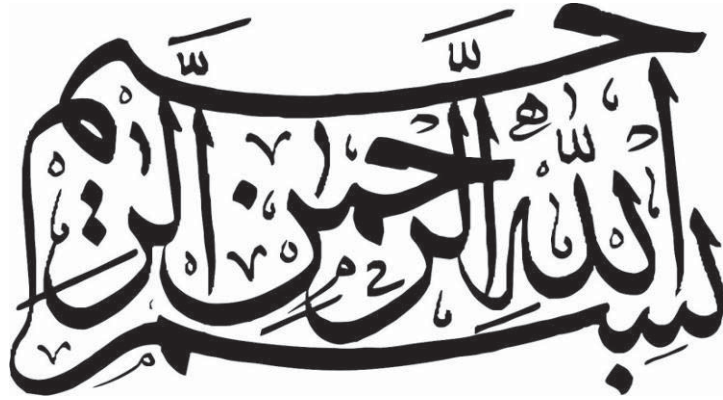






چکیده مقالات

دومین همایش ملی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی (ژئومورفولوژی و پایش تغییرات محیطی)

به کوشش:

دکتر مجتبی یمانی - سعید نگهبان

اسفندماه ۱۳۹۲

محورهای همایش

- ◀ شیوه ها و ابزارهای پایش محیطی
- ◀ پایش مخاطرات زمینی
- ◀ اکوژئومورفولوژی
- ◀ نقش عملیات های میدانی در پایش های ژئومورفولوژی
- ◀ تغییرات اقلیمی کواترنری و تحولات ژئومورفولوژی
- ◀ تغییرات ژئومورفولوژی و مدیریت سواحل
- ◀ تغییرات آنتروپوژنیک محیطی
- ◀ حفاظت میراث های زمین شناختی در حال تغییر
- ◀ پایش در ژئومورفولوژی شهری
- ◀ پایش تغییرات مورفولوژیکی مناطق جنگلی
- ◀ ژئومورفولوژی در پایش تغییرات لندفرمی
- ◀ دیدگاههای نظری در پایش تغییرات ژئومورفولوژیکی

کمیته علمی همایش

دبیر کمیته علمی: دکتر سیاوش شایان

اعضای کمیته علمی

- دکتر جمشید جداری عیوضی (دانشگاه تهران)
- دکتر مهران مقصودی (دانشگاه تهران)
- دکتر عزت اله قنوتی (دانشگاه خوارزمی)
- دکتر محمدحسین رامشت (دانشگاه اصفهان)
- دکتر شهرام روستائی (دانشگاه تبریز)
- دکتر محمدحسین رضائی مقدم (دانشگاه تبریز)
- دکتر احمد نوحه گر (دانشگاه هرمزگان)
- دکتر داریوش مهرشاهی (دانشگاه یزد)
- دکتر منصور جعفریگلو (دانشگاه تهران)
- دکتر محمدجعفر زمردیان (دانشگاه مشهد)
- دکتر محمدرضا ثروتی (دانشگاه شهید بهشتی)
- دکتر محمود علائی طالقانی (دانشگاه کرمانشاه)
- دکتر عبدالامیر کرم (دانشگاه خوارزمی)
- دکتر سعید خضری (دانشگاه کردستان)
- دکتر ابراهیم مقیمی (دانشگاه تهران)
- دکتر رضا خوش رفتار (دانشگاه زنجان)
- دکتر حسین نگارش (دانشگاه سیستان و بلوچستان)
- دکتر صدرالدین متولی (دانشگاه آزاد- واحد نور)
- دکتر وحید محمدنژاد (دانشگاه ارومیه)
- دکتر عادل سپهر (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر ایرج جباری (دانشگاه کرمانشاه)
- دکتر معصومه رجبی (دانشگاه تبریز)
- دکتر ابوالقاسم گورابی (دانشگاه تهران)
- دکتر شهرام بهرامی (دانشگاه سبزوار)
- دکتر محمد مهدی حسین زاده (دانشگاه شهید بهشتی)
- دکتر عبدالله سیف (دانشگاه اصفهان)
- دکتر رضا حسین زاده (دانشگاه مشهد)
- دکتر مهناز جهادی طرقي (دانشگاه پیام نور)
- دکتر منیژه قهرودی (دانشگاه شهید بهشتی)
- دکتر فرج اله محمودی (دانشگاه تهران)
- فاضل ایرانمنش (وزارت جهاد کشاورزی)
- دکتر عقیل مددی (دانشگاه اردبیل)
- دکتر عادل سپهر (دانشگاه مشهد)
- دکتر امجد ملکی (دانشگاه کرمانشاه)
- دکتر مریم جابری (شهرداری تهران)
- دکتر رضا اسماعیلی (دانشگاه مازندران)

کمیته اجرایی همایش

دبیر کمیته اجرایی: ابوطالب محمدی

اعضای کمیته اجرایی

- | | |
|----------------------|-----------------------|
| - دکتر امیر صفاری | - مریم رحمتی |
| - دکتر طیبہ کیانی | - مجتبی رحیمی |
| - سعید نگهبان | - فائزه آفریده |
| - سجاد باقری سیدشکری | - محمدعلی نظام محله |
| - زهرا خانبابائی | - عبدالحسین حاجی زاده |
| - اسماعیل نجفی | - زکیه محمدی |
| - غلامرضا زارع | - شیلا حجه فروش |
| - معصومه بنی صفار | - محمد مهدی کاظمی |
| - سعید رحیمی هرآبادی | - انور مرادی |
| - مجتبی هدائی آرانی | - موسی عباسی |
| - عبدالکریم ویسی | - حسین جوان |
| - محسن برزکار | - مهدی احمدی |
| - حمید عمونیا | - قباد رستمی زاد |
| - صدیقه محبوبی | - کوشا گلکار |
| - زهرا داداش زاده | - اکبر مهرجو |
| - الهه حاج کریمی | - هدیه دهستانی |
| - امیررضا قوامی | |

طراحی جلد: دکتر وحید محمدنژاد

باسمه تعالی

برگزاری دومین همایش انجمن ایرانی ژئومورفولوژی فرصتی دیگر است تا زمینه‌ای را فراهم آورد که اندیشمندان این رشته را گرد هم آورده و موجب تبادل افکار، انتقال ایده‌ها، نقدها و بالاخره ایجاد ارتباط نزدیک‌تری بین ایشان شود. سمت و سوی کاربردی شدن رشته‌ها، درجه نیازمندی جامعه به مهارت‌های فارغ‌التحصیلان، درجه توانایی ایشان مستند به انجام طرح‌های ملی و منطقه‌ای، فراوانی دانش آموختگان و افزایش پذیرش‌ها به ویژه در مقاطع تحصیلات تکمیلی بدون در نظر گرفتن نیازها و نظایر آن موضوعاتی هستند که نیازمند همفکری و تبادل نظر می‌باشند. از سویی دیگر چالش‌های محیطی مرتبط با موضوع ژئومورفولوژی به عنوان اولین و مهم‌ترین عامل در زمینه‌های مکان‌گزینی و کاربری‌ها موضوع دیگری است که این هم‌اندیشی را پررنگ‌تر می‌کند. گرد هم آوردن علاقه‌مندان و متخصصین رشته ژئومورفولوژی، در قالب تشکیل انجمن ایرانی ژئومورفولوژی گامی اساسی در دست‌یابی به این اهداف بوده است. انجمن ایرانی ژئومورفولوژی تشکیلی نوپاست و طی سه سال گذشته تلاش نموده است با برگزاری نشست‌ها، سخنرانی‌ها، میزگردها و کارگاه‌های متعدد رسالت خویش را در دستیابی به این اهداف مهم تحقق بخشد. در این زمینه با انتشار نشریه تخصصی و علمی پژوهشی انجمن تحت عنوان پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ایجاد سایت اینترنتی تخصصی و سایر فعالیت‌های مندرج در این دو وسیله ارتباط جمعی توانسته است تا حدی نسبت به انعکاس اهداف مورد اشاره تلاش نماید که در اینجا از تلاش کلیه همکاران عزیزی که وقت گران‌بهای خود را در این زمینه صرف کرده‌اند قدردانی می‌کند.

برگزاری این همایش سه هدف اصلی را پوشش می‌دهد. یکی معرفی رشته ژئومورفولوژی در سطح مجامع علمی و اجرایی کشور و زمینه‌های علمی آن، دوم ایجاد ارتباط بین دانش آموختگان و متخصصین این رشته در سطح ملی و بین‌المللی است و سوم مشارکت دادن همه در انتقال اطلاعات و دست‌یابی به زمینه‌های مشترک فعالیت‌های علمی است. یکی از دغدغه‌های اصلی هیأت مدیره انجمن، موضوع عدم تمرکز فعالیت‌ها بوده است و همواره تلاش نموده است از طریق ارتباطات سازمانی و بین دانشگاهی عرصه این فعالیت‌ها را به سایر دانشگاه‌ها و مجامع علمی توسعه دهد. هر چند در این زمینه چندان موفق نبوده است لیکن با مشارکت دانشجویان دوره‌های تحصیلات تکمیلی سایر دانشگاه‌ها توانسته است با ایجاد درگاه‌های ویژه در وبگاه انجمن زمینه بهتری برای این مشارکت‌ها فراهم نماید. امید است در آینده نزدیک بتواند این نقیصه را در قالب شرح وظایف کمیته‌های تخصصی انجمن برطرف نماید. بدیهی است، دست‌یابی به این اهداف، همکاری و همفکری تمام دست‌اندرکاران این رشته را می‌طلبد.

در این همایش حدود ۱۵۲ مقاله تخصصی دریافت شده است که با توجه به اهداف خاص همایش و محورهای اصلی و طرح در کمیته علمی همایش، تعداد ۹۰ مقاله مجوز انتشار و ارائه سخنرانی یا ارائه به صورت پوستر دریافت کرده‌اند که در این راستا از کلیه اعضای کمیته علمی همایش که زحمت داوری مقالات را عهده دار بوده‌اند قدر دانی می‌نماید. مقالات ارسال شده نشانگر علاقه‌مندی و در ارتباط بودن افراد زیادی را از دانشگاه‌های مختلف در سراسر کشور نشان می‌دهد و این موضوع جای بسیار امیدواری است.

در برگزاری این همایش افراد متعددی کمک و مساعدت کرده‌اند. از اعضای هیئت مدیره انجمن، اعضای کمیته علمی و اجرایی همایش انجمن، کانون فارغ‌التحصیلان جغرافیای دانشگاه تهران و خانه جغرافیا به واسطه همکاری‌های مجدانه ایشان که هیچ پاداش مادی را در بر نداشته است سپاس‌گذاری می‌نمایم. در این میان از زحمات آقای سعید نگهبان مسئول دفتر انجمن و مدیر داخلی مجله که با توجه به مشغله زیاد و قرار داشتن در حساس‌ترین مرحله پژوهشی خود یعنی دفاع از رساله دکتری تشکر ویژه می‌نمایم. از آقایان دکتر سیاوش شایان که مسئولیت کمیته علمی همایش و نیز آقای ابوطالب محمدی دبیر اجرایی همایش که علیرغم گرفتاری‌های متعدد نهایت تلاش خود را برای برگزاری این همایش به کار بسته‌اند سپاس‌گذاری می‌نمایم. از مدیران محترم دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران که امکانات سالن‌های همایش و سخنرانی را در اختیار نهاده‌اند قدردانی می‌نماید. از جناب آقای دکتر براری رئیس محترم کمیسیون انجمن‌های علمی وزارت علوم و سایر همکاران ایشان که امکان انتشار مجموعه مقالات را فراهم آوردند قدردانی می‌کنم. یکی از وظایف انجمن‌ها برگزاری مراسم نکوداشت از پیشکسوتان رشته ژئومورفولوژی است که در پی نظر خواهی و مشاوره مقرر است در پایان این همایش، نکوداشت استاد محترم آقای دکتر فرج‌اله محمودی نیز برگزار شود. طبق روال مرسوم در چند سال اخیر این نکوداشت بلافاصله بعد از همایش در خانه اندیشمندان جغرافیا و با مشارکت ایشان، کانون فارغ‌التحصیلان جغرافیا و خانه جغرافیا برگزار می‌شود. امید است با برگزاری این مجالس بتوانیم اندکی از زحمات ایشان را که گام‌های نخستین را برای معرفی رشته ژئومورفولوژی در ایران برداشته‌اند، ارج نهیم.

در پایان از طرف هیات مدیره انجمن از همفکری و ارتباط مستمر اعضای انجمن ژئومورفولوژی و شرکت کنندگان در این همایش که همواره مشوق ما در تداوم فعالیت‌ها و روحیه بخش بوده‌اند صمیمانه سپاس‌گذاری می‌کنیم.

دکتر مجتبی یمانی

رئیس همایش

به مناسبت نکوداشت دکتر فرج الله محمودی

زندگی نامه استاد محمودی به قلم ایشان

در سال ۱۳۰۹ خورشیدی در شهر سنندج متولد شدم، تحصیلات ابتدائی و متوسطه را در سنندج در سال ۱۳۲۹ به پایان رسانیده و تا سال ۱۳۳۷ در آموزش و پرورش سنندج به عنوان معلم مشغول بودم. از سال ۱۳۳۷ تا ۱۳۴۰ در دانشگاه تهران در رشته تاریخ و جغرافیا ادامه تحصیل داده و در سال ۱۳۴۰ با کسب رتبه اول فارغ التحصیل شدم و مدت دو سال در وزارت آموزش و پرورش منطقه یک تهران به عنوان دبیر خدمت کرده‌ام. سپس از آغاز سال تحصیلی ۱۳۴۲ با بورس دولتی به فرانسه رفتم و در دانشگاه سوربن پاریس در رشته ژئومورفولوژی ثبت نام نمودم. به دلیل تفاوت کیفیت شرایط تحصیلی در کلاس‌های متفاوتی از جمله آزمایشگاه‌های ژئومورفولوژی تفسیر نقشه و عکس‌های هوایی و به ویژه کارگروه‌های روی زمین شرکت نمودم و در پایان سال تحصیلی ۱۳۴۶ پس از دفاع از رساله دکتری خود تحت عنوان "مطالعات ژئومورفولوژی در دره رود سن" به ایران باز گشتم و در تابستان ۱۳۴۷ به عنوان استادیار از آموزش و پرورش به دانشگاه تهران انتقال یافتم. در طی ۳۴ سال کار مداوم آموزشی و پژوهشی با درجه استادی تمام وقت در سال ۱۳۸۱ به افتخار بازنشستگی نائل شدم.



از همان آغاز ورود به دانشگاه به دلیل کمبود یا در واقع نبود منابع قابل استفاده در زمینه ژئومورفولوژی ایران به کمک موسسه جغرافیای دانشگاه تهران سفرهای پژوهشی متعددی در تعطیلات تابستانی در سراسر ایران انجام داده و به تدریج با مسائل مهم و کلی ژئومورفولوژی ایران از نزدیک آشنا شدم. نتایج هر سفر پژوهشی را سالانه در کلاس در اختیار دانشجویان قرار می‌دادم. این مسافرت‌ها در طول ۱۰ سال از ۱۳۴۷ تا ۱۳۵۷ به طور مداوم ادامه داشت که در پاره‌ای موارد با همکاران گروه همراه می‌شدم. هم زمان با ورود این جانب به دانشگاه تهران برنامه پژوهشی ۵ ساله‌ای با همت مرحوم دکتر احمد مستوفی ریاست وقت موسسه جغرافیا با پژوهشگران فرانسوی از دانشگاه سوربن در مورد بیابان‌ها به مرحله اجرا درآمد که نتایج آن آشنائی با ویژگی‌های بیابان‌های ایران به ویژه دشت لوت شد و اینجانب افتخار شرکت در این گروه پژوهشی مشترک را داشتم. نتایج این پژوهش در کتاب‌ها و مقالات متعددی منتشر شده است.

همزمان به عنوان عضو وابسته فرهنگستان علوم و از آغاز انقلاب تا حدود ۱۰ سال ریاست انجمن جغرافیائی ایران را بر عهده داشته‌ام. علاوه بر کارهای آموزشی در اجرای پژوهش‌های متعددی نیز شرکت داشته‌ام که می‌توان به مهم‌ترین

آنها پژوهش‌های جغرافیائی در غرب ایران (کردستان)، طرح شناسائی دشت لوت، طرح مطالعاتی بلوچستان، طرح پراکندگی جغرافیائی ریگزارهای ایران، طرح شناسائی استان سمنان و... اشاره نمود. خلاصه نتایج کارهای آموزشی پژوهشی اینجانب به شرح زیر است:

تألیف کتاب

- جغرافیای طبیعی ایران، سازمان کتاب‌های درسی آموزش و پرورش
- جغرافیای عمومی، سازمان کتاب‌های درسی آموزش و پرورش
- شبکه آب‌های روان دشت لوت - موسسه جغرافیای دانشگاه تهران
- گفتاری چند درباره طبیعت دشت لوت - موسسه جغرافیای دانشگاه تهران
- ژئومورفولوژی مورفولوژی دینامیک - انتشارات دانشگاه پیام نور
- ژئومورفولوژی مورفولوژی ساختمانی - انتشارات دانشگاه پیام نور
- ژئومورفولوژی مورفولوژی اقلیمی - انتشارات دانشگاه پیام نور
- پراکندگی جغرافیائی ریگزارهای ایران - وزارت جهاد سازندگی - سازمان جنگل‌ها و مراتع
- اطلس کویرهای ایران با همکاری سازمان جغرافیائی نیروهای مسلح
- هیدرولوژی قاره‌ها با همکاری آقای دکتر معتمد - سازمان سمت
- روش تحقیق در جغرافیای طبیعی با همکاری دکتر مقیمی - انتشارات قومس
- همه جای ایران، گیلان، با همکاری اعضای انجمن پژوهشگران ایران
- جغرافیای ناحیه‌ای (قروه بیجار و دیواندره کردستان) - موسسه جغرافیای دانشگاه تهران
- کتاب کاشان - با همکاری دیگران
- کتاب دامغان - با همکاری دیگران

ترجمه کتاب

- ژئومورفولوژی مورفولوژی ساختمانی (جلد اول)، انتشارات دانشگاه تهران
- ژئومورفولوژی اقلیمی، انتشارات دانشگاه تهران - برنده جایزه کتاب سال ۱۳۷۰

تألیف مقالات

- ویژگی ناهمواری‌ها در دره کرج - انجمن جغرافیائی ایران
- ناودیس معلق سنقر (کردستان) - مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تهران
- پادگانه‌های آبرفتی در دشت مریوان کردستان - شرکت مهندسی مشاور
- تقسیمات بیابان‌های ایران - فصلنامه رشد آموزش جغرافیا - سازمان کتاب‌های درسی
- تقسیمات نواحی طبیعی ایران - انجمن جغرافیائی ایران
- تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر - پژوهش‌های جغرافیائی - موسسه جغرافیا
- بهسازی محیط در دشت لوت - مجله محیط شناسی
- نبکا در بیابان‌های ایران به زبان فرانسه و در فرانسه چاپ شده
- تولد و مرگ یک نبکا - مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی

صفحه	فهرست مقالات	
	عنوان	نویسنده / نویسندگان
۱۶	کاربرد ژئومورفومتری در پایش تغییرات لندفرم برخان در منطقه مرنجاب	علی احمدآبادی، سمیه خسروی
۲۰	بررسی ژئومورفولوژیکی روند تحول نیمرخ طولی آبراهه های اصلی دشت کرون با روش تحلیل ریاضی	هوشمند عطایی، مهناز شیران
۲۴	تعیین پارامترهای آماری، مورفومتری و شیمیایی منطقه گندم بریان کرمان	عبدالحسین حاجی زاده، زهرا مرادپور، موسی آقاجانی سید کاظم علوی پناه
۲۸	پایش جابجائی توده‌های ماسه‌ای در پس کرانه‌های ساحلی نمونه موردی: ساحل غربی جلگه مکران	سیاوش شایان، مجتبی یمانی، محمد شریفی کیا، مهران مقصودی، محمد اکبریان
۳۲	الگوی رسوب گذاری در انهار شهری و نقش آن در آب‌گرفتگی (مطالعه موردی منطقه ۱۱ تهران)	مریم جابری
۳۵	تراس‌های رودخانه‌ای شاهدی بر تغییرات اقلیمی در هولوسن (مطالعه موردی رودخانه‌ی قزل اوزن در محدوده‌ی استان کردستان)	موسی عابدینی، امید رحیمی
۳۹	بررسی تأثیر خشکسالی بر مولفه‌های هیدروژئولوژیکی چشمه کارستی سبزعلی	مجتبی یمانی، محمود علایی طالقانی، عبدالکریم ویسی، طاهر ولی‌پور
۴۳	ارزیابی تأثیر ژئومورفولوژی کارست بر مخاطرات ناشی از آلودگی آبخوان های کارستی (مطالعه موردی آبخوان‌های کارستی حوضه رودخانه الوند)	سجاد باقری سیدشکری ایثار نورایی صفت، احمد عباسیان، مریم جعفری اقدام
۴۷	پایش تغییرات خط ساحلی با استفاده از تکنیک‌های RS و GIS (مطالعه موردی: از دهانه گرگانرود تا دهانه رودخانه قره‌سو در جنوب شرق دریای مازندران)	دکتر عزت الله قنوازی، اسماعیل نجفی، عبدالمجید قرنجیک، الهام رهنما
۵۱	تغییرات لندفرمیک بهشت گمشده زاگرس	صدیقه لایقی، سارای صارمی
۵۵	پایش حساسیت به فرسایش خندقی با استفاده از مدل رگرسیون چند متغیره و مدل تجربی ارزش داده در کیاسر	عباسعلی افضلی علی افضلی
۵۸	تکنیک‌های تداخل سنجی راداری رویکردی نو در پایش تغییرات سطحی زمین (مطالعه موردی زمین لغزش‌های منطقه‌ی قطور)	شهرام روستایی حسن احمدزاده
۶۲	تحلیل فرم نیمرخ طولی یال یک دامنه به مثابه متدولوژی	محمد شریفی
۶۵	تأثیر جهت و ارتفاع بر پراکندگی سکونتگاه های انسانی	غلام حسن جعفری پریسا عطایی
۶۹	مطالعات زمین باستان شناسی در قلمرو پادگانه های رودخانه‌ای	مهران مقصودی، سیامک شرفی
۷۳	افتراق های الگویی درپيامدهای حرکات تکتونیک جنبا و فرونشست های ناشی از سوبسیدانس	علیرضا شهبازی، محمد حسین رامشت

