

محوهای ژئومورفیک، میراث با تنوع زمینی



نهمین همایش ملی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی

## مجموعه مقالات نهمین همایش ملی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی



دانشکده جغرافیا  
اسفند ۱۴۰۱

گردآوری و تنظیم:

عاطفه حصارکی زاد

محمد فتح الله زاده



## فهرست مقالات

۱. اثر اقلیمی تقابل مورفولوژی طبیعی و انسان ساخت در شهر تهران ..... ۱
۲. اثرات آلودگی هوا (PM و آلاینده های فاز گازی) بر اکوسیستم ها، تنوع زیستی جانوری (رده های سیستماتیک مهره داران جانوری) و فرمانرو گیاهان ..... ۱۵
۳. ارزیابی ژئودایورسیتی شهر میناب جهت توسعه ژئوتوریسم ..... ۲۶
۴. ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر عامل فرساینده گی باران در حوضه آبریز میناب ..... ۳۶
۵. ارزیابی پتانسیل خطر وقوع زمین لغزش با استفاده از مدل میانگین وزنی مرتب شده (OWA) ..... ۴۶
۶. ارزیابی تأثیر تغییرات خطوط ساحلی بر بنادر شرق هرمزگان (سیریک و کوه مبارک) ..... ۵۳
۷. ارزیابی تغییرات سطح آب تالاب میانگران (ایذه) با استفاده از سنتینل-۱ ..... ۶۱
۸. ارزیابی تغییرهای مساحت سدهای ساحلی و سواحل ماسه ای چابهار در حد فاصل سال های ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰ ..... ۶۸
۹. ارزیابی تکنیک فعال حوضه پیراشهری مریانج همدان در مسیر پایداری سرزمینی ..... ۷۸
۱۰. ارزیابی تنوع زمین شناختی با استفاده از یک روش کمی-کیفی (مطالعه موردی: استان لرستان) ..... ۹۰
۱۱. ارزیابی توان ژئومورفوسایت های دشت لوت منطقه شهداد در توسعه ی گردشگری از طریق مدل های ژئومورفوتوریستی ..... ۹۸
۱۲. ارزیابی توان محیطی جنگلهای هیرکانی (مطالعه موردی: زیرحوضه رودخانه تیرم) ..... ۱۲۹
۱۳. ارزیابی توانمندی های ژئوتوریستی مکان های ژئومورفولوژیکی حوضه آبریز نیر جای به روش پراونگ ..... ۱۳۸
۱۴. ارزیابی توانمندی های ژئوتوریستی شهرستان مشگین شهر با استفاده از مدل پراونگ ..... ۱۵۷
۱۵. ارزیابی توسعه و تکامل کارست در نواحی گرم و خشک (مطالعه موردی: حوضه آبریز خلیل آباد) ..... ۱۷۵
۱۶. ارزیابی خطر زمین لغزش در جاده مواصلاتی خلخال-هشتجین (نمونه موردی: زمین لغزش قزل دراخ) ..... ۱۸۹
۱۷. ارزیابی ژئوتریل و ژئوتوریسم حوضه آبریز سیمینهرود (جنوب آذربایجان غربی) ..... ۲۰۸
۱۸. ارزیابی شاخص های آب با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره ای لندست در گوگل ارث انجین ..... ۲۲۰
۱۹. ارزیابی عملکرد شاخص های خشک سالی دریاچه ارومیه با استفاده از تکنیک های تصمیم گیری چند معیاره تاپسیس و الکت ..... ۲۳۰
۲۰. ارزیابی مخاطرات کاتاستروفیک با تأکید بر سیلاب ..... ۲۴۵
۲۱. ارزیابی مخاطرات و توزیع غلظت آرسنیک در منابع آب زیرزمینی دشت جیرفت ..... ۲۵۸
۲۲. ارزیابی میراث ژئومورفولوژیک دشت لوت با استفاده از مدل رینارد ..... ۲۶۷
۲۳. ارزیابی نقش عوامل هیدروژئومورفولوژیکی در سیل خیزی حوضه های آبخیز (نمونه موردی: حوضه آبخیز ماهیدشت کرمانشاه) ..... ۲۸۶
۲۴. ارزیابی نوزمین ساخت حوضه زنجانرود ..... ۲۹۸
۲۵. ارزیابی و پهنه بندی خطر زمین لغزش با استفاده از فرایند تحلیل شبکه ANP و شبکه مصنوعی ANN در محیط GIS (مطالعه موردی : حوضه

- آبخیز رودخانه رودبال داراب استان فارس ) ..... ۳۰۶
۲۶. ارزیابی و پهنه بندی زمین لغزش در حوضه آبخیز مارگون استان فارس ..... ۳۲۷
۲۷. ارزیابی میزان فعالیت نسبی زمینساختی مبتنی بر شاخصهای ریختزمینساختی در شمالشرق کميجان، استان مرکزی ..... ۳۴۵
۲۸. امکان سنجی وقوع سيل در حوضه آبريز بقمچ با روش CN ..... ۳۵۸
۲۹. امکانسنجی احداث مجتمعهای گردشگری و خدمات درمانی با استفاده تکنیک S.W.O.T ..... ۳۶۷
۳۰. اهمیت سیستم مدیریتی در جذب زمین گردشگران در ژئوپارک ها ..... ۳۷۸
۳۱. بازسازی تغییرات آب و هوای دیرینه حوضه آبریز قره قوم در پلیستوسن اخیر ..... ۳۹۳
۳۲. بازسازی محیطهای دیرینه غرب کردستان با استفاده از رسوبات غارها در هولوسن میانی ..... ۳۹۹
۳۳. برآورد فرونشست سطح زمین در بخشی از دشت اردبیل با استفاده از تکنیک تداخلسنجی راداری ..... ۴۰۹
۳۴. برآورد فرونشست سطح زمین در بخشی از دشت اردبیل ..... ۴۱۸
۳۵. برآورد فرونشست سطح زمین در بخشی از دشت قروه با استفاده از تکنیک تداخلسنجی راداری ..... ۴۲۷
۳۶. بررسی جاذبه های گردشگری ژئومورفوسایت تنگه هایقر - استان فارس(شهرستان فیروزآباد) ..... ۴۳۷
۳۷. بررسی اثر تغییرات محیطی رودخانه علاء بر فرسایش کناری و نقش آن در مدیریت محیط ..... ۴۴۳
۳۸. بررسی تحولات ژئومورفولوژی رودخانه دز با استفاده از گوگل ارث انجین ..... ۴۵۱
۳۹. بررسی ارتباط بین شدت و مدت بارش با زمین لغزشهای کم عمق در دامنه های شمالی البرز(مطالعه موردی: منطقه سوادکوه مازندران)..... ۴۶۲
۴۰. بررسی تغییرات دمای سطح حوضه دریاچه نئور و ارتباط آن فیزیوگرافی حوضه ..... ۴۶۳
۴۱. بررسی تغییرات زمین ساخت فعال تاقدیس سردارآباد شوشان با استفاده از تصاویر ماهواره های ..... ۴۷۴
۴۲. بررسی تغییرات ژئومورفولوژیک رودخانه و تاثیر آن بر کاربری اراضی روستایی (مطالعه موردی: رودخانه قلعه چای شهرستان عجب شیر) .... ۴۸۴
۴۳. بررسی تغییرات ژئومورفولوژیکی سواحل دریای مکران با استفاده از GIS و RS..... ۴۹۳
۴۴. بررسی تغییرات کاربری اراضی با استفاده از الگوریتم درخت تصمیمگیری در حوضه ایزدخواست ..... ۵۰۰
۴۵. بررسی تهدیدها و چالش های تالاب میقان ..... ۵۰۹
۴۶. بررسی توانمندی ها و کاربری های ژئوتوریسمی شهرستان دماوند با بکارگیری روش GAM ..... ۵۲۲
۴۷. بررسی جابجایی سطح زمین ناشی از زمین لرزه ۸ بهمن خوی با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری..... ۵۳۱
۴۸. بررسی علل ژئومورفولوژیک پیدایش چشمه «کانی بل» پاه ..... ۵۳۹
۴۹. بررسی قابلیت های گردشگری با استفاده از مدل SWOT (مطالعه موردی: شهرستان جوین ) ..... ۵۴۵
۵۰. بررسی مخاطرات مناطق کوهستانی استان گلستان برای کوهنوردان و گردشگران از سال ۱۳۹۰ تا ۱۴۰۰ ..... ۵۶۳
۵۱. بررسی مخاطرات ژئومورفولوژیکی استان کرمانشاه با تأکید بر سيل و زلزله..... ۵۷۱
۵۲. بررسی مخاطرات ژئومورفولوژیکی مناطق ژئوتوریستی (مطالعه موردی:روستای ابدال آباد - تربت جام)..... ۵۸۶
۵۳. بررسی مورفونوتکتونیک و مورفونودینامیک منطقه شهری ارومیه ..... ۵۹۷

۵۴. بررسی میزان تحرکپذیری پهنه ماسهای شوش قوم در استان آذربایجان شرقی ..... ۶۱۳
۵۵. بررسی میزان فرونشست در طی سال های ۲۰۱۶-۲۰۲۲ با روش تفاضل سنجی راداری (مطالعه موردی: دشت بوئین زهرا، استان قزوین) ..... ۶۳۰
۵۶. بررسی نقش تکتونیک در تحولات ژئومورفولوژیک حوضه رامهرمز با استفاده از شاخصهای ژئومورفولوژیکی و بعد فرکتال ظرفیت ..... ۶۳۹
۵۷. بررسی نقش فعالیت های انسانی بر تغییرات مورفولوژی رودخانه کرج از بیلقان تا پل راه آهن ..... ۶۵۰
۵۸. بررسی نوسانات سطح آب های زیرزمینی دشت شوش در ارتباط با تغییرات محیطی ..... ۶۵۹
۵۹. بررسی و تحلیل مخاطرات ژئومورفولوژیکی چابهار در راستای آمایش سرزمین ..... ۶۶۶
۶۰. بررسی وضعیت کارستی آبخوان بیستون با استفاده از آنالیز هیدروژئوشیمی ..... ۶۷۸
۶۱. بررسی ویژگی های فیزیوگرافی حوضه آبریز رودخانه تجن ..... ۶۸۵
۶۲. پایش تغییرات خط ساحلی خلیج گرگان در نیم قرن گذشته با استفاده از تصاویر ماهواره ای ..... ۷۰۲
۶۳. پایش فعالیت زمین لغزش های قدیمی حوضه کالپوش با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری ..... ۷۱۳
۶۴. پهنه بندی خطر سیلاب در محدوده شهر پلدختر با استفاده از مدل AHP ..... ۷۲۲
۶۵. پهنه بندی پتانسیل سیل خیزی با استفاده از تحلیل سلسه مراتبی و منطق فازی در محیط GIS (مطالعه موردی حوضه آبریز کل و مهران و جزایر) ..... ۷۳۲
۶۶. پهنه بندی حساسیت والویت بندی عوامل موثر بر وقوع زمین لغزش با استفاده از مدل بهترین و بدترین (مطالعه موردی: حوضه آبریز لنبران) ..... ۷۴۳
۶۷. پهنه بندی خطر سیلاب در حوضه آبریز شهر چای میانه با استفاده از مدل بهترین - بدترین ..... ۷۵۵
۶۸. پهنه بندی فرایندهای هوازدگی استان ایلام بر اساس مدل های پلتیر ..... ۷۶۴
۶۹. پهنه بندی میزان هدر رفت خاک با استفاده از سنجش از دور و سیستم های اطلاعات جغرافیایی (مطالعه موردی: بالا دست حوضه آبخیز جگین: مکران شمالی) ..... ۷۷۶
۷۰. پهنه بندی توسعه کارست سطحی از دیدگاه ژئومورفولوژی با استفاده از مدل منطق فازی (مطالعه موردی توده های کارستی پیرغار و دیمه در استان چهارمحال و بختیاری) ..... ۷۸۴
۷۱. پهنه بندی خطر سیل در رودخانه چشمه کیله ..... ۷۹۶
۷۲. پهنه بندی خطر سیل در شهرستان همدان با استفاده از مدل AHP-FUZZY ..... ۸۰۳
۷۳. پیش یابی اثرات تغییر اقلیم بر فرسایش بادی جلگه بندرلنگه، غرب استان هرمزگان ..... ۸۲۳
۷۴. تاثیر تکتونیک فعال بر مورفولوژی رودخانه ها ..... ۸۳۳
۷۵. تأثیر سدها و موج شکنهای ساحلی بر پیشروی آب دریای خزر در سواحل شرق گیلان ..... ۸۴۲
۷۶. تأثیر گندب نمکی صاحب آباد بر رودخانه و آبهای زیر زمینی منطقه کشاور ..... ۸۵۰
۷۷. تجزیه و تحلیل عوامل موثر در تغییرات خط ساحلی دلتای سفیدرود ..... ۸۶۱
۷۸. تحلیل تکتونیکی زون گسلی قم-زفره (QZFZ) از طریق محاسبه بعد فرکتال آبراهه ها و گسل های منطقه ..... ۸۷۱

۷۹. تحلیل رژیم باد و رخدادهای فرسایش بادی در استان البرز، مطالعه موردی: کلانشهر کرج ..... ۸۸۹
۸۰. تحلیل ژئومورفوتکتو دینامیک سواحل دریایی ایران ..... ۹۰۰
۸۱. تحلیل فرسایش بر اساس شاخصهای هوازدگی شیمیایی در حوضه آبخیز تالار ..... ۹۳۵
۸۲. تحلیل کمی زمین لغزش ها در دامنه های مشرف بر اتوبان تهران- سولقان (محور در حال احداث تهران-شمال) با استفاده از روش رگرسیون لجستیک ..... ۹۴۴
۸۳. تحلیل مورفوتکتونیک دشت گرگان با استفاده از تداخل سنجی راداری (روش سری زمانی SBAS-InSAR) ..... ۹۵۴
۸۴. تحلیل وضعیت ژئومورفوسایتهای کارستیک غار قوری قلعه و سراب روانسر با مدل کوبالیکوا و کرچنر ..... ۹۶۶
۸۵. تهیه نقشه شوری سطح خاک در مناطق خشک با استفاده از تکنیکهای سنجش از دور ..... ۹۷۶
۸۶. جایگاه ژئومورفولوژی در ارزیابی بلایای طبیعی و مقابله با آنها در خراسان رضوی ..... ۹۸۷
۸۷. دشت سیلاخور میراث باستانی در هولوسن پایانی ..... ۹۹۹
۸۸. رابطه بین انحنای زمین و ویژگی های یخچال ها ..... ۱۰۱۰
۸۹. بررسی اثرات ژئومورفیک معادن روباز (مطالعه موردی: معدن سنگ آهن سنگان) ..... ۱۰۳۳
۹۰. رودخانه سیروان؛ بررسی فرصت ها و تهدیدهای ناشی از آن ..... ۱۰۴۲
۹۱. روش مبتنی بر توپوگرافی در محاسبه و تحلیل انرژی تابشی خورشید ..... ۱۰۵۷
۹۲. زیست بوم فناوری های ژئومورفولوژی ..... ۱۰۷۸
۹۳. ژئوتوریسم معادن؛ رهیافتی نوین در گردشگری ترکیبی علوم زمین (مطالعه موردی: استان کردستان) ..... ۱۰۸۶
۹۴. ژئودایورسیتی؛ چالش ها و ظرفیت ها (با تاکید بر ایران) ..... ۱۰۹۷
۹۵. ژئومورفولوژی حوضه سد کرخه و نقش آن در مدیریت و کنترل سیلاب ۹۸ در خوزستان ..... ۱۱۰۵
۹۶. ژئومورفولوژی شهری: تحلیل نقش عوامل ژئومورفولوژیکی در توسعه فیزیکی شهر فیروزآباد ..... ۱۱۱۶
۹۷. ژئومورفولوژی و مکان یابی تغذیه مصنوعی آب های زیر زمینی با توجه به تاثیرات زیست محیطی (مورد مطالعه: دشت سنگان خواف) ..... ۱۱۴۱
۹۸. شبیه سازی رواناب با استفاده از مدل های SIMHYD و SACRAMENTA در حوضه آبریز لنبران چای ..... ۱۱۵۴
۹۹. طبقه بندی بدلندهای شمال خاوری گرمسار با استفاده از شاخص رطوبت توپوگرافیک ..... ۱۱۶۱
۱۰۰. طبقه بندی خودکار لندفرمهای زمین بر اساس شاخص TPI، مطالعه موردی: حوضه آبریز کرند ..... ۱۱۷۱
۱۰۱. طبقه بندی خودکار لندفرمهای زمین بر اساس شاخص TPI، مطالعه موردی: حوضه آبریز کرند ..... ۱۱۷۸
۱۰۲. عوامل ژئومورفولوژیکی مؤثر در تولید رواناب و سیل خیزی حوضه آبخیز رازآور کرمانشاه ..... ۱۱۸۶
۱۰۳. فناوری های نوین در ترسیم نقشه های ژئومورفولوژی (مطالعه موردی: نقشه ژئومورفولوژی ۱:۲۵۰۰۰ ماکو) ..... ۱۲۱۸
۱۰۴. قابلیت های ژئودایورسیتی و میراث انسانی در توسعه گردشگری (مطالعه موردی حوضه بالادست سد طالقان) ..... ۱۲۲۸
۱۰۵. کارایی روش تلفیقی FANP در پهنه بندی ژئومورفولوژیکی اراضی دشت بجنورد ..... ۱۲۴۲
۱۰۶. کاربرد الگوریتم های پیشرفته داده کاوی در تهیه نقشه حساسیت خطر وقوع سیل ..... ۱۲۵۳

۱۰۷. کاربرد تکنیک ژئوالکتریک در ارزیابی و تحلیل مخاطرات ژئومورفولوژیکی ..... ۱۲۶۲
۱۰۸. کاربرد فناوری تصاویر راداری در تهیه نقشه سیلاب ..... ۱۲۷۳
۱۰۹. مخاطرات جانمایی نامناسب چاه های نفت در پیرامون رودخانهها (منطقه مورد مطالعه: میدان نفتی مارون، رودخانه جراحی) ..... ۱۲۸۱
۱۱۰. مخاطرات طبیعی و مصیبت‌ها ..... ۱۲۹۰
۱۱۱. مدل LAPSUS و کاربرد آن در تغییرات چشم انداز خاک ..... ۱۲۹۹
۱۱۲. معادن استخراج سنگ: ناپایداری محیطی یا جاذبه ژئوتوریستی ..... ۱۳۰۹
۱۱۳. مقایسه روشهای رایج در ارزیابی کمی تنوع زمینی، مطالعه موردی استان گلستان ..... ۱۳۱۶
۱۱۴. مقدمه‌ای بر مورفولوژی و منشأ ساختاری بیرون زدگیهای سنگی زگیلی شکل در فلیش‌های جنوب شرقی ایران (منطقه خاش) ..... ۱۳۲۴
۱۱۵. نظریه کیاس در تبیین تغییرات الگوی ریزگردها در تهران ..... ۱۳۳۲
۱۱۶. نقش پادگانه های رودخانه ای در تدفین؛ مطالعه موردی: گورستان لما، له سواره و ده پایین ..... ۱۳۴۱
۱۱۷. نقش تحلیل های مورفومتری در مطالعه لندفرم های پیت و ماند ..... ۱۳۵۴
۱۱۸. نقش توپوگرافی بر الگوی و مورفولوژی رودخانه جاجرود ..... ۱۳۶۸
۱۱۹. نقش ژئومورفولوژیک زمین در مکانیابی دفن زباله در شهرستان بم ..... ۱۳۷۴
۱۲۰. نقش و اهمیت بررسی بازه های مرجع در طراحی کانال های طبیعی (احیا و بازسازی رودخانه) ..... ۱۳۸۳
۱۲۱. هرج و مرج در مفاهیم علم ژئوتوریسم و میراث ژئومورفولوژی ایران ..... ۱۳۹۸
۱۲۲. واکاوی پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزهکاری؛ مطالعه موردی استان بوشهر ..... ۱۴۰۱
۱۲۳. وضعیت موفولوژیک شهر تاریخی میبد ..... ۱۴۱۳

Shah, S.M.S., O'Connell, P.E., Hosking, J.R.M.1996. Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models, J. Hydrol, 175, 89–111.

Sinha, R., Bapalu, G., Singh, L.2008. Flood risk analysis in the Kosi river basin, north Bihar using multi-parametric approach of analytical hierarchy process (AHP), Journal of Indian Soc. Remote Sens., 36, 335-349.

Snead, D. B., 2000. Development and application of unsteady flood models using geographic information systems. M.A thesis, Department of Civil Engineering, The university of Texas at Austin.

Zadeh, L. A..1965. Fuzzy sets. IEEE Information and Control, 8(3), 338–353.

## پیش‌یابی اثرات تغییر اقلیم بر فرسایش بادی جلگه بندرلنگه، غرب استان هرمزگان

Projecting the climate change effects on the wind Erosion Potentials in Coastal plain of Bandarlenge, Hormozgan Province, Iran.

<sup>۱</sup> زهره خودراز، <sup>۲</sup> محمد اکبریان، <sup>۳</sup> اسداله خورانی

<sup>۱</sup> دانش‌آموخته کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی - تغییر اقلیم، گروه علوم جغرافیا، دانشگاه هرمزگان، khodraz.455@gmail.com

<sup>۲</sup> استادیار گروه علوم جغرافیا، دانشگاه هرمزگان، m.akbarian@hormozgan.ac.ir

<sup>۳</sup> دانشیار گروه علوم جغرافیا، دانشگاه هرمزگان، khoodrani@hormozgan.ac.ir

### چکیده

فرسایش بادی یکی از مهم‌ترین معضلات مناطق خشک و نیمه‌خشک محسوب می‌شود. در پژوهش حاضر تلاش شد تا تغییرات زمانی توان فرسایش بادی جلگه ساحلی بندرلنگه، غرب استان هرمزگان مورد بررسی قرار گیرد. بدین منظور، از داده‌های مشاهداتی سرعت باد و بارش روزانه ایستگاه سینوپتیک ساحلی بندرلنگه در دوره زمانی ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷ و خروجی دو سناریوی انتشار حداقل (RCP 4.5) و حداکثر (RCP 8.5) چهار مدل اقلیمی HadGEM-2-CC، CSIRO-MK3-6-0، ACCESS1-3 و CNRM-CM5 در دوره زمانی ۱۹۸۸-۲۱۰۰ استفاده شد. خروجی‌های مدل اقلیمی ترکیب شده و با روش آماری CF ریزمقیاس‌نمایی شد. مقایسه میانگین داده‌های مشاهداتی، GCM و ریزمقیاس شده نشان داد که روش آماری CF به‌خوبی می‌تواند داده‌های بزرگ‌مقیاس GCM را ریزمقیاس‌نمایی کند. در پایان پتانسیل وقوع فرسایش بادی منطقه در ماه‌ها و سال‌های مختلف دوره آماری محاسبه‌شده و به کمک نمودار من-کندال مورد تحلیل قرار گرفت. نتایج تحقیق بیان می‌کند که در دوره زمانی پایه بین سالهای ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷، «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» ماهانه و سالانه روند معنی‌داری ندارد. بنابر نتایج در دوره زمانی آینده نزدیک «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» و «درصد روزهای وزش باد بیش از آستانه توأم با خشکی» هر دو روند افزایشی خواهند داشت. در دوره زمانی آینده دور این وضعیت معکوس شده و روندهای ذکر شده کاهش خواهد داشت. این وضعیت برای هر دو سناریو RCP 4.5 و RCP 8.5 صادق است. بنابر نتایج، تغییرات رخداد فرسایش بادی متأثر از تغییرات وزش باد بوده و روزهای بارش منطقه تغییرات چندانی نداشته و تأثیری بر روند توان فرسایش بادی منطقه ندارند.

کلمات کلیدی: بندرلنگه، تغییر اقلیم، فرسایش بادی

## ۱- مقدمه

فرسایش بادی حاصل تعامل بین ویژگی های باد و سطح زمین است (Bagnold, 1941). علاوه بر باد، بارش عامل اقلیمی دیگری است که بر فرسایش بادی تأثیر دارد (شایان و همکاران، ۱۳۹۳). افزایش گازهای گلخانه ای در چند دهه ای اخیر باعث برهم خوردن تعادل اقلیمی کره زمین و تغییرات اقلیمی شده است (Aalst, 2006) این تغییرات، شدت فرسایش بادی را تحت تأثیر قرار داده است (محمودآبادی و همکاران، ۱۳۹۶). با توجه به پیش بینی های اقلیمی، افزایش خشکسالی ها و کاهش رطوبت خاک، انتظار می رود فرسایش بادی بیشتری را در مناطق بادخیز شاهد باشیم (Bpanka et al., 2013). جلگه های ساحلی نیز از این تغییرات مصون نبوده اند (اکبریان و همکاران، ۱۳۹۸).

ایران در کمربند خشک و بیابانی دنیا قرار دارد و دوسوم از وسعت آن در قلمرو مناطق خشک واقع شده است (مقصودی، ۱۳۸۵). چهارده استان ایران تحت تأثیر فرسایش بادی قرار دارند. استان هرمزگان نیز یکی از استان های فعال در این زمینه هست و طبق برآوردهای موجود، بالغ بر ۱/۵۶۵ میلیون هکتار از اراضی جلگه های ساحلی استان هرمزگان را عرصه های بیابانی تشکیل می دهد که حدود ۲۰۹۰۰۰ هکتار از آن به عنوان کانون های فرسایش بادی و ۴۷۵۰۰۰ هکتار به عنوان مناطق تحت تأثیر فرسایش بادی شناسایی شده اند (اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری هرمزگان، ۱۳۸۹). با توجه به اقلیم جلگه های ساحلی استان هرمزگان و مهم بودن آن برای توسعه پایدار در آینده؛ لازم است علاوه بر وضعیت فرسایش بادی جلگه در زمان حاضر، تغییرات توان آن در آینده نیز به خوبی مورد مطالعه قرار گیرد تا بتوان توسعه پایداری را برای آن طرح ریزی کرد. این تحقیق سعی دارد با پیش یابی ویژگی های اقلیمی جلگه بندرلنگه در استان هرمزگان و برقراری رابطه این ویژگی ها با فرسایش بادی، تغییرات توان فرسایش بادی این منطقه را تا سال ۲۱۰۰ پیش یابی نماید. پژوهش حاضر با پیش یابی توان فرسایش بادی منطقه، بخشی از منابع اطلاعاتی لازم برای کارشناسان را به منظور برنامه ریزی های توسعه این منطقه ساحلی و نیز یافتن روش های کاهش خسارات احتمالی فرسایش بادی فراهم خواهد نمود.

## ۲- منطقه مورد مطالعه

منطقه پژوهش در استان هرمزگان، سواحل شمال خلیج فارس در مختصات جغرافیائی  $15^{\circ}$  تا  $11^{\circ}$  و  $55^{\circ}$  طول شرقی و  $31^{\circ}$  تا  $25^{\circ}$  عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). این منطقه، در واحد ژئومورفولوژی جلگه های کناره ای جنوب، جلگه شمال خلیج فارس و از نظر زمین شناسی در زون زاگرس قرار دارد.



شکل ۱، موقعیت منطقه پژوهش، محدوده معرف ایستگاه سینوپتیک بندرلنگه، غرب استان هرمزگان

### ۳- مواد و روش ها

در تحقیق حاضر از سه سری داده استفاده شد.

۱- داده های هواشناسی پایه ۳۰ ساله، شامل داده های باد و بارش روزانه ایستگاه هواشناسی ساحلی شهرستان بندرلنگه. ۲- داده های سرعت باد و بارش روزانه خروجی ۴ مدل اقلیمی HadGEM-2-CC، CSIRO-MK3-6-0، ACCESS1-3 و CNRM-CM5 برای دو دوره زمانی ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷ (داده های Historical) و ۲۱۰۰ تا ۲۰۰۶، مربوط به دو سناریوی انتشار حداقل (RCP 4.5) و حداکثر (RCP 8.5). ۳- داده های آستانه فرسایش بادی اخذ شده از سوابق مطالعاتی (اکبریان، ۱۳۹۳؛ اکبریان و همکاران، ۱۳۹۸، اسدپور و اکبریان، ۱۳۹۸؛ اکبریان و خورانی، ۲۰۲۲). این داده ها طی گام های مختلف مطالعاتی جمع آوری شده و در فرایند تحقیق بکار گرفته شدند.

### ۳-۱- ریزمقیاس نمایی

در این تحقیق با توجه به مزیت هایی مانند ساده بودن روش های آماری، از روش آماری CF (Wang et al., 2016) برای ریزمقیاس کردن خروجی مدل های GCM، برای دوره پایه و دو سناریوی انتشار حداقل (RCP 4.5) و حداکثر (RCP 8.5)، برای دوره آینده استفاده شد.

### ۳-۲- بررسی پتانسیل وقوع فرسایش بادی

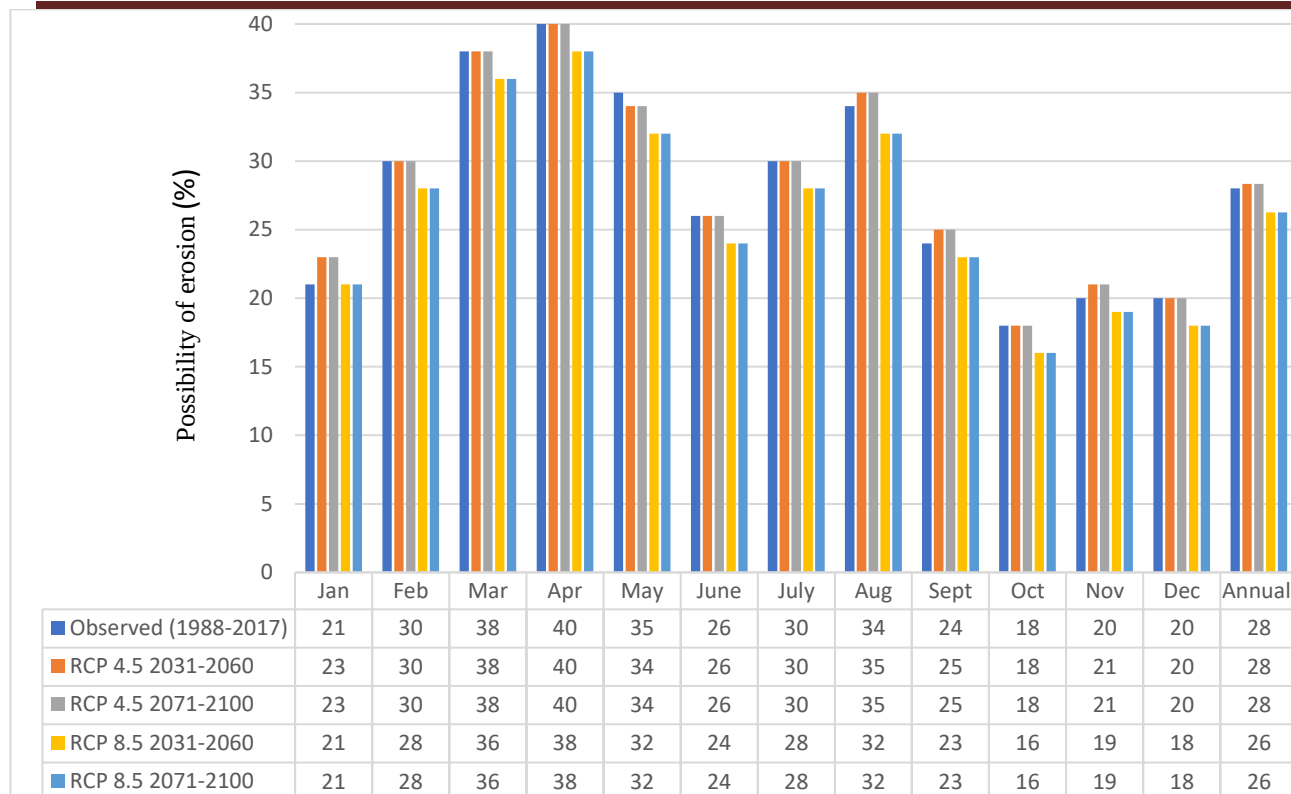
به منظور بررسی پتانسیل وقوع فرسایش بادی، بر اساس احتمال شرطی وزش باد بیش از آستانه و فقدان رطوبت- بارش لازم برای چسبندگی خاکدانه ها، از رابطه زیر با فرمول نویسی شرطی در برنامه Excel، استفاده شد (معادله ۱).

$$\text{معادله (۱): } P(S/D) = \frac{P(S \cap D)}{P(D)}$$

در این رابطه  $P(S/D)$ : احتمال شرطی (رخداد همزمان) سرعت باد بیش از آستانه و خشکی هوا (وزش های با بارش کمتر از یک میلی متر) است. از آنجا که نیروی پیوستگی بین مولکول های آب و ذرات خاک باعث چسبندگی ذرات خاک به یکدیگر شده و باد به راحتی قادر به حمل آنها نخواهد بود (مصباح زاده، ۱۳۸۹) لذا روزهایی که دارای ۱ میلی متر بارش و کمتر بوده اند، به عنوان روز خشک تلقی شده است.  $P(S \cap D)$ : احتمال توأم وزش باد و خشکی و  $P(D)$ : احتمال رخداد خشکی است. در پایان پتانسیل وقوع فرسایش بادی سال ها و ماه های مختلف، در دوره زمانی پایه (داده های ایستگاهی)، آینده دور و آینده نزدیک (داده های مستخرج از مدل های اقلیمی) به دست آمد. در اجرای این معادله، از آنجایی که سرعت آستانه برای لندفرم های مختلف سطح جلگه متفاوت است، حداقل سرعت آستانه فرسایش بادی جلگه های ساحلی استان هرمزگان ۷/۲۱ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است (اکبریان و همکاران، ۱۳۹۸). در پایان نتایج بررسی پتانسیل وقوع فرسایش بادی به کمک نودار من-کندال روندیابی شد و سری های زمانی دارای روند مورد تحلیل قرار گرفت.

#### ۴- نتایج

بر اساس روش CF، ضریب تعیین ( $R^2$ ) داده های مشاهداتی و ریزمقیاس شده برای داده های بارش ۰/۹۶۷ و برای داده های باد ۰/۹۹۷ است. بنابراین خروجی مدل ها با دقت مناسبی ریزمقیاس شده اند. شکل ۲، تغییرات میانگین سی ساله پتانسیل ماهانه و سالانه وقوع فرسایش بادی، بر اساس آمار ایستگاهی (دوره زمانی ۱۹۸۸-۲۰۱۷) و دو سناریوی اقلیمی حداقل (RCP 4.5) و حداکثر (RCP 8.5) در دوره آماری ۲۰۱۸-۲۱۰۰ را به تفکیک آینده نزدیک و آینده دور نشان می دهد.



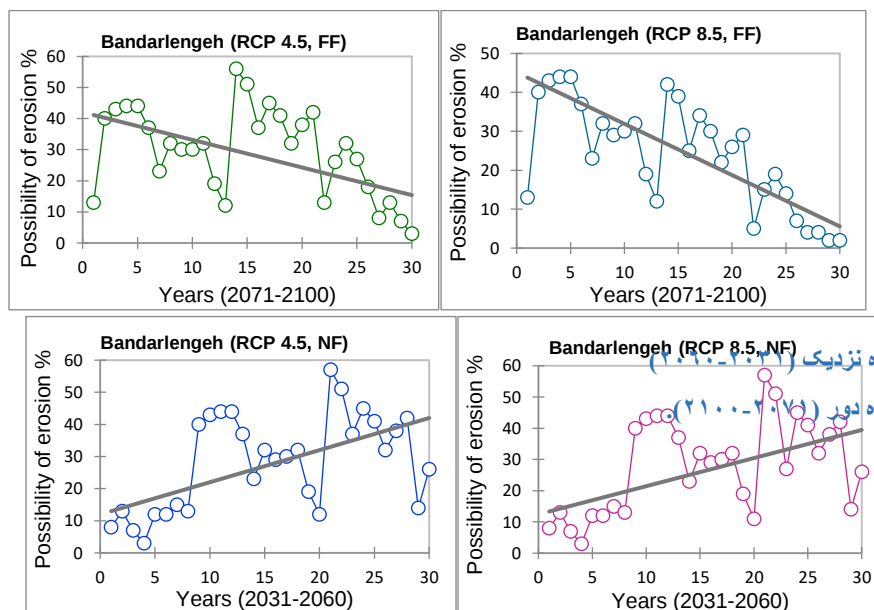
شکل ۲، میانگین ماهیانه و سالیانه پتانسیل وقوع فرسایش بادی در جلگه بندرلنگه، استان هرمزگان (مشاهداتی، آینده نزدیک و آینده دور در دو سناریوی خوشبینانه و بدبینانه)

جدول ۱ نیز نتایج آزمون من-کندال پتانسیل وقوع فرسایش و عوامل دخیل بر محاسبه آن را در محدوده جلگه جاسک، نشان می‌دهد. این عوامل عبارتند از احتمال وقوع فرسایش، احتمال توام وزش باد دارای سرعت بیش از آستانه و بارش کمتر از یک میلی‌متر و  $P(D)$ : احتمال رخداد خشکی (بارش کمتر از یک میلی‌متری). دوره‌های زمانی آزمون عبارت است از ۱۹۸۸-۲۰۱۷ برای داده‌های مشاهداتی، ۲۰۳۱-۲۰۶۰ برای آینده نزدیک و ۲۰۷۰-۲۱۰۰ برای آینده دور. بر اساس جدول ۱، احتمال وقوع سالیانه فرسایش بادی در دوره زمانی پایه، در محدوده ایستگاه بندرلنگه، روند معنی‌داری ندارد. رخداد خشکی (روزهای با بارش کمتر از یک میلی‌متر) و نیز رخداد باد با سرعت بیش از آستانه نیز برای داده‌های سالیانه منطقه، دارای روند معنی‌داری نیست. لیکن سناریوهای ۴/۵ و ۸/۵ روند معنی‌داری را هم در «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» و هم «درصد روزهای وزش باد بیش از آستانه توأم با خشکی» برای آینده نزدیک و دور پیش‌بینی می‌کنند. این روندها برای آینده نزدیک افزایشی و برای آینده دور، کاهش‌یابی شده است (شکل ۳). لازم به توضیح است احتمال وقوع فرسایش بادی بر اساس سرعت آستانه فرسایش در حساس‌ترین لندفرم‌های جلگه‌های ساحلی محدوده تحقیق محاسبه شده است و به معنی وقوع فرسایش در کل منطقه نیست.

جدول ۱، نتایج آزمون من-کندال احتمال وقوع سالانه و ماهیانه فرسایش و روندیابی تغییرات عوامل دخیل در احتمال وقوع، بازه زمانی مشاهداتی، آینده نزدیک و آینده دور، منطقه بندرلنگه. +: روند افزایشی، -: روند کاهشی، \*\*: در سطح ۹۹٪، \*: در سطح ۹۵٪، آلفا = ۰/۰۵

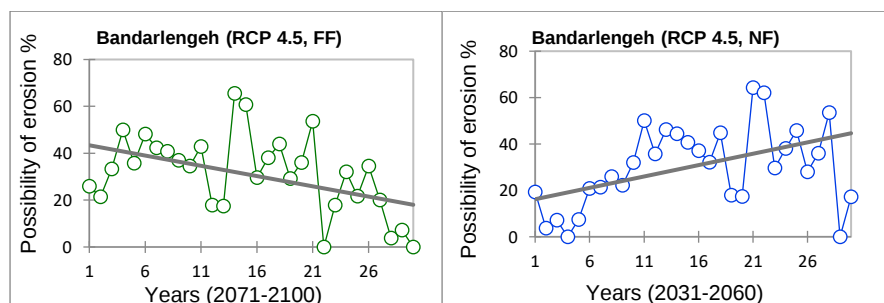
|       | رخدادهای فرسایش         |             |           |             |           | رخدادهای خشکی           |             |           |             |           | رخدادهای وزش باد همزمان با خشکی |             |           |             |           |
|-------|-------------------------|-------------|-----------|-------------|-----------|-------------------------|-------------|-----------|-------------|-----------|---------------------------------|-------------|-----------|-------------|-----------|
|       | مشاهداتی<br>(۲۰۱۷-۱۹۸۸) | RCCP<br>4.5 |           | RCCP<br>8.5 |           | مشاهداتی<br>(۲۰۱۷-۱۹۸۸) | RCCP4.<br>5 |           | RCCP8<br>.5 |           | مشاهداتی<br>(۲۰۱۷-۱۹۸۸)         | RCCP4<br>.5 |           | RCCP8.<br>5 |           |
|       |                         | ۲۰۶۰-۲۰۲۱   | ۲۱۰۰-۲۰۷۱ | ۲۰۶۰-۲۰۲۱   | ۲۱۰۰-۲۰۷۱ |                         | ۲۰۶۰-۲۰۲۱   | ۲۱۰۰-۲۰۷۱ | ۲۰۶۰-۲۰۲۱   | ۲۱۰۰-۲۰۷۱ |                                 | ۲۰۶۰-۲۰۲۱   | ۲۱۰۰-۲۰۷۱ | ۲۰۶۰-۲۰۲۱   | ۲۱۰۰-۲۰۷۱ |
| سال   | انه                     | +           | -         | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           | -         | +           | -         |
|       |                         | **          | **        | *           | **        |                         |             |           |             |           |                                 | **          | **        | **          | **        |
| ژان   | ویه                     | +           |           | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           |           | +           | -         |
|       |                         | **          |           | **          | *         |                         |             |           |             |           |                                 | **          |           | **          | **        |
| فوری  |                         | +           | -         | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           | -         | +           | -         |
|       |                         | *           | *         | *           | **        |                         |             |           |             |           |                                 | *           | **        | *           | **        |
| مار   | س                       | +           |           | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           | -         | +           | -         |
|       |                         | *           |           | *           | **        |                         |             |           |             |           |                                 | *           | **        | *           | **        |
| آوری  | ل                       | +           | -         | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 |             | -         |             | -         |
|       |                         | *           | **        | *           | **        |                         |             |           |             |           |                                 |             | **        |             | **        |
| مه    |                         | +           |           | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           |           | +           | -         |
|       |                         | *           |           | *           | **        |                         |             |           |             |           |                                 | *           |           | *           | **        |
| ژوئن  |                         | +           | -         | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           | -         | +           | -         |
|       |                         | **          | **        | **          | **        |                         |             |           |             |           |                                 | **          | **        | **          | **        |
| ژوئیه |                         | +           | -         | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           | -         | +           | -         |
|       |                         | **          | **        | **          | **        |                         |             |           |             |           |                                 | **          | **        | **          | **        |
| اوت   |                         | +           |           | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           |           | +           | -         |
|       |                         | *           |           | *           | **        |                         |             |           |             |           |                                 | *           |           | *           | **        |
| سپت   | امبر                    | +           | +         | +           | -         | +                       |             |           |             |           |                                 | +           |           | +           | -         |
|       |                         | *           | *         | *           | **        | *                       |             |           |             |           |                                 | *           |           | *           | **        |
| اکتبر |                         | +           | +         | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           |           | +           | -         |
|       |                         | *           | **        | **          | **        |                         |             |           |             |           |                                 | **          |           | **          | **        |
| نوام  | بر                      |             | -         |             | -         | +                       |             |           |             |           |                                 |             | -         |             | -         |
|       |                         |             | *         |             | **        | **                      |             |           |             |           |                                 |             | *         |             | **        |
| دسام  |                         | +           | -         | +           | -         |                         |             |           |             |           |                                 | +           |           | +           | -         |

|    |  |   |   |   |    |  |  |  |  |  |  |   |  |   |    |
|----|--|---|---|---|----|--|--|--|--|--|--|---|--|---|----|
| بر |  | * | * | * | ** |  |  |  |  |  |  | * |  | * | ** |
|----|--|---|---|---|----|--|--|--|--|--|--|---|--|---|----|



شکل ۳، آزمون من - کندال، روند تغییرات سالانه احتمال وقوع فرسایش بادی در محدوده مورد اثر ایستگاه هواشناسی بندرلنگه.

شکل ۴، به عنوان نمونه نمودار من کندال را برای فوریه ایستگاه بندرلنگه نشان می دهد. آنالیز داده های ماهیانه حاکی است که در صورت معنی دار بودن، روند تغییرات «احتمال وقوع سالیانه فرسایش بادی» و «رخداد باد با سرعت بیش از آستانه» برای دوره پایه و آینده نزدیک افزایشی و برای آینده دور کاهش می یابد. رخداد خشکی به استثنای دوره پایه سپتامبر، در اغلب ماه های سال فاقد روند است (جدول ۱).

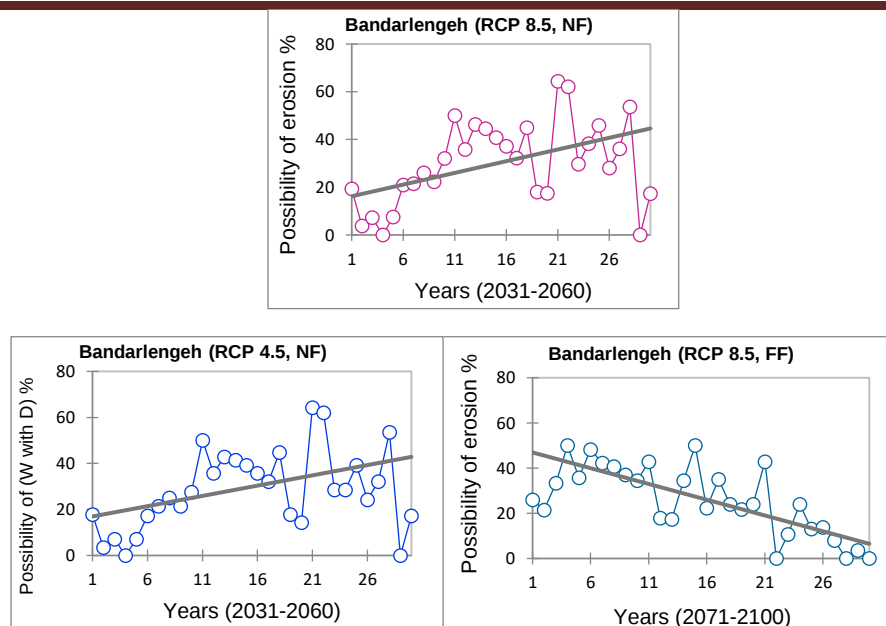


NF: آینده نزدیک (۲۰۳۱-۲۰۶۰)

FF: آینده دور (۲۰۷۱-۲۱۰۰)

RCP 4.5 و RCP 8.5، دو

سناریوی خوشبینانه و بدبینانه



شکل ۴. آزمون من - کندال، روند تغییرات ماهانه (فوریه) احتمال وقوع فرسایش بادی در محدوده مورد اثر ایستگاه هواشناسی بندرلنگه.

## ۵- بحث و نتیجه گیری

بر اساس نتایج، رخداد خشکی (روزهای با بارش کمتر از یک میلیمتر)، برای هر دو سناریوی بکارگرفته شده ۴/۵ و ۸/۵، تغییرات قابل توجهی ندارد. حال آنکه سناریوهای ۴/۵ و ۸/۵ روند معنی‌داری را هم در «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» و هم «درصد روزهای وزش باد بیش از آستانه توأم با خشکی» پیش‌بینی می‌کنند. این روندها برای آینده نزدیک افزایشی و برای آینده دور، کاهشی است. مقایسه نتایج و نمودارهای من‌کندال این دو آیتم حاکی از همبستگی تغییرات سالانه و ماهانه «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» با «درصد روزهای وزش باد بیش از آستانه توأم با خشکی» است. به نحوی که در دوره پایه و آینده نزدیک با افزایش «درصد روزهای وزش باد بیش از آستانه توأم با خشکی»، «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» افزایش یافته و بالعکس در آینده دور با کاهش «درصد روزهای وزش باد بیش از آستانه توأم با خشکی»، «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» نیز کاهش یافته است. اکبریان و خورانی (۲۰۲۲) در مطالعه‌ای در جلگه غربی مکران (هرمزگان، ایران)، در دوره زمانی پایه به نتایج مشابهی رسیدند و بیان کردند که گرمایش جهانی سایر ویژگی‌های فرسایش بادی نظیر سرعت باد را بیش از رخداد خشکی در این منطقه، متأثر می‌کند. بوعلی و محمدیان بهبهانی (۱۳۹۹) در ارزیابی شدت فرسایش بادی استان اصفهان نیز مقدار فرسایش بادی در این منطقه را بیشتر متأثر از سرعت و وضعیت باد و متعاقب آن فراوانی بادهای فرساینده و در درجه بعد پوشش حفاظتی سطح زمین دانسته‌اند. به گفته یاراحمدی و همکاران (۱۳۹۳)، در سال‌های اخیر در غرب و جنوب غرب ایران میزان متوسط بارش سالانه کاهش و میزان دما، سرعت باد و تعداد روزهای گردوغباری افزایش یافته است. با توجه به نتایج ذکر شده از سایر محققین، به نظر می‌رسد هرچند تغییر اقلیم در سایر نواحی به‌ویژه نواحی جنوب‌غربی ایران کاهش بارندگی را در پی

دارد، در جلگه های ساحلی هرمزگان، عمدتاً تغییرات سرعت باد را موجب بشود و تعداد روزهای بارش تغییرات محسوس نداشته باشند. این تغییرات سالانه و ماهانه، هرچند برای دوره پایه (۱۹۸۸-۲۰۱۷)، چندان محسوس نیست ولی در دوره های زمانی آینده نزدیک (۲۰۳۱-۲۰۷۰) و آینده دور (۲۰۷۱-۲۱۰۰) وضوح بیشتری دارد.

مدل ها و سناریوهای اقلیمی، تغییراتی افزایشی یا کاهشی «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» و «درصد روزهای وزش باد بیش از آستانه توأم با خشکی» را در آینده نزدیک و دور پیش یابی کرده اند (جدول ۱ و اشکال ۳ و ۴) ولی میزان متوسط این عامل ها در دوره های زمانی سی ساله مشاهداتی، آینده نزدیک و دور، تغییرات معنی داری ندارد (جدول ۱ و شکل ۲). نتایج تحقیق بیانگر این است که در دوره زمانی پایه بین سالهای ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷، «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» روند معنی داری ندارد. این وضعیت هم برای داده های ماهانه و هم سالانه صادق است. در دوره های زمانی آینده دور و نزدیک، هر دو سناریوی ۴/۵ و ۸/۵ شرایط متفاوتی را در رخداد فرسایش بادی پیش یابی کرده اند. بنابر نتایج در دوره زمانی آینده نزدیک «پتانسیل وقوع فرسایش بادی» و «درصد روزهای وزش باد بیش از آستانه توأم با خشکی» هر دو روند افزایشی خواهند داشت. در دوره زمانی آینده دور این وضعیت معکوس شده و روندهای ذکر شده کاهشی خواهند شد. بنابر نتایج، تغییرات رخداد فرسایش بادی متأثر از تغییرات «درصد روزهای وزش باد بیش از آستانه، توأم با خشکی» است.

## ۶- مراجع

- اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری استان هرمزگان، طرح بازنگری کانون های بحران فرسایش بادی کشور (استان هرمزگان)، سازمان جنگل ها مراتع و آبخیزداری کشور، بندرعباس، ۱۳۸۹
- اکبریان، محمد، شایان، سیاوش، یمانی، مجتبی، ژئومورفولوژی جلگه های غربی مکران (فرم های ماسه ای و فرآیندهای سازنده آن)، تهران، انتشارات دانشگاه هرمزگان، ۱۳۹۸
- بوعلی، ابوالحسین، محمدیان بهبهانی، علی، بررسی کارایی شبکه های باوربیزین در ارزیابی شدت فرسایش بادی استان اصفهان، مهندسی اکوسیستم بیابان، دوره ۹، شماره ۲۶، ۷۳-۸۶، کاشان، ۱۳۹۹
- شایان، سیاوش، اکبریان، محمد، شریفی کیا، محمد، مقصودی، مهران، تحلیل ویژگی های مورفوزنتیک توده های ماسه ای جلگه ساحلی مکران، پژوهش های فرسایش محیطی، دوره ۴، شماره ۱، ۶۲-۷۸، بندرعباس، ۱۳۹۳
- شایان، سیاوش، اکبریان، محمد، یمانی، مجتبی، شریفی کیا، محمد، مقصودی، مهران، هیدرودینامیک دریا و تأثیر آن در تشکیل توده های ماسه ای ساحلی مطالعه موردی: سواحل غربی مکران، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال

محمودآبادی، مجید و رجب پور، هدی، بررسی تأثیر رطوبت اولیه خاک بر شدت فرسایش بادی با استفاده از تونل باد آزمایشگاهی، پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، دوره ۲۴، شماره ۲، ۱۶۷-۱۸۳، گرگان، ۱۳۹۶

مصباح زاده، طیب، احمدی، حسن، زهتابیان، غلامرضا، سرمیدیان، فریدون، ارزیابی شدت فرسایش بادی با بهره‌گیری از مدل ایفر (ابوزید کاشان)، نشریه مرتع و آبخیزداری، مجله منابع طبیعی ایران دوره ۶۳، شماره ۳ صص ۴۱۵-۳۹۹، تهران، ۱۳۸۹

مقصودی، مهران، شناخت فرایندهای موثر بر توسعه و تحول عوارض ماسه ای (مطالعه موردی: عوارض ماسه ای چاله سیرجان)، پژوهش‌های جغرافیایی، تهران، ۵۵، ۱۴۹-۱۶۰، ۱۳۸۵.

یاراحمدی، داریوش، نصیری، بهروز، خوش‌کیش، اسدالله، نیکبخت، حاتم. تأثیر نوسانات آب‌وهوایی بر رخداد پدیده گرد و غبار (مطالعه موردی گرد و غبارهای غرب و جنوب غرب ایران، نشریه مهندسی اکوسیستم بیابان، دوره ۳، شماره ۵، ۲۸-۱۹، کاشان، ۱۳۹۳

Aalst, M. K. Van, The impacts of climate change on the risk of natural disasters, Disasters, Volume30, Issue1, Special Issue: Climate change and disasters, Pages 5-18, <https://doi.org/10.1111/j.1467-9523.2006.00303.x>, 2006

Akbarian, Mohammad, Khoorani, Asadollah, The impacts of climate variability on the wind erosion potentials: western region of Makran coastal plain, South of Iran, Theoretical and applied Climatology, <https://doi.org/10.1007/s00704-022-04094-5>, Springer, 2022

Bagnold, R.A., The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, London, 1941

Bpanka, V. Mezōsi, G. and Meyer, B. 2013. rojected changes in the drought hazard in Hungary due to cpimate change, Időjárás: Quarterpy J. Hungarian Meteorop. Serv.

Wang, L., Ranasinghe, R. W. M. R. J., Maskey, S., van Gepder,. H. A. J., & Vrijping, J. K., Comparison of empirical statistical methods for downscaling daily climate projections from CMIP5 GCMs: a case study of the Huai River Basin, China, INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY, OI: 10.1002/joc.4334, Published online in Wiley Online Library, 2015

## تأثیر تکتونیک فعال بر مورفولوژی رودخانه ها

### Active tectonic influence on the morphology of rivers

۱ نیلوفر برخورداری، ۲ محمدمهدی حسین زاده، ۳ شهرام بهرامی

۱-دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه شهید بهشتی nilofarbar1370@gmail.com

۲-هیئت علمی دانشگاه شهید بهشتی m\_hoseinzadeh@sbu.ac.ir

۳-هیئت علمی دانشگاه شهید بهشتی sh\_Bahrami@sbu.ac.ir

### چکیده

تکتونیک فعال به مطالعه فرآیند های پویای سطح زمین که در زمین رخ می دهد اطلاق می گردد. این فرآیند ها در تشکیل چشم انداز ها و ایجاد و تکامل و تغییر شکل لندفرم ها، و متعاقب آن بر جوامع انسانی تأثیر شگرفی دارد. یکی از رودخانه هایی که تحت تأثیر فعالیت های تکتونیکی، شاهد تغییراتی در نیمرخ طولی و عرضی کانال، الگو و پلانفرم کانال، انحراف و جابه جایی و پیچانرودی و اشکال ژئومورفیک مختلف در آن هستیم طالقان رود است. تحلیل های مورفوتکتونیک و شاخص های ژئومورفیک تأثیرگذار در مطالعه اثر تکتونیک بر مورفولوژی رودخانه شامل: شاخص تقارن حوضه، نیمرخ طولی نرمال شده ی رود، شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع آن و شاخص منحنی و شاخص هیپسومتری می باشد. در این مطالعه رودخانه طالقان رود الگوی یکنواختی ندارد و در اغلب مناطق مورد بررسی جابه جایی و مهاجرت رود، انحراف، بالآمدگی، فرونشست و ... باعث تغییرات گسترده در مورفولوژی رودخانه شده است. همچنین در طول کانال تنوع از لحاظ کانال محدود، نسبتاً نا محدود و کاملاً نامحدود مشاهده می شود که همگی نشان دهنده منطقه فعال تکتونیکی می باشد.

کلمات کلیدی: تکتونیک فعال، مورفومتری، شاخص های مورفوتکتونیک

تکتونیک فعال به مطالعه فرآیند های پویای سطح زمین که در زمین رخ می دهد اطلاق می گردد. این فرآیند ها در تشکیل چشم انداز ها و ایجاد و تکامل و تغییر شکل لندفرم ها، و متعاقب آن بر جوامع انسانی تاثیر شگرفی دارد. در حال حاضر دانش ژئومورفولوژی تکتونیک در زمینه های کاربردی مختلف، به ویژه مدیریت مسائل مدیریتی، سودمندی خود را به پژوهشگران ثابت کرده، زیرا این دانش توانسته با تکنیک های خاص خود، جزئیات فعالیت های زمین ساختی موثر در تشکیل و تکامل لندفرم ها و همچنین شناسایی فرایند های موثر در تشکیل آن ها را از درون لندفرم های گذشته استخراج نماید. ژئومورفولوژی تکتونیک، با بررسی پیشینه و تاریخچه ژئومورفیک، اطلاعات و داده های پایه ای لازم را برای درک نقش تکتونیک فعال در ایجاد یک چشم انداز یا لندفرم در مکان یا منطقه فراهم می نماید. به عنوان مثال مطالعه جابه جایی و انحراف بستر رودخانه ها توسط گسلش، و رسوبات کواترنری گسل خورده، ممکن است مقدار جابه جایی و زمان آن را تعیین کند. تحلیل های مورفولوژیکی سطح زمین یا ژئومورفومتری به عنوان مدل سازی زمین یا کمی سازی سطح زمین با استفاده از علوم زمین، ریاضی، مهندسی و علوم کامپیوتر تعریف شده است. سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و مدل رقومی ارتفاع (DEMs) موجب افزایش سرعت و دقت محاسبات پارامتر های مورفومتری شده اند. نتوکتونیک یکی از شاخ های علوم زمین است که با توجه به ایجاد ابزار های جدید ژئوکرونولوژی و ژئودتیک برای به دست آوردن نرخ های دقیق (نرخ بالا آمدگی، نرخ شکاف، نرخ فرسایش، نرخ لغزش گسل ها و...) در مقیاس های متنوع (هزار تا میلیون سال) به سرعت در حال رشد است. به علاوه دلیل استفاده از نتایج این گونه مطالعات برای ارزیابی مخاطرات طبیعی و برنامه ریزی کاربری زمین و مدیریت آن، این شاخه اهمیت زیادی دارد. برای مطالعه ی تکتونیک فعال یک منطقه بایستی رویکردی چند وجهی داشت و داده های زمین شناسی ساختمانی، ژئومورفولوژی، چینه شناسی، ژئوکرونولوژی، لرزه شناسی و ژئودزی را با هم تلفیق نمود.

در بررسی ویژگی های تکتونیکی حوضه آبریز، استفاده از بعضی از پارامترهای مورفومتریکی مانند گرادیان بستر رودخانه، اثر ناهمواری، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن، نسبت انشعاب، درجه و تعداد رتبه های شاخاب های یک رودخانه، درجه و نسبت تقعر رودخانه، نیمرخ های نرمال شده و بعضی از پارامترهای فیزیوگرافیک حوضه ها می توانند اطلاعات بسیار مهمی را ارائه دهند. در بیشتر موارد ممکن است اطلاعات ناشی از بکارگیری بعضی از شاخص هایی که از پارامترهای فیزیوگرافیک حاصل شده اند، نشانگر فعالیت های تکتونیکی قدیمی و جوان در یک محدوده ویژه باشند. بهترین راه بررسی رفتار رودخانه در یک منطقه فعال تکتونیکی، شناسایی مهمترین عامل تغییر مسیر آن یعنی گرادیان بستر رودخانه است که باکوچکترین تغییر شیب بستر کانال آثار بزرگ تغییر مسیر در سطح را به وجود می آورد. با توجه به شکل گسل ها، گسل ها می توانند به طور قابل توجهی بر شیب بستر رودخانه و دشت

سیلابی در ناحیه گسل تاثیر بگذارند. چنین تغییراتی در توپوگرافی دره رودخانه باعث ایجاد واکنش مورفودینامیکی رودخانه به منظور بازسازی شیب تغییر یافته می شود. این پاسخ مورفودینامیکی می تواند به صورت تنظیم پروفیل طولی (بستر) یا تغییر شکل پلان کانال رودخانه باشد (Jorgensen, 1990; Schumm et al., 2002; Timár, 2003; Woolderink et al., 2021). گسل می تواند سطح مقطع (به عنوان مثال نسبت عرض به عمق) رودخانه را از طریق تغییر در شیب، تغییر دهد. چنین تغییراتی در عرض کانال منجر به تغییراتی در الگوی بارها می شود که ممکن است به نوبه خود مورفولوژی دشت سیلابی و مهاجرت کانال را تغییر دهد (Holbrook & Schumm, 1999; Kleinhaus, 2010; Ouchi, 1985).

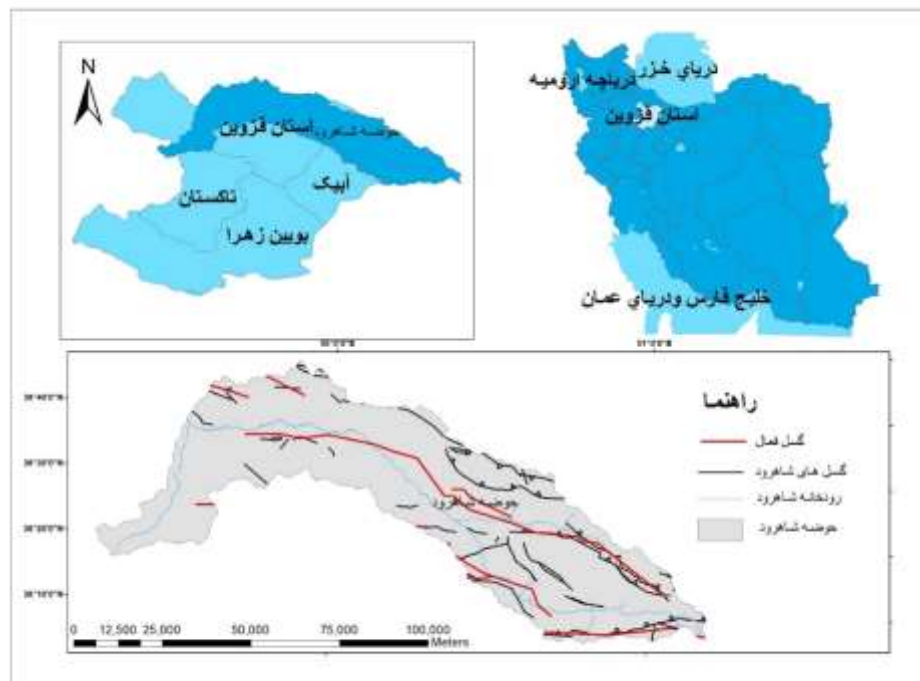
در نهایت پاسخ یک رودخانه به یک فرآیند گسلی ممکن است منجر به شکست کرانه ها یا ایجاد چالاب های شن و ماسه ای در کانال رودخانه شود. این آشفتگی ها بر مورفودینامیک و مورفولوژی رود به وسیله افزایش رسوب ورودی کانال یا انسداد موقت جریان تاثیر می گذارند. بیشتر مطالعات بر روی اثرات حرکات عمودی تکتونیکی و پاسخ رودخانه نشان می دهد که تغییرات سینوسی به عنوان یک شاخص ژئومورفیک برای شناسایی تغییر شکل فعال چینه شناسی و مورفولوژی رودخانه ای است که می تواند برای مطالعات زلزله شناسی ارزش زیادی داشته باشد (Holbrook, et al2006).

یکی از رودخانه هایی که تحت تاثیر فعالیت های تکتونیکی، شاهد تغییراتی در نیمرخ طولی و عرضی کانال، الگو و پلانفرم کانال، انحراف و جابه جایی و پیچانرودی و اشکال ژئومورفیک مختلف در آن هستیم طالقان رود است.

### منطقه مورد مطالعه

طالقان رود به طول ۸۰ کیلومتر که از کوه های کندوان و کهار بزرگ سرچشمه می گیرد. این رود با دریافت بیش از ۱۵ رود بزرگ و کوچک از جمله دیزان و کرکبود، در دره طالقان به سمت غرب جریان پیدا می کند و بعد از عبور از حاشیه جنوبی شهر طالقان و ۱۱ کیلومتری غرب روستای شهرک، به رودخانه اندج و الموت می پیوندد که در نتیجه آن، روخانه پر آب شاهرود تشکیل می شود. این رود عمدتاً در راستای شرق- غرب و در برخی بازه ها جنوب شرق- شمال غرب جریان دارد. در محدوده طالقان و الموت پهنای منطقه ۴۰ کیلومتر بوده و دارای چین های باز و گسل های با شیب به سمت جنوب است، به سمت خاور پهنای منطقه به کمتر از ۱۰ کیلومتر تغییر کرده و چین های بسته و گسل های راندگی با شیب به سمت شمال را شامل می شود. رودخانه طالقان به عنوان یکی از حوضه های کوهستانی و به لحاظ قرار گیری در مجاورت استان البرز و سد طالقان و نیز به دلیل استقرار مناطق مسکونی زیاد در حاشیه رودخانه، یکی از رودخانه های مهم کشور محسوب می شود (نور و همکاران، ۲۰۱۴، ۱۱؛ یمانی و تورانی، ۱۳۹۳، ۱). این رودخانه یکی از منابع مهم آب در آبیاری محصولات کشاورزی دشت قزوین محسوب می شود. احداث سد طالقان

و نیز احداث جاده های جدید، استقرار جمعیت در حاشیه رودخانه طالقان، تغییر کاربری زمین باعث شده تا بازه هایی از این رودخانه دچار تغییراتی شود. اگر این عوامل شناسایی و ارزیابی جامع نشوند می تواند به مخاطراتی برای منطقه تبدیل شود.



شکل ۱: موقعیت حوزه آبریز و گسل های منطقه

### شاخص های مورفوتکتونیک

تحلیل های مورفوتکتونیک و شاخص های ژئومورفیک تاثیرگذار در مطالعه اثر تکتونیک بر مورفولوژی رودخانه شامل: شاخص تقارن حوزه، نیمرخ طولی نرمال شده ی رود، شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع آن و شاخص منحنی و شاخص هیپسومتری که در ادامه شرح کوتاهی از آنها ارائه می شود.

### ۱-۳ شاخص تقارن حوزه

شاخص تقارن حوزه (AF) برای شناسایی کج شدگی احتمالی ناشی از تکتونیک در حوزه به کار می رود. شاخص تقارن به صورت رابطه ی شماره ۱ تعریف می شود (Keller and Pinter, 2002):

رابطه ی (۱)

$$AF = 100(A_r/A_t)$$

که در آن؛ At : مساحت حوضه در سمت راست رود اصلی و At : مساحت کل حوضه است. بر اساس روش پرزپنا و همکاران (۲۰۱۰) مقادیر مطلق به دست آمده از رابطه ی شماره ۱، از عدد ۵۰ کم شده اند. در نتیجه سه طبقه شاخص تقارن به صورت  $AF < 5$  (تقارن)،  $5-10 < AF$  (عدم تقارن کم)،  $10-20 < AF$  (عدم تقارن متوسط) مشخص شده است.

## ۲-۳ نیمرخ طولی نرمال شده ی رود

نیمرخ طولی نرمال شده ی رود (SLK) برای تشریح واکنش ژئومورفیک رودخانه مورد استفاده قرار گرفت. به دلیل بی بعد بودن این نیمرخ ها مقایسه ی مستقیم دره ها با طول و اختلاف ارتفاع های متفاوت امکان پذیر است (Vojtko et al., 2012: 281).

## ۳-۳ شاخص طول - شیب رودخانه (SL)

شاخص طول - شیب برای ارزیابی زمین ساخت فعال نسبی ابزار مفیدی است. هنگامی که رودخانه ها و آبراهه ها در نواحی با نرخ بالا آمدگی زیاد جریان دارند، مقدار SL افزایش می یابد، در حالی که وقتی جریان رودخانه به موازات ساختارهایی مانند دره های حاصل از گسل راستالغز صورت گیرد، میزان SL کاهش می یابد (Keller and pinter, 2002).

$$SL = \frac{\Delta h}{\Delta L} L \quad (\text{رابطه ۲})$$

در این فرمول  $\Delta h / \Delta L$  شیب بخشی از مجرا و I طول مجرا از بالا دست تا نقطه ای که برای آن شاخص برآورد می شود، است.

این شاخص تحت تاثیر میزان مقاومت جنس بستر نیز بوده و با جریان یافتن رودخانه بر روی سنگ های با مقاومت بالا، میزان بالای (SL) و در سنگ های با مقاومت پایین، میزان پایین (SL) را نشان می دهد.

## ۳-۴ شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع آن (Vf)

Vf به عنوان نسبت عرض کف دره به ارتفاع آن، به شکل زیر توصیف شده است:

$$Vf = \frac{2V_{fw}}{[(E_{Id}-E_{sc})]+(E_{rd}-E_{sc})} \quad (\text{رابطه ۳})$$

در این رابطه  $V_f$  نسبت عرض کف دره به ارتفاع،  $V_{fw}$  عرض کف دره،  $E_{Id}$  و  $E_{rd}$  به ترتیب ارتفاعات خطوط تقسیم سمت چپ و راست دره و  $E_{sc}$  ارتفاع متوسط کف دره است. مقدار این شاخص برای دره های  $U$  شکل بالا و برای دره های  $V$  شکل پایین است. از آن جا که برآمدگی در ارتباط با فروکاو است این شاخص می تواند نشان دهنده میزان فعالیت مورفوتکتونیک باشد به نحوی که میزان پایین  $V_f$  به نرخ های بالا آمدگی و بریدگی بیشتر مربوط است. این شاخص بیشتر منعکس کننده میزان فروکاو است تا بالا آمدگی، اما در حالت تعادل فروکاو و بالا آمدگی بر هم منطبق اند.

### ۳-۵ شاخص منحنی و شاخص هیپسومتری

هیپسومتری اندازه گیری رابطه میان ارتفاع و مساحت در یک حوضه آبریز است. هیپسومتری حوضه وابستگی زیادی به پاسخ سیلاب و فرسایش حوضه دارد. شاخص هیپسومتری ( $HI$ ) که شاخص نسبت ارتفاع به ناهمواری نیز خوانده می شود، عددی است که به صورت تقریبی نشان دهنده ناهمواری یک حوضه آبریز است. اگر مقدار این شاخص کوچک تر یا مساوی  $0.30$  باشد حوضه از نظر مورفوتکتونیکی پایدار و ثابت است. مقدار بزرگ تر یا مساوی  $0.60$  این شاخص نشان دهنده حوضه های جوان و ناپایدار است که حرکات زمین ساختی و بالا آمدگی در آن ها وجود دارد. شباهت منحنی ها و شاخص هیپسومتری نتیجه تعامل پیچیده اقلیم، زمین ساخت، رسوب گذاری و مقاومت سنگ ها است. شاخص هیپسومتری در یک حوضه از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$HI = (E_{mean} - E_{min}) / (E_{max} - E_{min}) \quad \text{رابطه ۴}$$

$E_{mean}$  میانگین ارتفاع حوضه،  $E_{max}$  بیشینه ارتفاع و  $E_{min}$  کمینه ارتفاع حوضه (خروجی حوضه) است (Cooley, 2015).

### بحث و نتیجه گیری

رودخانه ها عمیقاً تحت تاثیر تکتونیک فعال قرار می گیرند. سیستم های رودخانه ای هم به گسلش و هم به دگرشکلی سطحی ناحیه ای حساس هستند. در نتیجه استفاده از آشفتگی ها در این سیستم ها برای تعیین مکان، ویژگی ها و اندازه گیری فعالیت های تکتونیکی اخیر امکان پذیر است. این نوع تحقیقات در ژئومورفولوژی نسبتاً جدید هستند و مطالعه و کنش و واکنش بین رودخانه ها و تکتونیک فعال در حال تکامل است. مدل های رقومی ارتفاعی و تصاویر ماهواره ای گوناگون به طور روزافزونی در تشخیص الگو های رودخانه ای نقش دارند. علاوه بر این، پیشرفت

هایی که در تکنیک های سن سنجی صورت گرفته، به مطالعات در حوزه سن سنجی تراس ها و سایر لند فرم ها کمک می کند. بر اساس مطالعات متعدد بر شناسایی اثر عوامل شاخص های مورفوتکتونیک و پایش و بررسی عکس های ماهواره ای در گوگل ارث، شاهد حضور نشانه ها و شواهد تکتونیک در حوضه آبریز طالقان رود هستیم (پاسبان، ۱۳۹۴ و مردانی ۱۳۸۸ و.....). در این مطالعات رودخانه طالقان رود الگوی یکنواختی ندارد و در اغلب مناطق مورد بررسی جابه جایی و مهاجرت رود، انحراف، بالا آمدگی، فرونشست و ... باعث تغییرات گسترده در مورفولوژی رودخانه شده است. همچنین در طول کانال تنوع از لحاظ کانال محدود، نسبتا نامحدود و کاملا نامحدود مشاهده می شود که همگی نشان دهنده منطقه فعال تکتونیک می باشد. در همین راستا و با توجه به بررسی شاخص های مورفوتکتونیک و محاسبه شاخص (Index of relative active tectonics) Iat زمین ساخت فعال نسبی) در منطقه توسط (مردانی و همکاران، ۱۳۸۸) سه پهنه با ویژگی های متفاوت به لحاظ مورفوتکتونیک فعال نسبی شناسایی شد. پهنه با فعالیت بالا و خیلی بالا (حوضه طالقان رود و الموت رود) و پهنه با فعالیت بالا (حوضه شاهرود و سفید رود). الگوی تقارن توپوگرافی عرضی به طور آشکار با میزان و رده فعالیت زمین ساخت نسبی همخوانی دارد و فعالیت خیلی بالا و بالای زمین ساخت نسبی با نواحی که رودخانه ها میزان بالای کج شدگی را نشان می دهند، منطبق است. براساس همین مطالعات حوضه آبریز مورد مطالعه جزء مناطق فعال تکتونیک در البرز مرکزی می باشد که این امر عامل مهمی بر الگوی رود و سیستم ها و فرآیند های تاثیرگذار در منطقه است که بر اهمیت بررسی آن در این پژوهش می افزاید.

## منابع

- \_اسماعیلی رضا، متولی صدرالدین و حسین زاده محمد مهدی. (۱۳۹۱). بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه ی واز؛ البرز شمالی، استان مازندران. پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، ۱ (۳)، ۱۰۱-۱۱۴.
- \_پاسبان عفت، خدابخش سعید، غریب رضا محمدرضا، کبیری شیما و بحیرایی ناصر. (۱۳۹۶). بررسی کمی تغییرات کانال رودخانه های الموت رود و شاهرود (شمال قزوین) در بازه زمانی ۱۳۹۴، ۱۳۶۰، ۱۱ (۱)، ۳۴-۱۵.
- \_حسین زاده، محمد مهدی و اسماعیلی، رضا. (۱۳۹۴). ژئومورفولوژی رودخانه ای مفاهیم، اشکال و فرایند ها- انتشارات دانشگاه شهید بهشتی.
- \_کریمی هادی، قنواتی عزتاله، یمانی مجتبی و صفاری امیر. (۱۳۹۵). تأثیر تکتونیک در تغییرات نیمرخ طولی رودخانه ها (مطالعه موردی: رودخانه علامرودشت در جنوب استان فارس). پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، ۱۸ (۵)، ۳۶-۵۲.
- \_گورابی ابولقاسم. (۱۳۹۹). تکتونیک فعال، زلزله ها، بالا آمدگی ها، و چشم انداز ها (ادوارد کالر، نیکولاس پینتر)،

مردانی زهرا، قرشی منوچهر، آرین مهران و خسروتهرانی خسرو. (۱۳۸۸). نشانه‌های زمین ریختی زمین ساخت فعال حوضه طالقان رود، شاهرود و سفیدرود در البرز مرکزی، شمال ایران. فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۲۰ (۷۸)، ۱۵۹-۱۶۶.

مجیدزاده رضا، حسین زاده محمدمهدی و اسماعیلی رضا. (۱۳۹۰). ارزیابی کمی مورفوتکتونیک فعال درحوضه های البرز شمالی حدفاصل شهرهای بهشهر تا نکاء، سی امین گردهمایی علوم زمین، تهران، ۱۸۲۶۱۵  
<https://civilica.com/doc/>

یعقوب نژاد اصل نازیلا، اسفندیاری دارآباد فریبا، اصغری صیاد و کرم امیر. (۲۰۲۰). ارزیابی وضعیت مورفولوژیکی رودخانه طالقان در بازه زمانی ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶. پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، ۹ (۱)، ۶۷-۸۵.

\_Cooley SW (2015) GIS4Geomorphology: <http://www.gis4geomorphology.com>. Accessed December 29, 2015.

\_EL Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J. and Keller, E. A., 2007- Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology. Article in press.

\_ Holbrook, J., Autin, W. J., Rittenour, T. M., Marshak, S., & Goble, R. J. (2006). Stratigraphic evidence for millennial-scale temporal clustering of earthquakes on a continental-interior fault: Holocene Mississippi River floodplain deposits, New Madrid seismic zone, USA. Tectonophysics, 420(3-4), 431-454.

\_Holbrook, J., & Schumm, S. A. (1999). Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. Tectonophysics, 305(1-3), 287-306.

\_ Jorgensen, D. W. (1990). Adjustment of alluvial river morphology and process to localized active tectonics. Colorado State University.

\_Keller, E.A. and Pinter, N., 2002, Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape, Prentice-Hall, London.

\_ Kleinhaus, M. G. (2010). Sorting out river channel patterns. Progress in physical geography, 34(3), 287-326.

\_ Ouchi, S. (1985). Response of alluvial rivers to slow active tectonic

movement. Geological Society of America Bulletin, 96(4), 504-515.

\_ Timár, G. (2003). Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. Quaternary Science Reviews, 22(20), 2199-2207.

\_Vojtko, R., Petro, L., Benova, A., Bona, J. and Hok, J., 2012, Neotectonic Evolution of Northern Laborec Drainage Basin (Northern Part of Slovakia), Geomorphology, Vol.138, PP. 276-294.

\_Woolderink, H. A. G., Cohen, K. M., Kasse, C., Kleinhans, M. G., & Van Balen, R. T. (2021). Patterns in river channel sinuosity of the Meuse, Roer and Rhine rivers in the Lower Rhine Embayment rift-system, are they tectonically forced?. Geomorphology, 375, 107550.

\_Schumm, S.A., Dumont, J.F. & Holbrook, J.M. (2002) Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge: Cambridge University Press.

## تأثیر سدها و موج شکنهای ساحلی بر پیشروی آب دریای خزر در سواحل شرق گیلان

ناصر حیدری مصطفی خبازی بهاره اکبری

۱- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تبریز Naserheidari48@yahoo.com

۲- استاد دانشگاه کرمان mostafakhabazi@uk.ac.ir

۳- دانشجوی دکتری دانشگاه تبریز bahareh.akbari96@gmail.com

### چکیده

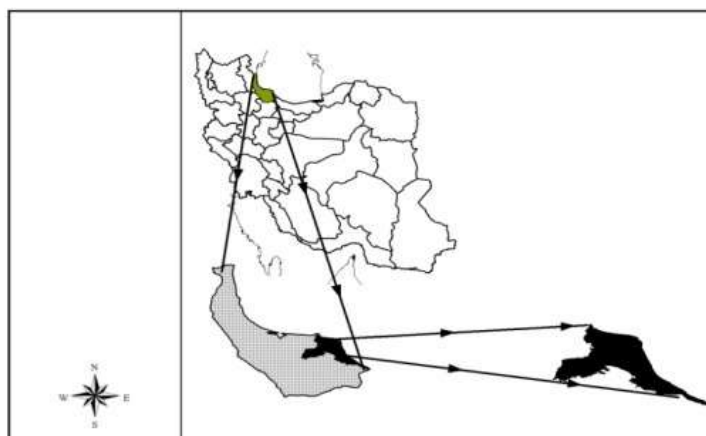
نواحی ساحلی بدلیل توسعه اقتصادی، بازرگانی، کشاورزی همواره یکی از کانونهای عمده جمعیت به شمار می آیند. علی رغم همه مزیتهایی که سواحل برای ساکنان آن دارد. مشکلاتی را برای آنها به همراه آورده است از جمله این مشکلات می توان به پیشروی آب دریا در طول ۵۰ سال گذشته اشاره کرد. و برای جلوگیری از پیشروی آب دریا، در جلوی شهرها و روستاها سدها و موج شکن هایی احداث کردند و بعلت حرکت جریانهای دریای خزر و توده های هوایی که از غرب به شرق وارد منطقه می شود. در نتیجه رسوباتی که از طریق رودخانه ها وارد دریا می شود حرکت آنها به سمت شرق جریان پیدا می کنند و وقتی به مانعی از جمله سدها و موج شکنها برخورد می کنند رسوبات در سمت غرب سد تجمع پیدا می کنند و در طرف شرق آن، دریا سواحل را تخریب می کند. بنابراین هدف پژوهش اینست که تا چه اندازه سدها و موج شکنهای ساحلی در پیشروی آب دریا در سواحل شرق گیلان موثر بوده اند. روش تحقیق این پژوهش تحلیلی و توصیفی است که علاوه بر مطالعات میدانی و مصاحبه های محلی، از روش کتابخانه ای نیز استفاده شده است. که این تحقیقات ما را به این نتایج رهنمون کرده که اگرچه سدهای ساحلی در نقاط احداث شده باعث جلوگیری از پیشروی آب دریا شده اند ولی به طور چشمگیری در پیشروی آب دریا در نقاط دیگر موثر بوده اند. در این تحقیق با روش تحلیلی و توصیفی مبتنی بر مطالعات میدانی و مصاحبه های محلی، اقدام به تحلیل یافته های تحقیق نمودم و نتایج تحقیق نشان داد اگر سدهای ساحلی در نقاط احداث شده باعث جلوگیری از پیشروی آب دریا شده ولی بطور چشمگیری در پیشروی آب دریا در نقاط دیگر موثر بوده اند.

واژگان کلیدی: سد، دریا، رودخانه، موج شکن، پیشروی آب دریا

## مقدمه

مناطق ساحلی در سراسر جهان از نظر تاریخی جزء نقاطی هستند که بدلیل وجود منابع عظیم و سرشار از مواد غذایی، انرژی و مواد معدنی، بیشترین بهره برداری قرار گرفته است. در کشورهای ساحلی حدود نیمی از کل جمعیت در نقاط ساحلی زندگی می کنند. بعلاوه عملکرد نامناسب انسان، پیشروی دریا به سمت ساحل افزایش یافته و صدمات جبران ناپذیری را منجر شده است. بنابراین در این تحقیق بر آن شدیم تا موج شکنها و سدهای ساحلی که یکی از عوامل موثر در پیشروی آب دریا در سواحل شرق گیلان را مورد ارزیابی قرار دهیم. کازاسنی (۲۰۰۴) ویژگی های رسوبی و زیست محیطی جلگه گیلان را مطالعه کرده و به بررسی نوسانات آب دریا و تاثیر آن در روند تکامل جلگه گیلان پرداخته و نقشه رخساره های رسوبی جلگه گیلان را ارائه نموده اند. محمودی (۱۳۷۴) پسر و پیشروی خط ساحلی دریای خزر عوامل زمین ساختی می داند. کار پژوهشی منحصراً عملی در این مورد از اواخر قرن نوزدهم آغاز شده است. (مفخم پایان: ۱۳۷۵: ۳۵) آکادمیس نخستین محقق است که در سال ۱۸۳۰ موضوع اندازه سطح این دریاچه را مورد بررسی دقیق علمی قرار داد. (بریمانی: ۱۳۵۶: ۱۰۰) سازمان بنادر و کشتیرانی گیلان، سطح آب دریا در زمستان سال ۱۳۷۷ را ۲۵/۶ متر و در سال ۱۳۷۸ ۲۸- دانسته است. امروزه اهمیت پتانسیل عظیم سواحل دریاها مانند حمل و نقل، انرژی، تأمین آب، غذا، توریسم و نظایر آن بر هیچکس پوشیده نیست و خط ساحل به عنوان مرز خشکی و دریا از جایگاه ویژه ای برخوردار است. کشور ما نیز از این نعمت الهی بی بهره نمانده است (قدرتی: ۱۳۸۵: ۵). رویکرد حاکم بر این تحقیق (تحلیلی و توصیفی) است. برای جمع آوری داده ها و بررسی عوامل مختلف پیشروی آب دریا، بازدید های میدانی نیز صورت گرفته است.

