‌رود میزان جورشدگی ذرات، از بالادست به سمت پایین دست رودخانه‌ها افزایش نشان دهد (موسوی حرمی، ۱۳۸۶). در طول رودخانه صدخرو نیز با بررسی‌های صورت گرفته مشخص شده هر چه به سمت پایین دست پیش برویم جورشدگی رسوبات بهتر می‌شود (شکل الف-۴).

۳- کشیدگی منحنی، اطلاعات زیادی در رابطه با جورشدگی و اندازه‌ی دانه‌ها در اختیار قرار می‌دهد که این اطلاعات برای تعییر و تفسیر محیط رسوبی و همچنین فرآیند‌های رسوبگذاری از اهمیت خاصی برخوردار است (موسوی حرمی، ۱۳۸۶) (شکل ب-۴).

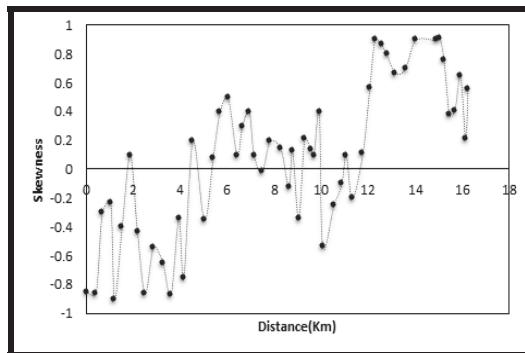


ب

الف

شکل ۴- (الف): تغییرات جورشدگی در طول رودخانه صدخرو. (ب): تغییرات کشیدگی در طول رودخانه صدخرو. مشاهده می‌شود به سمت پایین دست کشیدگی و جورشدگی افزایش یافته است.

۴- رسوبات رودخانه‌ای غالباً دارای کج شدگی مثبت هستند؛ بدین معنا که ذرات دانه‌ریزتر، از فراوانی نسبی بیشتری نسبت به ذرات دانه درشت تر نمونه‌ی رسوبی برخوردارند. کج شدگی مثبت، به علت وجود مقادیر زیادی مواد معلق از قبیل سیلت و رس در رودخانه است که پس از رسوبگذاری، مقداری از آنها در رسوب باقی مانده‌اند (موسوی حرمی، ۱۳۸۶). در رودخانه مورد مطالعه نیز در قسمت بالادست که مقدار ذرات ریز کم می‌باشد کج شدگی رسوبات منفی بوده اما هر چه به سمت پایین دست برویم به علت حضور دانه‌ریزها که معمولاً از سازنده‌های اطراف، آبراهه‌های فرعی و نیز دشت سیلانی به کanal اصلی راه یافته‌اند باعث کج شدگی مثبت شده‌اند (شکل ۵).



شکل ۵- تغییرات کج شدگی با افزایش مسافت از بالادست به سمت پایین دست رودخانه صد خرو

نتیجه گیری

مطالعات رسوب‌شناسی صورت گرفته در رودخانه صد خرو نشان می‌دهد که براساس تغییرات میانه و میانگین قطر ذرات به سمت پایین دست کاهش یافته می‌یابد. جورشدگی نیز به سمت پایین دست بهتر می‌شود که دلیل آن حمل رسوبات برای مدت بیشتری می‌باشد که باعث جدایش ذرات ریز از درشت شده و در نتیجه باعث افزایش جورشدگی می‌شود. از آنجایی که جورشدگی و کشیدگی رابطه مستقیم دارند به تبع در این رودخانه نیز کشیدگی به سمت افزایش یافته است. کج شدگی در قسمت‌های بالادست منفی بوده ولی هر چه به سمت پایین دست پیش برویم به علت حضور بیشتر ریز دانه‌ها، کج شدگی مثبت می‌شود. با توجه به مثلت (Folk 1980) مشخص شد حدود ۷۷/۸ درصد رسوبات این رودخانه از نوع گراول ماسه‌ای می‌باشد که نشان‌دهنده بستر گراولی رودخانه مورد مطالعه است.

مراجع

- سهندی، محمدرضا، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰، سبزوار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافاتمعدنی کشور، ۱۳۷۱.
- موسوی حرمسی، رضا، رسوب‌شناسی، مشهد، انتشارات آستان قدس رضوی، ۱۳۸۶.

- [3] Flemming, B.W “The influence of grain size analysis methods and sediment mixing on curve shapes and textural parameters: Implications for sediment trend analysis”, *Sedimentary Geology* 202, 425-435, 2007
- [4] Folk, R.L., “ Petrology of sedimentary rocks”. Hemphill Publishing Company Austin, Texas, 184p, 1980
- [5] Heitmuller, F.T., & Hudson, P.F., “Downstream trends in sediment size and composition of channel bed, bar and bank deposits related to hydrologic and lithologic controls in the Liane River Watershed Central Texas”, USA. *Geomorphology* 112, 246-260, 2009
- [6] Ralph, T.J., Hesse, P.P., “Downstream hydrogeomorphic changes along the Macquarie River, southeastern Australia, leading to channel breakdown and floodplain wetlands”, *Geomorphology* 118, 48-64, 2010
- [7] Sear, D.A., & Newson, M. D., “Environmental change in river channels: a neglected element. Towards geomorphologic typologies, standard and monitoring”. *The Science of the Total Environment* 310, 17-23, 2003
- [8] Steidman, J.R., “Size-density sorting and sand-size sphere during deposition from bedload transport and implication concerning hydraulic equivalence”, *Sedimentology* 29, 877-883, 1982
- [9] Surian, N., “Downstream variation in grain size along an Alpine River, analysis of controls and processes”. *Geomorphology* 43, 137–149, 2002