۷۵	مهران مقصودی ابوطالب محمدی زهرا خان بابایی صدیقه محبوبی مهدی بهاروند	پایش جابجایی ریگ و برخان های منطقه غرب لوت (پشویی) با استفاده از شاخص سله
۸۱	محمدعلی زنگنه اسدی، شهرام بهرامی، مجید کشاورزی	بررسی نقش پدیده های ژئومورفولوژی کارست تاقدیس دشتک در ویژگی های هیدرولوژیکی و شیمیایی چشمه ها
۸۵	سیاوش شایان، هدیه دهستانی	شیوه های پایش تغییرات رود بر اثر برداشت منابع رودخانه ای (نمونه موردی رودخانه کشکان)
۸۸	محمد مهدی حسین زاده، صدرالدین متولی رضا اسماعیلی	ارتباط دبی لبالبی، قدرت جریان و تنش برشی با واحدهای ژئومورفیک در رودخانه لایوچ: دامنه شمالی البرز مرکزی
۹۲	زهرا عبدالله زاده، عادل سپهر	لندفرم های بیوژئومورفولوژیک: بازخوردهای اکوژئومورفیک در تحولات چهره زمین
۹۶	ریحانه برومند	پهنه بندی خطر ناپایداری های دامنه ای در قلمروهای کوهستانی نیمه خشک مطالعه موردی: حوضه آبریز جاعرق
۹۹	نفیسه اشتری، عارفه شعبانی عراقی	مدل سازی حجم رواناب و بارش موثر با استفاده از مدل های هیدرولوژیکی HEC-1 و OC Hydrograph (مطالعه موردی حوضه کسلیان)
۱۰۳	سحر حافظی، هیوا علمی زاده، امید ماه پیکر	بررسی نظریه آشوب در پایش تغییرات ژئومورفولوژیک تپه های ساحلی با استفاده از الگوریتم فرسایش، انتقال و رسوب گذاری
۱۰۷	محمد رضا یوسفی روشن	نقش آبدهی رودهای حوضه آبریز دریای خزر برنوسان سطح تراز آب دریای خزر
۱۱۱	عبدالکریم ویسی، صمد عظیمی راد، آرش کرمی	بررسی ژئومورفوسایت های منطقه سیمره با استفاده از روش کمی فاسیلوس
۱۱۵	صدیقه محبوبی، ابوذر کوشکی	ارزیابی و حفاظت از ژئومورفوسایت های شهرستان کوهدشت (استان لرستان)
۱۱۹	سید رضا حسین زاده، محمد خانه باد، سیده بهاره برومند دانش	مطالعه شواهد سیلابهای دیرینه در حوضه رودخانه درونگر (شاخه شاهرگ) و کاربرد آن در برآورد ریسک سیلاب
۱۲۳	محمد رضا قدری	بررسی نقش نمادین زمین ریخت های کارستی «کوه اشکوت، شمال غرب ایران»
۱۲۶	منصور جعفریگلو، عبدالکریم ویسی، مجتبی چیت ساز	امکان سنجی ژئوتوریسمی تنگ نیان با استفاده از مدل SWOT
۱۳۰	امیر کرم، شیلا حجه فروش، نعیمه السادات محصل همدانی، حوریه مرادی	بررسی علل ایجاد فروچاله ها و تهیه ی نقشه ی خطر نقاط مستعد وقوع آن در دشت ابرکوه (استان یزد)
۱۳۳	ابوالقاسم امیراحمدی، سیما پورهایمی، نگار گلشنی حمید نژادسلیمانی	تحلیل حساسیت متغیرهای ژئومورفولوژی موثر بر سیلاب با استفاده از مدل HEC-HMS (مطالعه موردی: زرچشمه هونجان)

۱۳۷	جعفر رکنی، ریحانه احمدی روحانی، سحرناز تاج بخش	استفاده از داده های ماهواره ای نگرشی نو در شناخت و حفاظت از میراث زمین شناختی
۱۴۱	دکتر امیر کرم، منیره رعیتی شوازی	آلومتری در ژئومورفولوژی و نقش آن در پایش تغییرات لندفرم ها
۱۴۴	معصومه بنی صفار	برآورد سیلاب حوضه آبریز با به کارگیری روشهای تجربی کریگر، فولر و SCS (مطالعه موردی: حوضه آبریز زرین گل استان گلستان)
۱۴۸	وجیهه قلی زاده، علی اشراقی	شناسنامه دار شدن لندفرم های ژئومورفیک به عنوان مرحله آغازین ژئوکنسرویشن با رویکرد علمی پژوهشی
۱۵۲	سمانه حسن پور، هیوا علمی زاده	نقش تغییرات اقلیمی بر تخریب آبرنگ های مرجانی جزیره کیش و پدیده سفید شدگی آن
۱۵۶	سیروس فخری، یونس غلامی بیمرغ	نقش معیارهای ژئومورفولوژیکی در مکان گزینی شهرها با رویکرد دفاع غیر عامل (منطقه شمال شرق کشور)
۱۵۹	نسرین نیک اندیش، ام البنین ابوالحسنی، زهرا باغبانی، ملیحه حکیمی نژاد	اکوژئومورفولوژی، مدنیت و تغییرات اقلیمی در تپه های باستانی سیلک
۱۶۳	سمانه ریاهی، حسین روستا	ارزیابی و پهنه بندی عوامل موثر در وقوع سیلاب با استفاده از روش سلسه-مراتبی (مطالعه ی موردی: حوضه ی رودخانه ی کن)
۱۶۷	زهرا داداش زاده، مریم رحمتی، زهرا حاجی کریمی	هویت مکانی چاله اردبیل و نقش آن در شکل گیری مدنیت شهری
۱۷۱	محمد حسین رضایی مقدم، مسعود رحیمی، عبدالکریم ویسی، اصغر نویدفر	نقش تغییرات کاربری اراضی در افزایش وقوع مخاطره سیلاب در حوضه شهری گیلان غرب
۱۷۵	امیر صفاری، مصطفی غنمی جابر، جبرائیل کاظمی اردبیلی	توسعه ژئوتوریسم روستایی با رویکرد گردشگری پایدار (مطالعه موردی شهرستان خلخال استان اردبیل)
۱۷۹	دکتر داود مختاری مریم صدوقی متنق، ارسلان مهرورز طالش مکایل	ارزیابی توانمندیهای ژئوتوریستی حوضه آبریز سعید آباد چای و اوجان چای
۱۸۳	قاسم لرستانی، ابراهیم مقیمی، مجتبی یمانی، احمد معتمد، منصور جعفر بیگلر	ارتباط تغییر مصب رودخانه با نوارهای ماسه ای (قاعده دلتای سفیدرود)
۱۸۷	الهه اکبری، نادیا بقائی نژاد	مقایسه مدل های FARGAS، هیدروفیزیکی، BLM و FAO در تخمین فرسایش و رسوب با استفاده از GIS (مطالعه موردی حوضه آبخیز طبس)
۱۹۰	زهرا خان بابایی قباد رستمی زاد	بررسی تغییرات مکانی و زمانی کیفیت آب زیرزمینی دشت تهران - کرج
۱۹۴	عزت اله قنوازی، امیر کرم، نازیلا یعقوب نژاد اصل، اسماعیل نجفی	طبقه بندی مورفوکلیماتیک ناهمواری های مکران با استفاده از روش تحلیل خوشه ای
۱۹۸	سیروس آزادی، روجا صفائیان، علیرضا	فیتوژئومورفولوژی، نگرشی نو در مطالعات محیط زیست

	عباسی	مطالعه موردی: دشت انارک نائین - اصفهان
۲۰۲	سیدمهدی پورباقر	معرفی الگوریتمی برای پایش اکوژئومورفولوژی ساحلی دریای خزر با کمک سنجنده MODIS
۲۰۶	موسی عباسی، انور مرادی، محسن برزکار	بررسی خصوصیات هیدروژئومورفولوژی حوضه آبریز رودخانه قشلاق
۲۱۰	علیرضا تقیان، عبدالمجید احمدی	پدیده های ژئومورفوتوریستی و ارتباط آنها با صنعت گردشگری و توسعه مناطق (نمونه موردی: منطقه اورامانات غرب کشور)
۲۱۴	غلامرضا روشن	پایش و ارزیابی توان اکولوژیک دهستان گاماسیاب (شهرستان نهاوند) بر اساس پارامترهای ژئومورفولوژیک
۲۱۸	محمدحسین رضایی مقدم، محمدرضا نیکجو، محدثه اصفهانی، آمینه محمدی	آشکارسازی تغییرات مورفولوژیکی رودخانه گرگانرود در ۲۲ کیلومتری ساحل خزر با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای
۲۲۲	سعید خضری، عاطفه احمدی، منیر یاری، جهانگیر حیدری، سالار کهزادی	ارزیابی توانمندی‌های ژئومورفوتوریسمی لندفرم‌ها بر اساس روش پرالونگ (مطالعه موردی: شهر کوه‌دشت)
۲۲۶	سعید خضری عاطفه احمدی	مکان یابی دفن پسماند شهری با تاکید بر عوامل ژئومورفولوژیک (موردی: شهر ربط در شمال غرب ایران)
۲۲۸	صیاد اصغری، وحید محمدنژاد،	بررسی نحوه تغییر ضریب خمیدگی پیچانرودی در بالادست و پایین دست سد گرمی چای
۲۳۲	زهرا پورحسینی، مجتبی یمانی، محمدعلی نظام محله	ارزیابی تأثیر فرآیند های دامنه ای در آسیب به ساختمان های شهری با مدل فازی، مطالعه‌ی موردی ولنجک
۲۳۵	خه‌بات درفش، صدرا لیدن متولی، محمد مهدی حسین‌زاده، رضا اسماعیلی	پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش حوضه آبخیز طالقان با استفاده از نسبت فراوانی و رگرسیون چند متغیره
۲۳۹	غلامرضا زارع	کاربرد داده‌های سنجش از دور در پایش پهنه‌های شور (مطالعه موردی: شهرستان داراب)
۲۴۲	سمیه عمادالدین، فخرالدین نامجو، سپیده ایمنی	ارزیابی قابلیت ژئومورفوتوریسم گلفشان قارنیاک در استان گلستان
۲۴۵	مجتبی یمانی، مجتبی هدائی‌آرانی، سعید رحیمی‌هرآبادی، عباس ارغوانی	تحلیل شرایط آستانه‌های ژئومورفیک در وقوع مخاطرات جابه‌جایی ماسه‌های روان در بند ریگ کاشان
۲۴۹	عبرت محمدیان، زهرا رنجبر باروق	بررسی تغییرات آنتروپوژنیک در تنوع زمینی
۲۵۲	وحید محمدنژاد، صیاد اصغری	پایش تغییرات سطح آب دریاچه داخل غار سهولان مهاباد
۲۵۵	هانا قادری زاده	بررسی ویژگی‌های ژئوتوریستی دژ باستانی زیویه با استفاده از مدل SWOT

۲۵۹	فاطمه نعمت الهی، محمد حسین رامشت	فضای ترامنتیت در ژئومورفولوژی
۲۶۳	سمیه عمادالدین	ارزیابی ژئومورفولوژیکی تغییر مسیر رودخانه نکا در دوره هولوسن و عهد حاضر
۲۶۷	خهبات درفشی، منیژه قهرودی تالی	ریزپهنه‌بندی خطر سیلاب در محدوده شهر تهران
۲۷۱	زهره یوسفی خانقاه	تغییرات ژئومورفولوژی و مدیریت سواحل، نمونه موردی ساحل شرقی دریاچه ارومیه
۲۷۵	صدیقه لایقی	بررسی روند کاهش وسعت تالاب کویری جازموریان و تاثیرات آن برایجاد ریزگردها
۲۷۹	معصومه موسوی	پایش مخاطرات شهری با استفاده از فناوری سیستم اطلاعات جغرافیایی مطالعه موردی: حوضه‌ی شهری ایذه
۲۸۳	مجتبی یمانی، پریسا پیرانی، فاطمه مرادی‌پور، عارفه شعبانی عراقی	مقایسه تغییرات دبی حوضه‌های کنگیر و آب شیروان به سبب تأثیر ویژگی‌های مورفومتریک
۲۸۷	امیر کرم، امیر صفاری، پرویز ضیائی‌ان، سمیه بابایی زاده، پروانه مجیدی	طبقه‌بندی الگوی رودخانه‌ای براساس روش راسگن (مطالعه موردی رودخانه نعمت‌آباد استان همدان)
۲۹۱	محمد رضا غریب‌رضا	ژئومورفولوژی خلیج چابهار و تغییرات اقلیمی کوتاه‌تر پسون
۲۹۵	غلامرضا روشن، مهدی حسام، حدیثه آشور	پایش تنگناهای ژئومورفولوژیکی گسترش فیزیکی روستاها (مطالعه موردی: روستای زیارت شهرستان گرگان)
۲۹۹	علیرضا ایلدرمی، ستاره فرمانی منصور	بررسی تغییرات اقلیمی کوتاه‌تر در تحول ژئومورفولوژیکی دامنه‌های شمالی الوند همدان
۳۰۲	امیر کرم، مریم تورانی	پهنه‌بندی نواحی مستعد وقوع لغزش با استفاده از روش رگرسیون خطی (مطالعه موردی: محور هراز از رودهن تا رینه)
۳۰۶	اکبرمهرجونزاد، عذرا ساعد، نگین الماسیان	شبیه سازی بارش و رواناب حوضه‌های آبخیز الموت، کردان با استفاده از مدل HEC-HMS
۳۰۹	سیدرضا حسین‌زاده، محمد خانه‌باد، عذرا خسروی	مکانیابی و احداث سازه‌های هیدرولیکی بر مبنای نتایج مطالعات پالتوسیلاب (نمونه موردی: رودخانه کلات خراسان رضوی)
۳۱۳	امیر صفاری، مهدی احمدی، سعید رحیمی‌هرآبادی	طبقه بندی مورفولوژی خندق‌ها و تاثیر آن در روند تغییرات و خطرپذیری فرسایش خندقی (مورد: حوضه‌ی دشت کهور، استان فارس)
۳۱۷	شهرام روستایی، ستاره فرمانی منصور	حفاظت از میراث‌های زمین‌شناختی در حال تغییر (مطالعه موردی: منطقه گیان نهاوند)
۳۲۰	عیسی جوکارسرهنگی، گلدخت فیاضی	بررسی تغییرات مئاندرهای رودخانه گلندرود در امتداد جاده بلده-رویان
۳۲۴	حدیث مرادی، معصومه رجبی	بررسی اثرات فلوویال نوسانات سطح اساس دریاچه ارومیه بر روی سواحل

جنوبی آن		
۳۲۷	محمد حسین رضایی مقدم، مسعود رحیمی، عبدالکریم ویسی، اصغر نویدفر	نقش تغییرات کاربری اراضی در افزایش وقوع مخاطره سیلاب در حوضه شهری گیلان غرب
۳۳۱	منیژه قهرودی تالی، لادن خدری غریبوند	دیدگاه بیوژئومورفیک در مطالعه تالابها (مطالعه موردی تالاب گاوخونی)
۳۳۵	طیبه اکبری اذیرانی	کاربرد گرده شناسی (پالینولوژی) در مطالعه تغییرات آب و هوای دیرینه ایران
۳۴۰	سهیلا قلعه نویی، محمد خانه باد، سید رضا موسوی حرمی، اسداله محبوب	بررسی پارامترهای بافتی و نامگذاری رسوبات در رودخانه صدخرو (غرب سبزوار)

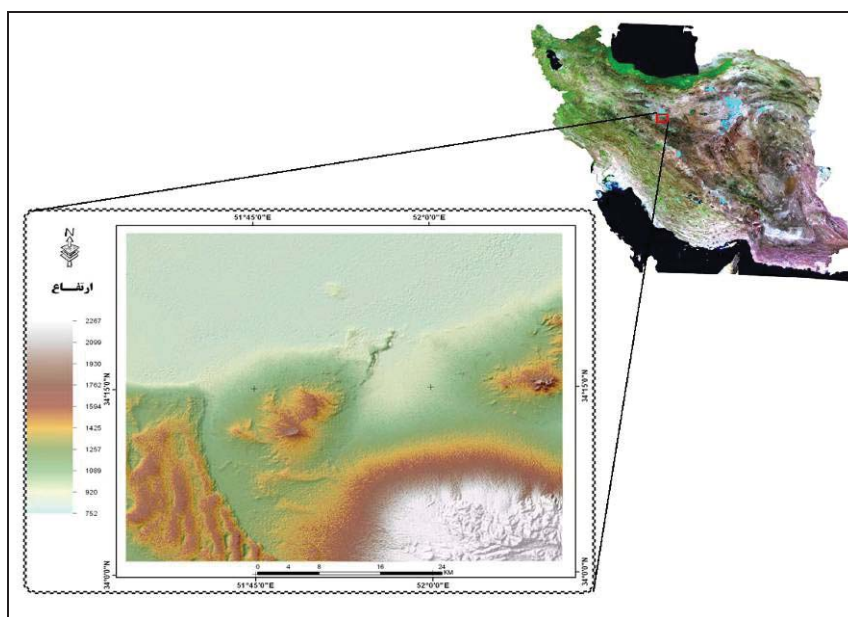
کاربرد ژئومورفومتری در پایش تغییرات لندفرم برخان در منطقه مرنجاب

علی احمدآبادی^۱، سمیه خسروی^۲^۱ استادیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی، a_ahmadabadi@yahoo.com^۲ دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان، khosravi_somaye@yahoo.com

۱- مقدمه و منطقه مورد مطالعه

در بیشتر تعاریف ژئومورفولوژی بر مطالعه و شناسایی لندفرم‌های سطحی زمین تاکید شده است و به عبارت دیگر لندفرم‌ها محور اصلی در بیشتر تعاریف ژئومورفولوژی می‌باشند (Lobeck, 1939; Pitty, 1971; Chorley et al., 1964; Summerfield, 1991). شناخت لندفرم‌ها و نحوه پراکنش آنها از نیازهای اساسی در علم ژئومورفولوژی کاربردی و سایر علوم محیطی می‌باشد. و نقشه لندفرم‌ها نمایانگر اشکال سطح زمین و ماهیت فرایندهایی است که در یک ناحیه عمل کرده و یا در حال حاضر عمل می‌کنند (شایان و همکاران؛ ۱۳۸۴: ۴۹). در رویکردی جدید با مطرح شدن بحث ژئومورفومتری یا مطالعه کمی اشکال زمینی و لندفرم‌ها، این امکان وجود دارد که شناخت و ادراک مفهومی و ذهنی از لندفرم‌ها، تبدیل به معیارها یا خصوصیات قابل اندازه‌گیری یا کمی شود، تا بتوان لندفرم‌ها را بصورت کمی نمایش داد یا برای شناسایی و طبقه‌بندی لندفرم‌ها به کار گرفت (شایان و همکاران؛). از طرفی لندفرم‌ها حداقل دو ویژگی اساسی را دارا می‌باشند اول اینکه نتیجه فرایندهای ژئومورفولوژیک و زمین شناختی گذشته هستند و دوم به عنوان مرزهایی مشخص برای تعیین قلمرو حاکمیت فرایندهای ژئومورفولوژیک کنونی می‌باشند (Dehn et al., 2001) و از این منظر تهیه نقشه لندفرم‌ها اهمیت و کاربردهای فراوانی دارد. بنابراین ضرورت شناسایی لندفرم‌ها و پایش تغییرات آنها با رویکرد کمی وجود دارد. در این مطالعه لندفرم برخان بعنوان یکی از لندفرم‌های بادی در منطقه مرنجاب با رویکرد ژئومورفومتری مورد شناسایی و استخراج قرار گرفته است. برخان، تپه‌های ماسه‌ای هلالی شکلی هستند که دارای شکل متقارن و نامتقارن می‌باشند. برخان‌ها در زمره تپه‌های ماسه‌ای متحرک‌اند.

منطقه مرنجاب نیز بعنوان بخشی از حوزه آبخیز قم در بخش جنوبی دریاچه نمک قرار گرفته است (شکل ۱). بیشترین ارتفاع منطقه مطالعاتی با ۲۲۶۷ متر در جنوب شرقی منطقه و در کوه‌های یخاب قرار گرفته و پست‌ترین نقطه در شمال منطقه مطالعاتی در لندفرم پلایا که از رسوبات تبخیری دوره میوسن پوشیده شده، قرار دارد. بیشتر سازندهای منطقه از نوع سنگهای آذرین و سنگهای تبخیری می‌باشد و همچنین بارندگی سالیانه منطقه کمتر از یکصد میلی‌متر گزارش شده است (کلینسلی، ترجمه پاشایی؛ ۱۳۸۱).