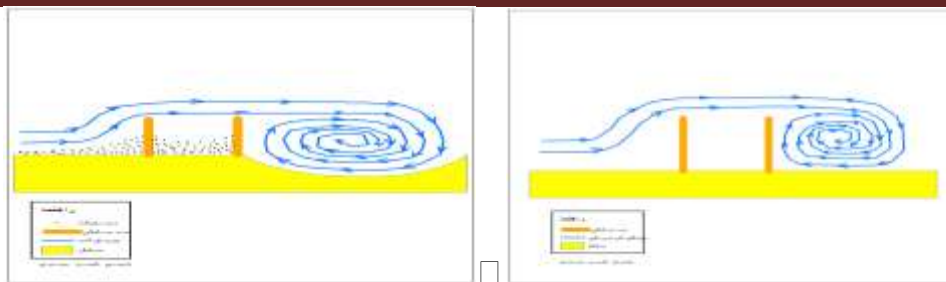
این منطقه قسمتی از نوار ساحلی به طول ۱۰۰ کیلو متر، واقع در مشرق رودخانه سفیدرود تا مرز گیلان و مازندران در بر می گیرد. موقع ریاضی منطقه مورد مطالعه بین ۴۹/۴۳/۵۳ تا ۵۰/۳۵/۵۳ طول جغرافیایی که شامل سواحل شهرهای رودسر، لاهیجان، و آستانه اشرفیه می شود.



## بحث و نتیجه گیری

### ساخت و سازها برای جلوگیری از پیشروی دریای خزر

حفاظت و تثبیت خط ساحل نخستین قدم در عمران منطق ساحلی است. عدم حفاظت مناسب از ساحل و سازه های ساحلی و مراکز مسکونی، باعث وارد شدن خسارات فراوان به سازه ها، ساختمانها و تاسیسات ساحلی شده، کارایی و طول عمر این سازه ها را پایین می آورد. از طرفی ساخت سازه های ساحلی بدون در نظر گرفتن ملاحظات طراحی مناسب، باعث تغییرات مخرب در الگوی جریان و حمل رسوب می گردد. در سواحل شرق گیلان، سازه های مختلفی نظیر بنادر، موج شکنها و دیوارهای ساحلی بنا شده اند. شناخت این سازه ها و کارایی آنها و نیز تاثیر آنها بر مناطق ساحلی مجاورشان می تواند نقش تعیین کننده ای در بهبود برنامه ریزی های منطقه ساحلی و ارتقاء کیفیت سازه های ساحلی داشته باشد. پیشروی آب دریا در دهه های اخیر، موجب احداث دیوارهایی در نقاط مختلف سواحل از قبیل چابکسر، کلاچای، امیرآباد و جیرباغ شد. سازه های مذکور در سواحل چابکسر و کلاچای در امتداد ساحل بنا شده اند. در سواحل امیرآباد، دارای ۸ سد، هر کدام بطول ۵۰ متر، عمود بر ساحل ساخته شده است و همچنین در جیرباغ در فاصله ۱۰۰ متری از ساحل، سدهای ساحلی منقطع بطول حدوداً ۵۰۰ متر در امتداد ساحل کشیده شده اند. این سازه ها از نظر اصول طراحی با توجه به جهت جریانهای دریایی و توده های هوایی که وارد منطقه تحت بررسی می شود، دارای ضعفهای اساسی دارد. نوسانات فصلی سطح آبی دریای خزر حدوداً ۴۰ تا ۵۰ سانتی متر است. جریانهای سطحی یعنی رودها و آبهای زیرزمینی و همچنین نزولات آسمانی روی دریا، نقش قابل توجهی در تعادل آبی دریا دارند، بارانهای فصلی (بهاره و پاییزه) در حوضه آبخیز جنوبی دریا باعث وقوع سیلاب در رودها می شود و تخلیه رودها به دریا باعث افزایش رسوب و ارتفاع سطح آبهای ساحلی می گردد. سیلاب رودهای پرآب شمالی به ویژه رود ولگا موجب بالا آوردن سطح آب در همه نقاط دریا می شود که زمان آن فصل تابستان است (محامد: ۱۳۷۴: ۱۱۸، ۱۸۵، ۱۸۴). زیرا بخشی از حوضه رودخانه ولگا در مدار قطبی واقع شده است. در سواحل شرق گیلان ورود جریانهای دریایی و هوا از سمت غرب به شرق می باشد که موجب می شود، رسوبات دریا در ساحل مذکور از سمت غرب به شرق، بوسیله امواج و جریانهای دریا حرکت کند. این رسوبات وقتی به مانعی (سدهای ساحلی) برخورد می کنند، در طرفی که مقابل امواج و جریانهای دریایی است، تجمع پیدا می کنند و در طرف دیگر، امواج ساحل را مورد حمله خود قرار می دهد. در نتیجه در دو طرف سدهای ساحلی بصورت ناهماهنگ ظاهر می شود. این را می توان در سواحل جیرباغ و کلاچای به مقدار کمتر مشاهده کرد. در ذیل به تشریح مناطق مختلف شرق گیلان که دارای دیوارهای ساحلی است می پردازیم.



تخریب ساحل بوسیله جریانات دریا □ منبع: نگارنده

## ۱- دیوارهای ساحلی شهر چابکسر

سدها و موج شکن های ساحلی در شهر چابکسر بصورت مارپیچ در امتداد ساحل کشیده شده است و با توجه به وضعیت دریای خزر و ورود جریانات از غرب به شرق باعث تجمع رسوبات در غرب و پیشروی دریا در سمت شرق شهر شده است.



احداث موج شکن ها و دیوارهای ساحلی در شهر چابکسر

## ۲- دیوارهای ساحلی در شهر کلاچای

دیوار های ساحلی در شهر کلاچای بصورت خطی در امتداد ساحل کشیده شده است و بدلیل وضعیت مطلوب ساخت دیوارهای ساحلی ، جریانات دریای خزر از کنار ساحل عبور کرده و سدهای ساحلی تاثیر کمی در پیشروی و پسروی دریا داشته اند و باعث رسوبگذاری هماهنگ در مرکز و شرق سد ساحلی صورت گیرد .



دیوارهای ساحلی در شهر کلاچای

### ۳- دیوارهای ساحلی در چمخاله ، امیرآباد و موج شکن بندر کیشهر

همانطور که در صفحات گذشته متذکر شدیم جریان هوا و جریان دریای خزر از غرب به شرق است و رسوبات حمل شده از غرب به شرق حرکت می کنند . وقتی رسوبات به دیوارهای عمود بر سواحل چمخاله و امیرآباد برخورد می کنند ، در طرف مقابل جریانات دریا ته نشین می شوند و در طرف دیگر دیوار حفاظتی ، امواج به شدت ساحل را تخریب می کنند . پیشروی آب دریا به طول چند کیلومتر در سمت شرق سدهای ساحلی روستای امیرآباد و موج شکن اسکله چمخاله لنگرود مشاهده کرد.

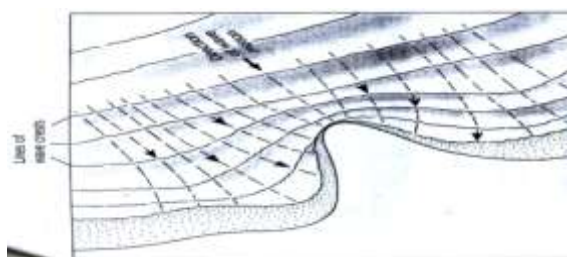


روند تجمع رسوب در موج شکن بندر چمخاله لنگرود



دیوارهای ساحلی در روستای امیر آباد منبع:نگارنده

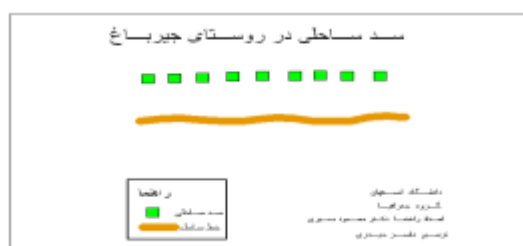
دیوارهای حفاظتی ذکر شده در مکانهایی که جریان آب عمود بر ساحل است ، مورد استفاده قرار می گیرد در صورتی که جریان آب دریای خزر و توده های هوا در منطقه مورد مطالعه از غرب به شرق است.



شکل (۱۲) وضعیت ساحل در جریان عمود بر ساحل منبع: مونت گومری ، ۲۰۰۶ ص ۱۵۹

## ۲- دیوارهای ساحلی در روستای جیرباغ

دیوارهای حفاظتی در روستای مذکور بصورت ستونی به فاصله ۱۰۰ متری از ساحل در داخل دریا به طول ۵۰۰ متر بنا شده اند. این دیوارها نتوانسته اند بخوبی از پیشروی آب دریا جلوگیری کنند، زیرا سدهای یاد شده باید از نوع طولی منقطع ساخته شود تا بهتر بتواند جریان رسوب را در ساحل ته نشین کند و همچنین جلوی امواج بزرگ دریا را بگیرد تا نتواند ساحل را تخریب کند.



جدول مشخصات سدها و موج شکنهای سواحل شرق گیلان

| اهداف تاسیس                                | نقاط قوت                                                               | نقاط ضعف                                                    | جهت سازه<br>نسبت به خط<br>ساحل | نوع سازه | سواحل     |   |
|--------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|--------------------------------|----------|-----------|---|
| جلوگیری از پیشروی آب در<br>شهر چابکسر      | -                                                                      | عمود بر جریانات دریا وهوا و<br>تجمع رسوب در طرف شرق         | افقی ( به<br>صورت مارپیچ)      | سنگ چین  | چابکسر    | ۱ |
| جلوگیری از پیشروی آب در<br>شهر کلاچای      | عبور جریانات<br>دریا وهوا ، همراه با<br>رسوبات                         | -                                                           | افقی                           | سنگ چین  | کلاچای    | ۲ |
| جهت احداث بندر                             | -                                                                      | عمود بر جریانات دریا وهوا و<br>تجمع رسوب در طرف شرق         | عمودی                          | سنگ چین  | چمخاله    | ۳ |
| جلوگیری از پیشروی آب در<br>روستای امیرآباد | -                                                                      | عمود بر جریانات دریا وهوا<br>تجمع رسوب در طرف شرق           | عمودی                          | سنگ چین  | امیر آباد | ۴ |
| جلوگیری از پیشروی آب در<br>روستای جیرباغ   | عبور جریانات<br>دریا و هوا و پخش<br>رسوبات بطور نسبتا<br>مساوی در ساحل | احداث سدهای ستونی منقطع<br>بجای سدهای طولی منقطع در<br>ساحل | افقی                           | بتنی     | جیرباغ    | ۵ |

## نتیجه گیری

منطقه ساحلی محل تلاقی است ، جایی که زمین با دریا برخورد می کند. این منطقه همچنین محیط اطراف خط ساحلی و آبهای مجاور را نیز در بر می گیرد. اجزاء آن می تواند شامل دلتاهای رودخانه ، جلگه های ساحلی ، زمینهای مرطوب ، سواحل و تپه های دریایی ، مردابها و دیگر خصوصیات ساحلی باشد. برای احداث دیوارهای ساحلی در کنار شهرهای شرق گیلان باید باتوجه به جریانهای دریای خزر ، مسیر توده های هوایی که وارد منطقه می شود و جهت جریان موج که با ساحل برخورد می کند ، احداث شود . منطقه مورد مطالعه دارای رودهای زیادی است که مهمترین آنها سفیدرود ، پلرود و شلمان رود می باشد و سالانه حجم زیادی از رسوبات را با خود حمل می کنند و سپس وارد دریای خزر می شود . باتوجه به این که جهت جریان دریای خزر از غرب به شرق می باشد در نتیجه رسوبات به طرف شرق حرکت می کنند و اگر موانعی در سر راه رسوبات باشد در طرف غرب مانع انباشته می شوند و در طرف شرق مانع بعثت دورانی که جریان دریا در آن قسمت بوجود می آید باعث تخریب ساحل می شود. پس برای احداث سدهای ساحلی و موج شکن باید به جریان رسوب دریا توجه شود و

۱ - دیوار های ساحلی باید بطور مستقیم در امتداد ساحل ساخته شود تا جریانهای دریا که حامل رسوبات رودخانه ها است بدون برخورد با مانعی از کنار ساحل عبور کند.

۲ - اگر گسترش شهر در کنار ساحل طوری باشد که دیوارهای ساحلی دارای انحنا باشد ، باید بعد از انحنا دیواره ، سد ساحلی را امتداد دهیم تا جریانهای دریا نتواند ساحل را تخریب کند.



طریقه احداث صحیح سدهای ساحلی شرق گیلان

در مناطقی از سواحل که برای جلوگیری از تخریب ساحل از سدهای ستونی استفاده کرده اند ، باید سدهای ساحلی در امتداد ساحل یا بطور منقطع دور از ساحل احداث شود تا امواج نتوانند ساحل را تخریب کنند. در سواحل شرق گیلان با توجه به مسیر حرکت جریانهای مختلفی که وارد این بخش از سواحل دریای خزر می شود ، دیوارهای منقطع افقی یا کمی مایل بطرف غرب ، در فاصله ۱۰۰ متری از دریا ، بهترین گزینه جهت جلوگیری از پیشروی دریا پیشنهاد

می شود. زیرا می تواند جریانهای موجود در منطقه را خنثی کند.

۳) پاکسازی منازل مسکونی ، ساختمانها و درختانی که بر اثر پیشروی آب دریا در داخل آب دریا قرار دارند . زیرا باتوجه به جریانات دریا ، بطور محدود باعث تخریب شرق ساختمانها و تجمع رسوب در سمت غرب آن می شود.

۴) جلوگیری از احداث دیوارهای حفاظتی بدون مطالعه شرایط محلی دریا در جلوی منازل از سوی مردم ، زیرا باتوجه به جریانات محلی باعث تخریب ساحل می شود.

## منابع

- ۱- مفخم پایان ، لطف اله (۱۳۷۵)، دریای خزر ، انتشارات هدایت رشت
- ۲- بریمانی ، احمد (۱۳۵۶) ، دریای مازندران ، انتشارات نیکنام
- ۳- محمودی ، فرج اله (۱۳۷۴) سیمای طبیعی و زمین شناسی گیلان ، انتشارات گروه پژوهشگران
- ۴- غازی ، ایران (۱۳۶۹) نوسانات دریای خزر و وضعیت رودخانه ولگا و دلتای آن در تصاویر ماهواره ای ، پژوهشهای جغرافیایی شماره ۲۶ ، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۵- سازمان نقشه برداری کشور ( ۱۳۸۵) نقشه ۵۰۰۰۰ : ۱ توپوگرافی استان گیلان ،
- ۶- محامد ، احمد (۱۳۷۴) ، منابع و مصارف آب در گیلان ، انتشارات گروه پژوهشگران
- ۷- مرکز مطالعات دریای خزر (۱۳۷۴) وزارت نیرو
- ۸- قدرتی ، علیرضا (۱۳۸۵) بررسی ویژگی های سواحل استان گیلان پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیز داری .
- 9- Mamedov , A , V, (1997) , The late pleistocenc – Holocene history of the Caspian sea ,
- 10- Rychagov , GI ,(1997) , Holocene oscillation of the Caspian sea , and fore casts based on palaeogeo graphical reconstructions , Quaternery International
- 13- Kazanci , N, and et al , (2003) , sendimentary and environmental characteristics of the Gilan – Mazenderan plain , northern of Iran : infiuence of long – and shor – term caspian water level fluctuations on geomorphology. Journal of marine system
- 11- Montgomery , Carla W , (2006), Environmental geology Seventh Edition , mcgraw
- 12- Montgomery , Carla W , (2002) , Environmental sixt Edition geology , Norhern Illinois University

## تأثیر گنبد نمکی صاحب آباد بر رودخانه و آبهای زیر زمینی منطقه کشار

The effect of Sahib Abad salt dome on the river and underground waters of Keshar region

ناصر حیدری،<sup>۱</sup> اسداله حجازی،<sup>۲</sup> امیثم اسکندری

۱- دانشجوی دکترا ژئومورفولوژی دانشگاه تبریز [naserheidari48@yahoo.com](mailto:naserheidari48@yahoo.com)

۲- استاد ژئومورفولوژی دانشگاه تبریز [s\\_hejazi@tabrizu.ac.ir](mailto:s_hejazi@tabrizu.ac.ir)

۳- دانشجوی دکترا ژئومورفولوژی دانشگاه تبریز [skandarimeysam@gmail.com](mailto:skandarimeysam@gmail.com)

### چکیده

یکی از مهمترین محدودیتهای منابع آبهای سطحی در ایران، مشکل شوری آب بر اثر عوامل مختلف طبیعی از جمله عواملی که باعث پایین آمدن کیفیت آبهای سطحی و همچنین شور شدن زمین های پایین دست آن می شود. گنبد نمکی صاحب آباد در شمال غربی بندر عباس قرار دارد. رودخانه فصلی صاحب آباد در غرب گنبد نمکی و رودخانه فصلی تنگخواه در شرق آن با عبور از کنار گنبد نمکی وارد دشت منطقه کشار می شود و سپس به رودخانه کل می ریزد. این گنبد نمکی سالانه صدها تن املاح که بیشتر آن کلروسدیم است وارد رودخانه صاحب آباد و تنگ خواه می کند که در واقع باعث غیر قابل مصرف شدن آب آن از لحاظ شرب و کشاورزی شده و همچنین باعث شوری خاک دشت می شود. در این پژوهش به بررسی علت شوری رودخانه های فصلی صاحب آباد و تنگ خواه، روشهای جلوگیری از شور شدن منابع آبهای سطحی، چگونگی جلوگیری از شور شدن خاک و آبهای زیرزمینی دشت پرداخته شده است. نتایج بیانگر آن است که با جلوگیری از ورود سیلابهای شور که از گنبد نمکی به طرف رودخانه های با آب شیرین اطراف می آید و همچنین با ایجاد سد و بندها بر روی رودخانه در بالادست که آب شیرین دارد، می توان تا حدود زیادی از شدت شوری آبهای روان و زیرزمینی کاست. لذا در فصلهایی که کشاورزی در منطقه مذکور رونق دارد، می توان از آب آن، برای زراعت و در طول سال برای شرب استفاده کرد.

کلید واژه: گنبد نمکی، رود تنگخواه، رود صاحب آباد، آبهای زیرزمینی، شوری.

## ۱. مقدمه

به فرایندی که طی آن مواد آذرین و نمک از میان تاقدیس یا شکاف بالا بیاید دیاپیرسم گویند منشاء دیاپیر ممکن است متفاوت باشد برخی از آنها دارای منشاء آذرین و برخی دیگر گچی و یا حتی سلولهای یخی می باشد ولی معمولترین نوع دیاپیرها که پراکندگی آن از سایرین بیشتر است دیاپیرهای نمکی است که به گنبدهای نمکی معروف است. در مورد نحوه تشکیل نمک اولیه که گنبدهای نمکی از آنها ناشی شده، می توان حوضه های کم عمق تبخیری، مدل حوضه های عمیق و ولکانوژیک نام برد. گنبدهای نمکی نتیجه تزریق پلاستیکی نمک در سنگهای رسوبی اطراف استعلت حرکت نمک و تشکیل گنبدهای نمکی به طور دقیق معلوم نیست. عده ای از زمین شناسان عقیده دارند که نیروهای تکتونیکی، عامل اصلی حرکت گنبدهای نمکی است. چنانکه در رومانی، فشارهای افقی عامل حرکت نمک و تشکیل گنبدهای نمکی هستند، عدهای عقیده دارند از اختلاف چگالی بین نمک و رسوبات اطراف ناشی می شود. مانند گنبدهای نمکی آمریکا. گنبدهای نمکی ایران حدواسط بین این دو دسته هستند که ناشی از اثر مشترک دو عامل اختلاف وزن مخصوص و نیروهای تکتونیکی باشد که در هر منطقه یکی از این دو عامل اهمیت بیشتری دارد. ساختمان گنبدهای نمکی از دو قسمت تشکیل شده است:

الف) هسته مرکزی که از نمک تشکیل شده است.

ب) بخشی که اطراف هسته مرکزی را پوشانده و از سنگهای رسوبی محلی تشکیل شده

گنبدهای نمکی در بیشتر نقاط ایران از جمله حاشیه و داخل دشت کویر، جنوب قزوین، اطراف قم، شمالغربی زنجان، اطراف آوج، جنوب سمنان و گرمسار، جنوب میانه، شمالغربی لوت، دامغان، مشرق تبریز، نیشابور، حاشیه خلیج و همچنین داخل خلیج فارس دیده می شود. مهمترین تجمع اصلی این عارضه در دو ناحیه زاگرس جنوب شرقی و شمال دشت کویر است. پراکندگی گنبدهای نمکی در جنوب ایران یکنواخت نیست و در دو گستره گرد آمده اند. یکی بندرعباس تا سروستان که ۱۰۱ گنبد را شامل می شود و دیگری گستره جنوب کازرون است که تنها ۱۴ گنبد دارد. در مورد سن سازند هرمز اختلاف نظر بین زمین شناسان وجود دارد. با توجه به کشف تریلوبیت های کامبرین میانی در داخل شیل های سازند هرمز به وسیله لیز، ۱۹۲۹، بسیاری از زمین شناسان، سن نمک های هرمز را کامبرین زیرین و اینفرا کامبرین می دانند.

یکی از مهمترین عوامل طبیعی که در بسیاری از نقاط کشور باعث شوری آبهای سطحی و زیرزمینی می شوند گنبدهای نمکی هستند. در ایران، بیشتر گنبدهای نمکی در دو منطقه بوجود آمده اند که یک بخش از آن در دامنه جنوبی رشته کوه زاگرس و دیگری در جنوب سمنان می باشد. رسوبات تبخیری جنوب و جنوب شرق ایران در موقعیت

تکتونیک ایران و پاکستان قرار گرفته ، این حوضه کلیه گنبدهای نمکی ایران ، عربستان ، عمان و ریفت‌های حوضه پاکستان را در بر می گیرد. کلیه رسوبات تبخیری این حوضه در نواحی جنوب ایران ، جنوب خلیج فارس ، شمال خاوری شبه جزیره عربستان ، عمان و خاور ایران مرکزی با رخنمون بیش از ۲۰۰ گنبد نمکی مشخص می شود. در نتیجه یکی از مشکلات مهم آبهای سطحی ایران بالا رفتن املاح آن می باشد ، زیرا رودهایی مذکور از کنار سازندهای تبخیری عبور می کنند که باعث غیر مصرف شدن آنها می شود با وجود تمامی محدودیتها و کاستیهای ذکر شده می توان با اقدامات و مطالعات همه جانبه به رفع مشکلات آبهای سطحی پرداخت تا از هدر رفتن این منبع الهی جلوگیری بعمل آید. مشخص کردن علت شوری رودخانه های فصلی صاحب آباد و تنگ خواه ، روشهای جلوگیری از شور شدن منابع آبهای سطحی ، چگونگی جلوگیری از شور شدن خاک دشت ، آبهای زیرزمینی مقابل گنبد نمکی ، از جمله اهداف مقاله مذکور می باشد.

## ۲. طرح مسئله

گنبدهای نمکی حاصل بالا آمدن توده های نمک از میان نهشته های رسوبی هستند. نمکها هنگام بالا آمدن طبقات رسوبی روی خود را نیز بالا می آورند یا آن را کنار می زنند و بدین ترتیب بصورت یک عارضه نقش موثری در شکل ناهمواری پیدا می کند. همچنین به لحاظ هیدرولوژی ، مشکل ساز هستند و موجب شور شدن چشمه ها و رودخانه ها به ویژه در مناطق خشک می گردند. گنبدهای نمکی جنوب غرب زاگرس ، یکی از مهمترین مناطق ، این پدیده در ایران و جهان است . این گنبدها در زون چین خورده و گسیخته زاگرس و در حوضه خلیج فارس تشکیل شده اند که سرچشمه آنها حوضه نمکی سازند هرمز است. این گنبد ها تاثیر بارزی بر کیفیت آبهای سطحی و زیرزمینی مناطق جنوبی ایران برجای گذاشته اند. از جمله آنها رودخانه صاحب آباد و تنگ خواه است که تعدادی از سرشاخه های آنها از گنبدهای نمکی صاحب آباد سرچشمه می گیرند موجب شوری آب رودخانه های مذکور شده و در نتیجه پس از ورود به دشت منطقه کشار موجب شوری آبهای سطحی و زیرزمینی می شوند با آنکه رودهای مذکور ابتدا آب آنها شیرین بوده و می توان آنها را در امر کشاورزی و شرب مورد استفاده قرار داد. مشخص کردن علت شوری رودخانه های فصلی صاحب آباد و تنگ خواه مشخص کردن روشهایی جهت جلوگیری از شور شدن منابع آبهای سطحی ( رودخانه صاحب آباد و تنگ خواه)، چگونگی جلوگیری از شور شدن خاک دشت مقابل گنبد نمکی، استفاده بهینه از رودخانه صاحب آباد و تنگ خواه و سیلابهای شیرین حوضه رودهای مذکور برای مصارف خانگی و کشاورزی منطقه دارای اهمیت فراوانی است که در این پژوهش به آن پرداخته شده است.

### ۳. داده ها و روش شناسی

روش تحقیق توصیفی- تحلیلی و میدانی از نوع تحقیقات کاربردی است که به بررسی گنبدنمکی و شناسایی جنس تشکیل دهنده آن و رودخانه‌هایی که از گنبدنمکی سرچشمه می‌گیرند و تعداد شاخه‌های شیرینی که در اطراف گنبدنمکی جریان دارند می‌پردازد. ابزار گردآوری داده‌ها در این پژوهش شامل اسناد مکتوب، داده‌های آزمایشگاهی (مقدار املاح موجود در آب منطقه)، اسناد تصویری و مطالعات میدانی می‌باشد. همچنین از نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره ای با نرم افزار GIS10.3 در تحقیق استفاده شده است. در شکل ۱ فلوچارت روش تحقیق بیان شده است.



شکل ۱: فلوچارت روش تحقیق

### ۴. زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مذکور در جنوب غربی ایران و در سمت شرق توسط گسل میناب محدود شده است. ساخت زمین شناسی آن ساده و ملایم است. رسوبات چین خورده این منطقه به طور متناوب از آهک یا دولومیت همراه با مارن و مارنهای آهکی است. و در بخش جنوبی زاگرس چین خورده، گنبد‌های نمکی فراوان دیده می‌شود و بسیاری از جزایر خلیج فارس نتیجه دیابایرسم می‌باشد. سازند هرمز تشکیلات تبخیری و به ویژه نمکی نسبتاً ضخیمی است که قدیم ترین سنگهای تبخیری ایران به شمار می‌رود و به صورت گنبد‌های نمکی در هسته تاق‌دیس، ناودیس، پهلوی چین، و گاه در امتداد شکستگی‌ها در این منطقه و جزایر خلیج فارس بالا آمده است. در این نمک‌ها، سنگهای آتشفشانی متنوع شامل ریولیت، ماسه سنگ، شیل، آهک و غیره دیده می‌شود. ستون چینه شناسی سازند هرمز از پایین به بالا عبارتند از:

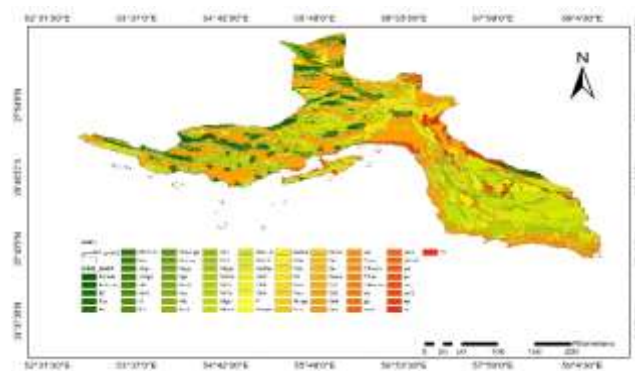
(الف) لایه های نمکی با میان لایه های ظریف از توف، مارن آهک، اکسید آهن و سولفیدها

(ب) تناوب مارن، انیدریت، توف، ایگینمبرت، سنگ آهن با بعضی لایه های سنگ آهک جلبکی

(ج) سنگ آهک جلبکی بدبو

(د) تناوب ماسه سنگ، توف مارن یا میان لایه هایی از سنگ جلبکی سیاه رنگ

گنبد های نمکی صاحب آباد از گنبد های جنوب شرقی رشته کوه زاگرس ، که منشاء این گنبد از حوضه تبخیری هرمز در پره کامبرین و اوایل پالئوزوئیک می باشد . بالا آمدن گنبد نمکی در این منطقه بعد از پیدایش چین خوردگیها انجام گرفته و به همین جهت در محل بالا آمدن گنبد نمکی باعث تغییر شکل ساختمان اولیه چین ها شده اند . جنوب گنبد نمکی صاحب آباد از رسوبات دوره نئوژن پر شده است . نزدیکترین سنگها نسبت به گنبد نمکی مذکور یکی در شمال شرقی در فاصله ۵۰ کیلومتر در اطراف کوه سیاه قرار دارد و دیگری گسل جزیره قشم که آن هم به فاصله ۵۰ کیلومتری از گنبد نمکی قرار دارد . سنگهایی که در نقاط مختلف گنبد نمکی بدست آمده عبارتند از : نمک آهن دار، آهک، رس، ژئپس، گچ، ریولیت، تراکیت، دولومیت و ماسه سنگ می باشد.

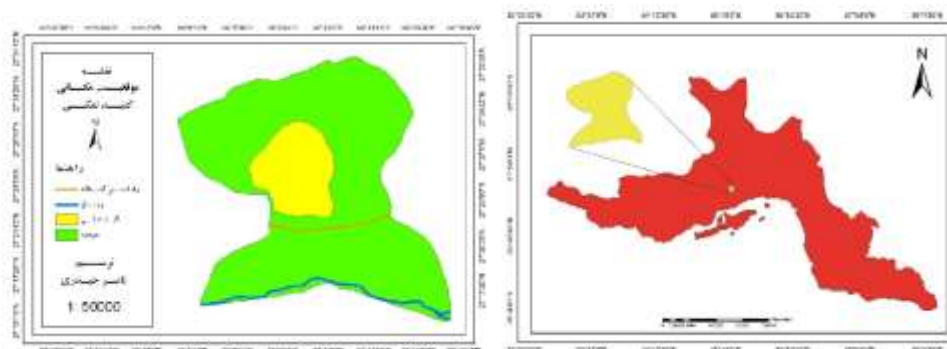


شکل ۲: نقشه زمین شناسی استان هرمزگان

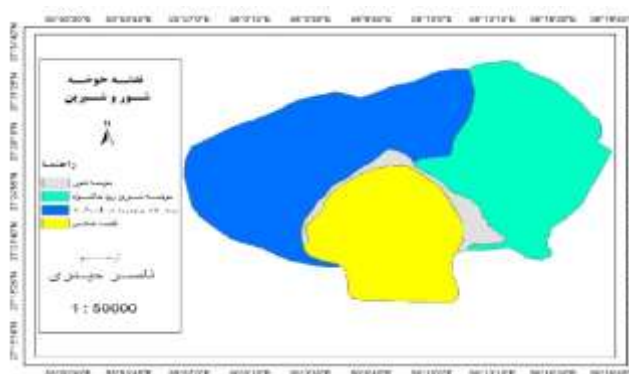
## ۵. موقعیت ریاضی و فیزیوگرافی گنبد نمکی صاحب آباد

گنبد نمکی صاحب آباد در ۶۵ کیلومتری شمال غربی شهرستان بندر عباس قرار گرفته است . که موقعیت منطقه مورد مطالعه آن در محدوده ۲۷/۱۵/۲۹/۱۶ تا ۲۷/۱۷/۵۶/۷۸ درجه عرض شمالی و ۵۵/۵۰/۰۶/۸۱ تا ۵۵/۵۲/۴۳/۱۶ درجه طول شرقی کشیده شده است که ارتفاع بلندترین نقطه آن ۱۰۵۰ متر می باشد . این گنبد نمکی از طرف جنوب به دشتی که حاصل رسوب گذاری جریانهای سیلابی کوههای منطقه و رودخانه کل می باشد . گنبد نمکی از جمله عوارضی هستند که در جنوبی زاگرس بطور فراوان دیده می شوند . گنبد های نمکی در زاگرس و اطراف آن از عناصر جالب مورفولوژی این ناحیه هستند ، گنبد نمکی صاحب آباد از نظر شکل ، بصورت گنبد است که با شیب تند به دره های مجاور ختم می شود ، حتی بعضی از نقاط شیب آن به ۹۰ درجه می رسد ، طول و عرض گنبد نمکی مذکور تقریباً برابر است ، بطوریکه بصورت تصویر جمع و جور در منطقه ظاهر شده است . با استفاده از نرم افزار GIS طول شمال به جنوب گنبد نمکی ۴/۵ کیلومتر و غرب و شرق آن ۴ کیلومتر است که مساحت گنبد نمکی ۱۵ کیلومتر مربع و

محیط آن ۱۴/۵ کیلومتر می باشد .



شکل ۳: موقعیت مکانی گنبد نمکی



شکل ۴: نقشه حوضه شور و شیرین

## ۶. یافته های تحقیق و شواهد آزمایشگاهی

### ۱-۶ علت شوری دشت کشار بوسیله رودخانه های صاحب آباد و تنگ خواه

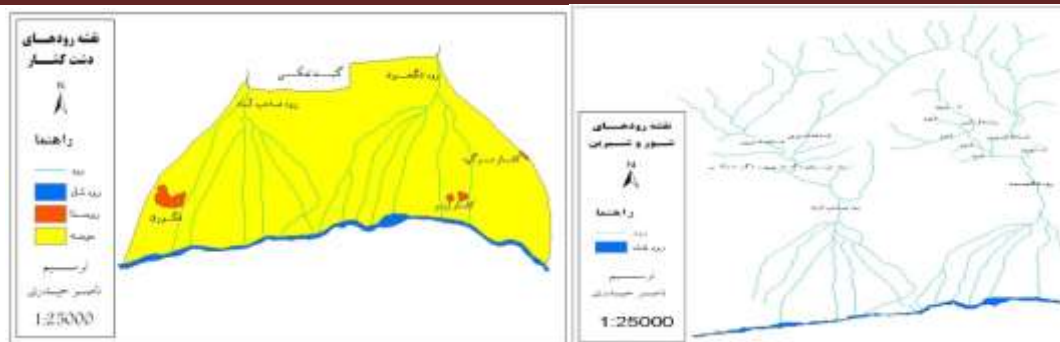
رودخانه صاحب آباد که در قسمت غربی گنبد نمکی جریان دارد از ارتفاعات گیشو که در اطراف گنبد نمکی وجود دارد سرچشمه می گیرد . ارتفاع کوه های مذکور بین ۱۳۰۰ تا ۱۵۰۰ متر متغیر است و سپس بعد از عبور از دشت کشار به رودخانه کل می ریزد طول رودخانه صاحب آباد ۱۵ کیلومتر می باشد حوضه شیرین این رودخانه ۲۳ کیلومتر مربع و حوضه شور آن ۱ کیلومتر مربع می باشد . رودخانه صاحب آباد در بالا دست رودخانه که شامل دو شاخه بزرگ که یکی به طول ۷ کیلومتر و دیگری به طول ۵/۵ کیلومتر می باشد که دارای سیلاب های شیرین است که از کوه های اطراف سرچشمه می گیرد و این دو شاخه در کنار گنبد نمکی به همدیگر متصل شده و تشکیل رودخانه صاحب آباد را می دهد و از این نقطه بطول ۳ کیلومتر از کنار گنبد نمکی می گذرد و سیلاب های شوری که از گنبد نمکی سرازیر می شود وارد این رودخانه شده و باعث شوری آن می شود و بعد از عبور از گنبد نمکی به شاخه تقسیم شده و پس وارد

رودخانه کل می شود. رودخانه تنگ خواه که در قسمت شرقی و با فاصله ۱ کیلومتری گنبد نمکی جریان دارد. این رود از کوههای کشار و ارتفاعات گنبد نمکی صاحب آباد سرچشمه می گیرد و پس از عبور از دره تنگ خواه وارد دشت کشار شده و سپس به رودخانه کل می ریزد. طول رودخانه تنگ خواه ۱۲ کیلومتر است. این رودخانه دارای ۱۰ شاخه بزرگ و کوچک است که آب منطقه را وارد رودخانه تنگ خواه می کند. از شاخه های مذکور ۳ شاخه از گنبدنمکی سرچشمه گرفته و آب آنها وارد رودخانه تنگ خواه می کند. خصوصاً یکی از شاخه هایی که از طرف شرق وارد رودخانه اصلی می شود، شیرین است و آب فراوانی را از کوههای کشار جمع کرده و سپس وارد رودخانه اصلی می شود. و این رودخانه در مسیر خود بعلت آبگرمی که در بالادست دریافت می کند به طول ۳ کیلومتر دائمی می باشد و رودخانه مذکور پس از عبور از کوهستان به ۶ شاخه تقسیم شده و سپس به رودخانه کل می ریزد. این رودخانه دارای حوضه شور و شیرین می باشد و حوضه شیرین آن ۱۸ کیلومتر مربع و حوضه شور آن ۱/۵ کیلومتر مربع می باشد.

جدول ۱: مقدار املاح موجود در آب منطقه گنبد نمکی

| ردیف | محل برداشت                      | موقعیت ریاضی                   | درصد املاح (ds/m) Ec |
|------|---------------------------------|--------------------------------|----------------------|
| ۱    | شاخه شماره ۱ (شرق گنبد نمکی)    | ۵۵،۵۳،۰۷،۸۹۴E<br>۲۷،۱۶،۵۹،۵۸۳N | ۸۰/۵                 |
| ۲    | رودخانه تنگ خواه                | ۵۵،۵۴،۱۰،۳۳۶E<br>۲۷،۱۵،۵۱،۴۸۴N | ۵۸/۴                 |
| ۳    | آب گرم در مسیر رودخانه تنگ خواه | ۵۵،۵۳،۱۰،۲۲۲E<br>۲۷،۱۸،۴۰،۸۵۸N | ۷۸/۳                 |
| ۴    | رودخانه صاحب آباد               | ۵۵،۵۰،۴۳،۲۰۸E<br>۲۷،۱۵،۲۵،۴۸۶N | ۲۱/۶                 |
| ۵    | روستای انگوران آب زیرزمینی      | ۵۵،۴۹،۲۵،۲۱۵E<br>۲۷،۱۳،۵۶،۷۸۱N | ۱۳/۳۵                |
| ۶    | روستای کشار پایین آب زیرزمینی   | ۵۵،۵۴،۱۶،۵۳۷E<br>۲۷،۱۳،۵۶،۳۹۳N | ۱۰/۹۳                |
| ۷    | روستای کشار سرگپ آب زیرزمینی    | ۵۵،۵۵،۳۶،۸۵۸E<br>۲۷،۱۴،۴۰،۰۲۷N | ۱۴/۶                 |

منبع: نگارنده



شکل ۵: نقشه رودهای دشت کشار

دشت منطقه کشار که در پایین دست گنبدنمکی قرار دارد از طرف شمال به کوههای کشار و صاحب آباد و گیشو ختم می شود و از طرف جنوب به رودخانه کل و ارتفاعات که در امتداد خط ساحلی خلیج فارس کشیده شده است ، می رسد و از طرف شرق به رودخانه کل و از طرف غرب به دهستان کهورستان محدود می شود . قسمتی که گنبدنمکی صاحب آباد دشت مورد نظر را تحت تاثیر قرار می دهد شامل دشتی است که از طرف شمال به گنبدنمکی صاحب آباد و از طرف جنوب به رودخانه کل و از طرف شرق به روستای سرگپ و از غرب به روستای انگوران می رسد که طول آن ۱۱ کیلومتر و عرض آن ۴ کیلومتر و مساحت آن ۳۸ کیلومتر مربع می باشد . این حوضه دارای ۳ روستا با جمعیتی بالغ بر ۱۲۰۰ نفر دارا می باشد که آب زیرزمینی و کشاورزی آنها طی سالیان متمادی از طریق رودخانه صاحب آباد و تنگ خواه که از طرف گنبدهای نمکی به سمت دشت جریان دارند ، شور است . خصوصا در سالهایی که نزولات جوی کم می باشد ، شدت شوری بیشتر می شود . رودخانه تنگ خواه و صاحب آباد پس از عبور از کوهستان به ۶ و ۷ شاخه تقسیم می شود که باعث می شود سطح وسیعی را در برگیرد و سپس وارد رودخانه کل می شود که این امر موجب شوری آب و خاک منطقه می شود . بخاطر شوری آب پوشش گیاهی منطقه از نوع گیاهان شورپسند است .

#### گیاهان کوهپایه گنبد نمکی

| ردیف | نام فارسی         | نام محلی | فرم رویش  | خانواده        | نام علمی                    |
|------|-------------------|----------|-----------|----------------|-----------------------------|
| ۱    | پرخ               | پرخ      |           |                | <i>Euphorbia loricata</i>   |
| ۲    | تج جگر            | تج       | درختچه ای | mimosaceae     | <i>Aracia ehrenbergiana</i> |
| ۳    | خار مغیلان        | مغیر     |           |                | <i>Acacia oerfota</i>       |
| ۴    | دهیر              | دهیر     |           |                | <i>Lycirm shawii</i>        |
| ۵    | اسفندروسی<br>بنفش | آروکوهی  | علفی      | zyqophyllaceae | <i>Alhaqi persaram</i>      |

|                            |                 |           |        |             |   |
|----------------------------|-----------------|-----------|--------|-------------|---|
| Ochradenas auchari         | Reseda ceae     | درختچه ای | شحم    | شمع بوته ای | ۶ |
| Reseda uveheri             | Reseda ceae     | علفی      | گرروز  | ورث بیابانی | ۷ |
| Echinops lonyipenicillatwy |                 |           | ترتسیک |             | ۸ |
| Salsola baryosma           | Cheno podioceae | بوته ای   | شور    | شور         | ۹ |

## ۷. نتایج

در کوه صاحب آباد سیلابهایی که پس از بارندگیهای فصلی روی گنبدنمکی جریان پیدا می کند از طرف شرق به رودخانه تنگ خواه می پیوندند و از طرف غرب و شی خانه صاحب آباد که از کنار گنبدنمکی می گذرد وارد می شود و آبراهه هایی که از طرف جنوب سرازیر می شود پس از چند کیلومتر به دو رودخانه مذکور می ریزند در کوه صاحب آباد هرچه از طرف جنوب به طرف شمال حرکت کنیم ارتفاع آن بیشتر می شود . با توجه به مطالب گفته شده مشخص می گردد که عامل اصلی شوری منابع آب زیرزمینی و خاک منطقه از گنبدنمکی می باشد. زیرا رودخانه صاحب آباد در سرشاخه آن از دو شاخه بزرگ شیرین تشکیل شده است و در پایین دست بطول ۳ کیلومتر از کنار گنبدنمکی عبور می کند و سیلابهای شور گنبدنمکی وارد رودخانه شد و پس از عبور از گنبدنمکی به ۶ شاخه تقسیم شده که باعث شوری آب و خاک دشت می شود و سپس وارد رودخانه کل می شود . رودخانه تنگ خواه از ۱۰ شاخه کوچک و بزرگ تشکیل شده است که فقط ۳ شاخه آن از گنبدنمکی آب را دریافت می کند و یک شاخه هه چشمه ای است که بصورت آبگرم ظاهر می شود و بقیه شاخه ها از سیلابهای شیرین تغذیه می کنند و این رودخانه هم پس از اینکه وارد دشت شده به ۷ شاخه تقسیم شده و سپس به رودخانه کل می ریزد و باعث شوری آبهای زیرزمینی و خاک منطقه می گردد .

## ۷-۱- پیشنهادات

الف) ایجاد پوشش گیاهی در منطقه مورد نظر

ب) رودخانه صاحب آباد :

۱- ایجاد سد در هر کدام از شاخه های شیرین

۲- در فاصله های که رودخانه از کنار گنبدنمکی عبور می کند باید با ایجاد نهر سیمانی یا لوله در طرفی که گنبدنمکی وجود ندارد ، آب بالادست را به پایین دست هدایت کرد .

۳- رودخانه صاحب اباد در ابتدای ورود به دشت به شش شاخه تقسیم می شود باید با یک مسیر به رودخانه کل هدایت کرد .

(ج) رودخانه تنگ خواه :

۱- ایجاد سد در جلوی هرکدام از شاخه های شیرین و هدایت آن بوسیله لوله یا نهر سیمانی به طرف دشت کشار

۲- ایجاد سد هر کدام از شاخه های شور و هدایت آن بوسیله لوله یا نهر سیمانی به پایین دست

۳- چون رودخانه تنگ خواه در محل ورود به دشت به ۷ شاخه تقسیم می شود باید به رودخانه کل هدایت کرد

(د) ایجاد تاسیسات تفریحی در کنار چشمه آب گرم و جلوگیری از ورود آن به رودخانه اصلی و هدایت آب آن بوسیله لوله به پایین دست

## منابع

- ۱- احمدی، حسن، ژئومورفولوژی کاربردی جلد ۲ ، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۷۸.
- ۲- ثروتی ، محمد رضا ، ژئومورفولوژی منطقه ای ایران ، انتشارات سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح ، ۱۳۸۷
- ۳- جغرافیای استان هرمزگان ، شرکت چاپ و نشر کتابهای درسی ایران ، ۱۳۸۳
- ۴- خسرو تهرانی ، خسرو ، زمین شناسی ایران ، انتشارات پیام نور ، ۱۳۸۳
- ۵- درویش زاده ، علی ، زمین شناسی ایران ، انتشارات امیر کبیر ، ۱۳۸۲
- ۶- درویش زاده ، علی ، گنبد های نمکی و زمین شناسی حوضه خلیج فارس ، رشد آموزش زمین شناسی ، ۱۳۷۱ شماره ۳۱ زمستان
- ۷- زمردیان ، محمد جعفر ، ژئومورفولوژی ایران جلد ۱ ، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد
- ۸- سبزه ای ، مسیب ، واژه نامه زمین شناسی و علوم و فنون وابسته ، مرکز نشر سمر تهران ، ۱۳۷۵
- ۹- علایی طالقانی ، محمود ، ژئومورفولوژی ایران ، انتشارات قومس ، ۱۳۸۴
- ۱۰- علیجانی ، بهلول ، آب و هوای ایران ، انتشارات پیام نور ، ۱۳۷۵
- ۱۱- مسعودیان ، سید ابوالفضل و کاویانی ، محمدرضا ، اقلیم شناسی ایران ، انتشارات دانشگاه اصفهان ، ۱۳۸۶

۱۲- معیری ، مسعود و احمدی نژاد ، یعقوب ، پدیده دیاپیرسیم و تاثیر آن بر رودخانه شور دهرم در جنوب غربی فارس ، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی اصفهان ویژه جغرافیا و توسعه ، شماره دوم ، بهار و تابستان ، ۱۳۸۳

۱۳- نگارش ، حسین و خسروی ، محمود ، کلیات ژئومورفولوژی ایران ، انتشارات دانشگاه تهران ، ۱۳۸۷

۱۴- نقشه توپوگرافی سراسری ایران ، مقیاس ۱ : ۵۰۰۰۰

۱۵- نقشه توپوگرافی سراسری ایران ، مقیاس ۱ : ۲۵۰۰۰۰

16- Zhorkor , M . A , l , 84 paleozoic salt Beoring formation of the world

17- Monkhouses , A Dictionary of Geography ,1965

## تجزیه و تحلیل عوامل موثر در تغییرات خط ساحلی دلتای سفیدرود

<sup>۱</sup>مریم تورانی، <sup>۲</sup>مجتبی یمانی، <sup>۳</sup>مجتبی هدایی آرانی

<sup>۱</sup> دانش آموخته دکتری ژئومورفولوژی در مدیریت محیطی دانشگاه تهران m\_toorani@ut.ac.ir

<sup>۲</sup> استاد دانشگاه تهران myamani@ut.ac.ir

<sup>۳</sup> دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تبریز Hodaeimojtaba@ut.ac.ir

### چکیده

بسیاری از خطوط ساحلی جهان در معرض تغییر قرار دارد و یکی از دلایل اصلی تحول خط ساحلی تغییر در تراز آب دریاست. تغییرات مکرر در خطوط ساحلی باعث دشواری شناخت و برنامه‌ریزی جهت مدیریت این مناطق گردیده است. برخلاف دریاهای آزاد میزان نوسانات در دریای خزر بسیار سریع و شدید است، به‌طوری در یک بازه زمانی ۶۶ ساله تغییرات چشمگیری داشته است. در این پژوهش نحوه تأثیرگذاری تغییرات سطح اساس دریا بر تغییرات خط ساحلی سفیدرود در جنوب غربی دریای خزر بررسی شده است. در اولین گام جهت شناسایی نوع واکنش سواحل به بالا و پایین رفتن سطح اساس با استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای خطوط ساحلی از سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۸ استخراج شد و جابجایی‌های خط ساحل در هر بخش مورد بررسی قرار گرفت. جهت درک بهتر وضعیت منطقه در این دوره زمانی، آمار دبی آب و رسوب دریافت و بررسی شد. در مرحله آخر در چند منطقه، نیمرخ‌های توپوگرافی عمود بر خط ساحل تهیه شد تا تأثیر شیب در چگونگی واکنش سواحل به تغییرات سطح اساس دریا بررسی شود، همچنین میزان شیب در ناحیه کرانه دور هم بر اساس نقشه‌های رقومی ۱:۱۰۰۰۰ محاسبه شد. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده باید بیان داشت نحوه پاسخ سواحل به تغییرات تراز دریا در سواحل دلتای سفیدرود وضعیت پیچیده‌ای دارد و هر بخش از ساحل به تغییرات تراز دریا واکنش متفاوتی نشان می‌دهد که عامل باررسوبی زیاد رودخانه سفیدرود، شیب زیاد در بخش دهانه دلتای جدید و دلتای قدیمی، شیب کم در سواحل کیشهر، هیدرودینامیک پیچیده این منطقه و ... از عوامل مؤثر در ناهماهنگی وضعیت جابجایی خط ساحلی با تغییرات سطح اساس دریا هستند.

کلمات کلیدی: تغییرات خط ساحلی، دلتای رودخانه سفیدرود، سواحل دریای خزر

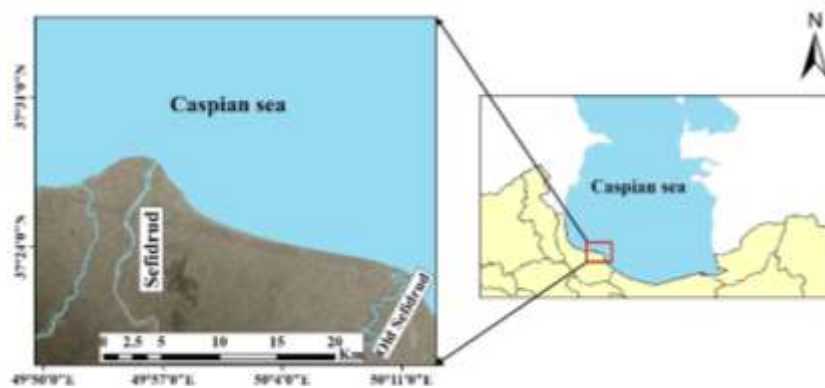
## ۱- مقدمه

سیستم های ساحلی بسیار پویا و فعال هستند و تغییر و تحول در آن ها به دلیل برخورد دو محیط دینامیک خشکی و دریا، نسبتاً سریع روی می دهد (یمانی و همکاران، ۱۳۹۲). این سیستم ها یکی از حساس ترین سیستم های محیطی به شمار می روند و شاید از این نظر قابل مقایسه با سایر سیستم های ژئومورفولوژی نباشد (نوحه گر و یمانی، ۱۳۸۵). امروزه ۴۴ درصد از جمعیت جهان در ۱۵۰ کیلومتری سواحل سکنی دارند و دوسوم از شهرهای با بیش از ۲.۵ میلیون سکنه در مناطق ساحلی قرار گرفته اند (مرکز ملی اقیانوس شناسی، ۱۳۸۴). در طول سه دهه گذشته در اثر تشدید فعالیت ها و فشارهای جوامع انسانی بر مناطق ساحلی، تغییرات و دگرگونی های ژرفی در آن ها به وجود آمده است، به طوری که برگشت پذیری بسیاری از آن ها به حالت اولیه عملاً امکان پذیر نیست. رشد و توسعه در محدوده سواحل و تمرکز فعالیت ها در این منطقه موجب شده است که از طرفی مردم، تأسیسات و گونه های گیاهی و جانوری در منطقه ساحلی در معرض خطر و آسیب پذیری انواع مخاطرات انسانی و طبیعی قرار گیرند و از طرفی دیگر این مخاطرات از جمله عوامل اصلی تأثیرگذار در نحوه استقرار جوامع انسانی و تأسیسات به حساب می آیند (شایان و همکاران، ۱۳۹۱). مسائل جدیدی مانند تغییرات دوره های آب و هوای کره زمین و در نتیجه تغییرات سطح آب دریا، حرکات آب دریا و نقش آن در بهره برداری ساحلی، نقل و انتقالات رسوب در امتداد خط ساحلی و اثرات آن به عنوان یک عامل محدود کننده در اهداف سازه های ساحلی، پیشروی و پسروی دوره های خط ساحلی تحت تأثیر فرآیندهای فرسایش، تغییر مسیر رودها در سطح جلگه های ساحلی و نظایر آن، از جمله مسائلی هستند که مدیریت خط ساحلی را توجیه می نمایند (Kroonenberg et al, 2008). تغییرات پیوسته در سطح دریاها منجر به تغییرات در مورفولوژی سواحل می شود زیرا جابجایی در وسعت و سطح اساس آب ها باعث تغییر محل فرآیندهای مؤثر در شکل زایی سواحل می گردد که پیامد آن تغییرات و پویایی سواحل است. شناسایی میزان تغییرات زمانی و مکانی و فرآیندهای تأثیرگذار در لندفرم های ساحلی تأثیر بسزایی در نحوه مدیریت و کاهش مخاطرات ناشی از این گونه دگرگونی ها خواهد داشت.

## ۲- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در نوار ساحلی جنوب دریای خزر واقع شده است و دارای مختصات  $37^{\circ} 26' 61''$  طول شمالی و  $49^{\circ} 49' 27''$  عرض شرقی در بخش غربی دلتا و  $37^{\circ} 22' 15''$  طول شمالی و  $50^{\circ} 12' 06''$  عرض شرقی در بخش شرق دلتا است. سفیدرود سومین رود بلند ایران است و بزرگ ترین دلتا در بخش جنوبی دریای خزر را تشکیل داده است. در زمان افزایش تراز آب دریا دلتای سفیدرود تحت تأثیر امواج بوده و در زمان کاهش تراز آب، رودخانه نقش

اصلی را ایفا می کرده (Naderi Beni et al. 2013). میانگین دبی آب در یک دوره آماری ۵۳ ساله در این رودخانه ۱۰۵.۷۶ مترمکعب بر ثانیه است (شرکت مدیریت منابع آب ایران) و این رودخانه ۴۰ درصد رسوبات را به دریای خزر وارد می کند (Lahijani et al. 2008) (شکل ۱).



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه

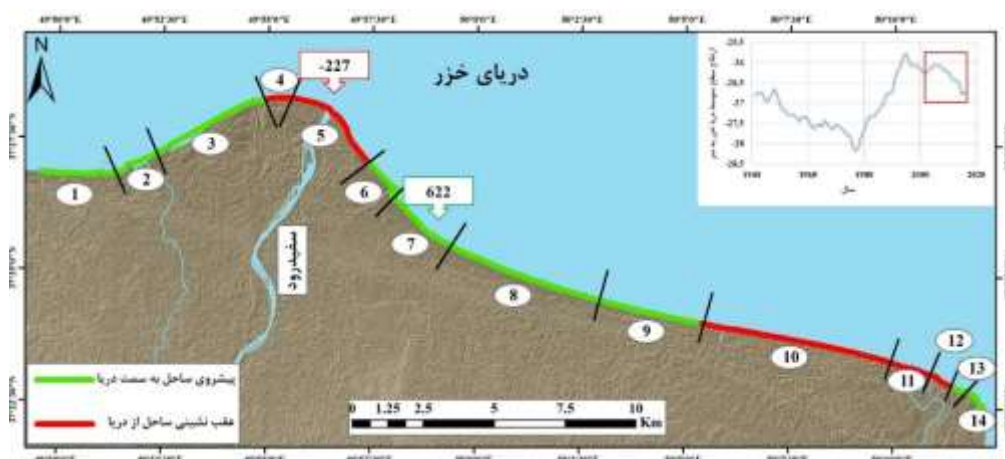
### ۳- مواد و روشها

تغییرات سطح اساس دریای خزر از سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۸ به صورت چندین دوره افزایشی و کاهشی بوده است. در پژوهش حاضر آخرین دوره از تغییر سطح اساس یعنی از سال ۲۰۱۸-۲۰۰۲ مد نظر قرار گرفته است. جهت بررسی تغییرات خط ساحل در محدوده مورد نظر از عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای لندست استفاده شد و خطوط ساحلی در دوره مورد نظر استخراج گردید. برای ارائه یک نمای کلی از تغییرات خط ساحلی و محاسبه اتوماتیک میزان تغییرات، این محدوده به ۱۴ بخش تقسیم شد و مناطقی که پیشروی و پسروی داشتند معین گردید. سپس جهت تعیین نقش دبی آب، بار رسوبی و میزان شیب در محدوده ساحلی، آمار مربوط به دبی آب و رسوب از سازمان مدیریت منابع آب ایران تهیه شد و همچنین در ۳ منطقه نیمرخی های توپوگرافی عمود بر خط ساحل با استفاده است دوربین نیوو برداشت شد (در شکل ۴ محل برداشت نیمرخیها مشخص شده است). بعلاوه میزان شیب در ناحیه کرانه نزدیک و دور با استفاده از نقشه های باتیمتری به دست آمد.

#### ۴- بحث و نتایج

##### ۴-۱ بررسی تغییرات خطوط ساحلی دلتای سفیدرود از سال ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۸

در دوره زمانی مورد نظر سطح تراز دریا در ابتدا افزایش و به دنبال آن کاهش مداوم داشته است. با توجه به نتایج آماری مقادیر منفی در بخش های ۴، ۵، ۱۰، ۱۱ و ۱۲ (فرسایش) مشاهده شده است درحالی که سایر بخش ها رسوب گذاری را تجربه کرده اند، کمترین مقدار  $NSM^{۱۴}$  که در حقیقت جابجایی خالص خط ساحل است و در ارتباط با دو خط ساحل که قدیمی ترین و جدیدترین خطوط ساحلی به لحاظ زمانی هستند بیان می شود، مربوط به بخش ۴ است، که مقدار ۲۲۷- متر را نشان می دهد. بیشترین میزان رسوب گذاری در بخش ۷ مشاهده می شود، با حداکثر  $NSM$  ۶۲۲ متر. با بررسی تصاویر ماهواره ای مشخص شد که مصب سفیدرود از سال ۱۹۹۳ وضعیت پایداری دارد و به نظر می رسد که در طول این دوره فرآیندهای فرسایشی بیشتر توسط فرآیندهای هیدرودینامیکی کنترل می شوند تا عملکرد رودخانه (شکل ۲). رسوبات ساحلی به تدریج از بخش ۴ به سمت شرق منتقل می شوند و در بخش های ۶ تا ۹ رسوب می کنند. خط ساحلی در بخش ۵، جایی که رودخانه از آن عبور می کند و به دریا می ریزد، کمی عقب نشینی کرده است که می تواند مربوط به حرکت موج و جریانات ساحلی و همچنین کاهش بار رسوبی رودخانه باشد. با حرکت به سمت شرق از بخش ۱۰ به ۱۲، فرآیندهای فرسایشی آشکارتر می شوند، درحالی که تجمع رسوبات قبل از بخش ۹ و اندکی در بخش های ۱۳ و ۱۴ اتفاق افتاده است. علاوه بر این، هرچه فاصله از دهانه رودخانه بیشتر باشد، نقش امواج و جریان های دریایی در شکل کلی سواحل غالب تر است.



شکل ۲- مناطق فرسایشی و رسوبگذاری در نوار ساحلی دلتای سفید رود در بازه زمانی ۲۰۰۲-۲۰۱۸

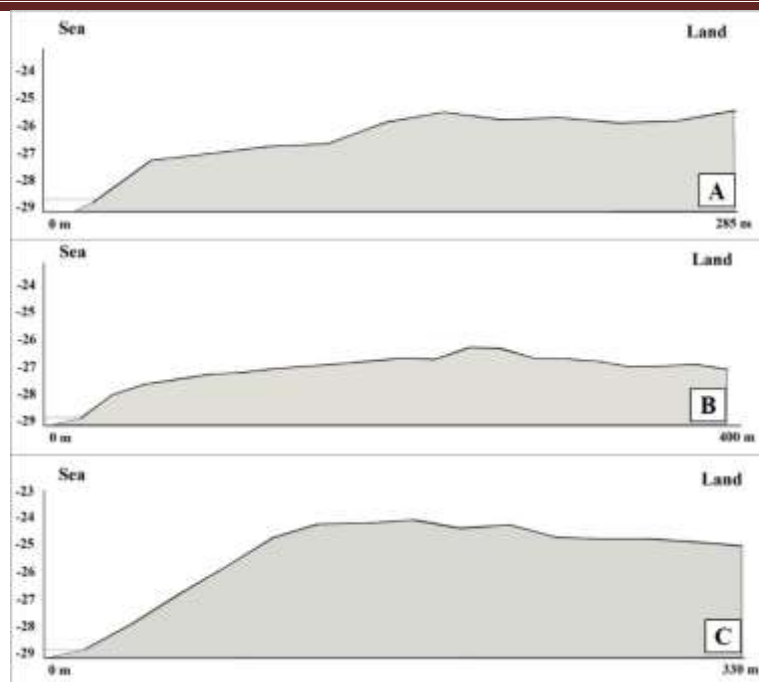
#### ۲-۴ بررسی دبی آب و رسوب از سال ۲۰۱۸-۲۰۲۰

جهت بررسی نقش دبی آب و بار رسوبی در تغییرات خط ساحلی در دوره زمانی موردنظر، آمار و اطلاعات لازم از شرکت مادر تخصصی منابع آب ایران دریافت شد. ایستگاه پل آستانه آخرین ایستگاه مستقر بر روی رودخانه سفیدرود است. در این ایستگاه دبی آب از سال آبی ۱۳۴۱ و دبی رسوب از سال آبی ۱۳۶۷ موجود بود. در دوره زمانی مد نظر سطح اساس دریای خزر در حال پایین رفتن است و میزان دبی آب سفیدرود  $53.76 \text{ m}^3/\text{s}$  است که کمترین رقم را نسبت به ادوار گذشته دارد. همچنین میزان آورد رسوبی در رودخانه سفیدرود در این دوره زمانی  $4.77 \text{ Kg/day}$  است که نسبت به دوره های گذشته به شدت کاهش یافته است.

درمجموع و با توجه به بررسی صورت گرفته از دوره های قبل که آمار آن در این مقاله ذکر نشده، باید بیان داشت میزان دبی آب در منطقه مورد مطالعه با وضعیت کلی تراز دریا تطابق دارد و همزمان با بالا و پایین رفتن سطح اساس دریا میزان دبی آب هم افزایش و کاهش یافته است همچنین میزان دبی رسوبات در رودخانه سفیدرود درمجموع روند کاهشی داشته است و با وضعیت سطح اساس دریای خزر همسو است.

#### ۳-۴ بررسی شیب خط ساحلی

جهت بررسی بهتر وضعیت توپوگرافی منطقه، پروفیل هایی عمود بر خط ساحل در ۳ منطقه موردنظر برداشت شد (شکل ۳) و شیب ساحل نیز در هر بخش محاسبه شد (جدول ۱) لازم به ذکر است نیمرخ های برداشت شده از مناطق با توجه به موقعیت و وضعیت ساحل از ۲۸۰ تا ۱۳۰۰ متر طول دارند اما شیب این پروفیل ها فقط در ۱۵۰ متری از خط ساحل فعلی محاسبه گردید.



شکل ۳- نیمرخ‌های طولی در ۳ بخش از سواحل دلتای سفیدرود. نیمرخ توپوگرافی سواحل غربی دلتای جدید سفیدرود در زیباکنار (A) سواحل کیشهر در بخش میانی (B) سواحل شرقی در نزدیکی دستک (C)

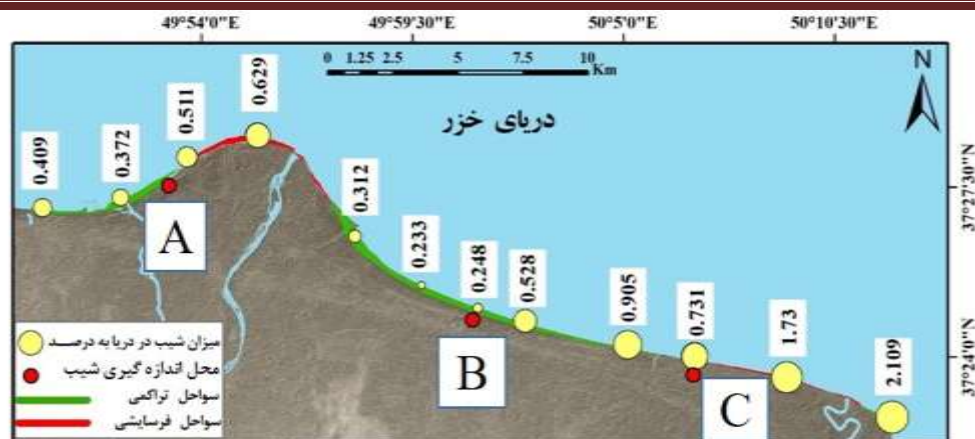
جدول ۱- میزان شیب به درصد در سواحل دلتای سفیدرود

| سواحل غربی سفیدرود (A) | سواحل کیشهر (B) | سواحل دستک (C) |
|------------------------|-----------------|----------------|
| 1.18                   | 0.67            | 2.67           |

همان‌طور که در این جدول مشخص است بیشترین میزان شیب در سواحل شرقی منطقه در نزدیکی دستک (C) با رقم ۲.۶۷ درصد است و پس از آن در سواحل غربی دلتای جدید سفیدرود (A) با رقم ۱.۱۸ درصد و نهایتاً در بخش سواحل کیشهر (B) با رقم ۰.۶۷ درصد است. در حقیقت میزان شیب هر بخش با نوع سواحل به لحاظ فرسایشی یا تراکمی بودن آن رابطه مستقیم دارد. در سواحل غربی دلتای جدید (A) محدوده برداشت نیمرخ طولی در بخش پایانی منطقه تراکمی ساحل است و با حرکت به سمت شرق به میزان کمتر از ۱ کیلومتر نوع ساحل به فرسایشی تغییر می‌کند، همچنین میزان NSM در ترانسکت موجود در این بخش ۱۱۲.۳۵ متر است. در سواحل کیشهر (B) منطقه برداشت نیمرخ توپوگرافی دقیقاً در بخش سواحل تراکمی قرار دارد و میزان شیب سواحل در این بخش به حداقل رسیده است، میزان NSM در ترانسکت این منطقه دارای رقم ۱۸۵.۰۲ متر است. منطقه شرق دلتای سفیدرود (C)

جایی که بالاترین رقم شیب مشاهده می شود دقیقاً منطبق با سواحل فرسایشی است و میزان NSM آن ۶.۶۵- است. بنابراین می توان بیان کرد که در این منطقه با افزایش شیب، سواحل فرسایشی شکل گرفته اند و هر چه از میزان شیب کاسته می شود سواحل به سمت تراکمی شدن پیش می روند. همچنین با مقایسه ساحل زیباکنار (A) و ساحل کیشهر (B) که هر دو تراکمی هستند مشاهده شد که میزان NSM در ساحل کیشهر بالاتر از ساحل زیباکنار است و میزان شیب خلاف میزان NSM است، یعنی در ساحل کیشهر با شیب ۰.۶۷ درصد میزان جابه جایی خط ساحل بین قدیمی ترین و جدیدترین دوره ۱۸۵.۰۲ متر است و در سواحل زیباکنار در غرب دلتای جدید با شیب ۱.۱۸ درصد میزان جابه جایی خط ساحل ۱۱۲.۳۵ متر است.

همچنین شیب ناحیه زیر سطح دریا تا کرانه دور هم اندازه گیری شد تا تأثیر آن بر فرسایش و رسوب گذاری در سواحل سنجیده شود (شکل ۴). همان طور که در شکل دیده می شود میزان شیب در بخش کرانه دور با نوع ساحل (فرسایشی و تراکمی) هماهنگی دارد. در بخش هایی که فرسایش ساحل وجود داشته، شیب ناحیه کرانه دور هم میزان بالایی دارد و در بخش های سواحل تراکمی میزان شیب در کرانه دور کاهش یافته است. در مناطق نقشه برداری شده که میزان شیب آن به دست آمد وضعیت شیب در خشکی و دریا رابطه مستقیم دارد. میزان شیب در بخش غربی دلتای جدید در نزدیکی زیباکنار (A) رقم ۰.۵۱۱ درصد را نشان می دهد که از بخش سواحل کیشهر بزرگ تر و از محدوده سواحل دستک کمتر است. میزان شیب بخش دریایی نزدیک سواحل کیشهر (B) رقم ۰.۲۴۸ درصد را نشان می دهد که در بین ۳ منطقه بررسی شده در سواحل دلتای سفیدرود پایین ترین رقم را دارد، در این منطقه شیب خشکی نیز پایین ترین رقم را در بین سایر مناطق داشت. در بخش شرقی نزدیک سواحل دستک (C) که شیب بخش خشکی از سایر مناطق بالاتر بود، میزان شیب در ناحیه کرانه دور نیز از دو منطقه دیگر بالاتر است و رقم ۰.۷۳۱ درصد را نشان می دهد. با حرکت به سمت شرق و نزدیک شدن به مصب قدیمی سفیدرود میزان شیب بخش کرانه دور هم به حداکثر می رسد.



شکل ۴- میزان شیب منطقه کرانه دور در طول دلتای سفیدرود

## ۵- نتیجه گیری

مورفولوژی بخش وسیعی از سواحل دریای خزر طی سال های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۸ متأثر از تغییرات سریع سطح اساس دریا بوده است اما این تغییرات نتایج یکسانی در تغییرات خط ساحلی در منطقه دلتای سفیدرود نداشته است. در حقیقت پاسخ سواحل دلتای سفیدرود به تغییرات سطح اساس دریا بسیار پیچیده است و با قواعد کلی که دانشمندان در خصوص پاسخ سواحل به تغییرات سطح اساس دریاها ارائه کرده اند کی تفاوت دارد. در دلتای سفیدرود در این بازه زمانی علیرغم کاهش سطح اساس دریا فرسایش در بخش های متعددی وجود دارد که با قواعد کلی بیان شده توسط دانشمندان تفاوت دارد. در قاعده دلتای سفیدرود این ناسازگاری و عدم تطابق بین واکنش سواحل به تغییرات سطح اساس دریا در گذشته به دلیل جابجایی رودخانه سفیدرود و به دنبال آن تغییر در مکان ورودی بار رسوبی بالای رودخانه به دریا است، اما در این دوره زمانی میزان دبی رودخانه به حداقل خود در بین تمام سال ها با رقم  $\text{Kg/day}$  ۴.۷۷ رسیده است و این به معنی حداقل تأثیر بار رسوبی رودخانه در تغییر مورفولوژی ساحل است، با این وجود در این دوره علیرغم کاهش سطح اساس دریای خزر در بخش هایی از خط ساحلی از جمله قاعده دلتا و بخش های شرقی دلتا فرسایش به چشم می خورد. عامل اصلی فرسایش ساحلی در بخش دهانه دلتا متأثر از کاهش بار رسوبی نسبت به دوره زمانی قبل، وجود امواج، جریان های موازی خط ساحل و همچنین شیب بالا در این بخش است. در بخش شرقی دلتا عامل بار رسوبی و تغییرات آن تأثیر کمتری از مصب رودخانه دارد، زیرا مسافت زیاد و میزان بار کم رسوبی این بخش را چندان متأثر نمی کند و امواج، جریان های دریایی و شیب بالا در این بخش را می توان مهم ترین عوامل در فرسایش خط ساحل علیرغم کاهش سطح اساس دریا در این بخش دانست.

در منطقه ساحلی دلتای سفیدرود بین میزان شیب در پروفیل های برداشت شده و نوع سواحل (فرسایشی و رسوبی)

رابطه مستقیم وجود دارد و همچنین این رابطه در خصوص میزان شیب در کرانه دور و نوع سواحل نیز صادق است. در حقیقت در این منطقه شیب بخش کرانه دور و بخش پس کرانه نقش مؤثری در میزان پیشروی دریا به درون خشکی و فرسایش یا رسوب گذاری در سواحل داشته اند.

## ۶-مراجع

شایان، سیاوش. داداش زاده، زهرا. لک، راضیه. شریفی کیا، محمد. ۱۳۹۹. تحلیل مورفودینامیک ساحلی باهدف تعیین مرز سلول های رسوبی (مطالعه موردی :استان هرمزگان) پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال نهم، شماره ۲. صص ۲۰-۱

مرکز ملی اقیانوس شناسی ۱۳۸۴. کارگاه آموزشی ژئومورفولوژی سواحل حوضه های دریایی ایران، انتشارات مرکز ملی اقیانوس شناسی

نوحه گر، احمد. یمانی، مجتبی. ۱۳۸۵. ژئومورفولوژی ساحل شرقی تنگه هرمز با تأکید بر فرسایش بادی. هرمزگان، انتشارات دانشگاه هرمزگان

یمانی، مجتبی. مقیمی، ابراهیم. معتمد، احمد. جعفر بیگلر، منصور. لرستانی، قاسم. بررسی تغییرات سریع خط ساحلی قاعده دلتای سفیدرود به روش تحلیل نیمرخ های متساوی البعد. ۱۳۹۲. پژوهش های جغرافیای طبیعی دوره ۴۵. شماره ۲

KKroonenberg, Salomon B. Kasimov, N.s. Lychagin, Mikhail. 2008. The Caspian Sea, a natural laboratory for sea-level change. Geography. <https://www.researchgate.net/publication/260095781>.

LLahijani, H. A. K., Tavakoli, V., and Amini, A. H.: South Caspian river mouth configuration under human impact and sea level fluctuations, Environ. Sci., 5, 65–86, 2008

Li, Jingrui. Liu, Shengfa. Shi, Xuefa. Zhang, Hui. Fang, Xisheng. Cao, Peng. Gang, Yang. Xue, Xinru. Khokiattiwong, Somkiat. Kornkanitnan, Narumol. 2019. Sedimentary responses to the sea level and Indian summer monsoon changes in the central Bay of Bengal since 40 ka.

Marine Geology 415. 105947

Naderi Beni, A., Lahijani, H., Mousavi Harami, R., Arpe, K., Leroy, S. A. G., Marriner, N., Berberian, M., Andrieu-Ponel, V., Djamali, M., Mahboubi, A., Reimer, P. J. 2013. Caspian Sea-level changes during the last millennium: historical and geological evidence from the south Caspian Sea. *Clim. Past*, 9, 1645–1665, 2013

## تحلیل تکتونیکی زون گسلی قم-زفره (QZfZ) از طریق محاسبه بُعد فرکتال آبراهه‌ها و گسل‌های منطقه

حمید کامرانی دلیر

دکترای ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران Hkamrani@ut.ac.ir

### چکیده

زون گسلی قم-زفره (QZfZ) با وسعتی بالغ بر  $140.12 \text{ Km}^2$ ، در یک پهنه گسلی امتدادلغز واقع شده است. در این پژوهش، تحلیل فرکتالی آبراهه‌ها و گسل‌ها جهت شناسایی مناطق فعال تکتونیکی مورد استفاده قرار گرفت. برای انجام مقایسه مکانی منطقه مورد نظر، به چهار ناحیه گسلی بر اساس قطعات اصلی گسل قم-زفره تقسیم گردید. در این راستا شواهد تکتونیکی فعال با تکنیک‌های مختلف دورسنجی، ژئومورفولوژی و مورفومتری شناسایی گردیدند. علاوه بر آن از داده‌های شبکه زهکشی، فیزیوگرافی حوضه، نقشه‌های رقومی زمین‌شناسی، توپوگرافی و تصاویر ماهواره ای نیز استفاده گردید. جهت ایجاد پایگاه اطلاعاتی و تجزیه و تحلیل داده‌ها و برای تحلیل و شناسایی میزان و الگوی دگرشکلی لندفرم‌ها، نرم‌افزارهای ArcGis10.8 و Global Mapper11 بکار گرفته شدند. نتایج تحلیل بُعد فرکتالی نشان داد که محدوده گسلی کاشان دارای بالاترین تراکم فعالیت‌های تکتونیکی در بین سایر محدوده‌های گسلی زون QZfZ می‌باشد و روند فعالیت تکتونیکی از جنوب منطقه به سمت شمال افزایشی می‌باشد. وجود نهشته‌ها و چشمه‌های تراورتنی و قرارگیری رسوبات سازند قم بر روی رسوبات نفوذن بر اثر فعالیت گسل‌های معکوس، از جمله شواهدی است که به فعالیت این منطقه در کواترنر اشاره دارد. میزان تغییر شکل نسبی در لندفرم‌های کواترنر از شمال غرب زون QZfZ به سمت انتهای آن (زفره) به صورت قابل توجهی کاسته می‌شود. نتایج این پژوهش، جابجایی‌های افقی و قائم متفاوتی را در بخش‌های مختلف آن نشان می‌دهد.

کلید واژگان: زون گسلی، قم-زفره، گسل امتدادلغز، بُعد فرکتال، مورفوتکتونیک

## مقدمه:

فرایندهای ژئومورفولوژیکی، چشم اندازها و لندفرم های خاص خود را در طبیعت به وجود می آورند و همان طور که می دانیم وقوع هر نوع تغییر در فرم، دلالت بر تغییر در فرایند مربوطه دارد. بر این اساس فرایندهای ژئومورفولوژی و تکتونیکی دارای لندفرم های خاص و منحصر به خود می باشند. از دیدگاه ژئومورفولوژی ساختمانی، گسل ها شاخص فعالیت تکتونیکی و تحول لندفرمی در سطح زمین می باشند (جعفریگلو و همکاران، ۱۳۹۸). از وظایف اصلی ژئومورفولوژیست ها در مناطق فعال تکتونیکی، مشاهده و ثبت سیستماتیک لندفرم های موجود، جهت تعیین دگرشکلی های مورفوتکتونیکی و تاریخچه آن می باشد. رصد و پایش مرزهای لیتولوژیکی، گسلش، چین خوردگی ها، جهت آبراهه ها، مرزهای حوضه آبریز، توالی مخروط افکنه و پادگانه های آبرفتی یکی از این روش ها است. این فرآیند به طور کلی شامل تعیین شکل و مورفومتری لندفرم ها تکتونیکی می باشد. برای حصول نتیجه مقایسه مکانی و زمانی لندفرم های تکتونیکی ضروری به نظر می رسد برای انجام این قیاس ها سؤالات زیر مطرح می شوند که در پایان تحقیقات مورفوتکتونیکی به پاسخ آن ها دست می یابیم. سوا لاتی مانند: «لندفرم های مورفوتکتونیکی در چه بخشی از ساختمان زمین شناسی منطقه قرار گرفته اند؟ ویژگی ها و شاخص های مورفوتکتونیکی آن ها کدام اند؟ الگوی پراکندگی و جهت گیری لندفرم ها چگونه بوده و نسبت به راستای گسل های اصلی منطقه دارای چه وضعیتی هستند؟ هر کدام از لندفرم های تکتونیکی متعلق به کدام بخش از قطعات اصلی زون گسلی هستند؟ تفاوت های لندفرمی موجود در منطقه آیا صرفاً نتیجه فعالیت های تکتونیکی بوده یا ساختمان سنگ شناختی نیز در تغییر شکل ها مؤثر بوده اند؟

بررسی های اولیه بر روی لندفرم های پیرامون زون QZFZ بیانگر وجود الگوها، چشم اندازها و لندفرم های خاصی در سطح ناحیه مورد مطالعه می باشد که ارتباط مشخصی با فرایندهای فرسایشی و دینامیک بیرونی را نشان نمی دهند. در این پژوهش مسئله اصلی شناسایی لندفرم های مورفوتکتونیکی در قالب ناهنجاری ها و تفاوت های مورفوتکتونیکی موجود در زون QZFZ است. این تغییرات مورفوتکتونیکی نشان دهنده تغییراتی در فرایندهای تکتونیکی حاکم در زون QZFZ می باشد. از مسائل موجود در منطقه، الگوی نامتقارن پراکنش و ضخامت نهشته های تراورتنی و رسوبات سازند قم در گستره مورد مطالعه است. در بررسی های به عمل آمده در برخی نقاط این پهنه گسلی برخی چین خوردگی های هم راستای این گسل دارای ویژگی های توپوگرافی و الگوی خاص به همراه برخی تغییر زاویه محور چین خوردگی و بریدگی پهلوهایی چین خوردگی است که این عوارض ژئومورفیک علاوه بر دلالت بر فعالیت نئوتکتونیکی این مناطق است، نشانگر رشد جانبی این چین خوردگی ها در پیرامون زون گسلی QZFZ نیز می باشند.

### پیشینه تحقیق:

به طور کلی می توان مطالعات انجام شده در محدوده مورد مطالعه QZFZ را به شش محور اصلی تقسیم بندی نمود که در جدول ۱ دسته بندی گردیده است.

جدول ۱: دسته بندی مطالعات انجام شده در محدوده قم-زفره

| ردیف | محور تحقیقاتی                                                                 | محققین                                                                                                                                                              | درصد |
|------|-------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| ۱    | ارزیابی فعالیت های تکتونیکی در زون QZFZ، از طریق محاسبه شاخص های ژئومورفیک    | جعفریگلو و همکاران، ۱۳۹۸- ده بزرگی و همکاران، ۱۳۹۵- بیگی و همکاران، ۲۰۱۶- قربانی و همکاران، ۱۳۹۴- ده بزرگی و دانشیان، ۱۳۹۳- یمانی و همکار، ۱۳۸۸- مدیری، ۱۳۸۸        | ۲۶   |
| ۲    | ارزیابی فعالیت های تکتونیکی در زون QZFZ، از طریق بررسی ساختارهای مرتبط با گسل | بیگی و همکاران، ۱۳۹۲- توکلی زاده و همکاران ۱۳۸۸- جمالی و همکار، ۱۳۸۸- جمالی، ۱۳۸۶- پروهان، ۱۳۸۰- صفایی، ۲۰۰۸- نظری، ۱۳۸۱- عمیدی، ۱۳۵۶- نوگل سادات، ۱۳۶۴- ناجی، ۱۹۷۲ | ۳۷   |
| ۳    | بررسی های چینه شناسی و پترولوژی                                               | طباطبائی و همکاران، ۲۰۱۶- ده بزرگی و دانشیان، ۱۳۹۳- ناجی، ۱۹۷۲- بربریان ۱۹۷۶- بزرگ نیا، ۱۹۶۶                                                                        | ۱۵   |
| ۴    | ارزیابی و شناسایی فعالیت کششی pull-apart در زون QZFZ                          | ده بزرگی و دانشیان، ۱۳۹۳- محجل و رهامی، ۱۳۸۸                                                                                                                        | ۷    |
| ۵    | ارزیابی و شناسایی فعالیت فشارشی pop-up در زون QZFZ                            | محجل و پروهان، ۱۳۸۴- شهرآشوب، ۱۳۸۸- بوذری، ۱۳۸۳                                                                                                                     | ۱۱   |
| ۶    | بررسیهای ماگماتیسم و آتشفشانی در زون توسط QZFZ                                | آیتی و همکاران، ۱۳۸۸                                                                                                                                                | ۴    |

در این پژوهش سعی گردیده است فرایندهای تکتونیکی فعال و شکل دهنده سطح زمین که تأثیر قابل توجهی بر روی نقاط شهری و روستایی و تاسیسات انسانی دارد را مطالعه کند. وجود شهرها و روستاهای بزرگی مانند: قم، کاشان، کهک، فردو، نطنز، اردستان و تاسیسات زیربنایی مهمی مانند نیروگاههای هسته ای (فردو و نطنز)، سدها و خطوط انتقال انرژی و نیرو و ... ضرورت شناخت فعالیت تکتونیکی گسل های موجود در این زون گسلی را حائز اهمیت می نماید.

## روش تحقیق

تحقیق حاضر حاصل مطالعات اسنادی-کتابخانه ای، میدانی، با استفاده از ابزارهای پژوهش مانند: نرم افزارهای سیستم اطلاعات جغرافیایی و دورسنجی (GIS&RS)، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های رقومی توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و نقشه‌های رقومی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ... است که در طی مراحل مختلف پژوهش از روشها، ابزارها و تکنیک‌های مختلفی جهت تلفیق، تحلیل و نتیجه‌گیری از داده‌ها استفاده شده است. روش‌های سنجش از دور و تجزیه و تحلیل مورفولوژیک، اطلاعات کم هزینه و سریع تری را فراهم می کنند و از آن‌ها به عنوان مکمل های زمین‌شناسی میدانی جهت مطالعه زمین‌شناسی زیرسطحی استفاده می گردد. تجزیه و تحلیل کمی لندفرم‌ها با استفاده از محاسبه بُعد فرکتال خطوط گسلی و آبراهه‌ها و همین‌طور محاسبه شاخص های ژئومورفیک در تعیین رفتار تکتونیکی منطقه مورد مطالعه بسیار حائز اهمیت می باشد. در تحقیق پیش رو نیز سعی گردیده با استفاده از روشهای محاسبه بُعد فرکتال، تفسیر مناسبی از شرایط مورفوتکتونیکی حاکم بر زون گسلی قم-زفره ارائه گردد. از اینرو، برای تحلیل تحولات مورفوتکتونیکی زون QZFZ، از طریق اندازه‌گیری تغییر شکل‌های نسبی، شناسایی ناهنجاری‌های لندفرمی به روش دورسنجی و انطباق لندفرم‌ها بر اساس مدل های جنبشی-حرکتی گسل‌های امتدادلغز، انجام پذیرفته است.