شکل (۱) نقشه محدوده مورد مطالعه

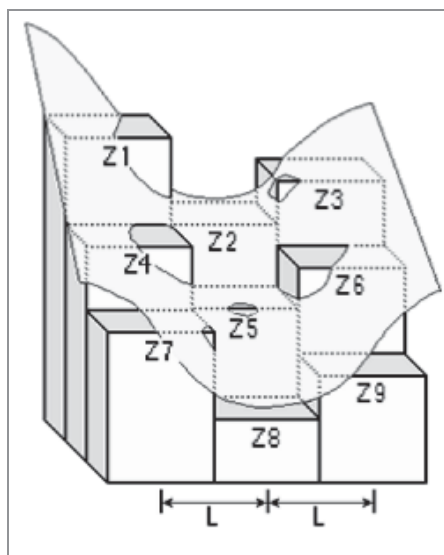
۲- مواد و روشها

در این تحقیق از داده های سنجنده ETM ماهواره لندست، داده های ماهواره QuickBird و مدل رقومی ارتفاعی SRTM استفاده شده اما داده اصلی مورد استفاده در استخراج برخان، داده های P5 ماهواره کارتوست ۱ است که برای استخراج مدل رقومی ارتفاع به روش استریو نیز استفاده شده است که هدف اصلی تولید مدل رقومی ارتفاع با قدرت تفکیک مکانی بالا و تحلیل های میکرو لندفرمی می باشد. شماره سین های داده P5 مورد استفاده ۳۱۰۱ و ۳۲۰۱ می باشد که از سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح تهیه گردید. برای استخراج مدل رقومی ارتفاع از توابع RPC محیط LPS آرداس با انتخاب حدود ۳۵ نقطه گره، استفاده شده است. دقت استخراج مدل رقومی ارتفاع ۱.۲ پیکسل محاسبه گردید. قابل ذکر است به علت محدودیت دسترسی به داده های p5 فقط از یک سین داده برای تحلیل برخان ها در منطقه مرنجاب بعنوان یک میکروفرم استفاده شده است. در این تحقیق با توجه به قابلیت های نرم افزاری و دسترسی؛ از نرم افزارهای LandSerf, MicroDEM و همچنین جعبه ابزارهای الحاقی به ArcGIS که از طریق برنامه نویسی در محیط Visual Basic توسعه یافته اند؛ استفاده شده است.

۲-۱ مدل های رقومی ارتفاع و ژئومورفومتری

مدلهای رقومی ارتفاع، مفیدترین شکل نمایش پستی و بلندیهای سطح زمین است. این مدل بر مبنای داده رستری است که در آن ارزش هر سلول نمایشگر ارتفاع آن است. بنابراین جهت و شیب دامنه از طریق مشتق گیری درجه اول قابل برآورد است. با مشتق گیری درجه دو نیز می توان انحنای سطح در دو جهت متفاوت را محاسبه کرد. شیب بصورت صفحه مماس بر سطح در یک نقطه مورد بررسی، با استفاده از مدل رقومی ارتفاع تعریف می شود و دارای دو جزء مهم و تقریباً متفاوت شیب یا گرادیان و جهت است که به ترتیب نشانگر حداکثر تغییر ارتفاع و جهت زاویه ای می باشد. در مطالعات ژئومورفولوژیک مشتق های درجه دوم بیانگر تغییرات شیب در مسیر جریان و در امتداد خطوط میزان می باشد و بنابراین حاوی اطلاعات ارزشمندی در ارتباط با عوارض سطح زمین است. شیب معمولاً بر حسب درصد یا درجه اندازه گیری می شود. جهت بر حسب درجه از مبدأ شمال جغرافیایی و تحدب و تفرع، نیز بر حسب درجه در واحد فاصله تعریف می شود. با تعریف پنجره هایی با ابعاد مختلف (مثلاً ۳ در ۳) و جابجا کردن آن در داده های ماتریس ارتفاع می توان مشتق های درجه اول و درجه بالاتر را محاسبه کرد (علی محمدی، ۱۳۸۸: ۱۶۵). محاسبه انواع انحناء در مدل رقومی ارتفاع رستری بصورت پیکسل به پیکسل محاسبه می شود و برای هر سلول از یک معادله چند جمله ای درجه چهار استفاده نموده (رابطه ۱) و در یک پنجره با ابعاد ۳*۳ محاسبه می شود (شکل ۲).

$$Z = Ax^2y^2 + Bx^2y + Cxy^2 + Dx^2 + Ey^2 + Fxy + Gx + Hy + I \quad \text{رابطه ۱}$$



شکل ۲) نمایش شماتیک پارامترهای مورد استفاده در محاسبه انحناء

۳- یافته ها و بحث

برخان ها جزء لندفرم های تراکمی بادی هستند و وقتی ایجاد می گردند که جهت باد در تمام طول سال ثابت باشد و از طرف دیگر ماسه کافی برای پوشش سطح در اختیار نباشد (Blumberg, 2006). در محدوده بند ریگ کاشان در شمال غربی مرنجاب شرایط فوق از جمله باد غالب شمال غربی (Maghsoudi et al., 2010) باعث تشکیل برخان گردیده است نمونه ای از برخانهای منطقه مطالعاتی در شکل ۲ ارائه شده است. به منظور

انجام تحلیل در مقیاس بزرگتر روی میکروفرم‌های ماسه‌ای از مدل رقومی ارتفاع تهیه شده به روش استریو استفاده شده است. با بکارگیری تحلیل‌های ژئومورفومتریک به کمک نرم‌افزار Landserf و روش وود، قله یا رأس در برخان‌های هلالی شکل استخراج گردید.

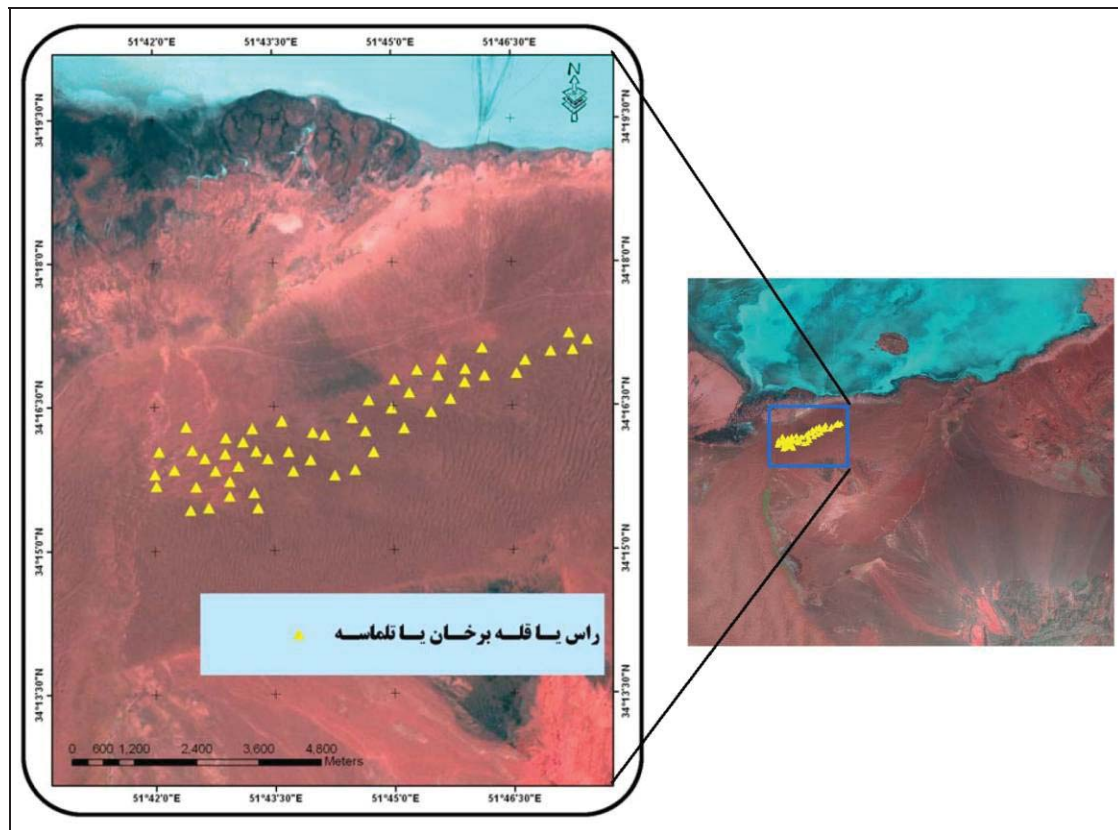


شکل ۳) نمونه ای از لندفرم برخان در منطقه مطالعاتی

پراکندگی برخان‌ها در منطقه مرنجاب بیشتر در حاشیه دریاچه نمک و جنوب غربی کاروانسرای مرنجاب دیده می‌شود. ارزیابی دقت انجام گرفته برای شناسایی برخان‌ها در منطقه مرنجاب حدود ۸۰ درصد می‌باشد که با استفاده از داده‌های ماهواره QuickBird انجام شده است. نتایج استخراج رأس برخان نشان داد که دقت استخراج قله یا رأس برخان با اعمال یک فیلتر مود 3×3 افزایش چشمگیری دارد و در نهایت فاصله برخان‌ها به روش اقلیدسی در محیط نرم‌افزار ArcGIS محاسبه گردید. نتایج نشان داد لندفرم برخان در بخش بندریگ منطقه مرنجاب دارای فاصله‌های نسبتاً نزدیکی هستند بطوریکه از حدود ۵۳ برخان شناسایی شده، برخان‌های با فاصله حدود ۸۰ الی ۱۰۰ متر با حدود ۳۴ درصد بیشترین فراوانی و گسترش را در منطقه دارند. و برخان‌های با فاصله ۶۰ الی ۸۰ متر در مرتبه بعدی فراوانی قرار دارند. همچنین برخان‌های با فاصله بیشتر از ۱۲۰ متر و کمتر از ۲۰ متر کمترین فراوانی را دارند (شکل ۴). بنابراین فاصله میانگین قرارگیری تلماسه‌ها در بخش بند ریگ حدود ۹۰ متر برآورد می‌گردد که از شرایط خاص منطقه اعم از قطر ماسه، در دسترس بودن ماسه و رژیم بادهای منطقه مرنجاب تأثیر می‌پذیرد.

۴- نتیجه گیری

با مطرح شدن بحث ژئومورفومتري و شناسایی کمی اشکال سطح زمین و لندفرم‌ها به نوعی از رویکرد سنتی در نقشه‌کشی لندفرم‌ها مبتنی بر تفسیر بصری فاصله گرفته و به سمت اتوماسیون کامل در شناسایی و طبقه‌بندی لندفرم‌ها را گام برداشته شده است و در این زمینه شاخص‌ها کمی که بیشتر مشتقات درجه دوم مدل های رقومی ارتفاع هستند نقش موثری دارند و در این تحقیق با کمک آنها لندفرم برخان بصورت کمی شناسایی گردید و نتایج با دقت ۸۰٪ در استخراج لندفرم برخان امکان استفاده از ژئومورفومتري را در مطالعات پایش تغییرات لندفرمی را نشان می‌دهد.



شکل ۴) موقعیت برخان‌های استخراج شده به روش ژئومورفومتری

۵- مراجع

- [۱] شایان، سیاوش، مجتبی یمانی، منوچهر فرج زاده، علی احمدآبادی، ۱۳۹۲: طبقه بندی نظارت شده لندفرم‌های ژئومورفولوژیکی مناطق خشک با استفاده از پارامترهای ژئومورفومتریک؛ نشریه علمی پژوهشی سنجش از دور و GIS ایران، سال چهارم، شماره ۲ (پیاپی ۱۴).
- [۲] شایان، سیاوش، مجتبی یمانی، منوچهر فرج زاده، علی احمدآبادی، ۱۳۹۱: ارزیابی کارایی شاخص‌های ژئومورفومتریک به روش وود در طبقه بندی لندفرم‌های مناطق خشک. برنامه ریزی و آمایش فضا (مدرس علوم انسانی) بهار ۱۳۹۱؛ (پیاپی ۷۳).
- [۳] شایان، سیاوش؛ فاطمه ملامهرعلیزاده؛ مهدی جنتی؛ ۱۳۸۴: کارایی داده‌های سنجش از دور (RS) در تهیه نقشه‌های لندفرم و نقش آن در برنامه‌ریزی محیطی. فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۹، شماره ۴؛ صفحات ۴۹-۸۰.
- [۴] علی‌محمدی، عباس؛ ۱۳۸۸: مبانی علوم و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی. انتشارات سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاه‌ها (سمت).
- [۵] کلینسلی، دانیل ترجمه عباس پاشائی؛ ۱۳۸۱: کویرهای ایران و خصوصیات ژئومورفولوژیکی و پالتوکلیماتولوژی آن. انتشارات سازمان جغرافیایی وزارت دفاع و پشتیبانی نیروهای مسلح. چاپ اول.
- [6] Blumberg, D.G. (2006). Analysis of large aeolian (wind-blown) bedforms using the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) digital elevation data. *Remote Sensing of Environment*, 100, 179- 189.
- [7] Chorley, R.J., Dunn, A.J. and Beckinsale, R.P. (1964): **The History of the Study of Landforms**, Vol. 1, London: Methuen.
- [8] Dehn, M., Gärtner, H., Dikau, R., 2001. **Principles of semantic modeling of landform structures**. *Computers & Geosciences* 27, 1005-1010.
- [9] Evans, I.S. (1972). **General geomorphology, derivatives of altitude and descriptive statistics**. In R.J.Chorley (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology* (pp. 17-90). London: Methuen & Co. Ltd
- [10] Maghsoudi, Mehran, Ghasem Lorestani, Ali Shahriar and Ahmad Hosainzade. 2010. **Relationships between Effective Parameters in Barchans' Shape (Case Study: South-West of Maranjab)**. *American-Eurasian J. Agric. & Environ. Sci.*, 8 (3): 245-252.
- [11] SUMMERFIELD, M. A. 1991. **Global Geomorphology**, an Introduction to the Study of Landforms. Longman, Harlow, Chapter 1.

بررسی ژئومورفولوژیکی روند تحول نیمرخ طولی آبراهه های اصلی دشت کرون با روش تحلیل ریاضی

^۱ هوشمند عطایی، ^۲ مهناز شیران

^۱ استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، اصفهان H_ataei@pnu.ac.ir

^۲ کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، اصفهان mahnaz.shiran@yahoo.com

۱- مقدمه و منطقه مورد مطالعه

در یک حوضه ابخیز که در آن اشکال ژئومورفولوژیکی در یک روند تکرار شونده دائما دستخوش تغییر و تحول هستند، مسئله دخالت زمان در تحول شکل ناهمواریها اهمیت قابل توجهی دارد (مقیم و محمودی، ۴۵، ۱۳۸۳). لذا کمی کردن تحلیل ها به همراه تحلیل های توصیفی می تواند به مطالعه تحولات گذشته و پیش بینی های آینده کمک کند. در این میان تحلیل های کمی و مطالعه روند تحول دره های اصلی به جهت امکان کمی سازی مورد توجه قرار می گیرند. با عنایت به این نکته مهم که روند تحول دره ها به طور غیر مستقیم بیانگر ویژگی ها و شدت وضع رسوب زایی رودخانه های جاری در نواحی کوهستانی نیز هست، از این نظر تحلیل روند تحول دره ها از دیدگاه ژئومورفولوژی کاربردی نیز اهمیت پیدا می کند. (بیاتی خطیبی و رجبی، ۴۵، ۱۳۸۵) از دیگر سو قدرت تخریبی رود بستگی مستقیم به سرعت جریان آب دارد که خود به شیب رودخانه بستگی دارد، دانستن شیب نقاط مختلف رودخانه می تواند تصویر روشنی از قدرت تخریبی رود در نقاط مختلف آن ارائه کند (رفاهی، ۲۱۱، ۱۳۸۵) لذا نیمرخ طولی رودخانه می تواند اطلاعات مفیدی در مورد حوضه مانند سرعت حرکت آب، قدرت فرسایشی رودخانه و زمان تمرکز را به دست دهد (علیزاده، ۴۹۶، ۱۳۸۳). مطالعه بر روی تغییرات ژئومورفولوژی و فرسایش با تاکید بر تحول آبراهه ها و نگرش سیستمی توسط محققانی چون سلبی (۱۹۸۵)، استانفورد (۱۹۹۳)، اهموری (۱۹۹۶) انجام شده است. اما می توان گفت که در میان این محققان، اهموری اولین محقق است که بررسی تحول دره ها و فرسایش آبراهه ها را با استفاده از روشهای کمی، از قالب توصیف خارج و به حیطه تحلیل وارد کرد.

معرفی منطقه: منطقه مورد مطالعه بخشی از اراضی شهرستان تیران و کرون در غرب اصفهان را شامل می شود و زیرحوضه ای از حوضه بزرگ مرغاب (اراضی بالا دست حوضه) است که به زاینده رود می ریزد. این دشت بین ۵۰' ۳۲' تا ۳۳' ۲' عرض شمالی و ۵۰' ۵۶' تا ۵۰' ۵۶' طول شرقی واقع است و توسط دو رشته کوه که جزء پیشکوههای زاگرس است از طرف جنوب محصور شده است (شکل ۱) (امیر احمدی و شیران، ۱۵۶، ۱۳۸۸).

۲- مواد و روشها

برای انجام پژوهش نقشه توپوگرافی حوضه دشت کرون در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰۰ به صورت رقومی تهیه گردید سپس واحدهای هیدرولوژیک و آبراهه اصلی در هر یک از این زیرحوضه ها مشخص گردید. بدین ترتیب حوضه به بیست زیر حوضه تفکیک گردید. برای ترسیم نیم رخ طولی آبراهه اصلی در هر یک از زیر حوضه ها اندازه گیری های لازم توسط نرم افزار arc view انجام گرفت و برای انجام تحلیل رگرسیونی از نرم افزار spss استفاده شد. به منظور بررسی روند تحول یافتگی در دره های اصلی هر یک از زیرحوضه ها از روش ریاضی استفاده شد. خلاصه ای از وضعیت آبراهه ها در جدول (۱) آمده است.

زیرحوضه	شیب متوسط
S۲, S۳, S۴, S۵, S۶, S۷, S۸, S۹	شیب < ۱۰٪
S۱۳, S۱۴, S۱۵, S۱۶, S۱۷	۱۰٪ < شیب < ۵٪
S۱, S۱۰, S۱۱, S۱۲, S۱۸, S۱۹, S۲۰	شیب > ۵٪

جدول ۱- ویژگیهای آبراهه اصلی در زیر حوضه های دشت کرون

روش ریاضی

در این روش مسیر جریان آبراهه اصلی در هر زیرحوضه در بین منحنی های ارتفاعی اندازه گیری می شود (X) و ارتفاع هر یک از منحنی ها با مقدار (Y) شناخته می شود. سپس به منظور برازش داده ها با توابع ریاضی داده های مربوط به نسبتهای ارتفاعی به ارتفاع کل آبراهه ($Y=y/h$) و نسبت طولی به طول کل آبراهه ($X=x/l$) برآورد می شود.

این مقادیر برای تمام زیرحوضه های بیست گانه دشت کرون محاسبه شده و به عنوان نمونه مقادیر مربوط به زیرحوضه شماره (۱) در جدول شماره (۲) آمده است.

ارتفاع (m)	طول (Km)	Y	X
۳۴۰۰	۳۰/۹۸	۱	۱
۳۳۰۰	۲۷/۳	۰/۹۷	۰/۸۸
۳۲۰۰	۲۲/۲۳	۰/۹۴	۰/۷۲
۳۱۰۰	۱۸/۷۳	۰/۹۱	۰/۶۰
۳۰۰۰	۱۵/۷۷	۰/۸۸	۰/۵۱
۲۹۰۰	۱۲/۵۳	۰/۸۵	۰/۴۰
۲۸۰۰	۹/۷۷	۰/۸۲	۰/۳۱
۲۷۰۰	۶/۸۷	۰/۷۹	۰/۲۲
۲۶۰۰	۴/۸۴	۰/۷۶	۰/۱۵
۲۵۰۰	۲/۵۱	۰/۷۳	۰/۰۸
۲۴۰۰	۱/۰۷	۰/۷۰	۰/۰۳
۲۳۰۰	۰/۴۶	۰/۶۷	۰/۰۱
۲۲۰۰	۰/۴۱	۰/۶۵	۰/۰۱

جدول ۲- مقادیر طول، ارتفاع، X و Y مربوط به دره اصلی زیرحوضه S1 دشت کرون

مقادیر نسبتهای X و Y با استفاده از نرم افزار SPSS برای توابع ریاضی زیر برازش داده شدند که نتیجه در جدول شماره (۳) برای آبراهه های بیست زیرحوضه آمده است.

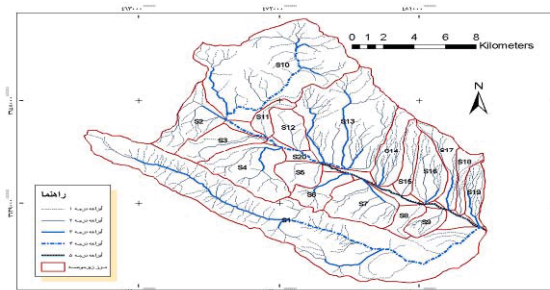
انواع توابع

تابع خطی $y = ax + b$ ، تابع توانی $y = ax^b$ ، تابع نمایی $y = ae$ ، تابع لگاریتمی $y = a + b \ln x$

با توجه به این که علاوه بر ضریب تبیین (β) بالاتر تابعی دارای برازش بهتری است که خطای کمتری داشته باشد، خطای توابع برای معادله رگرسیونی نیز برای بهترین برازش به عنوان معیار در نظر گرفته شده است. در این زمینه از خطای معیار برآورد استفاده شده که از این رابطه محاسبه می شود: (نیل جی، ۲۰۱۴، ۱۳۸۵)

$$f = \sum \{ [y_i - f(X_i)]^2 / y_i \} / n \quad (1)$$

y_i = ارتفاع مشاهده شده در آبراهه در نقطه ویژه، $f(X_i)$ = ارتفاع برآورد شده، n = تعداد نمونه ها



شکل ۱- واحدهای هیدرولوژیکی دشت کرون

۳- یافته ها و بحث

زیر حوضه	تابع خطی $y = a + bx$	تابع توانی $y = ax^b$	تابع نمایی $y = ae^{bx}$	تابع لگاریتمی $y = a + b \ln x$	متوسط خطا $\bar{x}$
۱	۰/۹۷۷	۰/۹۷۲	۰/۹۶۲	۰/۹۵۷	۰/۳
۲	۰/۹۰۳	۰/۹۶۸	۰/۸۸۸	۰/۹۶۲	۰/۵۶
۳	۰/۸۸۴	۰/۹۴۶	۰/۸۷۱	۰/۹۳۷	۰/۰۲
۴	۰/۹	۰/۹۹	۰/۸۸۷	۰/۹۸۹	۰/۵۶
۵	۰/۹۸۱	۰/۹۸۸	۰/۹۷۷	۰/۹۸۵	۰/۰۷
۶	۰/۹۲۹	۰/۹۶۲	۰/۹۱۷	۰/۹۵۶	۰/۳۵
۷	۰/۷۸۵	۰/۹۶۱	۰/۷۷	۰/۹۶	۰/۰۰۱
۸	۰/۹۷۸	۰/۹۸	۰/۹۷۳	۰/۹۷۴	۰/۴۱
۹	۰/۹۹	۰/۹۹۱	۰/۹۶۱	۰/۹۹	۰/۱۹
۱۰	۰/۹۳۹	۰/۹۹	۰/۹۲۸	۰/۹۸۷	۰/۴۴
۱۱	۰/۹۹	۰/۹۹	۱	۰/۹۹	۰/۰۰۱
۱۲	۰/۹۹	۰/۹۹	۱	۰/۹۹	۰/۰۰۶
۱۳	۰/۹۶	۰/۹۸۸	۰/۹۴۸	۰/۹۸۲	۰/۵۱
۱۴	۰/۹۷۶	۰/۹۹۱	۰/۹۷	۰/۹۸۷	۰/۳۶
۱۵	۰/۹۵۴	۰/۹۹۵	۰/۹۴۶	۰/۹۹۳	۰/۴
۱۶	۰/۹۷	۰/۹۵۶	۰/۹۷۲	۰/۹۵۱	۰/۴۱
۱۷	۰/۹۸۲	۰/۹۷۲	۰/۹۸۲	۰/۹۷۶	۰/۰۱
۱۸	۰/۹۸۵	۰/۹۴۴	۰/۹۸۷	۰/۹۴	۰/۰۰۲
۱۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۱	۰/۹۹	۰/۰۰۱
۲۰	۰/۹۹۸	۰/۹۶۶	۰/۹۹۹	۰/۹۶۳	۰/۰۰۹

جدول ۳- ضرایب حاصل از تحلیل رگرسیونی تحول دره در زیر حوضه های دشت کرون

مطابق جدول (۳) زیر حوضه ها با توجه به ویژگی تحول نیم رخ آبراهه ها در ۳ دسته طبقه بندی می شوند:

۱. زیر حوضه های $S_1, S_2, S_3, S_4, S_5, S_6, S_7, S_8, S_9, S_{10}, S_{11}, S_{12}, S_{13}, S_{14}, S_{15}$ که دره آبراهه اصلی آنها با تابع توانی برازش دارد.

۲. زیر حوضه های $S_{11}, S_{12}, S_{16}, S_{17}, S_{18}, S_{19}, S_{20}$ که دره آبراهه اصلی آنها با تابع نمایی برازش دارد.

۳. زیر حوضه S_1 که دره آبراهه اصلی آن با تابع خطی برازش دارد.

برازش دره ها با تابع توانی مبین این است که دره در مرحله بلوغ قرار دارد و هنوز از نظر فرسایش به تعادل نرسیده است و آبراهه های جاری در این دره ها در بالادست دارای شیبهای تند بوده و در مرحله فرسایش قرار دارند که در ادامه روند فرسایش مواد رسوبی را در بستر خود تا پایین دست حمل می کنند. از این نظر بستر چنین آبراهه هایی در بالادست پرشیب و نامنظم است که بخش عمده ای از مسیر آبراهه شامل همین نواحی مرتفع و پرشیب می شود.

برازش دره ها با تابع نمایی نشان از تحول یافتگی بیشتر دره ها دارد. در چنین دره هایی از شدت فرسایش در بالادست کاسته می شود زیرا چنین دره هایی در بالادست شیبهای نسبتاً ملایم تری دارند و از شدت بار رسوبی در طی مسیر آبراهه کاسته شده است. برازش دره ها با تابع خطی نشان از تحول یافتگی بیشتر دره در مقایسه با دو تابع توانی و نمایی است. در این نوع دره ها تغییرات ناگهانی شیب در نیم رخ دره ها وجود ندارد و دره ها به حالت تعادل خود نزدیک شده اند و بستر آبراهه ها در مرحله نهشته گذاری قرار دارد.

۴- نتیجه گیری

از نظر بررسی نیم رخ آبراهه ها با مقایسه جدول (۱) با جدول (۳) مشخص می شود که آبراهه های زیر حوضه های

$S_2, S_3, S_4, S_5, S_6, S_7, S_8, S_9$

که با تابع توانی برازش شده اند شیب متوسطی بیش از ۱۰ درصد داشته اند و تغییرات ناگهانی شیب در آنها به چشم می خورد، بالادست آنها در سازندهای صخره ای با نفوذ پذیری کم و پوشش گیاهی ناچیز و فرسایش زیاد واقع است و درصد کمی از آن را خاک با نفوذ پذیری متوسط و پوشش

گیاهی در بر می گیرد. شیب این زیر حوضه ها نسبتا زیاد است و بستری نامنظم دارند. این زیرحوضه ها در بخش جنوبی دشت بوده و در مرحله بلوغ یا بلوغ با گرایش به مرحله پیری قرار دارند.

زیر حوضه های S1, S10, S11, S12, S13, S14, S15, S16, S17, S18, S19, S20

دارای آبراهه هایی با نیم رخ نسبتا منظم تر هستند و تغییرات ناگهانی شیب در آنها کمتر به چشم می آید و این آبراهه ها با تابع نمایی برازش شده اند. این زیرحوضه ها به جز زیرحوضه S1 در بخش شمالی دشت قرار دارند. دو زیر حوضه S13 و S10 از کوههای نسبتا مرتفع با قله مدور، فرسایش نسبتا شدید، متشکل از سنگها و تشکیلات سخت و خاک کم عمق و سنگلاخی می باشد که بر روی سنگها و مواد آهکی تشکیل شده است. نیم رخ آبراهه در این دو زیر حوضه با شیب متوسط ۵٪ تا ۱۰٪ است و بستر منظمی دارند. آبراهه های این دو زیرحوضه در بالادست، سنگهای سخت را بریده اند و با ساختمان زمین شناسی و سنگ شناسی انطباق ندارند و انواع دره های یالی را ایجاد کرده اند، نیم دیگر مساحت این زیر حوضه ها اراضی پوشیده از سنگریزه های زاویه دار می باشد و دارای خاک کم عمق با قابلیت نفوذ متوسط و بافت سطحی می باشد شیب و توپوگرافی و فرسایش نسبتا زیاد در شکلهای شیاری و سطحی است (عطایی و شیران، ۹۵، ۱۳۹۰).

اما زیرحوضه S1 در بخش جنوبی دشت با تابع خطی برازش بیشتری داشته است، بیشترین مساحت این زیر حوضه مربوط به ارتفاعات آهکی و کوههای سنگی بدون خاک است. پوشش گیاهی به دلیل ضخامت کم خاک و شیب زیاد کم می باشد (حسینی، ۶۵، ۱۳۸۳) از نظر تحلیل ریاضی دره آبراهه با تابع خطی برازش شده است که نشان می دهد دره اصلی به حالت تعادل خود نزدیک شده است ولی کل زیرحوضه همچنان تحت تاثیر شدید فرسایش قرار دارد.

۵- مراجع

- [1] امیر احمدی، ابوالقاسم و شیران، مهناز، (۱۳۸۸)، کاربرد مدل HEC-HMS در تحلیل حساسیت متغیرهای موثر بر سیلاب دشت کرون، جغرافیا و توسعه، ۱۶، ۱۷۳-۱۵۳.
- [2] بیاتی خطیبی، مریم، رجبی، معصومه، (۱۳۸۵)، تحلیل تحول ژئومورفولوژیکی نیم رخ طولی دره ها در نواحی کوهستانی، مطالعه موردی: یازده دره اصلی توده کوهستانی سهند، پژوهش های جغرافیایی، ۵۷، ۳۴-۵۹.
- [3] حسینی، حسن، (۱۳۸۳)، بررسی لندفرمهای آبی در دشت کرون، پایان نامه کارشناسی ارشد، درجه عالی، دانشگاه اصفهان، گروه جغرافیا.
- [4] رفاهی، حسینقلی، (۱۳۸۵)، فرسایش آبی و کنترل آن، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ پنجم، تهران.
- [5] عطایی، هوشمند، شیران، مهناز، (۱۳۸۹)، شناسایی زیرحوضه های هیدرولوژیکی همگن از نظر عوامل ژئومورفولوژیک موثر بر سیلاب با استفاده از تحلیل خوشه ای (مطالعه موردی: دشت کرون)، جغرافیا و برنامه ریزی، ۴۲، ۷۹-۹۸.
- [6] علیزاده، امین، (۱۳۸۳)، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس، چاپ هفدهم، مشهد.
- [7] مقیمی، ابراهیم، محمودی، فرج الله، (۱۳۸۳)، روش تحقیق در جغرافیای طبیعی، قومس، چاپ اول، تهران.
- [8] نیل جی، سلکانند، (۱۳۸۵)، کاربرد امار و SPSS در پژوهش های علوم انسانی، جلیل میرزایی و علی بقایی سرابی، حفیظ، تهران.

[9] Ohmori, H (1996) Morphological characteristics of longitudinal profiles of rivers in the South Island, New Zealand. University of Tokyo, Department of Geography. Tokyo, Japan.

[10] Stanford, S. D (1993) Late Cenozoic surficial deposits and valley evolution of unglaciated Northern New Jersey. Geomorphology. 7, 267-288.

[11] Selby, M. J (1985) Earth changing surface. Oxford.

تعیین پارامترهای آماری، مورفومتری و شیمیایی منطقه گندم بریان کرمان

^۱ عبدالحسین حاجی زاده، ^۲ زهرا مرادپور، ^۳ موسی آقاجانی، ^۴ سید کاظم علوی پناه

^۱ دانشجوی دکترای ژئومورفولوژی دانشگاه تهران hajizadeh6331@gmail.com

^۲ دانشجوی کارشناسی جغرافیای روستایی دانشگاه تهران zahramoradpoor@ut.ac.ir

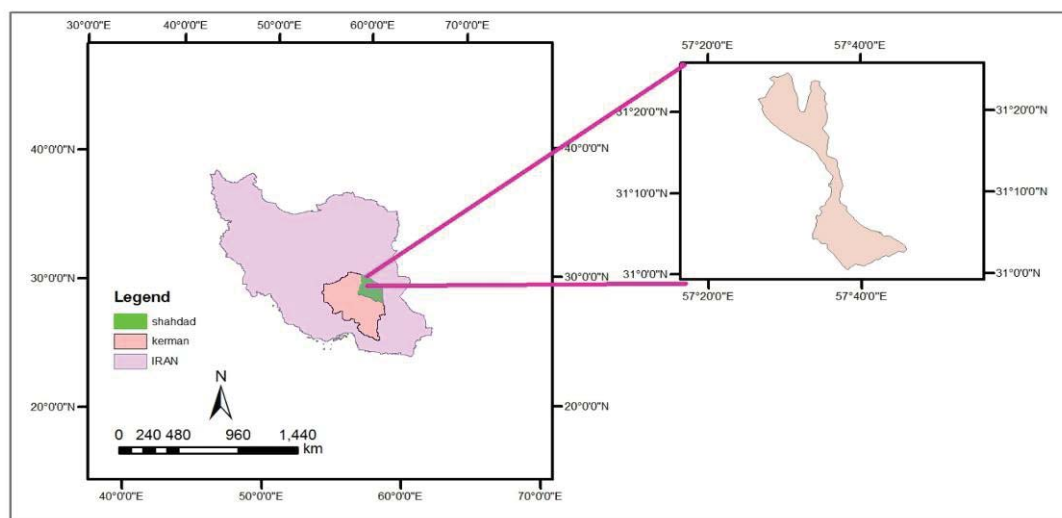
^۳ فارغ التحصیل جغرافیای طبیعی دانشگاه شهید بهشتی

^۴ استاد گروه کارتوگرافی دانشگاه تهران salavipa@ut.ac.ir

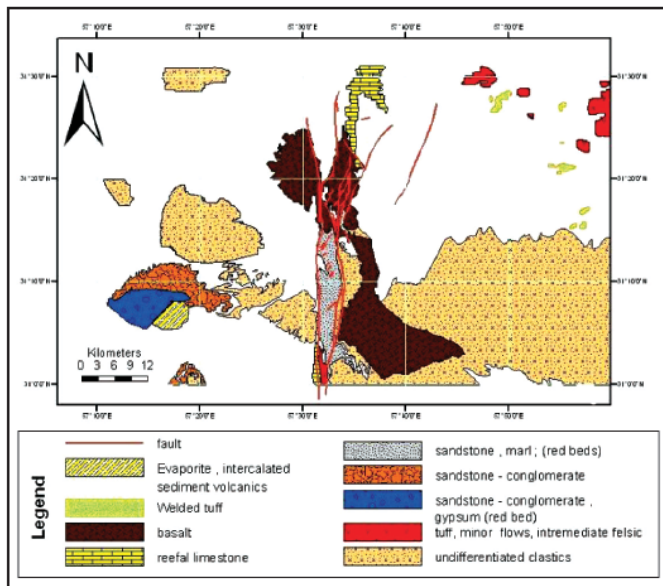
۱- مقدمه و منطقه مورد مطالعه

از مشخص‌ترین پهنه‌های بازالتی در لوت شمالی می‌توان به پهنه بازالتی گندم بریان اشاره کرد که گدازه‌های آن به ضخامت ۳ تا ۱۲ متر و با ارتفاع نسبی حدود ۴۰۰ متر مشرف به بستر رود شور بیرجند می‌باشد. در سطح گندم بریان به ویژه در نقاطی که ضخامت گدازه کاهش یافته، حفره‌های بی‌شمار آبی-بادی به وجود آمده‌اند فرایند تخریبی از نوع مکانیکی ناشی از دامنه زیاد حرارت روزانه، بازالت‌ها را به صورت دانه‌های ریز متلاشی کرده و سپس این باد این دامنه‌ها را از محل خارج ساخته و به تدریج محل آن به صورت حفره در آمده‌اند. هرچند فعالیت ماگمایی لوت شمالی از کرتاسه پسین شروع شده است ولی عوارض فوق جدید (مربوط به کواترنر) هستند و قله‌های آنها از میان رسوب‌های نئوژن سربرآورده‌اند. به نظر افتخار نژاد (۱۹۷۲) این فعالیت‌ها را حاصل فروانش بلوک هلمند به زیر بلوک لوت می‌دانند. (علایی طالقانی، ۱۳۹۰) سرتخت گندم بریان در حاشیه جنوبی کویر لوت و در امتداد گسل نایبند به صورت دشتی پوشیده شده از گدازه‌های بازالتی است. این بازالت‌ها را می‌توان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرد. در بخش شمالی بازالت‌ها فرسایش بیشتری متحمل شده و در زیر رسوبات نئوژن قرار گرفته‌اند، بنابراین از نظر سنی باید از این رسوبات قدیمی‌تر به شمار آیند. در این بخش چهار مخروط آتشفشانی نیز خودنمایی می‌کنند که ارتباط آنها با بازالت‌ها چندان روشن نیست. بخش جنوبی که دشت بازالتی را شامل می‌شود منطقه‌ای به وسعت تقریبی ۳۵۰ کیلومتر مربع پوشیده از گدازه‌های بازالتی است. این بازالت‌ها به دلیل جوان بودن، دگرسانی کمی متحمل شده‌اند و بر روی رسوبات نئوژن قرار گرفته‌اند و به طور مشخص از بازالت‌های بخش شمالی جوان‌تر هستند. قرارگیری جریان‌های بازالتی و مخروط‌های خروجی در امتداد گسل نایبند نقش گسل یاد شده را در خروج ماگما آشکار می‌سازد. (ریسی، ۱۳۹۱).

منطقه مورد مطالعه این تحقیق بخشی از دشت لوت تقریباً در شمال شهر شهداد و در شمال غربی کلوت‌ها در قسمت لوت شمالی می‌باشد. این منطقه دارای اقلیمی خشک و بیابانی می‌باشد این منطقه دارای اشکال ژئومورفولوژیکی عمده‌ای می‌باشد که اکثراً تحت تأثیر بادهایی با جهت شمال غرب-جنوب شرق و با سرعت ۶ متر در ثانیه می‌باشد. بارش متوسط کمتر از ۱۰ میلیمتر است و دمای هوا بین ۱۱ تا ۴۰ درجه سانتیگراد می‌باشد. از نظر زمین‌شناسی این منطقه دارای کمربندی رورنده و چین خوردگی می‌باشد و عمدتاً از رسوبات واریزه‌ای تبخیری نئوژن و از جنس مارن گچی و کنگلومرا می‌باشد (Mohajjel, 2009). مختصات جغرافیایی تقریبی مرکز $31^{\circ}4'N, 57^{\circ}37'E$ می‌باشد.

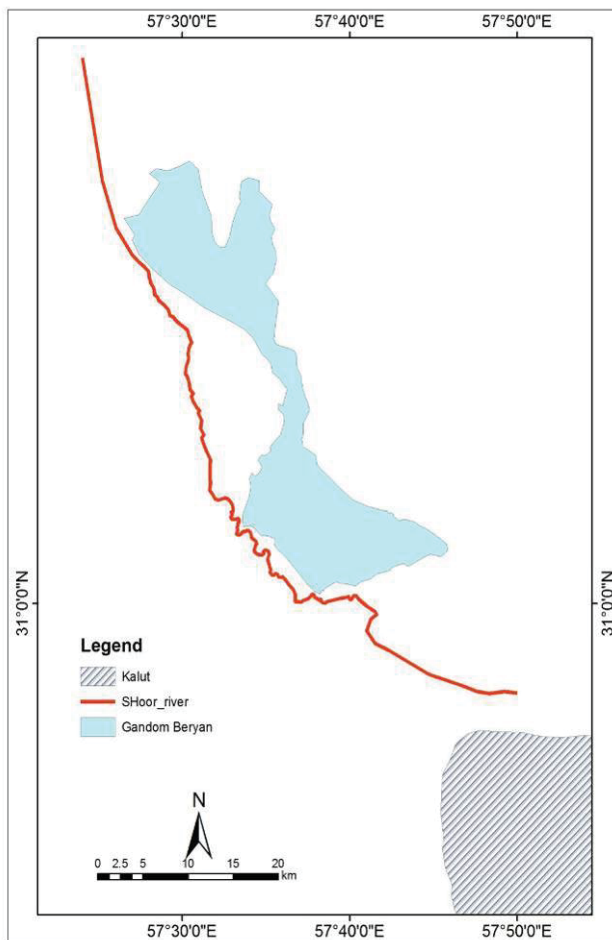


شکل ۱:
منطقه مورد مطالعه



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه گندم بریان (رییسی، ۱۳۹۱)

همان‌طور که در نقشه زمین‌شناسی نشان داده شده است، جنس قسمت جنوبی گندم بریان از بازالت می‌باشد. دانه‌هایی حاصل فرسایش فیزیکی و شیمیایی سطح گندم بریان به صورت کوارتز و بازالت در سطح گندم بریان و در قسمت‌های دامنه‌ای آن به چشم می‌خورد که اندازه آنها در حد چند میلیمتر تا چندسانتیمتر می‌باشد. به علت گرمای بازالت، بعضی از خاک زیرسطحی دگرگون شده و به رنگ قرمز درآمده‌اند. در پای گندم بریان سنگ‌های با ابعاد سانتیمتر تا متر به صورت واریزه‌ای مشاهده شده است. (شکل ۴) در شکل ۳ موقعیت گندم بریان نسبت به رود شور و کلوت نشان داده شده است.