## ابزارهای تحقیق

ابزار سنجش و اندازه‌گیری وسایلی هستند که محقق به کمک آن‌ها می‌تواند اطلاعات مورد نیاز را برای تجزیه و تحلیل، بررسی و اندازه‌گیری پدیده‌های مورد مطالعه و نهایتاً کشف حقیقت گردآوری نماید و ثبت و کمی‌نماید (حافظ نیا، ۱۳۸۹)، ابزار تحقیق مورد استفاده در تدوین این پژوهش به پنج دسته اصلی تقسیم می شوند نقشه‌ها، عکس های هوایی، تصاویر ماهواره ای، وسایل صحرایی و نرم افزارهای مختلف از مهمترین ابزارهای مورد استفاده می باشند (شکل ۱-۶). در زیر به اختصار ویژگی‌های هریک آورده شده است:

نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، که بر اساس عکس های هوایی سال ۱۳۷۴ توسط سازمان نقشه برداری کشور تهیه شده‌اند. این نقشه‌ها بصورت فایل های رقومی و شامل ۳۴۷ شیت می باشند.

نقشه‌های زمین‌شناسی: نقشه‌های زمین‌شناسی به مقیاس های ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ که توسط سازمان زمین‌شناسی کشور تهیه شده‌اند.

تصاویر ماهواره ای: یکی از راههای بررسی فعالیت خطوط گسلی، توجه به مورفولوژی واحدهای کواترنری است. بر

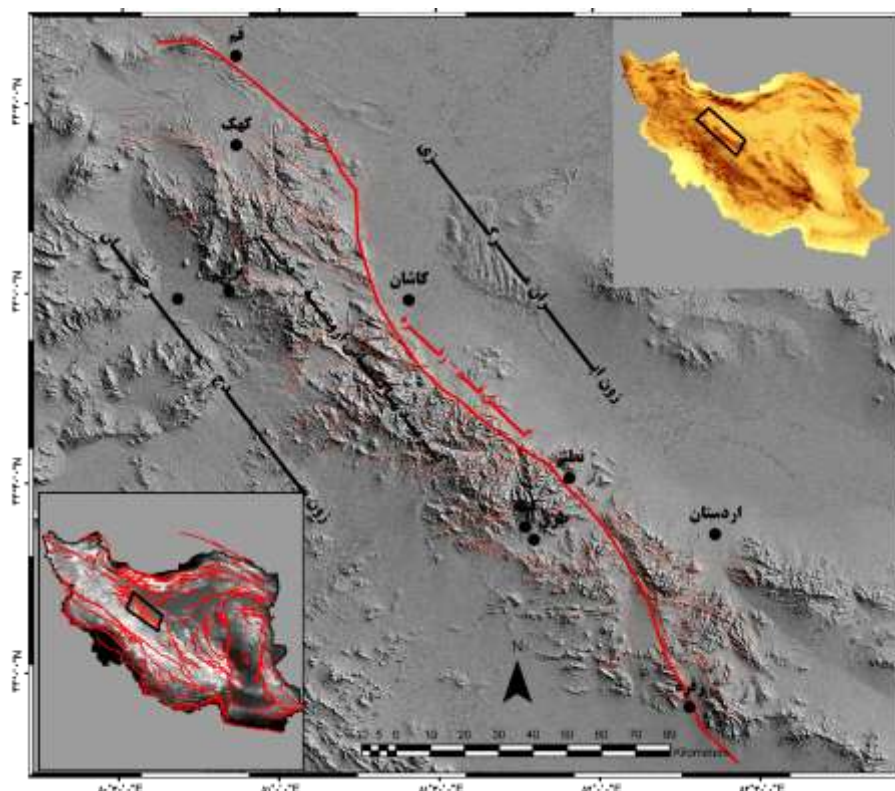
این اساس تأثیر مستقیم فعالیت تکتونیکی کواترنری منطقه بر لندفرم‌ها مثل آبراهه‌ها، به‌صورت انحرافات و بریدگی‌های آبراهه‌ها متناسب با سازو کار گسل‌ها وجود دارد که به کمک تصاویر ماهواره‌ای قابل برداشت است (بال، ۲۰۰۷؛ کلر و پینتر، ۱۹۹۶). تصاویر مورد استفاده در این پژوهش عبارتند از: TM، ETM+، SRTM و مدل رقومی ارتفاع ۱۲/۵ متر (DEM 12.5m) تهیه شده از داده‌های رادای سنجنده AlosPALSAR.

نرم‌افزارهای کامپیوتری:

ArcGis10.6, Global Mapper19, Google Earth Pro 7.3.2, MATLAB R2014a, TecDEM2,

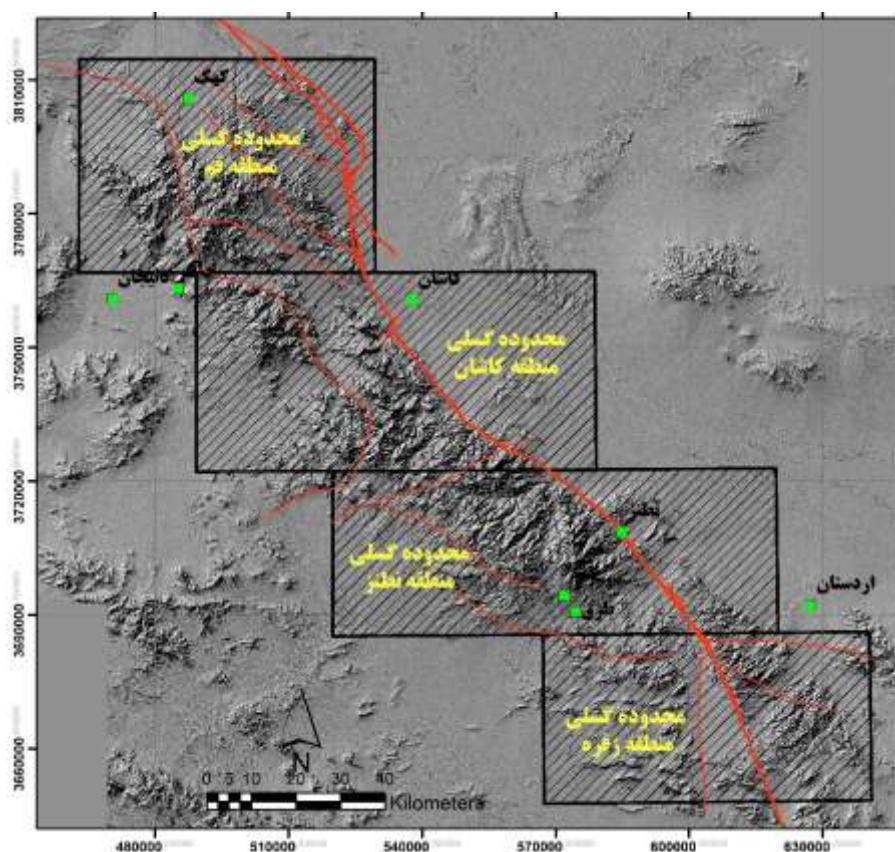
### محدوده مورد مطالعه

پهنه گسلی قم-زفره از قطعات گسلی اصلی و فرعی فراوانی تشکیل شده و در عرض جغرافیایی ۴۷' ۳۲° تا ۴۳' ۳۴° درجه شمالی و طول جغرافیایی ۲۷' ۵۰° تا ۳۸' ۵۲° درجه شرقی قرار گرفته است (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت محدوده مورد مطالعه و گسل‌های منطقه

زون گسلی QZFZ با راستای شمال غربی - جنوب شرقی دارای انحناءهای شاخصی است که بر اساس آن، به چهار قطعه گسل اصلی با طول ها و جهت های متفاوت تقسیم می گردد. این قطعات گسلی از شمال غرب به جنوب شرق عبارتند از: گسل قم، گسل کاشان، گسل نطنز و گسل زفره (شکل ۲). بر همین اساس، منطقه مورد مطالعه به چهار محدوده گسلی منطبق بر قطعات گسلی QZFZ تقسیم بندی شد. تحلیل فرکتالی آبراهه و گسل و همچنین مقایسه مکانی تغییر شکل های لندفرمی متأثر از فرایندهای تکتونیکی در هریک از این محدوده صورت پذیرفت. محدوده های مذکور خود دارای بخش هایی هستند که دارای بیشترین فراوانی دگرشکلی و ناهنجاری لندفرمی می باشند که زیر بخش های دیگر تقسیم بندی گردیدند. زون گسلی QZFZ بین شهرهای قم تا زفره به طول ۲۹۶ کیلومتر قرار گرفته است، شهرهای مهمی که گسل از کنار آنها عبور می کند، شهرهای قم، کاشان، نطنز، اردستان و در نهایت زفره می باشد (شکل ۲). گسل های متعددی در ارتباط با این گسل ایجاد شده اند که از آن گسل ها می توان به گسل های: حصارملا، راوند، بارونق، گل آباد، ماربین-رنگان، لامار، گوجار، جزه، استرک، قه، اناربنه و مهرآباد اشاره کرد (شکل ۲).



شکل ۲: محدوده های گسلی مناطق مورد مطالعه در زون گسلی قم-زفره

## زون گسلی قم-زفره (QZfZ)

زون گسلی QZfZ با امتداد کلی شمال غرب-جنوب شرق یکی از مهمترین گسل های موجود در جنوب غرب ایران مرکزی و در مرز مشترک زون سنندج-سیرجان و بر روی کمان ماگمایی ارومیه -دختر می باشد. بررسی مورفوتکتونیک ایران مرکزی مبین این نظر است که الگوی مورفوتکتونیک حاکم بر این ناحیه، از نوع بلوکه های جدا شده (الگوی گرابنی) با گسل های عمده است که هر یک، ویژگی و مکانیزم فعالیتی جداگانه دارند. فعالیت عمده گسل های منطقه از نوع فعال بوده و دارای مکانیزم حرکتی امتدادلغز با میزان کمی مؤلفه معکوس می باشند (پورکرمانی، ۱۳۹۱). گسل قم-زفره برای نخستین بار توسط نبوی (۱۳۵۵) به عنوان یک گسل راستالغز راست گرد معرفی گردید. به نظر نبوی این پهنه گسلی که از حوالی کوه های جنوب قم تا جنوب زفره ادامه دارد ممکن است امتداد گسل شمال تبریز باشد. گسل قم-زفره به عنوان یکی از گسل های پی سنگی با روند کلی شمال - غرب ارزیابی میشود که با رویداد تکتونیک بستن شدن اقیانوس تیتیس جوان فعال شده است (نوگل سادات، ۱۳۶۴). روند گسل های معکوس و راندگی در ارتباط با گسل قم-زفره، به همراه موقعیت چین های گسترش یافته با این گسل ها، نشانگر تأثیر حرکت راستالغز گسل قم-زفره در ایجاد و تکوین آن ها در منطقه تحت تأثیر فشارش است (محجل و پروهان، ۲۰۰۳). این حرکت، باعث به وجود آمدن ساختمانهای هورست و گراین در غرب و جنوب غرب کاشان شده است (محجل و پروهان، ۲۰۰۳). بنابراین تکتونیک پهنه کاشان مرتبط با گسلش راستالغز راست گرد مزبور و چین های در حال رشد که در عمق با گسلش معکوس همراه است، در نظر گرفته میشود (جمالی و همکاران، ۲۰۰۸). فعال بودن گسل قم-زفره در هنگام بستن شدن حوزه در برگیرنده نهشته های پهنه کاشان شامل رسوبات با سن ائوسن تا میوسن کاملاً مشهود است. چرا که حرکت امتدادلغز این گسل موجب فعالیت گسل های فرعی همراه آن شده است. به طوری که با توجه به ارتباط چین ها با گسل های معکوس و راندگی که روندی کاملاً موازی با هم دارند، چین خوردگی نیز با گسل خوردگی در ارتباط بوده و در خلال یک دگرشکلی پیشرونده بوجود آمده اند (محجل و همکاران، ۱۳۸۰).

منطقه مورد مطالعه که از قم تا زفره با مساحتی بالغ بر ۱۲۱۴۰ کیلومتر مربع، در یک زون گسلی جابجاشده ۱۸۵ (DFZ)، تحت عنوان زون گسلی قم-زفره (QZfZ) واقع شده است. زون های DFZ اغلب دارای اشکال مورفوتکتونیک تغییر شکل یافته، جابجاشده، بریده شده، تقطیع شده و منحرف شده ای هستند که بر اثر فعالیت های امتدادلغز گسل ها بوجود می آیند. این سامانه های گسلی با روند شمال غربی-جنوب شرقی و به صورت یک پهنه گسلی وسیع مناطق تحت حاکمیت خود را تحت تأثیر قرار داده و باعث جابه جایی واحدهای سنگی و آبرفت های کواترنر و تغییر شکل

حوضه‌های آبریز منطقه شده است که می‌تواند تهدیدی برای ساخت و سازها زیربنایی و تاسیساتی منطقه نیز محسوب گردد. با بررسی‌های انجام گرفته در گسل‌های اصلی و فرعی زون گسلی قم-زفره می‌توان حرکت غالب راستالغز راست‌بر را نشان داد و شیب آن‌ها را بین  $75^{\circ}$  تا  $85^{\circ}$  درجه ارزیابی نمود (پروهان، ۱۳۸۰).

گسل قم-زفره در مسیر خود سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده است و سنگ‌های آذرآواری و توده‌های آذرین دوران سوم را مجاور سازندهای رسوبی دوران دوم قرار داده است. در مورد زمان فعالیت گسل‌های این زون می‌توان بر فعال بودن آن با توجه به تأثیرات آن بر نهشته‌های پهنه قم و کاشان که شامل رسوبات با سن ائوسن تاکنون می‌شود، تاکید داشت (بیگی، ۱۳۹۲). حرکت امتدادلغز این گسل باعث فعالیت گسل‌های فرعی مرتبط با آن (مانند: راوند، انارینه، حصارملا، بارونق، خنب، جزه، ماربین-رنگان) شده است. به احتمال قوی بوجود آمدن و فعال شدن گسل‌های این زون پس از زمان الیگوسن شروع شده و فعالیت‌های آن می‌تواند متأثر از برخورد مایل پلاتفرم عربی با ایران مرکزی باشد (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰). جوانترین فعالیت گسل در حرکت راست‌گرد مخروط افکنه‌های جوان در ارتفاعات جنوب غرب کاشان و ارتفاعات جنوب قم، بوضوح دیده می‌شود (محجل، ۱۳۸۰).

### یافته‌های تحقیق

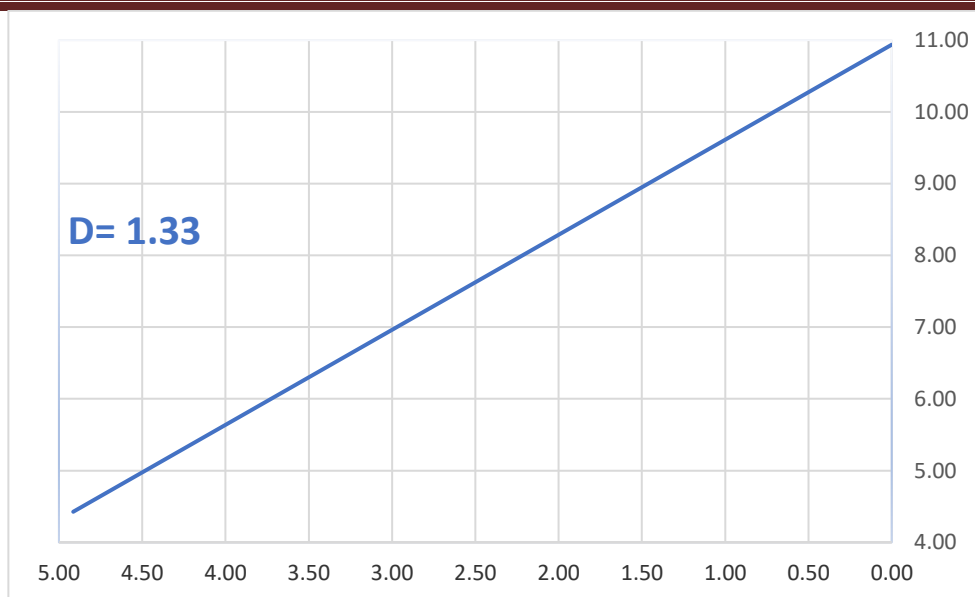
#### – محاسبه بعد فرکتال خطوط آبراهه ای و گسلی

تحلیل فرکتالی آبراهه‌ها و گسل‌ها ابزار سودمندی در راستای تعیین بلوغ ساختاری یک پهنه فعال تکتونیکی است. در یک پژوهش فرکتالی می‌توان بعد فرکتال یک پدیده زمینساختی را به کمک روش مربع شمار (box-counting) ارائه شده توسط تورکوت (۱۸۶، ۱۹۷۷) تعیین کرد. در این پژوهش، برای تحلیل فرکتالی گسل‌ها و آبراهه‌ها نیز از روش مربع شمار استفاده شده است، بدین منظور چهار ناحیه گسلی قم، کاشان، نطنز و زفره در مناطقی با تراکم تغییرات لندفرمی بالا شناسایی شدند. ابعاد فرکتالی آبراهه‌ها و گسل‌ها در این چهار ناحیه محاسبه و سپس با یکدیگر مقایسه شدند (جدول ۲). نتایج تحلیل فرکتالی گسل‌ها و آبراهه‌های ناحیه مورد مطالعه نشان داد که ناحیه کاشان با بعد فرکتالی  $1/32$  به عنوان پویاترین بخش زون قم-زفره می‌باشد. بررسی‌های ساختاری انجام شده در پهنه QZFFZ نشان از وجود یک پهنه ترافشارشی راست‌گرد در محدوده کاشان دارد، که این پهنه ترافشارشی سبب بالآمدگی تکتونیکی ناحیه کاشان و ایجاد هورست در این بخش از ناحیه شده است. بنابراین افزایش فعالیت تکتونیکی ناحیه کاشان به دلیل شکل‌گیری ساختمان هورست (فراپوم) و فرایش تکتونیکی حاصل از آن است. تحلیل فرکتالی برخی عوارض و ساختارهای زمین‌شناسی می‌تواند برای تعیین فعالیت تکتونیکی یک منطقه مورد استفاده قرار گیرد. نتایج محاسبات

ابعاد فرکتالی نشان می دهد که بعد فرکتالی شکستگی ها از جنوب به شمال بدلیل تغییرات تراکم شکستگی در شمال منطقه، افزایشی می باشد .

جدول ۲: محاسبه بعد فرکتال گسل های زون قم-زفره

| تعداد         | مساحت       | لگاریتم<br>تعداد<br>مربعات | لگاریتم<br>مساحت<br>مربعات |
|---------------|-------------|----------------------------|----------------------------|
| 1             | 62500000000 | 0.00                       | 10.80                      |
| 4             | 15625000000 | 0.60                       | 10.19                      |
| 10            | 3906250000  | 1.00                       | 9.59                       |
| 26            | 976562500   | 1.41                       | 8.99                       |
| 80            | 256000000   | 1.90                       | 8.41                       |
| 260           | 64000000    | 2.41                       | 7.81                       |
| 801           | 16000000    | 2.90                       | 7.20                       |
| 2428          | 4000000     | 3.39                       | 6.60                       |
| 6749          | 1000000     | 3.83                       | 6.00                       |
| 16804         | 250000      | 4.23                       | 5.40                       |
| 37639         | 62500       | 4.58                       | 4.80                       |
| 82065         | 14400       | 4.91                       | 4.16                       |
| بعد<br>فرکتال | ۱.۳۳        |                            |                            |



شکل ۳: نمودار بعد فرکتال زون گسلی قم-زفره

جدول ۴-۲: محاسبه بعد فرکتال به تفکیک محدوده های گسلی زون قم-زفره

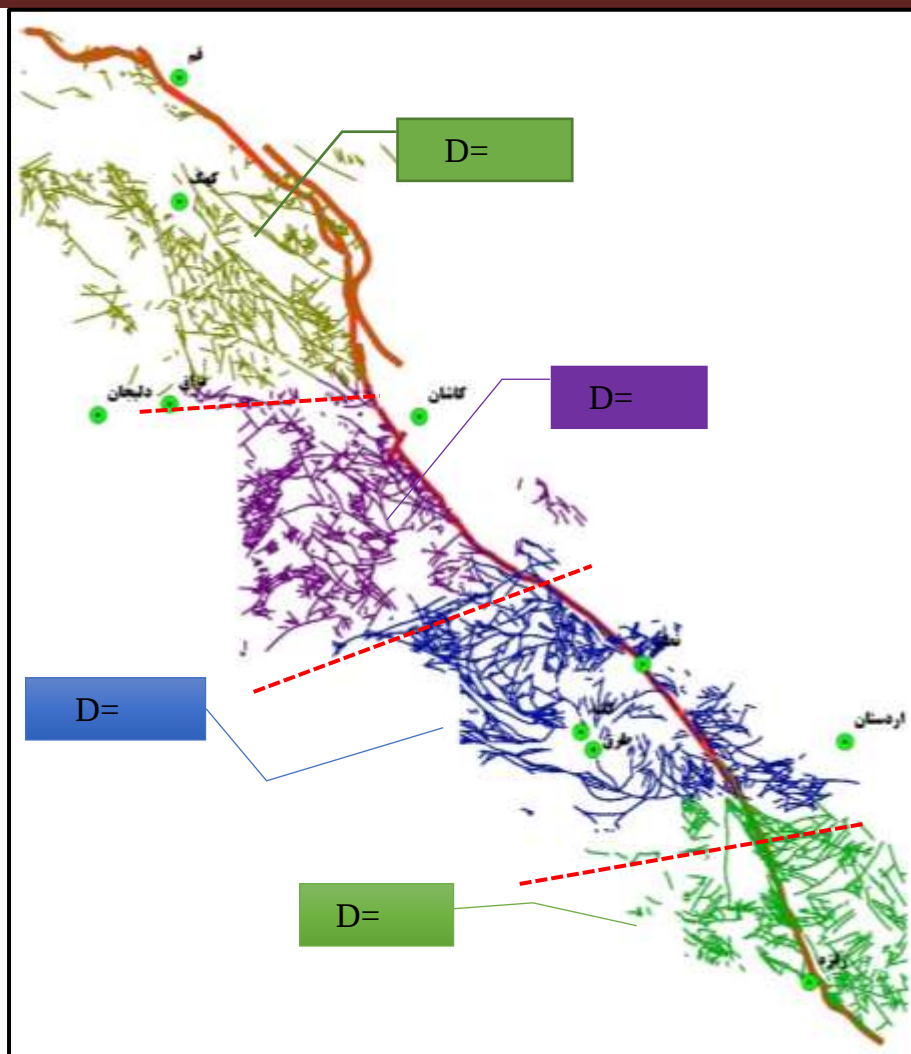
| محدوده گسلی       | تعداد سلول | مساحت هر سلول | لگاریتم سلولها | تعداد لگاریتم سلولها | لگاریتم مساحت سلولها | بعد فرکتال |
|-------------------|------------|---------------|----------------|----------------------|----------------------|------------|
| محدوده گسلی قم    | 1          | 6400000000    | 0.00           | 9.81                 | 1.302                |            |
|                   | 3          | 4800000000    | 0.48           | 9.68                 |                      |            |
|                   | 7          | 2800000000    | 0.85           | 9.45                 |                      |            |
|                   | 17         | 1700000000    | 1.23           | 9.23                 |                      |            |
|                   | 42         | 1050000000    | 1.62           | 9.02                 |                      |            |
|                   | 90         | 562500000     | 1.95           | 8.75                 |                      |            |
|                   | 197        | 307812500     | 2.29           | 8.49                 |                      |            |
|                   | 404        | 157812500     | 2.61           | 8.20                 |                      |            |
| محدوده گسلی کاشان | 829        | 80957031.25   | 2.92           | 7.91                 | 1.315                |            |
|                   | 1          | 3600000000    | 0.00           | 9.56                 |                      |            |
|                   | 3          | 2700000000    | 0.48           | 9.43                 |                      |            |
|                   | 15         | 843750000     | 1.18           | 8.93                 |                      |            |
|                   | 31         | 435937500     | 1.49           | 8.64                 |                      |            |
|                   | 66         | 232031250     | 1.82           | 8.37                 |                      |            |

|       |       |      |             |       |                  |
|-------|-------|------|-------------|-------|------------------|
|       | 8.07  | 2.13 | 117773437.5 | 134   |                  |
|       | 7.78  | 2.44 | 60205078.13 | 274   |                  |
|       | 7.48  | 2.74 | 30102539.06 | 548   |                  |
| 1.294 | 10.12 | 0.00 | 13225000000 | 1     | محدوده گسلی نظنز |
|       | 9.52  | 0.48 | 3306250000  | 3     |                  |
|       | 8.92  | 0.90 | 826562500   | 8     |                  |
|       | 8.32  | 1.41 | 206640625   | 26    |                  |
|       | 7.71  | 1.90 | 51696100    | 80    |                  |
|       | 7.11  | 2.38 | 12924025    | 242   |                  |
|       | 6.51  | 2.88 | 3229209     | 767   |                  |
|       | 5.91  | 3.34 | 810000      | 2175  |                  |
|       | 5.31  | 3.74 | 202500      | 5440  |                  |
|       | 4.70  | 4.08 | 50625       | 12078 |                  |
| 1.251 | 9.69  | 0.00 | 4900000000  | 1     | محدوده گسلی زفره |
|       | 9.09  | 0.60 | 1225000000  | 4     |                  |
|       | 8.49  | 1.08 | 306250000   | 12    |                  |
|       | 7.88  | 1.56 | 76562500    | 36    |                  |
|       | 7.28  | 2.09 | 19140625    | 124   |                  |
|       | 6.68  | 2.58 | 4840000     | 379   |                  |
|       | 6.08  | 3.04 | 1210000     | 1100  |                  |
|       | 5.48  | 3.45 | 302500      | 2839  |                  |
|       | 4.88  | 3.81 | 75625       | 6490  |                  |

جدول ۳-۴: محاسبه بعد فرکتال حوضه های آبریز زون گسلی قم-زفره

| تعداد<br>سلول | مساحت هر سلول | لگاریتم<br>تعداد | لگاریتم<br>مساحت |
|---------------|---------------|------------------|------------------|
| 1             | 36100000000   | 0.00             | 10.56            |
| 3             | 9025000000    | 0.48             | 9.96             |
| 9             | 2256250000    | 0.95             | 9.35             |
| 27            | 564062500     | 1.43             | 8.75             |
| 83            | 141015625     | 1.92             | 8.15             |
| 275           | 35253906      | 2.44             | 7.55             |
| 977           | 8813477       | 2.99             | 6.95             |
| 3629          | 2203369       | 3.56             | 6.34             |
| 13701         | 550842        | 4.14             | 5.74             |
| 52569         | 137711        | 4.72             | 5.14             |
| 168787        | 34428         | 5.23             | 4.54             |
| 417962        | 8606          | 5.62             | 3.93             |
| بعد فرکتال    |               | 1.15             |                  |

در محدوده گسلی قم، بعد فرکتالی حدود  $1/30$  و در محدوده گسلی کاشان  $1/32$  و در محدوده گسلی نطنز بعد فرکتال برابر با  $1/29$  و در محدوده زفره بعد فرکتال برابر با  $1/23$  می باشد. افزایش بعد فرکتالی آبراهه ها نیز از جنوب به سمت شمال می باشد. (شکل ۴).



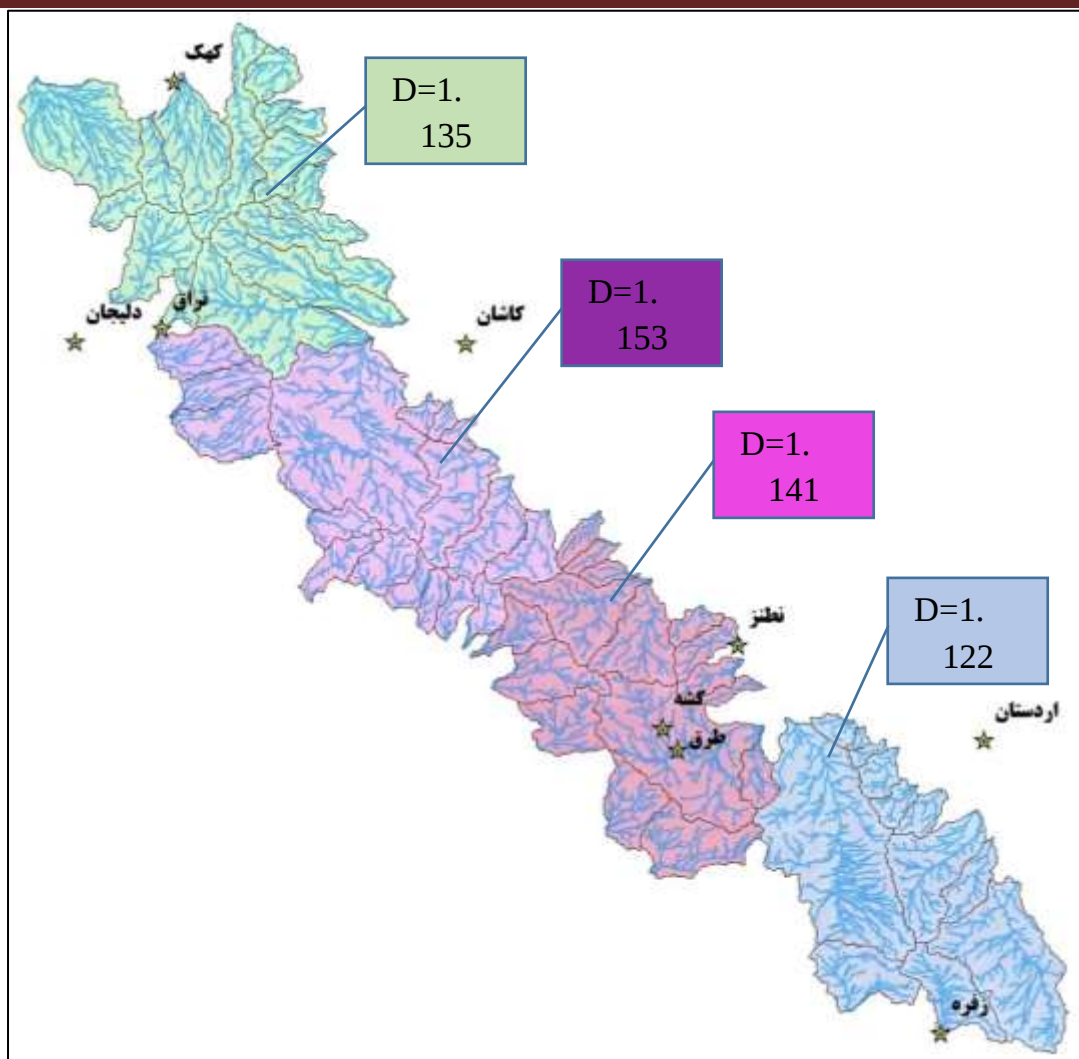
شکل ۴: بعد فرکتال محدوده های گسلی

جدول ۴: نمودارهای محاسبه بعد فرکتال به تفکیک حوضه های آبریز در زون گسلی قم-زفره

| حوضه آبریز    | تعداد سلول | مساحت هر سلول | لگاریتم تعداد سلولها | لگاریتم مساحت سلولها | بعد فرکتال |
|---------------|------------|---------------|----------------------|----------------------|------------|
| حوضه آبریز قم | 1          | 4900000000    | 0.00                 | 9.69                 | ۱.۱۳۵      |
|               | 4          | 1225000000    | 0.60                 | 9.09                 |            |
|               | 14         | 306250000     | 1.15                 | 8.49                 |            |
|               | 42         | 76562500      | 1.62                 | 7.88                 |            |

|       |                  |      |      |            |        |  |
|-------|------------------|------|------|------------|--------|--|
|       |                  | 7.28 | 2.14 | 19140625   | 139    |  |
|       |                  | 6.68 | 2.69 | 4785156    | 492    |  |
|       |                  | 6.08 | 3.25 | 1196289    | 1783   |  |
|       |                  | 5.48 | 3.83 | 299072     | 6745   |  |
|       |                  | 4.87 | 4.39 | 74768      | 24683  |  |
|       |                  | 4.27 | 4.84 | 18692      | 69853  |  |
|       |                  | 3.67 | 5.21 | 4673       | 161066 |  |
| ۱.۱۵۳ | حوضه آبریز کاشان | 9.81 | 0.00 | 6400000000 | 1      |  |
|       |                  | 9.20 | 0.60 | 1600000000 | 4      |  |
|       |                  | 8.60 | 1.00 | 4000000000 | 10     |  |
|       |                  | 8.00 | 1.54 | 1000000000 | 35     |  |
|       |                  | 7.40 | 2.03 | 250000000  | 106    |  |
|       |                  | 6.80 | 2.56 | 6250000    | 363    |  |
|       |                  | 6.19 | 3.12 | 1562500    | 1315   |  |
|       |                  | 5.59 | 3.70 | 390625     | 4976   |  |
|       |                  | 4.99 | 4.27 | 97656      | 18644  |  |
|       |                  | 4.39 | 4.74 | 24414      | 55555  |  |
|       |                  | 3.79 | 5.12 | 6104       | 131899 |  |
| ۱.۱۴۱ | حوضه آبریز نطنز  | 9.75 | 0.00 | 5625000000 | 1      |  |
|       |                  | 9.15 | 0.60 | 1406250000 | 4      |  |
|       |                  | 8.55 | 1.00 | 351562500  | 10     |  |
|       |                  | 7.94 | 1.51 | 87890625   | 32     |  |
|       |                  | 7.34 | 2.03 | 21972656   | 106    |  |
|       |                  | 6.74 | 2.56 | 5493164    | 364    |  |
|       |                  | 6.14 | 3.12 | 1373291    | 1328   |  |
|       |                  | 5.54 | 3.70 | 343323     | 5036   |  |
|       |                  | 4.93 | 4.27 | 85831      | 18598  |  |

|       |      |      |            |        |                 |
|-------|------|------|------------|--------|-----------------|
|       | 4.33 | 4.72 | 21458      | 52708  |                 |
| ۱.۱۲۲ | 9.56 | 0.00 | 3600000000 | 1      | حوضه آبریز زفره |
|       | 8.95 | 0.60 | 9000000000 | 4      |                 |
|       | 8.35 | 1.15 | 2250000000 | 14     |                 |
|       | 7.75 | 1.67 | 562500000  | 47     |                 |
|       | 7.15 | 2.20 | 14062500   | 157    |                 |
|       | 6.55 | 2.75 | 3515625    | 564    |                 |
|       | 5.94 | 3.32 | 878906     | 2108   |                 |
|       | 5.34 | 3.91 | 219727     | 8060   |                 |
|       | 4.74 | 4.46 | 54932      | 28796  |                 |
|       | 4.14 | 4.89 | 13733      | 78441  |                 |
|       | 3.54 | 5.24 | 3433       | 175311 |                 |



شکل ۵: ابعاد فرکتال شبکه زهکشی حوضه های آبریز به تفکیک محدوده های گسلی

## نتیجه گیری

در این پژوهش به روش تحلیلی-مقایسه ای با استفاده از تحلیل فرکتالی خطوط گسلی و شبکه آبراهه ها، تأثیر فرایندهای تکتونیکی بر تغییرات لندفرمی را مورد بررسی قرار داده است. نتایج محاسبه بعد فرکتال و شاخص فعالیت نسبی تکتونیکی ( $I_{at}$ ) نشان داد که پهنه گسلی قم-زفره با بعد فرکتال  $D=1.33$  دارای فعالیت بالای تکتونیکی است. برای انجام مقایسه مکانی شواهد تغییر شکل یافته مورفوتکتونیکی منطقه مورد مطالعه به چهار ناحیه ی گسلی بر اساس قطعات اصلی گسل قم-زفره تقسیم بندی گردید و در قالب هر ناحیه شواهد مورفوتکتونیکی مورد ارزیابی قرار گرفته سپس با یکدیگر مقایسه گردیدند.

## منابع

- اورنگ، ک.؛ محجل، م. و تاج بخش، غ.ر. ۱۳۹۳، شواهد وارونگی بردار لغزش در گسل کوشک-نصرت، شمال ساوه، فصلنامه علوم زمین. ۹۴: ۳۱۵-۳۲۸.
- بیگی، سهیلا، ندیمی، علیرضا، صفایی، همایون و هاشم باقری، ۱۳۹۲، بررسی نهشته‌های تراورتن جهت ارزیابی تکتونیک فعال در قطعه گسلی زفره در جنوب میلajرد، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، آبان، دانشگاه شهید بهشتی.
- بیگی زاده، سهیلا، ۱۳۹۲، تحلیل هندسی گسل‌های بخش مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر و تعیین ارتباط بین کانی زایی و عناصر ساختاری، شمال شرق اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی گرایش تکتونیک، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، مهر ۱۳۹۲.
- پور کرمانی، م.، محجل، م.، سلگی، ع.، آری، م. و ندی، ر.، ۱۳۹۱، زمین‌ساخت جنبای جنوب قم تهدیدی برای مناطق جدید شهری، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی. ۳: ۲۰۳-۲۱۳.
- توکی زاده، منصوره، الماسیان، محمود و کریم روشن بخت، ۱۳۸۸، مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک در گستره کاشان سامانه گسلی قم-زفره، فصلنامه زمین، سال چهارم، شماره ۳، پاییز. صص ۳۷-۵۰.
- جعفر بگلو، منصور، ابراهیم مقیمی، مجتبی یمانی، سید محمد زمانزاده و حمید کامرانی دلیر، تحلیل مورفوتکتونیک حوضه‌های آبریز کوهستان کرکس روی سامانه گسلی قم - زفره، پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، سال هشتم، شماره ۱، تابستان ۱۳۹۸، صص ۱۷۹-۱۹۸.
- جمالی، فرشاد، خالد حسامی و هادی طبسی، ۱۳۸۵ زمین‌ساخت جنبای در ناحیه نطنز، ژورنال زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سال هشتم، شماره دوم ۵۱-۵۸.
- جمالی، فرشاد، خالد حسامی آذر و منوچهر قرشی، ۱۳۸۷، گسل‌های جنبای و قطعه بندی پهنه گسلی قم-زفره در گستره میان زفره تا شمال کاشان، علوم زمین، تابستان، سال هفدهم، شماره ۶۸، صص ۱۸۲-۱۸۹.
- ده بزرگی، مریم، جهانبخش دانشیان، ۱۳۹۳، ارزیابی زمین‌ساخت فعال در سامانه گسل قم-زفره، همایش ملی زمین‌شناسی و اکتشاف منابع، شیراز، ۱۳۹۳.
- ده بزرگی، مریم، مؤمنی طارمسری، محمد، ۱۳۹۵، فعالیت زمین‌ساخت جوان در پهنه گسلی قم - زفره ایران

مرکزی، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال پنجم، شماره ۲، پاییز ۱۳۹۵، صص ۱۱۰-۱۲۹.

رهمی، زینب، محجل، محمد و فرشته شبانی، بررسی اثر سطح جدایشی بر سترشدگی و چین‌خوردگی برشی محلی در ناودیس شوراب در جنوب قم، ۱۳۹۰، علوم زمین، زمستان، سال بیست و یکم، شماره ۸۲، صص ۱۱-۱۶.

قربانی، الهام، دولتی، اصغر و محسن پورکرمانی، ۱۳۹۴، ارزیابی میزان جنبایی زمین‌ساختی و پویایی گسل‌های شمال غربی گستره ایران مرکزی، پهنه قم-ساوه، فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۱، شماره ۴، زمستان ۱۳۹۴، صص ۲۹۳-۳۰۶.

نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کهک، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

محجل، م. و ندا پروهان، ۱۳۸۴، هندسه و سینماتیک سامانه گسل قم-زفره و اهمیت آن در زمین‌ساخت ترافشاری، فصلنامه علوم زمین، سال دوازدهم، شماره ۵۶، صص ۷۲-۸۳.

محجل، محمد و زینب رهمی، ۱۳۸۸، ساختار گسل راوند و نقش آن در ایجاد حوضه کششی Pull-apart در کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال سوم، شماره یازدهم، پاییز، صفحات ۳۹-۴۵.

نوگل سادات، م. ع. ا.، ۱۳۶۴، منطقه‌های برشی و خمیدگی ساختاری در ایران، دستاوردهای تحلیل ساختاری ناحیه قم، گزارش شماره ۵۵ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۸۹ ص.

یمانی، مجتبی، مقیمی، ابراهیم و علیرضا تقیان، ۱۳۸۸، ارزیابی تأثیرات نوزمین‌ساخت فعال در دامنه‌های کرکس با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۸۸، صص ۱۱۷-۱۳۶.

## تحلیل رژیم باد و رخدادهای فرسایش بادی در استان البرز، مطالعه موردی: کلانشهر کرج

Temporal analysis of wind regime and wind erosion events in Alborz province, Case study: Karaj

محمدرضا راهداری<sup>۱\*</sup>، رسول خوارزمی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربت حیدریه rahdarimr@torbath.ac.ir

<sup>۲</sup> استادیار، موسسه تحقیقات خاک و آب، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران r.kharazmi@areeo.ac.ir

### چکیده

سرزمین‌های خشک و نیمه‌خشک و عرصه‌های بیابانی، پیوسته با پدیده فرسایش بادی مواجه هستند که از جمله آثار این پدیده توفان‌های گردوغبار و جابه‌جایی ریزگردها است و از آنجائیکه حدود ۷۵٪ وسعت ایران تحت تاثیر اقلیم خشک و نیمه خشک است لذا از اهمیت بالایی برخوردار است. در این پژوهش تلاش شده است که مطالعات رژیم بادی به عنوان یک شاخص کلیدی در مطالعات فرسایش بادی، با توجه به اطلاعات ساعتی سرعت و جهت باد بررسی و تجزیه و تحلیل گردد و در ادامه به مطالعه گلماسه با استفاده از معادلات فرایبرگر پرداخته شده است. نتایج مربوط به گلبادهای سالانه نشان می‌دهد که بادهای شمال غرب (۱۸٪) و غرب (۱۰٪) در منطقه مورد مطالعه از فراوانی بالاتری برخوردار می‌باشند و بعد از این دو جهت بادهای جنوب شرق (۷٪) و جنوب (۵٪) دارای بالاترین درصد فراوانی می‌باشند. از سویی دیگر یافته‌های سالانه گلباد بیانگر این مطلب است که بادهای شمال شرق (۱٪) دارای کمترین فراوانی هستند. مطالعه بادهای فرساینده نشان می‌دهد که فصل بهار دارای بالاترین فراوانی است و بعد از آن فصل تابستان و زمستان دارای فراوانی بالاتری می‌باشند. یافته‌های حاصل از مطالعات گلماسه در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که برآیند جبری حمل ماسه در ایستگاه کرج طی سال‌های ۱۹۸۷-۲۰۱۶ برابر با ۶۶ واحد بردار است و از سویی جهت حمل ماسه در این ایستگاه به سمت جنوب شرق منطقه است و تحت تاثیر رژیم بادی چند جهته قرار دارد. در پایان توصیه می‌گردد مدیران اجرایی ضمن بررسی رژیم باد در منطقه با روش‌های بیولوژیک و مکانیکی به کنترل بادهای فرساینده بپردازند.

کلمات کلیدی: گلباد، گل توفان، گل ماسه، فرایبرگر

## ۱- مقدمه

مدیریت منابع طبیعی نیاز به درک درستی از ترکیب پیچیده‌ای از فرآیندهای چشم انداز و ارتباط متقابل آن‌ها با فعالیت‌های انسانی دارد. پیش‌بینی میزان تاثیر کاربری‌های مختلف بر وضعیت تخریب خاک دارای اهمیت زیادی است و می‌تواند اطلاعات مناسبی را برای مدیران و سیاست‌گذاران منابع طبیعی فراهم نماید (گرگین‌پور، ۱۳۹۴). در میان فرایندهای مختلف تخریب اراضی، فرسایش خاک تهدید جدی برای حفاظت منابع خاک و آب کشور است. امروزه پدیده فرسایش (اعم از بادی و آبی) به عنوان یکی از اصلی‌ترین فرایندهای تخریب اراضی در مناطق مختلف دنیا از جمله ایران به شمار می‌آید. پدیده فرسایش بادی در اقلیم خشک و نیمه‌خشک عمل می‌کند و با توجه به اینکه بیش از دو سوم ایران در این اقلیم قرار گرفته است بنابراین علاوه بر فرسایش آبی، فرسایش بادی به عنوان عامل موثر تخریب در این مناطق عمل می‌کند (احمدی، ۱۳۸۷).

سرزمین‌های خشک و نیمه‌خشک و عرصه‌های بیابانی، پیوسته با پدیده فرسایش بادی مواجه هستند که ازجمله آثار این پدیده توفان‌های گردوغبار و جابه‌جایی ریزگردها است (راهداری، ۱۳۹۷). شرایط طبیعی ایران به گونه‌ای است که قسمت اعظم آن در زمره مناطق خشک و فراخشک قرار گرفته است در نتیجه پیوسته تحت تاثیر آثار فرسایش بادی است (احمدی، ۱۳۸۷).

فرسایش بادی فرایندی است که کنش، حمل و رسوب‌گذاری ذرات توسط باد انجام می‌شود. فرسایش بادی یک فرایند پیچیده است به خاطر اینکه این موضوع به عوامل مختلفی چون شرایط جوی (باد، بارش و دما)، ویژگی‌های خاک (بافت، ترکیب و تراکم)، ویژگی‌های سطح زمین (توپوگرافی، رطوبت، طول زبری آئرودینامیک و پوشش گیاهی) و کاربری زمین (کشاورزی، چرا و معدن) بستگی دارد. در طول یک رخداد از فرسایش بادی این فاکتورها با یکدیگر به‌عنوان فرایندهای فرسایش عمل می‌کنند (شائو<sup>۱۸۷</sup>، ۲۰۰۸).

فرسایش بادی در شرایطی اتفاق می‌افتد که نیروی برشی باد در سطح زمین بیش از انرژی مورد نیاز برای حمل ذرات خاک باشد (بگنولد<sup>۱۸۸</sup>، ۱۹۴۱). فرسایش‌پذیری زمین (سرزمین) تابعی از فرسایش‌پذیری خاک و همچنین حضور و عدم حضور زبری غیر فرسایش‌پذیر (صخره‌ها، پوشش گیاهی، شکل ناهمواری) است که می‌توانند بر روی فرسایش‌پذیری باد تاثیرگذار باشند (پیرس و والکر<sup>۱۸۹</sup>، ۲۰۰۵). این فرایند در شرایطی رخ می‌دهد که علاوه بر وجود خاک حساس، باد دارای حاکمیت و سرعت قابل توجه باشد. انتقال ذرات خاک به صورت‌های مختلف معلق، جهشی و خزشی

187- Shao

188- Bagnold

189- Pears & Walker

انجام می شود و سبب ایجاد خسارت های جدی به محیط زیست می گردد (احمدی، ۱۳۸۷). فقر پوشش گیاهی به باد این اجازه را می دهد که به راحتی بر سطح خاک کاوش کرده و مقادیر فراوانی خاک سطحی را از نقطه ای به نقطه ای دیگر حمل کند. فرسایش بادی ابتدا خاک سست و بدون پوشش گیاهی را برداشت نموده و در طی مسیر حمل برخورد ذرات جهش توسط باد باعث تشدید فرسایش و افزایش خسارات می گردد و در نهایت مواد حمل شده را به صورت پهنه ها و تپه های ماسه ای بر جای می گذارد (راهداری، ۱۳۹۷).

در مطالعات مربوط به فرسایش دو نوع شاخص وجود دارد که شامل فاکتورهای فرساینده و فرسایش پذیری می شوند (احمدی، ۱۳۸۷؛ شهابی نژاد<sup>۱۹۰</sup> و همکاران، ۲۰۱۹). باد به عنوان یک فاکتور فرساینده دارای جهت برداری، اندازه و نیرو می باشد. سرعت و قدرت باد یک عنصر کلیدی در توانایی فرسایش بادی است و مطالعات نشان داده که فرسایش بادی همبستگی مثبتی با سرعت باد دارد (اختصاصی، ۱۳۸۳؛ برومندی<sup>۱۹۱</sup> و همکاران، ۲۰۲۱). به علت اینکه باد عامل اصلی تخریب و فرسایش در مناطق بیابانی محسوب می گردد، باید برای جلوگیری از اثرات تخریبی آن شناخت کافی داشت. بنابراین لازم است طی یک دوره آماری مناطق تحت تاثیر فرسایش بادی مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گیرد و مهمترین عواملی که در این مورد باید مورد توجه قرار گیرد شامل سرعت باد، جهت چیره باد و فراوانی باد (گلبداد، گل توفان و گلماسه) است (احمدی، ۱۳۸۷).

با توجه با اهمیت رخدادهای فرسایش بادی در استان البرز و شهرستان کرج و گزارشات متعدد از گردوغبار در این منطقه، در این پژوهش تلاش شده است که مطالعات رژیم بادی، به عنوان یک شاخص کلیدی در مطالعات فرسایش بادی، با توجه به اطلاعات ساعتی سرعت و جهت باد بررسی و تجزیه و تحلیل گردد و در ادامه به مطالعه گلماسه با استفاده از معادلات فرایبرگر پرداخته شده است.

## ۲- مواد و روش ها

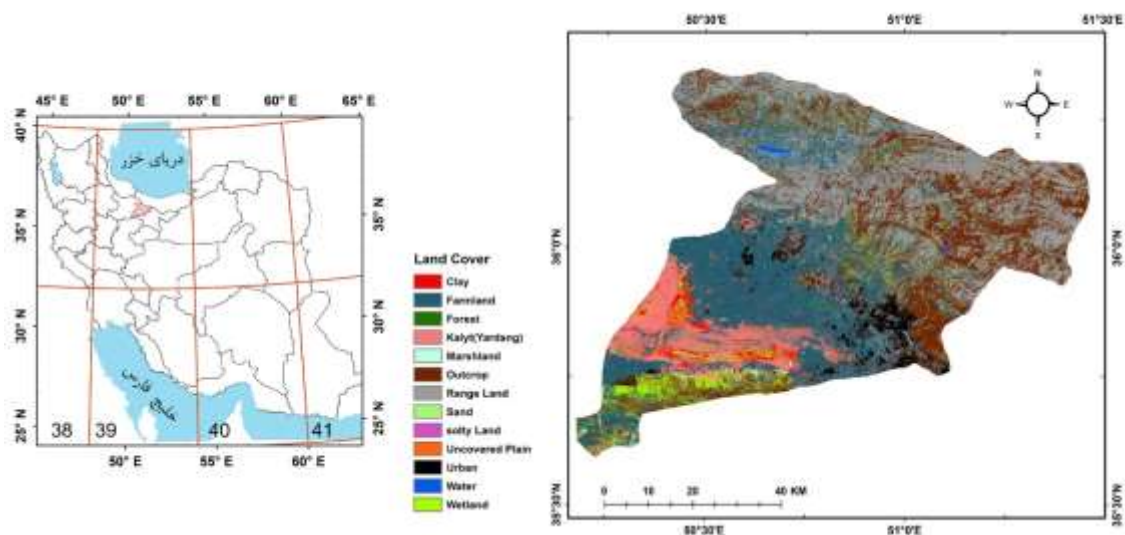
### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

استان البرز با مساحت ۵۱۲۵ کیلومتر مربع بین مختصات جغرافیایی ۳۵ درجه و ۳۲ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۲۰ دقیقه عرض شمالی و ۵۰ درجه و ۹ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۲۷ دقیقه طول شرقی قرار گرفته است (شکل ۱). این استان از شمال به استان مازندران، از غرب به استان قزوین، از شرق به استان تهران و از جنوب به استان مرکزی محدود است. استان البرز در دامنه های جنوبی رشته کوه های البرز قرار گرفته است. این استان در فصل سرد سال متاثر از سیستم های

190- Shahabinejad

191- Broomandi

شمالی، شمال غرب و غرب است و ریزش های جوی آن ناشی از فعالیت سیستم های بارانی مذکور است. بارندگی این منطقه از آبان ماه آغاز می شود و تا اواسط اردیبهشت ادامه دارد. استان البرز از نظر اقلیمی دارای تنوع زیادی است، به گونه ای که از اقلیم بیابانی در قسمت های جنوبی شروع می شود و تا اقلیم های نیمه مرطوب و مرطوب در قسمت های شمالی ادامه دارد و در حدود ۹ درصد از اراضی این استان کویری است (شیرالی و همکاران، ۱۴۰۱).



شکل ۵- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه به همراه نقشه کاربری اراضی با استفاده از تصاویر سنتنل ۱ و ۲ بر مبنای محصول ۱۳ کلاسه منتشر شده در پلتفرم گوگل ارث انجین (قربانیان<sup>۱۹۲</sup> و همکاران، ۲۰۲۰)

## ۲-۲- روش کار

در ابتدا به تهیه اطلاعات بادسنجی ایستگاه کرج پرداخته شده است و اطلاعات جهت و سرعت باد را در بازه زمانی سه ساعته آماده سازی شده است. برای انجام محاسبات مربوط به پتانسل حمل ماسه فرض بر این است که تپه های ماسه ای از ذرات ماسه با اندازه میانگین  $0.25-0.30$  میلی متر تشکیل شده است (فرایبرگر، ۱۹۷۹). چنین فرضی برای اکثر مناطق بیابانی دنیا در نظر گرفته شده است و از سوی دیگر نتایج مطالعات میدانی در منطقه مورد مطالعه نیز حاکی این فرض بود. سرعت آستانه با توجه به مطالعات بلی<sup>۱۹۳</sup> (۱۹۶۴) برای میانگین ذرات  $0.30$  میلی متر و فاکتور زبری سطح، در ارتفاع ۱۰ متری معادل  $11/6$  نات برآورد گردیده است و با توجه به مطالعات فرایبرگر (۱۹۷۹) ۱۲ نات در نظر گرفته شده است. در این تحقیق نیز سرعت آستانه معادل ۱۲ نات منظور گردید و برای انجام تحلیل های مربوطه

192- Gorbanian

193- Belly

از نرم افزارهای 8 WR Plot view و همچنین MATLAB 2015 استفاده شد.

$$DP \propto V^2(V - V_t) \times T$$

رابطه ۱

در رابطه ۱ سرعت باد اندازه گیری شده با  $V$  نشان داده شده است و  $V_t$  سرعت آستانه در منطقه مورد مطالعه است (در این تحقیق ۱۲ نات) و  $T$  فراوانی کلاس های سرعت باد در جهات هشت گانه در ایستگاه مورد مطالعه می باشد. در نهایت  $DP$  توانایی حمل ماسه در تمام جهات در یک زمان مشخص (به عنوان مثال ماهانه و یا سالانه) با توجه به مطالعات فرایبرگر (۱۹۷۹) بدست آمد. به منظور بدست آوردن برآیند برداری (رابطه ۲) در جهات مختلف بعد از تجزیه در امتداد محور طولی و محور عرضی و با توجه به اندازه برداری در هر یک از جهات به این مورد دست پیدا کردیم و بدین صورت عمل نمودیم:

$$RDP = \sqrt{(C^2 + D^2)}$$

رابطه ۲

$$D = \sum_{i=1}^{8 \text{ or } 16} (DP_i) \cos \theta_i$$

$$C = \sum_{i=1}^{8 \text{ or } 16} (DP_i) \sin \theta_i$$

$$RDD = \text{Arc tan}\left(\frac{C}{D}\right)$$

رابطه ۳

به منظور بدست آوردن نسبت برآیند برداری به برآیند جبری ( $UDI$ ) از تقسیم این دو پارامتر که در مراحل قبل بدست آمده، استفاده گردید (رابطه ۳):

$$UDI = \left(\frac{RDP}{DP_t}\right)$$

رابطه ۴

به منظور انجام محاسبات پتانسیل حمل ماسه به روش فرایبرگر از کلاس های سرعت باد استاندارد با توجه به جدول ۱ استفاده شده است. لازم به ذکر است که فرایبرگر (۱۹۷۹) در این روش پیشنهاد نمود از سرعت های بیشتر از ۴۰ نات صرف نظر شود بخاطر اینکه از نظر آماری درصد بسیار ناچیزی را شامل می شوند. در این تحقیق تلاش شده است که هر یک از پارامترهای مورد مطالعه تفکیک گردد و به مقایسه این شاخص ها پرداخته شده است و با توجه به جدول ۱ قدرت فرسایش بادی به سه گروه کم، متوسط و زیاد طبقه بندی گردید.

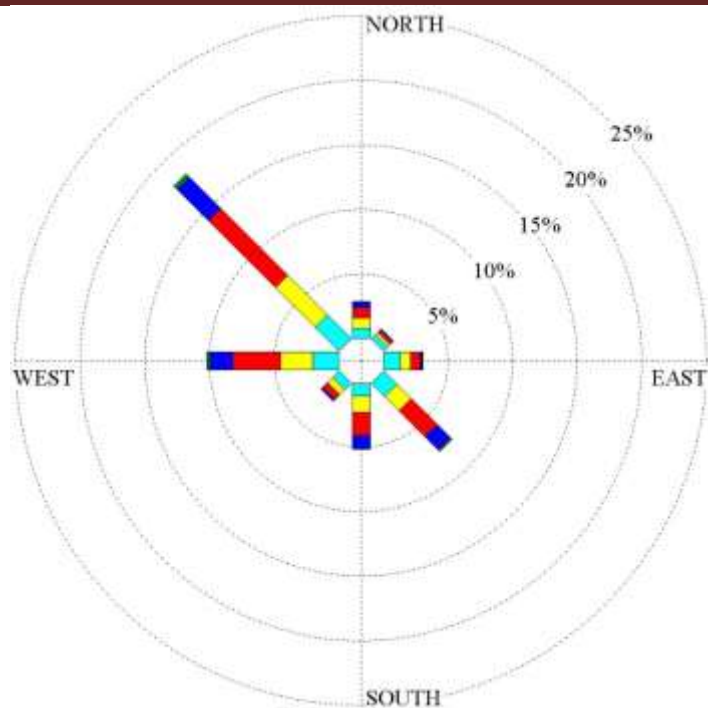
جدول ۱: تقسیم بندی توان حمل ماسه توسط باد در محیط های بیابانی (فرایبرگر، ۱۹۷۹)

| قدرت فرسایش بادی | UDI         | $DP_t$      | دبی حمل ماسه ( $m^3 \cdot year \cdot m$ ) |
|------------------|-------------|-------------|-------------------------------------------|
| کم               | $< 0.3$     | $< 200$     | $< 17$                                    |
| متوسط            | $0.3 - 0.8$ | $200 - 400$ | $17 - 33$                                 |
| زیاد             | $> 0.8$     | $> 400$     | $> 33$                                    |

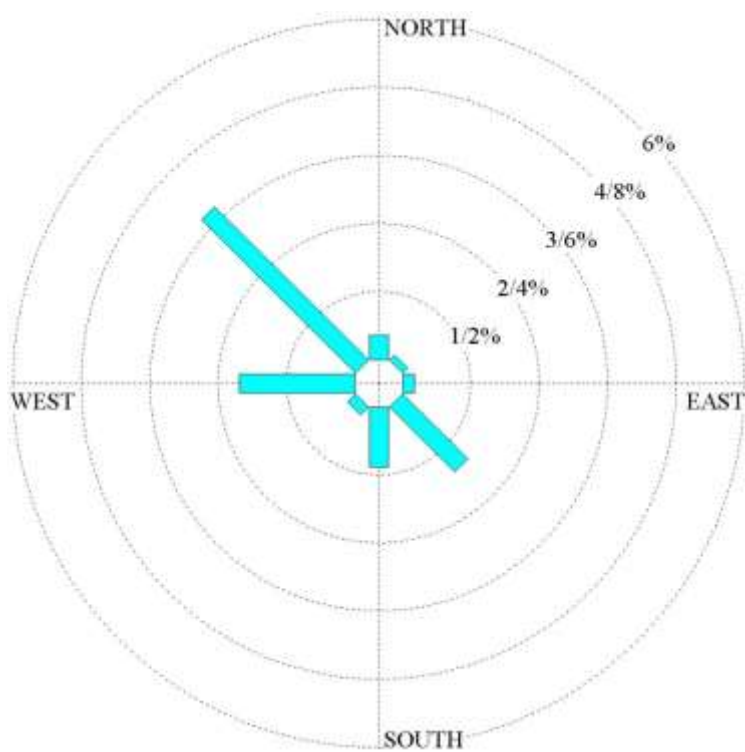
### ۳- نتایج

نتایج مربوط به گلبادهای سالانه نشان می دهد که بادهای شمال غرب ( $18\%$ ) و غرب ( $10\%$ ) در منطقه مورد مطالعه از فراوانی بالاتری برخوردار می باشند و بعد از این دو جهت بادهای جنوب شرق ( $7\%$ ) و جنوب ( $5\%$ ) دارای بالاترین درصد فراوانی می باشند. از سویی دیگر یافته های سالانه گلباد بیانگر این مطلب است که بادهای شمال شرق ( $1\%$ ) دارای کمترین فراوانی هستند (شکل ۲). مطالعات مربوط به گل توفان (بادهای بیشتر از سرعت آستانه فرسایش بادی،  $12$  نات) بیانگر این مطلب است که  $71\%$  رخدادهای بادی در منطقه کمتر از سرعت آستانه فرسایش بادی در منطقه بوده اند و جهات شمال غرب ( $9\%$ )، غرب ( $2\%$ )، جنوب شرق ( $1\%$ ) و جنوب ( $1\%$ ) به ترتیب دارای بالاترین فراوانی بادهای بیشتر از سرعت آستانه بوده اند (شکل ۳). در شکل شماره ۴ نیز فراوانی هر یک از جهات هشت گانه مورد مطالعه با توجه به گلباد سالانه در ایستگاه سینوپتیک کرج قابل مشاهده است.

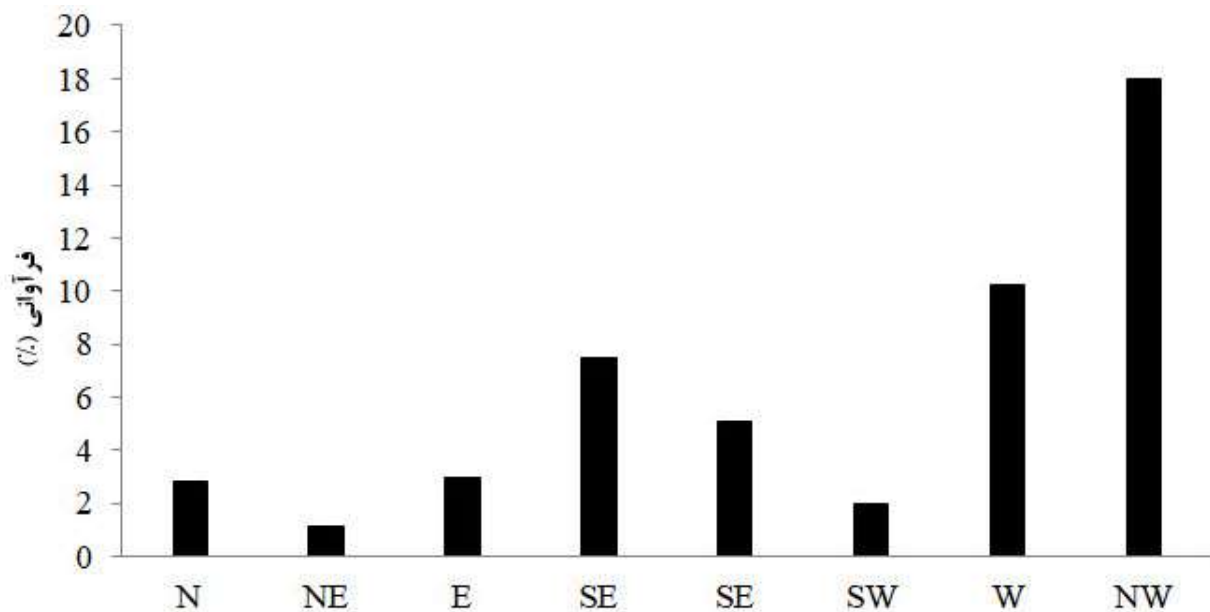
نتایج نشان می دهد که فصل بهار دارای فراوانی بیشتری نسبت به بادهای فرساینده است و بعد از آن فصل تابستان و زمستان دارای فراوانی بالاتری می باشند. از سویی بادهای جنوبی در منطقه مورد مطالعه در فصل تابستان بیشتر از سایر فصول دارای فراوانی بالاتری است و این موضوع نشان دهنده فعال شدن بادهای جنوبی صرفا در فصل تابستان در این منطقه است (شکل ۵) که با نتایج تحقیقات رایگانی و همکاران ( $1395$ ) در ارتباط با شبیه سازی جریان هوا بمنظور تعیین کانون های گردوغبار استان البرز همخوانی دارد. نتایج حاصل از مطالعات گلماسه در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد که برآیند جبری حمل ماسه در ایستگاه کرج طی سال های  $1987-2016$  برابر با  $66$  واحد بردار است و از سویی جهت حمل ماسه در این ایستگاه به سمت جنوب شرق منطقه است. یافته های گلماسه سالانه همچنین نشان داده است که شاخص هم جهتی در منطقه معادل با  $0.52$  است که بیانگر رژیم بادی چند جهته می باشد (شکل ۶).



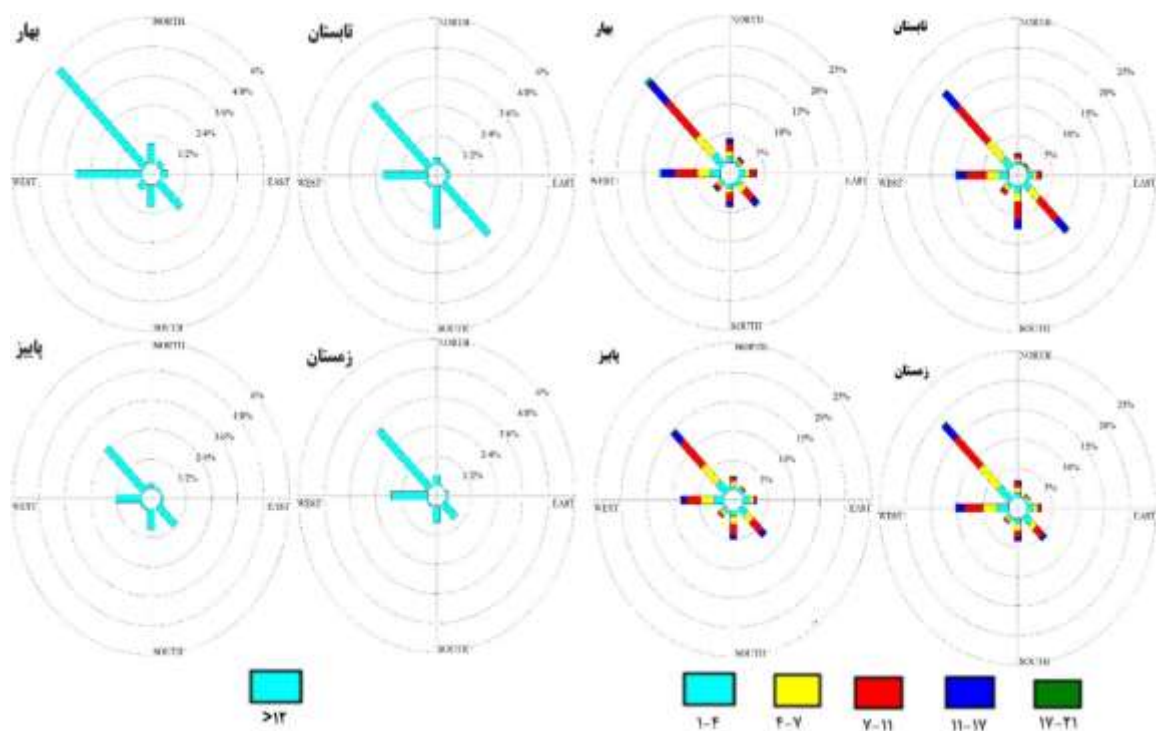
شکل ۲- گلباد سالانه ایستگاه سینوپیتیک کرج



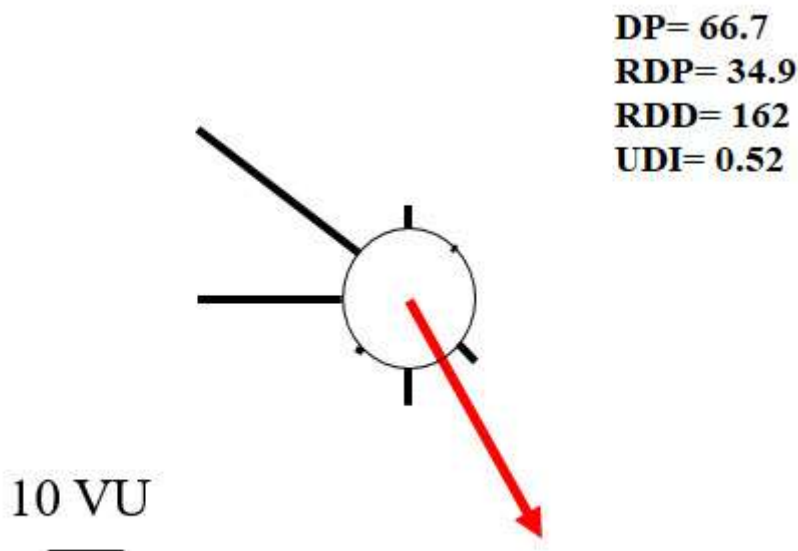
شکل ۳- گل توفان سالانه ایستگاه سینوپیتیک کرج



شکل ۴- فراوانی جهات باد (درصد) در ایستگاه سینوپتیک کرج



شکل ۵- گلبادهای گل توفانهای فصلی و سالانه ایستگاه سینوپتیک کرج



شکل ۶- گلماسه سالانه ایستگاه سینوپتیک کرج (۱۹۸۷-۲۰۱۶)

#### ۴- بحث و نتیجه گیری

در این پژوهش رژیم بادی استان البرز با استفاده از داده های ساعتی سرعت و جهت باد ایستگاه سینوپتیک کرج مورد با تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. با هدف بررسی هم زمان سرعت، جهت باد و سرعت آستانه ی فرسایش (شرایط خاک) نمودار گل توفان ترسیم شد. توان فرسایش بادی و مقدار نسبی حمل ماسه در جهت های مختلف با استفاده از نمودار گلماسه مورد بررسی قرار گرفت. همانطور که از نتایج قابل استنباط است جهات شمال غرب، غرب، جنوب شرق و جنوب از بالاترین فراوانی نسبت به سایر جهات در منطقه مورد مطالعه برخوردار بوده اند. یافته های مطالعات گلماسه نیز در ایستگاه کرج ( $DP = 66, UDI = 0.52$ ) بیانگر این مطلب است که این منطقه با توجه به مطالعات فرایبرگر در کلاس کم قرار دارد و جهت حمل ماسه نیز به سمت جنوب شرق منطقه است. در پایان توصیه می گردد، فعالیت های بیولوژیکی دقیقاً عمود به جهت جنوب شرقی انجام گیرد تا اثرگذاری بالاتری در کنترل ماسه های روان در منطقه و کاهش رخدادهای فرسایش بادی داشته باشد.

## مراجع

- احمدی، ح. ۱۳۸۷. ژئومورفولوژی کاربردی، جلد دوم، بیابان و فرسایش بادی. چاپ سوم، انتشارات دانشگاه تهران.
- اختصاصی، م. ر. ۱۳۸۳. بررسی مورفومتری و مورفودینامیکی رخساره‌های فرسایش بادی دشت یزد اردکان و تعیین شاخص‌های این فرآیند جهت کاربرد در مدل‌های ارزیابی بیابان‌زایی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران، ایران.
- راهداری، م. ر. ۱۳۹۷. مدل‌سازی رسوب‌گذاری ماسه در خطوط ریلی راه آهن، رساله دکتری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران.
- رایگانی، ب، خیراندیش، ز، کرمانی، ف، محمدی، م، ترابی‌نیا، ع. ۱۳۹۵. شناسایی کانون‌های بالفعل تولید گرد و غبار با استفاده از داده‌های سنجش از دور و شبیه‌سازی جریان هوا مطالعه موردی: استان البرز. مدیریت بیابان، ۴ (۸): ۱۵-۲۲.
- گرگین‌پور، د. مقایسه کارایی مدل‌های IRIFER و LUIM در ارزیابی فرسایش بادی دشت سگزی استان اصفهان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه صنعتی اصفهان. ایران.
- Bagnold RA. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen.
- Belly, P. Y. 1964. Sand movement by wind. Army Coastal Engineering Research Center, Washington, D.C, US.
- Broomandi, P., Karaca, F., Guney, M., Fathian, A., Geng, X. and Kim, J.R. 2021. Destinations frequently impacted by dust storms originating from southwest Iran. Atmospheric Research, 248,105264.
- Fryberger SG. Ahlbrandt T S. 1979. Mechanisms for the formation of eolian sand seas. Geomorphology, 23:440-460.
- Ghorbanian, A., Kakooei, M., Amani, M., Mahdavi, S., Mohammadzadeh, A., and Hasanlou, M. 2020. Improved land cover map of Iran using Sentinel imagery within Google Earth Engine and a novel automatic workflow for land cover classification using migrated training samples. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 167, 276-288.
- Pearce K I, Walker I J. 2005. Frequency and magnitude biases in the 'Fryberger' model, with implications for characterizing geomorphically effective winds. Geomorphology, 68(1): 39-55.

Shahabinejad, N., Mahmoodabadi, M., Jalalian, A. and Chavoshi, E. 2019. In situ field measurement of wind erosion and threshold velocity in relation to soil properties in arid and semiarid environments. *Environmental Earth Sciences*, 78(16), 1-22.

Shao, Y. 2008. *Physics and modeling of wind erosion*, Cologne: Springer publisher, Germany.

## تحلیل ژئومورفوتکتو دینامیک سواحل دریایی ایران

علی نصیری

گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور تهران pnuiran@yahoo.com

### چکیده

بررسی تحولات مورفوتکتودینامیک و محیط های متنوع ژئومورفیک ساحلی، تحولات توسعه لندفرم ها، قابلیت های محیطی سواحل کشورمان موضوع تحقیق است که با تحلیل فرآیندهای مورفوژنز، داده های ژئوفیزیکی، سنگ شناسی، ساختاری، لرزه خیزی، ماهواره ای و اسنادی انجام شد. علی رغم اهمیت این نواحی، مطالعات انجام شده ناکافی و ناشناخته های زیادی وجود دارد. فرآیندهای مورفوژنز (مورفوتکتونیک، مورفودینامیک و مورفواستاتیک) و لندفرم ها سواحل دریایی کشورمان تحلیل و مقایسه نمود. نتایج نشان می دهند که خلیج فارس دریای کناری با لندفرم ناودیس طی طولی محدب است که واحدهای شاخص ژئومورفولوژی آن لندفرم های دلتاها و سواحل چین خورده منظم طاقدیس و ناودیس از نوع ساختمانی و فرآیند دیپایریسم بر پوسته قاره ای است که در سایر سواحل ایران مورفوتکتیک آن مشاهده نمی شود اگرچه با نوع خزری به لحاظ مورفواستراکچر ظاهری کمانی محدب با روند به سمت جنوب غربی و نیز روند گسلها مشابهت دارد ولیکن به لحاظ مورفوتکتیکی و مورفوتکتونیک و نوع پوسته تکتونیک و گستردگی، سرعت، شدت و نوع فرآیندهای مورفوژنز متفاوتند. یافته ها نشان می دهند که واحدهای شاخص مورفواستراکچر سواحل ایرانی خزر دلتاهای سفید رود و ساری، تالابهای انزلی و میانکاله و لندفرم چاله ای U فرم ساختمانی عمیق با پوسته اقیانوسی (نوع تتیس) که در قسمت جنوب تابع لندفرم (طاقدیس کمانی طولی) البرز با خمیدگی های ساختاری منطبق بر محور شرقی - غربی آن و نامتقارن (در راستای محور شکستگی کپه داغ - قفقاز) در جهات غرب (ارتفاعات طالش) و شرق (توران پست هموار) است. فرورفتگی بیشتر گرابن خزر جنوبی ناشی از گسل کپه داغ - قفقاز در شمال و سامانه گسلی البرز در جنوب است. پیشروی سواحل شرقی آن خیلی بیشتر از سواحل غربی است. فعالیت های ژئومورفوتکتونیک و مورفودینامیکی نقش اساسی در تکامل ژئومورفولوژی آن دارند. فراوانی و تراکم سامانه گسل ها و شکستگیهای موازی با روند شرقی - غربی سواحل خزر بخصوص در طاقدیس البرز خیلی زیاد است که قابل مقایسه با سواحل خلیج فارس نیست که این سامانه موجب لندفرم پلکانی و گستردگی و افتادگی بیشتر دامنه های جنوبی طاقدیس البرز نسبت به دامنه تند شمالی آن شده است. یافته های پژوهش نشان می دهند نوع مورفواستراکچر سواحل ایرانی عمان متفاوت از دو نوع قبلی است. واحد شاخص ژئومورفولوژیکی سواحل ایرانی عمان لندفرم های مزدوج عرضی چون خلیج های امگا شکل، سواحل پلکانی، پادگانه های دریای و گل فشان ها هستند. فرآیندهای غالب مورفوژنز آن مورفوتکتونیک فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر پوسته قاره ای مکران و فرآیندهای مورفودینامیک (بخصوص فرسایش بادی و امواج) در شکل گیری لندفرم های ماسه ای و مورفواستاتیک (پادگانه های ساحلی) است. سواحل نوع عمانی اگرچه از نظر برخی لندفرم ها و پوسته اقیانوسی، فرآیند های مورفوتکتونیک (فرورانش) و گل فشان ها و روند گسل ها به استثنای گسل های عرضی و گسل های ساحل غربی (میناب) مشابهت هایی با نوع خزری دارد ولیکن به لحاظ مورفواستراکچر، نوع و فراوانی و گستردگی لندفرم ها، روند شکستگی ها (نوع غالباً عرضی) و گستردگی پوسته اقیانوسی (نوع هند و استرالیا) و گستردگی جبهه رانش و سطح ارتفاعی کاملاً متفاوت از سواحل خزر و خلیج فارس است. فراوانی و تراکم گسل ها در سواحل عمانی بیشتر از سایر سواحل ایران است. شاخص های لندفرمی آن چون پادگانه های دریایی (مورفواستاتیک)، سواحل پلکانی و خلیج های امگایی (مورفوتکتونیک) و لندفرم های ماسه ای (مورفودینامیک امواج - بادی) در آن بخوبی توسعه یافته اند.

کلمات کلیدی: لندفرم، مورفوتکتونیک، مورفودینامیک، مورفواستاتیک، سواحل، ایران

## مقدمه

سواحل یکی از مهمترین منابع محدود در جهان بشمار می آیند ( آپسیمون و همکاران ۱۹۹۰ به نقل از احد نژاد ۱۹۹۵). بیش از نیمی از جمعیت جهان در مناطق ساحلی زندگی می کنند(بیرد ۲۰۰۸). کشور ما هم بنابه موقعیت خاص جغرافیایی، دارای بیشترین سواحل در منطقه می باشد. علی رغم اهمیت روزافزون نواحی ساحلی قابلیت های محیطی حائز اهمیت آنها جهت توسعه کلان و همه جانبه کشور مطالعات و نظریات دانش ژئومورفولوژی ساحلی کشورمان اندک بوده و مجهولات و ناشناخته های زیادی پیش روی محققین دارد. شناخت لندفرم های سواحل کشورمان و علل، ساز و کار تشکیل، توسعه و تحولات و تنوع و طبقه بندی آنها و همچنین دانش توان و قابلیت های محیطی آن بعنوان واحد ارضی یا سرزمینی تشکیل دهنده سامانه اراضی ساحلی کشور، زمینه اصلی مورد بحث مقاله حاضر تحت عنوان تحلیل ژئومورفولوژی سواحل دریایی ایران است. لذا توسعه شناخت و پهنه بندی اراضی ساحلی با تکیه بر خصوصیات فیزیکی لندفرم ها، داده های سنگ شناسی، ساختار زمین و به تبع آن لرزه خیزی، جهت استفاده در طرح های توسعه استفاده از سرزمین از نگاه زیست محیطی، طراحی فعالیت مناسب از جمله طراحی سکونت گاه ها و استقرار صنایع و زیرساخت های توسعه ای یکی از اهداف تحقیق حاضر است.

مناطق ساحلی به ویژه سواحل دریاها و آزاد یکی از پویاترین قلمروهای ژئومورفولوژیکی محسوب می شوند، زیرا در یک فضای تعاملی و تقابلی چند بعدی مؤلفه ها و فرایندهای مورفودینامیک و مورفوتکتونیک با یکدیگر پیوندخورده و سیمای ژئومورفولوژیکی تحت استیلای خود را توسعه و تکامل می بخشند (با تغییر از سیف ۱۳۸۴). بعبارتی سامانه های لندفرمی مناطق ساحلی عموماً در نواحی تلاقی بین سه سیستم عمده طبیعی اتمسفر، هیدروسفر و لیتوسفر و مرز صفحات پوسته تشکیل و تکامل می یابند. تعامل و همپوشی میان هر سه سیستم مذکور با فرآیندهای مختلف فعال و نیمه فعال، مناطق ساحلی را به شدت پویا می سازد. مناطق ساحلی جریان مواد فرسایشی توسط عوامل رودخانه ها، یخچال ها، باد را از طرف خشکی ها به سیستم اقیانوس را میسر می سازند. ژئومورفولوژی ساحلی به مطالعه و بررسی انواع لندفرم های ساحلی، نحوه شکل گیری آنها و فرآیندهای سازنده آنها و همچنین به مطالعه روند تاریخی تشکیل لندفرم های ساحلی و یا سیر تغییر و تحولات آنها در مقیاس های مختلف مکانی و زمانی سر و کار دارد. زمین شناسی ساحلی به مطالعه چگونگی تشکیل و ساختار صخره ها، رخنمون ها و رسوبات برجای مانده در مناطق ساحلی می پردازد که خود زمینه مطالعات ژئومورفولوژی ساحلی را فراهم می کند. در ژئومورفولوژی ساحلی موضوعات متنوعی طرح، بحث و بررسی می شود : (الف) شکل گیری اشکال در رابطه با زمین شناسی و فرآیندهای ژئومورفوتیک، تغییرات فرآیندها و لندفرم ها، طبقه بندی لندفرم ها و یا بعبارتی تعیین سیستم و واحدهای لندفرمی (واحدهای اراضی)، ارتباط و کاربرد آنها در آمایش سرزمین، مدیریت و برنامه ریزی منطقه ای. (ب) تغییرات خط ساحلی که طی

دوره های خاصی اندازه گیری شده است به همراه تجزیه و تحلیل علت آنها. (ت) فعل و انفعالات مناطق نزدیک به ساحل و به ویژه خود ساحل. (پ) مدارک و شواهد تاریخ زمین شناسی، به ویژه تغییر در سطح زمین و دریا و تغییرات آب و هوایی. (ث) منابع و الگوهای حرکت رسوب ساحلی. (ج) مجموعه ای از فرآیندهای هوازدهی در مناطق ساحلی. ماهیت و تنوع اشکال لندفرمی سواحل مختلف تابع عوامل و فرآیندهای گوناگون است که عبارتند از (با تغییر از آرنات ۱۹۴۲: ۱۰) ۱- عوامل ساختاری و زمین شناسی (تکتونیک صفحه ای، کوهزایی، خشکی زائی، زمین لرزه ها، رشته کوهها، پهنای شیب قاره ای و برجستگی ها). ۲- زمین شناسی محلی (ساختار محلی و نوع سنگ). ۳- فرآیندهای ژئومورفیکی (دره های رودخانه ای، دلتاها و انباشت و تراکم رسوبات، ریزش ها و لغزش زمین). ۴- تغییرات ایزوستازی سطح آب یا مورفواستاتیکی (ایزوستازی تکتونیک و ایزوستازی یخچالی). ۵- اقلیم طوفانی یا موجی (اندازه توده آبی، جهت ساحل، باد و آب و هوای طوفانی). ۶- جزر و مد (جریانات جزر و مدی، نوع جزر و مد و دامنه (و یا اندازه) و فرکانس جزر و مد). ۷- اثرات یخ و یخچالها (یخ ساحلی و پوشش یخی زمستانی). ۸- فرسایش و رسوب محلی (فرسایش ساحلی و فرآیندهای حمل و رسوب). ۹- عوامل بیولوژی (جنگل های مانگرو، باطلاق های شور، موجودات دریایی، توده های مرجانی، پوشش گیاهی بستر دریا و پوشش گیاهی تپه های شنی ساحلی). بهتر است اشاره شود که مناطق ساحلی و فرآیندهای آن، موضوع مورد مطالعه تعداد زیادی از نظام های علمی است که رویه و دیدگاههای متفاوتی را در خصوص آن دارند. موضوعات مشترک مورد علاقه مابین ژئومورفولوژیست های ساحلی، رسوب شناسان، اقیانوس شناسان ساحلی و مهندسين ساحلی در مطالعه سازکار امواج و جریانات جزر و مدی و فرسایش و رسوب ساحلی وجود دارد. همچنین ژئومورفولوژیست ها با بیولوژیست ها در مطالعه پوشش گیاهی و حیات جانوری در نواحی ساحلی مانند آب های ساحلی، سواحل، استران و باتلاق های ساحلی موضوعات و قلمروهای مطالعاتی مشترکی دارند. امواج و جریانات جزر و مدی ممکن است زندگی گیاهی و جانوری در نواحی ساحلی و یا آب های کم عمق آن را با استرس و فشار مواجه ساخته، و در پراکندگی ارگانیسم ها بسیار مهم عمل کند. بعنوان مثال صدف ماهی و همچنین برخی گونه های از سایر ارگانیسم ها در رسوبات شنی سطحی و محیط خط ساحلی (استران) زندگی می کنند. کنش متقابل گیاهان، امواج و جریانات جزر و مدی برای مطالعات بستر گیاهان دریایی و محیط باتلاقهای ساحلی بسیار حائز اهمیت است. در موضوع مطالعات بستر اقیانوس ها امروزه سعی بر استفاده بیشتر از فناوری سنجش از دور و سیستم موقعیت یاب جهانی است. مطالعات و اندازه گیری ها نشان می دهد که بستر اقیانوس ها مانند سطح خشکی ها، دارای پستی و بلندی ها و لندفرم های متنوعی است که (در ژئومورفولوژی اقیانوس ها بیشتر بحث می شود) به ترتیب از ساحل به سمت پشته اقیانوسی عبارتند از: فلات قاره، شیب قاره، خیز قاره، دشت مگاک و پشته اقیانوسی که ما در اینجا با آنها زیاد کاری نداریم و بحث ما بیشتر نواحی ساحلی (یا یخش های مختلف نواحی ساحل) را شامل می شود که فلات قاره

ها نیز بخشی از پهنه سواحل محسوب می شوند. به طور کلی سه موضوع مهم به شرح زیر در ژئومورفولوژی کاربردی با یک تمرکز روشن بر تغییرات ناشی از گرم شدن جهانی توجه شده که نقش مهم ژئومورفولوژیست ها را بیان می دارد (میکر ۱۹۵، ۲۰۰۰). تلاش در جهت تعدیل مخاطرات طبیعی با منشأ ژئومورفیکی. (۲) مشارکت در برنامه های مدیریت محیطی با استفاده از فنون جدید نظیر GIS، کارتوگرافی پیشرفته، سنجش از دور و GPS. (۳) مطالعه تغییرات اقلیمی کره زمین از طریق تغییر مرزهای بحرانی و عرضه تصمیمات راهبردی درباره فعالیت های اقتصادی.

### محدوده مورد مطالعه

پهنه ایران در عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی و ۴۴ تا ۶۳ درجه طول شرقی قرار گرفته است. در حدود ۱۶۴۸۱۹۵ کیلومتر مربع وسعت دارد. طول خط ساحلی ایران در جنوب ۴ هزار ۹۰۰ کیلومتر و در شمال خط ساحلی دریای خزر ۸۸۹ کیلومتر است (سازمان بنادر و دریانوردی ایران). سواحل دریایی ما به طولی ۵ هزار ۷۸۹ کیلومتر گسترده شده اند. مرزهای آبی منطبق بر رودخانه ها مانند رود ارس (آذربایجان)، اترک (ترکمنستان)، تجن (افغانستان) میرجاوه (پاکستان) و اروند (عراق) هم سواحل رودخانه ای ما را تشکیل می دهند. نواحی ساحلی در چشم اندازهای گوناگون و مقیاس های متفاوت به صورت سواحل دریاهای آزاد و دریاچه های بزرگ و کوچک داخلی و سدها و رودخانه های بزرگ مشاهده می شوند. با توجه به عوامل متعددی چون الگوی توزیع فضایی واحدهای خشکی به همراه شکل، کمیت و کیفیت سطوح خشکی ها و همچنین چگونگی احاطه آنها توسط پهنه های وسیع آبی با شکل و ابعاد متفاوت، جریان های دریایی و عوامل توپوگرافی و سنگ شناسی و زمین ساختی سواحل و موقعیت صفحات تکتونیکی، سواحل با ضریب گسترش متفاوتی شکل گرفته اند. بطور کلی سواحل کشورمان به دلایل متعددی مانند موقعیت جغرافیایی، زمین شناختی، اقلیم، وضعیت ژئومورفولوژی (چشم انداز لندفرم ها، جهت، ارتفاع، امتداد و وسعت ناهمواریها و غیره)، نزدیکی به دریاها، رودخانه ها سواحل و طبیعت آن بسیار متفاوت و متنوع است. سواحل ایران از نظر شرایط زیست محیطی و منابع متنوع و همچنین کارکردهای همه جانبه اقتصادی، توسعه تجارت و بازرگانی، صنعت شیلات، پارک های دریایی، مراکز فرهنگی و تفریحی و توریستی و توسعه بنادر و همچنین کارکردهای سیاسی، نظامی، اجتماعی و فرهنگی بسیار حائز اهمیت است.



شکل ۱ مناطق مورد مطالعه

## مواد و روشها

در تحقیق حاضر از داده های اسنادی مختلف چون نقشه های توپوگرافی، تصاویر ماهواره ای و عکس ها، کتب، مقالات و گزارشات طرح های مختلف منتشر شده بهره گرفته شده است.

## روش پژوهش

روش پژوهش روش توصیفی - تحلیلی، قیاسی و اسنادی و جمع بندی و نتیجه گیری نهایی است. روش تهیه و جمع آوری داده ها نیز از نوع اسنادی چون منابع متنوع گزارشات و مقالات مختلف و داده های سنجش از دور و نرم افزارهای جغرافیایی و پیمایشی است که تجزیه و تحلیل آن ها با روش توصیفی - تحلیلی و قیاسی انجام شده است.

## نتایج

نتایج تحقیق در این مقاله که هدف مطالعه و تحلیل ژئومورفوتکتونیک و دینامیکی سواحل دریایی کشورمان بصورت جداگانه است به شرح زیر می باشد.

ژئومورفولوژی سواحل ایرانی خلیج فارس : خلیج فارس یک دریای کناری در محدوده عرض جغرافیایی ۲۳ الی ۳۱ درجه و در محدوده طول جغرافیایی ۴۶ الی ۵۷ درجه شرقی واقع شده است. طول خلیج فارس در حدود ۹۸۹/۷۴ کیلومتر ذکر شده است. عمق متوسط آب در حدود ۳۵ متر و حداکثر عمق آن ۱۶۵ متر در کرانه ایرانی تنگه هرمز ذکر شده است و در برخی منابع حداکثر عمق ۱۱۰ متر نیز برای آن گزارش کردند. این خلیج در حدود ۲۰۰ الی ۳۰۰ کیلومتر پهنا دارد. از تنگه هرمز تا کناره های غربی ارون رود ۸۰۵ کیلومتر طول داشته و سطحی در حدود ۲۲۶۰۰۰ کیلو مترمربع را دربر می گیرد. چشم انداز ژئومورفولوژیکی سواحل خلیج فارس به لحاظ مجموعه عوامل، فرآیندها و شرایط محیطی ژئومورفیک منحصر بفرد است. بطوریکه سواحل خلیج فارس با چشم انداز ژئومورفولوژی و سیستم های

مورفوزن خاص خود متجلی است که حتی واحدهای لندفرمی مشابه در مناطق ساحلی متفاوت، الگو و سیستم خاص خود را دارا می باشند. بعنوان مثال می توان لندفرم دلتاها در سواحل خلیج فارس و سواحل عمان و یا دریای خزر را مورد توجه قرار داد که هر کدام الگو و مورفواستراکچر خاص خود را داشته و الگوهای متفاوت سامانه دلتایی سواحل کشورمان را بوجود می آوردند. خلیج فارس به عنوان یک دریای حاشیه ای و لندفرم یک فرورفتگی کشیده، حاصل تصادم پوسته عربی در جنوب و پوسته ضخیم چین خورده زاگرس در شمال می باشد. لندفرم خلیج فارس تابع ساختمان زمین شناسی، دارای وضعیتی ناودیدی بوده و از نظر تکتونیکی در اواخر پلیوسن ظاهر شده و در طول پلیستوسن شکل گرفته است. (با تغییر از معتمد ۱۳۷۶). بر اساس فرآیندهای فرسایشی می توان سواحل خلیج فارس را به دو نوع: الف) فرسایشی و ب) تراکمی طبقه بندی نمود. عوامل مورفوتکتیک تاثیر گذار در شکل گیری الگوهای لندفرمی سواحل خلیج فارس شامل عوامل ساختمانی و تکتونیک (چین خوردگی، حرکات دیابیری و گسل) فعالیت های زیستی، (بیوژئومورفولوژیکی)، دینامیکی (فرسایش آبهای سطحی، فرسایش امواج، فرسایش بادی)، تغییرات سطح آب دریاها (مورفواستاتیک) و آنتروپولوژی است. حوضه آبی خلیج فارس با بسیاری از آثار مورفیک ساحلی، جزیره ای و آثار موجود در بستر، مبین تغییرات قلمرو مورفولوژی آن در طی دوره های سرد و گرم در گذشته است. پارسر (۱۹۷۳) طی تحقیقی در خلیج فارس بیش از ۶ سطح را نشان میدهد که آثار مورفولوژی آن در اعماق ۹، ۱۸، ۳۷، ۲۹، ۸۰، ۶۶، ۱۰۰ متری خلیج فارس قابل ردیابی می باشد. او بر اساس شواهد ژئومورفولوژیک اثبات می کند که حداقل سه بار خلیج فارس تا مجاورت تنگه هرمز عقب نشینی داشته و در طی دوره های گرم بکلی خشک شده است. از طرف دیگر محمودی معتقد است که این رخدادها همگی قبل از ۱۷ تا ۲۰ هزار سال پیش اتفاق افتاده است. بوترز (۱۹۶۳) نرخ نوسانات استاتیک خلیج فارس را در طی دوره های سرد و گرم بین ۱۰۰+ تا ۹۰- متر در نوسان می داند و معتقد است که در دوره بین یخچالی ریس - وورم دنباله خلیج فارس تا محل های داخلی عراق (بین النهرین) کشیده شده و رودخانه های فرات و دجله و کارون جداگانه به آن می ریخته، و در طی دوره های یخچالی خلیج فارس تا نزدیک تنگه هرمز پسروی نموده است. جریان شمال غربی ارونند تا این منطقه در کف خشک شده دریا ظاهر گردیده است (معتمد، ۱۳۷۵ به نقل از بوترز ۱۹۶۳، سیف ۱۳۸۴). لندفرم های سواحل خلیج فارس بسیار متنوع بوده و در مقیاس های ماکرو و میکرو فرم گوناگونی فراوانی دارد که بررسی همه آنها در حد این مقاله نیست. الگوهای لندفرمی - ساختاری، مورفودینامیکی و مورفواستاتیک سواحل خلیج فارس عبارتند از :

الف) سواحل ساختمانی نوع طاقدیدی و ناودیدی : سواحل شمالی خلیج فارس شامل پهنه زاگرس چین خورده است. پهنه ساحلی عمدتاً منطبق بر محور طاقدیس ها و ناودیس های مختلف اندازه ها است که غالباً امتداد محوری آنها موازی با خط ساحلی است (شکل شماره ۳- A) که بدین وسیله دریا بارها و سواحل صخره ای را بوجود آوردند. امتداد محوری طاقدیس ها بوضوح موازی خط ساحلی مشاهده می شود.

ب) سواحل ناهمواری معکوس: برخی از لندفرم های طاقدیس ساحلی مانند طاقدیس بندر عباس در اثر فرآیندهای فرسایشی به ناهمواریهای معکوس بصورت سطوح نسبتاً هموار کم عرضی تبدیل شده اند، که مراکز و تجهیزات صنعتی و بندری اسکله ها و غیره را در خود جای داده اند. در کل اشکال طاقدیدی پهنه ساحلی غالباً طویل کشیده و کم عرض و به حالت متقارن با نسبت طول به عرض  $8/5$  ( $111/13$ ) کیلومتر و برخی نیز کوچک تخم مرغی شکل با نسبت طول به عرض  $1/9$  ( $25$  بر  $12/8$ ) کیلومتر بوجود آمدند.

پ) پادگانه های دریایی: پادگانه های دریایی در نتیجه تاثیر متقابل فرآیندهای مورفودینامیک دریایی با خشکی های مجاور ایجاد می شوند (Burbank & Anderson, 2001). از ساخت های مهم ژئومورفولوژیکی سواحل هستند (Lambek & Purcell, 2005). پادگانه ها به دو دسته تقسیم بندی می شوند: ۱) پادگانه های ساختمانی و ۲) پادگانه های فرسایشی. پادگانه ها مهمترین شاخص تغییرات اقلیمی و نوسانات سطح آب دریا (مورفواستاتیکی) در طول زمان هستند. در خلیج فارس پادگانه های دریایی در هر دو طرف سواحل ایرانی و عربی بخوبی قابل تشخیص هستند. بعنوان مثال در جزیره قشم در حدود ۲۸ پادگانه دریایی از ارتفاع صفر پهنه جزر و مدی تا ارتفاع ۲۲۰ متری کهن ترین آنها شناسایی شده و ضخامت آنها از ۳ متر تا ۱۰ متر متغیر است (شکل ۲ D).

ت) سواحل جلگه ای: سواحل با اراضی هموار و دشتی بیشتر در شمال و شمال غرب خلیج فارس و همچنین در شرق به شرح زیر است: ۱) جلگه خوزستان شامل اراضی پست تالابی و دلتاهای رودخانه های زهره، جراحی، کارون، دجله و اروندرود و تالاب شادگان و غیره را شامل می شود (شکل ۲ E). ۲) اراضی پست ساحلی شهرستانهای شمالی استان بوشهر مانند دشت برازجان و دلتای بزرگ رودخانه دالکی، شهرستان گناوه و دیلم و دلتای مند را در بر می گیرد (شکل ۲ E). دلتاهای کوچک زیادی در سواحل خلیج فارس در اثر سیلاب ها و رودخانه های فصلی شکل گرفته اند و بعلاوه عرض کم پهنه ساحلی، حوضه های آبخیز کوچک، آب و هوای خشک در نتیجه بارش و رواناب کمتر، گسترش زیادی نیافته اند.

ث) سواحل صخره ای (دریاباری): سواحل دریاباری خلیج فارس منطبق بر زون زاگرس چین خورده و همچنین ناهمواریهای شمال کشور عمان در تنگه هرمز، برخی سواحل جزیره قشم مشاهده می شوند. این سواحل را از نظر مورفونتیکی به دو دسته تقسیم بندی نمود. نخست اینکه برخی از این سواحل منشاء زیستی دارند. برای مثال در سواحل خلیج فارس به دلیل برخورداری از آبسنگ های مرجانی که از سطح ساحل به درون دریا گسترش یافته اند، به دریای مرجان نیز شهرت دارد. مانند سواحل جزیره مرجانی هنگام، لاون و همچنین در بخشی از سواحل جزیره قشم واقع در ساحل زیتون روبه روی جزیره لارک، سواحل به شکل صخره ای از نوع مرجانی است (شکل ۲ D-). برخی دیگر از سواحل صخره ای منشاء مورفوتکتونیک و ساختمانی دارند. مانند سواحل صخره ای آهکی بوشهر.

ج) خورها: طبق گزارش منابع در حدود ۲۰۰ خور اصلی و مهم در سواحل خلیج فارس وجود دارد. ۹۰ فقره در سواحل استان بوشهر، ۸۰ تا در استان هرمزگان و ۲۶ فقره استان خوزستان وجود دارند. عظیم ترین خورها در سواحل خوزستان قرار دارند (موسوی و تقی زاده ۱۳۸۹). طبق تعریف پریچارد (۱۹۶۷) خور بخش نیمه بسته ای از آب است که یک راه آزاد ارتباطی به دریا دارد. و آب دریا با آب زهکشی شده از خشکی مخلوط می شود (شکل ۲- E). ولی این تعریف از نظر ریخت شناسی ماهیت موضوع را پوشش نمی دهد. می توان خور را بخش رو به دریای یک دره غرق شده در نظر گرفت که در آن تحت تاثیر جزر و مد، آب شور دریا و شیرین خشکی با هم مخلوط می شوند. رسوبات در آن منشأ خشکی و دریایی دارند. مورفوژنتیک و الگوی لندفرمی خورها تحت کنترل حجم کانال، و ظرفیت آب منتقل شده و عوامل زمین ساختی است. در سمت رو به دریای خور مقداری شوری به ۳۵ در هزار می رسد، در حالیکه در بخش رو به خشکی شوری به ۰/۱ کاهش می یابد. در دریاهای مختلف مقدار شوری تابع شرایط محیطی و مورفودینامیکی متفاوت و متغیر است.

چ) سواحل دلتایی: یکی از پدیده های جالب سواحل دریایی کشورمان دلتاها هستند که با الگوهای لندفرم های متنوعی در مقیاس های زمانی و مکانی مختلف شکل گرفته اند. در سواحل استان بوشهر دلتاهای متعددی در مصب رودخانه های دره آبداری، رود شور، رود مند و رود حله دلتاهایی تحت تاثیر فرآیندهای آبرفتی ۱۹۶ تشکیل شده اند. خطوط ساحلی در مصب تمام رودخانه های یاد شده، سالانه به سمت دریا پیشروی کرده و شکل مخروطی به آنها می دهد. به همین دلیل خطوط هیدروگرافی کم عمق تر و به طرف جنوب عقب نشینی می کنند. این دلتاها معمولاً در مناطقی گسترش می یابند که توسط یک جزیره سدی از برخورد امواج حفظ می شوند سواحل خوزستان دو دلتا در مصب رودخانه های اروند رود و زهره تشکیل شده است (شکل ۲- E). دلتای بزرگ اروند رود که گستردگی زیادی دارد از کشور عراق شروع شده و تا تالاب شادگان ادامه دارد. از نظر مورفولوژی این دلتا به صورت لندفرم نیم دایره پهن مشاهده می شود ولیکن در محل کانال اصلی آن به صورت خلیج مانند به چشم می آید. دلتای اروند رود از لحاظ مورفوژنتیکی از ترکیب فرآیندهای رودخانه ای و جزر و مدی وسیع تشکیل شده است. ویژگی های چون کم بودن پیچش در کانال اصلی دلتا، وجود پهنه های جزر و مدی وسیع در طرفین دلتا و شکل قیفی کانال اصلی دلتا مشخصه دلتاهای تحت کنترل جزر و مدی و شکل هندسی گرد و پهن و نسبت بالای گل به ماسه از مشخصات دلتاهای تحت کنترل فرآیندهای رودخانه ای است (خانیکی ۱۳۸۳).



شکل ۲ پدیده های ژئومورفولوژیکی متنوع سواحل خلیج فارس

ح) پهنه های گلی : پهنه های گلی یکی از انواع لندفرم های مشخص سواحل خلیج فارس است (شکل ۲- B). پهنه های گلی در جلگه های ساحلی غالباً در حاشیه دلتاها، خورها، خلیج ها و تالاب ها گسترش چشمگیری دارند. این پهنه ها از رسوبات گلی (سیلت و رس) تشکیل شده اند. پهنه های گلی از بالادست به دشت های سیلابی و از پایین دست به خط ساحلی ختم می شوند.

خ) ریپل مارک ها : لندفرم ریپل مارک ها غالباً در سواحل دلتایی و یا در پهنه های جزر و مدی سواحل خلیج فارس مانند دلتاهای کارون و زهره، مند و دالکی مشاهده می شوند. جریان های جزر و مدی و جریان های ناشی از شکست امواج از علل اصلی ایجاد ریپل مارک ها در دلتای مذکور هستند. فاصله و ابعاد ریپل مارک ها به طول موج ،

سرعت جریان و زبری بستر بستگی دارد (خانیکي و دقيق ۱۳۹۱).

د) لندفرم های زیستی: جنگل های ساحلی خلیج فارس آخرین پراکنش جنگلهای مانگرو در جنوب شرقی آسیا به شمار میروند. این جنگل ها در آب های کم عمق ساحلی با رسوبات آبرفتی فراوان در دلتای رودخانه ها و یا در دهانه چشمه های آب شیرین زیر زمینی کم عمق ساحلی پهنه های جزر و مدی رشد می کنند که سیستم رودخانه و جزر و مد در شکل گیری این محیطهای مورفوننتیک زیستی نقش اساسی دارد. این جنگلها معمولا با شبکه کانالهای متراکم آب، که از هر دو جریان های جزر و مدی دریا و رواناب سطحی خشکی ها متاثر می شوند قابل مشاهده هستند. این جنگلها از یک یا دو گونه مانگرو تشکیل شده و فراوانترین گونه آن حرا است. بزرگترین سواحل جنگلی دلتایی خلیج فارس در منطقه حفاظت شده تنگ خوران بین جزیره قشم و سواحل بندر خمیر در مصب و دلتای رودخانه مهران قرار گرفته و از سال ۱۳۵۱ تحت حفاظت قرار گرفته است. بندر خمیر در شمال غرب منطقه حفاظت شده مهمترین شهر ساحلی در حاشیه این جنگل قرار گرفته است (شکل ۳).



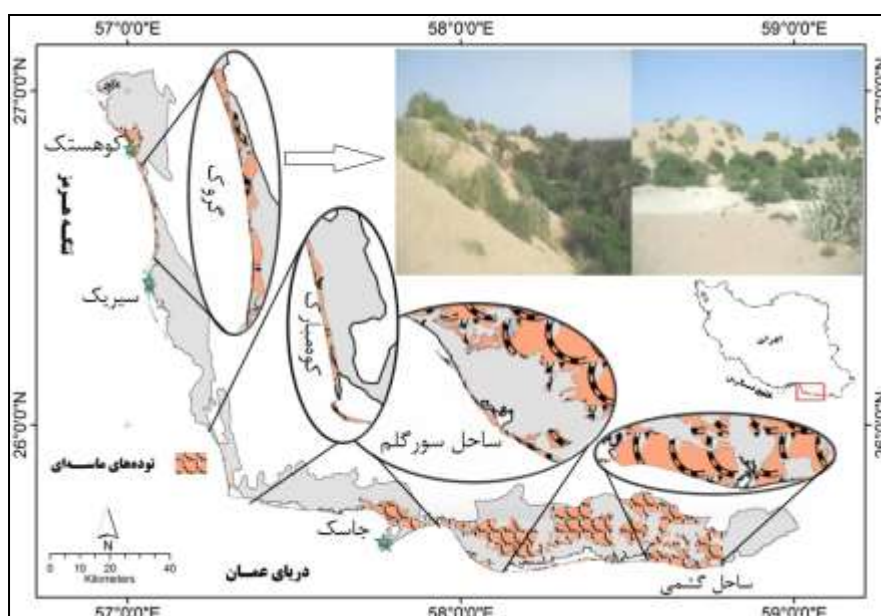
شکل ۳ جنگل های مانگرو - سواحل جنگلی خلیج فارس

### ژئومورفولوژی سواحل ایرانی دریای عمان

سواحل دریای عمان از کرانه های مکران از بندر عباس تا خلیج گواتر است که از جمله واحدهای ناهموار ساحلی ایران به شمار می روند. این واحد ها از جنبه های مختلف بندر گاهی، اقتصادی، زمین های کشاورزی، تفریحی و استراحتی، منابع کانسار و گاز و غیره اهمیت خیلی بالایی در توسعه کشور دارند. منطقه ساحلی دریای عمان (سواحل ایرانی) به واحدهای ژئومورفولوژیکی مشخصی تقسیم می شوند. عوامل متعددی مانند عوامل زمین ساختی و رسوبی و ساختمانی، تغییرات سطح آب دریاها، وضعیت حرکات زمین ساختی، صفحات تکتونیکی پیرامون، هیدرودینامیک،

اقلیم و نهایتاً عامل انسان (آنتروپولوژی) در شکل‌گیری واحدهای ژئومورفولوژی سواحل عمان نقش عمده‌ای را ایفا می‌نمایند. اصولاً واحدهای ژئومورفولوژی سواحل دریای عمان در مقیاس‌های مختلف ماکرو، مزو و میکرو بسیار متنوع هستند. واحدهای ژئومورفولوژی سواحل دریای عمان بر اساس عوامل مورفونتیکی به شرح ذیل تقسیم‌بندی می‌شوند:

لندفرم‌های ماسه‌ای ساحلی: در کل نظرات مختلفی در خصوص منشأ لندفرم‌های ماسه‌ای سواحل مکران یا دریای عمان ارائه شده است. تراکم اشکال ماسه‌ای تا حدود زیادی به پهنای ساحل بستگی دارد، بنابراین تراکم توده‌های ماسه‌ای در ساحل جنوبی مکران بیش از ساحل غربی یعنی ساحل تنگه هرمز در محدوده مکران است (یمانی ۱۳۷۸). محمودی (۱۳۸۱) مجموعه ماسه‌های سواحل عمان را به دو بخش ماسه‌های ساحلی و ماسه‌های بادی تقسیم نمود. ماسه‌های بادی را حاصل فرسایش بادهای محلی و فصلی در رسوب‌های تخریبی سیلاب‌های فصلی جلگه‌های ساحلی می‌داند. نوحه‌گر و یمانی (۱۳۸۵) منشأ ماسه‌های ساحلی رودخانه‌ها و سپس فرسایش آنها را توسط باد می‌دانند. مقصودی و همکاران (۱۳۹۰) با توجه به بافت‌هاله مانند دانه‌های ماسه‌ای، منشأ تپه‌های ماسه‌ای را آب‌یعنی امواج می‌دانند. شایان و همکاران (۱۳۹۳) و محمودی (۱۳۸۴) در بررسی الگوی تغییرات تپه‌های ماسه‌ای ساحل دریای عمان نتیجه گرفت که منشأ تپه‌ها در نزدیکی ساحل و به احتمال قوی از دریاست، هرچند رودخانه‌های فصلی ذخیره قابل ملاحظه‌ای از رسوب را در محیط ساحلی پراکنده می‌کنند و با دور شدن از ساحل دریا، تپه‌های ماسه‌ای علاوه بر منشأ دریایی، منشأ خشکی نیز پیدا می‌کنند (شکل ۴).



شکل ۴ پراکنش جغرافیایی توده‌های ماسه‌ای در نوار ساحلی و جلگه مکران و در عکس توده ماسه‌ای گروک نشان داده شده است که به موازات ساحل کشیده شده است (شایان و همکاران ۱۳۹۳).

سدهای ماسه ای (Sandy Barrier) : سدهای ماسه ای از لندفرمهای جالب در سواحل دریای عمان است. این لندفرم ها در سواحل دلتائی و در دهانه خورها و لاگونها و غیره بفرور مشاهده می شوند. سدهای ماسه ای بصورت زیانه های ماسه ای (تپه های ماسه ای موازی ساحل) در حد فاصل پهنه های جزر و مدی و دریا گسترش می یابند بگونه ای که پهنه های جزر و مدی کم شیب را از دریای آزاد جدا می نمایند و ارتباط این مناطق با دریا تنها از طریق کانالهای جزر و مدی بین این سدها صورت می گیرد (Reading, 1991). این زیر محیط رسوبی در غرب دریای عمان و در محدوده گابریک، گتان، سیریک و طاهروئی گسترش قابل ملاحظه ای دارد (محمدی و همکاران ۱۳۸۹).

دشت های سیلابی ساحلی<sup>۱۹۷</sup> : یکی از اشکال حاصل از رسوب گذاری در دشت های ساحلی دریای عمان که به محیط رودخانه ای تعلق دارد. دشت های سیلابی و گلی است. این واحد ژئومورفولوژی بر واحد های کواترنر منطبق است. بستر مارنی اکثر آبراهه های فصلی استان دارای حداقل نفوذ پذیری هستند و لذا غالب اراضی ساحلی در فصل بارندگی دچار سیلاب می شوند. مجموعه لندفرم های دشت های سیلابی ساحلی دریای عمان ترکیبی از اشکال ساده تا پیچیده را شامل شده و دارای برخی از اشکال زیر است:

۱) خاکریزهای طبیعی : لندفرم خاکریزها (Natural Levee) که در اطراف رودخانه ها تشکیل می شوند. در حواشی رودخانه های کهیر، سرگان، کیژداب و بالاخره باهوکلالت مشاهده می شوند. این واحد های لندفرمی در طی رسوب گذاری ناگهانی سیلابی نهشته اند.

۲) مخروط افکنه : در پای دامنه پادگانه های ساحلی دریای عمان، جایی که ارتفاعات با شیب تند به دشت محدود شده اند، تجمعات رسوبی مخروطی شکلی شکل گرفته اند که می توان آنها را در تمامی دامنه های شمالی و جنوبی این ارتفاعات مشاهده کرد. مانند مخروط افکنه جگین در شرق بندر جاسک. اغلب این مخروط افکنه ها بزرگ بوده و بخشی از ساحل را در بر می گیرند که بدین وسیله دلتاها را تشکیل می دهند.

دشت های ریگی (بیابان سنگ فرش) ساحلی : یکی از الگوی لندفرمی اشکال فرسایشی در منطقه ساحلی سیستان سنگ فرش بیابان (Desert Pavement) یا زره صحرا است. در نواحی از دشت ساحلی سیستان بر اثر باد رفتگی (Deflation) شدید، ذرات ریز دانه حمل و رسوبات قلوه سنگی باقی مانده اند که بر اثر تابش خورشید تیره شده اند که این اشکال سنگ فرش بیابان را تشکیل داده و از فرسایش بیشتر سطوح زیرین جلوگیری کرده اند.

اشکال لانه زنبوری : فرسایش بادی در منطقه ساحلی نوع لندفرمی دیگری به نام فرسایش لانه زنبوری را بوجود می آورد. بر اثر گردش ماسه های معلق در حفرات بدنه واحدهای سنگی که به ویژه شکل پرت گاهی دارند و هر چه

بیشتر عمیق تر شدن آنها، اشکال لانه زنبوری بی شماری پدید آمده است. این اشکال هر ساله بزرگتر شده و در نهایت با پیوستن به یکدیگر سطوحی عمیقی را در بدنه واحدهای سنگی ایجاد کرده اند.

سواحل بدلندی : سواحل بدلندی یا هزار دره در سازه های مارنی فرسایش یافته سواحل دریای عمان مشاهده می شوند. این سازه های ژئومورفولوژیکی از مناظر زیبای کلاسیک سواحل دریای عمان بشمار می آیند. این لندفرم ها دارای اشکال متنوع ساده و پیچیده ای مانند ستون های قارچی شکل، دیواره ها، تخت دیو و غیره می باشند. بعلت غیر قابل نفوذ بودن خاک، فقدان پوشش گیاهی و خاک برهنه و حساسیت فرسایش پذیری زیاد آن عمده بارش ها به رواناب با دبی بالا تبدیل شده و آبراهه های زیاد و متراکم با دره های فراوان در مقیاس کوچک و بزرگ را بوجود می آورند که به مناظر بدلندی معروفند.

سواحل مخروط واریزه های سنگی : در پای دامنه و سطح آنها در بیشتر ارتفاعات منطقه ساحلی دریای عمان و در اثر عملکرد وسیع درزه و شکاف ها، قطعات سنگی در ابعاد مختلف جدا شده و در جهت شیب حرکت کرده و تجمعات رسوبات مخروط واریزه ای تالوس (Talus) را تشکیل داده اند. واریزه ها هم یکی دیگر از اشکال رسوب گذاری هستند که غالبا سطح آنها بر خلاف مخروط افکنه ها مقعر است. در سواحل صخره ای پرت گاهی (دریا باری) واریزه های تخته سنگی در خط ساحلی بصورت مختلف اندازه مشاهده می شود.

دلتا ها: دلتاها یکی از سازه های عمده ژئومورفولوژیکی سواحل عمان محسوب می شوند. در سواحل دریای عمان دلتاهای متعدد بزرگ و کوچک در مصب رودخانه های جگین، کهیر، سرگان، کیژداب و بالاخره باهوکلالت و دهها آبراهه فرعی وجود دارد که برخی از آنها سواحل هلالی شکل با پیشرفتگی قوسی شکلی در دریا کاملاً مشخص هستند. اصولاً بقا و گسترش دلتاها به اقلیم، شدت و رژیم بارشی، هیدرولوژی و به حجم آورد رسوب از منابع خشکی و دریایی به مصب رودخانه ها و شرایط هیدرودینامیکی دریا بستگی دارد.

خورهای ایجاد شده در پناه سد ماسه ای : در بین خورهای منطقه ساحلی دریای عمان، معدود خورهایی وجود دارند که بر اثر رسوب گذاری پدید آمدند. به گونه ای که با ایجاد یک سد یا زبانه ماسه ای (شکل ۶) در مقابل یک منطقه پست ساحلی، خورهای در پناه آنها (Bar Built Estuary) ایجاد می شوند که خور تنگ و کنارک مشخصاً از این نوع است.

پهنه های جزر و مدی : در سواحل دریای عمان خورهای بزرگی مانند جگین، کرتی، گالک، تنگ و غیره همچنین خورهای کوچکتری چون گوردیم، کهیر، سرگان و باهوکلالت تشکیل شده اند. این خورها به ویژه خورهای غرب دریای عمان به لحاظ گسترش در منطقه پست ساحلی دارای پهنه های وسیع جزر و مدی (Tidal Flat) هستند که در آنها

رسوبات ریز دانه با بافت گلی نهشته شده اند. این سطوح پست از مهمترین اشکال حاصل از رسوب گذاری در مناطقی است که در آنها نقش جزر و مد از امواج بیشتر بوده است.

دلتاهای جزر و مدی: این دلتاها در دهانه کانالهای جزر و مدی توسط جریانهای جزر تشکیل می شوند. این لندفرم ها در غالب دهانه کانال های جزر و مدی در مقیاس های مختلف سواحل دریای عمان مشاهده می شود. در برخی از کانالهای جزر و مدی (بخصوص کانالهای جزر و مدی بین سدهای ماسه ای) جریان جزر و مد منجر به جابجایی رسوب نموده بگونه ای که در هنگام مد رسوبات در دهانه سمت پهنه جزر و مدی به حالت دلتایی و به هنگام جزر در دهانه سمت دریا ته نشین می گردند (با تغییر Reading, 1991). در پهنه های جزر و مدی غرب دریای عمان منطقه گابریک دلتاهای جزر و مدی مشاهده می گردند همچنین در دهانه سایر کانالهای جزر و مدی که فاقد سدهای ماسه ای در دهانه کانال سمت دریا هستند نیز دلتاهای جزر و مدی دیده می شوند.

لاگون ها: لagoon ها از فراوان ترین لندفرمهای ساحلی در دنیا و سواحل عمان بشمار می آیند. لagoon ها یا کولاب های ساحلی در مقیاس های مختلف و با لندفرم های گوناگون در مناطقی با آبهای نسبتا کم عمقی هستند که بخشی یا تمامی ارتباطش با دریا بدلیل رسوبگذاری لندفرم های ماسه ای که معمولا از رسوبات ماسه یا قلوله سنگ تشکیل شده اند قطع شده است (بیرد ۲۰۰۰). در سواحل دریای عمان از این گونه لندفرم ها در مقیاس های کوچک و بزرگ بیشتر مشاهده می شود (شکل ۵). چگونگی لندفرم و یا فرم شکل گیری آنها تابع عوامل و شرایط محیطی مانند توپوگرافی ساحل، ساختمان و امتداد ناهمواری ها، جنس سنگ ها، فرآیندهای مورفودینامیک ساحلی و غیره بستگی دارد. مانند لagoon کوه مبارک، تنگ، کنارک، جگین، هرکی، پارک در شمال خلیج چابهار وجود دارند.



شکل ۵. برخی لندفرم های سواحل دریای عمان ایران

سواحل مئاندري: یکی از اشکال فرسایش رودخانه های ساحلی، فرسایش رو به جلو و طرفین در جلگه های هموار و آبرفتی بویژه در دلتاها به فرم کانالهای مئاندر یا پیچان رود بوده است (شکل ۵). رودخانه های جگین، کهیر، سرگان و دیگر آبراهه ها در دشت های هموار ساحلی، اشکال پیچان رود گسترش و توسعه یافته اند. گسترده ترین منطقه ظهور این تیپ لندفرم رودخانه کهیر است. البته به دلایل مختلف از جمله بارش کم و آب و هوای بسیار خشک و رژیم سیلابی رودخانه ها و فصلی بودن آنها مئاندرها توسعه و گسترش زیادی نیافته اند.

کانالهای شاخ گاوی: کانال های شاخ گاوی (Oxbow) از لندفرم های محیط رودخانه ای در دشت های هموار ساحلی به شمار می آیند که لندفرم های مئاندري غیرفعال را می گویند (شکل ۵). در اطراف رودخانه های کهیر و سرگان، جگین، و غیره بغور قابل مشاهده هستند. به لحاظ اقلیم خشک و رژیم فصلی این رودخانه ها و وقوع سیلاب های با دبی بالا و پراثری در آنها به دفعات، حجم یا بار رسوبی زیاد با توجه به سازند های سست مانند مارنی و رسی منطقه که کانال های قطع شده و بخش هایی از آنها جدا شده است که بیشتر بخش محدب پیچان رود را تشکیل می دهند.

خورها: خورها در سواحل ایرانی عمان به نسبت فراوانترین لندفرم های متوسط مقیاس را تشکیل می دهند (شکل ۵). لندفرم خور به محل هایی اطلاق می شود که به صورت جزر و مدی آب دریا در فرورفتگی های خشکی ها پیشروی داشته باشد. هر چند واحد اصلی ژئومورفولوژیکی خور جلگه است لیکن در برخی تپه ماهور ها و ارتفاعات منتهی به دریا خورهای ساختمانی تشکیل شده اند (س. بنادر و دریانوردی ۱۳۹۳). این مورفواستراکچر ها تحت تاثیر فرآیندهای مورفودینامیکی دریا و رودخانه های ساحلی در منطقه بشمار می آیند. خورها پهنه هایی هستند که گهگاه یا به طور متناوب توسط آبهای شیرین و آبهای شور دریا اشغال می شوند و محل ذخیره این آبها به طور موقت بوده و با یکدیگر مخلوط می شوند. خورها منطقه حائل بین محیط های رودخانه ای آبهای شیرین و اقیانوسی (آبهای شور) هستند که ممکن است تحت تاثیر نوسانات جزر و مدی قرار بگیرند. بیشتر خورها به وسیله سیلابها و فرسایش رودخانه ای یا دره های یخچالی در طول دوره هولوسن ۱۰۰۰۰ - ۱۲۰۰۰ سال قبل که سطح آب بالا بوده ایجاد شده اند.

پادگانه های دریایی: پادگانه های دریایی عمان به صورت پلکانی و چند اشکوبه هستند، طول و عرض این پادگانه ها در هر یک از مقاطع به چندین کیلومتر میرسد و توسط پرتگاههای بسیار پر شیب و تندی مشخص میگردند که در آنها مخروط افکنه ها و یا مخروط واریزه ها شکل گرفته اند. سازندهای متشکله سواحل مذکور، از لایه های تقریباً افقی و متناوب سخت و نرم ترکیب و غالباً دارای پوششی از کنگلومرا یا ماسه سنگ هستند که طبقه های سست □ مارن و غیره) در زیر قرار گرفته اند؛ لذا فرسایش حاصله در این تشکیلات عمدتاً به صورت فرسایش تفریقی است. لیکن مارنهای سفید رنگ واقع در پای دامنه ها، بر اثر فرسایش آبهای جاری، بدلندهای بسیار تیپیک را ارائه داده اند □

(میلانی و اسکندری ۱۴۰۰). پادگانه‌های ساحلی یکی از چهره‌های مشخص و عمده لندفرمی سواحل ایرانی دریای عمان است که با اختلاف سطح چند متر تا بیش از ۱۰۰ متر مشاهده می‌شوند. این اختلاف سطح در نتیجه فرآیندهای مورفواستاتیک یعنی تغییرات سطح آب دریاها، حرکت پوسته اقیانوسی دریای عمان و فرورانش آن به زیر پوسته قاره ای ایران است (شکل ۴).



شکل ۳ پادگانه دریایی (□□□□) رمین، □ منطقه آزاد چابهار، □□ جنوب شهر چابهار، □□ لیپار، □□ بريس و □□ پشات (میلانی و اسکندری ۱۴۰۰)

سواحل خلیج‌های امگا شکل : یکی از واحد شاخص لندفرمی ویژه منطقه ساحلی دریای عمان، خلیج‌های امگا شکل یا نعل اسبی هستند. خلیج‌های پزم، چابهار، گواتر به ترتیب از غرب به شرق بخش عمده ای از این سواحل مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۶). این خلیج‌ها محصول عملکرد بزرگ مقیاس عوامل زمین‌شناسی و هیدرودینامیکی در منطقه ساحلی مکران هستند. برخی علت تشکیل چنین خلیج‌هایی وجود گسل‌های همگرا (گسل‌های مزدوج عرضی) و پائین افتادگی کوه‌های گسلی می‌دانند (آقانباتی ۱۳۸۳). بطور اختصار بالا آمدگی، سپس برش واحدهای سنگی ساحلی و ایجاد دو دماغه از یک سو و بالا آمدن تراز دریا در کواترنر پسین و توسعه آن در خشکی و در نهایت الگوی امواج منطقه، شکل کنونی آنها را موجب شده‌اند.



شکل ۶ سواحل لندفرمی امگا شکل و پلکانی ایرانی دریای عمان

سواحل پلکانی : مطالعات دور سنجی نشان می دهند که خط ساحلی مکران خط مستقیمی نیست و مورفولوژی پلکانی دارد (شکل ۶). روند فرم پلکانی خط ساحلی دریای عمان تقریباً شمال غربی - جنوب شرقی است و هر چه به شرق می رویم پله ها به سمت دریا متمایل می شوند و این فرم بخوبی مشخص است. این فرم پله ای در خطوط هم عمق دریا نیز مشاهده می شود. از غرب به شرق از فاصله پله ها کاسته شده و در محدوده خلیج های امگا شکل یعنی از ساحل کلات (زر آباد) تا ساحل کژد (شرق چابهار) فواصل پله ها کوتاهتر شده و حداکثر تراکم پله ها در همین منطقه مشاهده می شود.

گل فشان ها : مکران منطقه فعال و کمربند ساحلی لرزشی بوده که وجود ذخایر گسترده متان یخ زده در لایه های زیرین آن اثبات شده است. همپوشانی فعالیت گل فشانی مکران ایران و پاکستان (۲۲۵ مورد)؛ کمربند لرزشی و فعال تکتونیکی مشترک منطقه (گسل های چمن، میناب، کازرون - قطر) روند رانش منطقه پاکستان به سمت هیمالیا تحت تاثیر و فشار پلیت عربی و زیر راندگی آن با سرعت ۴ سانتیمتر در سال به زیر صفحه اوراسیا موجب بروز پیامدهای مورفوتکتونیکی ساحلی مختلف می شود (عوفی و همکاران ۱۳۹۳). گل فشان ها ناهمواریهای مخروطی مانند متنوعی را در مقیاس های مختلف بوجود می آورند. گل فشان های مخروطی شکل است که از دهانه آنها گل و گاز خارج می شود. گل فشان به خروج و پرتاب سریع گل و شل و آبکی با گاز، گفته شده است در سطح با تکرار فعالیت، مخروطی از گل به وجود می آورد. گل فشانها را به عنوان ساختارهای زمین شناختی می دانند که محصول فرآیندی طبیعی بوده و در توالی رسوبی عمیق آغاز می شود. عوامل متعددی در ریخت شناسی گل فشان تاثیر دارند از جمله می توان به

□ میزان □ فشار □ مواد □ خروجی □ و □ گلهای، میزان □ فوران □ و □ سرعت □ حرکت □ گل، □ دفعات □ فعالیت، □ ساختار، □ رقیق □ یا □ غلیظ □ بودن □ گل، □ درجه □ حرارت، □ میزان □ گاز، □ حجم □ گل، □ عریض □ یا □ باریک □ بودن □ مجرای □ گلفشان □ و □ □ □ □ □ □ اشاره □ نمود. □ الگوی □ لندفرمی □ گل □ فشان □ تابع □ وزن □ مخصوص □ مواد □ و □ یا □ گل □ خروجی □ و □ ترتیب □ فوران □ یا □ جهش □ آن □ است (شکل ۷). در جنوب شرق ایران ۳۰ گل فشان وجود دارد که ۱۵ مورد آنها بین بندر جاسک و میناب، بدین ترتیب ۹ مورد بین بندر چابهار و بندر جاسک و ۶ تای دیگر آنها بین چابهار و مرز ایران و پاکستان بخصوص شمال خلیج گواتر وجود دارد (نژاد افضلی و همکاران ۱۳۹۰).

موج فشان ها : یکی از پدیده های دریایی منحصر به فرد در سواحل شهرستان چابهار پدیده موج فشان ها هستند. علت پدیده موج فشان وزش بادهای موسمی در ماههای گرم سال می دانند که در نتیجه تولید موجهایی است که در برخورد با صخره ها تا بلندای ۲۰ متر به هوا پرتاب می شوند. اوج این پدیده در چابهار در فصل تابستان است. موج فشان را در منطقه دریای بزرگ چابهار می توان دید.

### ژئومورفولوژی سواحل ایرانی دریای خزر

دریای خزر واقع در منطقه شمالی فلات ایران (حاشیه ارتفاعات شمالی البرز) و بخش جنوبی صفحه روسیه، در بخش غربی با تقاطع امتداد رشته کوه های قفقاز بزرگ و کوچک (جمهوری آذربایجان) و در ناحیه شرقی با جلگه پست بیابانی ترکمنستان قرابت دارد. طاقدیس و یا ارتفاعات البرز به مانند یک دیواره بزرگ و مرتفع با سیستم کمائی سواحل شمالی دریای خزر کشور ایران را تشکیل می دهند.



شکل ۷ برخی از انواع لندفرم های گل فشان ها در نواحی ساحلی (اینترنت).

سواحل جنوبی دریای خزر که سواحل شمالی ایران است لندفرم کمانی □ شکلی به تبعیت از لندفرم کمانی طاق‌دیس البرز با خمیدگی‌های ساختاری آن دارد (شکل ۸). به نظر محققین این نوع لندفرم ناشی از الگوی فضایی ریخت‌شناختی و ساختاری رشته البرز - طالش، کپه داغ و سرزمین‌های شمالی (صفحه اوراسیا) است. امتداد خط ساحلی از امتداد محور البرز تبعیت می‌کند. دریا در این قسمت فقط در بعضی مناطق مانند خلیج انزلی و گرگان دارای بریدگی است. به دلیل عمق زیاد دریا در سواحل جنوبی، تنزل و بالا آمدن سطح آب در زمان‌های مختلف، تاثیر محسوسی در آن نگذاشته است و بریدگی کمتری دارد. حاشیه ساحلی در این بخش از رسوبات انباشته شده بوسیله رودها و تپه‌های ماسه‌ای تشکیل شده است. در بیشتر مناطق، تپه‌های ماسه‌ای باعث قطع ارتباط دریا با تالابها می‌شوند که چنین شرایطی در سواحل گرگان بیشتر دیده می‌شود (خانیک‌ی ۱۳۸۳). در استان مازندران ساحل دریا رسوبی است و جلگه ساحلی از خلیج گرگان به سمت غرب رفته رفته عریض‌تر می‌شود (شکل ۷) در اطراف شهر آمل و بابل به حداکثر عرض خود می‌رسد و در اطراف شهر نور به حداقل می‌رسد. بعد از شهر نور تا نزدیکی رود سر در طول تقریباً ۱۵۰ کیلومتر جلگه ساحلی در حداقل سطح خود مشاهده می‌شود (شکل ۷). در نزدیکی شهرهای تنکابن، رامسر و رودسر عرض حاشیه ساحلی خیلی کاهش می‌یابد ولی عمق دریا در این قسمت‌ها زیاد می‌شود. در حوالی رامسر کوه‌ها تقریباً به خط ساحلی دریا رسیده‌اند. عرض جلگه‌های ساحلی دریای خزر از ۵۰۰ متر در منطقه طالش تا ۲۵ کیلومتر در منطقه گرگان تغییر می‌کند. در نواحی که رودخانه‌ها به دریا می‌ریزند خط ساحلی بریده بریده است و اغلب در مصب آنها باطلاق تشکیل می‌شود. از رودسر تا قبل از طالش باز هم عرض جلگه ساحلی افزایش یافته و زمین‌های آبرفتی نسبتاً وسیعی را تشکیل می‌شود که قسمت اعظم آن مربوط به رسوبات رودخانه سفید رود است. دشتی که در حاشیه جنوبی دریای خزر قرار دارد زمانی زیر آب بوده و دریای خزر دامنه ارتفاعات البرز را می‌پوشانده است. وجود صخره‌های دریایی قدیمی □ در گوشه و کنار این منطقه که اکنون پوشیده از جنگل است، دلیل این ادعا است. پدیده‌های ژئومورفولوژی سواحل ایرانی خزر در مقیاس‌ها و مکان‌های مختلف آن بسیار متنوع بوده با توجه به محدودیت این مقاله به اهم و خاص‌ها می‌پردازیم.



شکل ۸ چشم انداز لندفرم شبه □ فرم سواحل خزر، دلتا ها و کمان طاق‌دیس البرز با خمیدگی های ساختاری و ارتفاعات طالش

تالاب های سواحل خزر : از لندفرم های جالب و عمده سواحل ایرانی خزر تالاب ها هستند. در سواحل دریای خزر تالاب های متفاوتی شکل گرفته است که عبارتند از : الف) تالاب گرگان ، تالاب ها بریدگی های حاصل پیشروی دریا در خشکی هستند و از جنبه های مختلفی اهمیت دارند. تالاب گرگان مهمترین جلوه زمین ریخت شناسی بخش جنوبی سواحل دریای خزر به شمار می رود. ب) تالاب انزلی: تالاب انزلی طبیعی ترین لنگرگاه ایران در دریای خزر است. این تالاب در جنوب غربی دریای خزر و ۴۰ کیلومتری شمال رشت واقع شده و از دریا بوسیله نوار باریکی ماسه ای که دارای راه ارتباطی با دریا است، جدا می شود. طول این تالاب تقریباً ۳۵ کیلومتر، حداکثر عرض آن ۱۲ کیلومتر و مساحت آن تقریباً ۲۰۰ کیلومتر مربع است. عمق این تالاب با نوسان سطح آب دریا تغییر می کند. در تالاب انزلی آب شور دریا با آب شیرین رودخانه ها مخلوط می شود، طوری که در قسمتی که به مدخل یا دهانه نزدیک است، آب شور تر و در قسمتهای داخلی و حوالی رودخانه ها تقریباً شیرین است.

زبانۀ ماسه ای شبه تالاب میانکاله : سواحل خزر زبانۀ های ماسه ای متعدد و مشخصی دارد. از جمله می توان به زبانۀ های ماسه ای میانکاله، انزلی غربی، انزلی شرقی، گمیشان اشاره نمود. شبه جزیره میانکاله پس از تالاب گرگان مهمترین جلوه زمین ریخت شناسی سواحل شمال به شمار می رود. زبانۀ های ماسه ای در دهانه خورها، خلیج ها، رودخانه ها و به موازات ساحل و در جهت آورد رسوب ساحلی تشکیل می شوند(شکل ۹). این زبانۀ ماسه ای بزرگترین و طولی ترین زبانۀ ماسه ای سواحل شمالی است.

دلتا ها : دلتاها جدیدترین لند فرم های برجسته غالباً سواحل ایرانی دریای خزر را تشکیل می دهند که در محیط های رسوبی چون مصب رودخانه های وارده به دریا، مرداب ها و جاهایی ایجاد می شوند که سرعت تامین رسوب بیش از سرعت توزیع آن توسط فرآیندهای دریایی باشد. بنابراین دلتاها در اثر فرآیندهای سازنده و مخرب یا جابجایی

رسوبات درون حوضه تشکیل می شوند. مطالعات انجام شده بر روی دلتاهای عهد حاضر نشان می دهد که میزان رسوب سالیانه وارده به حوضه، نسبت بار بستر به بار معلق رودخانه، آب و هوا و جنس سنگ منشاء در مقدار رسوب وارده به دلتا موثرند.

پادگانه های دریایی : نتایج حاصل از بررسی های میدانی در سواحل جنوبی دریای خزر نشان می دهد که رسوبات به جای مانده متعلق به عصر خزر معرف عملکرد دوره های نوسانی متعدد سطح تراز (مورفواستاتیک) به صورت فازهای پیشرونده و پسرونده است. همچنین مشخص شد که محدود ساحلی آستارا تا گمیشان دارای رژیم رسوبی متنوع با ساختار ریخت شناسی متمایزی است (قانقرمه، ۱۳۸۷). بین لیسار و بورسرا پادگانه هایی با ارتفاع ۴۰ متر در زمان ورم پیشین بر اثر فرسایش دریایی تشکیل شده اند. قطعات سنگی موجود، حاصل فرسایش دریایی سازندهایی هستند که رخنمون آنها در زمان ورم پیشین صورت گرفته است. در بخش غربی گیلان پادگانه های ساحلی (شکل ۱۰) عهد حاضر به دلیل جنبش های شدید زمین ساختی گسل آستارا توسعه یافته اند. در بخش ساحلی پونل و آستارا در طول جاده ها یا در راستای بریدگی رودخانه و جویبارها گسترش رخساره های زمین شناسی پیش از تشکیل دریای خزر دیده می شوند. در منطقه آستانه اشرفیه پادگانه های (رسوبات دریایی) در ارتفاع ۲۵ متری سطح دریا مشاهده می شوند.



شکل ۹: زبانۀ ماسه ای میانکاله و بردارها جهت رشد زبانۀ های ماسه را نشان می دهند.

پادگانه های رودخانه ای : پادگانه های پست و کم ارتفاع، در بستر رودخانه ها از رسوبات و نهشته های آبرفتی و دشت ساحلی تشکیل شده اند. مجموع این واحدها به وسعت ۱۹۶۷۸ هکتار، در مناطق مختلف استان گیلان گسترش دارند. همچنین پادگانه های آبرفتی جدید در منطقه جنوبی استان گیلان شرق دیلمان و بالادست رودخانه پل رود رسوبات گراول تا رسی بیشتر در پاشنه ارتفاعات سیاهک و سنگر و سایر رودخانه های ساحلی دریای خزر مشاهده می شوند. پادگانه های آبرفتی جدید در منطقه ساحلی استان مازندران، به وسعت ۳۴۶۷ هکتار مشاهده می شوند.

ریپل مارک ها : خوشروان و همکاران (۱۳۹۰) با مطالعه عکس های هوایی نشان دادند که پهنه ساحلی پونل - شرق گیلان، محیط رسوبی است که مستقیماً تحت تأثیر حمل رسوب رودخانه ای گسترش یافته و توسط عوامل هیدرودینامیکی دریا مانند امواج و تغییرات دوره ای تراز دریا به شکل فعلی در آمده است. کانال اصلی سفید رود طی چندین بار تغییر مسیر به سمت دریا، توالی رسوبات رودخانه ای را در گستره ای پهناور توسعه داده است و مجدداً رسوبات رودخانه ای توسط امواج مرتب شده و چندین نوار برجسته ساحلی تشکیل داده اند. این برجستگی ها مشخصاً دارای لندفرم های رسوبی ساحلی از جمله ریپل مارک های متقارن و لایه بندی مورب در دو جهت و آثار فسیلی نرم تنان دریایی هستند.

میکروبیو لندفرم های ساحلی خزر: مهم ترین ساختارهای رسوبی مشاهده شده در بستر دریا از اعماق بسیار کم تا ژرفای بیش از بیست متر در ایستگاه های مورد اندازه گیری شامل انواع ریپل مارک ها و میکرو لندفرم های زیستی مانند سوراخ های حفاری شده است که توسط جانوران حفار از نوع نرم تنان دوکفه ای و شکم پایان دریا ایجاد شده اند (شکل ۱۰-□). بررسی ها نشان می دهند که میکروبیو لندفرم های دریای خزر در اعماق متفاوت شکل می گیرند،

بطوریکه در ساحل لاریم تالش در ژرفای بیش از ۷ متر اما در ساحل گسترش آنها از عمق ۲۰ متر شروع می شود و در نشتارود و انزلی در اعماق بیش از ۳۰ متر شکل می گیرند. این لندفرم ها از نظر توسعه و رشد، معرف گسترش و فراوانی آن ها در ناحیه ساحلی میانکاله و تالش از ژرفای ۵ متر به بالا است. این عوارض به شکل محدودتر در مناطق سرخرو، نشتارود و انزلی در ژرفای بیش از ۱۵ متر مشاهده می شوند و در اعماق بین ۲۰ تا ۳۰ متر به حداکثر فراوانی می رسند (خوشروان و همکاران ۱۳۹۰).

میکروبیو لندفرم های ساحلی خزر : مهم ترین ساختارهای رسوبی مشاهده شده در بستر دریا از اعماق بسیار کم تا ژرفای بیش از بیست متر در ایستگاه های مورد اندازه گیری شامل انواع ریپل مارک ها و میکرو لندفرم های زیستی مانند سوراخ های حفاری شده است که توسط جانوران حفر از نوع نرم تنان دوکفه ای و شکم پایان دریا ایجاد شده اند (شکل ۱۰-□). بررسی ها نشان می دهند که میکروبیو لندفرم های دریای خزر در اعماق متفاوت شکل می گیرند، بطوریکه در ساحل لاریم تالش در ژرفای بیش از ۷ متر اما در ساحل گسترش آنها از عمق ۲۰ متر شروع می شود و در نشتارود و انزلی در اعماق بیش از ۳۰ متر شکل می گیرند. این لندفرم ها از نظر توسعه و رشد، معرف گسترش و فراوانی آن ها در ناحیه ساحلی میانکاله و تالش از ژرفای ۵ متر به بالا است. این عوارض به شکل محدودتر در مناطق سرخرو، نشتارود و انزلی در ژرفای بیش از ۱۵ متر مشاهده می شوند و در اعماق بین ۲۰ تا ۳۰ متر به حداکثر فراوانی می رسند (خوشروان و همکاران ۱۳۹۰).



شکل ۱۰ انواع پادگانه های فرسایش دریایی □ و میکروبیو لندفرم ها □ سواحل خزر (خوشروان و همکاران ۱۳۹۰).

مخروط افکنه ها : یکی از جالب ترین لندفرم های مورفودینامیک پهنه های پایکوههای ساحلی دریای خزر مخروط افکنه ها هستند. مخروط افکنه ها منطقه ساحلی استان مازندران را شامل می شوند. نهشته های این مخروط ها، کنگلومرای سخت نشده با ساخت توده ای و طبقه بندی تدریجی، که گراول های آنها نمودی از مجموعه قطعات سنگی سازند های بالادست است و رسوبات ماسه ای و ریز دانه در افق های هم تراز با دشت ترکیب یافته اند. مجموعه این واحدها به مساحت ۲۱۱۸۲۵ هکتار، به طور گسترده در مخروط های آبرفتی مشرف بر دشت نوکنده تا بهشهر، صلاح الدین کلا، تنکابن و سلیمان آباد، جنوب شهرستان نور و رستم رود، محدوده وسیعی از دشت آمل تا سواحل محمود آباد و سرخ رود و منطقه قائم شهر گسترش دارند.

مخروط واریزه های دریایی : لندفرم های مخروط واریزه ای (تالوس ها) در پای غالب ارتفاعات و پرتگاه های دریاباری سواحل دریای خزر مشاهده می شوند. در بیشتر نقاط، در پای پادگانه هایی با ارتفاع ۷۰ تا ۸۰ متر، واریزه هایی دیده می شوند که از نظر ریخت شناسی، نتیجه فرسایش دریا در پادگانه های کرانه ای هستند؛ این موضوع را وجود فسیل های دریایی موجود در آنها تأیید می کند.

مخروط واریزه های ریزشی (ثقلی) : مخروط های واریزه ای یا تالوس ها، معمولی ترین لندفرم های پای غالب دامنه ها و دیواره های کوهستانی بخصوص در نواحی ساحلی است. تالوس ها ناشی از حرکات توده ای اعم از ریزش، خزش، لغزش های سنگی، بهمن های سنگی و جریان های خرده سنگی یا اسکری تشکیل شده اند. غالباً تالوس های حاصل نهشته های منفصل حرکات توده ای هستند که به شکل دوره ای در سطح دامنه رخ می دهند. در دامنه های تند سازند شمشک در ارتفاعات جنوب نوکنده تا علمدار مشاهده می شوند. در برخی نواحی ساحلی مخروط واریزه ای هیبریدی (یا ترکیبی) مشاهده می شوند که حاصل از نهشته های واریزه سنگی و بهمن های سنگی همراه با نهشته های آبرفتی تشکیل شده اند. برای مثال لندفرم های واریزه ای هیبریدی اشاره کرد که در منطقه خیر رود تا اندرود در جنوب نوار ساحلی سی سنگان گسترش دارد. لندفرم های توده ای از اشکال مورفودینامیک رایج در دامنه های البرز در استان گلستان به شمار می آید. این پدیده عمدتاً از بلوک های سنگی منفصل ناشی از لغزش ها و سنگ لغزه ها تشکیل شده است.

تپه ماهور ها : پهنه های لندفرمی تپه ماهوری غالباً در دشت ساحلی استان های مازندران و گرگان گسترش یافته که نشان دهنده گسترش رسوبات و نهشته های لسی هستند. نهشته های لسی که می توانند منشاء یخچالی و باد رفتی داشته باشند از رسوبات سیلتی به همراه خاک دانه رسی ترکیب یافته اند. این لندفرم ها در منطقه لمراسک تا علمدار و جنوب لاریم گسترش دارند.

گل فشان ها : همانطور که قبلاً نیز در گل فشان های سواحل دریای عمان دیدیم، گل فشان ها لندفرم های خیلی

متنوعی دارند. گل فشان های بزرگ معمولاً شکل مخروطی تقریباً متقارنی دارد که در مرکز خود دارای گودالی کم عمق است. در حال حاضر از محل گودال آب هیدروکربوری، قله های گلی، گاز و گوگرد در حال خارج شدن و فوران است. قله های گلی، منشور ها، لایه بندی نازک و پوست پیازی، ستون ها و ترک های گلی، شکل های مختلف تشکیل شده در محدوده این گل فشان ها هستند. گل فشانها در سواحل دریای خزر فراوان هستند و منشأ بیشتر آنها از شبه جزیره آبشرون بوده که به سمت گرگان از تعداد آنها کاسته می شود. با توجه به کشف جدید گل فشانی در شما ل بندر انزلی به نظر می رسد، کمبود گلفشان در بخش ایرانی دریای خزر، بیشتر به دلیل کمبود اطلاعات است تا کاهش حقیقی آنها (س. بنادر و دریانوردی ۱۳۹۳). در بخش جنوبی دریای خزر به ویژه جمهوری آذربایجان و ترکمنستان و محدوده آبی شمال باختری بندر انزلی و در شمال بندر ترکمن (منطقه داشلی برون و قزل تپه) گسترش دارند که از نشانه های مثبت وجود میادین و حوضه های نفت و گاز در خور توجه اند. این گل فشان ها حدود ۷۰ درصد گل فشان های دنیا را تشکیل می دهند. بنابه اعتقاد برخی دیدگاه ها، گل فشان ها ابزاری خوب در پی جویی های نفتی به شمار می آیند (آقانباتی ۱۳۸۳). این گل فشان همراه با گل فشان گارگیان تپه از مهمترین و بزرگترین گل فشان های جنوب شرق سواحل دریای خزر محسوب می شود. از دیدگاه زمین شناسی و تکتونیک اهمیت قابل ملاحظه ای دارند. گل فشان گمیشان تپه ای دایره ای شکل به قطر ۲۰ متر و ارتفاع ۲ متر تشکیل داده و دارای یک دهانه اصلی و چند دهانه کوچکتر جانبی است که دهانه های جانبی، ثابت و دایمی نیستند. این گل فشان مانند دیگر گل فشان های حاشیه دریای خزر، در ارتباط با میدان های گاز و نفت است و در منطقه پیدایش آن بوی نفت خام به مشام می رسد و گل آن غلظت کمی دارد و به همین دلیل حباب های تولید شده توسط آن به سرعت منفجر می شوند.

تپه های ماسه ای ساحلی : تپه های ماسه ای با الگوهای لندفرمی متنوع تمام سواحل دریای خزر پوشش می دهند. تپه های ماسه ای کمی سخت شده پوشیده با گیاهان متشکل از رسوبات ماسه ای و سرشار از خرده صدف ها و کانی های سنگی هستند که نشان دهنده نهشته های ساحلی قدیمی می باشند. زمین ریخت این نهشته ها عموماً در جنوب تالاب انزلی نوارهای ماسه ای موازات ساحل، از غرب تا شرق و منطقه دستک کشیده شده اند. تپه های ماسه ای بیشتر در منتهی الیه سواحل شرقی استان گیلان، بعدی در منطقه رود سر و کومله، عرصه دیگر در منطقه خمام و بزرگترین مجموعه در جنوب تالاب انزلی، صومعه سرا تا فومن را در بر می گیرند. در منطقه ساحلی گیلان تل ماسه های ساحلی در اشکال مختلف و منطقه فرا ساحل با نهشته های عهد حاضر ساحلی را شامل می شوند. این لندفرمها نوار ساحلی سراسر استان گیلان را تشکیل داده اند.

سواحل دریا کنار: لندفرم دریا کنار از رخنمون های مشخص سواحل خزر بشمار می آید. با توجه به ساختار دلتایی بودن سواحل خزر لذا سواحل دریا کنار متعددی با چهره های متنوع در سواحل خزر مشاهده می شود (شکل ۱۱).

## بحث و نتیجه گیری

ژئومورفولوژی سواحل ایران را می توان بر اساس معیارهای مختلف مانند نوع فرآیندهای مورفوژنز، ماکروفرم و ماهیت لندفرم ها و عوامل زمین شناختی بررسی، مقایسه و تحلیل نمود. یافته های تحقیق نشان می دهند که مورفولوژی سواحل ایرانی خلیج فارس بر خلاف دریای عمان و خزر قاره ای و لندفرم چین خوردگی منظم طاقدیسی و ناودیدیسی است که ماکرو لندفرم کمانی به سمت خلیج دارد. جزایر زیادی در آن شکل گرفته است. این نظم لندفرمی و جزایر آن در سایر سواحل ایران مشاهده نمی شود. کرانه ایرانی آن چین خوردگی پیدا کرده و سواحل ساختمانی و دیابیری را تشکیل می دهند. چنین ژئومورفولوژی در کرانه های عربی خلیج فارس مشاهده نمی شود و فاقد چین خوردگی است. بستر قاره ای خلیج فارس زون برخورد بین سپر کم شیب و کربناته عربی با فلات مرتفع و ناهموار ایران است که برخورد ساختارهای کرانه ی عربی و رشته کوه زاگرس، توپوگرافی زیر دریایی خلیج فارس را تشکیل می دهد. از نظر ژئومورفولوژیکی خلیج فارس چاله تکتونیکی گسترده و کم عمقی است که در اواخر دوره ترشیاری که در بخش جنوبی چین خوردگی زاگرس تشکیل شده است (پورسر ۱۹۸۳ ۱۹۷۳). اما محور و روند اصلی آن در زمان پلیو - پلیستوسن در اثر چین خوردگی زاگرس شکل گرفته است. چاله خلیج فارس نامتقارن و شیب ساحل عربی (جنوبی) آن آرامتر از ساحل ایرانی (شمالی) است.



شکل شماره ۱۱ لندفرم سواحل دریا کنار (Beach) میانکاله (س.ب.د. ۱۳۹۳ ICZM)

کرانه ی ایرانی خلیج فارس از سازندهای سخت و بلند با مورفولوژی خطی ساخته شده و با واسطه ی یک دشت ساحلی باریک، با دریا در ارتباط است. این کرانه ای کوهستانی با روند شمال باختری است که پشته های طاقدیسی با

بلندی بیش از ۱۵۰۰ متر هستند. خط القعر خلیج فارس که در طول آن قرار گرفته است آن را به لحاظ زمین شناسی به دو بخش پایدار عربی در جنوب و بخش ناپایدار چین خورده ایرانی تقسیم می کند. گرچه شیب بستر خلیج فارس بسیار آرام است، ولی حدود ۲۰ جزیره و تعدادی پشته های کوتاه و بلند زیردریایی در آن وجود دارد که ناهنجاری های توپوگرافی را تشکیل می دهند. جزایر ایرانی خلیج فارس از نظر لندفرم کلی یا به صورت پشته های کشیده و موازی ساحل و یا کم و بیش دایره ای شکل هستند (آقائباتی، ۱۳۷۸). از گروه نخست، جزایر قشم و کیش را می توان نام برد که در واقع دنباله ی زاگرس بوده و بر اثر بالا آمدن سطح آب به صورت جزیره در آمده اند. ولی، جزایر گرد مانند هرمز، ابوموسی، تنب کوچک و بزرگ و از این قبیل، گنبدهای نمکی سری هرمز که طی فرآیند دیابیری تشکیل شدند. سطح جزایر خلیج فارس، از رسوبات تخریبی و مارن تشکیل شده که کم و بیش صدف دارند. خاک آنها شور و یا گچ دار است و به همین دلیل رشد گیاهان محدود به انواع خاص است. ما حاصل این عوامل مختلف تکتونیکی و آب و هوایی موجب گردیده خلیج فارس دارای بستری ناهموار به همراه رسوب شناسی پیچیده گردد. بر خلاف شرایط حاکم بر پهنه های دریایی عمیق و اقیانوس ها، توزیع اندازه ذرات در بستر خلیج فارس چندان وابسته به عمق نیست (حمزه ۱۳۹۹). این امر بیشتر به دلیل ژئومورفولوژی پیچیده و جریان بستر خلیج فارس است □ خلیج فارس در دوران چهارم فازهای سرد و گرم زمین و تغییرات استاتیکی آبهای آزاد را تجربه نموده و به کرار فرایندهای مورفودینامیک و قلمروهای مورفوکلیماتیک و ساحلی آن تعویض شده است. آخرین پیشروی خلیج فارس و تثبیت نسبی وضعیت کنونی به پیشروی فلاندرین بر می گردد. در ضمن سواحل خلیج فارس در رابطه با نرخ پیشروی و پسروی در همه جای آن یکسان نبوده و بیشترین پیشروی در کرانه های جنوبی و شمال غربی خلیج فارس مشاهده می شود. برخی شواهد و آثار مورفواستاتیکی آن عبارتند از: - آثار مورفواستاتیکی در زیر سطح آب. - میراث های جزیره ای نزدیک سواحل (تراسها و خطوط گذشته در نقاط جزایر خارک، قشم، کیش) تپه های ماسه ای مدفون در بستر خلیج فارس. - تپه های ماسه ای به دور از سواحل امروزی مانند شنزارهای اطراف هفت تپه. - شوره زارها و سبخاهای دور از سواحل - رسوبات لسی و تپه های ماسه ای دور از سواحل کنونی از جمله بوشکان و برازجان. - خطوط ساحلی و تراسهای قدیمی درنواحی خور موج، اهرام، برازجان، شوش. - تغییر مسیر رودخانه ها در جلگه های ساحلی وفازهای پسروی و پیشروی دلتاها و موقعیتهای دیرینه دلتاها (دلتاهای حله، مند، کاروان، کرخه، اروند و ...). - سواحل مرجانی و صخره های مرجانی دور از سواحل فعلی (سیف ۱۳۸۴).

نتایج تحقیقات نشان دهنده این واقعیت است که چشم انداز ژئومورفولوژیکی سواحل ایرانی دریای عمان دارای واحدهای لندفرمی عرضی است که عمدتاً بصورت لندفرم های مزدوج مانند خلیج های امگا شکل و فرم ساحل پلکانی و تراس های دریایی دارد که این نوع مورفواستراکچر بر خلاف سواحل خلیج فارس و دریای خزر است که ماهیت طولی، حالت کشیده و یکنواختی ساختمانی دارند. سواحل دریای عمان بوسیله خط عمان (گسل میناب) از سواحل خلیج

فارس جدا می شود. پوسته عمان با توجه به عمق زیاد آن، اختصاصات سرعت انتشار امواج زلزله و آنومالی ثقلی مثبت شدید بوگه از نوع اقیانوسی است. این حالت شاخص چشم انداز ژئومورفولوژیکی شاید به دلایلی مانند وجود گسل های مزدوج با روند شمال غربی - جنوب شرقی و فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر مکران باشد. مطالعات برآوردهای متفاوتی از سرعت فرورانش را نشان میدهد که کمترین سرعت فرو رانش صفحه عمان به زیر صفحه ایران حدود ۱۹/۵ میلیمتر در سال و بیشترین مقدار نیز حدود ۲۷ میلی متر در سال برآورد میشود (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴). تکامل ژئومورفولوژیکی مکران پیوند نزدیکی با فعالیت های تکتونیکی مشترک (گسل های چمن، میناب، کازرون - قطر) روند رانش منطقه پاکستان به سمت هیمالیا تحت تاثیر فشار صفحه عربی و زیر راندگی آن به زیر صفحه اوراسیا دارد (عوفی و همکاران ۱۳۹۳) و الگوهای جنبشی و ساختاری، شدت چین خوردگی و سنگ رخساره های آنها دارد. در کل بلندی رشته کوه مکران از شمال به جنوب کاهش می یابد. اسنید (۱۹۷۰) مکران را به سه واحد ژئومورفولوژیکی پادگانه های دریایی به موازات ساحل، نهشته های آبرفتی شمال پادگانه ها و تپه ها و بلندی های مکران تقسیم بندی کرده است (آقانباتی ۱۳۸۹). از واحدهای شاخص ژئومورفولوژیکی آن می توان به آمیزه های رنگین، برونزدهای چهره ساز فلیش های وحشی، آمیزه های زمین ساختی و سواحل بالا آمده پلکانی، پادگانه های دریایی، خلیج های امگا شکل و گل فشان ها اشاره کرد. نتایج به دست آمده نشان میدهد که تأثیر فعالیت های تکتونیکی بر روی پادگانه های دریایی تنها به صورت بالآمدگی نیست و علاوه بر آن فرونشست های متعددی (ناشی از حرکات گسلی) در پادگانه های به چشم میخورد. بیشترین نرخ میانگین بالآمدگی مربوط به پادگانه دریایی لیپار با حداکثر ۴/۱۱ میلیمتر در سال و بعد از آن چابهار با ۰/۳۴ میلیمتر در سال و پادگانه های گواتر و پسابندر در رتبه های بعدی قرار گرفته اند (میلانی و اسکندری ۱۴۰۰). بخش دریایی مکران به علت شیب تند فلات قاره پهنای کمی دارد و در فاصله ۲۵ الی ۴۰ کیلومتری از ساحل، ژرفای آب به ۲۰۰ متر می رسد. گفتنی است که خمش سنگ کره اقیانوسی پیش از فرورانش و به ویژه عملکرد گسل های راندگی از عوامل مورفونیز و شکل زای مکران هستند (آقانباتی ۱۳۸۹). بستر اقیانوسی خلیج عمان از سوی دیگر بیانگر یک محدوده آبی عمیق و پرشیب و فعال از دیدگاه تکتونیکی است که در بخش فلت و شیب قاره متشکل از رسوبات اقیانوسی بعلاوه رسوبات واریزه ای با منشاء خشکی و فرسایش پوسته اقیانوسی است که بر اساس مدل کلی حاکم بر توزیع رسوبات در پهنه های دریایی و اقیانوسی میانگین اندازه ذرات در این حوضه با افزایش عمق و دوری از ساحلی کاهش پیدا می کند (حمزه ۱۳۹۹). تغییر شکل چشم اندازهای ژئومورفولوژیکی، شواهد تکتونیکی و زمین شناسی نشان داد که تغییرات ژئومورفولوژیکی سواحل چابهار، ناشی از فرآیندهای رسوبگذاری اثر امواج و تحت تاثیر فعالیت های تکتونیکی است. مطالعات لرزه خیزی منطقه فرورانش نشان می دهد که نیمه شرقی مکران در حال حاضر فعال تر از نیمه غربی است. شواهد مورفولوژیکی و زمین شناسی از جمله وجود گلفشانهای متعدد ساحلی، تغییر شیب لایه های رسوبی، درشت شوندگی ذرات متشکله سنگها به سمت بالای توالی (قدمت کمتر)، گسل خوردگی های متعدد

در امتداد ساحل موید این است که تغییرات ژئومورفولوژی سواحل جنوب استان سیستان و بلوچستان حاصل شرایط محیط رسوبی تحت تاثیر تکتونیک فعال است (احراری رودی ۱۳۹۹). مکران یکی از بزرگترین گوه های برافزاینده کره زمین است. مورفواستاتیکی (نوسانات آب دریاها) و مورفودینامیکی تغییرات نئوتکتونیک و حرکات متنوع گسلها تغییرات متنوع مورفوتکتودینامیکی را در سواحل ایرانی عمان بوجود آورده است. نتایج برخی تحقیقات بیانگر بیشتر شدن فعالیت تکتونیک از غرب به سمت شرق در سواحل عمان است که روند بالآمدگی پادگانه های دریایی و نتایج شاخص های مورفومتری را نشانه آن می دانند. فعالیت های رقابت مستمر بین فرآیندهای زمین ساختی مولد ناهمواریها و فرایندهای فرسایشی، عامل اصلی مورفوتکتونیک و عامل تغییرات چشم اندازهای ژئومورفولوژی منطقه است. سواحل دریایی عمان از نظر مورفوتکتونیک از فعالترین سواحل ایران در حال حاضر هستند. چشم انداز کلی مورفواستراکچر سواحل ایرانی دریای خزر لندفرم چاله ساختمانی یکپارچه با فرم کمائی منطبق بر محور طاقدیس بزرگ رشته البرز می باشد که از نوع سواحل ساختمانی (طاقدیی مرکب) پرشیب طولی عمیق است که بصورت یک واحد شاخص لندفرم کاملاً مشهود است. محور کمائی آن منظم نبوده دارای خمیدگی های ساختاری توسط گسلهای عمود بر محور آن چون شمال غرب قزوین و شرق تهران (جنوب شرق قله دماوند) شکستگی های بوجود آمده است. این نوع لندفرم یکپارچه در سایر سواحل ایران نیست گرچه شباهت های با سواحل ایرانی خلیج فارس مانند سواحل لندفرم طاقدیی دارد. این تیپ لندفرم ساحلی در ناحیه ساحلی بوسیله فرآیندهای فرسایش توسط سامانه های رواناب دامنه های شمالی البرز سبب ایجاد دلتا های متعدد در مقیاس های مختلف شده است. از طرف دیگر این انباشت رسوبات و مواد آبرفتی در ناحیه ساحلی در اثر فرآیندهای مورفودینامیک دریایی و امواج لندفرم های ماسه ای، تالاب ها و تراس های دریایی را شکل داده است. سامانه لندفرم های ساحل ایرانی خزر در سه سطح متفاوت ارتفاعی با تنوعی از سامانه های لندفرمی مشاهده می شوند. ۱) در پهنای ساحلی شامل لند فرم های ماسه ای، دلتاها و مردابها، تالابها، زبانه های ماسه ای، تپه های ماسه ای، تراس های دریایی، دشتهای سیلابی ۲) در بستر دریا معمولاً تا عمق ۲۵ متری انواع لندفرم های میکروبیوژئومورفولوژیکی ۳) در سطح بالاتر در پایکوه ها انواع لندفرم های مخروط افکنه و پادگانه های آبرفتی بستر رودخانه در مقیاس های متفاوت شکل گرفته اند. البته بر اساس معیارهای متفاوت مورفونتیکی می توان ژئومورفولوژی ساحل خزر را تحلیل نمود. عوامل مورفونزی چون فعالیت تکتونیک گسل های فعال، بالآمدگی البرز، برخورد صفحه تکتونیک اوراسیا با میکروپلیت ایران، فرآیندهای فرسایشی رواناب های سطحی و مورفودینامیک دریایی و در برخی نقاط فرآیندهای یخچالی در شکل دهی سامانه های ژئومورفولوژی سواحل خزر نقش اساسی بازی می کنند.

## مراجع

- احد نژاد وحید ۱۹۹۵: زمین شناسی شهری ، انتشارات دانشگاه پیام نور، ص ۲۸، ۱۳۹۵.
- احراری رودی محی الدین و همکاران، ۱۳۹۰، بررسی زیست محیطی- رسوب مناطق شناسی ساحلی دریای مکران ایران (جنوب استان سیستان و بلوچستان)، فصلنامه زمین شناسی کاربردی سال ۷ شماره ۴ ص ۲۸۹ الی ۲۹۸. دانشگاه آزاد زاهدان.
- اعتمادی دیلمی ایلیا، سواری احمد، ولی نسب تورج، و سخائی نسرين، ۱۳۹۰: بررسی پراکنش و تاکسونومیک خرچنگ های حقیقی (Decapoda: Brachyuran) در نواحی بین جزر و مدی دریای عمان و نقش آن ها در توسعه صنعت اکوتوریسم ساحلی منطقه، سیزدهمین همایش صنایع دریایی آبان ماه - ۱۳۹۰ (MIC، ۲۰۱۱) جزیره کیش.
- افشاری محمد رضا و پورکی هاله، ۱۳۹۱، طبقه بندی و تحلیل پدیده های ژئومورفیکی سواحل غربی خزر با رویکردی به نوسانات سطح آب دریا، مجله ی جغرافیا و توسعه ی ناحیه ای، شماره ی نوزدهم، پاییز و زمستان ۱۳۹۱.
- آزرم سا سید علی، شفیعی سیامک و کامیابی گل رجبعلی، ۱۳۸۶، تغییرات ماهانه میانگین تراز سطح آب در خلیج فارس، دریای عمان و شمال دریای عرب در ۱۹۹۴، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۱۱، شماره ۱، ۱۳۸۶، صفحه ۹۶.
- آفرین محمد، بومری محمد، محبوبی اسدالله، گرگیج محمد نبی، ۱۳۹۲: ژئوشیمی گل سنگ ها و ماسه سنگ های میوسن پسین - پلیستوسن منطقه ساحلی چابهار: با نگرشی بر سنگ منشأ و جایگاه زمین ساختی، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و پنجم، بهار ۱۳۹۲، صص ۶۵ تا ۷۰.
- آقاباتی سید علی ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، چاپ سوم انتشارات سازمان معادن کشور.
- بزی عزیزاله، الیاس پور نسیم، شهرکی ناصر، ۱۳۹۱، بررسی لرزه خیزی سواحل مکران و ارتباط آن با گسل های منطقه، اولین همایش ملی توسعه سواحل مکران و اقتدار دریایی جمهوری اسلامی ایران. بهمن ۱۳۹۱.
- پور کرمانی محسن، ادیب احمد ۱۳۷۹، زمین شناسی ساختمانی، انتشارات دانشگاه پیام نور، تجدید نظر شده آبان ۱۳۹۰، چاپ پژوهاک اندیشه ۱۳۹۰.
- پور کرمانی محسن و ادیب احمد ۱۳۹۰، زمین شناسی ساختمانی چاپ اول تجدید نظر شده، انتشارات دانشگاه پیام نور.

جودسن و کافمن ترجمه فریدمر: زمین شناسی فیزیکی، انتشارات دانشگاه شیراز سال ۱۳۸۹ چاپ هشتم.

حسین زاده سید رضا، جایگاه ژئومورفولوژی و مطالعات آن در ایران بعد از پیروزی انقلاب اسلامی - اینترنت.

حمزه محمد علی ۱۳۹۲، طبقه بندی سواحل ایران دریای عمان بر پایه رسوب شناسی و ریخت شناسی (خلیج چابهار تا خلیج گواتر). سی و دومین گرد همایی و نخستین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور ۲۷ - ۳۰ بهمن ۱۳۹۲.

حمزه محمد علی، عملکرد بخش زمین شناسی در گشت های تحقیقاتی کاوشگر خلیج فارس، پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی، <http://www.inio.ac.ir/LinkClick.aspx?fileticket=yxbOt1oKra0%3d&tabid=2803>.

خانیکی کرمی، علی ۱۳۸۳، سواحل ایران انتشارات پژوهشکده حفاظت خاک ایران.

خوشروان همایون، روحانی زاده سمیه، ملک جواد و نژاد قلی قاسم، ۱۳۹۰، ناحیه بندی سواحل جنوبی دریای خزر براساس شواهد مورفودینامیک رسوبی، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۱۱، شماره ۱، ۱۳۹۰، ص ۱-۱۵.

درویش زاده علی ۱۳۸۷، منشاء تپه های ماسه ای ساحلی خزر و تالاب انزلی، فصلنامه تخصصی زمین و منابع سال اول، پیش شماره اول زمستان ۱۳۸۷.

درویش زاده علی، ۱۳۸۵: زمین شناسی ایران، انتشارات امیر کبیر، ۱۳۸۵.

رضایی پیمان، طارح زاده رضوان ۱۳۹۱، پادگانه های دریایی کربناتی جزیره قشم، نمادی از تغییرات سطح آب دریایی خلیج فارس در کوتاه ترنر، نشریه علوم زمین تابستان ۱۳۹۲، سال ۲۳، شماره ۹۲، صفحه ۶۷ تا ۷۴.

زرقانی سید هادی و قلی زاده معصومه، ۱۳۹۱، بررسی و تحلیل نقش و جایگاه استراتژیک سواحل مکران، اولین همایش ملی توسعه سواحل مکران و اقتدار دریایی جمهوری اسلامی ایران، ۲۸ الی ۳۰ بهمن ۱۳۹۱.

سازمان بنادر و دریانوردی، ۱۳۹۳، ژئومورفولوژی در مدیریت یکپارچه مناطق ساحلی ایران جلد دوم سواحل خلیج فارس و دریای عمان، اداره کل مهندسی سواحل و بنادر و دریانوردی، انتشارات سازمان بنادر و دریانوردی ۱۳۹۳.

سازمان بنادر و دریانوردی، اداره کل مهندسی سواحل و بنادر (تحقیق و پژوهش)، ۱۳۹۳، زمین شناسی مناطق ساحلی دریای خزر، برگرفته از مطالعات طرح مدیریت یکپارچه مناطق ساحلی ایران (ICZM). انتشارات سازمان بنادر

و دریاوردی.

شایان سیاوش و همکاران ۱۳۹۳،  
 هیدرودینامیک دریا و تأثیر آن در تشکیل توده های ماسه ای ساحلی  
 مطالعه موردی سواحل غربی مکران،  
 پژوهش های ژئومورفولوژی کمی.  
 سال دوم، شماره ۱، بهار ۱۳۹۳، صص

شیری سیما ۱۳۹۰، ساختمانهای رسوبی، <http://geoblog.mihanblog.com>

صادقی شهریار و یساقی علی، ۱۳۹۰، گسل های عرضی امتداد لغز و اهمیت آنها در مکران باختری، ۳۰ ام گرد  
 همایی علوم زمین اسفند ۱۳۹۰، وزارت صنعت معدن و تجارت، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

علائی طالقانی، ۱۳۸۸، ژئومورفولوژی ایران، ناشر قومس ۱۳۸۸.

غریب رضا محمد رضا، ۱۳۸۲، بررسی تغییرات تپه های ماسه ای ساحلی استان سیستان و بلوچستان.

فاضل ولی پور اردلان و قیطانچی محمدرضا ۱۳۸۴، بررسی سازکار و زمین لرزه ها با توجه به انرژی و گشتاورهای  
 لرزه ای از شرق تنگه هرمز در ایران تا غرب بندر کراچی در پاکستان (منطقه مکران)، مجموعه مقالات نهمین همایش  
 انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران ۱۳۸۴.