شکل ۳: نقشه موقعیت گندم بریان نسبت به رودخانه شور و کلوت‌ها



شکل ۴: خاک‌ها، واریزه‌ها و دانه‌های سنگی در سطح و دامنه گندم بریان

۲- مواد و روشها

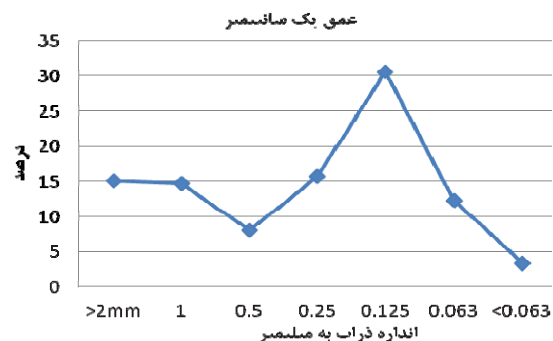
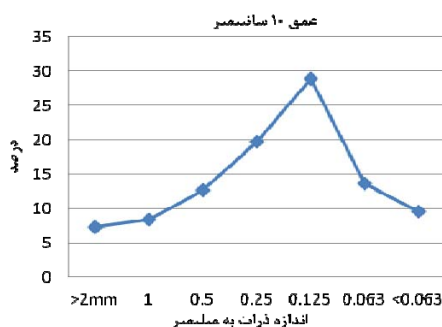
مطالعات میدانی و برداشت از لایه های مختلف گندم بریان با نمونه هایی به وزن ۱۰۰ گرم برداشت شد. سپس با استفاده از تجهیزات شیکر، کلسیمتر و شوری سنجی اقدام به تجزیه تحلیل نمونه ها نمود. در این تحقیق جهت آزمایش بر روی نمونه ها از مواد اسید کلریدریک، آب مقطر استفاده گردید و نتایج دانه سنجی در بخش های بعدی آورده شده است.

۳- یافته ها و بحث

۱- آزمایش دانه سنجی: با توجه به آزمایش شیکر درصد اندازه ذرات محاسبه و در جدول ۱ آورده شده است. درصد ذرات گراول در عمق ۱۰ سانتیمتر حدود ۷ درصد و برای عمق ۱ سانتیمتر حدود ۱۵ درصد می باشد. درصد ذرات دانه متوسط یا ماسه برای عمق ۱۰ سانتیمتر ۸۳.۱۹ درصد و برای عمق یک سانتیمتر از سطح ۸۱.۵۴ درصد می باشد. برای ذرات دانه ریز (ذرات رس و سیلت) برای نمونه در عمق ده سانتیمتر ۹.۵۵ درصد و برای عمق یک سانتیمتر ۳.۴۰ درصد می باشد. نتایج جدول ۱ به صورت نمودار در اشکال ۵ و ۶ آورده شده است. در اشکال زیر نمودار افقی نشان دهنده اندازه ذرات و نمودار قائم درصد ذرات در سایزهای مختلف را نشان می دهد.

اندازه ذره	درصد نمونه در عمق ۱۰ سانتیمتر	درصد نمونه در عمق یک سانتیمتر
بیشتر از ۲ میلیمتر	7.235	15.135
۲ میلیمتر	8.41	14.705
۱ میلیمتر	12.61	8.045
۰.۵ میلیمتر	19.725	15.78
۰.۱۲۵ میلیمتر	28.895	30.655
۰.۰۶۳ میلیمتر	13.55	12.355
کمتر از ۰.۰۶۳ میکرون	9.55	3.405

جدول ۱: درصد اندازه ذرات در سایزهای مختلف شیکر.



شکل ۵: نمودار فراوانی ذرات در عمق یک به درصد سانتیمتر

شکل ۶: نمودار فراوانی ذرات در عمق یک به درصد سانتیمتر

با توجه به محاسبات آماری و طبق جدول ۲ و جدول فولک (۱۹۵۷) می توان گفت که جورشدگی ذرات فوق العاده ضعیف (<4) است، می توان گفت اندازه ذرات از یکدیگر فاصله دارند. طبق جدول میزان کشیدگی (اهرمی پور، ۱۳۸۵) و جدول ۲، میزان کشیدگی نمونه عمق ده سانتیمتر ۱.۴ می باشد که به عنوان کشیده شناخته می شود و نمونه یک سانتیمتر برابر ۲.۴ می باشد که خیلی کشیده محسوب می شود.

۲- مورفومتری گندم بریان

با توجه به نتایج بدست آمده از تجهیزات GPS، ارتفاع تقریبی گندم بریان از سطح، حدود ۱۵۰ متر برآورده شده است و همچنین ارتفاع آن از سطح دریا تقریباً ۴۵۰ متر می باشد. مساحت گندم بریان که دارای جنس بازالت می باشد ۳۳۰ کیلومتر مربع می باشد. نمای گندم بریان از بیرون به صورت دیوار بلند و کشیده دیده می شود. در روی سطح گندم بریان دره هایی با اختلاف ارتفاع حدود چند متر از سطح گندم بریان مشاهده شده است. (شکل ۷) در قسمت ورودی به سطح گندم بریان نیز دره هایی به ارتفاع حدود ۵ متر و عرض حدود دو متر مشاهده شد است. که در سطح آنها خاک های ماسه ای و گلی پوشیده شده است.

جدول ۲: پارامترهای آماری نمونه ها

پارامتر	عمق ده سانتیمتر	عمق یک سانتیمتر
کشیدگی	۱.۴	۲.۴
کج شدگی	۱.۳	۱.۱
انحراف معیار	۷.۷	۸.۵
میانگین	۱۴.۲۸	۱۴.۲۹



شکل ۷: وجود دره های با ارتفاع و عرض چند متر در قسمت سطح و میانی گندم بریان

۳- آزمایش کلسیمتری و شوری خاک:

در جدول روبرو میزان درصد کربنات نمونه های یک و ده سانتیمتر براساس آزمایش کلسیمتری برنارد اندازه گیری شده است. در این جدول درصد آهک در عمق یک سانتیمتری بیشتر از عمق ده سانتیمتر می باشد. میزان شوری خاک در دو عمق یک و ده سانتیمتر گندم بریان در جدول روبرو آورده شده است در این جدول همانطور که ملاحظه می شود از سطح به طرف عمق بر میزان شوری آن افزوده شده است.

۵- حیات زیست در گندم بریان:

با توجه به بازدید میدانی از منطقه، شواهدی از وجود موجودات زنده از قبیل سنجاقک، پروانه و مگس در منطقه بدست آمده است



شکل ۸: وجود موجودات زنده از قبیل پروانه، سنجاقک و مگس در منطقه (سنجاقک به علت عدم دریافت عکس نمایش داده نشده است)

نتیجه گیری

در تمام کره زمین می توان گفت با هر اقلیمی، موجود زنده ای متناسب با نوع اقلیم آن منطقه در حال زندگی می باشد که این مورد نیز در گندم بریان مشاهده شده است و نمی توان به قطعیت خبر از عدم وجود موجودات و گیاهان زنده در آن منطقه داد. با توجه به ویژگی های خاص منطقه می توان آن را به عنوان ساختگاه مطالعات علمی پیشنهاد نمود. همچنین برای دستیابی به اطلاعات دقیق تر نیاز به نمونه برداری بیشتر و استفاده از تجهیزات دقیق تر می باشد.

۳- مراجع

- [۱] اهرمی پور، رضا، حسین مصدق، میانی رسوب شناسی، انتشارات دانشگاه علوم پایه دامغان، ۱۳۵۹
- [۲] علوی پناه، کاظم، بررسی منابع آب و رطوبت سطح الارض کلویت های بیابان لوت با استفاده از داده های ماهواره ای، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۷، ۱۳۸۳
- [۳] علایی طالقانی، محمود، ژئومورفولوژی ایران، تهران، نشر قومس، ویرایش جدید، ۱۳۹۰
- [۴] خدابخش، سعید، صحرارو. ناهید، آزمایش های رسوب شناسی، انتشارات دانشگاه بوعلی سینا، ۱۳۹۲
- [۵] ریسی، داوود، درگاهی، سارا، معین زاده. حسام الدین، آروین. محسن، استفاده از مدل سازی عددی به منظور برآورد سرعت هسته بندی و زمان رشد میکروولیت های پلاژیوکلاز در روانه های بازالت کواترنری گندم بریان، شمال خاور کرمان، علوم زمین، سال ۲۲، شماره ۸۵، صفحه ۱۹۹-۲۰۴، ۱۳۹۱
- [6] Folk L. Robert, Ward C. William, Brazos River Bar: A Study in the significance of Grain size parameters, sedimentology petrology, Vol. 27, No. 1, 3-26, 1957
- [7] Ehsani, A. H., & Quiel, F. Application of Self Organizing Map and SRTM data to characterize yardangs in the Lut desert, Iran. Remote Sensing of Environment 112, 3284-3294. 2008
- [8] Mohajjel, M. Thin-skinned deformation near Shahdad, southeast Iran. Journal of Asian Earth Sciences 36., 2009

پایش جابجائی توده‌های ماسه‌ای در پس کرانه‌های ساحلی نمونه موردی: ساحل غربی جلگه مکران

^۱ سیاوش شایان ، ^۲ مجتبی یمانی، ^۳ محمد شریفی کیا، ^۴ مهران مقصودی، ^۵ محمد اکبریان

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

^۲ دانشیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران myamani@ut.ac.ir

^۳ استادیار گروه جغرافیا دانشگاه تربیت مدرس sharifikia@modares.ac.ir

^۴ دانشیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران magsoud@ut.ac.ir

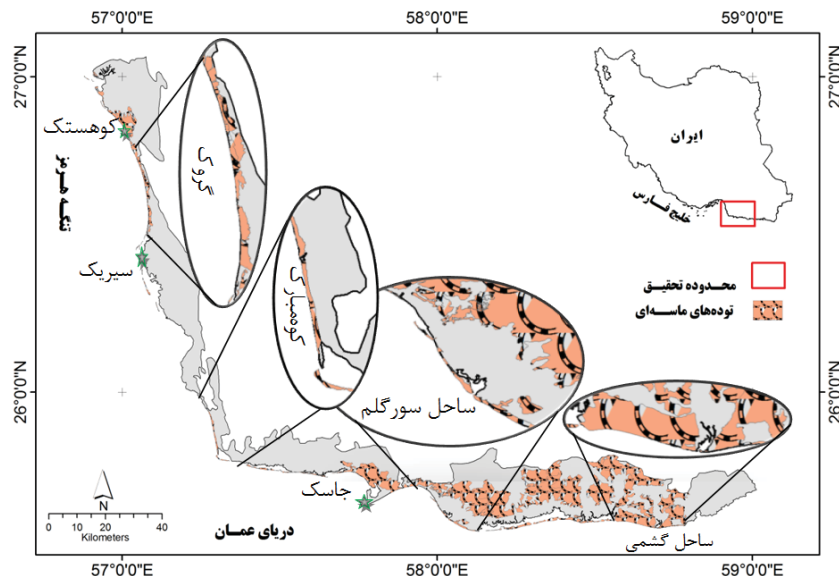
^۵ دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تربیت مدرس m.akbarian@modares.ac.ir

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

تپه‌های ماسه‌ای در سواحل اکثر دریاها و اقیانوسها به وجود می‌آیند. این تپه‌ها زائیده کنش متقابل امواج دریا، جریانات دریایی، وزش باد و مواد رسوبی موجود در ساحل می‌باشند. علاوه بر محدوده‌های جزرومدی، بستر رودها، سطوح دلتائی و پهنه جلگه ساحلی نیز می‌تواند منشأ توده‌های ماسه‌ای محسوب شود. بخش عمده رسوبات حوضه‌های آبخیز مشرف به ساحل، توسط رودخانه‌ها به دریا منتقل شده و ممکن است دوباره طی فرایندهای دریائی به خشکی بازگشته و در معرض رفت و روب بادی قرار گیرند. در چند دهه اخیر مطالعات زیادی روی ماسه‌های روان صورت گرفته است علت توجه به این مسأله ناپایداری و تحرک تپه‌ها در اثر فعالیت باد و به دنبال آن بر هم خوردن تعادل منطقه و مشکلاتی است که به دنبال آن ایجاد می‌گردد. در زمینه فرایندهای بادی حمل ذرات نیز مطالعات فراوانی انجام شده است (Bagnold, 1941; Chepil and Woodruff, 1963; Greeley and Iversen, 1985). فرایندهای بادی برای انجام عملیات خود به شرایط خاصی نیاز دارند و عملکرد مؤثر آنها بستگی به مساعدت محیط طبیعی دارد (چورلی و همکاران، ۱۳۷۹). نواحی خشک و سواحل دریاها مساعدترین قلمرو عملکرد باد هستند (محمودی، ۱۳۸۹)؛ حال اگر سواحل دریا منطبق با مناطق خشک اقلیمی باشد، آثار فرسایش بادی و فرایندهای آن پیچیدگی بیشتری خواهد داشت.

در جلگه‌های ساحلی، گستردگی امواج طوفانی و قطر ذرات بستر از مهمترین ویژگی‌هایی است که بر میزان فرسایش تپه‌های ماسه‌ای تأثیرگذار است. اگر امواج طوفانی کوتاه‌تر، ارتفاع موج کمتر، دوره بازگشت امواج کوتاه‌تر، زمان وزش طوفان کمتر و قطر ذرات ماسه درشت‌تر باشد، فرسایش تپه‌های ماسه‌ای ساحلی کاهش می‌یابد (Rijn, 2013). یکی از عواملی که باعث حرکت ماسه از ناحیه جزر و مدی به کرانه ساحلی می‌شود، نسیم دریا به خشکی است. نسیم دریا در سواحل شمالی خلیج فارس علاوه بر اختلاف پهنه دریا و خشکی، از توپوگرافی سطحی و دوری و نزدیکی ارتفاعات به دریا نیز تبعیت می‌کند (شمسی‌پور و همکاران، ۱۳۸۳). یمانی (۱۳۷۸) در مطالعه حرکات آب دریای عمان در تشکیل و تکامل تالاب‌های جزر و مدی (در سواحل مکران) به این نتیجه رسید که رسوبات منتقل شده توسط رودها به خط ساحل، توسط امواج مایل جنوب‌شرقی در طول خط ساحل به سمت مغرب حرکت کرده و باعث تشکیل پیکان‌های ساحلی و در نهایت تشکیل تالاب‌های جزر و مدی می‌شود. محمودی (۱۳۸۱)، مجموعه ماسه‌های سواحل عمان را به دو بخش متمایز شامل ماسه‌های ساحلی و ماسه‌های بادی تقسیم نمود، از دید او ماسه‌های ساحلی بدون استثناء به صورت رشته‌های عرضی و موازی با ساحل شکل می‌گیرند؛ ماسه‌های بادی حاصل کند و کاو بادهای محلی و فصلی در رسوب‌های تخریبی و فوق‌العاده ریزدانه سیلاب‌های فصلی و اتفاقی جلگه ساحلی اند. غریب‌رضا و معتمد (۱۳۸۳) در بررسی تغییرات تپه‌های ماسه‌ای ساحلی استان سیستان و بلوچستان با استفاده از مقایسه عکس‌های هوایی ۱۳۴۶ و ۱۳۷۲ و پیمایش صحرائی، به این نتیجه رسیدند که تپه‌های ماسه‌ای عرضی، مرکب، پناهگاهی و پهنه‌های ماسه‌ای به علت تبادل رسوب بین دریا و ساحل، رویش گیاهان در کنار رودخانه‌ها و حرکت به سمت مرکز بیابان، رشد کرده و تپه‌های ماسه‌ای طولی، برخان و تپه‌های گنبدی، به لحاظ فرسایش بادی و تغییر شکل به انواع دیگر، دچار کاهش سطح شده‌اند. یمانی (۱۳۷۸) در مطالعه ارتباط ویژگی‌های باد محلی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای جلگه مکران، به این نتیجه رسید که تراکم شکل‌های ماسه‌ای تا حد زیادی به پهنای نوار ساحلی بستگی دارد، بنابراین تراکم توده‌های ماسه‌ای در ساحل جنوبی بیشتر از ساحل غربی است؛ همچنین تراکم توده‌های ماسه‌ای در طول خط ساحل با حرکات آب دریا بی‌ارتباط نیست. نگارش (۱۳۸۵)، در مطالعه ژئومورفولوژی خورتنگ و ویژگی‌های آن بر اساس تجربیات میدانی و مشاهدات عینی، عنوان کرد که تپه‌های ماسه‌ای ساحلی منطقه، بر اثر توفان‌های شدید دریائی که جهت غالب آنها جنوب‌غربی - شمال‌شرقی است به وجود آمده‌اند؛ این تپه‌ها منشأ دریائی دارند و دارای پوسته خرده شده صدف‌های دریائی هستند.

منطقه تحقیق در استان هرمزگان، سواحل شرقی تنگه هرمز و شمال دریای عمان واقع شده است. مختصات جغرافیائی آن $54^{\circ} 56'$ تا $59^{\circ} 19'$ طول شرقی و $25^{\circ} 31'$ تا $27^{\circ} 09'$ عرض شمالی است. وسعت این منطقه $3668/79$ کیلومتر مربع معادل 366879 هکتار می باشد. شکل ۱ موقعیت محدوده تحقیق را نشان می دهد. محدوده تحقیق، در واحد ژئومورفولوژی جلگه های کناره ای جنوب، جلگه شمال دریای عمان و از نظر زمین شناسی در زون مکران قرار دارد؛ این زون از رسوبات بستر دریا، سنگ های آفیولیتی و رسوبات آب های سطحی تشکیل گردیده است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیائی منطقه تحقیق و پراکنش جغرافیائی توده های ماسه ای در نوار ساحلی و سطح جلگه

هدف اصلی این مقاله، معرفی شیوه ها و ابزارهای پایش جابجائی مواد منفصل (توده های ماسه ای) در نواحی پس کرانه ساحلی است؛ این هدف با شناسائی ویژگی های ژئومورفولوژیکی توده های ماسه ای و محل های استقرار آنها، و نیز شناسائی فرایندهای مؤثر بر تشکیل و جهت نقل و انتقال آنها در بخش غربی جلگه ساحلی مکران به عنوان محدوده موردی مورد مطالعه، همراه می باشد.

مواد و روشها

توزیع فضائی لندفرم ها و ویژگی های مورفومتری آنها شامل مساحت، جهت کشیدگی فرم های ماسه ای و سرعت و جهت باد، ویژگی های رسوب شناسی از جمله شاخص های گرانولومتری و مورفوسکوپی رسوب، داده های این تحقیق می باشند. نقشه های توپوگرافی، نقشه های زمین شناسی، عکس های هوائی، تصاویر ماهواره ای، GPS، بینوکلر و نرم افزارهای رایانه ای از جمله Arc GIS و WRPLOT View، ابزار تحقیق هستند.

پس از مطالعات کتابخانه ای و جمع آوری کتاب ها، اسناد، مدارک و نقشه های مورد نیاز، مطالعه در گام های زیر پیگیری شد:

گام اول: در این مرحله از تحقیق، علاوه بر بررسی ویژگی های عمومی منطقه، نقشه محدوده پراکنش توده های ماسه ای نیز تهیه شد. گام دوم: با استفاده از داده های ایستگاه های هواشناسی منطقه، درصد وزش نسیم دریا به خشکی و سرعت و جهت باد تعیین و گل بادهای سالانه ترسیم شد. گام سوم: دبی آب و رسوب رودخانه های اصلی محدوده تحقیق به کمک گردآوری نتایج سایر مطالعات و نیز آمار ایستگاه های هیدرومتری سازمان آب منطقه ای جمع آوری شده، تغییرات ماهانه دبی رودهای اصلی منطقه بررسی شد. گام چهارم: ابتدا نتایج مطالعات سایر محققین گردآوری گردید. سپس طول بادگیر جهات مختلف در ایستگاه های فرضی گشمی (۱۰۰ کیلومتری شرق جاسک)، سدیچ، سورگلم، جاسک شرقی، جاسک غربی، کوه مبارک، سیریک و کوهستک (شکل ۱)، به کمک نرم افزار گوگل ارث اندازه گیری شد. پراکنش این ایستگاه ها به نحوی انتخاب شد که علاوه بر توده های ماسه ای ساحلی، معرف تغییرات جهت ساحل و دماغه های ساحلی نیز باشد.

ارتفاع امواج به کمک معادله های مولیتور^۱ (Senturk, 1995) برای طول بادگیر کمتر از ۳۲ کیلومتر، بیشتر از ۳۲ کیلومتر و سواحل اقیانوسی محاسبه شد. Z_d : ارتفاع موج به متر، U : سرعت باد به کیلومتر بر ساعت و F : طول بادگیر به کیلومتر می باشد.

$$F < 32 \text{ kms} \quad Z_d = 0.0032(UF)^{\frac{1}{2}} + 0.75 - 0.27F^{\frac{1}{4}} \quad (1)$$

$$F > 32 \text{ kms} \quad Z_d = 0.0032(UF)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

^۱ Molitor

(۳)

$$\gamma_d = 0.0024 (17)^2$$

سرعت باد، کیلومتر بر ساعت

ارتفاع موج محاسبه شده از معادله‌های مونیتور در فایل ورودی نرم‌افزار WRPlot View در ستون سرعت باد جایگزین گردید. با استفاده از داده‌های باد ایستگاه‌های سینوپتیک جاسک و کلیما تلوژی سیرک، گل‌موج‌های ساحلی در برنامه WRPlot View ترسیم شد. گام پنجم: با استفاده از نقشه لندفرم‌ها و مورفولوژی عمومی تراکم‌های ماسه‌ای تهیه شده در گام اول، محدوده‌های نمونه‌گیری رسوب تعیین شد. ۴-۶ نمونه از توده‌های ماسه‌ای ساحلی و به موازات آنها یک نمونه از محدوده‌های جزر و مدی منتهی به توده‌های ماسه‌ای برداشت شد. در مورد توده‌های ماسه‌ای گسترش یافته بر روی سطح جلگه نیز از انتهای مناطق رسوب به عنوان نقطه شروع، به سمت قطاع برداشت که در گام‌های اول و دوم تعیین شدند، حداقل سه نمونه از خاک سطحی به عمق ۳ سانتی‌متر در هر خط نمونه‌گیری برداشت شد. نمونه‌ها به آزمایشگاه فرستاده شده و پس از تفکیک با الک‌های استاندارد ASTM، شاخص‌های گرانولومتری‌شان در نرم‌افزار Gradistat محاسبه گردید. برای تعیین سرعت آستانه برداشت رسوبات توسط باد، از روش دانه‌بندی رسوب استفاده شد. در این روش از ارتباط بین قطر ذرات خاک و سرعت بحرانی یا سرعت آستانه فرسایش بادی استفاده می‌شود (Zachar, 1982). برای این منظور قطر غالب ذرات رسوب از منحنی‌های دانه‌سنجی به دست آمد.

یافته‌ها و بحث

۱-۳ بررسی ویژگی‌های منطقه و تفکیک فرم‌های ماسه‌ای

نتایج بررسی فرم‌های ماسه‌ای نشان داد که پراکنش نهشته‌ها و فرم‌های ماسه‌ای بادی در سطح جلگه جنوبی بیشتر از جلگه غربی است. بارخان، بارخانوتید، سیف، نبکا (ربدو) و پیکان‌های ماسه‌ای از مهمترین اشکال ماسه‌ای این محدوده می‌باشد.

۲-۳ مطالعات باد و گرانولومتری رسوب

جمع بندی نتایج بدست آمده از مطالعات باد و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای بیانگر وقوع باد های شدید از قطاع غربی در محدوده مطالعاتی است؛ همچنین وجود بادهای مقابل به هم منجر به شکل‌گیری تپه‌های عرضی از نوع بارخانوتید در منطقه شده‌است. مطالعات دانه‌سنجی برای اکثر نمونه‌ها عامل حمل آبی-رودخانه‌ای و در موارد نادری، حمل بادی کم را نشان می‌دهد؛ بافت سطحی دانه‌های کوارتز نیز عمدتاً درخشان تا هاله است که نشان‌دهنده حمل آبی (اعم از رودخانه‌ای و دریائی) در بخش عمده مسیر حمل رسوب و حمل بادی کم (نزدیک بودن منبع رسوب) می‌باشد. نمونه‌های رسوب برداشت شده از نهشته‌های ماسه‌ای سطح جلگه جنوبی عمدتاً از کلوخه‌های مارنی، کلسیت، ژپس، کوارتز و بعضاً هالیت تشکیل شده و مطلقاً فاقد خرده صدف هستند. سایر نمونه‌ها که از محدوده‌های جزر و مدی و یا کرانه ساحلی برداشت شده‌اند علاوه بر اینکه فاقد کلوخه مارنی‌اند، دارای خرده صدف هستند.

سرعت آستانه برای برداشت و انتقال رسوب از پیش کرانه جزر و مدی، ۷/۲۱ متر بر ثانیه و در سطح جلگه حدود ۶ متر بر ثانیه است. مطالعه آمار باد نشان می‌دهد که درصدی از نسیم دریا (بسته به روز، ماه و فصل سال) سرعتی کمتر از آستانه برداشت رسوب داشته و قاعدتاً رسوبی به پس کرانه حمل نمی‌کند؛ درصد باقیمانده (کمتر از ۰/۵ درصد از ۱۹/۸۲ درصد در ساحل جنوبی و کمتر از ۰/۷۵ درصد از ۱۳/۲۹ درصد در ساحل غربی) نیز عمدتاً سرعتی کمتر از ۱۱ متر بر ثانیه دارد که در صورت از دست دادن سرعت، رسوبات محموله را سریعاً برجا گذاشته و صعود می‌کند. در مناطقی مانند حاشیه شمالی دماغه کوه مبارک و پس کرانه گروک که عرض جلگه بسیار محدود است، اثر این فرایند را در ترکیب با باد کوه-دشت به خوبی می‌توان دید؛ در چنین مناطقی، توده‌های ماسه‌ای صرفاً به نوار باریک حاشیه ساحل محدود شده‌اند (شکل ۱).

۳-۳ تحلیل گل‌موج‌های ساحلی و تلفیق نتایج آن با نتایج هیدرودینامیک رودخانه‌ها

از ماه اکتبر تا پایان ماه مه، رسوباتی که در محدوده ساحل جنوبی توسط رودهای سدیج، گابریک و جگین وارد دریا می‌شوند، توسط امواج قطاع جنوب غربی به سمت شرق رانده می‌شوند. با توجه به انحنای خط ساحلی در منتهی‌الیه شرقی منطقه از رانش رسوب به سمت شرق کاسته شده و در عوض امواج جزر و مدی موجب رانش رسوبات به ساحل شده‌اند. اگرچه از ماه ژوئیه تا پایان سپتامبر، امواج قطاع جنوب شرقی رانش رسوب به سمت غرب را سبب می‌شوند، به دلیل کاهش یا فقدان ورودی رسوب رودخانه‌ها از ساحل، حجم توده‌های ماسه‌ای در غرب رودخانه جگین، نسبت به بخش شرقی بسیار محدودتر می‌باشد.

در ساحل کوه مبارک، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج قطاع غربی غالب هستند. این امواج باعث رانش رسوبات وارده به دریا توسط رودهای رودخانه‌های منطقه به سمت جنوب تا ساحل کوه مبارک و سپس در جهت شرقی به سمت جاسک می‌شوند؛ لیکن با کاهش سریع فرکانس امواج غربی و افزایش فرکانس امواج قطاع جنوب شرقی از ماه ژوئیه تا پایان سپتامبر و به لحاظ قدرت زیاد این امواج، رسوبات رانده شده به سمت جاسک مجدداً جهت غربی به خود گرفته، پس از گذر از دماغه کوه مبارک، توده ماسه‌ای ساحلی این محدوده را ایجاد نموده‌اند. به نظر می‌رسد با توجه به کوتاه بودن فصل وزش امواج قطاع جنوب شرقی، نهایت رانش رسوب تا سواحل کوه مبارک باشد.

در ساحل سیریک و کوهستک، در اغلب ماه‌های سال غلبه با امواج قطاع جنوب غربی است، این امواج ضمن اینکه باعث رانش بخشی از رسوبات وارده به دریا توسط رودخانه‌ها به سمت شمال می‌شوند، از رانش جنوبی رسوبات وارده به دریا توسط رودخانه شمالی منطقه نیز جلوگیری می‌کنند. شکل‌گیری توده ماسه‌ای وسیع در منتهی‌الیه شمال غربی محدوده و کشیدگی آن به سمت جنوب را می‌توان تا حدودی نتیجه این فرایند دانست.

۴- نتیجه‌گیری

اگرچه امواج دریای عمان، عمدتاً جنوبی تا جنوب شرقی و در تنگه هرمز عمدتاً غربی تا جنوب غربی است و حرکت عمومی جریان‌ها نیز پادساعت‌گرد می‌باشد؛ به دلیل انحنای خط ساحلی و طول بادگیرهای متفاوت، گل‌موج‌های ساحلی در نقاط مختلف کاملاً متفاوتند. این تفاوت و نیز آورد رسوب رودخانه‌ای در ماه‌های خاصی از سال، باعث شده است که امواج با رانش رسوب در جهات مختلف، بر مکان‌گزینی توده‌های ماسه‌ای ساحلی به شکل فعلی تأثیر بگذارند. همچنین از آنجا که پیش‌کرانه‌های جزر و مدی منتهی به خورها و تالاب‌های ساحلی، از دسترس امواج و انتقال رسوب توسط آنها دور بوده‌اند، پس‌کرانه آنها عموماً فاقد توده‌های ماسه‌ای ساحلی است. نسیم دریا ماسه‌های برداشت شده از پیش‌کرانه جزر و مدی را در فاصله کمی از ساحل و به موازات خط ساحلی بر روی پس‌کرانه خشکی بر جای می‌گذارد. در مناطقی که عرض جلگه بسیار محدود است، توده‌های ماسه‌ای صرفاً به نوار باریک حاشیه ساحل محدود شده‌اند. در ساحل جنوبی، توده‌های ماسه‌ای علاوه بر کرانه ساحلی، بر سطح جلگه نیز گسترش زیادی یافته‌اند. حضور لندفرم‌هایی نظیر دق، پوسته‌های شلجی و کلوتک در حدفاصل پس‌کرانه‌های ماسه‌ای با توده‌های ماسه‌ای بالادست جلگه، نشان‌دهنده این مطلب است که حداقل بخشی از منابع رسوب آن‌ها از کاوش سطح جلگه توسط باد تأمین می‌شود و آورد رسوب ساحلی از محدوده جزر و مدی در تأمین منابع رسوب این توده‌ها نقش تام ندارد. از این نظر نهشته‌های ماسه‌ای محدوده تحقیق به دو دسته تقسیم می‌شوند: ۱- نهشته‌های ماسه‌ای کرانه ساحلی با منشأ آبی: دانه‌های ماسه پس از حمل آبی و شستشو توسط امواج از دریا خارج شده و به فاصله نزدیک از کرانه جزر و مدی نهشته شده‌اند و ۲- توده‌های ماسه‌ای داخلی: هر چند آب عامل حمل در بخش عمده مسیر می‌باشد، عدم وجود خرده صدف‌ها و حضور کلوخه‌های مارنی حاکی است که این توده‌ها حاصل کند و کاو باد در سطح جلگه‌اند.

۵- مراجع

- ۱- چورلی، ریچارد جی.، ترجمه: احمد معتمد، ۱۳۷۹، ژئومورفولوژی جلد سوم (فرایندهای دامنه‌ای، آبراه‌ای، ساحلی و بادی)، انتشارات سمت، ۴۵۵ ص
- ۲- شمسی‌پور، علی‌اکبر، سمیه زارع و رضا رئیسی، ۱۳۸۳، ساز و کار شکل‌گیری نسیم دریا در سواحل شمالی خلیج فارس، دهمین همایش ملی خلیج فارس
- ۳- غریب‌رضا، محمد و احمد معتمد، ۱۳۸۳، بررسی تغییرات تپه‌های ماسه‌ای ساحلی استان سیستان و بلوچستان (از سال ۱۳۴۶ تا ۱۳۷۲)، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۰، ۴۸-۳۵
- ۴- محمودی، فرج‌اله، ۱۳۸۱، پراکندگی جغرافیایی ریگزارهای مهم ایران، مؤسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع، ۱۸۸ ص.
- ۵- محمودی، فرج‌اله، ۱۳۸۹، ژئومورفولوژی دینامیک، دانشگاه پیام نور، ۲۸۱ ص.
- ۶- نگارش، حسین. ۱۳۸۵، ژئومورفولوژی خورتنگ و ویژگی‌های آن، مجله جغرافیا و توسعه، ۶۹-۸۸
- ۷- یمانی، مجتبی، ۱۳۷۸، اثر حرکات آب دریای عمان در تشکیل و تکامل تالاب‌های جزر و مدی، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۳۷، ۳۴-۱۹
- ۸- یمانی، مجتبی، ۱۳۷۸، ارتباط ویژگی‌های باد محلی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای جلگه ساحلی مکران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره مقاله ۹۳-۱۰۶، ۴۶۶
- 9- Bagnold, R.A., 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, London. 265p.
- 10- Chepil, W.S., Woodruff, N.P., 1963. The physics of wind erosion and its control. Advances in Agronomy 15, 211-302.
- 11- Greeley, R., Iversen, J.D., 1985. Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan. Cambridge Planetary Science Series. Cambridge University Press, Cambridge.
- 12- Rijn, Leo C. van. 2013. EROSION OF COASTAL DUNES DUE TO STORMS, www.leovanrijn-sediment.com
- 13- Senturk, F., 1995. Hydraulics of Dams and Reservoirs, Google eBooks online preview.
- 14- Zachar, D. 1982. Soil erosion. Developments in Soil Science 10. Amsterdam: Elsevier Scientific. 547 pp.

الگوی رسوب گذاری در انه‌ار شهری و نقش آن در آب‌گرفتگی

(مطالعه موردی منطقه ۱۱ تهران)

مریم جابری

کارشناس مسئول HSE شهرداری تهران، jaberi.mary@gmail.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

در مناطق شهری که سطح زمین توسط ساختمان، پیاده رو و آسفالت پوشیده شده است، باران و آب ناشی از ذوب برف امکان نفوذ در خاک را نمی‌یابد و در شبکه رواناب‌های سطحی شهری جاری و از شهر خارج می‌گردد. روش‌های کلاسیک در مدیریت رواناب‌ها، بیشتر مبنی بر استفاده از شبکه جمع‌آوری آب‌های سطحی می‌باشد ولیکن روش‌های جدید با یکپارچه‌نگری سیستم زهکشی و جمع‌آوری آب‌های سطحی، سعی در مدل‌سازی هیدرولوژیکی و مسیر یابی برای جریان‌های سطحی دارد. با این وجود، مدل‌سازی سیلاب‌های سطحی در محیط‌های شهری به دلیل وجود شمار زیادی از موانع با اشکال و مقیاس‌های طولی متفاوت، ژئومتری پیچیده شهر، ساختمان‌های متفاوت و غیره کاری چالش برانگیز است (Mignot et al. 2006).

حجم گسترده عملیات عمرانی و ساختمانی در سطح شهر تهران سبب گردیده تا انه‌ار شهری همواره از بار رسوبی قابل ملاحظه‌ای برخوردار باشند که نهشته‌گذاری این رسوبات در شبکه رواناب شهری موجب شده تا لایروبی نمودن انه‌ار شهری همواره یکی از چالش‌های مدیریت شهری تهران باشد. در مواقع بارانی که حجم آب بیش از ظرفیت شبکه می‌باشد، یا در اثر مسدود شدن توسط تجمع زباله‌ها، پیامد آن آب‌گرفتگی انه‌ار و جاری شدن آب بر سطح شبکه معابر شهری می‌باشد. این پدیده که با آلوده شدن آب به مواد سمی بسیاری همراه می‌باشد، با نفوذ به خاک و آلوده نمودن آب‌های زیرزمینی و با ریختن به رودخانه‌ها و دریاچه‌ها موجب نابودی اکوسیستم طبیعی را فراهم می‌سازد. همچنین، جاری شدن مقطعی آب بر سطح شهر علاوه بر به آلوده نمودن محیط زیست شهری، امنیت تردد شهروندان را نیز دچار چالش می‌نماید. از این رو، با توجه به ایجاد مشکلات عدیده‌ای که در سال‌های اخیر برای مدیریت شهری تهران ایجاد نموده است، هدایت رواناب‌های شهری و لایروبی انه‌ار، در قالب طرح‌های مختلف جهت برنامه‌ریزی و اجرا در دستور کارهای معاونت‌های فنی و عمران و فضای سبز و امور شهری شهرداری تهران قرار گرفته است.

منطقه ۱۱ شهرداری تهران با مساحت ۱۲۰۲ کیلومتر مربع در مرکز شهر تهران واقع شده است. طول کانیه‌ها و انه‌ار در این منطقه ۵۰۱/۷۵ کیلومتر می‌باشد که با توجه به مساحت منطقه و تراکم بالای جمعیت (۲۲۶۶۹ نفر/کیلومتر مربع)، تراکم شبکه جمع‌آوری آب‌های سطحی در این منطقه از وضعیت خوبی برخوردار می‌باشد به گونه‌ای که در هنگام بارندگی، آب‌های سطحی به خوبی جمع‌آوری و هدایت می‌گردد. با این حال مطالعه بیش از ۳۰ نقطه آبگیر در سطح منطقه و پیاده‌سازی آن بر روی سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) و تحلیل آن نشان داد که تمام میداین و اکثر تقاطع‌ها با مشکل آب‌گرفتگی همراه هستند که در ادامه به بررسی آن پرداخته می‌شود.

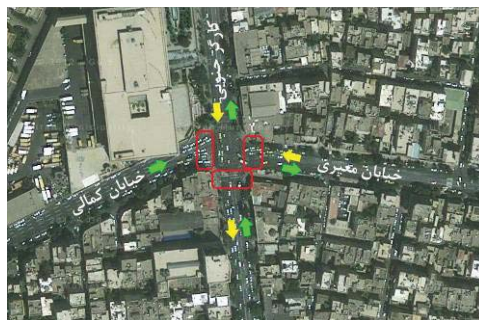
مواد و روش‌ها

به منظور مدیریت نقاط آبگیر در سطح منطقه ۱۱، نقاط آبگیر و بحران‌ساز منطقه ۱۱ بر اساس مشاهدات محلی، پیام‌های ۱۳۷ و ۱۸۸۸ شناسائی گردید و در سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) پیاده گردید. بررسی‌ها نشان داد که اصلی‌ترین علت گرفتگی انه‌ار عدم کشش نهر (۶۳٪)، شیب بندی نامناسب (۲۰٪) و گرفتگی نهر (۱۷٪) می‌باشد.

یافته‌ها و بحث

در شهرها بسیاری از جریان‌های سطحی از خیابان‌ها و تقاطع‌ها عبور می‌کنند، به دلیل تغییر در توزیع جریان، عمق آب به حداکثر می‌رسد، از این رو، در محل تقاطع‌ها جریان آب به حالت بحرانی می‌رسد (Mignot et al. 2006). جریان آب بر سطح خیابان‌ها با لغزنده نمودن مسیر و کاهش مقاومت ترمز ماشین و نیز پاشیده شدن آب و کاهش دید راننده، سبب دشواری هدایت وسیله نقلیه می‌گردد. ایمنی عابر پیاده نیز می‌تواند تحت تأثیر ترکیبی از عمق آب و سرعت آن مورد تهدید قرار گیرد (Despotovc et al. 2008). از این رو، مدیریت رواناب شهری یکی از مهم‌ترین دغدغه‌های مدیریت شهری می‌باشد.

به دلیل تعدد عملیات عمرانی و حفاری‌های بسیار و نیز عملیات ساختمانی در اکثر معابر شهری و همچنین نحوه نامناسب عملیات پاکیزگی پیاده روها که عمدتاً همراه با جارو نمودن خاک و ریختن آن به انهار شهری همراه است. لذا رواناب‌های شهر تهران همواره با حجم عظیمی از رسوبات عمدتاً ریزدانه همراه هستند، که به محض برخورد با مانع (درختان، زباله گیرها، مبلمان شهری و غیره) یا کاهش شیب بستر شروع به نهشته گذاری می‌نمایند که سبب کاهش ظرفیت نهر و ایجاد پدیده آب‌گرفتگی می‌گردند. پیاده سازی نقاط آب‌گرفتگی و بررسی الگوی فضایی آن در منطقه ۱۱ نشان داد که تقریباً اکثر نقاط آبگیر منطبق بر تقاطع‌ها می‌باشند، که خیابان‌های شریانی ولیعصر و کارگر جنوبی به دلیل وجود تقاطع‌های بسیار، دارای بیشترین نقاط بحرانی در این زمینه می‌باشند. در حالی که خیابان وحدت اسلامی کمتر با این پدیده روبرو است. مطالعه تقاطع‌های خیابان کارگر جنوبی و ولیعصر در منطقه ۱۱ نشان داد که این معابر با شیب متوسط ۱/۷ درصد با شیب شمالی-جنوبی به صورت متقاطع شبکه انهار شرقی-غربی را قطع می‌نمایند. همان‌گونه که می‌دانیم جریان رواناب متأثر از شیب بستر می‌باشد. شهر تهران به دلیل بهره‌مندی از تنوع توپوگرافیکی، دارای اختلاف شیب قابل ملاحظه‌ای است. بنابراین، رواناب‌های با جهات شمالی-جنوبی نسبت به انهار شرقی - غربی (افقی) دارای شیب بیشتر و در نتیجه شدت جریان بیشتری است. از آنجا که رویکرد مدیریت شهری تهران، خروج آب‌ها از محیط شهری می‌باشد، لذا همواره این انهار دارای آب بوده که به دلیل طی مسافت بسیار دارای رسوبات قابل ملاحظه‌ای می‌باشند. شبکه انهار که از شیب بستر بیشتری برخوردار هستند به محض برخورد با جریانات با شیب کمتر که در شهر تهران عمدتاً انهار افقی می‌باشند به دلیل کاهش شدت جریان، اقدام به نهشته گذاری رسوبات خود می‌نمایند. این مسئله در تقاطع‌های همسطح شکل دیگری به خود می‌گیرد، بدین صورت در محل برخورد جریانات شمالی - جنوبی با جریان‌های شرقی-غربی، ناحیه تداخلی شکل می‌گیرد که سبب کاهش شدت جریان شده، از این رو بخشی از رسوبات به بازوهای شرقی و غربی نهر منتقل شده و به مرور زمان با افزایش ضخامت آن، سبب کاهش ظرفیت این بخش از نهر گردیده و در مواقعی که به دلیل بارندگی حجم جریان افزایش می‌یابد موجب پس زدگی و جاری شدن جریان آب در تقاطع می‌گردد. از سوی دیگر، در این منطقه تداخل تنها رسوبات نیستند که جابجا شده، بلکه زباله‌هایی که در انهار شهر تهران بسیار هستند از جمله قوطی‌های پلاستیکی و ... به بازوهای غربی و شرقی منتقل شده و تجمع آن‌ها نیز از دیگر عوامل آب‌گرفتگی در این منطقه از شبکه انهار می‌گردد. بررسی میدانی نشان داد که علاوه بر تقاطع‌ها، المان‌های شهری نصب گردیده بر روی نهر ولیعصرمانند پل‌ها و ایستگاه‌های اتوبوس، به دلیل محدود نمودن فضای حرکت جریان آب و جمع شدن رسوبات، سبب گیر کردن زباله و ایجاد آب‌گرفتگی می‌باشند. در شکل ۱، چهارراه لشکر، یکی از تقاطع‌های پر ازدحام منطقه ۱۱ مشاهده می‌گردد که پهنه‌های بحرانی در مواقع آب‌گرفتگی بر روی آن با مستطیل قرمز نشان داده شده است.