قرشی منوچهر و آرین مهران ۱۳۸۹، تکتونیک ایران، انتشارات مربع آبی، چاپ اول.

قرنجیک بایرام محمد و همکاران، ۱۳۹۰، مطالعه توده زنده جلبک هاب قرمز داروئی در پهنه جزر و مد ساحل  
 چابهار دریای عمان، مجله شیلات ایران، سال ۲۰، شماره ۳، پائیز ۱۳۹۰.

کریمی پور یدالله و محمدی حمیدرضا ۱۳۸۹، تفاوت های راهبردی سواحل ایران، فصلنامه علمی و پژوهشی  
 جغرافیای انسانی، سال سوم، شماره اول، زمستان ۱۳۸۹.

گزارش سند برنامه چهارم توسعه کشور، سند ساماندهی سواحل کشور، راهبردهای توسعه پایدار در بخش نواحی  
 ساحلی و مسائل نواحی ساحلی.

لک راضیه و کرامت نژاد افضلی ۱۳۸۸، بررسی تغییرات ریخت شناسی (ژئومورفولوژی) و  
 رسوبشناسی بخش های ساحلی و کم ژرفای کشور امارات در اثر ساخت جزایر مصنوعی، مجله  
 علوم زمین، سال ۲۱ شماره ۸۱، ص ۶۱ الی ۶۸.

ماکس دریو، مترجم، خیام مقصود، ۱۳۶۶: مبانی ژئومورفولوژی - اشکال ناهمواریهای زمین، انتشارات نیما - تبریز ۱۳۶۶.

مترجمان: منصوریان ماه فرید و نامدار قشقایی نیلوفر، ۱۳۸۷، مدیریت زیست محیطی، استاندارد های برنامه ریزی و طراحی شهری، انجمن شهرسازی امریکا. ناشر جامعه مشاوران ایران، چاپ اول، چاپ ایران مصور.

محمدی علی، لک راضیه، بهبهانی رضا ۱۳۸۹، اکولوژی، رسوب شناسی و محیط رسوبی خورهای دریایی عمان (سواحل ایرانی)، چهارمین کنگره بین المللی جغرافیدانان جهان اسلام، زاهدان ۱۳۸۹.

معتمد احمد و غریب رضا محمد رضا ۱۳۸۷، تکامل مکران ساحلی، کواترنر پسین، پژوهش های جغرافیایی شماره ۶۴، تابستان ۱۳۸۷، صص ۷۷-۷۸.

معتمد احمد، ۱۳۸۷، کرسی نظریه پردازی درسهای از کواترنز، صاحب کرسی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی.

نژاد افضلی کرامت ۱۳۹۰ و همکاران، معرفی و بررسی سایت گل فشانی نژاد افضلی، گل فشانهای گتان شهرستان جاسک و اهمیت زمین گردشگری آنها، نشریه علوم زمین، زمستان ۱۳۹۰، سال ۲۱، شماره ۸۲، صص ۲۰۷-۲۱۴.

نژاد افضلی کرامت و همکاران، ۱۳۹۰، ساز و کار تشکیل و تغییر تومبولو، لاگون و سد ماسه ای در ساحل بیر ناحیه بندر تنگ ایران (دریای مکران) نشریه علوم زمین، تابستان ۹۰ سال بیستم، شماره ۸۰، صص ۱۴۳ تا ۱۴۸.

نگهبان سعید، حسام مهدی، آشور حدیثه، جباری سحر، ۱۳۹۱، بررسی و مقایسه ویژگیهای اکولوژیکی و ژئومورفولوژیکی خورهای واقع در واحد مکران، اولین همایش ملی توسعه سواحل مکران و اقتدار جمهوری اسلامی ایران، بهمن ۱۳۹۱.

نوحه گر احمد و حسین زاده محمد مهدی ۱۳۹۰، دینامیک دریا و عوامل موثر بر نوسانات تراز دریا در تحول قاعده دلتاهای شمال تنگه هرمز، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۲، شماره پیاپی ۴۳، شماره ۳، پائیز ۱۳۹۰، صص ۱۲۵-۱۴۲.

نوحه گر، احمد و مجتبی یمانی، (۱۳۸۵)، ژئومورفولوژی ساحلی شرق تنگه هرمز با تاکید بر فرسایش بادی، دانشگاه هرمزگان، صص ۲۵۰.

وسو محبوبه و همکاران ۱۳۹۳، رابطه مورفولوژی تپه های ماسه ای با شاخصهای مورفومتری در شرق بابلسر، شمال ایران، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۲ تابستان ۱۳۹۳ صص ۲۱۹-۲۳۰.

یمانی، مجتبی، عمادالدین، سمیه، قاسم، لرستانی، ۱۳۹۰،  
 مورفودینامیک ساحلی و نقش آن در تحول سدهای ساحلی دلتای رود جگین. (پژوهش های  
 ژئومورفولوژی کمی سال دوم، تابستان ۱۳۹۱، شماره ۱، صص ۶۹-۸۱.

یمانی مجتبی، (۱۳۷۵)، ژئومورفولوژی ساحلی شرق تنگه هرمز، جداری عیوضی، جمشید، رساله دکتری، دانشگاه  
 تهران، گروه جغرافیای طبیعی.

یمانی، مجتبی، (۱۳۷۸)، اثر حرکات آب دریای عمان در تشکیل و تکامل تالاب های جزرومدی، پژوهش های  
 جغرافیایی، شماره ۳۷، تهران موسسه جغرافیا.

احراری رودی محی الدین ۱۳۹۹، بررسی تاثیر تکتونیک فعال بر تغییرات ژئومورفولوژیکی سواحل ایرانی مکران  
 (مطالعه موردی: چابهار)، پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، سال نهم، شماره ۴، بهار ۱۴۰۰ صص ۲۵۰-۲۳۰.

صالحی پور میلانی علیرضا و اسکندری مائده، ۱۴۰۰، پایش تغییرات مورفوتکتونیک پادگانه های دریایی دریای  
 عمان چابهار تا گواتر، پژوهشهای دانش زمین، سال دوازدهم، شماره ۴۷، پاییز ۱۴۰۰، صفحات ۲۰۲-۲۲۲.

مختاری داود، رضایی مقدم محمد حسین، محمودی شبنم و مرادی عباس ۱۳۹۷، کاربرد شاخصهای مورفومتری  
 تکتونیکي جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکي گسلهای مکران در محدوده حوضه های آبریز تبرکن و گز، فصلنامه  
 جغرافیای طبیعی، سال یازدهم، شماره ۹۳، بهار ۷۹۳۱.

گورابی ابوالقاسم و امامی کامیار ۱۳۹۶، تأثیرات نوزمینساخت بر تغییرات مورفولوژیک حوضه های زهکشی سواحل  
 مکران، جنوب شرق ایران، پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، سال ششم، شماره ۱، تابستان ۱۳۹۶، صص ۷۴-۸۹.

سیف عبدالله ۱۳۸۴، تحولات محیطی و ژئو مورفولوژیکی سواحل شمالی خلیج فارس در کواترنر، بیست و یکمین  
 گردهمائی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۴.

۵۳. بحرینی سید رمضان و اتحاد کوروش ۱۳۹۳، زمین شناسی حوضه جنوب خزر از نگاهی دیگر، انتشارات  
 سارگل، ۱۳۹۳.

۵۴. عوفی فریدون، ربانی ها مهناز و ایزد پناهی غلامرضا، ۱۳۹۳، یازدهمین همایش بین المللی سواحل، بنادر و  
 سازه های دریایی ۳ لغایت ۵ آذر ۱۳۹۳ تهران - ایران.

Alireza Ghodrati<sup>1</sup>, Mohammad .Taher Nazami<sup>2</sup> 2012, : Analyzing the Features and  
 Classification of the Coasts of Guilan Province, Iran, using Satellite Imagery and the Shepard

Classification Method. International Journal of Agriculture and Crop Sciences. Available online at [www.ijagcs.com](http://www.ijagcs.com).

Book: Robin Davidson – Arnott, introduction to coastal processes and geomorphology, Cambridge University Press 2010.

Christopher J. Crossland, Hartwig H. Kremer, Han J. Lindeboom, Janet I. Marshall Crossland, Martin D.A. Le Tissier 2006, Coastal Fluxes in the Anthropocene, Springer Science & Business edia, Pp3, (<https://books.google.com/books?id=W61cUCF97roC>).

Part –IV- chap3, coastal morphodynamics .pdf, EM 1110-2-1100 (Part IV) 30 April 2002.

<http://daneshnameh.roshd.ir/mavara/mavara-index>.

[http://education.nationalgeographic.com/education/encyclopedia/coastal-plain/?ar\\_a=1](http://education.nationalgeographic.com/education/encyclopedia/coastal-plain/?ar_a=1).

<http://tonekabon-geography.rozblog.com/Cat/42>

<http://www.iiees.ac.ir/fa/3141388/>.

<http://www.inio.ac.ir/Default.aspx?tabid=2010>.

<http://www.inio.ac.ir/Default.aspx?tabid=2029>

<http://www.persiangulfstudies.com/fa/index.asp?p=pages&id=165> - ۱۳۹۰ پارسا پور روزبه

[www.irangeomorphology.ir](http://www.irangeomorphology.ir)

Paper- Emadodin Somayeh and Zahabnazouri Somayeh, 2018, Marine Terraces as Geomorphic Evidence of Different Tectonic Regimes in Southeastern Part of The Caspian Sea in the Late Quaternary. Journal of Coastal Zone Management, Volume 21 • Issue 2 • 1000462.

## تحلیل فرسایش بر اساس شاخص‌های هوازدگی شیمیایی در حوضه آبخیز تالار

### Analysis of erosion based on chemical weathering indices in Talar drainage basin

<sup>۱</sup> نفیسه اشتری ، <sup>۲</sup> کاظم نصرتی ، <sup>۳</sup> سلما امی

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین ، دانشگاه شهید بهشتی n\_ashtari@sbu.ac.ir

<sup>۲</sup> استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی k\_nosrati@sbu.ac.ir نویسنده مسئول

<sup>۳</sup> استادیار گروه برنامه ریزی و طراحی محیط زیست، پژوهشکده علوم محیطی، دانشگاه شهید بهشتی s\_ommi@sbu.ac.ir

## چکیده

شاخص‌های هوازدگی مختلف ابزار مفیدی برای بررسی درجه هوازدگی خاک‌ها هستند. حوضه آبخیز تالار یکی از حوضه‌های کوهستانی در شمال کشور و در منطقه مازندران است. هدف اصلی این مطالعه بررسی شاخص‌های هوازدگی شیمیایی و عناصر ژئوشیمیایی در جهت تحلیل فرسایش در حوضه آبخیز تالار است. برای تعیین عناصر ژئوشیمیایی ۱۰ نمونه رسوب رودخانه ای از خروجی اصلی حوضه تالار برداشت شد. عناصر ژئوشیمیایی (روی، تیتانیوم، سیلیسیم، فسفر، روبیدیم، منگنز، منیزیم، پتاسیم، آهن، کلسیم، آلومینیم، سدیم) برای تمامی نمونه‌ها اندازه‌گیری شد. اکسیدهای عناصر ژئوشیمیایی نیز محاسبه شده و شاخص شیمیایی تغییرات، شاخص هوازدگی شیمیایی، شاخص شیمیایی تغییرات پلاژیوکلاز، شاخص هوازدگی پارکر، شاخص V، شاخص نسبت راکستون، شاخص Ba، شاخص B/A، شاخص محصول هوازدگی و شاخص سیلیس-تیتانیوم براساس نسبت مولی محاسبه شد. تحلیل شاخص‌های هوازدگی بر اساس آنالیز خوشه‌ای مشخص کرد که دو گروه عمده در بین شاخص‌ها وجود دارد که در جهت روند افزایشی و کاهشی محدوده‌های شاخص‌های هوازدگی است. بررسی نتایج شاخص‌های هوازدگی نشان داد که روند فرسایش و هوازدگی کانی‌های سیلیکاته و عناصر قلیایی مطابق با شاخص‌های هوازدگی پارکر، شاخص نسبت راکستون و شاخص سیلیس-تیتانیوم در حوضه آبخیز تالار وجود دارد.

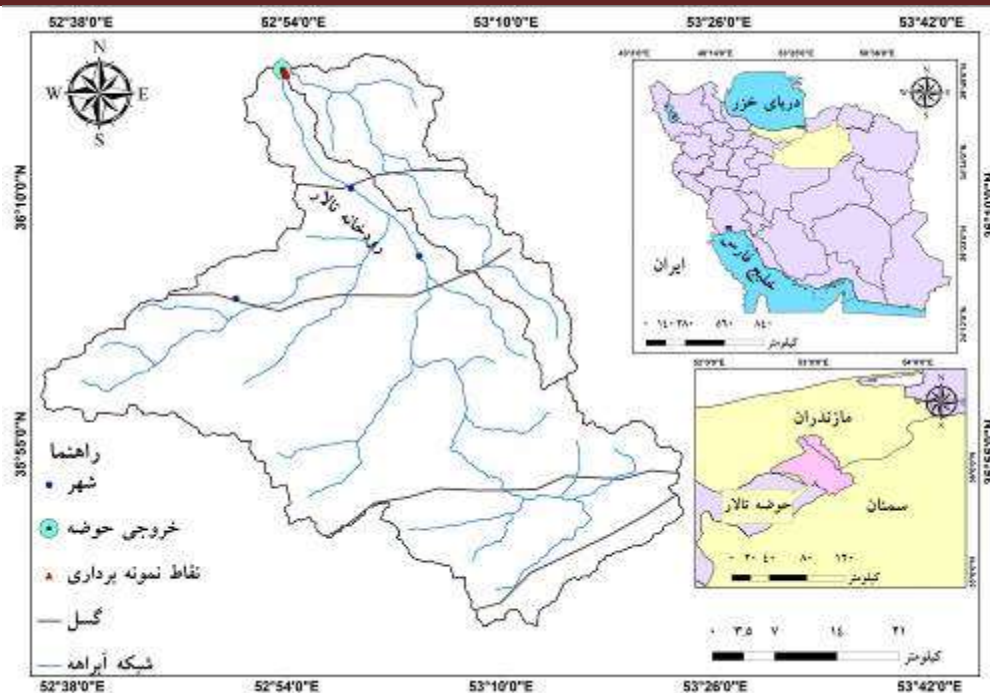
کلمات کلیدی: رسوب ، شاخص هوازدگی، تالار، ژئوشیمی، فرسایش

## مقدمه

شدت و طبیعت هوازدگی شیمیایی به مقدار زیادی به زمین شناسی و ترکیب مواد مادری خاک بستگی دارد (بلوث و کومپ، ۱۹۹۴). شاخص های هوازدگی شیمیایی، معمولاً برای توصیف هوازدگی خاکرخ ها و شدت تغییرات هوازدگی شیمیایی استفاده می شوند (پرایس و ولبل، ۲۰۰۳). شاخص های هوازدگی شیمیایی در ارتباط با تغییر مواد مادری می باشند و به طور کمی تغییرات ترکیبی هوازدگی را توصیف می کنند (اتا و آرای، ۲۰۰۷). در ساختار اغلب شاخص های هوازدگی محتوای همه یا تعدادی از عناصر متحرک مانند کلسیم، سدیم، پتاسیم و منیزیم برای محاسبه شدت هوازدگی شیمیایی در نظر گرفته می شود. بیش تر شاخص های هوازدگی بر این فرض استوار هستند که آلومینیوم عنصری غیرمتحرک می باشد، هر چند این فرضیه ممکن است در برخی از مواقع درست نباشد. (پارکر ۱۹۷۰، ۵۰۲). در زمینه پژوهش های انجام شده در شاخص های هوازدگی می توان به مطالعات (ارفع نیا و اسدزاده ۱۳۹۸، رحیم سوری و همکاران ۱۳۹۶، اوسط و همکاران، ۲۰۱۶، نسبیت و یانگ ۱۹۸۲، پارکر ۱۹۷۰) اشاره نمود. هدف از این مطالعه بررسی عناصر ژئوشیمیایی و شاخص های هوازدگی در رسوبات ته نشین شده در بستر رودخانه در خروجی اصلی حوضه تالار در جهت تحلیل روند هوازدگی و فرسایش در شرایط بالادست حوضه ابخیز است.

## منطقه مورد مطالعه

حوضه ابخیز تالار در البرز مرکزی و در دو طرف جاده آسفalte تهران، قائم شهر واقع گردید و سطوح حوضه مورد مطالعه ۲۱۰۰۸۸/۷ هکتار می باشد. از نظر مختصات حوضه ابخیز تالار بین طول شرقی  $22^{\circ}22'35''$  الی  $34^{\circ}11'$  و عرض شمالی  $35^{\circ}23'$  الی  $36^{\circ}19'1/6''$  واقع شده است. حوضه ابخیز تالار بین حداقل و حداکثر ارتفاع آن در حدود ۳۶۹۵ متر اختلاف ارتفاع وجود دارد، از مهم ترین سرشاخه های آن، رودخانه کسلیان، رودخانه های سرخ آباد و شش رودبار است که پس از پیوستن به رودخانه تالار به خروجی حوضه در ایستگاه شیرگاه می رسند. رودخانه تالار با طول حدود ۱۰۰ کیلومتر بوده و در نزدیکی خروجی حوضه با رودخانه کسلیان تلاقی می کند. شکل ۱.



شکل ۱: موقعیت حوضه تالار

## مواد و روشها

در این مطالعه نمونه های رسوب دانه ریز ته نشین شده در خروجی حوضه آبخیز تالار مورد استفاده قرار گرفته است. هر نمونه رسوب بستر ترکیبی از ۱۰ زیر نمونه بود که در فواصل ۱۰۰ متر انتخاب شد. تمام نمونه ها قبل از آنالیز ژئوشیمیایی با استفاده از الک کوچک تر از ۶۳ میکرون تفکیک شدند. به منظور تعیین غلظت عناصر ژئوشیمیایی ۰/۲۵ گرم از هر نمونه رسوب با کارگیری دستگاه ICP-MS طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (در آزمایشگاه زر آزما انجام شد. عناصر ژئوشیمیایی (روی، تیتانیم، سیلیسیم، فسفر، روبیدیم، منگنز، منیزیم، پتاسیم، آهن، کلسیم، آلومینیم، سدیم) در تمامی نمونه ها اندازه گیری شد. در این مطالعه، شاخص های ( شاخص شیمیایی تغییرات<sup>۱۹۹</sup>، شاخص هوازگی شیمیایی<sup>۲۰۰</sup>، شاخص شیمیایی تغییرات پلاژیوکلاز<sup>۲۰۱</sup>، شاخص هوازگی پارکر<sup>۲۰۲</sup>، شاخص<sup>۲۰۳</sup> V، شاخص نسبت راکستون<sup>۲۰۴</sup>، شاخص Ba و شاخص B/A، شاخص محصول هوازگی<sup>۲۰۵</sup> و شاخص سیلیس- تیتانیم

<sup>199</sup> CIA (Chemical Index of Alteration)  
<sup>200</sup> CIW (Chemical Index of Weathering)  
<sup>201</sup> PIA (Plagioclase Index of Alteration)  
<sup>202</sup> WIP (Weathering Index of Parker)  
<sup>203</sup> V (Vogt Ratio)  
<sup>204</sup> R (Ruxton Ratio)  
<sup>205</sup> PWI (Product of Weathering Index)

<sup>۲۰۶</sup> به عنوان شاخص های هواز دگی شیمیایی انتخاب شده است. فرمول شاخص های هواز دگی با توجه به نسبت مولی ترکیبات اکسیدی عنصری محاسبه شده است. خلاصه ای از شاخص های هواز دگی شیمیایی مورد استفاده در این مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است. به منظور تحلیل های آماری از آنالیز خوشه ای در نرم افزار Statestica استفاده شده است.

جدول ۱: مشخصات شاخص های هواز دگی برای ارزیابی هواز دگی در حوضه آبخیز تالار

| نام شاخص | فرمول                                                                                      | منابع                              | مقدار مطلوب هواز دگی | مقدار مطلوب تازگی |
|----------|--------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------|----------------------|-------------------|
| CIA      | $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) \times 100$                                      | (نسبت و یانگ، ۱۹۸۲)                | ۱۰۰                  | $\leq 50$         |
| CIW      | $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O) \times 100$                                             | (هارنویس، ۱۹۸۸)                    | ۱۰۰                  | $\leq 50$         |
| PIA      | $(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O) \times 100$                             | (فدو و همکاران، ۱۹۹۵)              | ۱۰۰                  | $\leq 50$         |
| R        | $SiO_2 / Al_2O_3$                                                                          | (راکستون، ۱۹۶۸)                    | ۰                    | $> 10$            |
| V        | $(Al_2O_3 + K_2O) / (MgO + CaO + Na_2O)$                                                   | (روآلدست، ۱۹۷۲)                    | بالای ۱              | $< 1$             |
| WIP      | $(2Na_2O / 0.35 + MgO / 0.9 + 2K_2O / 0.25 + CaO / 0.7) \times 100$                        | (پارکر، ۱۹۷۰)                      | ۰                    | $> 100$           |
| Ba       | $(K_2O + Na_2O + CaO) / Al_2O_3$                                                           | (روچا- فیلهو و همکاران، ۱۹۸۵)      | -                    | -                 |
| B/A      | $(K_2O + Na_2O + CaO + MgO) / Al_2O_3$                                                     | (بیرکلند، ۱۹۸۴)                    | -                    | -                 |
| STI      | $[(SiO_2 / TiO_2) / ((SiO_2 / TiO_2) + (SiO_2 / Al_2O_3) + (Al_2O_3 / TiO_2))] \times 100$ | جایاواردنا و ایزاوا ۱۹۹۴           | ۰                    | $90 >$            |
| PWI      | $SiO_2 / (TiO_2 + Fe_2O_3 + SiO_2 + Al_2O_3) \times 100$                                   | راکستون ۱۹۶۸ ، سوری و همکاران ۲۰۰۶ | ۰                    | $50 >$            |

## نتایج

نتایج میانگین و انحراف معیار ترکیب عنصری اکسیدهای اصلی در رسوبات خروجی اصلی حوضه آبخیز تالار در جدول ۲ ارائه شده است. طبق جدول ۲ تنوع در ترکیبات شیمیایی در بین نمونه ها قابل توجه است. بر اساس جدول ۲ در تمامی نمونه های رسوبی خروجی اصلی حوضه مقدار اکسید سیلیسیم بیشترین وزن را دارد که مقدار آن ۴۴/۶۶ است. پس از آن، اکسیدهای غالب اکسید کلسیم با مقدار ۱۳/۰۵ و اکسید آلومینیم با مقدار ۱۰/۳۳ است که اکثریت وزن را به خود اختصاص می دهند.

جدول ۲: میانگین و انحراف معیار درصد جرمی اکسید های اصلی

| انحراف<br>معیار | میانگین | درصد جرمی اکسیدهای اصلی        |
|-----------------|---------|--------------------------------|
| ۰/۸۱            | ۱۰/۳۳   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
| ۱/۹۷            | ۱۳/۰۵   | CaO                            |
| ۰/۴۰            | ۵/۱۵    | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
| ۰/۰۸            | ۱/۵۱    | K <sub>2</sub> O               |
| ۰/۰۰۰۴          | ۰/۰۰۵   | Rb <sub>2</sub> O              |
| ۰/۱۶            | ۳/۱۱    | MgO                            |
| ۰/۰۰۵           | ۰/۰۸    | MnO                            |
| ۰/۰۵            | ۱/۰۶    | Na <sub>2</sub> O              |
| ۰/۰۰۴           | ۰/۱۵    | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  |
| ۳/۹۸            | ۴۴/۶۶   | SiO <sub>2</sub>               |
| ۰/۰۳            | ۰/۷۱    | TiO <sub>2</sub>               |
| ۰/۰۰۰۹          | ۰/۰۱    | ZnO                            |

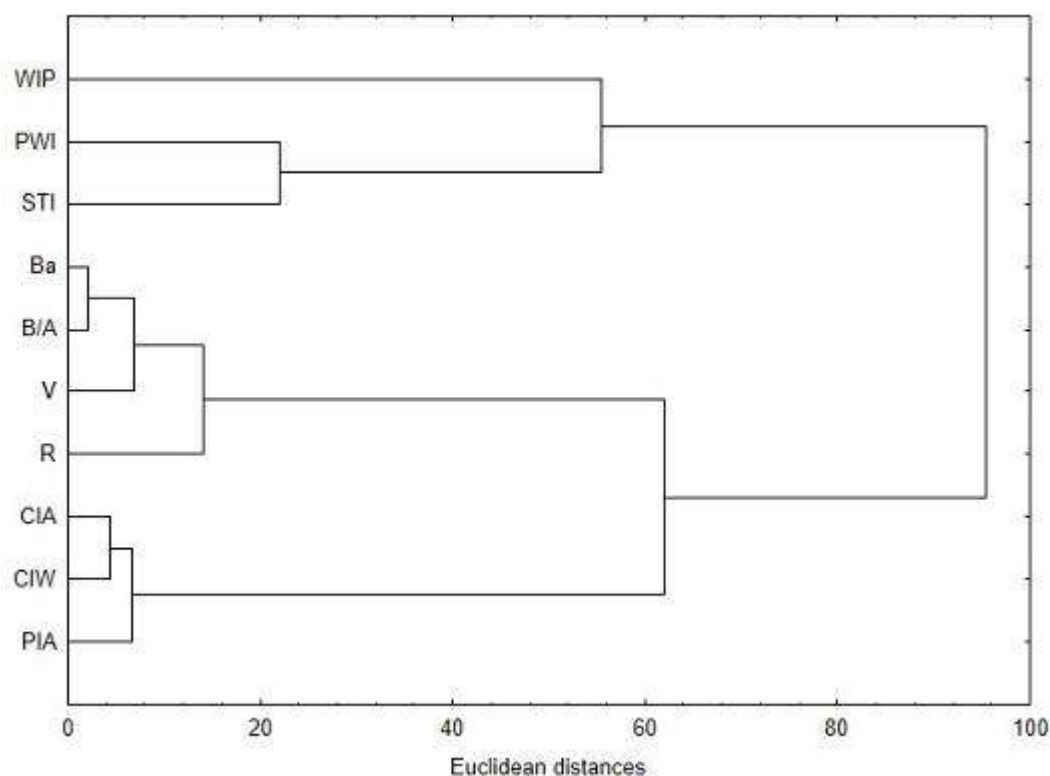
بر اساس شاخص های ارائه شده در جدول ۱ و مطابق با مقادیر شاخص های هواز دگی محاسبه شده در خروجی حوضه آبخیز تالار در جدول ۳ در شاخص های CIA، CIW و PIA مقادیر مساوی و بالای ۵۰ نشانه هواز دگی است. بیشترین میزان این شاخص به ترتیب در مقادیر ذکر شده ۳۴/۸۱، ۳۶/۶۲ و ۳۳/۱۶ است. بنابراین طبق اعداد بدست آمده هواز دگی کانی های سیلیکاته و هواز دگی تغییرات شیمیایی پلاژیوکلاز در منطقه وجود ندارد. در شاخص نسبت

راکستون که مقادیر کوچکتر از ۱۰ روند هوازگی عنصر سیلیس را نشان می‌دهد، بیشترین میزان این شاخص در نمونه های رسوبی ۹/۴۷ و کمترین میزان آن ۶/۱۷ است بنابراین میزان کمی از هوازگی عنصر سیلیس طبق این شاخص در منطقه وجود دارد. مقادیر بالای ۱ در شاخص V نشان دهنده هوازگی است، بالاترین مقادیر در این شاخص ۰/۴۹ است که عدم هوازگی را نشان می‌دهد. در شاخص هوازگی پارکر که مقادیر کوچکتر از ۱۰۰ نشان‌دهنده هوازگی است بیشترین میزان این شاخص در نمونه ها ۶۱/۶۹ است و کمترین میزان آن ۵۸/۰۲ است بنابراین هوازگی کانی‌های سیلیکاته و عناصر قلیایی مطابق با شاخص هوازگی پارکر در نمونه‌های رسوبی منطقه وجود دارد. در شاخص Ba و B/A مقادیر نزدیک به صفر نشانه هوازگی است (روچا- فیلهو و همکاران، ۱۹۸۵ و بیرکلند، ۱۹۸۴) بیشترین میزان این شاخص در نمونه ها ۳/۲۴ و ۳/۹۹ است که نشانه عدم هوازگی در منطقه مورد مطالعه است. در شاخص STI ارزش های کوچکتر از ۹۰ روند هوازگی را نشان می‌دهند در نمونه های رسوبی بیشترین میزان این شاخص برابر با ۸۰/۱۴ و کمترین میزان آن ۷۴/۶۲ است بنابراین روند هوازگی کانی‌های سیلیکاته در منطقه فعال است. در شاخص PWI نیز ارزش های کمتر از ۵۰ نشانه هوازگی است طبق نتایج نمونه ها بیشترین میزان این شاخص ۸۷/۱۰ است که عدم هوازگی را در این شاخص نشان می‌دهد.

جدول ۳: مقادیر شاخص‌های هوازگی محاسبه شده در خروجی حوضه آبخیز تالار

| شاخص هوازگی | کمترین | بیشترین | متوسط | انحراف معیار |
|-------------|--------|---------|-------|--------------|
| CIA         | ۲۳/۵۷  | ۳۴/۸۱   | ۲۸/۸۱ | ۳/۳۹         |
| WIP         | ۵۶/۰۷  | ۶۱/۷۰   | ۵۹/۹۴ | ۱/۷۸         |
| CIW         | ۲۴/۴۸  | ۳۶/۶۲   | ۳۰/۱۹ | ۳/۶۸         |
| PIA         | ۲۱/۴۶  | ۳۳/۱۶   | ۲۶/۷۳ | ۳/۵۱         |
| R           | ۶/۱۷   | ۹/۴۷    | ۷/۶۱  | ۱/۰۵         |
| V           | ۰/۳۰   | ۰/۴۹    | ۰/۳۸  | ۰/۰۵         |
| STI         | ۷۴/۶۲  | ۸۰/۱۴   | ۷۷/۴۲ | ۱/۶۴         |
| Ba          | ۱/۸۷   | ۳/۲۴    | ۲/۵۱  | ۰/۴۳         |
| B/A         | ۲/۴۷   | ۳/۹۹    | ۳/۱۹  | ۰/۴۷         |
| PWI         | ۸۱/۸۶  | ۸۷/۱۰   | ۸۴/۳۷ | ۱/۵۹         |

نتایج آنالیز خوشه‌ای در شکل ۲ آمده است. این نمودار نشان می‌دهد که شاخص‌ها به دو گروه عمده تقسیم می‌شوند: در گروه اول که شامل ۲ زیر گروه است که در اولین زیر گروه شاخص‌های  $Ba$ ،  $B/A$ ،  $V$  و  $R$  است و در زیر گروه دوم شاخص‌های  $CIA$ ،  $CIW$  و  $PIA$  قرار دارد. در گروه دوم که به دو زیر گروه تقسیم می‌شود در زیر گروه اول شاخص  $WIP$  و در زیر گروه دوم شاخص‌های  $PWI$  و  $STI$  قرار دارد.



شکل ۲: نمودار خوشه‌ای حاصل از تحلیل شاخص‌های هوازدگی

## بحث و نتیجه گیری

تحقیق حاضر با هدف بررسی شاخص‌های هوازدگی شیمیایی و عناصر ژئوشیمیایی در جهت تحلیل فرسایش و هوازدگی رودخانه‌های بالادست حوضه آبخیز تالار انجام شد. بر اساس مقادیر محتوای اکسیدهای اصلی مشخص شد که اکسید سیلیسیم بیشترین میانگین را دارد با توجه به بالا بودن میزان این عنصر در میان عناصر ژئوشیمیایی مشخص شد که هوازدگی کانی‌های سیلیکات در حوضه بالا نیست. روند هوازدگی در شاخص‌های هوازدگی ارائه شده در نمونه‌های رسوبات خروجی اصلی نشان داد که شاخص‌های  $WIP$ ،  $STI$  و شاخص نسبت راکستون به دلیل اینکه عنصر

های آلومینیم و سیلیس را جز عناصر متحرک در فرمول قرار داده است، نمایش بهتری از روند هوازدگی را ارائه دادند. بدین ترتیب هوازدگی کانی های سیلیکات و عناصر قلیایی در خاک های حوضه آبخیز تالار وجود دارد اما به دلیل اینکه هوازدگی قوی در شاخص های ذکر شده مطابق با جدول ۱ که در محدوده صفر ارائه شده است، مشخص می شود که روند هوازدگی و فرسایش کانی های سیلیکات و عناصر قلیایی در حوضه بسیار شدید نیست. با توجه به عواملی چون وجود معادن، ساخت و ساز در حاشیه و حریم رودخانه تالار، تغییرات کاربری اراضی و مساحت بالای مراتع در حوضه آبخیز تالار، وجود گسل ها و فعالیت های لرزه خیزی پتانسیل فرسایش و هوازدگی در مسیر رودخانه های بالادست حوضه بسیار است. بنابراین بر اساس نتایج تحقیق پیشنهاد می گردد با توجه به فعال بودن فرآیندهای هوازدگی در بالادست حوضه آبخیز تالار به ویژه در مسیر رودخانه تالار نظارت اساسی بر عامل های کنترل کننده فرسایش خاک در مسیر رودخانه ها اعمال گردد.

## مراجع

ارفع نیا، حامد، و اسدزاده، فرخ، ۱۳۹۸. ارزیابی هوازدگی شیمیایی در رسوبات رودخانه های غرب دریاچه ارومیه، نشریه پژوهش های حفاظت آب و خاک، دوره ۲۶، شماره ۲، صص ۷۳-۵۳.

رحیم سوری، یوسف، علیپور، صمد، و حسین زاده، بهناز، ۱۳۹۶. کانی شناسی، ژئوشیمی و شرایط تشکیل پلاسره های سرشار از تیتان در کانسار خانیک ارومیه، استان آذربایجان غربی، مجله رسوب شناسی کاربردی، دوره ۵، شماره ۹، صص ۷۳-۵۸.

Bluth G.J.S., and Kump L.R. 1994. Lithologic and climatologic controls of river chemistry. *Geochim. Cosmochim.*

*Acta*, 58(10): 2341-2359.

Birkeland, P.W., 1999. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, New York.

Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23(10), 921-924

Harnois, L., (1988). The CIW index: a new Chemical Index of Weathering. *Sedimentary Geology* 55, 319- 322.

Jayawardena, U.S., Izawa, E., 1994. A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka. *Eng. Geol.* 36, 303-310.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.

Ohta, T., and Arai H. 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for

evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240: 280–297. 67.

Osat, M., Heidari, A., Eghbal, M.K., and Mahmoodi, S. 2016. Impacts of topographic attributes on Soil Taxonomic Classes and weathering indices in a hilly landscape in Northern Iran. *Geoderma*. 281: 90-101.

Souri, B., Watanabe, M., Sakagami, K., 2006. Contribution of Parker and Product indexes to evaluate weathering condition of Yellow Brown Forest soils in Japan. *Geoderma* 130 (3-4), 346–355.

Roadset, E. (1972): Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Nuinedal Area, southern Norway. *Norsk Geolisk Tidsskrift* 52, 335369.

Rocha-Filho, P., Antuenes, F.S., Falcao, M.F.G., (1985). Quantitative influence of the weathering upon the mechanical properties of a young gneiss residual soil. In: *Proceedings of first international conference on geomechanics in tropical lateritic and saprolitic soils.*, Brasilia, Vol. 281-294.

Ruxton, B.P., (1968). Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks. *The Journal of Geology*, 76(5), 518-527.

Price J.R., and Velbel M.A. 2003. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on

heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chem. Geol.*, 202(3-4): 397-416.

## تحلیل کمی زمین لغزش ها در دامنه های مشرف بر اتوبان تهران - سولقان (محور در حال

### احداث تهران-شمال) با استفاده از روش رگرسیون لجستیک

#### Quantitative Analysis of Landslides in Tehran-Soleghan Highway (Under-Construction Tehran-North Highway) by the Use of Logistic Regression

<sup>۱</sup>شهرام روستایی، کریستینه جانانه<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> استاد گروه ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز sh\_roostaei@yahoo.com

<sup>۲</sup>دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز christinjananeh@tabrizu.ac.ir

## چکیده

زمین لغزش ها یکی از مهم ترین انواع مخاطرات ژئومورفولوژیکی هستند که با دخالت های انسانی تشدید می گردند و تاسیسات انسانی، خصوصا جاده های کوهستانی را مورد تهدید قرار می دهند. از این رو ارزیابی کمی پتانسیل وقوع زمین لغزش ها در مناطقی که از نظر جغرافیایی و ساخت و سازهای انسانی مستعد وقوع هستند ضروری می باشد. منطقه مورد مطالعه اتوبان تهران-سولقان می باشد که به دلیل جغرافیای خاص همیشه در معرض زمین لغزش ها قرار دارد. در این مطالعه از روش رگرسیون لجستیک برای تحلیل کمی زمین لغزش ها استفاده شده است. جهت بررسی پتانسیل وقوع زمین لغزش ها لایه های جداگانه ۱۴ فاکتور موثر در وقوع (شامل طبقات ارتفاعی، شیب، جهت شیب، زمین شناسی، کاربری اراضی، بارش، فاصله از گسل، فاصله از رودخانه، فاصله از جاده، پوشش گیاهی، اقلیم، LS، SPI و TWI) در محیط GIS تهیه شدند، سپس با لایه پراکنش زمین لغزش های موجود انطباق داده شد و تراکم آن ها در واحد سطح محاسبه شد. در ادامه با استفاده از نرم افزار Terrset مدل رگرسیون لجستیک انجام شد. با توجه به نتایج مشخص گردید که عوامل زمین شناسی، کاربری اراضی، فاصله از گسل، فاصله از رودخانه، فاصله از جاده، اقلیم و LS با دارا بودن ضرایب مثبت، همبستگی بیشتری با وقوع زمین لغزش ها نشان می دهند و اهمیت عوامل فاصله از گسل، فاصله از جاده و اقلیم به ترتیب بیشتر از سایر عوامل می باشد. همچنین، بخش های میانی و جنوبی اطراف جاده و قسمت کوچکی در شمال منطقه از نظر وقوع زمین لغزش ها بیشترین پتانسیل را دارند و ۲۷/۱۴ درصد اراضی، مناطق با پتانسیل وقوع زمین لغزش های متوسط به بالا هستند که ۸۶/۲۶ درصد زمین لغزش ها در آن ها به وقوع پیوسته اند، همچنین ۴/۵۷ درصد منطقه دارای پتانسیل خیلی زیاد بوده که ۶۱ درصد زمین لغزش ها در آن به وقوع پیوسته اند. در نهایت می توان گفت این مدل جهت پهنه بندی احتمال وقوع زمین لغزش ها در این منطقه مناسب می باشد.

کلمات کلیدی: زمین لغزش، رگرسیون لجستیک، بزرگراه تهران-شمال، پهنه بندی خطر.

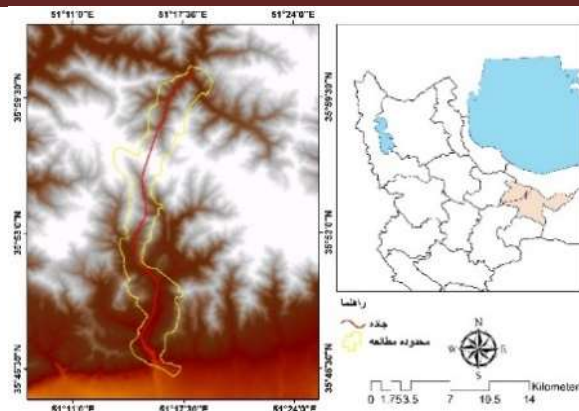
## ۱. مقدمه

زمین لغزش ها امروزه بیشتر از این که جنبه طبیعی داشته باشد، متأثر از دخالت های انسانی هستند (پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور، ۱۳۹۰). جاده سازی در مناطق کوهستانی باعث افزایش احتمال وقوع آن ها می شود (عزیزی، ۱۳۹۰: ۱۲). همه ساله وقوع زمین لغزش ها در جاده ها خسارات جانی و مالی فراوانی را بوجود می آورند. اما برای ایجاد ارتباط بین مناطق مختلف، احداث جاده ها، اتوبان ها امری ضروری است (اعتضادی آملی و همکاران، ۱۳۹۴: ۲). به همین منظور قبل از احداث جاده ها باید مطالعات و برنامه ریزی های لازم جهت جلوگیری از احداث جاده ها در مناطق با خطر بالا و بسیار بالا صورت پذیرد، و در جاده های احداث شده قبلی نیز باید مطالعاتی جهت پهنه بندی زمین لغزش ها، برآورد احتمال وقوع، و کمی سازی خطر وقوع انجام گیرد تا تمهیداتی جهت جلوگیری از به وجود آمدن هر چه بیشتر خسارات مالی و جانی اندیشیده شوند. از آن جایی که این اتوبان یکی از پر تردد ترین جاده های کشور خواهد بود و نواحی مرکزی ایران را به شمال کشور ارتباط خواهد داد، لذا مطالعه زمین لغزش های احتمالی دامنه های مشرف بر اتوبان از اهمیت حیاتی برخوردار است.

این پژوهش حد فاصل تهران- سولقان در اتوبان تهران- شمال را از نظر احتمال وقوع زمین لغزش ها مورد ارزیابی کمی قرار می دهد. این منطقه به دلیل دخالت انسان و نیز شرایط طبیعی، از نظر وقوع زمین لغزش ها بسیار مستعد می باشد. این پژوهش با استفاده از روش رگرسیون خطی به پهنه بندی زمین لغزش ها پرداخته است. هدف از این مطالعه شناسایی زمین لغزش ها در دامنه های مشرف بر اتوبان، کمی سازی وقوع آن ها و برآورد توزیع احتمال زمین لغزش هایی است که می تواند خسارات اقتصادی به بار آورد و جان مسافران را به خطر اندازد.

## ۲. معرفی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی  $51^{\circ} 39'$  تا  $51^{\circ} 58'$  طول شرقی و  $36^{\circ} 07'$  تا  $36^{\circ} 17'$  عرض شمالی در قسمت شمال و شمال غرب استان تهران واقع شده است (شکل ۱). در این منطقه به بررسی اتوبان در حال احداث تهران- شمال در حد فاصل تهران تا سولقان به طول ۱۲ کیلومتر و مساحت ۳۴۸/۵۷۹ کیلومتر مربع پرداخته شده است.



شکل ۱: نقشه موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

### ۳. مواد و روش‌ها

مدل رگرسیون لجستیک، یکی از روش‌های آماری پیش‌بینی کننده برای متغیرهای وابسته‌ای است که حالت صفر و یک با وقوع وعدم وقوع (مانند زمین لغزش‌ها) ارتباط دارند. که اعداد نزدیک به صفر نشان‌دهنده احتمال وقوع کمتر و اعداد نزدیک به یک نشان‌دهنده احتمال وقوع بیشتر هستند. در رگرسیون لجستیک متغیر وابسته با استفاده از رابطه ۱: (متولی، ۱۳۸۸: ۷۶) بیان می‌شود:

رابطه (۱)

$$Y = \text{Logit} (p) = \ln (p/1 - p) = C_0 + C_1x_1 + C_2x_2 + \dots + C_nx_n$$

لوجیت (Logit): یا لگاریتم شانس در واقع مقدار لگاریتم طبیعی احتمال است.  $P$ : احتمال متغیر وابسته ( $y$ ) است،  $p/1 - p$ : نسبت شانس یا احتمال،  $C_0$ : مقدار ثابت می‌باشد. ( $C_1 \dots C_n$ ): ضرایبی هستند که مشارکت عوامل مستقل ( $X_1, X_2 \dots X_n$ ) را برای متغیر  $y$  نشان می‌دهند، ( $X_1 \dots X_n$ ): متغیرهای مستقل هستند. برای انجام روش فوق، نرم‌افزار Terrset مورد استفاده قرار گرفته است.

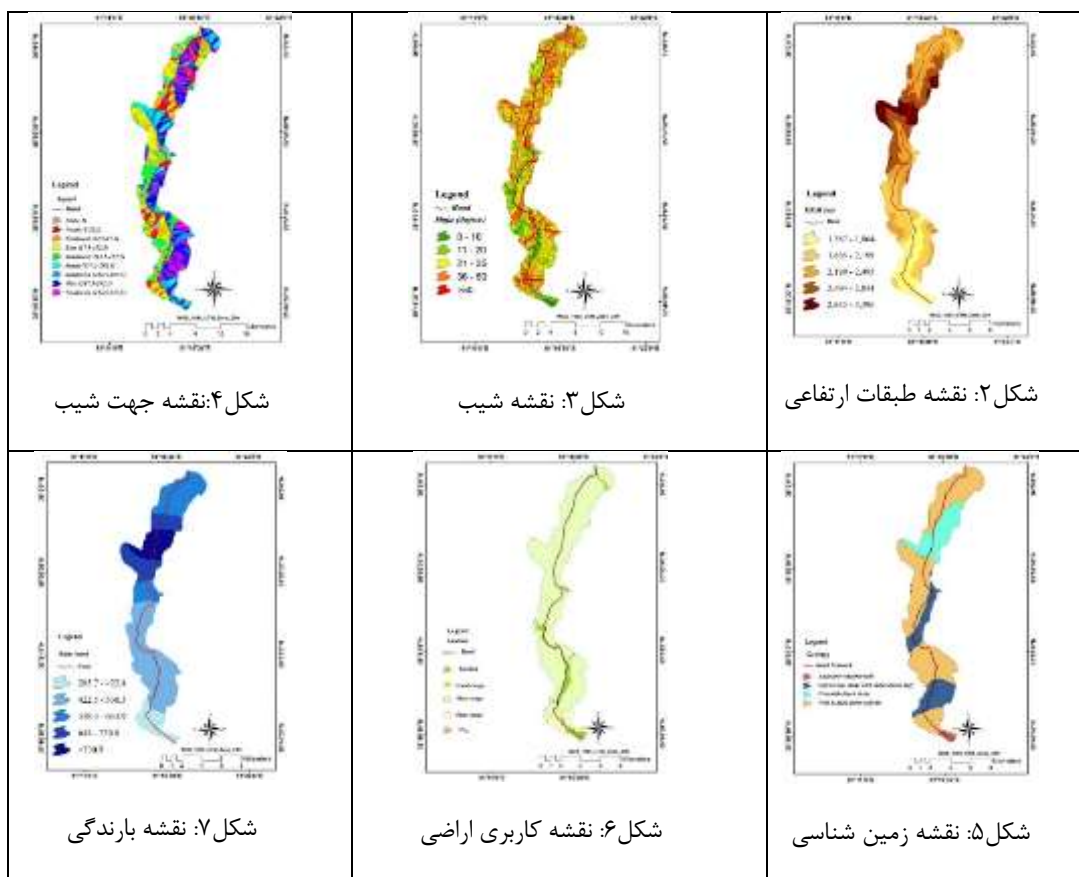
#### ۳-۱. بررسی فاکتورهای مؤثر در احتمال وقوع زمین لغزش‌ها

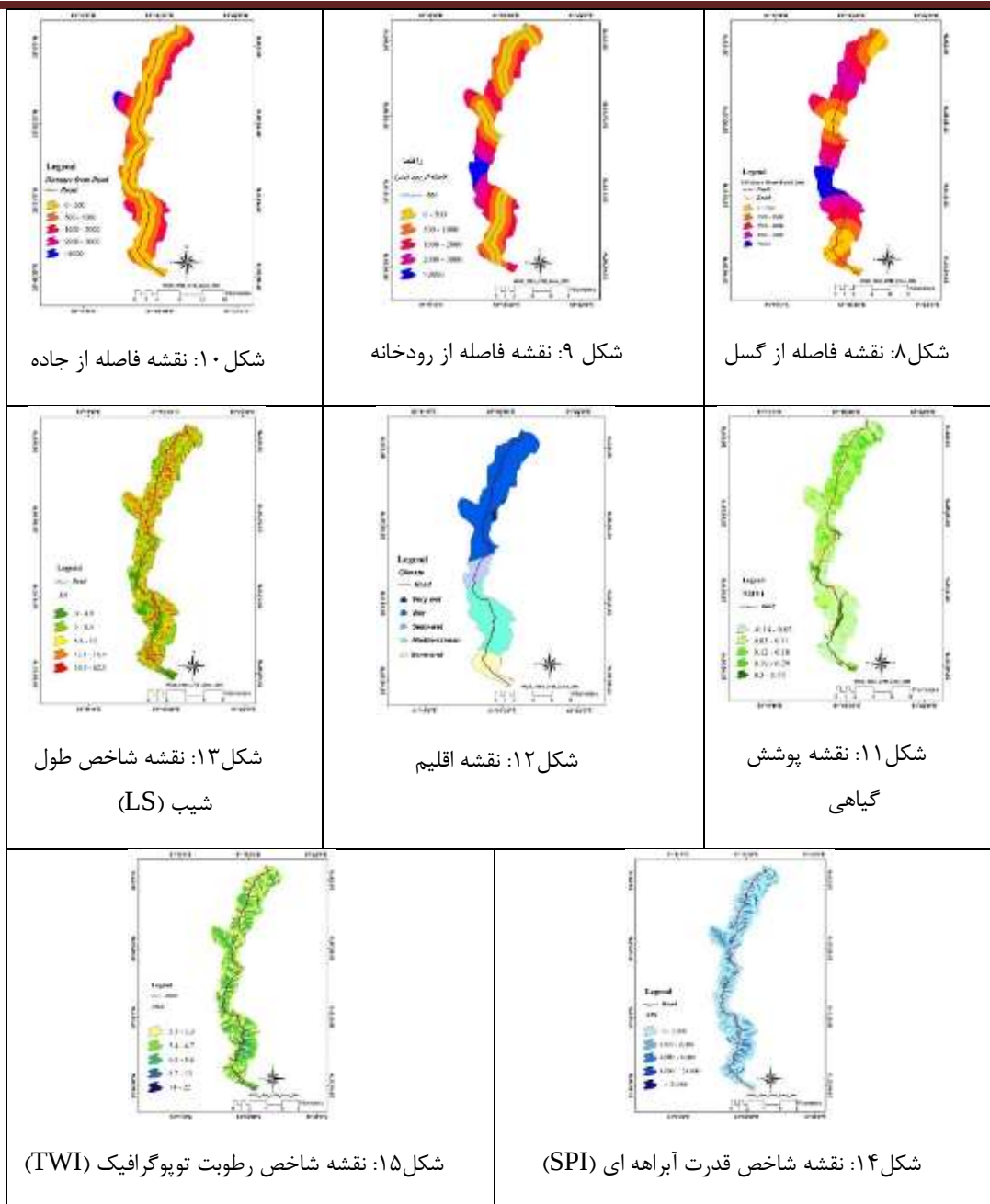
جهت بررسی پتانسیل وقوع زمین لغزش‌ها ۱۴ فاکتور طبقات ارتفاعی، شیب، جهت شیب، زمین شناسی، کاربری اراضی، بارش، فاصله از گسل، فاصله از رودخانه، فاصله از جاده، پوشش گیاهی، اقلیم،  $L_S$  (طول شیب)،  $SPI$  (شاخص قدرت آبراهه ای) و  $TWI$  (شاخص رطوبت کلی) به عنوان فاکتورهای مؤثر در وقوع زمین لغزش‌های دامنه ای منطقه تشخیص داده شدند که مراحل تهیه آن‌ها عبارت‌اند از: تهیه نقشه عوامل مؤثر به صورت لایه‌های مجزا در محیط GIS و انتقال به نرم‌افزار ادریسی که شامل: ۱: تهیه لایه‌های مدل رقومی ارتفاعی ( $DEM$ )، رودخانه، گسل از طریق نقشه

توپوگرافی ۱/۲۵۰۰ و ایجاد نقشه های فاصله از پارامترهای رودخانه و گسل، ۲: ایجاد نقشه های شیب و جهت شیب از DEM (مدل رقومی ارتفاعی)، ۳: تهیه نقشه کاربری اراضی و شاخص پوشش گیاهی بر اساس طبقه بندی نظارت نشده تصویر ماهواره ای لندست 8 سنجنده OLI، ۴: تهیه نقشه زمین شناسی، ۵: تهیه لایه بارش و اقلیم بر اساس اطلاعات گرفته شده از سازمان هواشناسی کل کشور، ۶: تهیه لایه های LS (طول شیب)، SPI (شاخص قدرت آبراهه ای) و TWI (شاخص رطوبت کلی) از روی لایه DEM (مدل رقومی ارتفاعی)، ۷: تبدیل داده های پراکنش زمین لغزش ها با استفاده از تصاویر ماهواره ای لندست و نیز گوگل ارث، ۸: انطباق لایه های اطلاعاتی با نقشه سیاهه زمین لغزش ها منطقه و محاسبه تراکم آن ها در واحد سطح، ۹: انجام مدل رگرسیون لجستیک با استفاده از نرم افزار Terrset.

#### ۴. نتایج

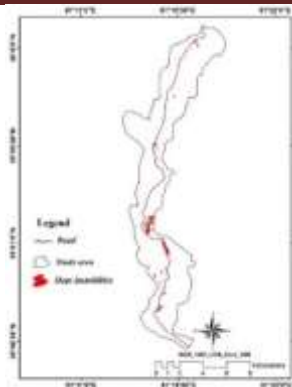
مطالعه حاضر با هدف پهنه بندی زمین لغزش ها در حاشیه اتوبان تهران- سولقان صورت گرفت به همین منظور ابتدا عوامل موثر بر وقوع زمین لغزش ها شناسایی شده و پس از آماده سازی لایه های اطلاعاتی در محیط GIS به منظور اعمال مدل رگرسیون لجستیک، داده ها وارد محیط نرم افزار Tresset شدند و مدل مذکور اعمال گردید. نتایج حاصل از آماده سازی لایه ها و همچنین اعمال مدل در شکل های ۲ تا ۱۵ ارائه شده است.





پس از تهیه لایه های اطلاعاتی مختلف در منطقه مورد مطالعه، نقشه سیاهه زمین لغزش ها به صورت پهنه های زمین لغزش ها براساس تصاویر گوگل ارث و نقاط کنترل زمینی تهیه شد، مساحت زمین لغزش های رخ داده در حوضه سولقان برابر با ۹۱/۵۳ هکتار معادل ۱/۱۶ درصد از مساحت کل منطقه می باشد. شکل ۱۶ پراکنش زمین لغزش ها حوضه مذکور را نشان می دهد.

پس از ورود داده ها به مدل رگرسیون لجستیک، با استفاده از پارامترهای مؤثر در نرم افزار ادریسی، ضرایب مدل، مطابق جدول (۱) استخراج شد.



شکل ۱۶: نقشه پراکنش زمین لغزش ها محدوده اتوبان تهران-سولقان

جدول ۱: ضرایب حاصل از مدل رگرسیون لجستیک برای محدوده مورد مطالعه

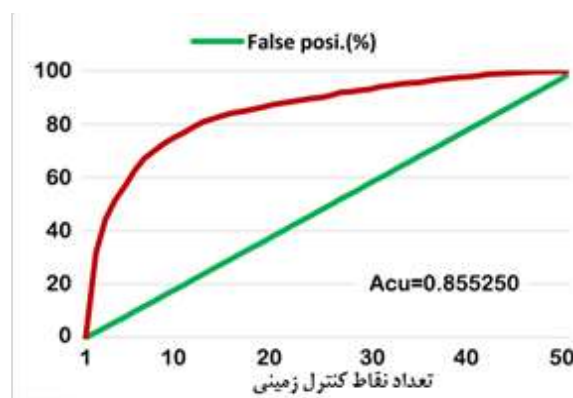
| ضرایب حاصل | متغیرهای مستقل      |                 | ضرایب حاصل | متغیرهای مستقل   |                | ضرایب حاصل | متغیرهای مستقل |
|------------|---------------------|-----------------|------------|------------------|----------------|------------|----------------|
| -۰/۱۶۸۲    | پوشش گیاهی          | X <sub>10</sub> | ۰/۵۸۰۵     | کاربری اراضی     | X <sub>5</sub> | -۹/۷۶۸۷    | عدد ثابت       |
| ۰/۷۳۲۵     | اقلیم               | X <sub>11</sub> | -۱/۳۴۹۷    | بارش             | X <sub>6</sub> | -۰/۵۹۵۱    | طبقات ارتفاعی  |
| ۰/۵۹۶۹     | طول شیب             | X <sub>12</sub> | ۰/۷۹۷۴     | فاصله از گسل     | X <sub>7</sub> | -۰/۱۳۹۸    | شیب            |
| -۰/۳۸۸۷    | شاخص قدرت آبراهه ای | X <sub>13</sub> | ۰/۱۷۸۵     | فاصله از رودخانه | X <sub>8</sub> | -۰/۹۰۸۶    | جهت شیب        |
| -۰/۰۹۷۴    | شاخص رطوبت کلی      | X <sub>14</sub> | ۰/۷۶۲۷     | فاصله از جاده    | X <sub>9</sub> | ۰/۲۲۰۰     | زمین شناسی     |

جدول ۲: شاخص های آماری حاصله برای ارزیابی مدل

| شاخص            | مقدار سولقان |
|-----------------|--------------|
| Pseudo R square | ۰/۴۲۱۱       |
| Chi Square      | ۶۱۱/۰۵۱۹     |
| Goodness of Fit | ۱۸۳۶۲/۳۱۸۹   |

آزمون کی دو برای رگرسیون لجستیک که از اختلاف بین  $2\ln(L)$  برای مدل بهترین برازش و  $2\ln(L_0)$  برای فرضیه صفر بدست می آید، برای محدوده سولقان  $611/0.519$  تعیین گردید (جدول ۲)، که بر این اساس فرض صفر بودن تمام ضرایب رد می گردد. مقدار  $PR^2$  که نحوه برازش مجموعه داده ها را در مدل لجستیک نشان می دهد (Menard 1995:48) برای محدوده سولقان برابر با  $0/4211$  است (جدول ۲) که بزرگ تر از آستانه  $0/2$  بوده و لذا این مدل برازش قابل قبولی را نشان می دهد. مقدار ROC برای مقایسه یک نقشه بولین با نقشه احتمال به کار می رود، برای این محدوده  $0/9678$  است (جدول ۲) که نشان دهنده همبستگی بسیار بالای بین متغیر مستقل و وابسته است.

نتایج تحلیل منحنی ROC برای مدل رگرسیون لجستیک نشان داد که نقشه حساسیت زمین لغزش های تهیه شده در منطقه مورد مطالعه با سطح زیر منحنی  $0/855250$  دارای قدرت پیش بینی خیلی خوب می باشد.



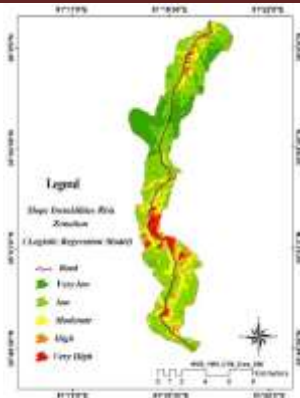
شکل ۱۷: نمودار ROC و سطح زیر منحنی مربوط به دقت نقشه حساسیت پهنه بندی زمین لغزش به روش رگرسیون لجستیک در سولقان

در تعیین تعداد پارامترهای مستقل در وقوع ناپایداری های هیچ استاندارد وجود ندارد. نتیجه مدل برای منطقه مورد مطالعه در رابطه ۲ نشان داده شده است.

رابطه (۲)

$$\begin{aligned}
 (\text{Slope instabilities}) = & -9.7687 - 0.5951 \times X_1 - 0.1398 \times X_2 + 0.7627 \times X_3 + 0.2200 \times X_4 + \text{Logit} \\
 & 0.5805 \times X_5 - 1.3497 \times X_6 + 0.7974 \times X_7 + 0.1785 \times X_8 - 0.9086 \times X_9 - 0.1682 \times X_{10} + 0.7325 \times X_{11} + \\
 & 0.5969 \times X_{12} - 0.3887 \times X_{13} - 0.0974 \times X_{14}
 \end{aligned}$$

پس از مشخص شدن اعتبار مدل رگرسیون لجستیک با استفاده از شاخص های ذکر شده، با اعمال فرمول های فوق نقشه پهنه بندی حساسیت زمین لغزش ها منطقه مورد مطالعه تهیه گردید که نتایج حاصل از آن ها در شکل (۱۸) نشان داده شده است.



شکل ۱۸: نقشه پهنه‌بندی حساسیت زمین لغزش ها محدوده اتوبان تهران-سولقان

در این مدل، در محدوده سولقان عامل فاصله از گسل با بیشترین ضریب  $0/7974$  بهترین متغیر پیش‌بینی کننده احتمال وقوع زمین‌لغزش‌ها است و پس از آن به ترتیب شاخص های فاصله از جاده  $0/7627$  و اقلیم  $0/7325$  بیشترین ضرایب را به خود اختصاص داده‌اند. پس از انجام پهنه‌بندی، درصد پهنه‌های زمین‌لغزش در هر کلاس محاسبه شد که نشان داد در محدوده سولقان مناطق با پتانسیل وقوع بسیار بالا بیشترین درصد از میزان مساحت کل منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. جدول (۳) درصد پهنه‌های لغزشی در هر کلاس در منطقه را نشان می‌دهد.

جدول ۳: مساحت پهنه‌ها به درصد برای هر کلاس در محدوده سولقان

| کلاس        | مساحت (درصد) برای محدوده سولقان |
|-------------|---------------------------------|
| بسیار پایین | $0/30$                          |
| پایین       | $13/44$                         |
| متوسط       | $11/28$                         |
| بالا        | $13/91$                         |
| بسیار بالا  | $61/07$                         |

#### ۴-۱. ارزیابی نقشه‌ی خطر پهنه‌بندی زمین‌لغزش با شاخص SCAI

شاخص SCAI در واقع نسبت درصد مساحت هر یک از کلاس‌های پهنه‌بندی خطر لغزش به درصد لغزش‌های اتفاق افتاده در هر کلاس است. روش مذکور دقت را به صورت کیفی ارائه می‌کند و بیانگر صحت یا سقم نقشه پهنه‌بندی لغزش با توجه به مقدار SCAI است. ارزیابی دقت در جدول (۴) نشان می‌دهد که با پیش رفتن هر چه بیشتر از کلاس

خطر کم به سمت کلاس خطر خیلی زیاد، مقدار SCAI کاهش می یابد.

جدول ۴: ارزیابی نقشه ی خطر پهنه بندی زمین لغزش با شاخص SCAI در حوضه سولقان

| کلاس حساسیت | درصد مساحت سولقان | درصد زمین لغزش سولقان | شاخص SCAI |
|-------------|-------------------|-----------------------|-----------|
| بسیار پایین | ۱۸/۷۹             | ۰/۳۰                  | ۶۳/۶۲     |
| پایین       | ۴۵/۰۷             | ۱۳/۴۴                 | ۳۵/۳      |
| متوسط       | ۱۸/۸۴             | ۱۱/۲۸                 | ۱/۶۷      |
| بالا        | ۳/۷۳              | ۱۳/۹۱                 | ۰/۲۶      |
| بسیار بالا  | ۴/۵۷              | ۶۱/۰۷                 | ۰/۰۷      |
| جمع کل      | ۱۰۰               | ۱۰۰                   | -         |

## ۵. نتیجه گیری

در این پژوهش پهنه بندی پتانسیل زمین لغزش ها برای دامنه های مشرف به اتوبان در حال احداث تهران- سولقان مورد ارزیابی قرار گرفت. جهت این کار از مجموعه ای از عوامل طبیعی و انسانی و زمین لغزش های رخ داده در منطقه و مدل رگرسیون لجستیک استفاده شد. با توجه به نتایج جدول (۱)، مشخص گردید که عوامل زمین شناسی، کاربری اراضی، فاصله از گسل، فاصله از رودخانه، فاصله از جاده، اقلیم و LS با دارا بودن ضرایب مثبت، همبستگی بیشتر و سایر عوامل با دارا بودن ضرایب منفی، همبستگی کمتری را نشان می دهند. درواقع ضرایب منفی نشان دهنده عدم همبستگی نیستند بلکه به معنای همبستگی ضعیف تر هستند. بر این اساس در محدوده سولقان اهمیت عوامل فاصله از گسل، فاصله از جاده و اقلیم به ترتیب بیشتر از سایر عوامل می باشند. بر اساس نقشه های تهیه شده بخش های میانی و جنوبی اطراف جاده و قسمت کوچکی در شمال منطقه از نظر وقوع زمین لغزش ها بیشترین پتانسیل را دارند. با توجه به اطلاعات جدول شماره (۴)، در محدوده ۲۷/۱۴ درصد از اراضی به عنوان مناطق با پتانسیل وقوع زمین لغزش های متوسط به بالا هستند که ۸۶/۲۶ درصد زمین لغزش ها در آن به وقوع پیوسته اند، همچنین ۴/۵۷ درصد از مساحت منطقه در محدوده با پتانسیل خیلی زیاد قرار گرفته که ۶۱ درصد ناپایداری ها در آن به وقوع پیوسته است. بالا بودن مقدار شاخص ROC و نزدیک بودن آن به عدد یک نشان می دهد که زمین لغزش ها در این منطقه، رابطه قوی با مقادیر احتمال حاصل از مدل رگرسیون لجستیک دارند و ارزیابی نقشه پهنه بندی خطر زمین لغزش ها با شاخص SCAI نشان داد که همبستگی بالایی بین نقشه خطر تهیه شده با نقاط زمین لغزش های موجود که در بازدیدهای میدانی تایید شده اند وجود دارد. این وضعیت منطبق بر کاهش SCAI به ویژه در کلاس های خطر زیاد و

خیلی زیاد است و نشان دهنده همبستگی بالای نقشه خطر تهیه شده با نقاط زمین لغزش ها و بازدیدهای میدانی در این منطقه می باشد. در نهایت می توان گفت مدل آماری رگرسیون لجستیک مدلی مناسب جهت پهنه بندی احتمال وقوع زمین لغزش ها در منطقه در کنار خطوط ارتباطی به شمار می رود. به عنوان نتیجه گیری نهایی می توان گفت علاوه بر عوامل طبیعی، عوامل انسانی خصوصا جاده سازی غیر اصولی می تواند نقش مهمی در وقوع زمین لغزش ها داشته باشد، برای کاهش نسبی خطرات و افزایش میزان پایداری دامنه ها لازم است تا حد ممکن از تغییر اکوسیستم و کاربری اراضی موجود اجتناب نمود، و همچنین هرگونه سیاست گذاری به منظور احداث سازه ها متناسب با شرایط ژئومورفولوژیکی و زمین شناسی منطقه صورت پذیرد.

### منابع

- ۱- اعتضادی آملی، سینا، کیاپور، مسعود، تقوایی، محمد، (۱۳۹۴)، بررسی و مطالعه ایجاد زمین لغزش و تاثیر آن بر عملکرد جاده ای و روش موثر تثبیت آن با نرم افزار Geo-slop (مطالعه موردی کیلومتر ۳۰ محور ساری به کیاسر)، مجموعه مقالات اولین کنفرانس بین المللی مهندسی و علوم کاربردی، امارات- دبی، صص ۸-۱.
- ۲- متولی، صدرالدین، اسماعیلی، رضا، حسین زاده، محمد مهدی، (۱۳۸۸)، تعیین حساسیت وقوع زمین لغزش با استفاده از رگرسیون لجستیک در حوضه آبریز واز (استان مازندران)، فصلنامه جغرافیای طبیعی، شماره ۵، صص ۸۳-۷۳.
- ۳- عزیزی، علیرضا، (۱۳۹۰)، پهنه بندی خطر زمین لغزش در مسیر فاسیان - پنو، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، صص ۱۴۷-۱.
- ۴- پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور ([www.ngdir.ir](http://www.ngdir.ir)).

5-Menard, S, (1995), Applied logistic regression analysis, Sage University paper series on quantitative applications in social sciences, v. 106, p. 94-98.

## تحلیل مورفوتکتونیک دشت گرگان با استفاده از تداخل سنجی راداری (روش سری زمانی (SBAS-InSAR)

### Morphotectonic analysis of Gorgan Plain using radar interferometry (SBAS-InSAR time series method)

<sup>۱</sup> محمد فتح اله زاده، <sup>۲</sup> مجتبی یمانی، <sup>۳</sup> ابوالقاسم گورابی

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، fathallahzadeh.m@ut.ac.ir

<sup>۲</sup> استاد، ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، myamani@ut.ac.ir

<sup>۳</sup> دانشیار، ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، goorabi@ut.ac.ir

## چکیده

لندفرمهای ایجاد شده بوسیله فرآیندهای تکتونیک توسط علم ژئومورفولوژی تکتونیک یا مورفوتکتونیک مطالعه می شود، به عبارت دیگر مورفوتکتونیک، علم کاربرد اصول ژئومورفیک در حل مسائل تکتونیک می باشد. اندازه گیری های کمی چشم اندازها معمولاً براساس محاسبه شاخص های ژئومورفیک و با استفاده از نقشه های توپوگرافی، تصاویر ماهواره ای و عکس های هوایی و باز دیدهای میدانی صورت می گیرد. سرزمین ایران، به عنوان بخشی از زون فعال تکتونیک آلپ-همالیا، طرح پیچیده ای از مجموعه پوسته ها، قطعات تکتونیک و زون های متفاوت تکتونیک است که از نگاه تکتونیک ویژگی های خاصی دارد و دارای پوسته ای به شدت خرد شده و تکتونیزه است که در دوره های مختلف زمین شناسی فعالیت های کوهزایی عمده ای را پشت سر گذاشته است. یکی از روش های شناسایی و اندازه گیری تغییرات زمین (فرونشست و برخاستگی) استفاده از روش تداخل سنجی راداری است. اصول این تکنیک برای اولین بار توسط گراهام در سال ۱۹۷۴ بیان شد. در این پژوهش با استفاده از تداخل سنجی راداری و روش SBAS-InSAR در بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۱ محدوده دشت گرگان توسط ۱۵ تصویر ENVISAT مربوط به سنجنده ASAR از نظر رخداد فرونشست و برخاستگی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج بدست آمده از سری زمانی تصاویر راداری در این بازه زمانی نشان داد در بازه ۸ ساله ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۱ میزان جابجایی زمین بین ۱۳۷.۱۴- تا ۳۲۹.۴۴+ میلی متر در سال بوده است که بیشترین فرونشست مربوط به غرب دشت و بندر گمیشان با ۱۳۷.۱۴- میلی متر در سال و بیشترین برخاستگی در بخش شرقی آق قلا با ۳۲۹.۴۴+ میلی متر در سال بوده است. روند کلی تغییرات بدین صورت است که در بخش شمال شرقی تا جنوب غربی دشت فرونشست، و در بخش جنوبی تا شرقی دشت برخاستگی رخ داده است. در ادامه پس از صحت سنجی نتایج بدست آمده از تداخل سنجی راداری با داده های ژئودینامیک ایستگاه گرگان، سطح تراز آب های زیرزمینی در بندر گمیشان و بندر ترکمن مورد بررسی قرار گرفت که نتایج نشان داد در بازه زمانی مورد نظر، تغییرات تراز آب زیرزمینی در این دو منطقه به ترتیب روند افزایشی و نسبتاً ثابت را داشته است بنابراین می توان عملکرد تکتونیک را در رخداد فرونشست های ساحلی دخیل دانست.

کلمات کلیدی: مورفوتکتونیک، تداخل سنجی راداری، دشت گرگان، فرونشست.

## مقدمه

لندفرمهای ایجاد شده بوسیله فرآیندهای تکتونیکی توسط علم ژئومورفولوژی تکتونیک یا مورفوتکتونیک مطالعه می‌شود، به عبارت دیگر مورفوتکتونیک، علم کاربرد اصول ژئومورفیک در حل مسائل تکتونیک می‌باشد. اندازه‌گیری‌های کمی چشم‌اندازها معمولاً براساس محاسبه شاخص‌های ژئومورفیک و با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی و بازدیدهای میدانی صورت می‌گیرد. رقابت مداوم بین فرآیندهای تکتونیکی که تمایل به ایجاد توپوگرافی دارند و فرآیندهای سطحی که تمایل به فرسایش و متلاشی کردن آنها دارند، اساس علم مورفوتکتونیک است (بوربنک و اندرسون، ۲۰۰۱). مطالعات مورفوتکتونیک، بر روی تفسیر ژئودینامیکی و ژئومورفولوژی چشم‌اندازها تمرکز می‌کند و الگویی کلیدی برای تکامل چشم‌اندازها می‌باشد که برای اولین بار توسط هاک در سال ۱۹۶۰ معرفی شد. براین اساس مورفوتکتونیک ممکن است به دو روش ۱- مطالعه چشم‌اندازهای ایجاد شده توسط فرآیندهای تکتونیکی و ۲- بررسی مسائل تکتونیکی توسط اصول ژئومورفولوژی تعریف شود. در تعریف اول توجه به چشم‌اندازها است و در تعریف دوم به مسائل تکتونیکی توجه می‌شود و به ما اجازه می‌دهد از ژئومورفولوژی به عنوان ابزاری برای ارزیابی تاریخ، نرخ و بزرگی فعالیتهای تکتونیکی استفاده کنیم (کلر و پینتر، ۱۹۹۶). از مشهورترین نظریه‌ها جهت برقراری ارتباط میان ساختارهای ژئومورفیک و حرکات تکتونیکی، می‌توان به چرخه فرسایش ویلیام موریس دیویس اشاره کرد (دیویس، ۱۸۹۹). در چرخه دیویس، مورفولوژی هر مجموعه ساختاری-ژئومورفیکی در مراحل جوانی، بلوغ و پیری نسبت به ساختارهای ژئومورفیکی دیگر متفاوت است. سرزمین ایران، به عنوان بخشی از زون فعال تکتونیکی آلپ-همالیا، طرح پیچیده‌ای از مجموعه پوسته‌ها، قطعات تکتونیکی و زون‌های متفاوت تکتونیکی است که از نگاه تکتونیکی ویژگی‌های خاصی دارد و دارای پوسته‌ای به شدت خرد شده و تکتونیزه است که در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی فعالیت‌های کوهزایی عمده‌ای را پشت سر گذاشته است. عوارض ناشی از این حرکات کوهزایی در دوران کواترنری، سبب ایجاد شمار زیادی گسل جوان و پویا در بخش‌های مختلف آن شده است (روستایی و همکاران، ۱۳۹۴). جنبش‌های طبقات زمین در امتداد این گسستگی‌ها با تغییرات عمده محیطی در مناطق همراه بوده است که این جنبش‌ها و تغییرات ناشی از آنها، تا زمان حاضر نیز ادامه داشته است. در حال حاضر، تنش‌های فشاری ناشی از بازشدگی دریای سرخ و گسترش اقیانوس هند موجب حرکت و جابه‌جایی‌های نسبی متفاوت در پوسته‌ها و قطعات گوناگون قاره‌ای و اقیانوسی ایران می‌شود و در نتیجه فعالیت‌های جوان تکتونیکی و تغییر و تأثیرات متقابل این قطعات برهم، در اکثر قسمتهای کشور فعالیت‌های تکتونیکی به صورت زلزله و در حالت خفیف‌تر در قالب فرونشست و برخاستگی آرام نمودار می‌شود. یکی از روش‌های شناسایی و اندازه‌گیری فرونشست زمین استفاده از دورسنجی راداری است.

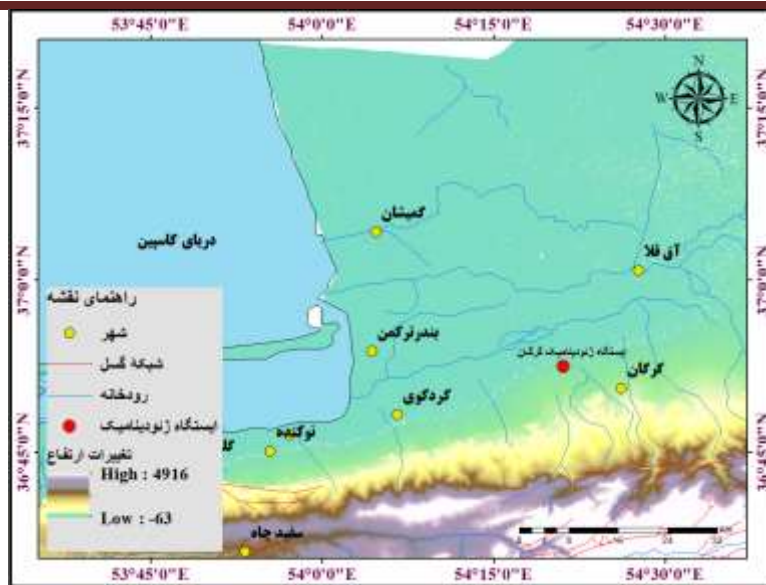
اصول این تکنیک برای اولین بار توسط گراهام در سال ۱۹۷۴ بیان شد (پاچکو و همکاران، ۲۰۰۶). تداخل سنجی با بهره گیری از تصاویر راداری با پنجره مصنوعی یا SAR روش دقیقی مبتنی بر استفاده از حداقل دو تصویر راداری از یک منطقه است که می تواند با دقت قابل توجهی در حد میلی متر تغییرات جابه جایی ارتفاعی در سطوح وسیع و در طی بازه های زمانی مختلف را اندازه گیری نماید (دانگ و همکاران، ۲۰۱۸). اساس این روش به این صورت است که اگر دو تصویر راداری از یک منطقه در دو زمان مختلف اخذ شود، اینترفروگرام یا تداخل نگار مربوط به ترکیب این دو تصویر تغییرات اندک سطح زمین را در مقیاس میلی متر نشان خواهد داد. به منظور اندازه گیری جابه جایی سطح زمین، روش تداخل سنجی راداری با پنجره مصنوعی (InSAR) در سال های اخیر به عنوان یکی از روش های غیر ژئودیتیک مورد توجه بسیاری قرار گرفته است (پراتی و همکاران، ۲۰۱۰). با توجه به اهمیت موضوع مورد مطالعه در طی سال های اخیر تحقیقات متعددی در سطح ایران و جهان صورت گرفته است که در ادامه به تشریح پاره ای از آن ها خواهیم پرداخت؛ از جمله این تحقیقات می توان به پژوهش معتق و همکاران (۲۰۱۲) اشاره کرد که با استفاده از تصاویر ماهواره ای ENVISAT با روش طول باز کوتاه، فرونشست دشت مهبیار جنوبی اصفهان را  $8/6$  سانتی متر در سال محاسبه کردند. در پژوهشی دیگر افضلی و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از تداخل سنجی تفاضل راداری، آسیب پذیری زیر ساخت ها از پدیده فرونشست زمین در دشت دامغان را مورد ارزیابی دادند. باتارای و همکاران (۲۰۱۷) به بررسی رابطه و شناسایی پدیده فرونشست در روستای کاسماندو در نپال پرداختند. در این پژوهش از روش تداخل سنجی راداری و با استفاده از تصاویر راداری ALOS در بازه زمانی ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ و به روش تفاضلی برای شناسایی دگرشکلی و میزان نشست زمین استفاده شد. نتایج پردازش این تصاویر نشان داد که منطقه مورد نظر با سرعت متوسط  $8/4$  سانتی متر در سال در حال فرونشست است. کالو و همکاران (۲۰۱۷)، روی منطقه کنیا یکی از مراکز اقتصادی پیشرو در بخش کشاورزی و صنعت در ترکیه، در رابطه با استخراج بیش از اندازه آب تمرکز کردند. در این منطقه با برداشت بی رویه از منابع آب زیرزمینی، فشرده سازی سفره آب های زیرزمینی و در نتیجه آن فرونشست اتفاق افتاده است که منجر به خسارت های اقتصادی فراوانی شده است. بدین منظور داده های ماهواره ای ENVISAT در بازه زمانی ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۰ مورد پردازش قرار گرفت. نتایج پژوهش جابجایی عمودی حدود ۱۰ سانتی متر منطقه را در این بازه زمانی نشان داد. نادری و همکاران (۱۳۹۷) در پژوهشی با استفاده از یک مدل جدید (GARDLIF) مناطق فرونشست احتمالی در آبخوان دشت سلماس را شناسایی کردند. ژانگ و همکاران (۲۰۱۹) در تحقیقی به پایش میزان فرونشست شهر ووهان چین با استفاده از تصاویر راداری پرداختند. در این تحقیق از روش SBAS-InSAR و تصاویر RADARSAT بین سال های ۲۰۱۵ تا ۲۰۱۸ استفاده شد. نتایج تحقیق بیانگر این است که بیش از ۴ منطقه دارای میزان فرونشست قابل توجهی است که این میزان بین  $27/8$  تا  $51/56$  میلی متر متغیر می باشد. راطب و ابوطالب (۲۰۲۰) در پژوهشی به بررسی فرونشست زمین در دلتای رود نیل با استفاده از تصاویر ماهواره ای Sentinel-1 و GPS

پرداختند. در این تحقیق از روش تداخل سنجی راداری و تعداد ۱۴۴ تصویر در بازه زمانی ۲۰۱۵ تا ۲۰۱۹ استفاده کردند که نتایج نشان داد برخلاف نتایج مطالعات قبلی تغییر شکل های منطقه ای که عمدتاً توسط فرآیندهای طبیعی کنترل می شوند، نشان دهنده یک فرونشست محلی و کنترل انسانی غالب بر تغییر شکل زمین است و خواستار بازبینی مدل های سیل مرتبط با افزایش سطح دریا در دلتای رود نیل شدند. (گورابی و همکاران، ۲۰۲۰) در پژوهشی با استفاده از سری تصاویر Sentinel-1 و روش PS به بررسی فرونشست در کلان شهر اصفهان در بازه زمانی ۲۰۱۴ تا ۲۰۱۹ پرداختند. نتایج این تحقیق نشان داد فرونشست سالانه ای بین ۵ تا ۱۰۰ میلی متر در سال رخ داده که از سمت جنوب به شمال و شمال شرق و شرق روند افزایشی دارد. حق شناس حقیقی و معتق (۲۰۲۱) به بررسی خطر فرونشست زمین در ایران براساس تحلیل مقیاس کشوری پرداختند. در این تحقیق با استفاده از ۶۶ تصویر Sentinel-1 از سال ۲۰۱۴ تا ۲۰۱۷، فرونشست زمین در سراسر ایران بررسی شد و برای اولین بار نقشه جامعی از فرونشست زمین در ایران و توزیع فضایی بزرگی آن را تشخیص دادند و به تحلیل سری زمانی تغییر شکل بصورت کمی پرداختند. نتایج نشان داد بخشهایی از جاده ها و راه آهن در دو شهر پر جمعیت کشور، تهران و مشهد در معرض خطر فرونشست قرار دارند. لیورا فراست و همکاران (۲۰۲۱) در تحقیقی به بررسی تغییر شکل سطح زمین در معدن نمک فرانسه با استفاده از تصاویر Sentinel-1 در بازه زمانی ۲۰۱۵ تا ۲۰۱۷ و تکنیک تداخل سنجی راداری پرداختند و تصاویر SAR را با داده های تراز آب زیرزمینی ترکیب کردند. در این پژوهش دشت گرگان در بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۱ با استفاده داده های راداری ENVISAT از نظر تغییرات سطح زمین مورد بررسی قرار گرفت.

## مواد و روشها

### منطقه مورد مطالعه

دشت گرگان با مساحتی در حدود ۴۷۲۷ کیلومتر مربع در بخش شمالی کشور در حد فاصل ۵۳ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۴۰ دقیقه طول شرقی و ۳۶ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۱۵ دقیقه عرض شمالی قرار دارد که از غرب به دریای کاسپین، از جنوب به رشته کوه البرز و از شمال به مرز ایران و ترکمنستان و از شرق به استان خراسان شمالی محدود می شود (شکل ۱). میانگین سالانه دما و بارندگی به ترتیب حدود ۱۷ درجه سانتی گراد و ۵۰۵ میلی متر در سال است. روانابهای بخش شرقی دشت، رودخانه گرگانرود را در جهت شرقی-غربی و روانابهای تولید شده در بخش غربی دشت نیز رودخانه قره سو را تغذیه می کنند و در نهایت هر دو رودخانه پس از زهکشی دشت به دریای کاسپین می ریزند.



شکل ۱: محدوده و ویژگی های منطقه مورد مطالعه

## داده های تحقیق

هدف از این پژوهش شناسایی مناطق دارای فرونشست و برخاستگی و نرخ این تغییرات در محدوده مورد نظر و در نهایت بررسی علل و عوامل موثر در رخداد و یا تشدید آن می باشد. برای این منظور ابتدا سری تصاویر راداری ENVISAT موجود منطقه شامل ۱۵ تصویر (جدول ۱) در بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۱ با جهت برداشت Descending انتخاب شد. همچنین مدل رقومی ارتفاعی (DEM) با دقت ۳۰ متر مربوط به سنجنده Aster برای حذف اثر توپوگرافی از اینترفروگرامهای ساخته شده، مورد استفاده قرار گرفت. جهت صحت سنجی نتایج بدست آمده از تداخل سنجی راداری از داده های ژئودینامیک ایستگاه گرگان مربوط به سازمان نقشه برداری کشور در بازه زمانی مورد نظر استفاده شد. از عواملی که معمولاً در رخداد فرونشست زمین بسیار موثر هستند می توان به افت سطح آب های زیرزمینی در نتیجه رخداد خشکسالی و کاهش دبی تغذیه آبخوانها در کنار برداشت غیراصولی از این منابع، عملکرد فعالیت های تکتونیکی، استخراج و بهره برداری از معادن و چاه های نفت و گاز و بالاخره کاربری زمین از نظر ساخت بنا و سازه های عظیم نام برد. برای تعیین عامل موثر در رخداد فرونشست مناطق هدف، در کنار داده های راداری، مناطق از نظر استخراج معادن و مخازن گاز و نفت، ساخت سازه های سنگین و اثرگذار بر سطح زمین و اطلاعات مربوط به روند تغییرات تراز چاه های پیرومتری مناطق دارای فرونشست از شرکت مدیریت منابع آب کشور تهیه شد.