شکل 1- چهار راه لشکر بر روی تصویر ماهواره ای Quickbird، بازوی شمالی و جنوبی این تقاطع خیابان کارگر جنوبی می باشد که یک خیابان شریانی درجه یک است. خیابان کارگر جنوبی نقش مهمی در انتقال سفرهای عبوری از منطقه دارد، مستطیل های قرمز نشان دهنده سطوحی است که در مواقع آب گرفتگی دچار مشکل می گردد.

همچنین بررسی نقاط آبگیر و بحران ساز در منطقه ۱۱ نشان داد که تمامی میداین منطقه که با مورفولوژی میدان شناخته می شوند دچار بحران آب گرفتگی می باشند. از آنجا که هندسه انهار در میدان تغییر می کند، مکان مناسبی را جهت گیر کردن زباله فراهم می سازد که این امر موجب آب گرفتگی آن ها می گردد. این میدان ها شامل میدان پاستور میدان حر، میدان قزوین، میدان رازی، میدان راه آهن و میدان منیریه می باشد.

۴- نتیجه گیری

یکی از عوامل مهم تأثیر گذار بر مدیریت محیط زیست شهری، مدیریت روان آب های شهری است. جاری شدن آب بر سطح خیابان، علاوه بر اثرات زیست محیطی فراوان، باعث افزایش تصادفات و کاهش ایمنی عابرین پیاده می گردد. از این رو، به منظور بررسی علل آب گرفتگی معابر و بدست آوردن الگوی آن، منطقه ۱۱ تهران جهت مطالعه انتخاب گردید. مطالعه بیش از ۳۰ نقطه آبگیر در سطح منطقه ۱۱ نشان داد که اکثر نقاط آبگیر و بحران ساز در تقاطع ها و میداین می باشد. بررسی های میدانی از این نقاط بیانگر الگوی خاصی از رسوب گذاری در محل تقاطع انهار شمالی- جنوبی با انهار شرقی- غربی بود که با توجه به اجرای طرح همسطح سازی تقاطع های غیر همسطح در سطح منطقه ۱۱ به نظر می رسد که الگوی هیدرولوژیکی خاصی در این منطقه تداخل موجود می باشد که سبب رسوب گذاری بیشتر نسبت به سایر نقاط انهار باشد که با کاهش ظرفیت حجم جریان و گیر کردن زباله از مهم ترین دلایل ایجاد نقطه آبگیر باشد. از آنجا که مهم ترین علت آب گرفتگی نیز عدم کشش انهار در موقع بارندگی می باشد که ناشی از عدم مهار جریان های سطحی در مناطق بالادست شهری به خصوص حوضه های کوهستانی شمال تهران دارد (مقیم و صفاری، ۱۳۸۹، جابری، ۱۳۸۹)، پیشنهاد می گردد با توجه به هزینه بسیار لایروبی انهار و آلوده بودن این گل و لای ها به انواع مواد سمی مهلک، برنامه جامعی نسبت به کنترل و پایش رسوبات در شهر تهران، به خصوص در پروژه های عمرانی انجام پذیرد. همچنین پیشنهاد می گردد که لایروبی انهار در تقاطع ها نسبت به سایر بخش های نهر در برنامه منسجم تری قرار گیرد.

منابع و مآخذ

- جابری، مریم و ماهرخ سردشتی، ۱۳۸۹، بررسی نقش لندفرم ها در مدیریت سیلاب های شهری (مطالعه موردی شهر تهران)، اولین همایش مدیریت سیلاب های شهری. دانشگاه تربیت مدرس، ص ۶۴.
- مقیم، ابراهیم و امیر صفاری، ۱۳۸۹، ارزیابی ژئومورفولوژیکی توسعه شهری در قلمروی حوضه های زهکشی سطحی مطالعه موردی: کلان شهر تهران، برنامه ریزی و آمایش فضا (مدرس علوم انسانی)، شماره ۱۴، ص ۳۱.

Despotovic.J, Plavsic.J and Jacimovic.m, ۲۰۰۸, Surface runoff and safety factors for the vehicle and pedestrian street traffic, 11th International Conference on Urban Drainage, Edinburgh, Scotland, UK.

تراس‌های رودخانه‌ای شاهدهی بر تغییرات اقلیمی در هولوسن (مطالعه موردی رودخانهی قزل اوزن در محدوده‌ی استان کردستان)

^۱موسی عابدینی، ^۲امید رحیمی

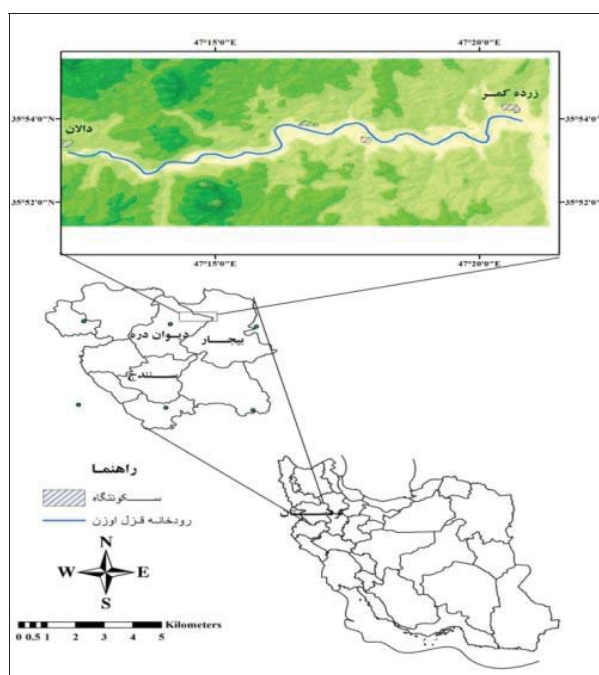
^۱دانشیار دانشیارگروه جغرافیای طبیعی (ژئومورفولوژی)، دانشکده علوم انسانی دانشگاه محقق اردبیلی. abedini@uma.ac.ir

^۲ دانشجوی دکتری جغرافیای طبیعی (ژئومورفولوژی)، دانشکده علوم انسانی دانشگاه محقق اردبیلی. omidrahimi@ut.ac.ir

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

توالی پادگانه‌های رودخانه‌ای طولانی مدت اخیرا مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و در قسمت‌های مختلف جهان به‌عنوان رکوردها و شاخص‌های زمینی تغییرات آب و هوایی کوتاه‌تری و نسبت به بالا آمدگی منطقه‌ای بایگانی شده‌اند [۱-۲-۳-۴-۵]. این مطالعات به طور واضح نشان داده‌اند که تشکیلات پادگانه‌ها به شرایط آب و هوایی و همچنین بالا آمدگی منطقه‌ای مناسب نیاز دارند [۲-۵]. در بعضی مطالعات بر روی تاثیر آب و هوا بر روی سیستم‌های رودخانه‌ای پیشنهاد شده است که بین تولید پادگانه‌ها و انحراف سیکل‌های آب و هوایی ۴۱ هزار سال قبل در اوایل پلیستوسن و همچنین خروج از مرکز سیکل‌های آب و هوایی از اواسط پلیستوسن ۱۰۰ هزار سال قبل ارتباطی قوی وجود داشته است.

تغییرات اندازه‌ی دانه‌های رسوبی در رسوبات محیط‌های آبی به ویژه رودخانه‌ها تغییر در فرایندها و انرژی حمل رسوبات را منعکس می‌نماید. افزایش در اندازه‌های دانه‌های رسوبی در ارتباط با شرایط انرژی بالاتر تولید و حمل این رسوبات می‌باشد. در حالیکه کاهش در اندازه‌ی دانه‌های رسوبات شرایط انرژی کمتر را نشان می‌دهد. تغییرات اندازه‌ی دانه‌های رسوبی در طی زمان مخصوصا افزایش در میزان ماسه ممکن است در ارتباط با دوره‌های آب و هوای گرم‌تر و مرطوب‌تر باشد و برعکس کاهش در میزان ماسه ممکن است شرایط آب و هوایی دوره‌های گرم و خشک را منعکس نماید [۶]. کانی‌های رسی به طور گسترده‌ای بعنوان شاخصی برای بازسازی آب و هوایی در محیط‌های آبی مورد استفاده قرار گرفته‌اند [۷]. رسی‌ها یا کانی‌های اولیه‌ای هستند که از سنگ اصلی یا مادر به وسیله‌ی فرسایش و هوازدگی فیزیکی به وجود آمده‌اند یا کانی‌های ثانویه‌ای هستند که به وسیله‌ی هوازدگی شیمیایی تولید شده‌اند. در خاک‌ها نوع و ترکیب کانی‌های رسی ثانویه عمدتا شدت هیدرولیز غالب را در حوضه را نشان می‌دهد. این هوازدگی شیمیایی در ارتباط با ترکیبی از شرایط آب و هوایی (درجه حرارت، میزان بارش)، وضعیت توپوگرافی منطقه، فعالیت‌های تکتونیکی (شرایط حوضه‌ی زهکش) و سنگ مادر می‌باشد [۸-۹].



شکل ۱: موقعیت و منطقه‌ی مورد مطالعه

محدوده‌ی مورد مطالعه بخشی از رودخانه‌ی قزل اوزن در محدوده‌ی شهرستان‌های دیوان‌دره و بیجار در استان کردستان واقع در شمال غربی ایران را شامل می‌شود. سرچشمه‌ی این رودخانه کوه‌های چهل چشمه در شهرستان دیوان‌دره می‌باشد که در نهایت به سفیدرود پیوسته و به دریای خزر می‌ریزد (شکل ۱). آب و هوای منطقه عمدتاً از نوع سرد و نیمه‌خشک بوده که بیشتر بارش‌ها در فصل‌های پاییز، زمستان و بهار رخ می‌دهد.

مواد و روشها

۱-۲- کارهای میدانی و نمونه‌برداری

در منطقه‌ی مورد مطالعه پس از بررسی‌های میدانی در طول ۱۸ کیلومتر از رودخانه تعداد ۹ پادگانه‌ی رودخانه‌ای شناسایی و موقعیت آنها و ارتفاع از سطح دریا و ارتفاع از کف رودخانه با استفاده از دستگاه GPS مارک OREGON 550 تعیین و سپس نقشه‌برداری گردید. سپس به منظور تعیین تغییرات آب و هوایی در طی دوره‌ی هولوسن از پادگانه هشت (T) به موقعیت $35^{\circ}53'25.908''N$ ، $47^{\circ}19'12.54''E$ با ارتفاع ۱۶۸۰ متر از سطح دریا به ضخامت ۲۱۹ سانتی‌متر که جدیدترین تراس شناسایی شده در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشد تعداد ۱۸ نمونه انتخاب گردید روش تهیه‌ی نمونه‌ها به گونه‌ای بود که در امتداد تراس مورد مطالعه با توجه به تغییرات در رنگ، اندازه‌ی ذرات و رخساره‌ها یک نمونه انتخاب شود (شکل ۲) و مورد آزمایشات رسوب‌شناسی شامل دانه‌بندی و کانی‌شناسی رسی قرار گرفت .



شکل ۲: موقعیت پادگانه هشت (T8) و نمونه‌های برداشت شده جهت آزمایشات رسوب‌شناسی

۲-۲- گرانولومتری دانه‌ها

ابتدا برای برداشت مواد آلی از نمونه‌ها از ۳۰٪ آب اکسیژنه استفاده گردید . به منظور جدا سازی کامل نمونه‌ها از یکدیگر به مدت ۱۰ دقیقه در داخل حمام التراسونیک قرار داده شد. نمونه‌های بالای ۶۳ میکرون با استفاده از الک شیکر با استفاده از سری الک‌های استاندارد ASTM به مدت میانگین ۳۰ دقیقه در هفت فراکسیون دو میلی‌متر، یک میلی‌متر، ۵۰۰ میکرون، ۲۵۰ میکرون، ۱۲۵ میکرون، ۶۳ میکرون و زیر ۶۳ میکرون عملیات دانه‌بندی به روش (فولک و وارد، ۱۹۵۷، تاکر^۲، ۱۹۸۸) [۱۰] انجام شد . به منظور تعیین دانه‌بندی مقیاس (فولک و وارد، ۱۹۵۷) [۱۰] مورد استفاده قرار گرفت؛ گرانول ۲ میلی‌متر، ماسه ۶۳-۲۰۰۰ میکرون (۱- تا ۴ فی)، سیلت ۶۳-۳/۹ میکرون (۴ تا ۸ فی)، رس ۳/۹-۱ میکرون (۸ تا ۱۰ فی). جورشدگی، میزان پراکندگی اندازه‌ی ذرات در اطراف میانگین، کج‌شدگی، میزان تقارن در پراکندگی اندازه‌ی ذرات و کشیدگی ذرات با استفاده از فرمول آماری (فولک و وارد، ۱۹۵۷) [۱۰] محاسبه گردید.

²- Folk & Ward

³- Tucker

۳-۲- تعیین کانی‌های رسی XRD

به منظور شناسایی کانی‌های رسی با روش XRD، با توجه به تفاوت در رنگ، بافت و اندازه و تغییرات رخساره‌ها در لایه‌های تراس مورد بررسی تعداد ۳ نمونه جهت انجام کانی‌سنجی به ویژه کانی‌شناسی رسی به آزمایشگاه زمین‌شناسی مرکز تبریز انتقال داده شد ابتدا نمونه را به صورت پودر درآورده سپس نوع کانی‌های رسی تعیین گردید.

۶- یافته‌ها و بحث

۳-۱- تغییرات محیطی و آب و هوایی استنباط شده براساس دانه‌بندی و انواع کانی‌های رسی در تراس مورد مطالعه

براساس میزان درصد‌های سیلت (کمتر از ۶۳ میکرون) و ماسه (بزرگتر از ۶۳ میکرون)، میزان و سهم دانه‌ها، پارامترهای آماری و فراوانی نسبی انواع کانی‌های رسی در تراس مورد مطالعه تراس را به چهار مرحله A (۷۴-۱) سانتی‌متری، B (۹۳-۷۴) سانتی‌متری، C (۹۳-۱۷۰) سانتی‌متری، D (۱۷۰-۲۱۹) سانتی‌متری تقسیم کرده (شکل ۲) و سپس به تجزیه و تحلیل پارامترهای آماری و دانه‌بندی رسوبات به همراه انواع کانی‌های رسی در هر مرحله مورد بحث واقع شده است.

۳-۲- میانگین (Mz)

میزان میانگین‌های لحظه‌ای در ارتباط با داده‌های میانگین ترسیمی برای آنالیز نمونه‌ها دارای ارزش یکسانی می‌باشند [۱۰]. میانگین ذرات در رسوبات به نوع منبع رسوب، نوع عامل حمل و شرایط رسوب‌گذاری بستگی دارد. میانگین ذرات متوسط دانه‌های رسوبی و شاخص شرایط انرژی را نشان می‌دهد. در طی مرحله A (۷۴-۱) سانتی‌متری، میانگین اندازه‌ی ذرات رسوبی بین ۰/۴ - تا ۰/۲ فی می‌باشد غلبه‌ی رسوبات درشت دانه را نشان می‌دهد. در طی مرحله B (۹۳-۷۴) سانتی‌متری، میانگین اندازه‌ی ذرات رسوبی بین ۲/۳۸ تا ۴ فی می‌باشد غلبه‌ی رسوبات ریز دانه را نشان می‌دهد. در طی مرحله C (۱۷۰-۹۳) سانتی‌متری، میانگین اندازه‌ی ذرات رسوبی بین ۰/۰۶ - تا ۱/۲ فی می‌باشد. در طی مرحله D (۲۱۹-۱۷۰) سانتی‌متری، میانگین اندازه‌ی ذرات رسوبی بین ۰/۱ - تا ۰/۵ فی می‌باشد غلبه‌ی رسوبات درشت دانه را نشان می‌دهد. حداکثر میزان میانگین اندازه‌ی ذرات در منطقه‌ی مورد مطالعه ۵۲۳/۰ - فی و حداقل میزان آن ۴ فی می‌باشد.

۳-۳- جورشدگی / انحراف معیار

انحراف معیار میزان جورشدگی رسوبات را اندازه‌گیری می‌کند و نوسانات در انرژی جنبشی یا شرایط سرعت عامل رسوب‌گذاری را نشان می‌دهد [۱۱]. همچنین میزان جورشدگی رابطه‌ی معکوسی با میزان انحراف معیار دارد. در منطقه‌ی مورد مطالعه حداقل و حداکثر میزان انحراف معیار به ترتیب برابر با ۱/۶۹ فی و ۰/۹۷ - فی می‌باشد. این مقدار جورشدگی وقتی با درجات گوناگون جورشدگی پیشنهاد شده به وسیله‌ی فولک و وارد و فریدمن [۱۰-۱۲-۱۳] مقایسه شود نشان می‌دهد که این رسوبات دارای درجه‌ی جورشدگی بد و جورشدگی بسیار خوب می‌باشد.

۳-۴- کشیدگی

میزان کشیدگی یا نوک تیزی منحنی بر اساس مقدار عددی بیان می‌شود و بیان کننده‌ی میزان غیر عادی بودن منحنی توزیع ذرات از توزیع نرمال خواهد بود. بر طبق [۱۲] میزان کشیدگی اندازه‌گیری میزان نوک تیزی منحنی‌ها می‌باشد. و به طور ریاضی کاربرد جورشدگی قسمت میانی منحنی با جورشدگی دنباله‌ی منحنی مقایسه می‌شود. در رسوبات منطقه‌ی مورد مطالعه حداکثر میزان کشیدگی برابر با ۲/۰۸۲ فی و حداقل میزان آن برابر با ۱۱/۱۵۸ - فی می‌باشد که نشان می‌دهد رسوبات منطقه‌ی مورد مطالعه دارای ماهیتی بسیار کشیده (بسیار نوک تیز) و بسیار پهن می‌باشند.

۳-۵- کج شدگی

کج‌شدگی میزان تقارن در پراکندگی و توزیع فراوانی اندازه ذرات می‌باشد و موقعیت میانگین را نسبت به میانه نشان می‌دهد. در یک نمونه از مواد با کمیت کافی از اندازه‌های متفاوت، یک نمونه با کج شدگی درشت‌تر دلالت بر این دارد که سرعت عامل رسوب‌گذاری از مقدار بالاتری از سرعت میانگین برای مدت زمان بیشتر عمل نموده است [۱۱]. در مطالعه‌ی حاضر حداقل و حداکثر میزان کج‌شدگی برابر با ۸/۱۹۵ فی و ۰/۹۷۹ - فی می‌باشد که به ترتیب دلالت بر این دارد که نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه غالباً دارای کج‌شدگی به شدت ریز دانه تا کج‌شدگی به شدت درشت دانه می‌باشند. این مقدار کج شدگی در منطقه‌ی مورد مطالعه وقتی با درجات گوناگون کج شدگی پیشنهاد شده به وسیله‌ی فولک و وارد و کادیگن [۱۱-۱۵] مقایسه شود نشان می‌دهد که در رسوبات مورد مطالعه کج شدگی مثبت تا کج شدگی منفی غالب می‌باشد.

۳-۶- شناسایی کمی گروه‌های رسی

گروههای کنی‌های رسی در رسوبات مورد مطالعه را عموماً کنی‌های مونت‌موریلونیت، ایلیت و کائولینیت تشکیل می‌دهند. فراوانی انواع کنی‌های رسی در منطقه‌ی مورد مطالعه تقریباً ترکیبی از کائولینیت (عمق ۱۷۰-۲۱۹ سانتی‌متری)، ایلیت (عمق ۱-۷۴ سانتی‌متری) و مونت‌موریلونیت (۷۴-۹۳ سانتی‌متری) می‌باشد. کائولینیت به عنوان محصول هوازدگی شیمیایی و در عرض‌های جغرافیایی پایین ملاحظه شده است [۷]. این کنی همچنین به عنوان کنی ثانویه که از دگرگونی سطحی خاک از تعدادی کنی‌های مادر (بعنوان مثال فلدسپار) در طی فرایندهای تشکیل خاک به وجود می‌آید و شدت هوازدگی شیمیایی را مخصوصاً در نواحی مداری و مجاور مداری نواحی گرمسیری نشان می‌دهد [۱۴]. کنی ایلیت عموماً در ارتباط با عرض‌های جغرافیایی بالاتر و هوازدگی فیزیکی شناخته شده است. این کنی نمی‌تواند به آسانی در مناطقی با شدت هوازدگی شیمیایی مقاومت نماید و پایدار باشد زیرا به آسانی به وسیله‌ی فرایند هیدرولیز حذف خواهد شد [۱۵].

۷- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از تحلیل داده‌ها حاکی از غلبه‌ی شرایط پرنرژی رودخانه، وجود جریان‌های با شدت یا سرعت متوسط و ثابت در رابطه با افزایش قدرت جریان‌های ورودی، حاکمیت شرایط انرژی زیاد تولید رسوب یا حمل رسوبات، غلبه‌ی فرایندهای فرسایشی بالا، جورشدگی به وسیله‌ی عامل‌های قبلی، شدت هوازدگی ضعیف، مخصوصاً شرایط آب و هوایی سرد و معتدل یا خشک غالب برای هوازدگی مکانیکی و حداقل فرایند هیدرولیز در مرحله‌ی A و C پادگانه‌ی مورد مطالعه می‌باشد و غلبه‌ی شرایط کم انرژی جریان‌های خیلی ضعیف رودخانه، تغییر وضعیت سرعت رودخانه در طول رسوبگذاری از حالت ملایم به حالت شدید، عدم جورشدگی به وسیله‌ی عامل‌های قبلی، وجود شرایط آب و هوای گرم و خشک یا معتدل، آبشویی متوسط، زهکشی خوب منطقه، PH خنثی، کاهش در میزان بارش، وقوع خشکسالی، غلبه‌ی فرایندهای با انرژی کم، نبود عرضه‌ی مواد تخریبی فصلی و غلبه‌ی هوازدگی فیزیکی در مرحله‌ی B پادگانه را نشان می‌دهد. و بالاخره وجود شرایط آب و هوای گرم و مرطوب‌تر، افزایش در بارش‌های بهاری و رطوبت موثر بالا در تمام حوضه‌ی زهکش درجه‌حرارت‌های گرم به همراه بارش و آبشویی موثر بالا شدت درجه‌ی هوازدگی شیمیایی بالا به همراه شدت هیدرولیز، غلبه‌ی شرایط پرنرژی، غلبه‌ی فرایندهای فرسایشی، عرضه‌ی فصلی مواد تخریبی و فرسایشی، قدرت جریان‌های ورودی در مرحله‌ی D پادگانه را نشان می‌دهد.