جدول ۱: مشخصات تصاویر مورد استفاده

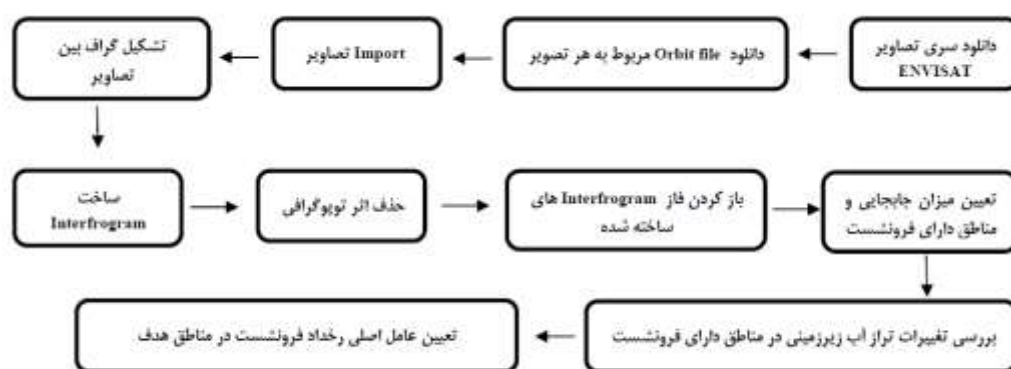
| ردیف | تاریخ      | Track | Orbit | Pass       |
|------|------------|-------|-------|------------|
| 1    | 2003/08/16 | 63    | 7632  | Descending |
| 2    | 2004/01/03 | 63    | 9636  | Descending |
| 3    | 2004/09/04 | 63    | 13143 | Descending |
| 4    | 2004/11/13 | 63    | 14145 | Descending |
| 5    | 2004/12/18 | 63    | 14646 | Descending |
| 6    | 2005/02/26 | 63    | 15648 | Descending |
| 7    | 2005/04/02 | 63    | 16149 | Descending |
| 8    | 2005/06/11 | 63    | 17151 | Descending |
| 9    | 2005/07/16 | 63    | 17652 | Descending |
| 10   | 2005/09/24 | 63    | 18654 | Descending |
| 11   | 2006/02/11 | 63    | 20658 | Descending |
| 12   | 2007/11/03 | 63    | 29676 | Descending |
| 13   | 2009/12/12 | 63    | 40698 | Descending |
| 14   | 2010/09/18 | 63    | 44706 | Descending |
| 15   | 2011/01/27 | 63    | 46586 | Descending |

### روش تحقیق

در این تحقیق به منظور ارزیابی تغییرات سطح زمین شامل فرونشست و برخاستگی از روش تداخل سنجی و تکنیک SBAS InSAR در پردازش سری تصاویر راداری و توسط افزونه SARscape\_5.2.1 در محیط نرم افزار ENVI-5.3.1 استفاده شد. در روش تداخل سنجی راداری، تصاویر مختلف راداری که دارای مقادیر فاز و دامنه موج برگشتی از عارضه به سمت سنجنده هستند با یکدیگر تلفیق شده و تصویری به نام تداخل نگار (اینترفروگرام) را تولید می کنند. تداخل نگار تصویری است که از اختلاف فاز دو تصویر در دو زمان مختلف به دست آمده است که از نظر هندسی به طور دقیق بر روی هم منطبق شده اند. لازم به ذکر است که ثبت هندسی دو تصویر طی دو مرحله به صورت تقریبی و دقیق انجام می شود. یک تداخل نگار حاوی اطلاعات اختلاف فاز دو تصویر است که گویای اختلاف فاصله عارضه تا سنجنده در دو زمان مختلف تصویربرداری می باشد. به کمک مقدار اختلاف فاز می توان متغیرهای مختلفی از جمله میزان جابه جایی سطح زمین تا کسری از سانتی متر و اطلاعات توپوگرافی سطح زمین را با دقت ۱۰ متر استخراج کرد. اما با

توجه به اینکه هر تداخل نگار شامل منطقه بزرگی با همبستگی پایین است، بنابراین نتایج آن قابل اعتماد نیست و به همین دلیل روش تداخل سنجی راداری به تنهایی نمی تواند تغییرات صورت گرفته را نشان دهد. در این راستا برای حل مشکل، روش های مختلفی پیشنهاد شده است که یکی از آنها روش سری زمانی و تکنیک کمترین مربعات (SBAS) است (ژائو، ۲۰۱۳). در این روش تنها زوج تصاویری مورد استفاده قرار می گیرند که مؤلفه قائم خط مبنای آنها کمتر از مقدار بحرانی خط مبنا و همچنین خط مبنای زمانی آنها نیز همزمان کمینه باشد، به این ترتیب فقط تداخل سنجی نگاره هایی تشکیل می شود که کیفیت مناسبی داشته باشند. پس از تشکیل این تداخل نگارها، یک شبکه از تصاویر ایجاد می شود، سپس با استفاده از روش کمترین مربعات مقدار جابجایی هر پیکسل تخمین زده می شود (دونگ و همکاران، ۲۰۱۴) (جدول ۲).

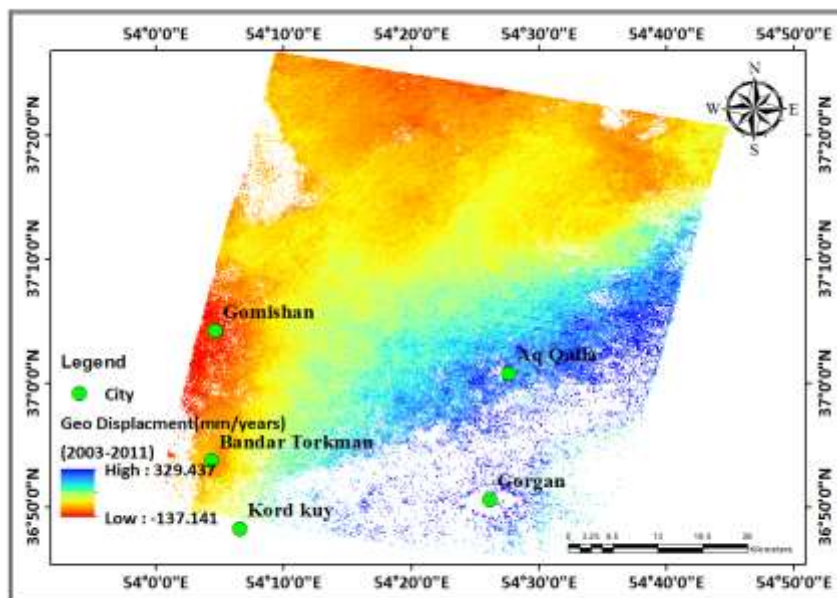
جدول ۲: فلوچارت مراحل انجام تحقیق



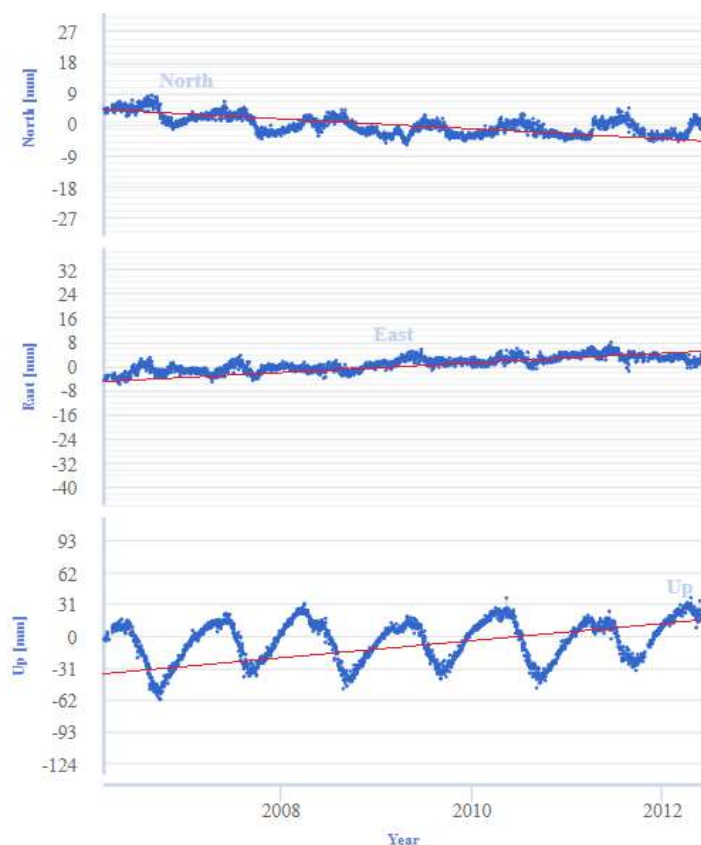
## نتایج

### تجزیه و تحلیل داده ها

پس از تهیه سری تصاویر راداری سنجنده ASAR و تشکیل گراف مکانی و زمانی بین تصاویر شامل ۱۵ تصویر، با استفاده از روش سری زمانی SBAS میزان تغییرات سطح زمین در محدوده مورد مطالعه طی بازه زمانی ۸ ساله (۲۰۰۳/۰۸/۱۶ تا ۲۰۱۱/۰۱/۲۷) محاسبه شد (شکل ۲)، سپس با استفاده از داده های ایستگاه ژئودینامیک گرگان (تهیه شده از سازمان نقشه برداری کشور) صحت نتایج بدست از تداخل سنجی راداری مورد بررسی قرار گرفت. همانطور که در (شکل ۳) مشخص است محدوده ایستگاه گرگان در بازه زمانی مورد نظر دارای برخاستگی حدود ۶۰ سانتی متری است که با نتایج بدست آمده از تداخل سنجی راداری همخوانی دارد. همچنین طبق داده های ژئودینامیک محدوده گرگان دارای حرکت افقی به سمت جنوب (حدود ۱۸ سانتی متر) و شرق (حدود ۱۶ سانتی متر) بوده است که ناشی از عملکرد گسل های راست گرد منطقه می باشد.



شکل ۲: نقشه سرعت میانگین جابجایی سطح زمین منطقه مورد مطالعه از ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۱ بر حسب میلی متر در سال

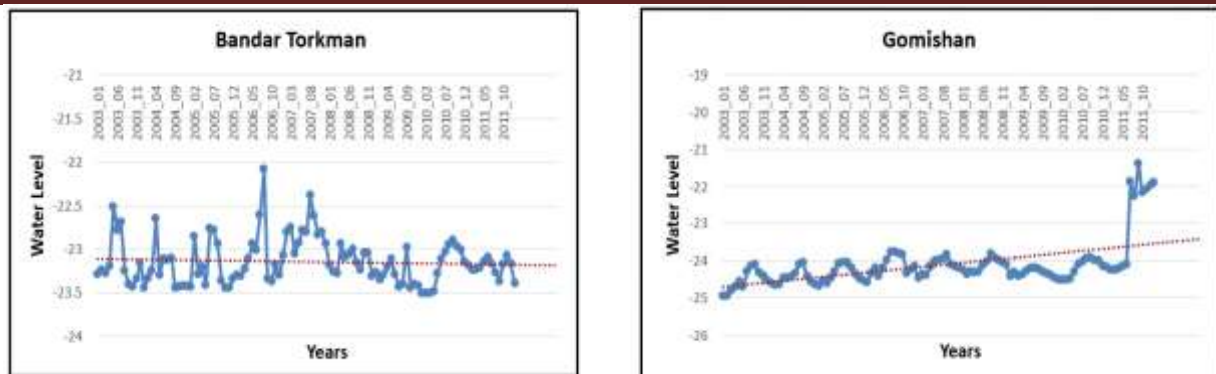


شکل ۳: داده های روندی ایستگاه ژئودینامیک گرگان

پس از تایید نتایج بدست آمده از تداخل سنجی راداری، بخش هایی از منطقه که دارای مقادیر قابل توجه فرونشست بودند به عنوان مناطق هدف برای بررسی بیشتر مورد توجه قرار گرفتند.

همانطور که در خروجی نهایی مدل (شکل ۲) مشخص است در بازه ۸ ساله ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۱ میزان جابجایی زمین بین ۱۳۷.۱۴- تا ۳۲۹.۴۴+ میلی متر در سال بوده است که بیشترین فرونشست مربوط به غرب دشت و بندر گمیشان با ۱۳۷.۱۴- میلی متر بر سال و بیشترین برخاستگی در بخش شرقی آق قلا با ۳۲۹.۴۴+ میلی متر بر سال بوده است. روند کلی تغییرات بدین صورت است که در بخش شمال شرقی تا جنوب غربی دشت فرونشست، و در بخش جنوبی تا شرقی دشت برخاستگی رخ داده است.

برای تعیین عوامل اصلی رخداد فرونشست در مناطق گمیشان و بندر ترکمن، محدوده از نظر بهره برداری از معادن، کاربری زمین از نظر ساخت بنا و سازه های عظیم، فعالیت تکتونیکی و در نهایت تغییرات سطح تراز آب های زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفت. طبق اطلاعات بدست آمده از سازمان زمین شناسی و وزارت صمت در مناطق دارای فرونشست در بازه زمانی مورد نظر هیچ معدنی در حال بهره برداری نبوده است بنابراین می توان دخالت حفاری های ناشی از بهره برداری از معادن در رخداد فرونشست منطقه را منتفی دانست. همچنین بررسی میدانی منطقه گمیشان نیز مشخص کرد هیچ سازه و ساختمان بلندمرتبه ای در این محدوده وجود ندارد که نیروی ناشی از وزن آن بتواند در رخداد فرونشست زمین موثر باشد. برای بررسی فعالیت تکتونیک در رخداد فرونشست منطقه، شبکه گسل و تراست های فعال موجود در محدوده مورد مطالعه شناسایی و بررسی شد. مهمترین گسل های فعال در این منطقه گسل های کاسپین و شمال البرز است. این دو گسل اصلی به صورت شاخه های متعدد با سازوکار راندگی (معکوس) و مولفه راست لغز با شیبی به سمت جنوب در گستره استان گلستان مشاهده می شوند. این دو گسل با روند شمال شرقی-جنوب غرب تا شمال غرب-جنوب شرق و سازوکار عمقی راندگی با کمی سامانه راست لغز بر در پهنه ساختاری البرز گزارش شده است (هولینگسورت و همکاران، ۲۰۰۸). وجود این شبکه گسلی فعال عملکرد تکتونیک و اثرات آن بر رخداد فرونشست و برخاستگی زمین در منطقه را تقویت می کند. یکی دیگر از عوامل موثر در رخداد فرونشست، کاهش سطح تراز آب های زیرزمینی در نتیجه بهره برداری نامتوازن از منابع آب زیرزمینی است که چنانچه مقدار برداشت از آبخوان بیش از تغذیه آن باشد بیلان آبخوان منفی و باعث کاهش تراز آب در آبخوان می شود که نتیجه آن فرونشست زمین است. برای بررسی وضعیت تراز آب زیرزمینی در منطقه گمیشان، تغییرات تراز آب چاه های پیرومتری گمیشان و بندر ترکمن مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت (شکل ۴).



شکل ۴: تغییرات تراز آب زیر زمینی در گمیشان (سمت راست) و بندر ترکمن (سمت چپ)

همانطور که در نمودار شکل (۴) مشخص است روند تغییرات تراز آب های زیرزمینی در چاه های پیزومتری گمیشان با تراز پایه ۲۵.۳- متر و بندر ترکمن با تراز پایه ۲۳.۲- متر به ترتیب صعودی (با افزایش تقریباً ۳ متر) و نسبتاً ثابت است. بنابراین می توان از عامل تراز آب زیرزمینی در رخداد فرونشست در بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۱ این نواحی صرف نظر کرد و تکتونیک را عامل اصلی فرونشست های اتفاق افتاده دانست.

### نتیجه گیری

در این پژوهش با استفاده از تداخل سنجی راداری و روش SBAS-InSAR در بازه زمانی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۱ محدوده دشت گرگان توسط ۱۵ تصویر ENVISAT از نظر رخداد فرونشست و برخاستگی مورد بررسی قرار گرفت. نتایج بدست آمده از سری زمانی تصاویر راداری در این بازه زمانی نشان داد در محدوده دشت گرگان مقدار تغییرات سطح زمین بین ۱۳۷.۱۴- تا ۳۲۹.۴۴+ میلی متر در سال است که بیشترین فرونشست مربوط به غرب دشت و بندر گمیشان با ۱۳۷.۱۴- میلی متر بر سال و بیشترین برخاستگی در بخش شرقی آق قلا با ۳۲۹.۴۴+ میلی متر بر سال بوده است. روند کلی تغییرات بدین صورت است که در بخش شمال شرقی تا جنوب غربی دشت فرونشست، و در بخش جنوبی تا شرقی دشت برخاستگی رخ داده است. در ادامه پس از صحت سنجی نتایج بدست آمده از تداخل سنجی راداری با داده های ژئودینامیک ایستگاه گرگان، برای تعیین عوامل اصلی رخداد فرونشست در مناطق گمیشان و بندر ترکمن، محدوده از نظر بهره برداری از معادن، کاربری زمین از نظر ساخت بنا و سازه های عظیم، فعالیت تکتونیکی و در نهایت تغییرات سطح تراز آب های زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفت. طبق اطلاعات بدست آمده از سازمان زمین شناسی و وزارت صمت در مناطق دارای فرونشست در بازه زمانی مورد نظر هیچ معدنی در حال بهره برداری نبوده است بنابراین می توان دخالت حفاری های ناشی از بهره برداری از معادن در رخداد فرونشست منطقه را منتفی دانست. همچنین بررسی میدانی منطقه گمیشان نیز مشخص کرد هیچ سازه و ساختمان بلندمرتبه ای در این محدوده وجود ندارد که نیروی ناشی از وزن آن بتواند در رخداد فرونشست زمین موثر باشد. برای بررسی فعالیت تکتونیک در رخداد فرونشست منطقه،

شبکه گسل و تراست های فعال موجود در محدوده مورد مطالعه شناسایی و بررسی شد. مهمترین گسل های فعال در این منطقه گسل های کاسپین و شمال البرز است که این دو گسل اصلی به صورت شاخه های متعدد با سازوکار راندگی (معکوس) و مولفه راست لغز با شیبی به سمت جنوب در گستره استان گلستان مشاهده می شوند. در ادامه سطح تراز آب های زیرزمینی در بندر گمیشان و بندر ترکمن مورد بررسی قرار گرفت که نتایج نشان داد روند تغییرات تراز آب های زیرزمینی در چاه های پیزومتری گمیشان با تراز پایه ۲۵.۳- متر و بندر ترکمن با تراز پایه ۲۳.۲- متر به ترتیب صعودی (با افزایش تقریباً ۳ متر) و نسبتاً ثابت است. بنابراین می توان از عامل تراز آب زیرزمینی در رخداد فرونشست این نواحی صرف نظر کرد و تکتونیک را عامل اصلی فرونشست های اتفاق افتاده دانست.

## مراجع

- افضلی، عباسعلی، شریفی کیا، محمد؛ شایان، سیاوش، ۱۳۹۲. ارزیابی آسیب پذیری زیرساخت ها و سکونت ها از پدیده فرونشست زمین در دشت دامغان، فصلنامه ژئومورفولوژی کاربردی ایران، سال اول، شماره ۱، صص ۷۳-۶۱.
- کلر، ادوارد؛ پینتر، نیکلاس، ۱۳۹۵. تکتونیک فعال (زمین لرزه ها، بالآمدگی و چشم انداز)، ترجمه ابوالقاسم گورابی، انتشارات انتخاب.
- روستایی، مریم؛ زمانی، بهزاد؛ نواب پور، پیمان؛ موید، محسن، ۱۳۹۴. بررسی سازوکار و نوکتونیک پهنه گسلی سیه چشم-خوی، مجله علوم زمین، سال ۲۴، شماره ۹۶، صص ۲۳۴-۲۲۱.
- نادری، کیوان؛ ندیری، عطاالله؛ اصغری مقدم، اصغر؛ کرد، مهدی، ۱۳۹۷. روشی جدید برای شناسایی و تعیین مناطق در معرض خطر فرونشست (مطالعه موردی: آبخوان دشت سلماس)، نشریه اکوهیدرولوژی، سال ۵، شماره ۱، صص ۹۷-۸۵.

Bhattarai, R., Alifu, H., Maitiniyazi, A. & Kondoh, A, 2017. Detection of land subsidence in Kathmandu valley, Nepal, using DInSAR technique, Land, 6(2), 39-54.

Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. Tectonic geomorphology, Blackwell Science, Oxford.

Calo, F., Notti, D., Galve, J.P., Abdikan, S., Gorum, T., Pepe, A. & Balik, F., 2017. DInSAR based detection of land subsidence and correlation with groundwater depletion in Konya plain, Turkey, Remote sensing, 9(1), 83-98.

Davis, W.M., 1899. The geographical cycle, Geographical Journal, Vol:14, pp:481-504.

Dong, J., Zhang, L., Tang, M., Liao, M., Xu, Q., Gong, J., & Ao, M., 2018. Mapping

landslide surface displacements with time series SAR interferometry by combining persistent and distributed scatterers: A case study of Jiaju landslide in Danba, China, *Remote Sensing of Environment*, 205, 180.

Goorabi, A., Karimi, M., Yamani, M., Perissin, D., 2020. Land subsidence in Isfahan metropolitan and its relationship with geological and geomorphological settings revealed by Sentinel-1A InSAR observations, *Journal of Arid Environments*, Vol: 181, pp:104-238.

Haghshenas Haghighi, M., Motagh, M., 2021. Land Subsidence Hazard In IRAN Revealed By Country-Scale Analysis Of Sentinel-1 INSAR.

Hollingsworth, j., Jackson, J., Walker, R., Nazari, H., 2008. Extrusion tectonics and subduction tectonics and subduction in the eastern south Caspian region since 10Ma, *Geology*, 36, 10, 763-766.

Liora Furst.S., Doucet, S., Vernant, P., Champollion, C., and Carme, J., 2021. Monitoring surface deformation of deep salt mining in Vauvert (France), combining InSAR and leveling data for multi-source inversion, *Solid Earth*, 12, 15–34.

Moatag M, Davoodi J, Momeni M. Hashemi M., 2012. Discovery and representation of subsidence of Mahyar plain of Isfahan by interferometry, *Extended Scientific-Engineering Survey and Spatial Information*, 3(2).

Pacheco, J., J. Arzate, E., Rojas, M., Arroyo, V., & Yutsis G. Ochoa., 2006. Delimitation of ground failure zones due to land subsidence using gravity data, *Engineering Geology*, 84(40636): 143-160.

Prati, C., Ferretti, A., & Perissin, D., 2010. Recent advances on surface ground deformation measurement by means of repeated space-borne SAR observations, *Geodynamics*, 49 (3–4), 161-170.

Rateb, A., Abotalib, Z., 2020. Inferencing the land subsidence in the Nile Delta using Sentinel1 satellites and GPS between 2015 and 2019, *Science of the Total Environment* 729:1-10.

Zhang, Y., Wang, Z., Xue, Y., Wu, J., & Yu, J., 2016. Mechanisms for earth fissure formation due to groundwater extraction in the Su-Xi-Chang area, China. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 75(2), 745-760.

Zhu, L., Gong, H., LI, X., Wang, R., Chen, B., Dai, Z., & Teatini, P., 2015. Land subsidence due to groundwater withdrawal in the northern Beijing plain, China, *Engineering Geology*, 193, 243–255.

## تحلیل وضعیت ژئومورفوسایت‌های کارستیک غار قوری قلعه و سراب روانسر با مدل

### کوبالیکوا و کرچنر

Analysis of karstic geomorphosites of Ghorī Qala and Ravansar Vauclusian Spring using  
Kubalíkova and Kirchner model

چنور محمدی‌نژاد<sup>۱</sup>، ممند سالاری<sup>۲</sup>

دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه ژئومورفولوژی دانشگاه کردستان chonoor.mohammadi69@gmail.com

استادیار گروه ژئومورفولوژی، دانشگاه کردستان<sup>۲</sup>، m. salari@uok.ac.ir

### چکیده:

هدف از مفهوم ژئوتوریسم شناسایی لندفرم‌هایی است که دارای جایگاه و اهمیت ویژه در توصیف و درک تاریخ سطح زمین هستند. از ارزش‌های اقتصادی، فرهنگی، زیبایی، اکولوژیکی و علمی به صورت همزمان برخوردارند و به منظور درک گردشگری مورد بهره‌برداری انسان قرار می‌گیرد. در بحث ژئومورفوسایت‌ها، مناطق کارستی دارای جایگاه ویژه‌ای می‌باشند، چون دارای تنوع اشکال و به تبع آن پتانسیل بالایی برای جذب گردشگر هستند. با این اوصاف، هدف از این پژوهش، ارزیابی ژئومورفوسایت‌های کارستیک و تحلیل جایگاه آن‌ها با به کارگیری مدل‌های ترکیبی ارزیابی ژئوتوریسمی (مطالعه موردی: غار قوری قلعه و سراب روانسر) با استفاده از مدل کوبالیکوا و کرچنر بود. به همین منظور مجموعه‌ای از ابزارهای فیزیکی در قالب نقشه‌های مختلف و نیز ابزارهای مفهومی در قالب نرم‌افزارها از جمله GIS همراه با پرسشنامه‌های مبتنی بر مدل‌های مدنظر و نهایتاً تحلیل‌های آماری استفاده شد. بررسی دو ژئوسایت با استفاده از مدل تلفیقی کوبالیکوا و کرچنر نیز نشان داد که از بین ژئومورفوسایت‌ها، غار قوری قلعه با امتیاز ۸/۸۳ دارای بیشترین امتیاز بوده است و سراب روانسر با کسب امتیاز ۷/۸ در رتبه‌ی دوم قرار دارد. همچنین از بین معیارهای مورد مطالعه دو ژئوسایت، ارزش مکمل با ۲۷ درصد دارای بیشترین اهمیت و ارزش آموزشی با ۱۳ درصد دارای کمترین اهمیت است که دال بر توان طبیعی و اکولوژیکی آنها است. در نهایت هر دو ژئومورفوسایت دارای پتانسیل بالا جهت ارتقا ژئوتوریسم و اقتصاد منطقه هستند؛ اما به دلیل نبود برنامه‌ریزی و مدیریت کافی، نبود آموزش (جهت فرهنگ‌سازی بین مردم)، کمبود امکانات حفاظتی و رفاهی، هر دو ژئوسایت با نقاط ضعف‌های روبه‌رو هستند که در صورت بهبود این نکات می‌توانند به یک ژئوتوریسم پایدار موفق دست یابند.

کلمات کلیدی: ژئومورفوسایت، غار قوری قلعه، سراب روانسر، مدل کوبالیکوا و کرچنر

## ۱- مقدمه

یکی از فعالیت‌های که به صورت مستقیم و غیرمستقیم روی اقتصاد تاثیرگذاری دارد، صنعت گردشگری می‌باشد. این صنعت یکی از بزرگترین صنایع دنیا است که روی اشتغال و به تبع آن توسعه جوامع نقش قابل توجهی دارد. بنابراین امروزه حوزه‌ها و زمینه‌های مختلفی در درون آن وجود دارد. ژئوتوریسم، پدیده و مفهوم نوپایی بوده که در دو دهه اخیر به ادبیات گردشگری وارد شده و گسترش جهانی پیدا کرده است. این مفهوم در دو قالب زمین‌شناسی و جغرافیا بیان شده است (مختاری، ۱۳۹۴). و همچنین یکی از شاخه‌های علمی در ارتباط مشترک با حوزه‌ی علوم گردشگری است که پایه‌ی آن شناخت ژئومورفوسایت‌ها یا مکان‌های ویژه‌ی ژئومورفولوژیک است (Reynard, et. Al., 2007). در بحث ژئومورفوسایت‌ها، مناطق کارستی جایگاه ویژه‌ای دارند، چون دارای تنوع اشکال و به تبع آن پتانسیل بالایی برای جذب گردشگر هستند. از ویژگی‌های سرزمین‌های کارستی می‌توان به دامنه وسیعی از فرم و فرایندها اشاره کرد. نمونه‌های بارزی از ژئومورفولوژی کارست، شامل انواع غار، دره‌ها، چشمه‌ها، فروچاله‌ها و ... می‌باشد که از ساختار انحلالی برخوردارند. در ایران زمین علیرغم وجود ژئومورفوسایت‌ها با تنوع شکل و چشم‌انداز، در زمینه‌ی ارزیابی توانمندی‌های ژئومورفوسایت‌ها و جنبه‌های برنامه‌ریزی آن روند پایدار و نظام‌مندی وجود ندارد، بنابراین نیازمند ارائه‌ی روش‌های جامع در توسعه‌ی ارزش‌های فرهنگی، علمی، اقتصادی و موارد مشابه هستیم (مهدی نسب، ۱۳۹۸). سیماهای کارستی به سرزمین‌های آهکی با ساختار انحلالی و غارها و چشمه‌های فراوان گفته می‌شود، که یکی از جذاب‌ترین پدیده‌ها در منطقه‌ی غرب کشور به ویژه استان کرمانشاه می‌باشند که از اهمیت فراوانی برخوردار هستند (اسفندیاری و همکاران، ۱۳۹۱). در این بین شهرستان روانسر که در دامنه کوه شاهو و در فاصله ۶۰ کیلومتری از کرمانشاه قرار گرفته است، در زمینه سیماهای کارستی شاخص، بسیار قابل توجه است. از شاخص‌ترین این سیماهای کارستی دو ژئومورفوسایت سراب روانسر و نیز غار قوری قلعه هستند که در ایجاد و نیز تداوم حیات روانسر نقش بسیار قابل توجهی داشته و دارند و بنابراین از منظر مدیریتی و نیز آمایش محیط و رویکرد توسعه پایدار سرزمینی بررسی و نیز تحلیل وضعیت آنها بسیار قابل توجه و ارزشمند است. در این ارتباط محققان مختلف داخلی و نیز خارجی نیز فعالیت نموده‌اند که دال بر اهمیت موضوع و نیز قابلیت پژوهش در این زمینه است. به عنوان نمونه در اولین پژوهش‌ها در ایران، زمردیان (۱۳۸۴) به بررسی و ارزیابی چالش‌ها و عوامل تهدیدکننده ژئومورفوتوریسم سواحل جنوبی دریای خزر پرداخت. روش استفاده شده در این پژوهش به صورت کتابخانه‌ای بوده و نتایج این بررسی نشان داد که بعضی عوامل طبیعی و انسانی، اکوتوریسم این منطقه را تهدید کرده، به صورتی که برخی اوقات در شرایط بحرانی قرار گرفته است. در پژوهشی جدیدتر، مقصودی و همکاران (۱۳۹۷) به شناسایی و ارزیابی ژئومورفوسایت‌های کارستی با استفاده از مدل تلفیقی کوبالیکوا و کرچنر در شهرستان پلدختر استان لرستان پرداختند. بررسی تعدادی از ژئوسایت‌ها نشان

داد که ارزش های حفاظتی و اقتصادی آنها در وضعیت مطلوبی نیست و نتایج نهایی نشانگر این است که غار کلماکره، غار کوگان و منطقه کول چپ بیشترین امتیاز را کسب نموده و مهمترین ژئومورفوسایتهای کارستی شهرستان پلدختر محسوب می شوند که در نظام برنامه ریزی باید مورد توجه قرار گیرند. در سطح خارجی نیز پیرا<sup>۲۰۷</sup> و همکاران (۲۰۰۷) به ارزیابی و بررسی ژئومورفوسایت ها در پارک طبیعی مونتسنهو در پرتغال پرداختند. در این تحقیق از میان ۱۵۴ سایت بررسی شده، ۲۶ ژئومورفوسایت انتخاب شدند و نتایج نشان داد این ژئومورفوسایت ها در بخش گردشگری قابلیت سرمایه گذاری را دارند و همچنین دارای ارزش های ژئومورفولوژیکی، زمین شناسی و چشم اندازهای بکر بودند و بنابراین باید بر روی آنها تمرکز گردد. آرتوگیان<sup>۲۰۸</sup> (۲۰۱۶) در ارزیابی ژئومورفوسایت ها در زمین های کارست در منطقه کارست آنینا (کوه های بانات، رومانی) از روش پراونگ استفاده کرد. نتیجه کلی نشان داد که روش پراونگ می تواند برای ارزیابی ژئومورفوسایت ها در مناطق کارستی سایپرز و همچنین برای مدیریت زیست محیطی منطقه آنینا روش مؤثر و مفیدی باشد. نتایج نهایی نیز نشان داد که معیارهای اصلی که برای گردشگری مهم هستند شامل: جذابیت، دسترسی، ارتقاء پتانسیل گردشگری و نادر بودن می باشد و در ارزیابی ژئومورفوسایت ها در منطقه کارست آنینا، از اهمیت بالایی برخوردار هستند. مجموع مطالعات داخلی و نیز خارجی گویای اهمیت این مساله هم در راستای معرفی و شناخت و نیز مدیریت و آمایش می باشد و بر این اساس در این پژوهش دو ژئومورفوسایت غار قوری قلعه و چشمه کارستیک سراب روانسر مورد واکاوی و تحلیل وضعیت قرار گرفته اند.

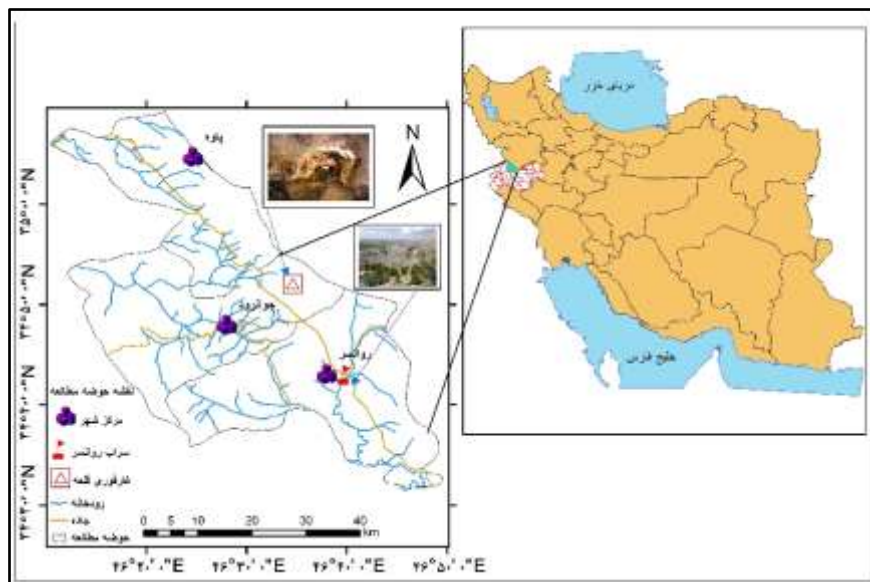
## ۲- موقعیت منطقه مطالعاتی:

شهرستان روانسر با مرکزیت شهر روانسر در اصل دروازه اورامانات معروف می باشد و در فاصله تقریبی ۶۰ کیلومتری شمال غربی استان کرمانشاه قرار دارد و یکی از پهنه های توانمند به لحاظ گردشگری در استان کرمانشاه می باشد. سراب روانسر از لحاظ موقعیت جغرافیایی در ۳۴ درجه ۴۳ دقیقه عرض شمالی و ۴۶ درجه ۳۹ دقیقه طول شرقی واقع شده است. با ورود به شهرستان روانسر، سراب روانسر با حجم آب بسیار، چشم هر بیننده ای را به خود خیره می کند، این سراب منتهالیه ضلع جنوبی کوه شاهو و در حقیقت بخش مهمی از آب قره سو (رودخانه مهم کرمانشاه) را تشکیل می دهد (ولدبیگی، ۱۳۸۸). در اصل یک چشمه وکلوزین است که حجم آب آن در ارتباط با تغذیه از یک سفره زیرزمینی گسترده کارستیک است که در این منطقه تحت مجموعه شرایط موجود رخنمون پیدا کرده است. غار قوری قلعه که در قالب یکی از بزرگترین غارهای آبی آسیا معروف است در ۲۵ کیلومتری شهر روانسر و در مسیر جاده روانسر به پاوه و همجواری روستایی به همین نام قرار دارد (اسفندیاری و همکاران، ۱۳۹۱). موقعیت غار از لحاظ جغرافیایی در ۳۴

<sup>207</sup>. Pereira

<sup>208</sup>. Artugyan

درجه ۵۴ دقیقه عرض شمالی و ۴۶ درجه ۳۰ دقیقه طول شرقی، در دامنه کوه شاهو واقع شده است. دهانه این غار ۱۲۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. قدمت این غار به ۶۵ میلیون سال پیش برمی گردد و تنها ۴۰ سال از شناسایی آن می گذرد (کهیزی، ۱۳۸۸). ایجاد و توسعه آن در ارتباط با شرایط دینامیک درونی موجود و در مرحله بعد شرایط دینامیک بیرونی است که در نهایت یک محیط پویای کارستیک را از منظر فرم و فرایند ایجاد نموده است.



شکل ۱- نقشه موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه (منبع: نگارندگان)

### ۳- مواد و روش‌ها:

این پژوهش برآیند کار ترکیبی از مطالعات کتابخانه‌ای، بازدید میدانی، پرسش‌نامه، مصاحبه و کار نرم‌افزاری و تحلیل آماری بود و در این مسیر از نقشه‌های محدوده مطالعاتی نیز استفاده گردید و روش غالب پژوهش نیز کوبالیکوا و کرچنر است که در ادامه به آن پرداخته شده است.

#### ۳-۱- روش کوبالیکوا و کرچنر

این مدل تلفیقی توسط کوبالیکوا و کرچنر در سال ۲۰۱۶ ارائه گردید. در مدل مذکور شاخص‌ها در پنج گروه قرار می‌گیرند و تقریباً تمام خصوصیات ژئوتوریسم را شامل می‌شود. گروه اول ارزش علمی/ ذاتی است که بر پایه‌ی زمین‌شناختی تمامیت و بکر بودن منطقه و توصیف

ژئوتوریسم با منظر ژئومورفولوژیکی و زمین‌شناسی استوار است. گروه دوم ارزش‌های آموزشی هستند که به مباحث

آموزشی تأکید دارد. گروه سوم ارزش اقتصادی که بر پایه‌ی اصولی مانند سودمندی برای جامعه محلی، رضایت بازدیدکنندگان و تنوع و بازاریابی تأکید دارد. گروه چهارم ارزش حفاظتی را تشکیل می‌دهد که شامل حفظ منابع طبیعی و بعضی از اصول حفاظت را در بر می‌گیرد. آخرین گروه، زیبایی‌شناختی را شامل می‌شود، این زیرمعیار در حقیقت این واقعیت را نشان می‌دهد که ژئوتوریسم علاوه بر مسائل طبیعی در ارزیابی‌ها، وجوه زیبایی‌شناختی و فرهنگی مکان را مد نظر قرار می‌دهد. ارزش هر یک از این شاخص‌ها بین ۰ و ۱ است. در مدل تلفیقی مذکور هر کدام از شاخص‌ها دارای زیر شاخص‌هایی هستند که دامنه‌ی امتیازدهی به آنها بین حداقل اهمیت و حداکثر اهمیت است (طاهرخانی و همکاران، ۱۳۹۹).

| ردیف | شاخص             | زیر شاخص                                                                                                                    |
|------|------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| ۱    | ارزش علمی و ذاتی | اهمیت دانش زمین و نادر بودن سایت (تعداد سایت های مشابه در محدوده مطالعاتی) نمونه سایت های محلی / منطقه ای / ملی و بین الملل |
|      |                  | دانش علمی سایت (تعداد مقالات موجود)                                                                                         |
|      |                  | مورفولوژی، تنوع سایت (تعداد اشکال در سایت در مقیاس بزرگ و کوچک - تنوع اشکال)                                                |
| ۲    | ارزش آموزشی      | الگو بودن سایت (قابلیت درک برای عموم و امکان توضیح فرآیندهای متناظر، وضوح و قابلیت مشاهده اشکال و فرآیندها)                 |
|      |                  | وجود امکانات آموزشی (راهنمای تور و گشت برای دانش آموزان، وبگاه ها، تابلوهای اعلانات)                                        |
| ۳    | ارزش اقتصادی     | تعداد فاصله و تعداد خدمات توریستی (اقامت گاه، خدمات گردشگری موجود، مرکز خرید و مرکز اطلاعات، رستوران)                       |
|      |                  | قابلیت دسترسی (به وسیله حمل و نقل عمومی و خصوصی، امکانات پارکینگ)                                                           |
| ۴    | ارزش حفاظتی      | فعالیت های حفاظتی (پیشنهاداتی برای حفاظت های قانونی، حفاظت قانونی و انواع دیگری از حفاظت ها)                                |
|      |                  | خطرات و تهدیدات متوجه سایت (هر دو عامل طبیعی و انسانی)                                                                      |
|      |                  | وضعیت فعلی سایت، سطح خرابی و فرسودگی، سنجش فعلی مدیریت برای جلوگیری از خرابی سایت                                           |
| ۵    | ارزش مکمل        | ارزش فرهنگی (مذهبی، باستانی، تاریخی)، جنبه های باستان شناختی و شاعرانه، افسانه و اسطوره، وقایع تاریخی،                      |
|      |                  | ارزش اکولوژیک (روابط با طبیعت)، ارتباط بین لندفرم و اکوسیستم، وجود گونه های حفاظت شده                                       |
|      |                  | هنری، مناظر ارزشی - احساسی، ساختار و فضا، نقاط دیدنی، تعداد رنگ ها                                                          |

#### ۴- نتایج

در این بخش ژئوسایت های مورد نظر با استفاده از مدل کوبالیکوا و کرچنر مورد ارزیابی قرار گرفتند. برای اولویت بندی ژئوسایت های مورد مطالعه، پرسش نامه ای (طبق مدل) تهیه و تدوین شد و بین ۲۰ نفر کارشناسان توزیع شد. سپس پرسشنامه های تکمیل شده، جمع آوری و نتایج نظرسنجی های جمع آوری شده با استفاده از نرم افزار EXCEL استخراج و تجزیه و تحلیل گردید.

جدول ۲- نتایج حاصل از ارزیابی کوبالیکوا و کرچنر

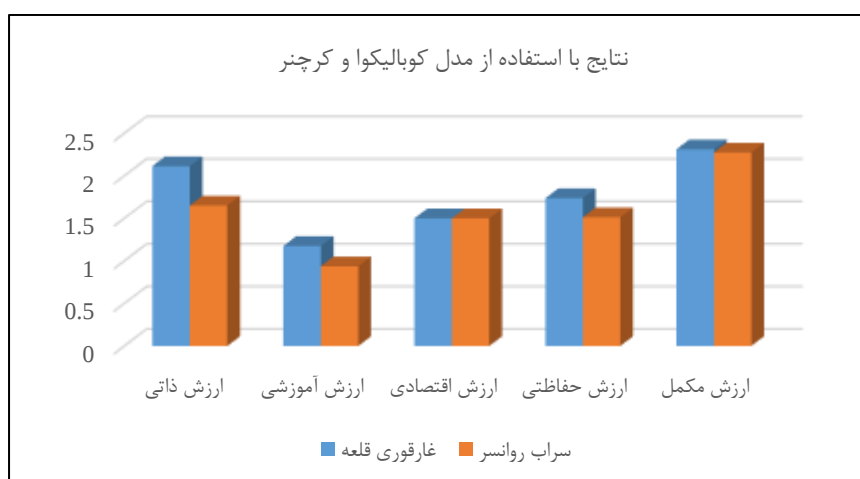
| ارزش علمی و ذاتی                    | ارزش آموزشی | ارزش اقتصادی | ارزش حفاظتی | ارزش مکمل | جمع میانگین ها |
|-------------------------------------|-------------|--------------|-------------|-----------|----------------|
| رئوسایت                             | زیر معیارها | سراب         | غار قوری    | قلعه      | روانسر         |
| الف: اهمیت زمین و کمیابی سایت (۱-۰) | ۰/۷۱۲       | ۰/۸۱۲        |             |           |                |
| ب: دانش علمی سایت (۱-۰)             | ۰/۴۸۷       | ۰/۶۱۲        |             |           |                |
| ج: مورفولوژی تنوع سایت (۱-۰)        | ۰/۴۵        | ۰/۶۸۷        |             |           |                |
| الف: نماینده بودن سایت (۱-۰)        | ۰/۶۲۵       | ۰/۷۲۵        |             |           |                |
| ب: حضور امکانات آموزش (۱-۰)         | ۰/۳۱۲       | ۰/۴۵         |             |           |                |
| الف: فاصله و خدمات گردشگری (۱-۰)    | ۰/۶۶۲       | ۰/۶۳۷        |             |           |                |
| ب: قابلیت دسترسی (۱-۰)              | ۰/۸۳۷       | ۰/۸۳۷        |             |           |                |
| الف: ضمانت های حفاظتی (۱-۰)         | ۰/۴۲۵       | ۰/۵۱۲        |             |           |                |
| ب: خطرات و تهدیدات متوجه سایت (۱-۰) | ۰/۶۳۷       | ۰/۶۶۲        |             |           |                |
| ج: وضعیت کنونی سایت (۱-۰)           | ۰/۴۵        | ۰/۵۶۲        |             |           |                |
| الف: ارزش فرهنگی (۱-۰)              | ۰/۶۶۲       | ۰/۶۷۵        |             |           |                |
| ب: ارزش اکولوژیک (۱-۰)              | ۰/۸۱۲       | ۰/۸۵         |             |           |                |
| ج: هنری، چشم انداز ارزشی (۱-۰)      | ۰/۸         | ۰/۷۸۷        |             |           |                |
|                                     | ۷/۸۷        | ۸/۸۱         |             |           |                |

بعد از ارزیابی نتایج، اولویت بندی رئوسایت ها انجام شد. این اولویت ها براساس پنج معیار اصلی موجود در پرسشنامه (برحسب بیشترین تا کمترین امتیاز کسب شده) انجام شد.

جدول ۳- نتایج ارزیابی ژئومورفوسایت های سراب روانسر و غار قوری قلعه

| ردیف | معیار         | ارزش علمی و ذاتی | ارزش آموزشی | ارزش اقتصادی | ارزش حفاظتی | ارزش مکمل | جمع کل امتیازات |
|------|---------------|------------------|-------------|--------------|-------------|-----------|-----------------|
| ۱    | غار قوری قلعه | ۲/۱۱۲            | ۱/۱۷۵       | ۱/۵          | ۱/۷۳۷       | ۲/۳۱۲     | ۸/۸۳۷           |
| ۲    | سراب روانسر   | ۱/۶۵             | ۰/۹۳۷       | ۱/۵          | ۱/۵۱۲       | ۲/۲۷۵     | ۷/۸۷۵           |

سپس با توجه به نتایج جدول ۳ اولویت بندی ژئومورفوسایت ها به صورت نمودار ستونی و برحسب امتیازات کسب شده استخراج شد. شکل پایین نشان داد که غارقوری قلعه در مجموع امتیاز بیشتری را نسبت به ژئومورفوسایت چشمه کارستیک سراب روانسر کسب نموده است.



شکل ۲- نمودار اولویت بندی و امتیازات ژئومورفوسایت های مورد مطالعه

نتایج نشان داد که بیشترین امتیاز مربوط به ارزش مکمل و کمترین امتیاز مربوط به ارزش آموزشی می باشد. بر اساس معیارها و زیرمعیارهای مورد بررسی در ارزیابی دو ژئوسایت، غارقوری قلعه با امتیاز ۸/۸۳ دارای اهمیت بالاتر، در زمینه ژئوتوریسمی است و سراب روانسر با کسب امتیاز ۷/۸۷ در رتبه دوم قرار دارد؛ اما به طور کلی با توجه به نتایج، وضعیت هر دو ژئوسایت در حد نسبتاً یکسانی قرار دارند.

## ۵- نتیجه گیری:

در این پژوهش دو ژئومورفوسایت غار قوری قلعه و چشمه کارستیک روانسر، با به کارگیری مدل کوبالیکوا و کرچنر مورد ارزیابی قرار گرفتند. در این مسیر پنج عیار علمی- ذاتی، ارزش آموزشی، ارزش اقتصادی، ارزش حفاظتی، ارزش مکمل و ۱۳ زیر معیار مدل به کار گرفته شدند. امتیازات عیارهای به دست آمده به ترتیب برای غارقوری قلعه ۲/۱۱، ۱/۱۷، ۱/۵، ۱/۷۳، ۲/۳۱ و برای سراب روانسر ۱/۶۵، ۰/۹۳، ۱/۵، ۱/۵۱، ۲/۲۷ بودند. در بخش ارزش علمی و ذاتی،

غارقوری قلعه با نادر بودن در سطح خاورمیانه و نشر مقالات در سطح ملی و بین المللی و تنوع مورفولوژی کارستی (تالارهای زیبا و اشکال کارستی) بالاترین امتیاز به میزان ۲/۱۱ به خود اختصاص داده است. همچنین این غار در بخش ارزش های مکمل نیز بالاترین امتیاز (۲/۳۱) را کسب کرده که دلیل این امر وجود پتانسیل های اکولوژیکی، فرهنگی و چشم اندازهای زیبای این غار می باشد. سراب روانسر نیز از لحاظ ارزش های مکمل با غارقوری قلعه برابری می کند و این نتیجه گویای پتانسیل بالا این ژئوسایت از نظر ارزش مکمل می باشد.

در بخش آموزشی نیز چشمه کارستیک سراب روانسر با کسب امتیاز به میزان ۰/۹۳ از نظر پاسخ دهنده ها دارای کمترین امتیاز می باشد که دلیل این امر نبود امکانات آموزشی مانند: تابلوهای تفسیری اشکال یا معرفی ژئوسایت، راهنمای معرفی ژئوسایت و نبود خدمات تور می باشد. غارقوری قلعه نیز در این بخش از ارزش ها، امتیاز بالاتری نسبت به سراب روانسر را به دست آورده است ولی در کل جایگاه خیلی بالایی ندارد. در بخش اقتصادی، هر دو ژئوسایت با امتیازی به میزان ۱/۵ در وضعیت یکسانی قرار دارند و در کل این بدین معنی است این دو ژئومورفوسایت از لحاظ دسترسی و خدمات گردشگری در وضعیت یکسانی قرار دارند و هنوز قابلیت توسعه این بخش وجود دارد. از منظر حفاظتی و وضعیت کنونی، سایت غارقوری قلعه با اختلاف نه چندان زیاد از سراب روانسر در وضعیت بهتری قرار دارد ولی در کل با توجه به اخذ تقریباً نیمی از امتیازات در این بخش دال بر وضعیت نامناسب دو ژئو سایت و به ویژه سراب روانسر می باشد.

در کل نتیجه گیری نهایی بیانگر آن است که ارزش های علمی و ذاتی و نیز مکمل که مرتبط با ماهیت طبیعی ژئومورفوسایت های مطالعاتی هستند، در شرایط بهتری نسبت به ارزش های حفاظتی و نیز اقتصادی هستند و بنابراین حرکت در این زمینه در راستای پایداری محیطی و به تبع آن پویایی اقتصادی و توسعه پایدار وجود داشته و ضروری است.

## ۶- مراجع:

- مختاری، د. (۱۳۹۴). ژئوتوریسم. چاپ اول، تبریز، انتشارات دانشگاه تبریز.
- اسفندیاری، ف. عباسی، ه. موسوی، م. شهبازی، ا. حسینی، م. بررسی قابلیت ژئوموفوتوریسم اشکال کارستیک در استان کرمانشاه. اولین همایش ملی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی. تهران، ۱۳۹۱.
- مهدی نسب، م. ارزیابی قابلیت های ژئوتوریسمی تالاب پلدختر ب مدل پیرا و رینارد. نشریه علمی اکوبیولوژی

تالاب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، سال یازدهم، شماره ۳۰، ۱۳۹۸.

زمردیان، م. ژئومورفوتوریسم سواحل جنوبی دریای خزر، چالش ها و عوامل تهدیدکننده، مجله جغرافیا و توسعه ناحیه ای، دوره ۳، شماره ۵، مشهد، ۱۳۸۴.

مقصودی، م. برزکار، م. عباسی، م. مرادی، ا. ارزیابی توانمندی های ژئوتوریسمی ژئومورفوسایت های شهرستان مهاباد. فصلنامه علمی - پژوهشی مطالعات مدیریت گردشگری، سال هشتم، شماره ۲۵، بهار، ص ۱۰۷-۸۱، ۱۳۹۷.

کهریزی، ش. قوری قلعه تالابی زیبایی درآفرینش. مجله رشد آموزش زمین شناسی، شماره ۵۷، ص ۳۵-۳۱، ۱۳۸۸.

ولدبیگی، برهان الدین. نگاهی به جاذبه های گردشگری اورامان، چاپ دوم، نشر احسان، تهران، ۱۳۸۸.

طاهرخانی، م، جهان تیغ مند، س، سلیمی سبحان، م. ارزیابی و اولویت بندی پتانسیل های زمین گردشگری ژئوسایت - ها (مطالعه موردی: الموت قزوین) با رویکرد حفاظت و گردشگری پایدار، نشریه انجمن جغرافیایی ایران، شماره ۶۸، دوره ۱۸، صص ۱۰۶-۱۱۹، ۱۳۹۹.

Reynard, E., Fontana, G., Kozlik, L., and Scapozza, C. A Method for Assessing «Scientific» and «Additional Values» of Geomorphosites, *Geographica Helvetica* Jg. 62.2007/Heft 3, 2007.

Artugyan, L. Geomorphosites assessment in karst terrains: Anina karst region (Banat Mountains, Romania). *Geoheritage*, 9(2), 153-162., 2016.

Pereira, P., Pereira, D. & M.I. Caetano Alves, Geomorphosite assessment in Montesinho Natural Park (Portugal). – In: *Geographica Helvetica* 62, 3: 159-168, 2007.

## تهیه نقشه شوری سطح خاک در مناطق خشک با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور ( مطالعه موردی: دشت ریگان، کرمان )

Produce Soil Surface Salinity Map in Drylands Using Remote Sensing methods  
(Case Study: Rigan Plain, Kerman)

رسول خوارزمی<sup>۱</sup>، محمدرضا راهداری<sup>۲</sup>\*

<sup>۱</sup> استادیار، موسسه تحقیقات خاک و آب، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، کرج r.kharazmi@areeo.ac.ir

<sup>۲</sup> استادیار، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربت حیدریه rahdarimr@torbath.ac.ir

### چکیده

شوری خاک یکی از عوامل اصلی پوکی خاک و افزایش روند بیابان‌زایی در مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران است. این پژوهش با استفاده از روش تلفیقی مطالعات میدانی و داده‌های سنجش از دور به پهنه‌بندی شوری خاک در شرق کرمان، به عنوان یکی از کانون‌های مهم گرد و غبار داخلی، پرداخته است. بدین منظور، ابتدا با استفاده از مشاهدات میدانی تعداد ۱۲ نمونه از نقاط مختلف در عمق ۰ تا ۳۰ سانتی‌متر با روش انتخاب تصادفی در اسفند ۱۳۹۹ برداشت شد و سپس مقدار هدایت الکتریکی (EC) آن‌ها اندازه‌گیری شد. مقادیر EC بین ۱۵ تا ۱۰۱ دسی زیمنز متغیر بود. به منظور تهیه نقشه دقیق شوری، معادله رگرسیون خطی EC بر روی شاخص GDVI حاصل از تصاویر سنتینل ۲ در محیط گوگل ارث انجین اعمال شد. مقادیر پیکسل متناظر با نقطه نمونه برداری زمینی نشان داد که روش اعمال شده دارای دقت پیش‌بینی ( $R^2$ ) به مقدار ۰/۷۱ است. نقشه شوری خاک بر اساس نتایج شاخص مذکور برای این محدوده استخراج و بر مبنای جدول استاندارد شوری خاک در سه کلاس شوری کم (۴-۸)، شوری زیاد (۸-۱۶) و شوری شدید ( $>16$ ) طبقه‌بندی شد. همچنین با استفاده از مقادیر نمونه‌ها آزمایشگاهی، شوری خاک با روش کریجینگ درونیابی شد. مقایسه روش آزمایشگاهی و نتایج بدست آمده از تحلیل تصاویر ماهواره‌ای و روش درونیابی نیز نشان از دقت بالای نقشه تولیدی داشت. با توجه به نتایج حاصله، قسمت‌های شمالی، شرقی و بخشی از جنوب منطقه مورد مطالعه دارای محدودیت شدید شوری ( $EC > 16$  ds/m) است. همچنین، بخش جنوبی منطقه بدلیل توسعه باغات مرکبات و نخلستان و زیرساخت‌های حمل و نقل از اهمیت بیشتری برخوردار است. از نتایج بدست آمده از این پژوهش می‌توان برای شناسایی پهنه‌های شور خاک در مناطق خشک با هدف برنامه‌ریزی در حوزه‌ی کشاورزی و مهار بیابان‌زایی استفاده نمود.

کلمات کلیدی: گوگل ارث انجین، زمین آمار، کریجینگ، شوری خاک، GDVI

## ۱-مقدمه

شور شدن خاک بعنوان یک پارامتر مهم در کاهش حد آستانه فرسایش بادی و بدنبال آن افزایش فرآیندهای تخریبی در مناطق خشک محسوب می شود. این فاکتور به تجمع نمک در لایه های سطحی و زیرین خاک اشاره دارد که بطور مستقیم بر فرآیند پوکی خاک تاثیر می گذارد و بعنوان یکی از فاکتورهای مهم بیابانزایی محسوب می شود (Amini et al., 2020). شور شدن خاک با کاهش توان تولیدی خاک، بطور مستقیم بر فرآیند رشد گیاه تاثیر می گذارد. شوری خاک نهایتاً منجر به تجمع کاتیون  $Na^+$  و یون  $Cl^-$  می شود که خود سبب تاثیر بر نفوذپذیری انتخابی یونها در غشاء ها می شود (احمدی و همکاران، ۱۳۹۸). بنابراین پایش شوری خاک بمنظور مدیریت بهینه آب و خاک و همچنین توسعه پایدار در حوزه مدیریت بیابانزایی بویژه در مناطق خشک امری ضروری است (Aldabaa et al., 2015). شناخت این مناطق و بررسی دلایل توسعه شور شدن خاک منجر به جمع آوری اطلاعات ارزشمندی می شود که به نوبه خود امکان تصمیم گیری درست را به نهاد ها و سازمان های مرتبط می دهد (میرموسوی و همکاران، ۱۳۹۹). بدین منظور تعیین مکان و زمان شوری در خاکها در سیستم های کاربری اراضی امری ضروری است. برآورد شوری خاک با استفاده از روش های آزمایشگاهی هزینه بر و زمانبر است. در این میان با توجه به بازتاب طیفی متنوع خاک های شور، استفاده از تصاویر ماهواره ای و روش های زمین آمار کمک بزرگی را در صرفه جویی زمان و هزینه ها می کند (Wu et al., 2014). در سال های اخیر استفاده از تکنیک های سنجش از دور به همراه مطالعات میدانی جایگاه ویژه ای را در مطالعات شوری خاک پیدا کرده است و سهم بزرگی را در تهیه نقشه های شوری کشور بر عهده دارد (یعقوبی و همکاران، ۱۳۹۹). خاک های شور بدلیل تنوع در ریخت شناسی و خصوصیات شیمیایی، بازتاب طیفی گسترده ای دارند که همین امر موجب بالا رفتن کارایی داده های سنجش از دور در شناسایی و پهنه بندی این خاک ها می شود. از سوی دیگر بدلیل ثابت نبودن شرایط مکانی و زمانی خاک، استفاده از روش های میدانی به تنهایی نمی تواند پاسخگوی کارشناسان در امر مدیریت باشد. در این میان داده های سنجش از دور بدلیل به روز بودن و قابلیت تکرار در یک محدوده وسیع و امکان بروز رسانی، اطلاعات با ارزشی را فراهم می کنند.

پیشینه استفاده از داده های سنجش از دور به سال ۱۹۶۰ میلادی برمی گردد و تا به امروز روش های متعددی با هدف مطالعه ی شوری خاک با استفاده از این فناوری بکار گرفته شده است. بطور کلی سه رهیافت اصلی در این حوزه تا کنون در پیش گرفته شده است (Jiang & Shu, 2019). دیدگاه اول مبتنی بر مشخصات طیفی خاک شور و استخراج شاخص های مختلف شوری می باشد. در دسته دوم، تهیه نقشه شوری خاک بر مبنای عوامل تاثیرگذار غیرطیفی بر اساس تجزیه و تحلیل جامع طیف خاک، مانند پوشش گیاهی و رطوبت است. دیدگاه سوم مبتنی بر تلفیق فناوری ها

با هدف بالا بردن دقت نقشه های تولیدی است. در این دسته می توان از سامانه اطلاعات جغرافیایی، استفاده از داده های ابرطیفی و داده های ماکروویو نام برد.

در سالهای اخیر پژوهشگران زیادی از فناوری سنجش از دور بمنظور تهیه نقشه های شوری استفاده نموده اند. از جمله ایووشکین و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از تصاویر لندست نقشه جهانی شوری خاک را استخراج نمودند. بدین منظور با استفاده از پلتفرم گوگل ارث انجین<sup>۲۰۹</sup> و مدل های ماشین بردار پشتیبان استفاده نمودند. دقت نقشه های تولیدی بین ۶۰ تا ۷۰ درصد عنوان شده است. یعقوبی و همکاران (۱۳۹۹) با استفاده از تصاویر سنجنده TM و ETM<sup>+</sup> ماهواره لندست و داده های زمینی و تجزیه و تحلیل نتایج بدست آمده با استفاده از روش های درونیایی روند شوری دشت سگری اصفهان را مورد بررسی قرار دادند. نتایج این پژوهش نشان داد که مدل کریجینگ بهترین روش بمنظور درونیایی شوری خاک در این منطقه می باشد. جانگ و شو (۲۰۱۹) از تصاویر سنجنده ETM<sup>+</sup> و مدل رگرسیونی حداقل مربعات جزیی<sup>۲۱۰</sup> برای تخمین شوری خاک در لایه سطحی ۰ تا ۱۰ سانتی متر استفاده کردند. این پژوهش نشان داد که باندهای تشخیص شوری خاک انتخابی باند ۱ و باند ۴، شاخص تفاوت شوری خاک ایجاد شده، مشتق شاخص پوشش گیاهی افتراقی نرمال شده<sup>۲۱۱</sup> و رطوبت خاک لایه عمیق می تواند دقت تشخیص از راه دور شوری خاک لایه سطحی را بهبود بخشد.

در طول استفاده از داده های سنجش از دور شاخص های مختلف مبتنی بر اختلاف طیف بازتابی باندهای مختلف تصاویر ماهواره ای با هدف مطالعات شوری خاک ارایه شده است. از جمله می توان به شاخص های SI<sup>۲۱۲</sup>، BI<sup>۲۱۳</sup>، NDSI<sup>۲۱۴</sup> اشاره نمود. علاوه بر آن شاخص های مبتنی بر پوشش گیاهی نیز بطور گسترده در تهیه نقشه های شوری استفاده می شود. از مهمترین این شاخص ها می توان شاخص NDVI<sup>۲۱۵</sup>، SAVI<sup>۲۱۶</sup> و GDVI<sup>۲۱۷</sup> را نام برد. دقت این شاخص ها مبتنی بر شرایط اقلیمی، زمین شناسی و جغرافیایی است. بطور مثال مطالعات احمدی و همکاران (۱۳۹۹) نشان می دهد که شاخص NDSI یکی از مهمترین پارامترهای پیش بینی کلاس شوری خاک در غرب دریاچه ارومیه است. این در حالیست که مطالعات Wu و همکاران (۲۰۱۴) بر روی اراضی خشک مرکز عراق بیانگر این است که

209 Google Earth Engine (GEE)

210 Least squares regression model

211 Established difference soil salinity index

212 Salinity index

213 Brightness index

214 Normalized difference salinity index

215 Normalized difference vegetation index

216 Soil adjusted vegetation index

217 Green difference vegetation index

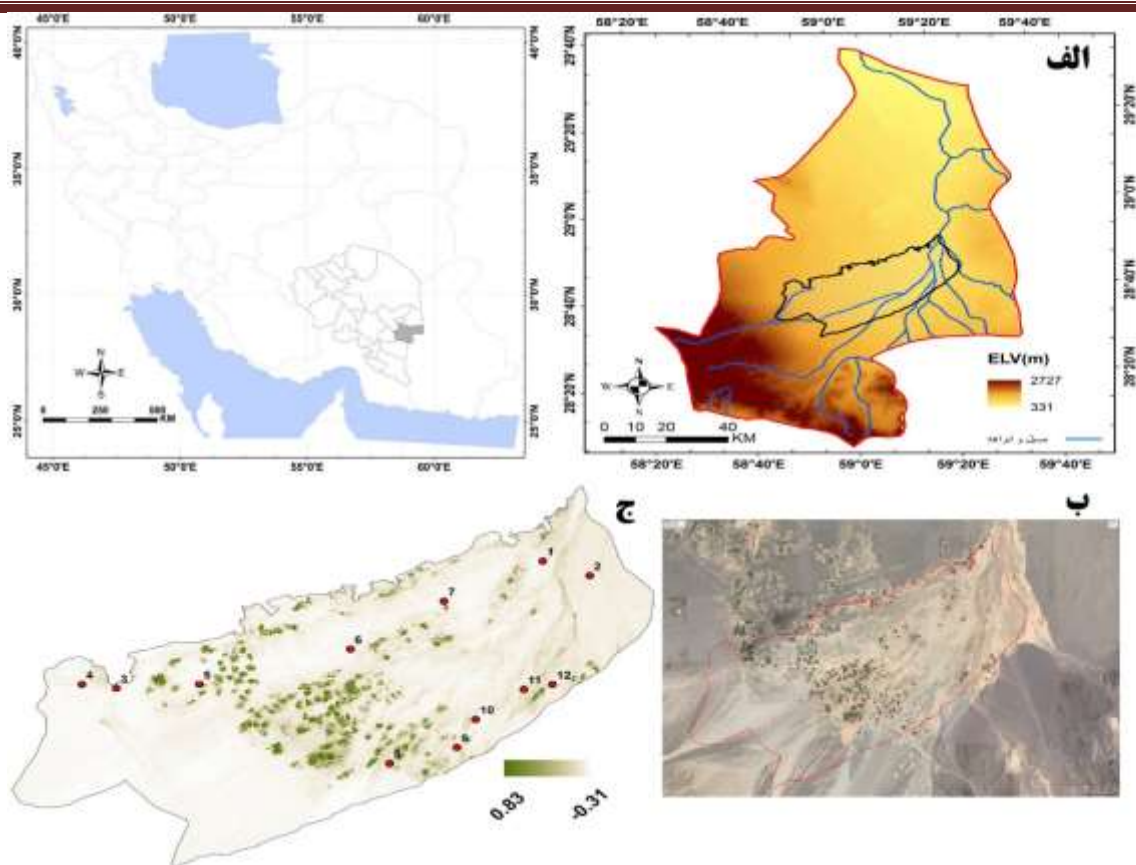
شاخص GDVI بیشترین همبستگی را با میزان EC خاک دارد.

پژوهش حاضر بر مبنای دیدگاه اول که تهیه نقشه‌های شوری مبتنی بر تصاویر ماهواره‌ای و شاخص‌های طیفی است، انجام شده است. با توجه به اینکه در سالهای اخیر شرق استان کرمان تحت تاثیر فرسایش بادی بوده است و گزارشات متعددی از خسارات طوفان‌های گرد و غبار از این منطقه ارایه شده است و نظر به اینکه شوری خاک یکی از فاکتورهای مهم پوکی خاک و در نتیجه کاهش سرعت آستانه بادبردگی می‌باشد، هدف از این پژوهش تهیه نقشه شوری اراضی حساس به فرسایش بادی در محدوده محمدآباد ریگان در شرق استان کرمان با استفاده از روش‌های زمین آمار و شاخص‌های مبتنی بر پوشش گیاهی و تصاویر ماهواره‌ای سنتینل ۲ است.

## ۲- مواد و روشها

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه با مساحت ۱۱۷۵ کیلومتر مربع شامل بخشی از اراضی شهرستان ریگان و نرماشیر در شرق استان کرمان می‌باشد (شکل ۱). این محدوده در منتهی الیه شمال شرقی کوه‌های جبال بارز قرار گرفته است که با جاری شدن رواناب علاوه بر اینکه رسوبات آبی وارد منطقه می‌شوند، این رواناب‌ها نقش مهمی در آبشویی املاح این منطقه دارند که نهایتاً از طریق رود شوره‌گز از منطقه خارج می‌شوند. میانگین بارش سالیانه بر طبق اطلاعات ایستگاه هواشناسی ریگان ۶۵ میلیمتر است. بخش بزرگی از این منطقه در سیطره رسوبات بادی و شن‌های روان است. در قسمت شمالی منطقه تپه‌های ماسه‌ای گسترده شده‌اند. جنگل‌های گز بصورت پراکنده در این منطقه وجود دارد که نقش مهمی را در کنترل حرکت ماسه‌های روان دارند. همانطور که در شکل ۱ نتایج شاخص NDVI نشان می‌دهد، تراکم پوشش گیاهی در داخل محدوده این کانون شامل نخلستان و باغات مرکبات است و نواحی بایر آن بشدت مستعد فرسایش بادبست.



شکل ۶- محدوده مورد مطالعه به همراه تغییرات ارتفاعی و مقادیر شاخص NDVI و پراکنش نقاط نمونه برداری

## ۲-۲- روش کار

روش کار در این پژوهش به دو بخش مطالعات میدانی و تحلیل داده های ماهواره ای تقسیم شد. بدین منظور ابتدا با مشاهدات میدانی عوارض و رخسارهای منطقه مورد بررسی قرار گرفت و یک دید کلی نسبت به منطقه بدست آمد. سپس با استفاده از نرم افزار ArcMap منطقه به قطعات مساوی دو کیلومتر در دو کیلومتر تقسیم شد و نقاط نمونه برداری با استفاده از روش نمونه برداری تصادفی مشخص و مختصات آنها ثبت شد (شکل ۱ج). با توجه به بررسی های میدانی و خصوصیات ظاهری خاک و امکان دسترسی به نقاط، نهایتاً ۱۲ نمونه خاک از عمق ۰ تا ۳۰ سانتی متر برداشت شد. هدف از نمونه برداری تعیین میزان هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک (EC) بود که این پارامتر در آزمایشگاه محاسبه گردید. مقادیر EC نمونه ها بین ۱۵ تا ۱۰۱ دسی زیمنس بر متر متغیر بودند. در مرحله بعد بمنظور تهیه نقشه دقیق تر شوری خاک و پیش بینی شوری نقاط فاقد اطلاعات در منطقه از پلتفرم متن باز گوگل ارث انجین (GEE)

استفاده شد. از مزایای این پلتفرم می توان به کتابخانه گسترده ای از داده های مکانی آن اشاره نمود که امکان تجزیه و تحلیل های پیچیده را بر روی تصاویر ماهواره ای می دهد. بدین منظور تصاویر ماهواره سنتینل ۲ در محیط GEE فراخوانی شد و پس از اعمال تصحیحات مربوط به ماسک ابر، نهایتاً ۴۵ تصویر در بازه زمانی نزدیک به زمان نمونه برداری (آبان تا اسفند ۱۳۹۹) انتخاب شد. با توجه به مطالعات Wu و همکاران (۲۰۱۴)، شاخص GDVI بیشترین همبستگی را با مقادیر EC خاک در مناطق خشک دارد. در همین راستا بمنظور تهیه نقشه شوری از شاخص GDVI استفاده شد.

$$GDVI = \frac{SR^n - 1}{SR^n + 1} = \frac{\rho_{NIR}^n - \rho_R^n}{\rho_{NIR}^n + \rho_R^n} \quad (1)$$

که در این فرمول  $\rho_{NIR}$  معادل باند مادون قرمز نزدیک و  $\rho_R$  معادل باند قرمز تصویر سنتینل ۲ است.  $n$  مقداری عددی بین یک تا  $n$  است. شاخص مذکور بر روی میانگین تصاویر تصاویر سنتینل ۲ اعمال گردید. بمنظور پیش بینی مقادیر EC در نقاط فاقد اطلاعات زمینی، رابطه رگرسیونی زیر بر روی نتایج شاخص GDVI اعمال شد:

$$EC = [(-2.87 - 23.27) \times \ln(GDVI)] \text{ (ds/m)} \quad (2)$$

با توجه به نتایج پژوهش Wu و همکاران (۲۰۱۴)، این رابطه نتایج قابل قبولی را در مناطق خشک ارایه می دهد. این رابطه بر مبنای مقادیر E آزمایشگاهی و همبستگی آن با مقادیر پیکسل متناظر در شاخص GDVI بدست می آید. صحت کلی رابطه مذکور با استفاده از مقایسه مقادیر EC محاسبه شده در آزمایشگاه و پیکسل متناظر آن در نتایج مستخرج از روابط یک و دو مورد بررسی قرار گرفت. دقت پیش بینی ( $R^2$ ) مقادیر EC در روش مذکور ۰/۷۱ بدست آمد. مقادیر  $R^2$  بالای ۰/۶ بیانگر قابل قبول بودن دقت مقادیر EC محاسباتی در این روش است (da Silva et al., 2021; Wang et al., 2021).

در مرحله بعد با استفاده از روش های زمین آمار نتایج نمونه های زمینی نیز درونیابی شد تا نهایتاً بتوانیم به یک پهنه بندی قابل اطمینان برسیم.

کلاسبندی اراضی شور بر مبنای اطلاعات جدول ۱ صورت گرفته است (میرموسوی و همکاران، ۱۳۹۸).

جدول ۷- درجه بندی شوری خاک در کلاس اراضی

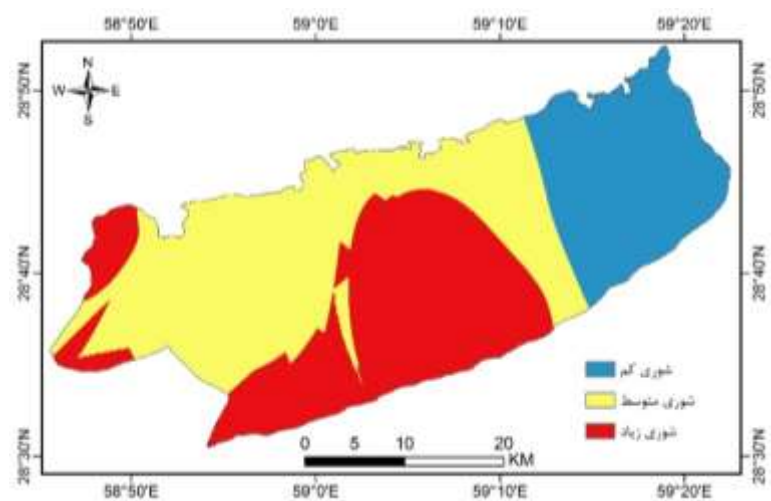
| هدایت الکتریکی EC (DS/M) | ۰-۲     | ۲-۴           | ۴-۸     | ۸-۱۶       | >۱۶       |
|--------------------------|---------|---------------|---------|------------|-----------|
| سطح شوری                 | غیر شور | شوری بسیار کم | شوری کم | شوری متوسط | شوری زیاد |

### ۳- نتایج

تکنیک های زمین آمار و سنجش از دور امکان پیش بینی پارامترهای مورد بررسی در نقاط فاقد آمار را به ما می دهد. روش کریجینگ معمولی برای درونیابی شوری نقاط مورد بررسی اعمال گردید (شکل ۲).

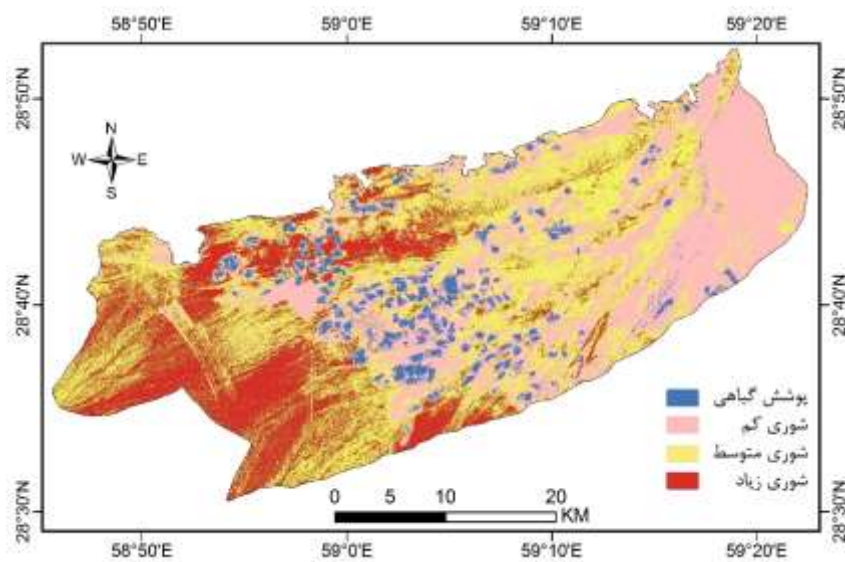
همانطور که نتایج نشان می دهد بیشترین میزان شوری در قسمت های غربی و مرکزی محدوده مشاهده می شود که با نتایج آنالیز نمونه های خاک نیز همخوانی دارد. همانطور که در شکل یک نیز مشخص است، اراضی کشاورزی در قسمت مرکزی این منطقه قرار گرفته است. در طی بررسی میدانی نیز لکه های سفید گسترده نمک در این منطقه مشاهده شد که در نتیجه آبهویی املاح بدلیل آبیاری باغات و اراضی کشاورزی بود. در ناحیه شرقی این محدوده نیز مصب رود شورگز قرار دارد که بدلیل آبهویی و انباشت آبرفت مقدار شوری آن از نواحی بالا دست کمتر است. قسمت شمالی منطقه نیز از شن های روان و تپه های ماسه ای پوشیده شده است و بدلیل فرسایش بادی، سطح خاک دائماً در حال تغییر است.

پهنه بندی مقادیر EC با استفاده از روش زمین آمار اطلاعات اولیه مفیدی را در ارتباط با وضعیت شوری منطقه ارائه می دهد. البته بایستی متذکر شد که پراکنش نقاط و تعداد آن در نتیجه نهایی و جزئیات دقیق تر تاثیرگذار است.



شکل ۷- درونیابی هدایت الکتریکی خاک با استفاده از روش کریجینگ معمولی

نتیجه پهنه بندی شوری خاک با استفاده از تصاویر سنتینل ۲ و شاخص GDVI در پلتفرم گوگل ارث انجین نیز بیانگر همین مطلب است و با نتایج حاصل از نمونه برداری خاک و پهنه بندی با روش زمین آمار نیز تطابق دارد (شکل ۳).



شکل ۸- نقشه شوری خاک حاصل از شاخص GDVI در محیط گوگل ارث انجین

با توجه به اینکه نتایج حاصل از درونیابی با استفاده از تکنیک های زمین آمار بشدت وابسته به تعداد نمونه ها است و با افزایش یا کاهش نمونه ها پهنه بندی نیز تغییر می کند، استفاده از روش های رگرسیونی و اعمال این روابط بر روی تصاویر ماهواره ای می تواند نتایج بسیار دقیق تری را ارایه نماید. دقت این نتایج بستگی به قدرت تفکیک مکانی تصویر مورد استفاده دارد. همانطور که در شکل ۳ نشان داده شده است، روش مذکور بخوبی جزئیات شدت شوری را به تصویر کشیده است و امکان تصمیم گیری بهتر را برای اعمال روش های مدیریتی فراهم می نماید. با توجه به نتایج، بیشترین میزان شوری مرتبط با نقاطی است که تحت تاثیر فرسایش بادی و حرکت ماسه های روان هستند. در قسمت شمالی تپه های ماسه ای با ارتفاع چند ده متر توسعه یافته اند و علاوه بر آنها وجود رخساره هایی همچون نبکا، بیانگر تغییرات سطحی خاک تحت تاثیر باد است. در مناطق غربی و بویژه حاشیه باغات، بدلیل آبشویی تجمع املاح در زمین های بایر اطراف شدید بوده بطوریکه لکه های شوری کاملاً در منطقه مشهود است. اراضی جنوبی نیز تحت تاثیر آبشویی و آورد رسوبات از ارتفاعات بالا دست خود است که شوری خاک را در پی دارد.

#### ۴- بحث و نتیجه گیری

شوری یکی از عوامل مهم محدود کننده خاک در مناطق خشک و نیمه خشک محسوب می شود. مطالعات مومنی (۱۳۸۹) نشان می دهد که در ایران مسئله شوری خاک علاوه بر افزایش فرسایش بادی، بعنوان یک امر فراگیر و محدود کننده در حوزه کشاورزی است. استفاده از فناوری های سنجش از دور با توجه به دسترسی آسان و مهمتر از آن، قابلیت به روز رسانی سریع می تواند نقش موثری را در تهیه نقشه های شوری در مناطق وسیع داشته باشد و امکان سهولت تصمیم گیری در مورد کاربری اراضی را برای کارشناسان مربوطه فراهم آورد. مطالعات سلیمی و همکاران (۱۳۹۸) نشان می دهد که فناوری های نو همچون سنجش از دور از قابلیت بسیار بالایی در تهیه نقشه های شوری برخوردارند. در این پژوهش با استفاده از مطالعات میدانی، روش های زمین آمار و روابط بین رگرسیون خطی و تصاویر ماهواره ای به بررسی پراکنش شدت شوری در محدوده محمدآباد ریگان پرداخته شده است. با توجه به اینکه فاکتور مذکور از مهمترین عوامل محدود کننده خاک است، تهیه نقشه های با دقت بالا از اهمیت زیادی برخوردار است. در این پژوهش دقت پیش بینی ( $R^2$ ) مقادیر EC بین نمونه های میدانی و سنجش از دور ۰/۷۱ بدست آمد که با نتایج صحت نقشه های شوری پژوهش Wang و همکاران (۲۰۲۱) با میزان ۰/۷۱ همخوانی دارد. این مطلب بیانگر این است که نقشه پراکنش شوری در منطقه مورد مطالعه دقت قابل قبولی را ارائه می نماید. مطالعات احمدی و همکاران (۱۳۹۸) بر روی شاخص های شوری در غرب تبریز نیز نشان داد که روش های تلفیقی نتایج دقیق تری را برای مطالعات شوری ارائه می دهند. میزان دقت کلی روش مذکور در این مطالعه ۸۷ درصد بیان شده است. همچنین سلیمی و همکاران (۱۳۹۸) نیز با مطالعه شوری سطحی خاک در جنوب اذربایجان غربی بیان می کنند که استفاده از روش های سنجش از دور در مقیاس محلی نیز نتایج قابل قبولی ارائه می دهد. البته بایستی متذکر شد که تهیه نقشه های دقیق مبتنی بر روابط رگرسیونی و اعمال آن بر روی شاخص ها مستلزم جمع آوری داده های میدانی کافی است. نتایج این پژوهش نشان می دهد که تلفیق مطالعات میدانی با فناوری سنجش از دور و استفاده از تصاویر ماهواره ای می تواند مدلی مناسب برای تهیه نقشه های شوری در اقلیم های خشک باشد. از سوی دیگر، روش بکار گرفته شده در این پژوهش امکان بروزرسانی نقشه را با صرف هزینه کم فراهم می آورد. با توجه به نتایج می توان بیان نمود که تمام محدوده مورد بررسی از لحاظ شوری دارای محدودیت است و مناطق حاشیه اراضی تحت فعالیت های کشاورزی بدلیل آبیاری و زهکشی، شدت شوری رو به افزایش است. از سوی دیگر پیشروی ماسه های روان در اراضی زراعی نیز می تواند بر این محدودیت بیافزاید. همچنین انتقال املاح بدلیل رواناب های حاصل از بارندگی در ارتفاعات مجاور نیز مسئله مهمی است که نیازمند بررسی دقیق تر و ارائه راهکار است. از سوی دیگر با توجه به اینکه منطقه مورد بررسی یکی از کانون های گرد و غبار است، حمل املاح توسط باد سبب شور شدن اراضی مجاور و بدنبال آن کاهش سرعت آستانه فرسایش بادی می شود که

نتیجه آن خسارت به زیرساخت های کشاورزی، بهداشت و حمل و نقل است. بنابراین نقشه شوری تهیه شده در این پژوهش از نظر ارایه دید کلی از وضعیت شوری منطقه حائز اهمیت است و می تواند بعنوان یک راهنمای اولیه در اعمال روش های مدیریتی چه در بخش کشاورزی و چه در بخش مطالعات مرتبط با فرسایش بادی منطقه و تعیین حساسیت خاک مورد استفاده قرار گیرد.

## مراجع

- [۱] احمدی زهرا، عباسی آیدا، شهابی محمود، بوعلی عبدالحسین. مقایسه روش های درخت تصمیم و شبکه عصبی در پیش بینی شوری خاک در غرب دریاچه ارومیه، تخریب و احیاء اراضی طبیعی. شماره ۱، دوره ۱، صفحات ۸۲ تا ۹۱، ۱۳۹۹.
- [۲] احمدی، عباس، ترنج زر، حمید، کاظمی، آزاده، پهنه بندی شوری خاک سطحی در اراضی شور بولاق ساوه با استفاده از روش های زمین آماری، مخاطرات محیط طبیعی، شماره ۱۹، دوره ۸، صفحات ۱ تا ۱۴، ۱۳۹۸.
- [۳] دائم پناه، راضیه، حق نیا، غلامرضا، علی زاده، امین، کریمی کارویه، علیرضا، تهیه نقشه شوری و سدیمی خاک سطحی با روش های دورسنجی و زمین آماری در جنوب شهرستان مه ولات، آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، شماره ۲۵، دوره ۳، صفحات ۴۹۸ تا ۵۰۸، ۱۳۹۰.
- [۴] سلیمی، خالق، احمدی ثانی، ناصر، جلیل نژاد، نادر، تهیه نقشه شوری خاک سطحی با استفاده از فن آوری سنجش از دور (مطالعه موردی: اراضی جنوب استان آذربایجان غربی)، دانش آب و خاک (دانش کشاورزی)، شماره ۲۹، دوره ۲، صفحات ۱۱۵ تا ۱۲۸، ۱۳۹۸.
- [۵] مومنی، عزیز، پراکنش جغرافیایی و سطوح شوری منابع خاک ایران، پژوهش های خاک (علوم خاک و آب)، شماره ۲۴، دوره ۳، ۱۳۸۹.
- [۶] میر موسوی، سیدحسین، رئیس پور، کوهزاد، کمانگر، محمد، پایش و ارزیابی تغییرات مکانی هدایت الکتریکی خاک با استفاده از سنجش از دور، اکوهیدرولوژی، شماره ۷، دوره ۴، ۱۳۹۹.
- [۷] یعقوبی، ثریا، کمکی چوقی، بایرام، کریم زاده، حمیدرضا، پهنه بندی و بررسی روند شوری خاک با استفاده از داده های سنجش از دور و زمین آمار (مطالعه موردی: دشت سگری، اصفهان)، تخریب و احیاء اراضی طبیعی، شماره ۱، صفحات ۹۲ تا ۱۰۴، ۱۳۹۹.

- [8] Aldabaa A.A. A., Weindorf D. C., Chakraborty S., Sharma A., & Li B. Combination of proximal and remote sensing methods for rapid soil salinity quantification. *Geoderma* 239: 34-46, 2015.
- [9] Amini, D., Tavakoli, M., & Faramarzi, M. Investigation of the Relationship Between Soil Salinity Trend, Land Use and Climatic Factors Change (Case Study: Shadegan, Khuzestan). *Journal of Environmental Science and Technology*, 22(9), 13-58, 2020.
- [10] da Silva, D. C., Lopes, P. M. O., da Silva, M. V., de Albuquerque Moura, G. B., Nascimento, C. R., Brito, J. I. B., ... & de Lima, R. P. Principal component analysis and biophysical parameters in the assessment of soil salinity in the irrigated perimeter of Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103580, 2021.
- [11] Ivushkina K., Bartholomeusa H., Bregta A., Alim K. & Bas S. Global mapping of soil salinity change. *Remote Sensing of Environment*, 231(15):111260, 2019.
- [12] Jiang H., & Shu H. Optical remote-sensing data based research on detecting soil salinity at different depth in an arid-area oasis, Xinjiang, China. *Earth Science Informatics*, 12(1):43-56, 2019.
- [13] Medjani F., Aissani B., Labar S., Djidel M., Ducrot D., Masse A. & Hamilton CML. Identifying saline wetlands in an arid desert climate using Landsat remote sensing imagery. Application on Ouargla Basin, southeastern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences* 10: 176, 2017.
- [14] Wang, F., Yang, S., Wei, Y., Shi, Q. and Ding, J., 2021. Characterizing soil salinity at multiple depth using electromagnetic induction and remote sensing data with random forests: A case study in Tarim River Basin of southern Xinjiang, China. *Science of the Total Environment*, 754, p.142030, 2021.
- [15] Wu W., Mhaimed A.S., Al-Shafie W.M., Ziadat F., Dhehibi B., Nangia V., & De Pauw E. Mapping soil salinity changes using remote sensing in Central Iraq. *Geoderma Regional*, 2: 21-31, 2014.

## جایگاه ژئومورفولوژی در ارزیابی بلایای طبیعی و مقابله با آنها در خراسان رضوی

The position of geomorphology in assessing natural disasters and dealing with them in  
Razavi Khorasan

<sup>۱</sup> ابوالقاسم امیراحمدی ، <sup>۲</sup> روح الله فخرشاملو\* ، <sup>۳</sup> محمود پزشکی

<sup>۱</sup> دانشیار ژئومورفولوژی دانشگاه فردوسی مشهد ، amirahmadi1388@gmail.com

<sup>۲</sup> دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه فردوسی مشهد ، Rohollah fshamlou@gmail.com

<sup>۳</sup> کارشناس اداره آبخیزداری و حفاظت خاک اداره کل منابع طبیعی خراسان رضوی ، Geopezeshki@gmail.com

### چکیده

در طی سال‌های ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۷ بیش از ۴ میلیارد و ۴۵۰ هزار نفر در جهان تحت تاثیر مخاطرات طبیعی قرار گرفتند. این مخاطرات تنها منحصربه‌زمان وقوع نیست بلکه به دلیل پیامدهای اجتماعی که دارند سال‌های سال گریبان گیر مردم منطقه خواهند بود. در چنین مواردی که آثار مخاطرات طبیعی در زندگی انسانها تظاهراتی یابد از اینگونه مخاطرات با عنوان بلایای طبیعی یاد میشود که در این میان، ایران جزء ۱۰ کشور نخست در معرض مخاطرات طبیعی می باشد. از این رو هدف پژوهش حاضر جایگاه ژئومورفولوژی در ارزیابی بلایای طبیعی و مقابله با آنها در خراسان رضوی می باشد. روش تحقیق حاضر با توجه به ماهیت نظری مقاله، روش توصیفی- تحلیلی و مبتنی بر مطالعات کتابخانه‌ای است. نتایج بررسی تعداد محدودی از بلایای طبیعی از قبیل زمین لرزه ها، سیلاب، طوفان های گردوغبار و خشکسالی در خراسان رضوی، از دو جنبه بر مسایل ژئومورفیکی دلالت دارند: اولاً، مخاطرات طبیعی آثار ژئومورفیکی خاصی را در سطح زمین ایجاد می کنند و دیگر این که عوامل فعال ژئومورفولوژیکی خود منشأ شکل گیری برخی از بلایای طبیعی می باشند. در مجموع ژئومورفولوژی دانشی توانمند است که می بایست نقش برجسته ای در تعامل بین رشته ای برای ارائه راهبردهای مناسب به منظور مقابله با بلایای طبیعی بازی کند.

کلمات کلیدی: ژئومورفولوژی، مخاطرات طبیعی، بلایای طبیعی، مقابله با بلایای طبیعی، خراسان رضوی

## ۱- مقدمه

موقعیت جغرافیایی ایران که شرایط زمین شناسی و اقلیمی خاصی را برای کشور رقم زده، سبب شده است هر ساله شاهد مخاطرات محیطی در تمامی کشور باشیم که بعضی از آنها مانند سیل و زلزله به صورت اتفاقی و بعضی نیز مانند خشکسالی به صورت پیوسته مراکز جمعیتی کشور را متأثر ساخته و ایران را یکی از مستعدترین مناطق برای وقوع بلایای طبیعی کرده است (احمدی و منوچهری، ۱۳۹۹: ۲۴). وقوع بلایای طبیعی نظیر زلزله، سیل، طوفان در اغلب موارد تأثیرات مخربی بر سکونتگاه های انسانی باقی گذارده و تلفات سنگینی بر ساکنان آن وارد کرده اند (زند مقدم، ۱۳۹۶: ۱). از میان متخصصین علوم زمین، ژئومورفولوژیست ها با پشتوانه جغرافیایی خود میتوانند در راستای مقابله با بلایای طبیعی ضمن ارزیابی فرایندهای طبیعی، واکنش متقابل آنها با سیستم های انسانی را مطالعه کنند. با چنین برداشتی، دانش ژئومورفولوژی نقش عمده ای در فهم و ارزیابی انواع مخاطرات طبیعی (از قبیل سیلاب، لغزش، فعالیت تکتونیکی و لرزه خیزی) ایفا میکند و به همین دلیل ژئومورفولوژیست ها در عرصه مطالعات بلایای طبیعی بر سایر متخصصین حق تقدم دارند (سامرفیلد، ۱۹۹۱). مطالعات زیادی در زمینه مخاطرات طبیعی انجام شده است که به عنوان مثال در مقاله «حوادث و بلایای طبیعی در قرون میانه تاریخ ایران» (۱۳۹۲)، نوشته امامعلی شعبانی و حمیده مهرعلی تبار، شایع ترین حوادث طبیعی ایران به همراه پیامدهای آن ها را مطرح کرده است. بنابراین این مقاله با اهمیت مشارکت ژئومورفولوژیست ها در استراتژی های ارزیابی و مدیریت مخاطرات طبیعی تاکید دارد.

## ۲- مواد و روشها

روش تحقیق حاضر با توجه به ماهیت نظری مقاله، روش توصیفی- تحلیلی و مبتنی بر مطالعات کتابخانه ای می باشد.

## ۳- منطقه مورد مطالعه:

استان خراسان رضوی در شمال شرقی کشور ایران در محدوده طول جغرافیایی ۵۶ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۶۱ درجه و ۴۵ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۳ درجه و ۵۲ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۴۰ دقیقه شمالی قرار دارد. این استان از ۳۳ شهرستان تشکیل شده است که از جنوب به استان های خراسان جنوبی و یزد، از غرب به استان سمنان، از شمال به استان خراسان شمالی، و از شرق با کشور افغانستان هم مرز است (عراقی زاده، ۱۴۰۰: ۳).

## ۴- بلایای طبیعی و ژئومورفولوژی

مخاطرات طبیعی رویدادهای تهدیدکننده ای هستند که توان ایجاد خطر برای فضاها و فیزیکی و اجتماعی

رادارند. زمانی که تکرار سریع این رویدادها منجر به تاثیرگذاری شدیدی در جامعه و یاساختارهای شود، این رویدادهای طبیعی به بلایای طبیعی تبدیل می شوند. اهمیت حیاتی مقابله با خطرات طبیعی از سالهای ۱۹۹۰-۱۹۹۹ با فعالیت های کمیته IDNDR، دهه جهانی برای کاهش مخاطرات طبیعی باز شناخته شد. از آن پس رشته های مختلف علمی هر کدام در پی یافتن راهکاری برای شناخت کاهش و یا از بین بردن بلایای طبیعی برآمدند. در این بین ژئومورفولوژی و ژئومورفولوگها می توانند با شناخت و مدیریت بلایای، نقش بسیار مهمی را در این امر ایفا بکنند (اصغری سراسکانرودو همکاران، ۱۳۸۹: ۱). به عنوان مثال ژئومورفولوژیست های رودخانه ای عنایت خاصی به فرایند سیلاب دارند و برای ارزیابی این فرایندها از رویدادهای گذشته کمک میگیرند. همچنین سیستم های اطلاعات جغرافیایی، تصاویر رادار و سنجش از دور نقش مهمی در مطالعات برآورد، پیش بینی و تهیه نقشه پهنه بندی سیلاب دارند. ژئومورفولوژیست با استفاده از روشهایی از قبیل پهنه بندی، تجزیه و تحلیل اسناد تاریخی، مشاهدات میدانی، نمونه برداری، کارهای آزمایشگاهی، کنترل، مدل بندی و بابه کارگیری فتوگرامتری، GIS و سنجش از دور به مطالعه حرکات توده ای می پردازد. فعالیت های آتشفشانی و خطرات زمین لرزه از عرصه های دیگر مطالعات مخاطرات طبیعی برای ژئومورفولوژیست ها است. در سال های اخیر رابطه بین شکل زمین و فعالیت های تکتونیک به عنوان پایه ای برای مطالعات ژئومورفیکی مطرح شده است و شاخص های ژئومورفیکی در ارزیابی فعالیت های تکتونیک جایگاه ویژه ای رایافته است (رامیرز-هررا، ۱۹۹۸، ص ۳۱۷). توسعه چنین روابطی بین شکل زمین و فعالیت های تکتونیک پیدایش نظام علمی بانام ژئومورفولوژی تکتونیک رابه دنبال داشته است (ریتر و همکاران، ۱۹۹۵؛ گودی، ۲۰۰۴).

#### (۱-۴) زلزله

استان خراسان رضوی بیش از ۵۵۰۰ گسل بزرگ و کوچک در آن شناسایی شده (حیاتی و همکاران، ۱۳۹۵: ۱) و یکی از مناطق فعال به لحاظ لرزه خیزی است که در طول تاریخ زمین لرزه های مخرب زیادی را متحمل شده است (گزارش کارگروه زلزله و آتشفشان سازمان نقشه برداری کشور). زمین لرزه های تاریخی در سده بیستم در گستره استان خراسان رضوی بسیار روی داده است که شرح مختصری از این رویدادها در جدول شماره (۱) ارائه میگردد (جوان دولویی و همکاران، ۱۳۸۴).

جدول شماره ۱. زمین لرزه های تاریخی در سده بیستم در استان خراسان رضوی

| زمان           | موقعیت                                 | ق<br>درت | شدت و وسعت تاثیر زمین لرزه ها |
|----------------|----------------------------------------|----------|-------------------------------|
| سال ۷۶۳ میلادی | خواف، قاین، طبس، جاجرم، جوبین، نیشابور | ۶/۷      | جابه جایی کوه ها و ویرانی کلی |

|                                                                                                             |         |                     |                        |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|---------------------|------------------------|
| ویران شدن منطقه قومس و ناحیه خراسان باختری، توابع نیشابور<br>۲۰۰۰۰۰ تن کشته شدن، ویران گردیدن تمامی روستاها | ۹<br>۷/ | البرز خاوری         | ۸۵۶ میلادی، ۲۴۲ قمری   |
| کشته شدن بیش از ۵۰۰۰ تن، ویران شدن بسیاری از روستاها                                                        | ۱۶<br>۷ | اترک - نسا          | ۹۴۳ میلادی، ۳۳۱ قمری   |
| ویرانی کلی شهر و باروی آن                                                                                   | ۰<br>۷/ | بیهق (سبزوار کنونی) | ۱۰۵۲ میلادی، ۴۴۴ قمری  |
| شکافته شدن کوه ها، ویرانی شماری از روستاها                                                                  | ۵<br>۶/ | قهستان              | ۱۰۶۶ میلادی            |
| ویرانگری محلی، مهاجرت مردم از نیشابور                                                                       | ۳<br>۵/ | نیشابور             | ۱۱۴۵ میلادی، ۵۴۰ قمری  |
| فروریختن شهر نیشابور، کشته شدن ۱۰۰۰۰ تن از مردم، ویرانی کلی روستاها                                         | ۱۶<br>۷ | نیشابور             | ۱۲۰۹ میلادی، ۶۰۵ قمری  |
| ویرانی کلی منطقه                                                                                            | ۳<br>۵/ | گناباد              | ۱۲۳۸ میلادی، ۶۳۵ قمری  |
| نابودی کلی بخشی از شادباخ                                                                                   | ۵<br>۳/ | نیشابور             | ۱۲۵۱ میلادی، ۶۴۹ قمری  |
| نابودی بخشی از شادباخ و شماری روستا، کشته شدن ۱۰۰۰۰ تن از مردم                                              | ۱<br>۷/ | نیشابور             | ۱۲۷۰ میلادی، ۶۶۹ قمری  |
| ویران شدن شهر جرد، کشته شدن ۲۰۰۰۰ تا ۳۰۰۰۰ تن از مردم در روستاهای جرد و وزون                                | ۱۶<br>۷ | خواف                | ۱۳۳۶ میلادی، ۷۳۷ قمری  |
| ویرانی کلی شهر نیشابور، آسیب زدن زمین لغزه ها به برخی روستاها                                               | ۱۶<br>۷ | نیشابور             | ۱۳۸۹ میلادی، ۷۹۱ قمری  |
| ویرانی کامل شهر نیشابور، کشته شدن بیش از ۳۰۰۰۰ تن از مردم                                                   | ۷<br>۶/ | نیشابور             | ۱۴۰۵ میلادی، ۸۰۸ قمری  |
| ویرانی کلی دوغ آباد، کشته شدن ۸۰۰ تن از مردم                                                                | ۵<br>۶/ | دوغ آباد زاوه       | ۱۶۱۹ میلادی، ۱۰۲۸ قمری |
| ویران شدن دو سوم مشهد، کشته شدن ۴۰۰۰ تن از مردم، فروریختن نیمی از شهر نیشابور، کشته شدن ۱۶۰۰ نفر در نیشابور | ۱۶<br>۶ | خراسان              | ۱۶۷۳ میلادی، ۱۰۸۴ قمری |

|                                                                                                          |           |                       |                        |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|-----------------------|------------------------|
|                                                                                                          |           |                       |                        |
| تخریبی کامل شهر گناباد                                                                                   | ۵<br>۶/   | گناباد                | ۱۶۷۸ میلادی            |
| ریزش سنگ ها از کوه ها، ویران شدن بسیاری از خانه ها در مهر                                                | -<br>---- | مهر سبزوار            | ۱۸۰۴ میلادی            |
| نابودی شهر قوچان و روستاهای اطراف، آسیب دیدن شهر شیروان                                                  | ۱۶<br>۲   | قوچان                 | ۱۸۳۳ میلادی            |
| نابودی یک چهارم خانه های شهر قوچان، کشته و زخمی شدن ۱۶۰ تن از مردم، نابودی روستاهای کوچک سروایت و برزنون | ۹<br>۶/   | قوچان، سروایت نیشابور | ۱۸۵۱ میلادی            |
| درهم کوبیدن شمال قوچان، نابودی روستاهای اطراف                                                            | ۲<br>۷/   | شمال قوچان            | ۱۸۷۱ میلادی، ۱۲۸۸ قمری |
| ویران شدن قوچان، آسیب رساندن به سروایت، کشته شدن ۵۰۰۰ تن                                                 | ۱<br>۷/   | جنوب قوچان            | ۱۸۹۳ میلادی، ۱۳۱۱ قمری |
| ویرانی کلی قوچان، کشته شدن ۱۰۰۰ تن از مردم، خسارت زلزله در شاهرود و بیرجند                               | ۸<br>۶/   | قوچان                 | ۱۸۹۵ میلادی            |

#### (۲-۴) سیلاب

استان خراسان رضوی به عنوان یکی از مهمترین استان های کشور هر ساله تحت تأثیر سیل قرار دارد که متأسفانه منجر به خسارات زیادی میشود که در جدول زیر سیلاب های مخرب سال ۱۳۹۱ تشریح شده است (شرکت سهامی آب منطقه ای خراسان رضوی).

جدول شماره ۲. گزارش سیلاب های مخرب سال ۹۱ (ماخذ: شرکت سهامی آب منطقه ای خراسان رضوی)

| شهرستان | نام منطقه | تاریخ وقوع |               | دبی پیک                 | حجم سیلاب عبوری | دو ره بازگشت | خسارات جانی |
|---------|-----------|------------|---------------|-------------------------|-----------------|--------------|-------------|
|         |           | سیل        | رمکعب برثانیه | می لیون مترمکعب برثانیه | سا ل            | ن فر         |             |
|         |           |            |               |                         |                 |              | خسارات مالی |

|              |                 |                 |           |           |             |                                                                               |
|--------------|-----------------|-----------------|-----------|-----------|-------------|-------------------------------------------------------------------------------|
| نی<br>شاپور  | خرو             | ۱۰/۱/۱۰<br>۱۳۹۱ | ۲۰۰<br>۳  | ۰۰<br>۳   | ۱<br>۰۰     | ۶ کیلومتر راه دسترسی، یک منزل مسکونی                                          |
| نی<br>شاپور  | فاروب<br>رومان  | ۱۰/۱/۱۰<br>۱۳۹۱ | ۱۲<br>۲۰۴ | ۱۰۲<br>۵  | ۲<br>۵      | انباشت رسوبات در ۲۰ هکتار از اراضی کشاورزی                                    |
| چن<br>اران   | فریزی           | ۱۰/۱/۱۲<br>۱۳۹۱ | ۱۰<br>۰   | ۱۰۶<br>۰  | ۲<br>۰      | تخریب باغات/منازل/قنات، واحد پرورش ماهی، یک دستگاه خودرو                      |
| چن<br>اران   | کاهو            | ۱۰/۱/۱۲<br>۱۳۹۱ | ۳۷۰<br>۳  | ۱۰۵<br>۵  | ۱<br>۵      | فروریختن دیوار ساحلی، تخریب پل ولوله انتقال آب، چند راس<br>گوسفند             |
| نی<br>شاپور  | جلال<br>آباد    | ۱۰/۱/۱۲<br>۱۳۹۱ | ۱۳<br>۹۰۶ | ۱۰۶<br>۰  | ۵<br>۰      | ۳۰۰ متر دیوار ساحلی، ۱۵۰ هکتار اراضی، یک منزل مسکونی                          |
| تای<br>باد   | کرات            | ۱۰/۱/۱۲<br>۱۳۹۱ | ۱۳<br>۹۰۶ | ۱۰۶<br>۰  | ۵<br>۰      | ۳۰۰ راس دام، ۲ کیلومتر انتقال آب، ۳۰ هکتار اراضی، ۱ دستگاه خودرو              |
| بج<br>ستان   | بجستان<br>وحومه | ۱۰/۱/۰۳<br>۱۳۹۱ | ۱۱<br>۳   | ۳۰۱<br>۰  | ۲<br>۰      | آب گرفتگی واحدهای مسکونی، تخریب اراضی کشاورزی و چشمه<br>وقنات                 |
| ت<br>ربت جام | خرم آباد        | ۱۰/۲/۰<br>۳۹۱   | ۶۵        | ۰۰۸<br>۸  | ۱<br>۵<br>۰ | آب گرفتگی اراضی کشاورزی، ۱۵۰ راس دام                                          |
| س<br>بزوار   | روداب           | ۱۰/۲/۰<br>۳۹۱   | ۴۳        | ۰۰۳<br>۰  | ۳<br>۰      | آب گرفتگی اراضی کشاورزی                                                       |
| س<br>بزوار   | صدخرو           | ۱۰/۲/۰<br>۳۹۱   | ۷۸        | ۰۰۸<br>۸  | ۲<br>۰      | تخریب بند خاکی رسولیان                                                        |
| س<br>بزوار   | عزیز آباد       | ۱۰/۲/۰<br>۳۹۱   | ۵۲        | ۰۰۴<br>۴  | ۲<br>۵      | تخریب اراضی کشاورزی، آرامگاه امامزاده زید                                     |
| چن<br>اران   | قزله            | ۱۰/۲/۰۳<br>۱۳۹۱ | ۲۴<br>۰   | ۰۰۲<br>۴۳ | ۲<br>۵      | ۲۰۰ هکتار اراضی کشاورزی آبی، ۱۸۰۰ هکتار دیم، دامداری، پرورش<br>ماهی           |
| ص<br>الح     | باغ<br>کشمیر    | ۱۰/۲/۰۳<br>۱۳۹۱ | ۲۳        | ۰۰۲<br>۷  | ۱<br>۰      | قطع شبکه برق روستا، خسارت به اراضی کشاورزی                                    |
| ت<br>ربت جام | صالح آباد       | ۱۰/۲/۰۴<br>۱۳۹۱ | ۱۸<br>۰   | ۲۰۴<br>۰۰ | ۱<br>۰۰     | ۲۲ کیلومتر راه، ۲۱۱ هکتار اراضی کشاورزی، ۷ کیلومتر فیبر نوری                  |
| کل<br>ات     | تقی آباد        | ۱۰/۲/۰۵<br>۱۳۹۱ | ۱۰<br>۰   | ۱۰۹<br>۰  | ۵<br>۰      | تخریب کانال بتنی ۱ کیلومتر، حصار کشی<br>باغات ۲۰۰ متر، ۱۶۰ هکتار زمین کشاورزی |

|                      |                           |            |            |             |   |                                                                                                                                |
|----------------------|---------------------------|------------|------------|-------------|---|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| ر<br>شتخوار          | روستاها<br>ی حومه شهر     | ۰۲/۰۶/۱۳۹۱ | ۲۷         | ۰.۴<br>۶    | ۴ | ۱۰۵ کیلومتر راه<br>آسفالته<br>کشاورزی، ۱۳ راس دام<br>وشوسه، ۱۴۰۰ هکتار اراضی                                                   |
| فی<br>ض آباد         | شهر فیض آباد              | ۰۲/۰۱/۱۳۹۱ | ۲۱         | ۰.۳<br>۸    | ۴ | آب گرفتگی معابر شهری                                                                                                           |
| چن<br>اران           | سراسی<br>اب               | ۰۲/۰۱/۱۳۹۱ | ۱۶         | ۷.۹<br>۰    | ۲ | خسارت به ۱۰ منزل مسکونی                                                                                                        |
| چن<br>اران           | جنوب<br>چناران            | ۰۲/۰۱/۱۳۹۱ | ۹۸         | ۱.۷<br>۰    | ۱ | آب گرفتگی منازل                                                                                                                |
| قوچ<br>ان            |                           | ۰۲/۰۸/۱۳۹۱ |            |             |   | آب گرفتگی معابر و جاده، مسکن مهر                                                                                               |
| م<br>شهد             | میدان<br>امام حسین        | ۰۲/۰۷/۱۳۹۱ | ۰.۱<br>۶   | ۰.۰<br>۰.۱۹ | ۲ | آب گرفتگی میدان به سبب گرفتگی شبکه فاضلاب شهری                                                                                 |
| ف<br>ریمان           | توفال                     | ۰۲/۰۷/۱۳۹۱ | ۲۱<br>۵    | ۰.۲<br>۷    | ۱ | ۲۰۰ راس گوسفند                                                                                                                 |
| باخ<br>رز            | روستاها<br>ی دشت<br>باخرز | ۰۲/۰۸/۱۳۹۱ | ۷۸<br>۰    | ۱۹.<br>۷    | ۵ | تخریب بندهای انحراف منچ واسکندر، لوله های انتقال آب دشتاب،<br>سیلو ۱۵۰ متر مربع، گاوداری ۷۰۰ متر مربع، ۳۰۶ هکتار اراضی کشاورزی |
| کل<br>ات             | گرو                       | ۰۲/۱۷/۱۳۹۱ | ۲۸<br>۰    | ۲.۲<br>۳    | ۳ | تخریب اراضی کشاورزی و منازل مسکونی، ۵۰۰ راس دام، ۴ خودرو<br>، ۵ موتورسیکلت، ۳ دستگاه ادوات کشاورزی                             |
| قوچ<br>ان            | بیگلر                     | ۰۲/۱۷/۱۳۹۱ | ۲۵<br>۴۴   | ۰.۲<br>۰.۲۳ | ۵ | آب گرفتگی ۱۰ منزل و پاسگاه روستا، ۵ هکتار باغ، منازل و مسکن<br>مهر شهر قوچان                                                   |
| قوچ<br>ان            | مزرع                      | ۰۲/۱۷/۱۳۹۱ | ۲۸<br>۱۳۹۱ | ۰.۲<br>۰.۲۳ | ۱ | گرفتگی ۱۵۰۰ هکتار اراضی کشاورزی آب گرفتگی منازل و مسکن<br>شهر قوچان                                                            |
| قوچ<br>ان            | خمارت<br>اش               | ۰۲/۱۷/۱۳۹۱ | ۴۲<br>۱۳۹۱ | ۰.۳<br>۱۵   | ۵ | آب گرفتگی منازل شهر قوچان و خمارتاش، ۳۰ هکتار اراضی<br>کشاورزی                                                                 |
| قوچ<br>ان            | آق کاریز                  | ۰۲/۰۱/۱۳۹۱ | ۳۸<br>۱۳۹۱ | ۰.۲<br>۵۲   | ۲ | ۷۰۰ آب گرفتگی منازل شهر قوچان، آب گرفتگی منازل شهر<br>قوچان                                                                    |
| طر<br>قبه/شاند<br>یز | ز شک                      | ۰۲/۲۰/۱۳۹۱ | ۱۶.<br>۳   | ۱۰<br>۷۴    | ۱ | آب گرفتگی منازل، راه ارتباطی                                                                                                   |

|               |              |                |          |           |         |                                                                             |
|---------------|--------------|----------------|----------|-----------|---------|-----------------------------------------------------------------------------|
| ص<br>الح آباد | باغ<br>کشمیر | ۱۰۲/۲۶<br>۱۳۹۱ | ۴۲       | ۳۵        | ۳<br>۰  | ۱۴ باب منزل مسکونی، ۵ راس دام، خطوط انتقال انتقال آب برق<br>و جاده ارتباطی  |
| ص<br>الح آباد | رحیم<br>آباد | ۱۰۲/۲۶<br>۱۳۹۱ | ۶۰       | ۰.۸<br>۴۴ | ۱<br>۰  | جاده و پل های ارتباطی روستایی ۵ کیلومتر، خط لوله<br>شرب، باغات، منازل       |
| ت<br>ربت جام  | صالح<br>آباد | ۱۰۲/۲۶<br>۱۳۹۱ | ۲۵<br>۰  | ۱۴.<br>۳  | ۲<br>۰  | ۱۷۵ هکتار اراضی، ۳ استخر ذخیره<br>آب، ۲۴ قنات، ۴ بند خاکی، ۱ کیلومتر کانال، |
| نی<br>شاور    | خرو          | ۱۰۲/۲<br>۳۹۱   | ۲۰.<br>۳ | ۰.۴<br>۳۲ | ۱<br>۰۰ | انباشت رسوبات در ۵۰ هکتار اراضی کشاورزی                                     |

#### (۳-۴) طوفان گردوغبار

در استان خراسان رضوی پدیده گردوغبار از جمله فرایندهای مهم تخریب سرزمین و یک چالش محیط زیستی محسوب می شود. در جدول شماره (۳) مجموع تعداد فراوانی طوفان گرد و غبار ارائه شده است که بیشترین فراوانی طوفان های گردوغبار در سبزوار با ۱۳۶ طوفان ملایم و ۷۹ طوفان شدید است (عراقی زاده و همکاران، ۱۴۰۰، ۶).

جدول شماره ۳. فراوانی طوفان های گرد و غبار در ایستگاه های خراسان رضوی (کدهای ۳۰-۳۵)

| دوره آماری    | ایستگاه<br>هواشناسی | ۳۰ | ۳۱ | ۳۲ | ۳۳ | ۳۴ | ۳۵ | طوفان<br>ملایم | طوفان<br>شدید |
|---------------|---------------------|----|----|----|----|----|----|----------------|---------------|
| ۱۳۶۶-<br>۱۳۹۸ | گلمکان              | ۲  | ۱  | ۲  | ۱  | -  | ۲  | ۵              | ۳             |
| ۱۳۶۷-<br>۱۳۹۸ | گناباد              | -  | ۷  | ۴  | ۱  | ۱  | ۱  | ۱۱             | ۳             |
| ۱۳۸۰-<br>۱۳۹۸ | کاشمر               | ۱  | -  | -  | -  | ۱  | -  | ۱              | ۱             |
| ۱۳۳۱-<br>۱۳۹۸ | مشهد                | -  | ۵  | -  | -  | ۴  | ۱  | ۵              | ۵             |
| ۱۳۸۵-<br>۱۳۹۸ | نیشابور             | -  | ۱  | -  | -  | -  | ۱  | ۱              | ۱             |
| ۱۳۷۲-<br>۱۳۹۸ | قوچان               | -  | -  | ۱  | -  | -  | -  | ۱              | ۰             |
| ۱۳۳۴-<br>۱۳۹۸ | سبزوار              | ۲۵ | ۵۳ | ۵۸ | ۳۰ | ۲۸ | ۲۱ | ۱۳۶            | ۷۹            |

|               |             |    |    |    |   |   |   |    |   |
|---------------|-------------|----|----|----|---|---|---|----|---|
| ۱۳۶۳-<br>۱۳۹۸ | سرخس        | ۱۳ | ۱۱ | ۲۷ | ۱ | ۱ | ۳ | ۵۱ | ۵ |
| ۱۳۴۰-<br>۱۳۹۸ | تربت حیدریه | ۲  | ۳  | ۵  | ۲ | - | - | ۱۰ | ۲ |
| ۱۳۷۴-<br>۱۳۹۸ | تربت جام    | ۲  | -  | ۱  | - | - | ۳ | ۴  | ۳ |

#### (۴-۴) خشکسالی

خشکسالی وضعیتی از کمبود بارش و افزایش دماست که در هر وضعیت اقلیمی ممکن است رخ دهد و شامل خشکسالی کشاورزی، هیدرولوژی و هواشناسی می باشد (صالح و نندوهمکاران، ۲۰۱۳) و استان خراسان رضوی یکی از مناطق مستعد خشکسالی در کشور محسوب می شود که هر ساله خسارت های زیادی را در اثر این پدیده متحمل می شود. در جدول شماره ۴ درصد فراوانی های خشکسالی های هر ایستگاه بر اساس شاخص PN محاسبه شده است (عرفانیان و همکاران، ۱۳۸۸: ۵).

جدول شماره ۴. درصد خشکسالی های هر ایستگاه بر اساس شاخص PN

| ایستگاه        | خشکسالی<br>ضعیف (%) | خشکسالی<br>متوسط (%) | خشکسالی<br>شدید (%) | خشکسالی<br>بسیار شدید (%) | مجموع<br>خشکسالی (%) |
|----------------|---------------------|----------------------|---------------------|---------------------------|----------------------|
| بشرویه         | ۱۱                  | ۲۲                   | ۵/۵                 | -                         | ۳۸/۵                 |
| چناران         | ۴                   | ۲۴                   | -                   | -                         | ۲۸                   |
| درگز           | ۲۰                  | ۱۲                   | -                   | -                         | ۳۲                   |
| درونه<br>کاشمر | ۸                   | -                    | ۸                   | ۸                         | ۲۴                   |
| فدک خواف       | ۲۰                  | ۱۲                   | ۸                   | -                         | ۴۰                   |
| فریمان         | ۱۹                  | ۱۱/۵                 | ۳/۸                 | ۳/۸                       | ۳۸/۱                 |
| فردوس          | ۵                   | ۱۴                   | ۱۴                  | -                         | ۳۳                   |
| قوچان          | ۱۸                  | ۹                    | -                   | -                         | ۲۷                   |
| گلمکان         | ۵                   | ۱۰                   | -                   | -                         | ۱۵                   |

|                |      |    |     |     |      |
|----------------|------|----|-----|-----|------|
| گناباد         | -    | ۲۱ | ۱۶  | -   | ۳۷   |
| جنت آباد       | ۴    | ۱۲ | ۱۶  | -   | ۲۳   |
| کرات تایباد    | ۴    | ۱۶ | ۸   | -   | ۲۸   |
| کاشمر          | ۵    | ۲۵ | ۵   | -   | ۳۵   |
| مشهد           | ۵    | ۱۴ | ۱/۸ | ۱/۸ | ۲۲/۶ |
| مزینان         | -    | ۲۸ | ۴   | -   | ۳۲   |
| نیشابور        | ۲۰   | -  | ۱۳  | -   | ۳۳   |
| سرخس           | ۱۸   | ۱۸ | -   | -   | ۳۶   |
| سبزوار         | ۱۰   | ۱۷ | ۶   | ۲   | ۳۵   |
| تربت<br>حیدریه | ۱۴/۸ | ۶  | ۴   | ۲   | ۲۶/۸ |
| تربت جام       | ۱۵   | ۲۳ | -   | -   | ۳۸   |

## ۵- نتیجه گیری

مخاطرات طبیعی حوادثی تهدید آمیز هستند که خسارات جانی و مالی فراوانی به دنبال دارند. اثرات این مخاطرات تنه‌ها منحصربه زمان وقوع نیست بلکه به دلیل پیامدهای اجتماعی که دارند سال‌های سال گریبان گیر مردم منطقه خواهند بود. در چنین مواردی که آثار مخاطرات طبیعی در زندگی انسان ها تظاهراتی یابد از این گونه مخاطرات با عنوان بلایای طبیعی یاد میشود. بلایای طبیعی مورد اشاره در متن مقاله از دو جنبه برمسائل ژئومورفیکی دلالت دارند: اول اینکه مخاطرات طبیعی ناگهانی از قبیل زلزله، سیل و... آثار ژئومورفیکی خاصی را در سطح زمین ایجاد می کند و دوم اینکه عوامل فعال ژئومورفولوژیکی خود منشأ شکل گیری برخی بلایای طبیعی می باشند. بنابراین ژئومورفولوژیست های توانمند سهم مهمی در شناخت روابط متقابل بین بحران های طبیعی و جوامع داشته باشند. (شفیعی، ۱۳۹۴: ۱). نقش ژئومورفولوژیست در کاهش آسیب پذیری از سه طریق اعمال می شود: اول با غنی نمودن مبانی نظری ژئومورفولوژی به عنوان اساس مطالعات این رشته، دوم از طریق توسعه مدل های پیش بینی فرایندهای مختلف از قبیل لغزش، سیلاب، آتشفشان و...، سوم ارائه روش های ژئومورفولوژی کاربردی برای مقابله با بلایای طبیعی.

## منابع

- احمدی، عبدالمجید، منوچهری، سوران، سنجش وضعیت و تحلیل عوامل مؤثر بر مطلوبیت مدیریت بحران مخاطرات طبیعی در شهرستان قائنات، مجله علمی - پژوهشی برنامه ریزی فضایی، دوره ۱۰، شماره ۲، صص ۲۳-۵۶، ۱۳۹۹.
- اصغری سراسکانرود، صیاد، زینالی، بتول، لزوم توجه به ژئومورفولوژی در مدیریت بلایای طبیعی، ۱۳۸۹.
- جوان دولویی، غلام، حمزه لو، حسین، اسلامی، آرش، گزارش زمین لرزه ۱۶ مرداد ۱۳۸۴، شمال باختری نیشابور، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، ۱۳۸۴.
- حیاتی، سلمان، اسماعیلی، آسیه، رضوی نژاد، مرتضی، پیش بینی محل وقوع زلزله احتمالی در استان خراسان رضوی با استفاده از روش شبکه عصبی مصنوعی، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره بیست، صص ۱۹-۱، زمستان ۱۳۹۵.
- زندمقدم، محمدرضا، جوادیان، رحیمه، نعمتی، ملیحه، بررسی نقش فرایندهای طبیعی در ایجاد مخاطرات شهری از نظر ژئومورفولوژی با تاکید بر تاب آوری شهری، ۱۳۹۶.
- شفیعی، فاطمه، بررسی نقش ژئومورفولوژی در مدیریت بحران های طبیعی، هفتمین کنفرانس بین المللی مدیریت جامع بحران، ۱۳۹۴.
- عراقی زاده، محسن، مسعودیان، سید ابوالفضل، تحلیل اقلیمی و بررسی طوفان های گردوغبار در خراسان رضوی، پژوهش های جغرافیایی طبیعی، دوره ۵۳، شماره ۳، صص ۳۱۸-۳۰۵، پاییز ۱۴۰۰.
- عرفانیان، مریم، علیزاده، امین، بررسی وضعیت خشکسالی ها در استان خراسان رضوی، مجله جغرافیا و توسعه ی ناحیه ای، شماره سیزدهم، پاییز ۱۳۸۸.

وب سایت شرکت سهامی آب منطقه ای خراسان رضوی به نشانی <https://www.khrw.ir>

وب سایت سازمان نقشه برداری کشور به نشانی <https://www.ncc.gov.ir>

Salhvand, I., Montazeri, M., Momeni, M., 2013. "Drought zoning with indices (ZSI, CZI, DI, PNI and SPI) and sequences in Khuzestan province cities in GIS environment". Zagros Landscape Geography and Urban Planning Quarterly, 17(3): 35-52. (In Persian).

Summerfield, M. A., 1991. Global geomorphology: An introduction to the study of landforms. Wiley, Chichester, pp.1-7.

---

Ramirez-Harrera.M.T.,1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. Earth surface processes and landforms,Vol 23, pp. 317-332.

## دشت سیلاخور میراث باستانی در هولوسن پایانی

### Silakhor Plain as an ancient heritage during late Holocene

<sup>۱</sup> معصومه چنگایی، <sup>۲</sup> عطا حسن پور، <sup>۳</sup> شهریار خالدي، <sup>۴</sup> طييه اکبري ازي راني

<sup>۱</sup> دانشگاه شهيد بهشتي، دانشجوي دکتری changaiim1361@gmail.com

<sup>۲</sup> سازمان ميراث فرهنگي، رياست سازمان ميراث فرهنگي لرستان

<sup>۳</sup> دانشگاه شهيد بهشتي، عضو هيات علمي

<sup>۴</sup> دانشگاه شهيد بهشتي، عضو هيات علمي t\_akbari@sbu.ac.ir

## چکیده

رابطه انسان و محيط و تاثير متقابل آنها بر بکديگر از ديرباز مورد توجه بوده است به طوري که هر جا شرايط اقليمي و محيطي زمينه مساعدی برای رونق فعاليت های زيستی انسان فراهم کرده باشند، در آن منطقه آثار قابل توجهی از تمدن های مرفعی بشری يافت می شود. در هولوسن پایانی به دليل شرايط بين يخچالی (آب و هوای گرمتر و مرطوبتر) شرايط محيطی اعم از دما و پوشش گیاهی برای زیست انسان فراهم بوده است. در این مقاله با بررسی دشت سیلاخور در کواترنری مشخص شد که این دشت با توجه به شرايط محيطی مناسب از جمله خاک و زمین مرغوب حاصل از آبرفت های کواترنری و همچنین درجه شیب مناسب، گستردگی این زمین ها و منابع آب کافی مناسب برای سکونت بوده است. در این پژوهش با مرور مطالعات بين رشته ای شامل جغرافيا، زمین شناسی و باستان شناسی عوامل محيطی موثر در توزیع سکونتگاههای دشت سیلاخور هدف مطالعه قرار گرفت. نتایج نشان داد که با مساعد شدن شرايط آب و هوا در هولوسن پایانی شکل گیری سکونتگاههای انسانی بیش از پیش وابسته به توپوگرافي هموار و منابع آب کافی بوده است. بطوریکه دشت سیلاخور در منطقه زاگرس را می توان به سبب فراوانی سکونتگاههای انسانی و غنای فرهنگي یکی از ميراث باستانی و فرهنگي ایران دوره گودين تلقی نمود.

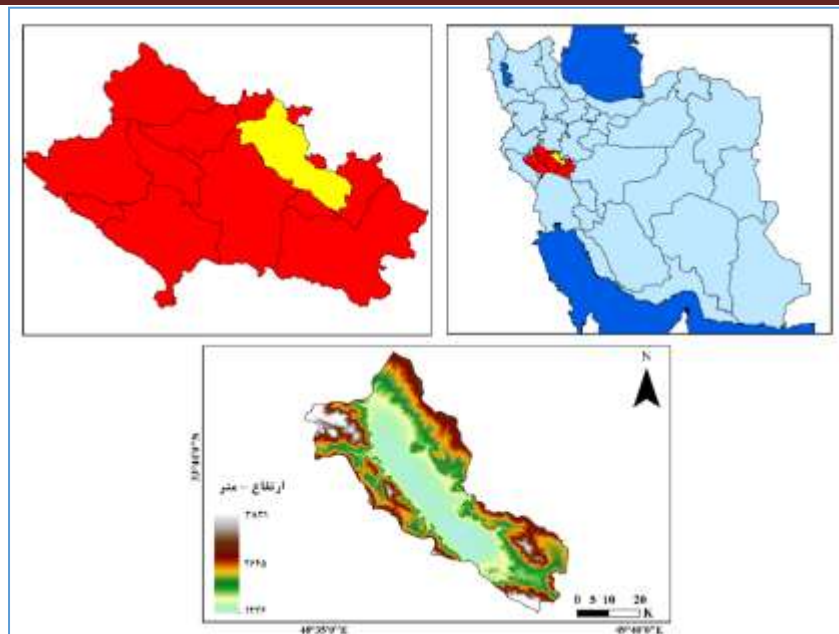
کلمات کلیدی: سکونتگاههای باستانی، تغییر آب و هوا، زاگرس مرتفع، کواترنری.

## مقدمه

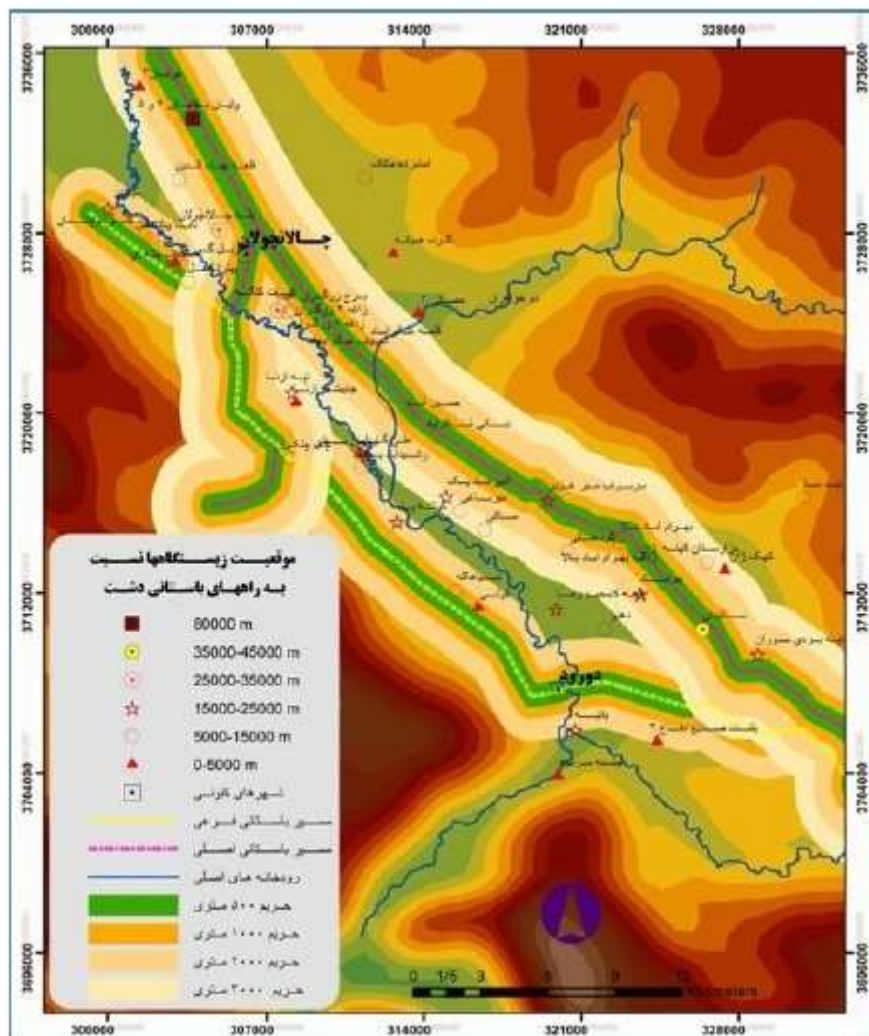
مکان گزینی استقرارگاه های سکونتگاهی در دوره های پیش از تاریخ، برخلاف دوره های کنونی، بشدت تحت تاثیر عوامل طبیعی بوده است. درک شرایط اقلیمی گذشته و تحلیل تغییرات معنادار اقلیمی نیازمند وجود داده های زمانی کمی و واقعی قابل اعتماد از متغیرهای اقلیمی و همچنین الگوی مکانی آنها در گذشته است. این داده ها باید دامنه و ویژگی تغییراتی را که رخ داده است به خوبی نمایان کنند (وب و برایسون، ۱۹۷۲). افزایش خورتابی تابستانه نیمکره شمالی در هولوسن پیشین، که مهمترین واداشت آب وهوایی است، از یک سو سبب تقویت موسمی ها و مرطوب شدن مناطق تحت نفوذ آنها شده و از سوی دیگر با تقویت مراکز پرفشار جنب حاره ای و استقرار طولانی تر این مراکز بر زاگرس سبب خشکی آب وهوای آن شده است. بر اثر کاهش تدریجی میزان خورتابی از هولوسن پیشین به هولوسن میانی، موسمی ها تضعیف و به سمت عرضهای جغرافیایی جنوبی تر جابجا شده اند. این وضعیت سبب تضعیف و جابه جایی جنوب سوی پرفشارهای جنب حاره ای شده که نفوذ بیشتر بادهای غربی باران زا به زاگرس و مرطوب شدن آب وهوای آن از حدود ۶۰۰۰ سال پیش را در پی داشته است (صفایی و همکاران، ۱۳۹۷). در این پژوهش با مروری بر منابع موجود به بررسی شواهد باستان شناسی مبنی بر وجود زیستگاههای انسانی در دشت سیلاخور با هدف بررسی عوامل تاثیرگذار در توزیع سکونتگاههای انسانی در هولوسن پایانی پرداخته شد.

## مواد و روشها

دشت سیلاخور یکی از بزرگترین زمین های هموار استان لرستان با طول ۷۰ کیلومتر و عرض ۱۲ کیلومتر در امتداد شرقی دره نهاوند و کنگاور واقع شده ، و در حاشیه شمالی و شرقی اشترانکوه و گرین مابین شهرستان های بروجرد و دورود جای گرفته است. و ویژگیهای زیست محیطی مناسب (خاک و زمین مرغوب ، منابع آبی و...) این دشت زمینه های اسکان انسان را از پیش از تاریخ تاکنون فراهم نموده است (شکل ۱). این دشت از دشت های میان کوهی منطقه زاگرس مرکزی بوده که در ارتفاع متوسط ۱۵۰۰ از سطح دریا قرار دارد و در حال حاضر یکی از چهارراه های مواصلاتی شرق به غرب و شمال به جنوب کشور است که در گذشته نیز از این توانمندی بهره مند بوده و به همین خاطر می توان گفت زیستگاه های دشت سیلاخور به نوعی در مرکز یک چهارراه مواصلاتی فرهنگی -تجاری قرار داشته که این توانمندی مهم ، در تعاملات فرهنگی و اقتصادی زیستگاه ها ،شیوه توزیع و پراکنش آنها در سطح دشت و الگوی استقرار آنها موثر بوده است (شکل ۲) (نوری و همکاران ۱۳۹۶). این مطالعه از نوع مروری بوده و با مطالعه نسبتاً جامع از پژوهشهای مرتبط با منطقه مورد مطالعه تلاش شد تا شواهد موجود در راستای مشخص کردن نقش عوامل تاثیر گذار در توزیع سکونتگاههای باستانی مشخص شود.



شکل (۱): موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه



شکل (۲): موقعیت زیستگاه ها نسبت به راه باستانی (نوری و همکاران ۱۳۹۶).

## نتایج

فتاحی و همکاران (۱۳۹۹) با مطالعه زیستگاه های اواخر دوره هولوسن میانی کوهپایه های غربی زاگرس مرکزی در بستر جغرافیا (بررسی رابطه بستر محیطی و عوامل جغرافیایی در شکل گیری محوطه های هزاره چهارم و اوایل هزاره سوم پیش از میلاد) با رویکرد باستان شناسی زیست بوم شناسانه و با نگاهی تحلیلی تفسیری ارتباط عوامل مختلف با ویژگیهای گوناگون سکونتگاههای منطقه را بررسی کردند. بر این اساس، سه گونه الگوی استقرار سکونتگاهها شناسایی شد و نتیجه گرفتند که سه عامل دسترسی به منابع آب دائم، نوع کاربری زمین (نوع خاک)، و میزان دسترسی به راه های اصلی در شکل گیری سکونتگاههای منطقه موثر بوده است. با وجود قابلیت ها و تنگناهای محیطی در هر منطقه انسان های اولیه معمولاً در غارها و پناهگاههای صخره ای زندگی می کرده اند و با شکار حیوانات و بعدها اهلی کردن

و چراندن آنها روزگار می گذرانده اند با آگاه شدن انسان از کشاورزی و نحوه کاشت و برداشت محصولات به تعداد انسان ها افزوده شد و کم کم بشر زندگی شکاری در غارها را رها کرد و به دنبال آب و زمین مساعد برای کشاورزی گشت. دشت سیلاخور دارای وضعیتی مناسب به لحاظ جغرافیایی و اقلیمی است. دشت هموار و خاک حاصلخیز در کنار منابع آبی کافی، موجب شده در این دشت شاهد تعداد زیادی محوطه باستانی از دوران نوسنگی تا قرون اخیر باشیم (پرویز، ۱۳۸۵).

نوری و همکاران (۱۳۹۶) با مطالعه و تحلیل عوامل موثر در مکان گزینی ۵۱ زیستگاه از میان آثار شناسایی شده در محدوده شهرستان دورود (عصر مفرغ دشت سیلاخور) به این نتیجه رسیدند که از میان عوامل جغرافیایی منابع آب، زمین های حاصلخیز، درجه دامنه و شیب زمین، راه های باستانی و گسل زلزله بیشترین تاثیر را بر شیوه پراکنش و مکان گزینی زیستگاه ها داشته اند. و بیشترین تعداد زیستگاه ها در حاشیه رودخانه ها واقع شده اند که شیوه توزیع و پراکنش آنها نشان می دهد اقتصاد این گروه از مردمان دشت مبتنی بر دام پروری و کشاورزی محدود بوده است.

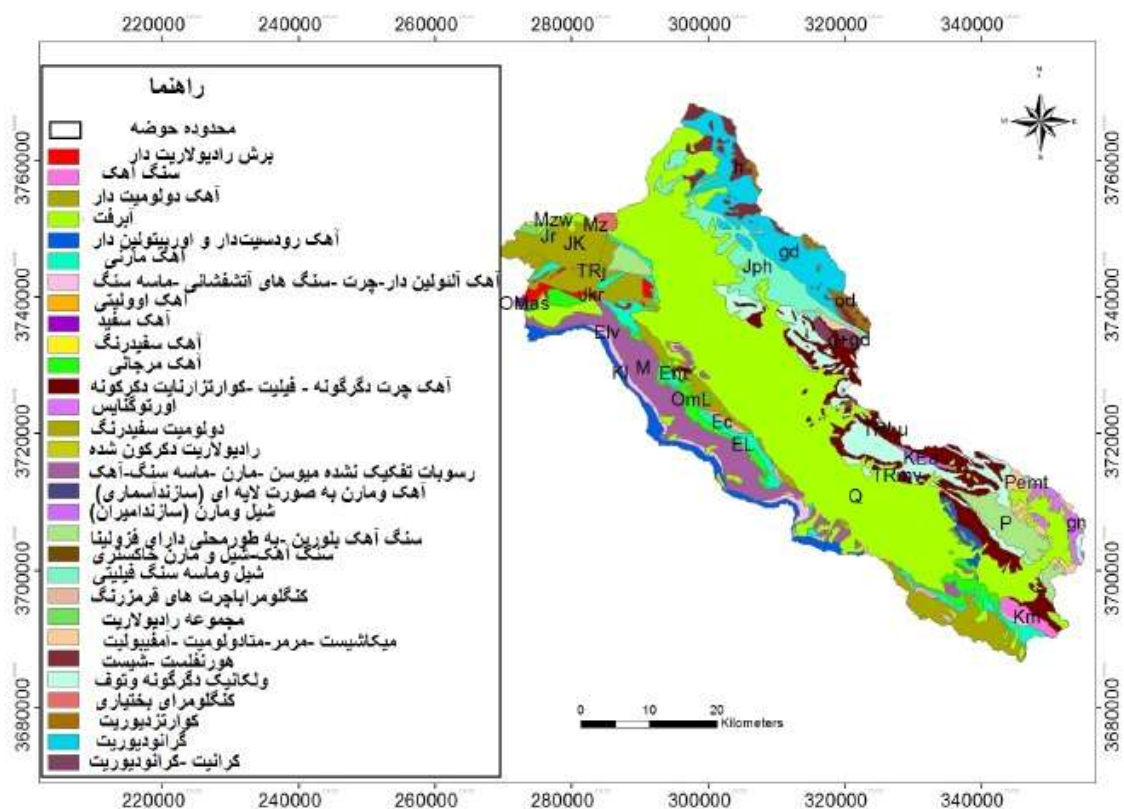
شهرابی و همکاران (۱۳۸۸) با مطالعه و بررسی گسل های منطقه و کانون های سطحی زمین لرزه ها در دشت سیلاخور به این نتیجه رسیدند که با توجه به ضخامت رسوبات کواترنر و دانه بندی آنها امکان رویداد پدیده روان گرایی وجود خواهد داشت که این امر بر خسارت وارده خواهد افزود.

شرفی و همکاران (۱۳۹۸) با تحلیل عوامل موثر در تغییرات مکانی - زمانی رودخانه سیلاخور به این نتیجه رسیدن که تکتونیک فعال، سازندهای زمین شناسی فرسایش پذیر (عمدتاً آبرفتی)، وجود مخروطه افکنه های فعال باعث انحراف های بزرگ در مسیر رودخانه شده اند، وجود چندین کارخانه ماسه شویی در طول مسیر رودخانه، تغییرات کاربری اراضی محدوده اطراف رودخانه و به طور کلی دخل و تصرف انسان در مسیر بستر رودخانه اصلی ترین دلایل تغییرات مکانی - زمانی رودخانه بوده اند.

سبزی و همکاران (۱۳۹۷) با مطالعه سنگ نگاره های بروجرد به این نتیجه رسیدند که سنگ نگاره های بروجرد همگی در مجاورت منابع آبی مختلف (آبخورهای طبیعی، رودخانه های فصلی، چشمه ها و...) و مناطق ییلاقی قرار دارند با توجه به مکان قرار گیری این سنگ نگاره ها شاید با احتیاط بتوان گفت که ایجاد کنندگان این نقوش گروه های مختلفی چون: عشایر، چوپانان، شکارگران، کتیرا زنان و یا گروه های از این قبیل بوده اند. مقصودی و همکاران (۱۳۹۳) با بررسی ارتباط بین عوامل طبیعی (ژئومورفولوژی، توپوگرافی و منابع آب) و شکل گیری سایت های باستان شناسی دشت سیلاخور به این نتیجه رسیدند که شکل گیری سایت ها در سه دوره تاریخی به دلیل وجود توپوگرافی هموار و منابع آب کافی بوده است. واحد دشت آبرفتی به دلیل وجود منابع آب، خاک حاصلخیز و ارتفاع و شیب کم

دارای بیشترین و مناطق مرتفع و کوهستانی به دلیل محدودیت های طبیعی، دارای کمترین تراکم سایت باستان شناسی است. عبدالهی و همکاران (۱۳۹۲) با بررسی ها و کاوشهای باستان شناسی تپه قلا گپ به این نتیجه رسیدند که با ظهور فرهنگ دالمایی در دوره مس سنگی، یک هم گونی فرهنگی در سراسر زاگرس دیده می شود که متعاقب آن شاهد ظهور جوامع پیچیده تر و افزایش شبکه های ارتباطی تنگاتنگ هستیم و سرانجام بین جوامع هزاره پنجم ارتفاعات و سرزمین های پست کنش سیستمی در ترکیب با منابع طبیعی و محلی موجبات بروز سیستم های سیاسی دیرپایی گشته که از درون آن حکومت های محلی اولیه توسعه پیدا نمود. عبدالهی و همکاران (۱۳۹۲) با بررسی باستان شناسی و گمانه زنی تپه قلا گپ به این نتیجه رسیدند که دلیل غنای لایه های گودین III قلا گپ را می توان در عوامل درونی و زیست بومی از یک سو و عوامل فرامنطقه ایی در ارتباط با تحولات سیاسی ایلام و بین النهرین از سوی دیگر جستجو نمود. منادی و همکاران (۱۴۰۰) با تحلیل و طبقه بندی و گونه شناسی سفال عصر مس و سنگ در دشت سیلاخور به این نتیجه رسیدند که اکثر قریب به اتفاق محوطه ها در هر سه دوره عصر مس و سنگ در ارتفاعی بین ۱۵۰۰ تا ۱۶۰۰ متر در پهنه دشت سیلاخور جای گرفته اند این نکته در کنار فاصله زیر ۲۰۰ متری اکثریت محوطه های باستانی از نزدیک ترین رودخانه نشان دهنده آن است که زندگی در این دشت متکی به منابع آب سطحی و رودخانه ها بوده است زندگی در حاشیه رودخانه ها آغاز استقرار دائم در دشت سیلاخور را در عصر مس و سنگ برای ما بازگو می کند. منادی و همکاران (۱۳۹۹) با تحلیل الگوهای استقرار عصر مس و سنگ در دشت سیلاخور به این نتیجه رسیدند که نقشه های ایل راه های امروزی (که از میان دشت سیلاخور عبور می کنند) نشان می دهد که محوطه های عصر مس و سنگ در حاشیه این مسیر جای دارند بنابراین به نظر می رسد در عصر مس و سنگ ارتباطاتی نیز بین یکجانشینی منطقه و عشایر کوچ رو وجود داشته است و کوچ روها در گسترش فرهنگ ها در نواحی مختلف نقش مهمی داشته اند.

بررسی زمین شناسی دشت سیلاخور نشان می دهد که آبرفت های کواترنر دشت سیلاخور شامل نهشته های آبرفتی، تراس های بلند و قدیمی، تراس های کوتاه و جوان، و رسوبات رودخانه ایی، گودافتادگی تکتونیکی بوریا باف (به صورت لکه های مسطح رس) بیشتر مساحت دشت سیلاخور را پوشانده است. سپهوند و همکاران (۱۳۹۴) (شکل ۳).



شکل (۳): نقشه زمین شناسی دشت سیلاخور ( سپهوند و همکاران ۱۳۹۴).

جمالی و همکاران (۲۰۰۹a) رخدادهای تاریخی را با گرده شناسی رسوبات دریاچه آلمالو در شمال غرب ایران توانستند تغییرات اقلیمی و محیط دیرینه را در ۳۷۰۰ سال گذشته بازسازی کنند و تاثیر اثر یخبندان کوچک را در معیشت مردم و کیفیت فعالیتهای کشاورزی بررسی کنند. ایشان معتقدند که احتمالاً با کاهش دمای تابستانه و افزایش بارش سالانه سطح آب دریاچه آلمالو در دوره یخبندان کوچک بالاتر از سطح نرمال بوده است.

در همین زمان کاهش گرده های درختی و بدنبال آن افزایش چراگاههای علفی تابستانی نیز می تواند دلیلی برای تغییر معیشت مردم از باغداری و کشاورزی به رمه گردانی باشد. در نمودار گرده ایی سایت المالو آغاز کاشت درخت گردو اندکی دیرتر در حدود ۲۰۰۰ سال پیش به دوره پارتی باز می گردد. و همزمانی تغییرات چشمگیر در فراوانی درختان کاشته شده با برخی وقایع تاریخی مانند پیدایش، شکوفایی یا پایان امپراتورهای بزرگ است.

اکبری ازیرانی و همکارانش (۱۳۹۵) به بررسی و مطالعه مغزه رسوبی دریاچه گهر، واقع در زاگرس مرتفع، پرداختند آنها محیط رسوبی گذشته دریاچه گهر را با استفاده از شاخص های ژئوشیمی و پالینولوژی مورد مطالعه قرار دادند و به تفسیر تغییرات پوشش گیاهی به دست آمده از نمودار گرده دریاچه گهر پرداختند و تغییرات آب وهوایی گذشته

را بازسازی کردند. وجود سه بیشینه در شاخص  $V/Cr$  و هماهنگی آن با درصد فراوانی گرده های گیاهان مانداب و درختی نظیر بلوط و علفی مانند خانواده چتریان می تواند شاهی بر وجود سه دوره با افزایش بارش در منطقه مرتفع زاگرس باشد. تحلیل خوشه ای فراوانی گرده های گیاهی درختی و درختچه ای و علفی، چهار زون مجزا در طول مغزه رسوبی بصورت GHA، GHB، GHC و GHD را نشان داد که منطقه همزمان با دو زون GHA و GHB دارای پوشش گیاهی از نوع جنگلی- استپی با چیرگی بلوط بوده است. در مجموع تغییرات فراوانی گرده های بلوط و ریش بز در طول مغزه رسوبی ناشی از تغییرات شرایط رطوبتی و دمایی محیط می تواند باشد. همچنین شواهدی همانند گرده های درختی دست کاشت به همراه گرده های گیاه بارهنگ می تواند نشانه دخالت انسان در منطقه مورد مطالعه باشد.

ملکی و همکاران (۱۳۹۶) به مطالعه تغییرات اقلیم و پوشش گیاهی هولوسن در ایران پرداختند نتایج این مطالعه نشان داد که در شمال و غرب ایران در دوره های یخچالی شرایط اقلیمی سرد و خشک و در دوره های بین یخچالی آب و هوای گرم و مرطوب وجود داشته است. پوشش گیاهی استپی بیانگر شرایط سرد و خشک و افزایش گیاهان درختی نشان دهنده افزایش رطوبت در دوره بین یخبندان بود.

رستمی و همکاران (۱۳۹۸) به بازسازی اقلیم و محیط دیرینه زاگرس میانی پرداختند نتایج این مطالعه نشان داد که دوره پلیستوسن پایانی و LGM با شرایط اقلیمی سرد و خشک و طوفان های گرد و غبار در منطقه همراه بوده است. شرایط اقلیمی مذکور با شروع دوره گرم و مرطوب در ۱۸۰۰۰ سال قبل به پایان رسید که ، با دوره اقلیمی گرم و مرطوب بولینگ آلود مطابقت زمانی داشته است. هولوسن پیشین با شرایط اقلیمی نسبتاً مرطوب به همراه رخداد های سرد و خشک اقلیمی ۹۲۰۰ و ۸۲۰۰ سال پیش و هولوسن میانی با شرایط اقلیمی گرم و مرطوب تا ۵۰۰۰ سال قبل در منطقه شناسایی شد. همچنین رخداد های خشک موسوم به ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ سال پیش با افزایش طوفان های گرد و غبار در منطقه تشخیص داده شد. نتایج نشان داد رخداد های اقلیمی شناسایی شده در منطقه با رخداد های شناخته شده در نیم کره شمالی مطابقت داشته و از یک الگوی مشابه پیروی می کند. نوراللهی و همکاران (۱۳۹۱) با بررسی رسوبات دریاچه پریشان توانستند با شناسایی تغییرات آب و هوایی در بازه زمانی ۱۸۰۰ سال پیش شرایط خشکتر و گرمتر شدن منطقه فارس را از روی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن استنباط کنند.

دشت وسیع و پرآب سیلاخور از نخستین جایگاه های سکونت بشر بعد از رواج کشاورزی بوده است. طبیعی است که با پیدایش کشاورزی به دشت های وسیع مانند دشت سیلاخور در شرق لرستان توجه شده است. سایت های باستانی فراوانی در دشت سیلاخور وجود دارد که سکونت مردمان فراوانی را در هزاره های اول تا چهارم پیش از میلاد در این ناحیه نشان می دهد. این تپه ها سکونت گاه های کوچک و بزرگ بوده اند که بر روی تپه ها و تله های کم ارتفاع دشت سیلاخور ساخته شده اند و علاوه بر دسترسی سریع به زمین های کشاورزی ساکنان را از حیوانات و دیگر انسان ها در

امان نگه داشته‌اند. بررسی های باستان شناسی صورت گرفته طی چند دهه گذشته در منطقه زاگرس میانی نشان داده که این منطقه در دور II مس و سنگ (اواسط هزاره پنجم تا اواخر هزاره چهارم پیش از میلاد) شاهد افزایش جمعیت بوده است. این افزایش جمعیت براساس تعداد زیادتر محوطه های باستانی ثبت شده در این دوره نسبت به دور I قبل از آن (نوسنگی ۱۱۵۰۰ تا ۶۵۰۰ سال پیش) استنباط شده است. توزیع گسترده و همگونی سفال گودین III:2 حاکی از یکپارچگی فراوان شواهد باستانی در منطقه است. در دره ها شمار محوطه های کوچکتر کاهش یافته است در حالی که محوطه های بزرگ وسعت قابل ملاحظه ای یافتند. این یکپارچگی در فاز های پس از گودین III:2 کاهش قابل توجهی یافت و الگوی توزیع مهاجرتی سالانه شبانان چراگاه گرد را نشان می دهد. (رابرت هنریکسون ۱۳۸۱)

### بحث و نتیجه گیری

یافته های تحقیق نشان دهنده آن است که در هولوسن در دوره های بین یخچالی آب و هوای گرم و مرطوب وجود دارد که شرایط محیطی اعم از دما و پوشش گیاهی (افزایش گیاهان درختی) را برای زیست انسان مساعدتر می کند و گاهها زمینه تغییر روش زندگی انسان از دامپروری به باغداری (درختان دست کاشت) و کشاورزی را مهیا کرده است. بررسی نتایج عوامل طبیعی (ژئومورفولوژی، توپوگرافی و منابع آب و...) موثر بر وضعیت باستان شناسی و استقرار سکونتگاه های انسانی دشت سیلاخور نشان می دهد که در عصر مس و سنگ توزیع سکونتگاه ها از منابع آب و سطوح کم ارتفاع تبعیت کرده که نشان دهنده اسقرار دائم و زندگی متکی به کشاورزی است. و مناطق مرتفع و کوهستانی به دلیل محدودیت های طبیعی، دارای کمترین تراکم سایت باستان شناسی بوده است. در عصر مفرغ با توجه به اسقرار اکثر سکونتگاهها در حاشیه رودخانه ها زندگی متکی به دام پروری و کشاورزی محدود بوده است. مورفولوژی منطقه باعث شده است که این دشت در گذشته نیز مانند زمان حال به عنوان یک چهارراه مواصلاتی فرهنگی -تجاری عمل کرده و با توجه به نقشه موقعیت زیستگاه ها نسبت به راه باستانی (نوری و همکاران ۱۳۹۶) اکثر زیستگاه های عصر مفرغ در حریم راه باستانی قرار گرفته اند. و با توجه به اینکه مبادلات و ارتباطات از امور زیربنایی جوامع انسانی بوده این دشت نقش گذرگاهی را داشته و نواحی غرب ایران و شرق بین النهرین را به مرکز فلات مرتبط ساخته است و نقش مهمی در حوزه اقتصادی جوامع باستان و مبادلات بازرگانی ایفا کرده است. با توجه به نقشه زمین شناسی دشت سیلاخور بیشتر مساحت دشت را آبرفت های کواترنر پوشانده که با توجه به خاک حاصلخیز این فاکتور زمینه ساز رواج کشاورزی در گذشته بوده است.

## مراجع

- اکبری ازیرانی، طیبه؛ لک، راضیه؛ شهبازی، رضا؛ قدیمی، مهرنوش؛ اسدی، اشرف؛ کرمی، فریبا؛ ویگاند، پیتر؛ علیزاده، کمال الدین؛ بهلینگ، هرمان. تحلیل ژئوشیمی و پالینولوژیکی رسوبات دریاچه گهر و شناسایی آب و هوای دیرین زاگرس مرتفع. فصلنامه کواترنری ایران، ۱۳۹۵؛ ۲(۱)، ۴۰-۲۷.
- پرویز، احمد. ۱۳۸۵، بررسی و شناسایی شهرستان بروجرد، خرم آباد. بایگانی میراث فرهنگی استان لرستان (منتشر نشده).
- صفایی راد، رضا؛ عزیزی، قاسم؛ مقصودی، مهران. نقش تغییرات سامانه های بزرگ مقیاس جوی در تکوین آب و هوای پلیستوسن پسین و هولوسن در زاگرس. کواترنری ایران، ۱۳۹۷؛ ۴(۳)، ۲۵۳-۲۷۱.
- رستمی، هما؛ عزیزی، قاسم؛ بازگیر، سعید؛ دارابی، حجت؛ مقصودی، مهران؛ متیوس، راجر جان. (۱۳۹۸). بازسازی اقلیم و محیط دیرینه زاگرس میانی، فصلنامه کواترنری ایران، ۴(۵)، ۴۲۳-۴۴۷.
- سبزی، موسی؛ همتی ازندریانی، اسماعیل. بررسی و تحلیل سنگ نگاره های بروجرد (۱۳۹۷). پژوهش های باستان شناسی شماره ۲- دوره دهم- تابستان ۱۳۹۹ ص ۹۱-۱۱۲
- سپهوند، اعظم؛ روستای، شهرام؛ رجبی، معصومه (۱۳۹۴). بررسی تغییرات ناشی از فعالیت های تکتونیکی در مخروطه افکنه ها با استفاده از شاخص ها و شواهد ژئومورفولوژی (حوضه سیلاخور). پایان نامه ارشد. ص ۴۱-۴۲
- شرفی، سیامک؛ آرتین بار، حبیب؛ کمالی، زهرا (۱۳۹۸). پژوهش های ژئومورفولوژی کمی (۱۳۹۸). سال هشتم. شماره ۳. ص ۱۱۵-۱۳۱
- شهرابی، طاهره؛ جوان دولویی، غلام. ۱۳۸۸. ویژگیهای لرزه خیزی دشت سیلاخور بروجرد بر اساس داده زمین لرزه های ثبت شده در یک شبکه لرزه نگاری موقت. نشریه زمین شناسی مهندسی جلد سوم. شماره ۲
- عبدالهی، مصطفی؛ نیکنامی، کمال الدین؛ حصاری، مرتضی؛ سرداری زارچی، علیرضا. (۱۳۹۲). روستانشینی و تغییرات فرهنگی جوامع شرق زاگرس مرکزی: کاوش باستانشناختی تپه قلا گپ. مطالعات باستان شناسی بهار و تابستان ۱۳۹۳، ۶(۱)، ۶۷-۸۶
- عبدالهی، مصطفی؛ سرداری زارچی، علیرضا (۱۳۹۲) شرق زاگرس مرکزی در دوره نوسنگی بر اساس کاوش های باستان شناسی تپه قلا گپ. پژوهش های باستان شناسی ایران. شماره ۴. دوره سوم. بهار و تابستان ۱۳۹۲- ص ۱۳۸-۱۳۷

فتاحی، فرهاد؛ علی بیگی، سجاد. (۱۳۹۹). زیستگاههای اواخر دوره هولوسن میانی کوهپایه های غربی زاگرس مرکزی در بستر جغرافیا (بررسی رابطه بستر محیطی و عوامل جغرافیایی در شکل گیری محوطه های هزاره چهارم و اوایل هزاره سوم پیش از میلاد منطقه سرپل زهاب، کرمانشاه)، <https://civilica.com/doc/1246530>

مقصودی، مهران؛ شرفی، سیامک؛ شرفی، فاطمه (۱۳۹۳). عوامل تاثیرگذار بر الگوی پراکنش سایت های باستان شناسی دشت سیلاخور. مجله جغرافیا و توسعه ناحیه ای. سال دوازدهم. شماره ۲۲

ملکی، سحر؛ عزیزی، قاسم؛ کریمی، مصطفی؛ شهبازی، رضا؛ رستمی، هما. (۱۳۹۶). تغییرات اقلیم و پوشش گیاهی هولوسن در ایران. فصلنامه کوآترنری ایران. ۳ (۳): ۲۲۹-۲۰۵

منادی، علی؛ ولی پور، حمید رضا؛ نقشیه، امیر صادق. (۱۳۹۹). تحلیل الگوهای استقرار عصر مس و سنگ در دشت سیلاخور با استفاده از تحلیل های GIS. فصلنامه علمی مطالعات باستان شناسی پارسه، ۱۵ (۵)، ۷۱-۵۷

منادی، علی؛ ولی پور، حمید رضا؛ نقشیه، امیر صادق. (۱۴۰۰). تحلیل، طبقه بندی و گونه شناسی سفال عصر مس و سنگ دشت سیلاخور. فصلنامه علمی پژوهش های باستان شناسی ایران، شماره ۳۳. دوره دوازدهم. ۱۴۰۱. ص. ۸۷-۶۵

نوراللهی، داریوش؛ لشکری، حسن؛ امیرزاده، ماریا. (۱۳۹۱). مدلسازی دیرینه هیدرولوژی براساس مقایسه ی اسناد  $\delta^{18}O$  carbonate و  $\delta^{13}C$  carbonate دریاچه پریشان (استان فارس). جغرافیا و توسعه، ۱۰ (۲۹)، ۹۱-۱۰۶

نوری، عباس؛ مقدم، عباس. (۱۳۹۶). الگوهای زیستگاهی عصر مفرغ دشت سیلاخور. مطالعات باستان شناسی سال ۹-شماره ۲.

هنریکسون، رابرت؛ (ترجمه زهرا باستی). (۱۳۸۱). باستانشناسی غرب ایران، چاپ اول، انتشارات سمت، تهران

Djamali, M., De Beaulieu, J. L., Miller, N. F., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Lak, R. & Fazeli, H. (2009). Vegetation history of the SE section of the Zagros Mountains during the last five millennia; a pollen record from the Maharlou Lake, Fars Province, Iran. *Vegetation History and Archaeobotany*, 18(2), 123-136.

Webb, T., & Bryson, R. A. (1972). Late-and postglacial climatic change in the northern Midwest, USA: Quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistical analysis. *Quaternary Research*, 2(1), 70-115.

## رابطه بین انحناى زمین و ویژگی‌های یخچال‌ها

مطالعه موردی: کوه سهند

### The Relationship Between Terrain Curvature and Glacial Features

#### Case-Study: Sahand Mountain

<sup>۱</sup>شهناز جودکی، <sup>۲</sup>مجتبی یمانی

<sup>۱</sup> دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی، shila.joodaki@yahoo.com

<sup>۲</sup> دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا، myamani@ut.ac.ir

#### چکیده

انحنای سطح زمین یکی از ویژگی‌های زمین است که تجزیه و تحلیل آنها می‌تواند ما را قادر به مطالعه و مدل‌سازی برخی از ویژگی‌های یخچالی- زیر یخچالی کند. با استفاده از نتایج به دست آمده از این فرآیند، می‌توان ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی را تجزیه و تحلیل کرد. برنامه نویسی پایتون، محاسبه انحنا و مدل‌سازی زمین در این مطالعه انجام شد. در این پژوهش ساختار فایل شطرنجی ASCII برای مدل‌سازی محاسبه و تحلیل انحنای زمین استفاده شد. در این فرآیند از پنجره ۳×۳ استفاده شد و الگوریتم‌های انحنا روی این پنجره نصب شد. در این تحقیق ۱۲ انحناى مختلف زمین با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) در منطقه کوهستانی سهند در تفکیک مکانی ۳۰ متر محاسبه شد. DEM مورد استفاده در این کار از تصاویر ماهواره ای ALO گرفته شده بود، تجزیه و تحلیل و مدل‌سازی زمین با زبان برنامه نویسی پایتون ساختار یافته و در ۷۰۰ خط کد تهیه شده است. در مرحله بعد، برخی از ویژگی‌های یخچالی و زیر یخبندان مانند خط الراس، قله، سیرک یخچالی، کانال زهکشی و دره‌های رودخانه‌ای- یخچالی از سطح زمین استخراج شد. میانگین انحنای زمین در هر ویژگی زمین محاسبه و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و نقشه‌های نهایی ارائه شد.

کلمات کلیدی: انحناى زمینی، کوه سهند، برنامه نویسی پایتون، ویژگی‌های یخچالی

توپوگرافی یکی از عوامل اصلی کنترل کننده فرآیندهایی است که در لایه نزدیک به سطح زمین رخ می دهد (Huggett and Cheesman, 2002). در اواسط دهه ۱۹۵۰، یک زمینه تحقیقاتی جدید مدلسازی زمین دیجیتال در فتوگرامتری پدیدار شد (روزنبرگ، ۱۹۵۵). در چارچوب آن، مدل های رقومی ارتفاع (DEMs)، توابع گسسته دوبعدی ارتفاع، منبع اصلی اطلاعات در مورد توپوگرافی شدند. DEM برای محاسبه مدل های زمین دیجیتال (DTMs)، توابع گسسته دو بعدی متغیرهای مورفومتری (florinsky, 2016) استفاده شد. تعریف دو مهندس آمریکایی در موسسه فناوری ماساچوست در اواخر دهه ۱۹۵۰، این بود: DTM صرفاً نمایشی آماری از سطح زمین است که توسط تعداد زیادی از نقاط انتخاب شده با مختصات  $X, Y, Z$  شناخته شده در یک میدان مختصات دلخواه است (Miller and LaFlamme, 1958).

هدف از تجزیه و تحلیل زمین (TA) توضیح آرایش سطح زمین و همچنین طبقه بندی آنها بر اساس شباهت های الگوی سطح است (Strahler, 1957; Wilson and Gallant, 2000). لندفرم ها را می توان به عنوان ویژگی های ژئومورفیک خاص بر روی زمین تعریف کرد که از ویژگی های بزرگ مقیاس (مانند دشت ها و رشته کوه ها) تا ویژگی های جزئی (مانند خندق ها، گسل ها و دره ها)، هر دو ساخته دست بشر یا از پیدایش طبیعی که دارای تعریف مشخصی هستند، تعریف می شوند. طیف وسیعی از خصوصیات فیزیکی و بصری (گودی، ۲۰۰۴). در اواخر قرن بیستم، زمانی که ظرفیت محاسباتی پردازنده ها بهبود یافت، DEM ها به طور منظم برای تحقیقات ژئومورفولوژیکی مورد استفاده قرار گرفتند. تحقیقات بر روی تأثیر تفکیک مکانی و کیفیت مشتقات به دست آمده انجام شد (چایرات و دلور، ۱۹۹۳؛ ژانگ و مونتگومری، ۱۹۹۴؛ گاربرشت و مارتز، ۲۰۰۰؛ پایک، و همکاران، ۲۰۰۸). از طریق TA می توان به توصیف کمی و کیفی لندفرم ها دست یافت (فلورینسکی، ۲۰۱۲). بنابراین، دستیابی به یک توصیف مورفوگرافیکی از زمین (Klimaszewski, 1982) که نمایانگر ظاهر و شکل ویژگی ها است. در چهل سال گذشته، تحقیقات جغرافیای طبیعی از تکنیک های TA برای تجزیه و تحلیل توپوگرافی و تجسم ویژگی های سطح زمین استفاده کرده است. این شامل: استخراج الگوی زهکشی، مورفولوژی رودخانه (مثلاً پیکر و داگلاس، ۱۹۷۵؛ اوکالاگان و مارک، ۱۹۸۴؛ اسکیدمور، ۱۹۸۹؛ اسمیت و همکاران، ۱۹۹۰؛ باند، ۱۹۹۳). تعیین حوضه آبخیز (به عنوان مثال، جنسون و دومینگو، ۱۹۸۸؛ باند، ۱۹۸۶)؛ ارزیابی زبری سطح (به عنوان مثال، Grohmann و همکاران، ۲۰۱۰)؛ نظارت بر حرکات شیب (به عنوان مثال Wiczorek و Snyder, 2009)؛ پیش بینی توزیع فضایی فرسایش خندقی و بافت خاک (به عنوان مثال ذاکری نژاد و مرکز، ۲۰۱۴). مطالعات مختلف تعاریف مختلفی از شکل زمین ارائه کرده اند (Speight, 1990, Milne et al., 1995). آنها در تعریف لندفرم ها به عنوان یک عنصر یکنواخت از نظر شباهت ژئومورفومتریکی همگرا می شوند

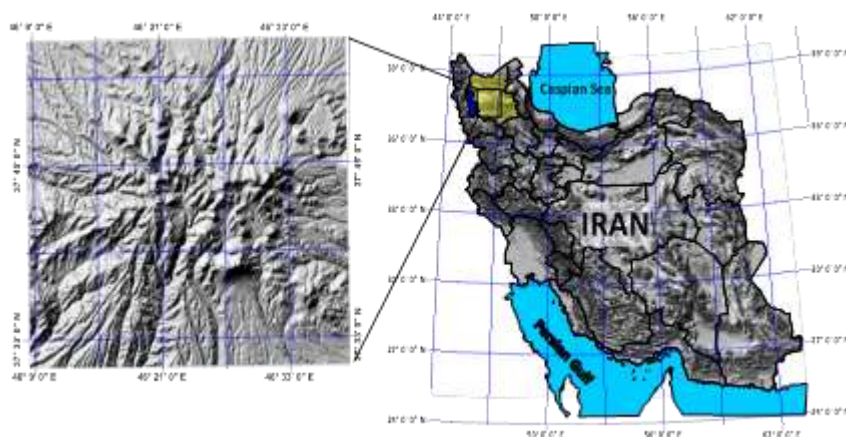
(Minár et al., 2013). آستانه های ژئومورفیک در پایه هر تشخیص شکل زمین قرار دارند (شوم، ۱۹۷۹). از نظر ریاضی، تپه ها به عنوان یک سطح پیوسته توسط اجسام مجاور ساخته شده اند. آن اشیاء یا واحدها از جغرافیدان به دو صورت طبقه بندی شده اند: الف) بر اساس هندسه آنها (رویکرد کلاسیک). و، ب) بر اساس معناشناسی آنها، یعنی طبقاتی که توسط زمینه ها و اهداف دانشمند انتخاب و نامگذاری شده اند (دهن و همکاران، ۲۰۰۱). با ورود DEM ها به وضوح متوسط (اندازه سلول ۵-۳۰)، تلاش هایی برای تقسیم خودکار و سلسله مراتبی زمین به واحدهای همگن انجام شده است (Dikau, 1989). دومی وجوه را به عنوان واحدهای شکل زمین تعریف می کند که توسط یک نمایه همگن و انحنا ی پلان تعریف می شوند. مفهوم طبقه بندی لندفرم ایجاد شده است و قوانین (آستانه ها) را به مشتقات اول و دوم DEM اختصاص می دهد. برای بهبود روش (Dikau, 1989) (بر اساس تحقیقات مربع نزدیک ترین همسایه)، برابین (۱۹۹۸) یک روش مبتنی بر دایره ایجاد کرد. جستجوی پیکسل نزدیکترین همسایه؛ او استفاده از پنجره جستجوی دایره ای را به جای مربع برای رفع مشکل مربوط به نمایش ریزنقشه پیشنهاد کرد. در این بررسی اجمالی، باید به کار ایوانز (۲۰۱۲) بر روی ژئومورفومتری خاص سیرک ها و دروملین های یخچالی نیز اشاره کرد. کار پیشگام او در مورد برنامه نویسی رایانه ها بر روی محاسبه خودکار ویژگی های مورفومتری، مانند شیب و سایر پارامترها با استفاده از معیارهای دستی و ویژگی های مبتنی بر DEM بود. علیرغم اینکه این فرم های زمین در منطقه مورد مطالعه وجود ندارند، واحدهای چشم انداز متمایز بصری وجود دارد و برای مسائل دیرینه-یخچال شناسی مورد مطالعه قرار گرفته اند (اسمیت و همکاران، ۲۰۰۹). به صورت تو در تو و سلسله مراتبی. استخراج نیمه خودکار انواع لندفرم منتخب از مدل های سطح زمین مانند مدل های ارتفاعی رقومی (DEMs)، انحناء ها و شیب ها، به دلیل ماهیت انتقالی مرزهای شکل زمین از علاقه خاصی در ژئومورفولوژی، هیدرولوژی و مرتبط است (فیش و همکاران، ۲۰۰۴؛ مارک و اسمیت، ۲۰۰۴). منطق فازی به عنوان راه حلی برای پرداختن به این چالش در طبقه بندی شکل زمین پیشنهاد شده است (به عنوان مثال، بارو و همکاران، ۲۰۰۰؛ فیش و همکاران، ۲۰۰۴؛ مک میلان و همکاران، ۲۰۰۰). با این حال، موضوع ویژگی های مرزهای شکل زمین باقی می ماند، که نیاز به تحقیق در مورد مفاهیم لندفرم و رسمی سازی آنها دارد (Argialas, 1995; Brändli, 1996; Dehn et al., 2001). مشکلات اضافی از دیدگاه های کاملاً ناهمگون در شکل زمین ناشی می شود. نحوه تعریف و مدل سازی لندفرم، عناصر لندفرم و ساختارها به شدت به پیشینه آکادمیک کاربر بستگی دارد. بنابراین، مدل سازی معنایی به عنوان راه حلی برای پیوند مفاهیم شکل زمین و کاربردهای کامپیوتری DEMs پیشنهاد شده است (دهن و همکاران، ۲۰۰۱). تجزیه و تحلیل تصویر مبتنی بر شی (OBIA) پتانسیل غلبه بر محدودیت های فوق و سایر محدودیت های سیستم های طبقه بندی لندفرم مبتنی بر سلول را دارد همانطور که در مقالات اخیر در مورد این موضوع اذعان شده است (به عنوان مثال Anders et al., 2009; Drăguț and Blaschke, 2006; Drăguț et al., 2009; قوش و همکاران، ۲۰۱۰). با این حال، تا به حال، طبقه بندی چند سطحی مبتنی

بر شی فقط به صورت مماس در نظر گرفته شده است، زیرا به مفاهیم پیشینی از هر دو شکل لندفرم کاندید و روابط متقابل آنها در داخل و بین مقیاس‌ها نیاز دارد.