۸- مراجع

- [1] Maddy, D., Bridgland, D.R., Westaway, R., 2001. Uplift driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. Quatern Int. 79, 23-36.
- [2] Antoine, P., Munaut, A.-V., Limondin-Lozouet, N., Ponel, P., Dupéron, J., Dupéron, M., 2003. Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin-Northern France). Quatern. Sci. Rev. 22, 2076-2061.
- [3] Starkel, L., 2003. Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. Quatern. Sci. Rev. 22, 2189-2198.
- [4] Bridgland, D., Westaway, R., 2008. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. Geomorphology 98, 285-315.
- [5] Gibbard, P.L., Lewin, J., 2009. River incision and terrace formation in the Late Cenozoic of Europe. Tectonophysics 474, 41-55.
- [6] Alin, S.R.; Cohen, A.S.; 2003. Lake level history of Lake Tanganyika, East Africa, for the past 2500 years based on ostracode-inferred water-depth reconstruction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, palaeoecology. 193, 31-49.
- [7] Chamley, H; 1989. Clay Sedimentology. Springer-verlag, Berlin. 623pp.
- [8] Weaver, C. E., 1989- Clays, muds, and shales: Development in Sedimentology, Elsevier, Scientific Publication, 819 p.
- [9] Velde B (1995) Composition and mineralogy of clay minerals. In: Velde B (eds) Origin and mineralogy of clays: clays and the environment. Springer-Verlag, New York, pp 8-42.
- [10] Folk R. L., Ward M.C., 1957, Brazos River bar (Texas): a study in the significance of grain size parameters, J. Sediment. Petrol., 27 (1), 3-27.
- [11] Sahu B. K., 1964. Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments, J. Sediment. Petrol., 34 (1), 73-83.
- [12] Cadigan, R. A; 1961. Geological interpretation of grain size distribution measurements of Colorado plateau sedimentary rocks; J. Geol. 69(2) 121-144.
- [13] Friedman, G.M., 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics, J. Sediment. Petrol., 31 (4), 514-529.
- [14] Naidu, A.S., Burrell, D.C., and Hood, D.W., 1971. Clay mineral composition and geologic significance of some Beaufort Sea sediments. J. Sediment. Petrol., 41:691-694.
- [15] Biscaye, B.E; 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Bull. Geol. Soc. Amer; 76, p. 803-832.

بررسی تأثیر خشکسالی بر مولفه‌های هیدروژئولوژیکی چشمه کارستی سبزعلی

مجتبی یمانی^۱، محمود علایی طالقانی^۲، عبدالکریم ویسی^۳، طاهر ولی‌پور^۴

^۱دانشیار ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، myamani@ut.ac.ir

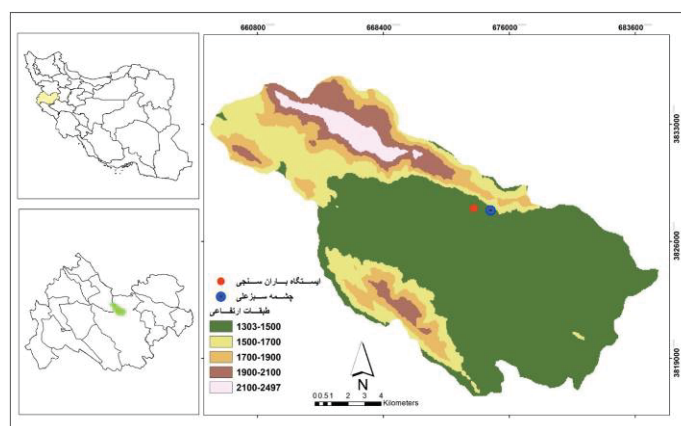
^۲استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه رازی، m.alaei@gmail.com

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

^۴دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی دانشگاه شهید بهشتی، t.valipour@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

مناطق کارستی از منظرهای مختلف دارای اهمیت هستند. کارست یک محیط منحصربفرد، غیرقابل تجدید و دارای ارزش‌های زیستی، هیدرولوژیکی، علمی، فرهنگی، تفریحی، کانی‌شناسی و اقتصادی است (Bakalowicz, 2005, 158). قسمت عمده‌ای از محدوده سیاسی استان کرمانشاه در بخش رورانده و چین‌خورده زاگرس قرار دارد. پیکربندی بخش قابل توجهی از این ارتفاعات از سازندهای سخت (کربناته) تشکیل شده است که تحت فازهای زمین‌ساختی مختلف شکل گرفته‌اند. در این صورت شرایط مناسبی از نظر زمین‌ساختی و سنگ‌شناسی برای توسعه و تکامل فرایند کارست فراهم شده است. پهنه‌های کارستی نقش مهمی در تأمین و تغذیه آبخوان‌های منطقه مطالعه شده بیش از ۵۵۰ سراب و چشمه‌های کارستی یکی از استان‌هایی است که عمده منابع تأمین آب سکونتگاه‌های آن را همین سراب‌ها چشمه‌ها و آبخوان‌های کارستی تشکیل می‌دهند (ملکی و همکاران، ۱۳۸۷، ۲۶۲). سفره‌های آب کارست به علت ویژگی‌های هیدرولوژیکی خاص خود متمایز از دیگر سفره‌های آبی می‌باشند (Mudarra, 2011, 273). دبی آبخوان‌های کارستی در یک سال هیدرولوژیکی، از رژیم آب و هوایی، ویژگی‌های زمین‌شناسی و ویژگی‌های کارست منطقه تأثیر می‌پذیرد (Fiorillo, 2007, 136). نوسانات دبی چشمه‌های کارستی در مقابل نوسانات بارشی به ویژگی‌های ژئومورفولوژی پهنه‌های کارستی تغذیه‌کننده بستگی دارد. حجم خروجی سالانه از چشمه کارستی سبزعلی بیش از ۵۶ میلیون متر مکعب در سال است که منبع اصلی تأمین آب شرب و کشاورزی دشت الهیارخانی و روستاهای اطراف خود می‌باشند. شناخت چگونگی تأثیر پذیری این چشمه از وقوع نوسانات بارشی از جمله خشکسالی‌ها از لحاظ بیلان آبی منطقه لازم به نظر می‌رسد که در زمینه مدیریت بهینه منابع آب چشمه اهمیت می‌یابد. هدف از این پژوهش شناخت ارتباط پدیده خشکسالی و نوسانات دبی چشمه‌ی کارستی سبزعلی و شناخت رفتار این چشمه در زون زاگرس مرتفع با توجه به ژئومورفولوژی کارست منطقه می‌باشد. در زمینه تأثیر نوسانات بارش بر چشمه‌های کارستی در سطح جهان و ایران مطالعاتی انجام پذیرفته که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: کوالوسکی و افرامنسکو (۱۹۹۳)، بونای (۱۹۹۵)، سامانی (۲۰۰۱)، فیوریو (۲۰۰۹)، فتوت و همکار (۱۳۸۶)، عابدینی (۱۳۸۹). چشمه کارستی سبزعلی در فاصله ۳۶ کیلومتری شمال غرب شهر کرمانشاه در عرض ۳۴ درجه و ۳۵ دقیقه شمالی و ۴۵ درجه و ۵۳ دقیقه طول شرقی واقع شده است. ارتفاع آن از سطح دریا ۱۳۰۷ متر و در دشت الهیارخانی از توابع شهرستان کرمانشاه در دامنه ارتفاعات خورین قرار دارد. شکل (۱) موقعیت چشمه‌ی مورد مطالعه و ایستگاه بارانسنجی را در منطقه نشان می‌دهد.



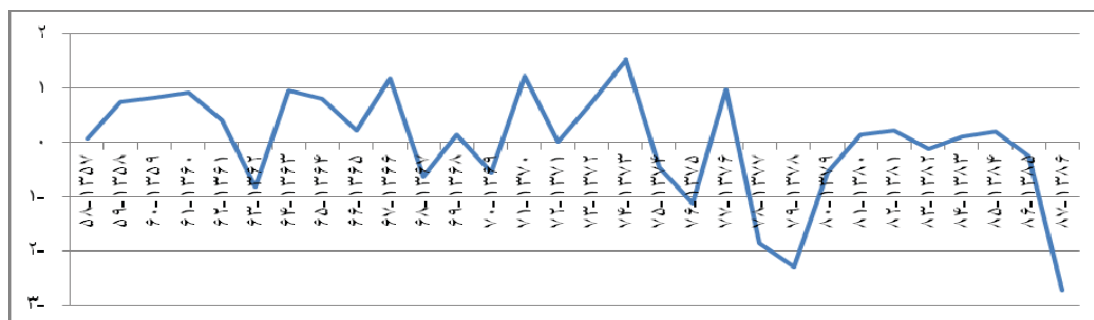
شکل ۱. موقعیت چشمه و ایستگاه مورد مطالعه در استان کرمانشاه

مواد و روشها

این پژوهش یک تحقیق کاربردی است که مبتنی بر روش‌های کتابخانه‌ای، تحلیل هیدروگراف و هایتوگراف و همچنین تحلیل آماری می‌باشد. با توجه به هدف تحقیق به منظور شناخت واکنش چشمه کارستی سبزعلی به رخداد خشکسالی از آمار بارش و دبی ایستگاه بارانسجی چشمه سبزعلی در دوره ۱۵ ساله استفاده شده است. در ادامه هیدروگراف میانگین ۱۵ ساله چشمه ترسیم گردید و ضریب تغییرات دبی و دامنه تغییرات آبدهی آن محاسبه گردید. در ادامه با استفاده از آمار ایستگاه‌های هواشناسی سال‌های خشکسالی در بازه ۱۵ ساله با استفاده از شاخص بارش استاندارد (SPI) مشخص گردید. در این راستا سال ۱۳۸۷-۱۳۸۶ به عنوان سال خشکسالی حاد انتخاب گردید. در ادامه با استفاده از آمار بارش و دبی هیدروگراف و هایتوگراف ایستگاه چشمه سبزعلی ترسیم گردید و نوسانات دبی چشمه مورد مطالعه از رخداد خشکسالی مشخص و در نهایت دوره‌های زمانی واکنش چشمه‌ها به تغییرات بارش مشخص شد. آمار ایستگاه‌های هواشناسی و دبی چشمه‌ها به عنوان داده‌های اصلی تحقیق مورد استفاده قرار گرفتند و از نرم افزار spss و Excel برای پردازش داده‌ها استفاده گردید.

یافته‌ها و بحث

مک کی و همکاران (۱۹۹۳) شاخصی را جهت تعیین خشکسالی پیشنهاد می‌کنند، که از اختلاف بارش و میانگین بارش نسبت به انحراف معیار بارش به دست می‌آید و از آن تحت عنوان بارش استاندارد شده (SPI) نام می‌برند. از داده‌های ایستگاه باران سنجی ۱۳۳-۲۱ وزارت نیرو در بازه زمانی ۱۳۵۷ تا ۱۳۸۷ جهت محاسبه شاخص SPI استفاده گردیده است (شکل ۲). پس از بررسی نمودار شاخص SPI، سال ۱۳۸۶-۸۷ با ضریب $(-2/72)$ به عنوان سال خشکسالی حاد انتخاب گردید.



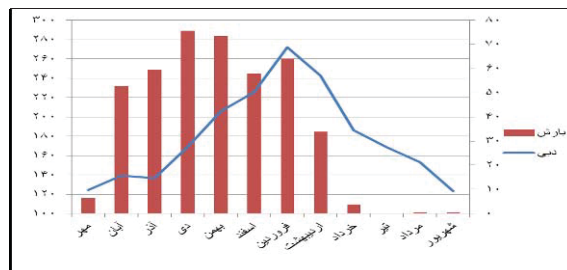
شکل ۲. نمودار شاخص SPI در دور آماری (۱۳۵۷-۱۳۸۷)

تحلیل هیدروگراف و هایتوگراف:

هیدروگراف یک چشمه انعکاسی از پاسخ آبخوان به نسبت به تغذیه می‌باشد (کریمی وردنجان، ۱۳۸۹: ۲۷۶). تحلیل هیدروگراف و هایتوگراف میانگین ماهانه ۱۵ ساله (شکل ۳) نشان می‌دهد که زمان پرآبی منطبق بر ماه‌های پربارش اسفند تا اردیبهشت می‌باشد و حداکثر دبی در فروردین ماه همزمان با بارش‌های سنگین بهاری و ذوب برف‌ها بوده که حاکی از تاثیرپذیری دبی از بارش و ذوب برف می‌باشد. این امر نیز تایید کننده سیستم مجرای و توسعه یافته بودن سیستم کارستی آبخوان‌های کارستی منطقه می‌باشد.

منحنی تاريسمان و ضریب فرود:

تاريسمان به معنای رو به خشکی رفتن جریان آب سطحی یا دبی یک چشمه است. تاريسمان یا منحنی فرود چشمه از آبدهی حداکثر در پایان دوره‌ای‌تر شروع شده و تا زمان افزایش مجدد آبدهی ادامه دارد (کریمی وردنجان، ۱۳۸۹: ۲۷۹). در نواحی غیر کارستی یا کمتر توسعه یافته کارستی، به طور معمول چشمه‌ها منحنی فرودی با روند خطی یکنواخت را نشان می‌دهند، اما در نواحی با توسعه یافتگی بالای کارست، چشمه‌ها دارای سه شکست یا ضریب فرود متفاوتند (آغاسی و همکار، ۱۳۸۷: ۵۶).



شکل ۳. هیدروگراف و هایتوگراف میانگین ۱۵ ساله چشمه و ایستگاه

بررسی داده های جدول (۱) نشان می دهد که چشمه مورد مطالعه دارای ۲ و یا ۳ ضریب فرود و مقادیر تند، متوسط و ملایم می باشند.

جدول ۱. داده های ضرایب α چشمه سبزعلی

چشمه	تعداد ضرایب α	a_1	a_2	a_3	مقادیر ضریب α
سبزعلی	دو	۰.۴	۰.۲۸	-	ملایم-تند

حجم ذخیره دینامیکی

برای محاسبه حجم ذخیره دینامیکی چشمه از فرمول $V = (Q_0 * 86400) / \alpha$ محاسبه می گردد. در این فرمول V حجم ذخیره دینامیکی یک مخزن در فرود یا شکست آب نمود مورد نظر، Q_0 دبی اولیه بر روی منحنی تاريسمان می باشد. در یک آبخوان کارستی، حجم آب موجود بطور پیوسته و بطور زمانی و مکانی تغییر می کند.

جدول (۲) داده های حجم ذخیره دینامیکی چشمه های مورد مطالعه

چشمه	V_1	V_2	V_3	مجموع V
سبزعلی	۵۸۹۶۸۰	۵۷۳۹۴۲	-	۱۱۶۳۶۲۲

داده های جدول (۲) نشان می دهد که حجم ذخیره دینامیکی چشمه سبزعلی کم می باشد. این امر نشان دهنده توسعه یافتگی آبخوان های کارستی منطقه مورد مطالعه به صورت مجراها و غارهای توسعه یافته است و تخلیه آب از چشمه ها در زمان کمتری نسبت به چشمه های مناطق فاقد اشکال توسعه یافته کارستی صورت می پذیرد (شکل ۴ و ۵). در واقع چشمه های زاگرس شکسته به علت تحول کارست بیشتر ذخیره دینامیکی کمتری دارند و در مقابل رخداد خشکسالی آسیب پذیری بالاتری را نشان می دهند.



شکل ۴. سیستم درزه و شکاف در آبخوان های منطقه



شکل ۳. شافت عمودی در ارتفاعات خورین

ضریب خشکیدگی

با فرض قطع منابع تغذیه پس از به اوج رسیدن دبی یک چشمه و با فرض آنکه این میزان آبدی به طور ثابت از چشمه خارج گردد مدت زمان خاصی طول می کشد که از آن تحت عنوان ضریب خشکیدگی نام برده می شود (صفری؛ ۱۳۸۷، ۲۳). مقایسه ضریب خشکیدگی نشان می دهد که چشمه سبزیلی دارای ضریب بسیار بالایی می باشد و بسیار سریع نسبت به خشکسالی واکنش نشان می دهد. از این رو این شواهد حاکی از میزان توسعه یافتگی کارست بیشتر منطقه است و بسیار سریعتر نسبت به خشکسالی واکنش می دهند.

ضریب تغییرات دبی

ضریب تغییرات دبی با استفاده از فورمول $QVC = \frac{Q_{max} - Q_{min}}{Q_{men}} \times 100$ محاسبه می گردد. جدول (۵) میزان ضریب تغییرات دبی چشمه سبزیلی را مطالعه را نشان می دهد. میزان ضریب تغییرات چشمه سبزیلی با ۱۱۸/۵٪ می باشد. ضریب تغییرات یک پارامتر وابسته به توسعه کارست می باشد بدین معنا که هر چه کارست تحول یافته تر باشد، میزان دبی آن همزمان با بارش افزایش شدیدی پیدا می کنند و با قطع بارش دبی آن به سرعت کاهش می یابد. چشمه سبزیلی در ۵ ماه که دبی آن بیش از میانگین می باشد ۶۵٪ از مجموع دبی سالانه را در این ماه ها دارند. در ضریب تغییرات زیاد چشمه سبزیلی نشان دهنده تحول کارست منطقه مورد مطالعه و حساسیت این چشمه در مقابل نوسانات بارش می باشد.

جدول (۵) داده های ضریب خشکیدگی و ضریب تغییرات چشمه های مورد مطالعه

چشمه	سبزیلی
ضریب خشک شدگی	۶۹
ضریب تغییرات	۱۱۸/۵٪

۴- نتیجه گیری:

آبخوان های کارستی تحت تاثیر میزان تحول یافتگی کارست و ویژگی های ژئومورفولوژیکی پهنه های کارستی تغذیه کننده آنها به شدت ناهمگن هستند و واکنش های متفاوتی نسبت به تغییرات بارش نشان می دهند. با استفاده از معیارهای هیدروژئولوژیکی به عنوان یک روش کارآمد و سریع می توان علت واکنش های متفاوت چشمه های کارستی را نسبت به بارش تفسیر کرد. چشمه سبزیلی در برابر خشکسالی های شدید کوتاه مدت یا یکساله بسیار حساس بوده و دلیل آن به ویژگی های ژئومورفولوژی کارست منطقه و سیستم کارستی آبخوان های منطقه برمی گردد. آبخوان های کارستی تغذیه کننده چشمه تحت تاثیر میزان توسعه یافتگی کارست و ویژگی های ژئومورفولوژیکی پهنه های کارستی تغذیه کننده آن به شدت ناهمگن است و واکنش سریعی نسبت به تغییرات بارش نشان می دهد. بر اساس نتایج بدست آمده از پارامترهای ژئوهیدرولوژیکی، چشمه سبزیلی دارای دو ضریب فرود متوسط و تند بوده، حجم ذخیره دینامیکی کم و زمان مرگ کوتاه می باشد که نشانگر توسعه سیستم کارستی و غلبه جریان مجرای در چشمه سبزیلی می باشد. بنابراین با توجه به مقادیر به دست آمده از پارامترهای هیدرولوژیکی، توسعه یافته بودن ژئومورفولوژی کارست منطقه عامل اصلی واکنش سریع چشمه نسبت به رخداد خشکسالی و در نتیجه کاهش سطح تالاب در زمان کوتاه پس از وقوع خشکسالی می باشد.

مراجع:

۱. کریمی وردجانی، حسین؛ (۱۳۸۹) هیدروژئولوژی کارست مفاهیم و روش ها، انتشارات ارم شیراز، چاپ اول.
۲. میلانویچ، پتر؛ (۱۳۸۷)، هیدروژئولوژی کارست، ترجمه (آغاسی و افراسیابیان)، انتشارات طرح تهیه استانداردهای مهندسی آب کشور.
۳. صفری، فرشاد، (۱۳۸۷)، مقایسه توسعه کارستی توده پراو- بیستون و تاقدیس نوآ در استان کرمانشاه، پایان نامه در مقطعه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، استاد راهنما دکتر جعفر بیگلر، منصور، بهمن ۱۳۸۷.
۴. فتوت، مسعود؛ مهربانی، علی؛ (۱۳۸۶)، بررسی واکنش چشمه کارستی نیلوفر نسبت به خشکسالی های اخیر استان کرمانشاه، کنفرانس منابع آب استان کرمانشاه، ۲۵ آذر ۱۳۸۶.
۵. عابدینی، محمدحسین؛ (۱۳۸۹) ارتباط خشکسالی و منابع آب کارستی (مطالعه موردی: حوضه کارستی مهارلو)، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
۶. ملکی، امجد. د، شوهانی، م. علایی طالقانی (۱۳۸۷)، پهنه بندی تحول کارست در استان کرمانشاه، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۳، شماره ۱ (پیاپی ۶۰)، ۲۷۱-۲۵۹.

7. Bakalowicz, M. 2005. Karst groundwater: A challenge for new resources. *Hydrogeol* 13:148-160.