در این مطالعه، ما از تکنیک‌ها و الگوریتم‌های برنامه‌نویسی رایانه‌ای جدید برای انجام تحلیل زمین و محاسبه انحنا سطح زمین در واحدهای ژئومورفیک مختلف از جمله ویژگی‌های یخبندان، پیش از یخبندان و پارا یخبندان استفاده نمودیم. سپس روابط منطقی بین فرآیندهای مورفونتیکی و رفتارهای مورفولوژیکی توپوگرافی زمین در منطقه کوهستانی سهند بررسی شد و نتایج در نقشه‌ها، نمودارها و جداول نشان داده شده است.

### منطقه مطالعاتی

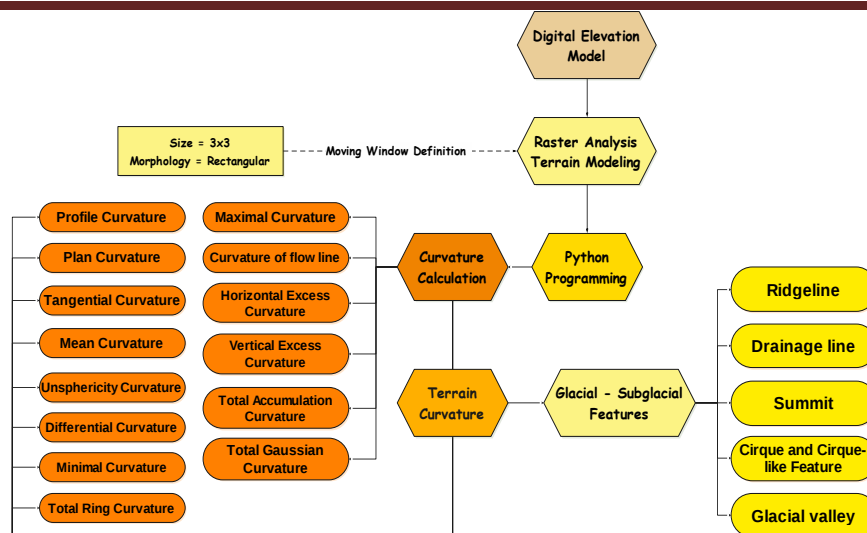
منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان شرقی در گوشه شمال غربی ایران واقع شده است که محل مطالعه موردی در شکل ۱ نشان داده شده است. محدوده باندهای عرض جغرافیایی از ۳۷ درجه و ۳۰ دقیقه و ۲۰ ثانیه تا ۳۷ درجه و ۵۴ دقیقه و ۱۰ ثانیه عرض شمالی و طول جغرافیایی از ۵۲ درجه ۰۶ دقیقه ۳۲ ثانیه به ۵۲ درجه و ۴۴ دقیقه و ۵۱ ثانیه طول شرقی را پوشش می‌دهد.



شکل ۱. موقعیت منطقه مطالعاتی

### ۲.۲ مواد و روش‌ها

فرآیند اصلی تحقیق در فلوچارت زیر نشان داده شده است (شکل ۲). برای استخراج منحنی‌های زمین از مدل رقومی ارتفاع استفاده شد. منحنی‌های مختلف برای بیان نسبت انحنا در جهات مختلف محاسبه شد. سپس از برنامه نویسی پایتون برای تجزیه و تحلیل سطوح زمین استفاده شد.

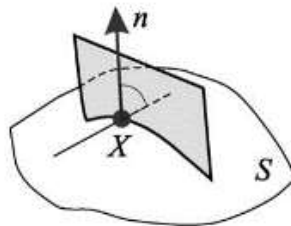


شکل ۲. فلوچارت پژوهش

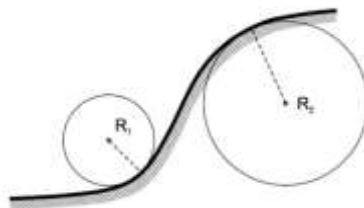
متغیرهای مورفومتریک محلی، مربوط به تقعر و تحدب سطح هستند. پارامتری که این را توصیف می کند انحناء نامیده می شود. یک مفهوم مهم برای درک معنای هندسی انحناءها، مقطع معمولی یک سطح صاف است (شکل ۱). یک مقطع معمولی یک منحنی مسطح است که انحنای آن به صورت  $R/1$  تعریف می شود، جایی که  $R$  شعاع دایره ای است که به بهترین وجه با این منحنی در یک نقطه داده شده مطابقت دارد (شکل ۲). انحنای  $k$  منحنی مسطح  $z(x)$  با فرمول به دست می آید:

$$k = \frac{\frac{d^2 z}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{1.5}}$$

یک روش کلی برای معرفی انحنای (ساده) بر روی یک سطح صاف این است که یک منحنی مسطح بر روی آن تعریف کنید و سپس از فرمول بالا برای نشان دادن این انحناء به عنوان تابع  $f(p,q,r,s,t)$  اول استفاده کنید. مشتقات جزئی دوم ارتفاع، در نتیجه، ابعاد انحناء  $(L-1)$  است.

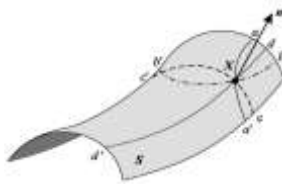


شکل ۱. یک مقطع نرمال از یک سطح  $S$  در یک نقطه  $X$  منحنی است که از تقاطع سطح و صفحه ای که از بردار  $n$  متعامد به  $S$  می گذرد حاصل می شود. منحنی پررنگ در طرح فوق یکی از بخش های عادی ممکن است. بقیه در نتیجه چرخش این صفحه حول  $n$  بوجود می آیند.



شکل ۲. انحنا  $1/R$  یک منحنی مسطح، معکوس شعاع  $R$  یک دایره است که به بهترین وجه با این منحنی در یک نقطه مشخص مطابقت دارد. در علوم زمین توافق شده است که علامت انحنا برای شکل سطح محدب مثبت است ( $R2 > 0$ ) و منفی برای یک سطح مقعر ( $R1 < 0$ ).

یک راه موثر برای معرفی انحناهای ساده بر روی یک شیب، در نظر گرفتن برخی جهت های انتخابی (یا به طور طبیعی مشخص شده) روی آن است (شاری و همکاران، ۲۰۰۲). چهار جهت از این قبیل روی یک سطح صاف وجود دارد (شکل ۳). دو مورد از آنها ( $aa'$  and  $bb'$ ) از نظر فیزیکی توسط میدان گرانشی زمین متمایز می شوند، در حالی که دو مورد دیگر توسط خود سطح مشخص می شوند: با حداکثر مقدار انحنا مقطع نرمال و با حداقل مقدار آن. انحنا چهار بخش معمولی مربوطه به شرح زیر شناخته می شود:  $cc'$  با حداکثر مقدار انحنا مقطع نرمال و  $dd'$  با حداقل مقدار آن. انحنا چهار بخش معمولی مربوطه به شرح زیر شناخته می شود:



شکل ۳. چهار جهت به طور طبیعی بر روی سطح  $S$  - بردار نرمال به  $S$  در نقطه  $X$  مشخص شده است.  $aa'$ ;  $X$ -خط گردایان،  $aa'$  - خط کانتور،  $dd'$  - مقاطع نرمال اصلی (شاری و همکاران، ۲۰۰۲).

انحنای نیم رخ (یا عمودی) و انحنای مماسی (یا افقی) را می توان برای تشخیص اشکال محدب و مقعر (به صورت محلی) استفاده کرد. انحنای مماسی مقعر نشان دهنده همگرایی و واگرایی محدب خطوط جریان است. انحنای نیم رخ محدب نشان دهنده شتاب جریان است.

۱ - انحنای پروفیل (یا عمودی)، انحنای مقطع معمولی

- انحنای مماسی (افقی)، انحنای مقطع عادی

۳- حداکثر انحنای مقطع معمولی

۴- حداقل انحنای مقطع معمولی

نماد زیر برای ساده سازی عبارات به همراه معادله های معرفی شده در معادله (۱):

$$S = \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y}, t = \frac{\partial^2 z}{\partial y^2}, r = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}$$

مقادیر جدید  $r$ ،  $S$  و  $t$  مقادیر زیر را برای روش ایوانز می گیرند:

|    |    |    |
|----|----|----|
| z1 | z2 | z3 |
| z4 | z5 | z6 |
| z7 | z8 | z9 |

Figure.4 Moving Window – size 3x3

$$r = \frac{Z_1 + Z_3 + Z_4 + Z_6 + Z_7 + Z_9 - 2 \cdot (Z_2 + Z_5 + Z_8)}{3 \cdot \Delta s}$$

$$s = \frac{Z_3 + Z_7 - Z_1 - Z_9}{4 \cdot \Delta s^2}$$

$$t = \frac{Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_7 + Z_8 + Z_9 - 2 \cdot (Z_4 + Z_5 + Z_6)}{3 \cdot \Delta s^2}$$

$$p = \frac{\partial z}{\partial x}, q = \frac{\partial z}{\partial y}$$

$$p = \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{Z_3 + Z_6 + Z_9 - Z_1 - Z_4 - Z_7}{6 \times \Delta s}$$

$$q = \frac{\partial z}{\partial y} = \frac{Z_1 + Z_2 + Z_3 - Z_7 - Z_8 - Z_9}{6 \times \Delta s}$$

با عناوین بالا، فرمول انحنای نمایه این است (کرچو، ۱۹۷۳؛ یانگ، ۱۹۷۸):

$$\text{Profile Curvature} = - \frac{p^2 \cdot r + 2 \cdot p \cdot q \cdot r \cdot s + q^2 \cdot t}{(p^2 + q^2) \cdot \sqrt{(1 + p^2 + q^2)}}$$

برای نقاط خاص (که شیب برابر با صفر است) تعریف نشده است و برای یک زمینه خاص است. انحنای مماسی را می توان با استفاده از (Krcho, 1983; Shary, 1991; Mitášová and Hofierka, 1993) به دست آورد:

$$\text{Tangential Curvature} = - \frac{q^2 \cdot r - 2 \cdot p \cdot q \cdot s + p^2 \cdot t}{(p^2 + q^2) \cdot \sqrt{(1 + p^2 + q^2)}}$$

این نیز برای نقاط خاص تعریف نشده است، و همچنین برای یک زمینه خاص است. انحنای خط کانتور به عنوان انحنای پلان شناخته می شود (ایوانز، ۱۹۷۲؛ کرچو، ۱۹۷۳). فرمول آن به صورت زیر می باشد:

$$\text{Plan Curvature} = - \frac{q^2 \cdot r - 2p \cdot q \cdot s + q^2 \cdot t}{\sqrt{(1 + p^2 + q^2)^3}}$$

مانند انحنای قبلی، برای نقاط خاص تعریف نشده است و مختص یک میدان است. دارای همان علامت انحنای مماسی است، اما با یک عامل مثبت که صرفاً به شیب بستگی دارد با آن تفاوت دارد. برای درک معنای طبیعی این

انحنایها، از دو مکانیسم انباشت استفاده خواهیم کرد: اولی همگرایی-واگرایی خطوط جریان را توصیف می کند، در حالی که دومی کاهش شتاب نسبی جریان مواد را توصیف می کند. در سلول هایی با انحنای پلان مقعر، خطوط جریان همگرا می شوند، در حالی که در سلول هایی با انحنای طرح محدب واگرا می شوند. به همین ترتیب، جریان های مواد در سلول هایی که دارای انحنای نمایه مقعر هستند، کاهش نسبی را تجربه می کنند و در سلول هایی که دارای انحنای محدب هستند، شتاب نسبی را تجربه می کنند. قضایای متناظر بعداً با نتایج مشابه اثبات شدند (شاری، ۱۹۹۵؛ شری و همکاران، ۲۰۰۲)، و این فرضیه آندال (۱۹۴۸) را اثبات کرد. میانگین انحنای هر بخش معمولی متعامد متقابل انحنای متوسط (MEANC) است. می توان آن را با استفاده از نمایه و انحنای مماسی به دست آورد (Young, 1805):

$$\text{Mean Curvature} = \frac{\text{Profile Curvature} + \text{Tangential Curvature}}{2}$$

$$\text{Mean Curvature} = \frac{q^2 \cdot r - 2 \cdot p \cdot q \cdot s + p^2 \cdot t}{(p^2 + q^2) \cdot \sqrt{1 + p^2 + q^2}} - \frac{(1 + q^2) \cdot r - 2 \cdot p \cdot q \cdot s + (1 + p^2) \cdot t}{2 \cdot (1 + p^2 + q^2)^{3/2}}$$

انحنای متوسط، زمین های متوسط-مقعر و متوسط-محدب را توصیف می کند، که آن را به ویژه برای مطالعات ژئومورفولوژیکی جالب می کند. مقادیر مثبت انحنای متوسط با مناطقی مرتبط است که دارای تجمع نسبی هستند، در حالی که مقادیر منفی در مناطق با انحراف نسبی ظاهر می شوند. شاری (۱۹۹۵) سیستمی متشکل از ۱۲ انحنای معرف کرد که در آن از سه انحنای اصلی: میانگین، غیرکروی و انحنای تفاوت برای استخراج ۹ انحنای باقی مانده استفاده می شود. انحنای غیرکروی را می توان با استفاده از (شاری، ۱۹۹۵) به دست آورد:

این پارامتر توضیح می دهد که چگونه سطح با یک کره متفاوت است، و در نتیجه مقدار آن ۰ است، تنها در صورتی که سطح خود یک کره باشد دومین انحنای مستقل انحنای تفاوت (DIFFC) است که به عنوان نیمی از تفاوت بین انحنای عمودی و افقی (Shary 1995) تعریف شده است:

$$\text{Differential Curvature} = \frac{q^2 \cdot r - 2 \cdot p \cdot q \cdot s + p^2 \cdot t}{(p^2 + q^2) \cdot (1 + p^2 + q^2)^{\frac{1}{2}}} - \frac{(1 + q^2) \cdot r - 2 \cdot p \cdot q \cdot s + (1 + p^2) \cdot t}{2 \cdot (1 + p^2 + q^2)^{3/2}}$$

انحنای دیفرانسیل نشان می دهد که کدام یک از دو انحنای به طور رسمی قوی تر است. از سه انحنای مستقل (میانگین، دیفرانسیل و انحنای غیر کروی)، انحنای باقیمانده زیر را می توان استخراج کرد: انحنای حداقل و حداکثر،

انحنای اضافی افقی و عمودی، انحنای گاوسی کل، انحنای تجمع کل و انحنای کل حلقه (شاری، ۱۹۹۵؛ شری و همکاران، ۲۰۰۲):

$$\text{Minimal Curvature} = \text{Mean}_{\text{Curv}} - \text{Unsphericity}_{\text{Curv}}$$

$$\text{Minimal Curvature} = \text{Mean}_{\text{Curv}} + \text{Unsphericity}_{\text{Curv}}$$

$$\text{Horizontal excess Curvature} = \text{Unsphericity}_{\text{Curv}} - \text{Differential}_{\text{Curv}}$$

$$\text{Vertical excess Curvature} = \text{Unsphericity}_{\text{Curv}} + \text{Differential}_{\text{Curv}}$$

$$\text{Total Gaussian Curvature} = \text{Mean}_{\text{Curv}}^2 - \text{Unsphericity}_{\text{Curv}}^2$$

انحنای گاوسی کل نسبتاً ساده است و همچنین می توان مستقیماً با استفاده از آن استخراج کرد (گاوس، ۱۸۲۸):

$$\text{Total Gaussian Curvature} = \frac{r \cdot t - S^2}{(1 + p^2 + q^2)^2}$$

$$\text{Total Accumulation Curvature} = \text{Mean}_{\text{Curv}}^2 - \text{Differential}_{\text{Curv}}^2$$

$$\text{Total Ring Curvature} = \text{Unsphericity}_{\text{Curv}}^2 - \text{Differential}_{\text{Curv}}^2$$

فلورینسکی (۱۹۹۸) از انحنای خطوط جریان عمود بر خطوط استفاده می کند:

$$\text{Curvature of Flowlines} = \frac{(p^2 - q^2) \cdot s - p \cdot q \cdot (r - t)}{\sqrt{(p^2 + q^2)^3}}$$

### ۳. نتایج و بحث

برای انجام تحلیل رستری از برنامه نویسی پایتون استفاده شده است. از پنجره متحرک با اندازه ۳×۳ و مورفولوژی مستطیل شکل در فرمت ASCII استفاده شد. الگوریتم هایی برای محاسبه انحنای زمین بر روی آن پنجره متحرک نصب شد؛ و رویه ها با استفاده از زبان برنامه نویسی پایتون خودکار شدند. نتایج به عنوان فایل های رستری ASCII در اینجا دریافت و تولید شدند که در شکل ۵ تا شکل ۱۸ نشان داده شده است.

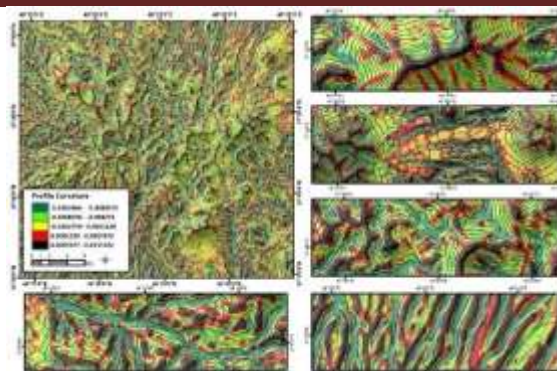


Figure.5 Profile Curvature

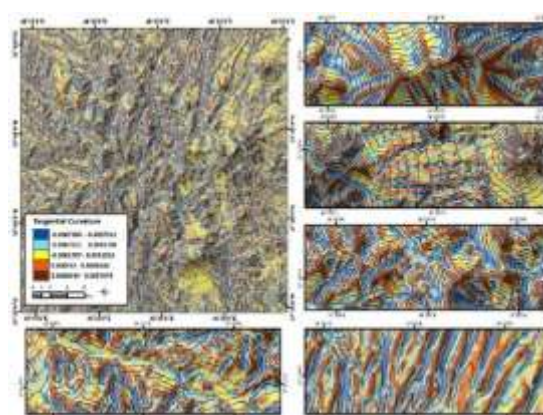


Figure.6 Tangential Curvature

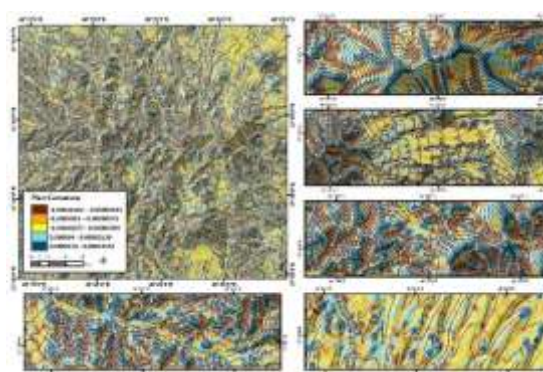


Figure.7 Plan Curvature

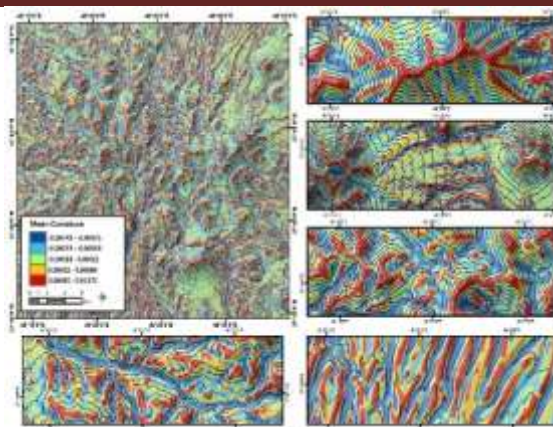


Figure.8 Mean Curvature

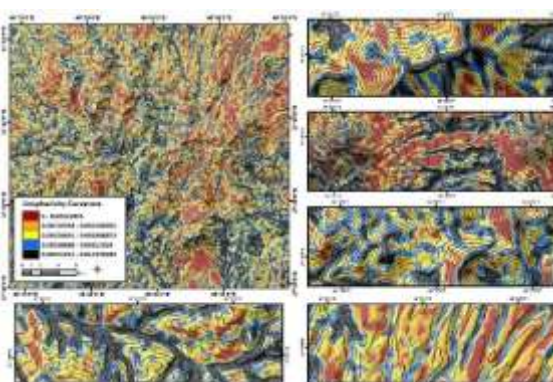


Figure.9 Un-sphericity Curvature

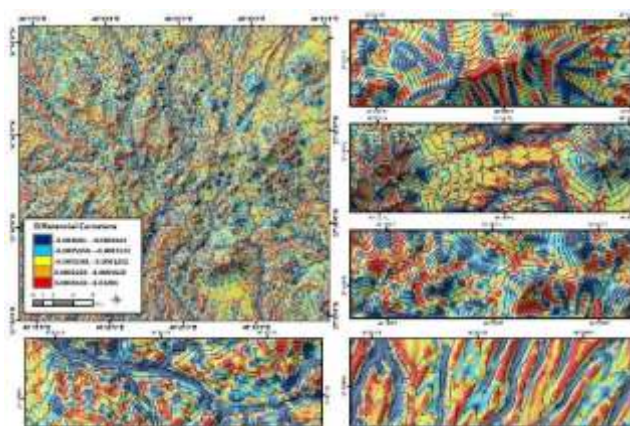


Figure.10 Differential Curvature

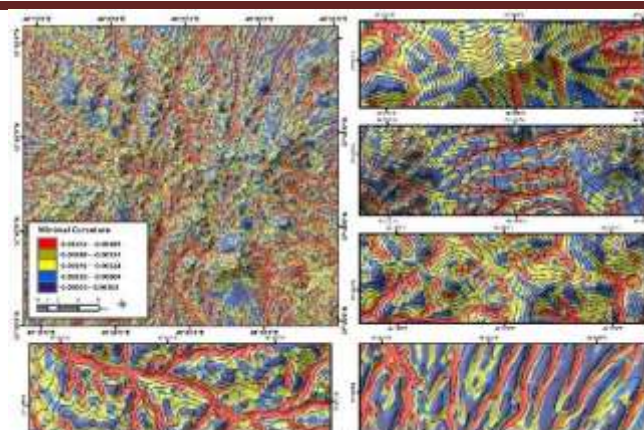


Figure.11 Minimal Curvature

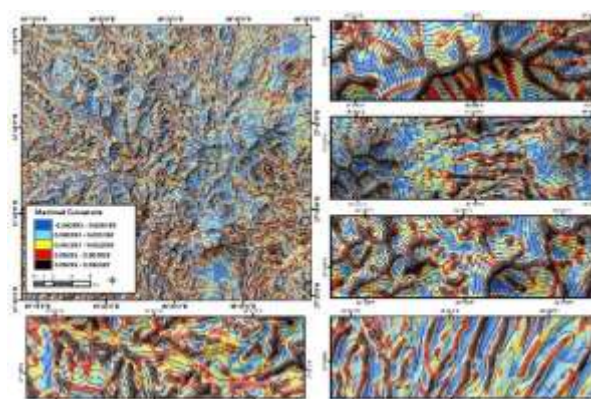


Figure.12 Maximal Curvature

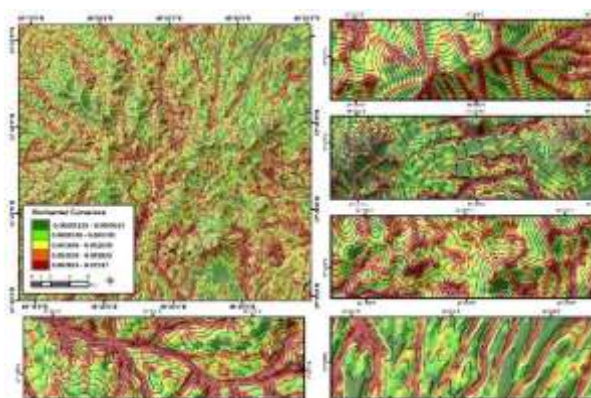


Figure.13 Horizontal Curvature

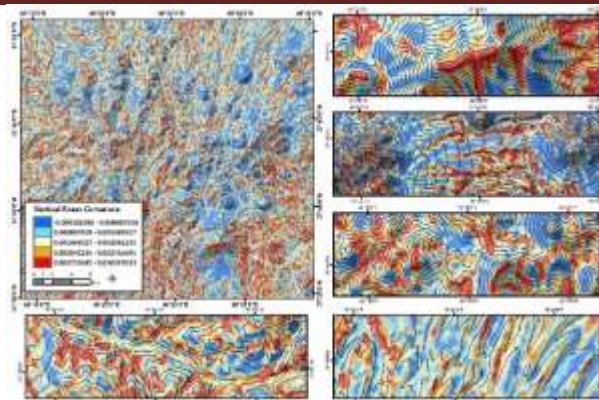


Figure.14 Vertical Excess Curvature

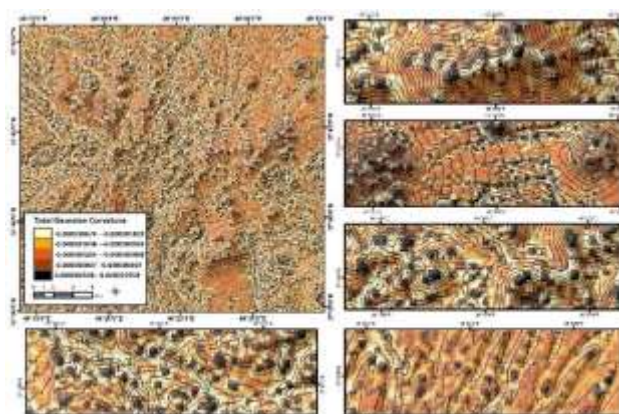


Figure.15 Total Gaussian Curvature

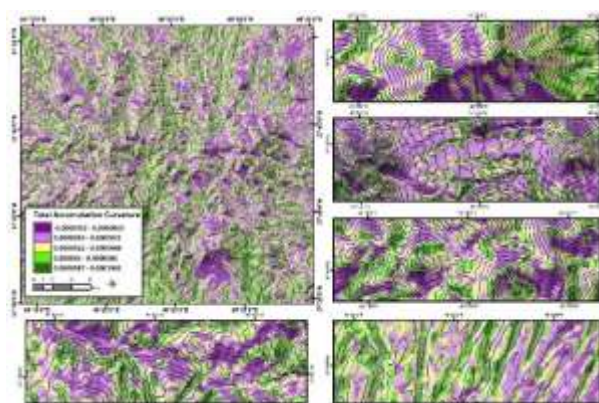


Figure.16 Total Accumulation Curvature

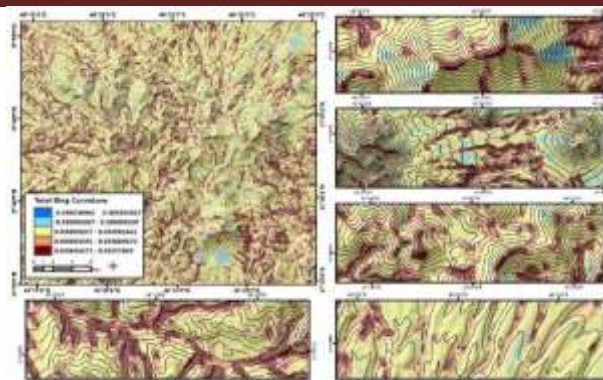


Figure.17 Total Ring Curvature

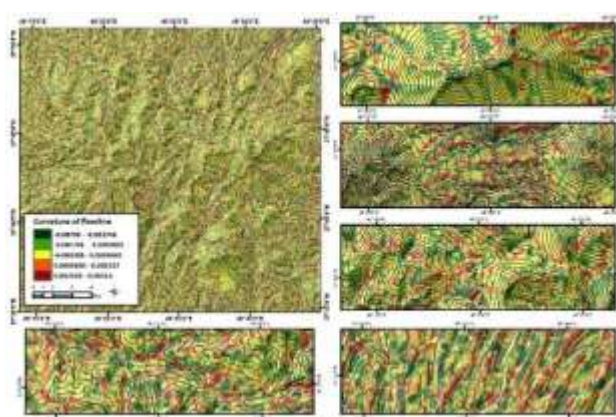


Figure.18 Curvature of Flowline

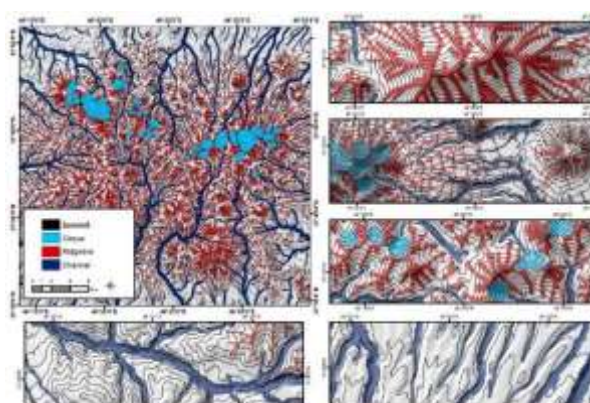


Figure.19 Selected Glacial and Subglacial Features

با توجه به الگوی تغییرات انواع انحنا، این مدل ها به سه کلاس طبقه بندی می شوند که در شکل ۲۱ تا ۲۳ ارائه شده است. تنوع پروفیل، انحناهای مماسی و میانگین کانال ها و شبکه های زهکشی در شکل ۲۰ نشان داده شده است. این نمودار نشان می دهد که این انحناها از ردیف اول استرالر به حدود مرتبه ۴ افزایش می یابد و پس از آن کاهش

واضحی از نسبت تقعر دارد.

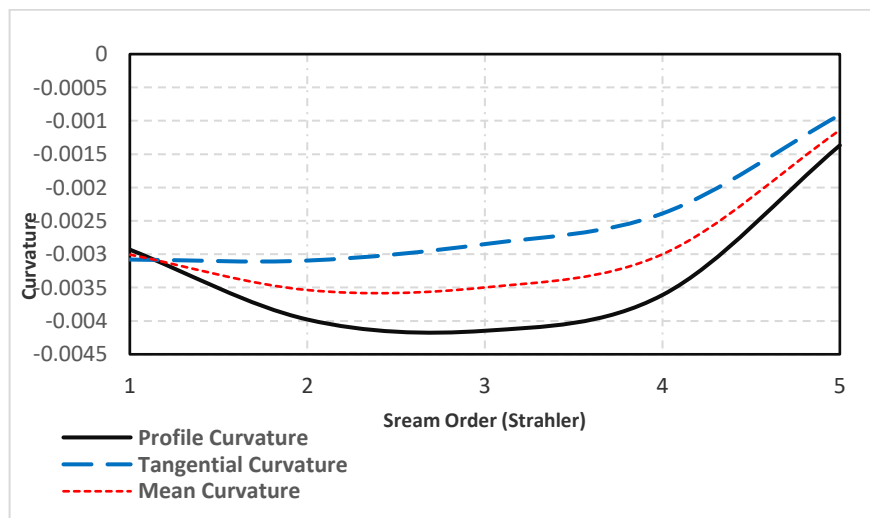


Figure.20 Changes in the terrain curvature at different stream orders

الگوی تغییرات انحناهای غیر کروی، دیفرانسیل، حداقل و افقی کانال‌ها در شکل ۲۱ نشان داده شده است. همانطور که نشان داده شده است، نسبت انحناهای همه مدل‌ها از مرتبه جریان اول به حدود ۲ افزایش می‌یابد و سپس در مرتبه‌های ۲ و ۳ به حداکثر سطوح می‌رسد و سپس در ردیف‌های جریان بالاتر کاهش می‌یابد.

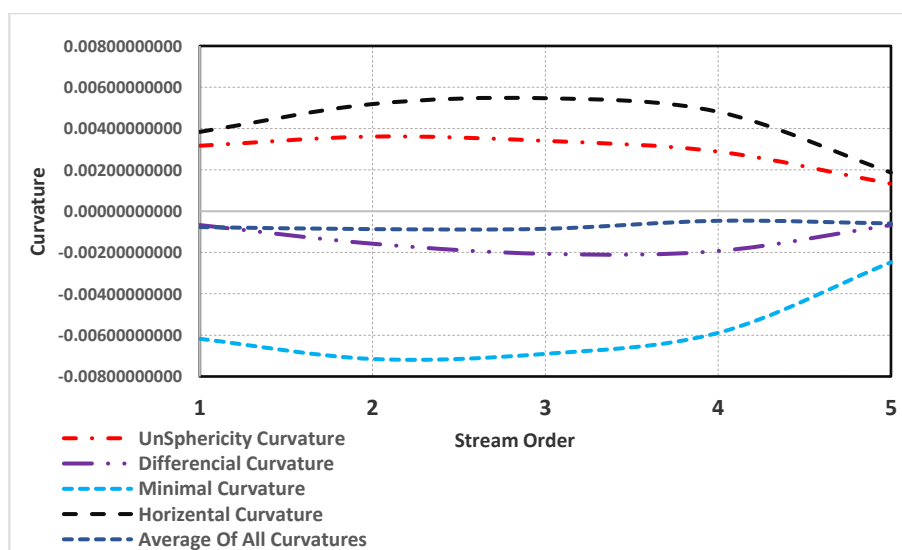
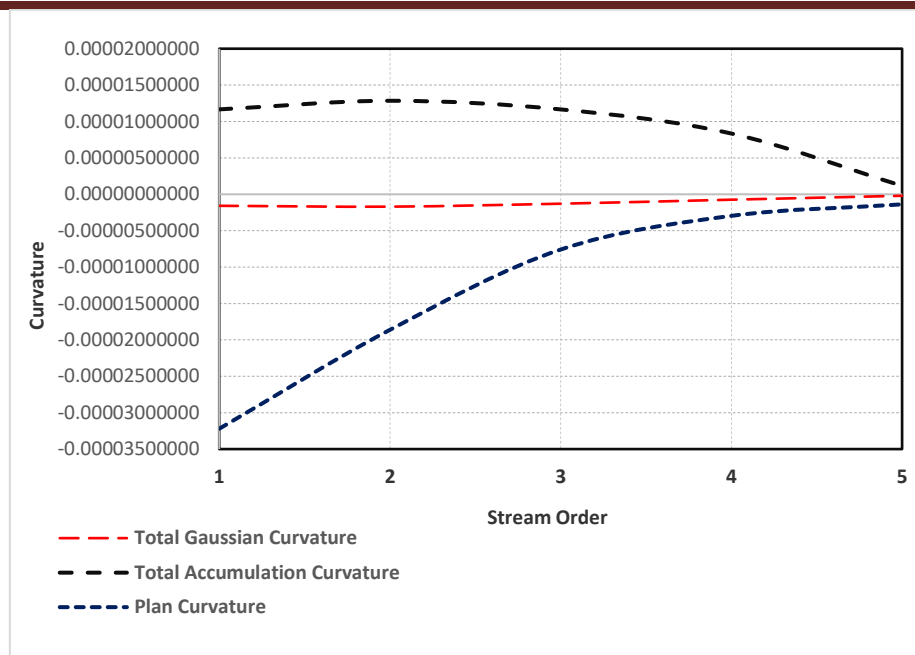


Figure.21 Changes in the terrain curvature at different stream orders

رفتار نوسانی گاوسی کل، انباشتگی کل و انحناهای پلان در شکل ۲۲ ارائه شده است. این نمودار نشان می‌دهد که میزان انحناهای زمین (گاوسی کل، انباشتگی کل و انحناهای پلان) در ردیف‌های جریان اول در حداکثر سطوح قرار دارند و به وضوح به ردیف‌های بالاتر کاهش می‌یابند.



شکل ۲۲. تغییرات در انحناى زمین (گاوسی کل، انباشتگی کل و انحناى پلان) در ترتیبات مختلف جریان.

#### ۴. نتایج

انحنای زمین و چگونگی تغییر آن از طریق واحدهای ژئومورفولوژیکی مختلف، نوعی پاسخ به فرآیندهای غالب دینامیکی و استاتیکی و همچنین سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی است. انحناى زمین به عنوان یک شاخص مورفولوژیکی قادر به مدل سازی و محاسبه ویژگی‌های مختلف زمین خواهد بود. در مطالعه اخیر، از برنامه ریزی کامپیوتری برای محاسبه ۱۲ مدل انحناى زمین استفاده شد و نتایج به صورت نقشه‌های رستری ارائه شد. در این پژوهش رفتار توپوگرافی ویژگی‌های ژئومورفیک منتخب مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که شبکه‌ها و کانال‌های زهکشی، سیرک‌ها و دره‌های یخچالی نشان دهنده انحناى مقعر هستند. تقعر سیرک‌ها از شبکه‌های زهکشی و دره‌ها بیشتر است. این مربوط به حرکت فرسایشی-چرخشی یخ در مراحل یخبندان و بین یخبندان است. شبکه‌های ریچ لاین و قله‌ها دارای انحناى مثبت و محدب در نظر گرفته می‌شوند. به طور کلی، خط‌الراس‌ها نسبت به قله‌ها دارای تقعر بیشتری هستند. در ارتباط با فرآیندهای فرسایشی، بالای قله‌ها صاف‌تر از خط‌الراس هستند و بنابراین تحدب کمتری دارند. تغییرپذیری مقدار انحناى زمین در شبکه‌های زهکشی با ردیف‌های مختلف جریان مورد مطالعه قرار گرفت. با توجه به شکل ۲۰ و ۲۱، میزان انحناى (تعریف) مسیرهای زهکشی به وضوح از ردیف اول به سمت نه‌رایی با ردیف‌های ۲ و ۳ و سپس به کانال‌هایی با مرتبه ۴ و ۵ کاهش می‌یابد. مربوط به افزایش بار رسوبی و یخ رفت کانال، دبی یخ و آب در مراحل یخبندان و بین یخبندان است. کاهش نسبت تقعر به راسته‌های

جریان بالاتر با کاهش فرسایش یخ در مناطق پست، جهت شیب و نیروهای زمین ساختی در این مناطق مرتبط است.

## 5. REFERENCE

Aandahl, A.R., 1948. The characterization of slope positions and their influence on total nitrogen content of a few virgin soils of western Iowa. Soil Science Society of America Proceedings 13, 449-454.

Anders, N., Seijmonsbergen, A. and Bouten, W., 2009. Multiscale and object-oriented image analysis of high-res LiDAR data for geomorphological mapping in Alpine mountains. In: R. Purves, S. Gruber, R. Straumann and T. Hengl (eds), Proceedings Geomorphometry2009. University of Zurich, Zurich, pp. 61-65.

Argialas, D., 1995. Towards structured-knowledge models for landform representation. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 101, pp. 85-108.

Band LE. 1986. Topographic partition of watersheds with digital elevation models. Water Resources Research 22: 15-24.

Band LE. 1993. Extraction of channel networks and topographic parameters from digital elevation data In: Beven K, Kirkby MJ (Eds.) Channel Network Hydrology. Wiley: New York, USA, 13-42.

Brabyn L. 1998. GIS analysis of macro landform. The 10th Colloquium of the Spatial Information Research Centre: University of Otago, New Zealand, 35-48.

Brändli, M., 1996. Hierarchical models for the definition and extraction of terrain features. In: P.A. Burrough and A.W. Frank (eds), Geographic Objects with Indeterminate Boundaries. Taylor & Francis, Bristol, Pennsylvania, USA, pp. 257-270.

Burrough, P.A., van Gaans, P.F.M. and MacMillan, R.A., 2000. High-resolution landform classification using fuzzy k-means. Fuzzy Sets and Systems, 113(1), pp. 37-52.

Chairat S, Delleur JW. 1993. Integrating a physically based hydrological model with GRASS. In: Kovar K, Nachtnebel HP. (Eds.) HydroGIS 93: Application of Geographical Information Systems in Hydrology and Water Resources. International Association of Hydrological Sciences, IAHS Publ. No. 211: Vienna, 143-150.

Dehn M, Gartner H, Dikau R. 2001. Principles of semantic modeling of landform structures. Computers and Geosciences 27(8): 1005-1010.

Dehn, M., Gärtner, H. and Dikau, R., 2001. Principles of semantic modeling of landform

structures. Computers & Geosciences, 27(8), pp. 1005-1010.

Dikau R. 1989. The application of a digital relief model to landform analysis in geomorphology. In: Raper J. (Ed.) Three-Dimensional Application in Geographic Information Systems. Taylor & Francis: London, UK, 51-77

Drăguț, L. and Blaschke, T., 2006. Automated classification of landform elements using object-based image analysis. Geomorphology, 81(3-4), pp. 330-344.

Drăguț, L., Schauppenlehner, T., Muhar, A., Strobl, J. and Blaschke, T., 2009. Optimization of scale and parametrization for terrain segmentation: An application to soil-landscape modeling. Computers & Geosciences, 35(9), pp. 1875-1883.

Evans IS. 2012. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? Geomorphology 137(1): 94-106. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.09.029.

Evans, I.S., 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: Chorley, R.J. (Ed.), Spatial Analysis in Geomorphology. Harper & Row, pp. 17–90.

Evans, I.S., 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In: Chorley, R.J. (Ed.), Spatial Analysis in Geomorphology. Harper & Row, pp. 17–90.

Fisher, P., Wood, J. and Cheng, T., 2004. Where is Helvellyn? Fuzziness of multi-scale landscape morphometry. Transactions of the Institute of British Geographers, 29(1), pp. 106-128.

Florinsky I. 2012. Digital Terrain Analysis in Soil Science and Geology. Elsevier Academic Press: Oxford, UK.

Florinsky, I.V., 1998. Accuracy of local topographic variables derived from digital elevation models. International Journal of Geographical Information Science 12 (1), 47–62.

Florinsky, I.V., Arlashina, H.A., 1998. Quantitative topographic analysis of soil morphology. Geoderma 82, 359–380.

Garbrecht, J, Martz LW. 2000. Digital elevation model issues in water resources modeling. In: Maidment D, Djokic D. (Eds.) Hydrologic and Hydraulic Modeling Support with Geographic Information Systems. ESRI Press: Redlands, USA, 1-28.

Gauss, C.F., 1828. Disquisitiones generales circa superficies curvas. Commen. Soc. Regiae Sci. Gottingen. Recen. 6, 99–146.

Gauss, K.F., 1828. Disquisitiones generales circa superficies curvas. Commentationes

Societatis Regiae Scientiarum Gottingensis 6, 99–146.

Goudie AS. 2004. Encyclopedia of Geomorphology. Routledge: London, UK. S.

Grohmann CH, Smith MJ, Riccomini C. 2010. Multiscale Analysis of Topographic Surface Roughness in the Midland Valley, Scotland. *Geoscience and Remote Sensing* 49(4): 114.

Jenson SK, Domingue JO. 1988. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54(11): 1593-1600.

Klimaszewski M. 1982. Detailed geomorphological maps. *ITC Journal* 1982-3: 265-271.

Krcho, J., 1973. Morphometric analysis of relief on the basis of geometric aspect of field theory. *Acta Geographica Universitatis Comenianae, Geographico-Physica* 1 (1), 7–233.

Krcho, J., 1983. Teoretická koncepcia a interdisciplinárne aplikácie komplexného digitálneho modelu reliéfu pri modelovaní dvojdimenzionálnych poli. *Geografický časopis* 35 (3), 265–291.

MacMillan, R.A., Pettapiece, W.W., Nolan, S.C. and Goddard, T.W., 2000. A generic procedure for automatically segmenting landforms into landform elements using DEMs, heuristic rules and fuzzy logic. *Fuzzy Sets and Systems*, 113(1), pp. 81-109.

Mark

Mark, D. and Smith, B., 2004. A science of topography: From qualitative ontology to digital representations. In: M. Bishop and J. Shroder (eds), *Geographic Information Science and Mountain Geomorphology*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 75100.

Miller, C., and LaFlamme, R., A., 1958, Tshe digital terrain modelling-theory and applications, *Photogrammetric Engineering*, 245(3): 433-442.

Milne JD, Clayden B, Singleton PL, Wilson AD. 1995. *Soil Description Handbook*. Manaaki Whenua Press, Landcare Research: Lincoln, New Zealand.

Minár J, Evans IS, Krcho J. 2013. Geomorphometry: Quantitative Land-Surface Analysis. In: Schroder JF (Ed.) *Treatise on Geomorphology*. Academic Press: San Diego, USA, 22-34. DOI:10.1016/B978-0-12374739-6.00370-5.

Mitášová, H., Hofierka, J., 1993. Interpolation by regularized spline with tension, II Application to terrain modelling and surface geometry analysis. *Mathematical Geology* 25, 657–669.

Mitášová, H., Hofierka, J., Zlocha, M., Iverson, L.R., 1996. Modeling topographic potential

for erosion and deposition using GIS. International Journal of Geographical Information Systems 10 (5), 629– 641.

Mokaram, Marzieh; Seif ,Abdollah; (2014a), Landform Classification via fuzzy classification of morphometric parameters computed from digital elevation models, Case study on Zagros Mountains, Arab j Geosci, Saudi Society for Geoscience.

Mokaram, Marzieh; Seif ,Abdollah; (2014b), Using Topography Position Index for landform Classification (Case Study : Garin Mountain), Bulletin of Enviroment, pharmacology and life sciences Vol 3 [11], 33-39, online ISSN 2277-1808.

Mokaram, Marzieh; Seif ,Abdollah; (2014c), Landform Classification Using Topography Position Index for Zagros Mountain (Case Study: Lordegan Mountain), Journal of middle east Applied Science and technology, ISSN (Online): 2305-0225, Issue 22(3) pp: 604-608.

Mokaram, Marzieh; Seif ,Abdollah; (2014d), GIS-Based Automated Landform Classification in Zagros Mountain (Case Study Garin Mountain), Bulletin of Enviroment, pharmacology and life sciences Vol 3 [11], 33-39, online ISSN 2277-1808.

O'Callaghan JF, Mark DM. 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. Computer Vision, Graphics, and Image Processing 28: 323-344.

Peucker TK, Douglas DH. 1975. Detection of surface-specific points by local parallel processing of discrete terrain elevation data. Computer Graphics and Image Processing 4: 375-387.

Pike, RJ, Evans IS, Hengl T. 2008. Geomorphometry: a Brief Guide. In: Hengl, T. and Reuter, H.I. (Eds), Geomorphometry: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science, vol. 33, Elsevier, 1-28 pp.

Schumm SA. 1979. 'Ergodic' reasoning in geomorphology: time for a review of the term? Transactions of the Institute of British Geographers 4(4): 485-515.

Seif, Abdollah; (2014), Landform Classification by Slope Position Classes (Case Study : Garin Mountain), Bulletin of Enviroment, pharmacology and life sciences Vol 3 [11], 33-39, online ISSN 2277-1808.

Shary, P.A., 1991. The second derivative topographic method. In: Stepanov, I.N. (Ed.), The Geometry of Earth Surface Structures. Pushchino Research Centre Press, Pushchino, pp. 28–58 (in Russian).

Shary, P.A., 1991. The second derivative topographic method. In: Stepanov, I.N. (Ed.), The Geometry of the Earth Surface Structures. Pushchino Research Centre Press, Pushchino,

USSR, pp. 30–60 (in Russian).

Shary, P.A., 1995. Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures. *Math. Geol.* 27, 373–390.

Shary, P.A., 1995. Land surface in gravity points classification by a complete system of curvatures. *Mathematical Geology* 27 (3), 373–390.

Shary, P.A., Sharaya, L.S., Mitusov, A.V., 2002. Fundamental quantitative methods of land surface analysis. *Geoderma* 107 (1–2), 1–32.

Shary, P.A., Stepanov, I.N., 1991. On the second derivative method in geology. *Doklady AN SSSR* 319 (2), 456–460 (in Russian).

Skidmore AK. 1989. A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model. *International Journal of Geographical Information Systems* 3(4): 323-334.

Smith MJ, Rose J, Gousie MB. 2009. The Cookie Cutter: A method for obtaining a quantitative 3D description of glacial bedforms. *Geomorphology* 108(3-4): 209-218. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.01.006.

Smith TR, Zhan C, Gao P. 1990. A knowledge-based, two-step procedure for extracting channel networks from noisy DEM data. *Computer Geoscience* 16: 777-786.

Sobolevsky, P.K., 1932. The modern mining geometry. *Soc. Reconstr. Nauka* (7), 42–78 (in Russian).

Speight JG. 1990. *Australian Soil and Land Survey: Field Handbook* (2nd Edition). Inkata Press: Melbourne, Australia.

Speight, J.G., 1974. A parametric approach to landform regions. In: Brown, E.H., Waters, R.S. (Eds.), *Progress in Geomorphology: Papers in Honour of D.L. Linton*. Institute of British Geographers, London, pp. 213–230.

Strahler AN. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union* 33: 913-920.

Wieczorek GF, Snyder JB. 2009. Monitoring slope movements. In: Young R, Norby L (Eds.) *Geological Monitoring*. Geological Society of America: Boulder, USA, 245-271.

Wilson JP, Gallant JC. 2000. *Terrain Analysis: Principles and Applications*. John Wiley and Sons: New York, USA.

Young, M., 1978. *Terrain analysis: program documentation*. Report 6 on Grant DA-ERO-

591-73-G0040. Statistical characterization of altitude matrices by computer. Department of Geography, University of Durham, Durham, UK, 27 pp.

Young, T., 1805. An essay on the cohesion of fluids. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Pt. I 95, 65–87.

Young, T., 1805. An essay on the cohesion of fluids. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 95, 65–87.

Zakerinejad R, Märker M. 2014. Prediction of gully erosion susceptibilities using detailed terrain analysis and maximum entropy modeling: a case study in the Mazayejan Plain, Southwest Iran. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 37: 67-76.

Zhang W, Montgomery DR. 1994. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations, Water Resources Research 30: 1019-1028.

## بررسی اثرات ژئومورفیک معادن روباز (مطالعه موردی: معدن سنگ آهن سنگان)

Investigation of geomorphic effects in open pit mines (case study: Sangen iron ore mine)

<sup>۱</sup> مهوش نداف سنگانی، <sup>۲</sup> سیدرضا حسین زاده، <sup>۳</sup> مهناز جهادی طرقي

<sup>۱</sup> دانشگاه فردوسی مشهد، Mahvash.Naddaf@yahoo.com

<sup>۲</sup> دانشگاه فردوسی مشهد، SRHosseinzadeh@um.ac.ir

<sup>۳</sup> دانشگاه پیام نور، M.Jahadi@pnu.ac.ir

### چکیده

معدنکاری از مهمترین فعاليت ها در پروژه های اکتشاف و معدنکاری هستند که تغييراتی بزرگی بر مورفولوژی محیط طبیعی به وجود می آورند. گاهی به اندازه ای است که محیط اطراف را دچار تغييرات اساسی و خسارات فراوانی می کند. کاربرد موثر ژئومورفولوژی یک ابزار مهم در جلوگیری یا به حداقل رساندن اثرات منفی معدنکاری است. در این پژوهش اثرات ژئومورفولوژیکی معدنکاری در معدن سنگ آهن سنگان مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی تاثیرات این فعاليت ها بر محیط و ارائه راه کارهای مناسب می تواند راه گشای حل بسیاری از معضلات پیش رو در حال حاضر و آینده باشد. بررسی این تغييرات در محدوده معدن سنگان با استفاده از عملیات میدانی، تصاویر ماهواره ای صورت گرفته است. نتایج پژوهش نشان می دهد فعاليت معدنی روباز باعث شده است که سطح در وضعیت تغییر ناپایدار قرار گیرد و مشکلاتی مانند ناپایداری شیب، خطرات ژئومورفولوژیکی و آسیب به محیط زیست را به همراه داشته باشد. همچنین بی ثباتی لندفرم ها ژئومورفیک ناشی از معدنکاری در معدن سنگ آهن سنگان، باعث ایجاد اثرات و شدید محیطی از جمله بر هم زدن نظم سیستم های ژئومورفیک شبکه زهکشی، فرسایش شدید بادی و افزایش گرد و غبار شده است.

کلمات کلیدی: معادن سنگ آهن سنگان؛ ژئومورفولوژی؛ خواف؛ معدنکاری

چشم اندازهای معدنی در سال ۱۹۹۰ بیش از نیم میلیون هکتار را در سراسر جهان پوشش داده اند (یانگ، ۱۹۹۲). معادن علاوه بر آنکه موجب رونق اقتصادی و اجتماعی یک منطقه به عنوان یک پدیده مثبت می شوند، اثرات منفی چشمگیری را بر محیط طبیعی و جامعه انسانی پیرامون خود حتی در مسافت های دورتر بر جای می گذارند. در این چشم اندازها، فعالیت های انسانی، پدیده های ژئومورفولوژیکی مشخصی را ایجاد می کنند (مثل معادن سطحی) این عوارض میتوانند آثار قابل توجهی مانند فرسایش، رواناب، انتقال و به جاگذاری رسوب بر فرایندهای سطح زمین داشته باشند (تارولی و سوفیا، ۲۰۱۶). معدنکاری، با ژئومورفولوژی پیوندی ناگسستنی دارد. فرآیندهای ژئومورفیک، مانند هوازدگی، بر اساس آب و باد، رسوب گذاری و فرآیندهای زیر سطحی شامل آب و ماگما، محل ذخایر معدنی را شکل داده یا تحت تأثیر قرار می دهد. فعالیتهای مرتبط با معدنکاری مواد در سطح زمین و سنگ باطله های حاصل از آن باعث ایجاد لندفرم و چشم انداز منحصر به فرد (منفی)، انباشته (مثبت) می شود (داوید، ۲۰۱۰). حذف پوشش گیاهی و رسوبات سطحی و فعالیتهایی مانند انفجار، ریختن مواد باطله و افزایش شیبه، چشم اندازهای معدنی را در برابر فرسایش، سیل، فرونشست و دیگر خطرات ژئومورفیک آسیب پذیر می کند. فرآیندهای ژئومورفیک ممکن است با اختلالات معدنی تسریع شوند. تأثیرات خارج از محل نیز رایج است، به ویژه در معادن فلزات، زیرا بسیاری از سدهای خاکی که برای تسهیل فرآوری مواد معدنی طراحی شده اند شکست خورده و منجر به ریزش باطله معدن شده است. اکتشافات تأثیرات ژئومورفولوژیکی فراوانی بر محیط می گذارد و موجبات تشدید فعالیت فرایندهای ژئومورفیک مثل لغزش، ریزش، تغییرات توپوگرافی، مسدود شدن مسیر رودخانه و... می شود (مختاری، ۱۳۸۸). باطله های معدنی در خلیج جورجیا بر زهکشی رودخانه ای اثرات نامطلوب داشته و باعث تغییر مسیر و برهم زدن تعادل نیمرخ رودخانه ها شده است (براید<sup>۲۱۸</sup>، ۲۰۰۰). فعالیت معدن آهن در زامبیا بر کیفیت آب آشامیدنی منطقه فعالیت معدن تأثیر گذاشته و موجب آلودگی آن گردیده و اثر این آلودگی را بر سلامت کارگران شاغل در معدن مورد بررسی قرار داده در نهایت نیز اثر منفی باطله های معدن بر حیات آبریان منطقه تفسیر نموده است (راونگاری و همکاران<sup>۲۱۹</sup>، ۲۰۰۵). در پژوهشی تأثیر معدن کاری بر ژئومورفولوژی با استفاده از تکنیکهای قدرتمند سیستم اطلاعات جغرافیایی و سنجش از دور در منطقه اسلام آباد پاکستان انجام شد و بر اساس تفسیر عکسهای هوایی و مطالعه سایر اطلاعات مربوطه، نتیجه گرفتند که اگر معادله فعلی همچنان ادامه یابد، خیلی زود قسمت غربی تپه های مارگالا کاهش خواهد یافت (ناواز و دیگران<sup>۲۲۰</sup>، ۲۰۰۴). تأثیر فعالیت های معدنکاری را بر ژئومورفولوژی از دیدگاه زیست محیطی درمعدن شن و ماسه

218 . Brid

219 . Ravengari & et. al

220 . Nawaz et. al

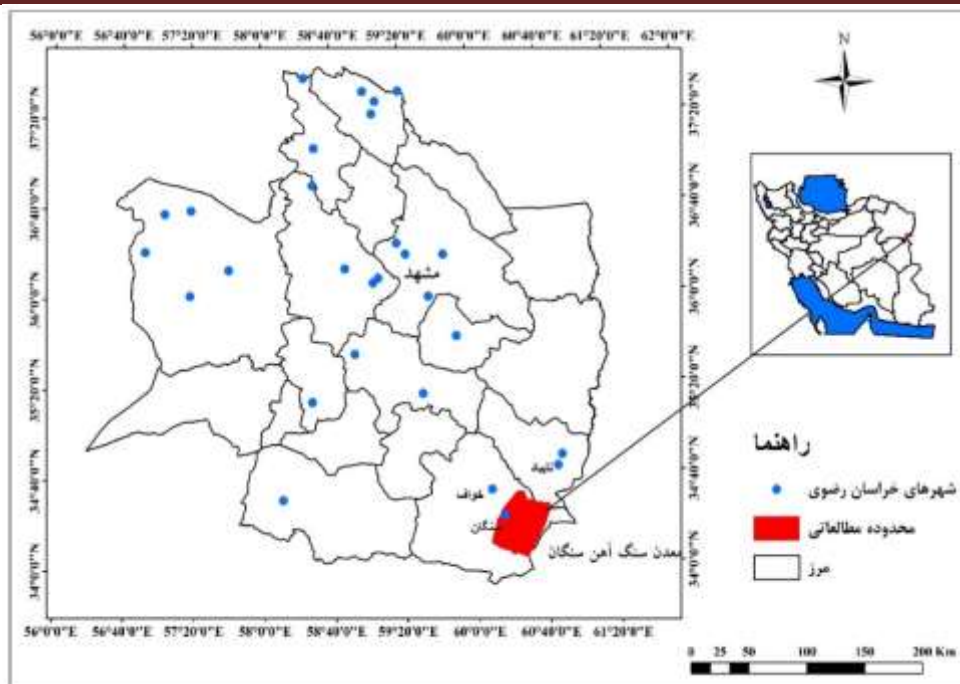
تنگل شور جنوب شرق شهر مشهد نتیجه حاصل شد که عملیات معدنکاری در مقیاس وسیع شامل خاکبرداری، خاکریزی، حفر گودال، تیغ زنی دیواره ها و انفجار و برداشت بی رویه سبب بروز تنش در منطقه شده و شکل اولیه سطح زمین دچار تغییرات زیادی در توپوگرافی و شکل الگوی زمین شده است (شیبانی و همکاران، ۱۳۹۴). در مطالعه ای تأثیر فعالیت های معدن کاوی در مهمترین معدن طلای ایران (معدن زرشوران واقع در استان آذربایجان غربی در شمال غرب ایران) نشان داد که فعالیت های معدنی، قرار گرفتن در معرض حجم زیادی از باطله های معدنی و زمینه های غیرمتمعارف زیادی از فلزات ردیابی در منطقه معدن، به عنوان منابع اصلی آلودگی فلزات سنگین در نظر گرفته می شود (مدبری و مور ۲۰۰۴). در میان اثرات توپوگرافی آنتروپوژنیک روی زمین، معادن روباز از اهمیت بالایی برخوردارند. معدنکاری به دلیل نقش آن در مخاطرات و فرآیندهای ژئومورفیک مورد توجه ژئومورفولوژیست ها و محققان محیط زیست است. بررسی این تغییرات و ارائه راه حل مناسب می تواند راهگشای حل بسیاری از مشکلات باشد. هدف از این پژوهش بررسی تأثیرات معدنکاری و فعالیت های انسان بر روی ژئومورفولوژی منطقه در معدن روباز سنگ آهن سنگان خواف است.

## ۲- مواد و روش

در این پژوهش بررسی تغییرات در محدوده معدن سنگان با استفاده از عملیات میدانی، تصاویر ماهواره ای صورت گرفته است.

### ۲-۱- محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در این پژوهش معادن سنگ آهن سنگان ۲۲۲ در ۱۸ کیلومتری شمال شرقی شهر سنگان با عرض جغرافیایی  $34^{\circ} 24'$  تا  $34^{\circ} 55'$  شمالی، طول جغرافیایی  $60^{\circ} 16'$  تا  $60^{\circ} 50'$  شرقی در شمال شرقی ایران می باشد. یکی از بزرگترین مناطق معدنی در ایران و از غنی ترین کنسارهای خاورمیانه محسوب می شود که در ناحیه ای مستطیل شکل با طول ۲۶ کیلومتر و عرض ۸ کیلومتر واقع شده است. این ذخایر سنگ آهن حاوی کل منبع زمین شناسی ۱.۲ میلیارد تن اکثراً مگنتیت با درجه آهن از ۲۷ تا ۶۱٪ است (شکل ۱).

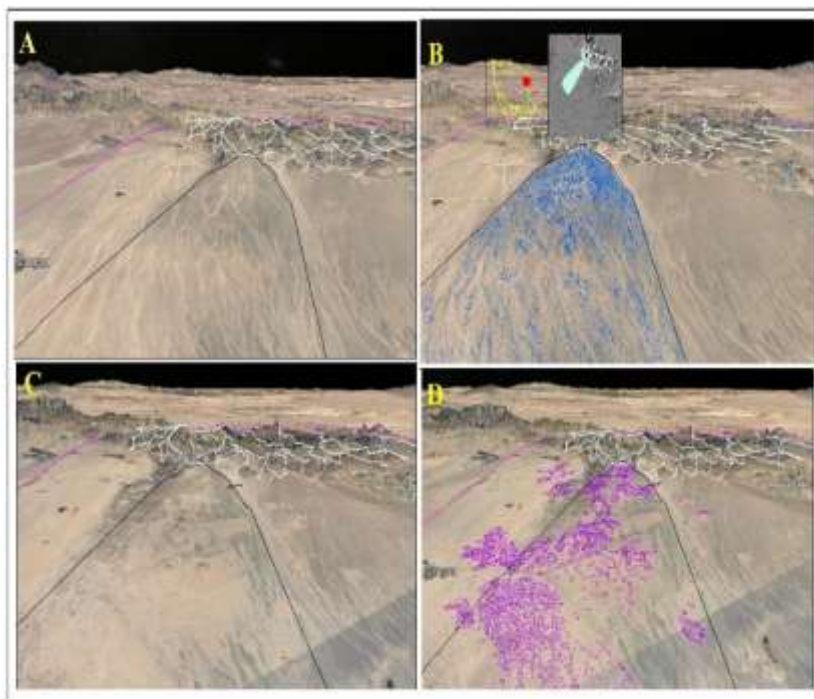


شکل ۹- موقعیت منطقه مورد مطالعه

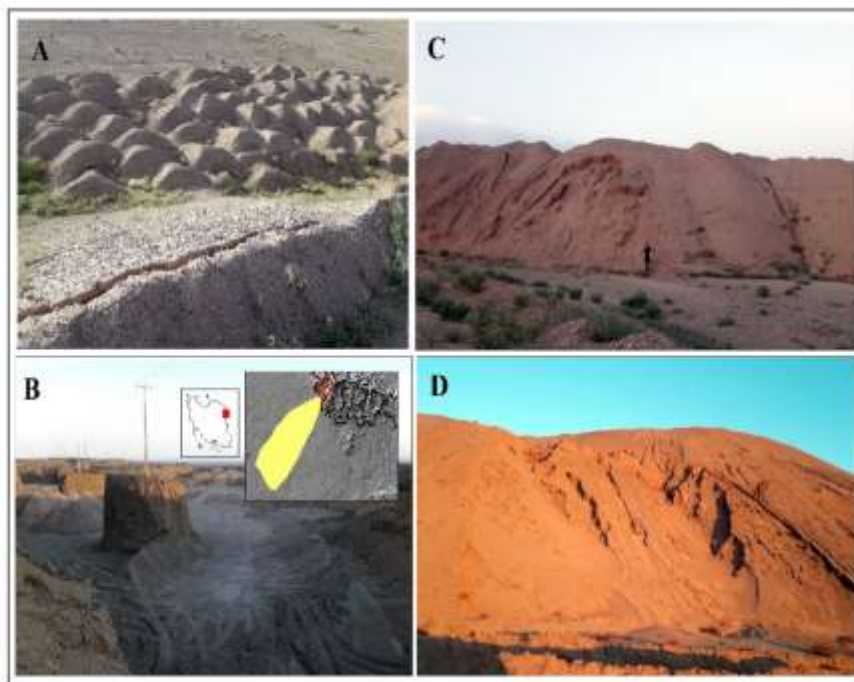
### ۳- بحث و گفتگو

وضعیت محیط طبیعی معدن سنگ آهن سنگان در دهه‌های اخیر بیان می‌کند که فعالیت‌های انسانی مؤثرترین علل تغییرات محیطی و ژئومورفولوژی در منطقه معدنی است که نقشی مهم در ایجاد مشکلات محیطی از قبیل تغییرات شدید ژئومورفیک در چشم انداز معدن، فرسایش خاک، آلودگی شدید جو، حجم زیاد باطله‌های معدنی، عدم توجه به مسائل محیطی، و مهم‌تر از همه بهم ریختن مورفولوژی زمین و سیستم‌های ژئومورفیک شبکه زهکشی. شبکه‌های زهکشی رایج‌ترین واحدهای سطح زمین هستند. عملیات معدنکاری این ساختار سطحی کارآمد را مختل کرده است و منجر به عدم تعادل مختلف در بین نیروها و مقاومتها می‌شود و باعث می‌شود فرایندهای ژئومورفیک با سرعت بیشتری کار کنند. در شکل ۲ تصاویر وضعیت شبکه زهکشی و حوضه آبریز منطقه قبل و بعد معدنکاری نشان داده شده است. باطله‌های معدنی دارای سطح وسیعی است که انرژی فرسایشی آب را جمع می‌کند و سپس حجم بیشتری از آب را بر روی شیب تند تخلیه می‌کند. شیب‌های تند و بدون پوشش گیاهی باطله‌های معدنی مستعد فرایندهای دامنه‌ای نظیر پدیده‌های ریزش و لغزش بر روی باطله‌ها است (شکل ۳). فرایندهای ژئومورفولوژیکی از جمله فرسایش شیاری و ترک‌های کششی که در سطح باطله‌ها ملاحظه می‌شود که به دلیل بافت باطله می‌باشد (شکل ۴ و ۵). همچنین باطله‌ها موجب تغییر مسیر آبراهه‌ها و افزایش بار رسوبی آبراهه‌ها، تغییر در تغییر در مورفولوژی سطح زمین، انسداد مسیر آبراهه‌ها و تغییر مسیر سیلاب‌های منطقه و به دنبال آن عدم ذخیره آب ناشی از سیلاب در مناطق پایین

دست می باشد که قبلا برای آبیاری مزارع مورد استفاده قرار می گرفت. (شکل ۶). سیل در معادن یک خطر بالقوه هستند، زیرا آب می تواند از بالا وارد چاله ها و تونل ها شود. ریختن سنگ های باطله در دره ها ظرفیت کانال را کاهش داده است، ناپایداری کانال ممکن است منجر به رسوب و سیلاب پایین دست شود و خرابی سدهای معدنی می تواند منجر به سیل های فاجعه بار شود. با افزایش فعالیت های معدنکاری مسأله گرد و غبار عاملی نگران کننده برای مردمان منطقه به ویژه معدن کاران است. این ذرات که اکثراً دارای سیلیس میباشند، موجب بیماری های ریوی و تنفسی شده و در نهایت منجر به مرگ می شوند.



شکل ۲- وضعیت مخروطه افکنه ها و شبکه زهکشی قبل (A,B) و بعد فعالیت های معدنکاری (C,D)



شکل ۳- فرایندهای (لغزش) و فرم‌های ناشی از معدنکاری



شکل ۴- فرسایش خطی

شکل ۵- ترک‌های کششی سطح باطله‌ها



شکل ۶- مسدود کردن مسیر آبراهه ها و ایجاد سد توسط باطله ها

#### ۴- نتیجه گیری

این تحقیق به بررسی تغییرات ژئومورفیک ناشی از معدنکاری در معدن سنگ آهن سنگان پرداخته است. با استفاده از مشاهدات و بررسی های میدانی صورت گرفته میتوان بیان کرد که عمده ترین عامل تغییرات در ژئومورفولوژی منطقه فعالیت های انسانی است که با بهره برداری و استخراج موجب بهم ریختن چشم اندازهای ژئومورفیک شده است. این معدن با وجود توسعه و در نتیجه رشد اقتصادی، با بهره برداری کانه آهن منجر به تولید مقادیر عظیمی مواد باطله می شود که می تواند سبب به وجود آمدن تغییرات ژئومورفولوژیکی مختلف و به دنبال آن زیست محیطی باشد. این باطله ها شامل سنگ هایی هستند که بعد از جدا کردن کانیها و مواد با ارزش باقی می ماند. به تدریج در طی زمان و معدنکاری کیفیت کانسنگ کاهش یافته و میزان باطله افزایش می یابد. از دیدگاه ژئومورفولوژی، جامعه باید راه حلی برای به حداقل رساندن چنین بحران هایی پیدا کند. قابلیت ارزیابی آثار توپوگرافی انسان با استفاده از نقشه های توپوگرافی با وضوح بالا که به کمک فنون سنجش از دور جدید ارائه می شوند، یک چالش خواهد بود (تارولی، ۲۰۱۴). فهرست گسترده ای برای ژئومورفولوژیست های آنتروپوژنیک وجود دارد که دانشمندان علوم زمین را برای ارزیابی حد تغییر شکل فرایندهای ژئومورفیک در سراسر جهان توسط جوامع انسانی قادر می سازد. در نتیجه، این موارد تسهیل خواهند شد: ۱- بینش جدید درباره حساسیت چشم اندازها و واکنش آنها به نیروی انسان در مقیاس جهانی؛ ۲- توسعه و اجرای استراتژیها و شیوه هایی برای کاهش تأثیرات اجتماعی و محیطی تغییرات ژئومورفیک آنتروپوژنیک.

## ۵-منابع

شیبانی یحیی، لادن؛ سعید سعادت و علی اصغر آریایی، (۱۳۹۴)، تاثیر فعالیت های معدن کاری بر ژئومورفولوژی از دیدگاه زیست محیطی، دومین کنگره بین المللی زمین شناسی کاربردی، مشهد، گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی مشهد.

کرمی، فریبا؛ رستم زاده هاشم (۱۳۸۶). ارتباط وقوع حرکات توده‌ای مواد با احداث شبکه‌های ارتباطی بزرگراه‌های شهر تبریز. پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۰.

-مختاری کشکی داوود (۱۳۸۸). آثار ژئومورفیکی عملیات راهسازی در مناطق حساس ژئومورفولوژیک (مطالعه موردی: راه روستایی ارلان در شمال غرب ایران)، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دوره ۲۰، شماره ۴.

Brid, J. F., (2000). Impact of mining waste on the rivers draining into George's Bay, northeast Tasmania in :Birzaga,S.,Finlayson, B.(Eds),River management: the Australasian Experience.Wilery,Chichester, p.151-172.

Burnley, R. B. (1993). Mine reclamation and waste dump stability (Doctoral dissertation, University of Nevada, Reno).

Clement, A. J., Nováková, T., Hudson-Edwards, K. A., Fuller, I. C., Macklin, M. G., Fox, E. G., & Zapico, I. (2017). The environmental and geomorphological impacts of historical gold mining in the Ohinemuri and Waihou river catchments, Coromandel, New Zealand. *Geomorphology*, 295, 159-175.

Da'vid, L., 2010. Quarrying and other minerals. In: Szabo', J., Da'vid, L., Lo'czy, D.(Eds.), *Anthropogenic Geomorphology: A Guide to Man-Made Landforms*. Springer, Dordrecht, The Netherlands, pp. 113–130 (Chapter 9).

Haigh, M.J., 1978. *The Evolution of Slopes on Artificial Landforms*, Blaenavon, UK.University of Chicago Press, Chicago, IL, 307 pp.

Hartmann, H.L., Mutmanský, J.M., 2002. *Introductory Mining Engineering*, Second ed. Wiley, Hoboken, NJ, 584 pp

-Palmer, M. A., Bernhardt, E. S., Schlesinger, W. H., Eshleman, K. N., Foufoula-Georgiou, E., Hendryx, M. S., ... & White, P. S. (2010). Mountaintop mining consequences. *Science*, 327(5962), 148-149.

Modabberi, S., F. Moore. (2004). Environmental geochemistry of Zarshuran Au-As deposit,

NW Iran. Vol46. No. 6-7. 796-807.

Nawz. F., P. Hamidullah and A. Fayaz. (2004). The effect of mining on 40-geomorphology (Detection of changes by using Remote Sensing techniques). National Center of Excellence in Geology, University of Peshawar, Pakistan.

Ravengari, D., love, D., love, I., Gratwicke, B., Maundingaisa, O., and Own, R., (2005). Impact of iron duke pyrite mine on water chemistry aquatic life Mazowe valley Zimbabwe, v.2, p.219-228.

Tarolli P and Sofia G (2016) Human topographic signatures and derived geomorphic processes across landscapes. *Geomorphology* 255: 140–161.

Tarolli P (2014) High-resolution topography for understanding Earth surface processes: opportunities and challenges. *Geomorphology* 216: 295–312.

Young, J.E., 1992. Mining the Earth. In: Brown, L.R., et al. (Eds.), *State of the World – 1992*, (cited by Johnson and Lewis, 1995).

قدردانی

بدین وسیله از مجتمع معدن سنگ آهن سنگان برای ارائه داده قدردانی مینماییم.

## رودخانه سیروان؛ بررسی فرصت ها و تهدیدهای ناشی از آن

در محدوده میراث جهانی هورامان (حداقل سد زاوه تا سد داریان)

Sirvan River; Examining the opportunities and threats arising from it  
In the Horaman world heritage area (between Xavah Dam and Darian Dam)

خبات امانی<sup>۱</sup>؛ مهسا حجة جلالی<sup>۲</sup>

۱. دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تهران؛ ایران Khabat.Amani@ut.ac.ir

۲. کارشناس ارشد مهندسی و مدیریت منابع آب دانشگاه تبریز؛ ایران Mahsa.hjalaly@gmail.com

### چکیده

رودخانه‌ها از فراوان‌ترین مناظر مورفولوژیکی سطح زمین هستند؛ وجود رودخانه در هر منطقه می‌تواند فهرست متنوعی از فرصت‌ها و تهدیدها را برای ساکنان مجاور خود فراهم نماید که بسته به ابعاد رودخانه، وسعت حوضه آبریز آن و تراکم جمعیت انسانی پیرامونش متغیر است. رودخانه سیروان بزرگ‌ترین رودخانه استان کردستان است که نواحی وسیعی از محدوده ثبت شده میراث جهانی هورامان را نیز زهکشی می‌کند. پژوهش حاضر با هدف بررسی فرصت‌ها و تهدیداتی که این رودخانه برای محدوده ثبت شده میراث جهانی هورامان فراهم نموده انجام شده است. از جمله فرصت‌های ایجاد شده می‌توان به تأمین آب شرب و کشاورزی روستاها و شهرهای اطراف، مناظر زیبای مورفولوژیکی و بحث گردشگری، تنوع زیست محیطی، فراهم نمودن اشتغال در زمینه مزارع پرورش ماهی و غیره اشاره نمود. علی‌رغم وجود فرصت‌های فراوان این رودخانه تهدیداتی را نیز متوجه ساکنین اطراف نموده است که از آن جمله می‌توان بحث سیل و طغیان رودخانه، آلودگی‌های زیست‌محیطی و مواردی از این قبیل را نام برد. نتایج حاصل مؤید آن است که با شناخت دقیق رودخانه سیروان و پیش‌بینی رفتار آن از مناظر مختلف هیدرولوژیکی، زیست‌محیطی، مورفولوژیکی و مخاطرات می‌توان میزان تهدیدات را به حداقل رسانیده و با افزایش بهره‌وری از آن زمینه تعامل صحیح انسان و محیط را فراهم نمود.

کلمات کلیدی: رودخانه، سیروان، هورامان، سیلاب.

## مقدمه

رودخانه‌ها شریان‌های حیاتی کره زمین و از فراوان‌ترین مناظر مورفولوژیک زمین می‌باشند. وجود رودخانه در هر منطقه نعمت پراهمیتی است که باید به حفظ و حراست آن توجه شود. توجه دقیق و مهندسی به رودخانه و نحوه رفتار آن می‌تواند مزایای متعددی را برای جوامع انسانی به همراه داشته باشد؛ رودخانه‌ها برای تأمین آب کشاورزی، صنعت، حمل و نقل، تفریحات و حتی به عنوان مسیرهای تخلیه آب آلوده مورد استفاده انسانند اما خطراتی چون فرسایش، سیل و مشکلات ناشی از انتشار آلودگی‌ها و بیماری‌ها را نیز به همراه دارند. علاوه بر جنبه‌های فیزیکی رودخانه‌ها از لحاظ فرهنگی، سیاسی و مذهبی نیز همواره حائز اهمیت بوده‌اند (کروساتو و رایت، ۲۰۱۳). وجود رودخانه‌های متعدد، پر آب طویل و عاری از آلودگی عامل مهم و اساسی در شکوفایی، رشد و توسعه همه جانبه جوامع بوده است (پیروز و همکاران، ۱۳۸۸).

به دلیل فرسایش کناری و جابجایی مرزهای رودخانه، هرساله سطح زیادی از اراضی کشاورزی و نواحی مسکونی و تأسیسات ساحلی در معرض نابودی و تخریب قرار می‌گیرند (رنگزن و همکاران، ۱۳۸۷). از آنجا که استقرار بخش عمده‌ای از شهرها و روستاها در امتداد رودخانه‌ها جهت بهره‌برداری از آب برای زراعت، شرب و صنعت و نیز استفاده از توپوگرافی مساعد و خاک حاصل خیز اطراف آن صورت می‌گیرد زمینه برای تغییرات بیشتر در بستر و استفاده از پتانسیل‌های رودخانه‌ها بیشتر می‌شود. علاوه بر آن تخریب و انهدام پوشش گیاهی در طول مسیر و جریان رودخانه‌ها، در نهایت باعث رشد، سرعت و غلظت سیل و سیلاب و فرساینده‌گی بسترها دخیل می‌باشند.

اما مهم‌ترین مخاطره‌ای که رودخانه متوجه جوامع انسانی می‌کند سیل است؛ سیل به صورت ساده جریانی است که نسبت به میانگین حجم آب در رودخانه بالاتر باشد (وول، ۲۰۰۰). این مخاطره طبیعی - انسانی در طول تاریخ رایج‌ترین، مرگبارترین و پرهزینه‌ترین خطر در میان مخاطرات طبیعی بوده است (کوسکای، ۲۰۰۸؛ نقل از نیری و همکاران؛ ۱۳۹۵). از این رو منطقه مورد مطالعه نیز با توجه به وضعیت توپوگرافی و همچنین اقلیمی منطقه دارای پتانسیل سیل خیزی بالایی است. کما اینکه استان کردستان تاکنون نیز سیلاب‌های زیان بار متعددی را به خود دیده است.

فراوانی و پیامدهای حوادث حدی سیلاب در دهه‌های اخیر در سراسر جهان به سرعت افزایش یافته است و تغییرات اقلیمی احتمالاً این روند را در آینده نزدیک تشدید می‌کند (مصری علمداری، ۲۰۲۱). عوامل اصلی در این افزایش ریسک عبارتند از: تغییرپذیری اقلیمی و رخدادهای حدی، رشد جمعیت جهانی و افزایش فعالیت‌های اقتصادی در مناطق مستعد سیل، همراه با وابستگی متقابل و روزافزون آن‌ها به زیرساخت‌ها و سازه‌های حفاظت از سیل و زهکشی که بخش قابل توجهی از آن‌ها از وضعیت ناشناخته یا وخیمی برخوردار هستند (وان هرک، ۲۰۱۴).

رودخانه به عنوان یکی از منابع اصلی تأمین آب می تواند برای مصارف کشاورزی، شرب و صنعت مورد استفاده قرار گیرد. در دهه اخیر مفهوم رژیم طبیعی جریان، به عنوان یک الگو جهت حفظ و نگهداری رودخانه پدید آمده است (Poff et al, 1997). برای تعیین میزان آب قابل برداشت از رودخانه باید به جریان زیست محیطی توجه ویژه ای نمود (کریمزادگان و همکاران، ۱۳۸۷). جریان زیست محیطی به تخصیص آب در مکان و زمان مشخص گفته می شود که عمدتاً در یک رودخانه رها می شود تا سلامت رودخانه و جامعیت اکوسیستم هایی که به وسیله جریان رودخانه ها پایدار نگه داشته شده اند را مدیریت کند (Panella and Hirji, 2003 به نقل از نبوی و همکاران، ۱۳۹۷).

شرایط توپوگرافی و مورفولوژی خاص رودخانه ها در حوضه سیروان زمینه اجرای پروژه های مهم اقتصادی در این ناحیه، از جمله احداث سدهای بزرگ به منظور آبیاری اراضی کشاورزی، تولید انرژی، صید پرورش آبزیان، توریسم و ایجاد صنایع بزرگ که نیازمند آب زیادی می باشد را فراهم آورده است. سدهای گاوشان با حجم ۵۵۰، سد آزاد با ظرفیت ۲۶۰ میلیون مترمکعب و سد قشلاق سنندج با ظرفیت ۲۲۴ میلیون مترمکعب از مهم ترین سدهای حوضه آبخیز رودخانه سیروان هستند. به طور کلی با قرار گرفتن شهرهای مهمی همچون سنندج (مرکز استان) و مریوان در این حوضه و پتانسیل بسیار زیادی که از نظر منابع آب دارد می تواند موجب بهبود شاخص های اقتصادی در این استان گردد (گنجائیان و امانی ۱۳۹۹).

با عنایت به موارد فوق الذکر می توان گفت که رودخانه دارای جوانب مثبت و منفی متعددی بر زندگی انسان واقع در پیرامون آن است. از آن جا که رودخانه سیروان نیز بزرگ ترین رودخانه موجود در استان کردستان بوده و مساحت بالایی از آن استان را زهکشی می کند لذا شناخت فرصت ها و تهدیدهای مرتبط با آن ضروری بوده و در سازگاری انسان ساکن در حاشیه با طبیعت رودخانه مؤثر است.

غالب پژوهش هایی که در مورد فرصت ها و چالش های مرتبط با رودخانه ها انجام شده است به شناخت یک یا چند مورد محدودیت یا فرصت پرداخته و کم تر با دید کلی نگرانی به موضوع پرداخته شده است. لذا وجه تمایز پژوهش حاضر با غالب پژوهش های موجود در این زمینه دید همه جانبه به موضوع و جمعیت نکات مثبت و منفی موضوع است. امید است در آینده پژوهشگران مباحث رودخانه ای این موضوع را بسط داده و هم در مورد رودخانه سیروان به صورت کامل و جامع تر و هم در مورد سایر رودخانه های بزرگ چنین مطالعاتی را انجام دهند.

## منطقه مورد مطالعه

### -حوضه آبریز سیروان

این حوضه با وسعت حدود ۷۵۰۰ کیلومترمربع از پرآب‌ترین حوضه‌های آبریز کردستان محسوب می‌شود. به‌طوری‌که ۲/۸ میلیارد مترمکعب آب‌های سطحی استان در این حوضه جریان دارد (شرکت آب منطقه‌ای استان کردستان، ۱۳۹۵). رودخانه سیروان با طول ۲۱۳ کیلومتر از پرآب‌ترین و بزرگ‌ترین رودخانه‌های استان می‌باشد.

حوضه مورد مطالعه پژوهش حاضر با وسعت ۵۹۹۰ کیلومتر مربع حاصل به هم پیوستن شاخه‌های قشلاق، گاوهرود و تنگیور است که در شهرستان‌های سنندج، سنقر و کامیاران قرار دارد. در ادامه پیرامون این سه شاخه توضیحات مختصری ارائه می‌گردد؛ رودخانه قشلاق از روستاهای باینجوب و صیدان سرچشمه می‌گیرد. این سرشاخه‌ها در نزدیکی روستای عباس‌آباد در حدود ۳۰ کیلومتری شمال شهر سنندج به هم می‌رسند و به سمت جنوب جریان پیدا می‌کنند و ضمن دریافت چند سرشاخه دیگر وارد سد قشلاق (وحدت) می‌شوند. در ادامه به سمت جنوب جریان یافته و از شرق شهر سنندج عبور می‌کند و به سمت جنوب و شهرستان کامیاران امتداد می‌یابد و در نهایت در جنوب شهرستان سنندج و در نزدیکی روستای بزlane به گاورود ملحق می‌شود و وارد رودخانه سیروان می‌شود (امانی، ۱۳۹۴).

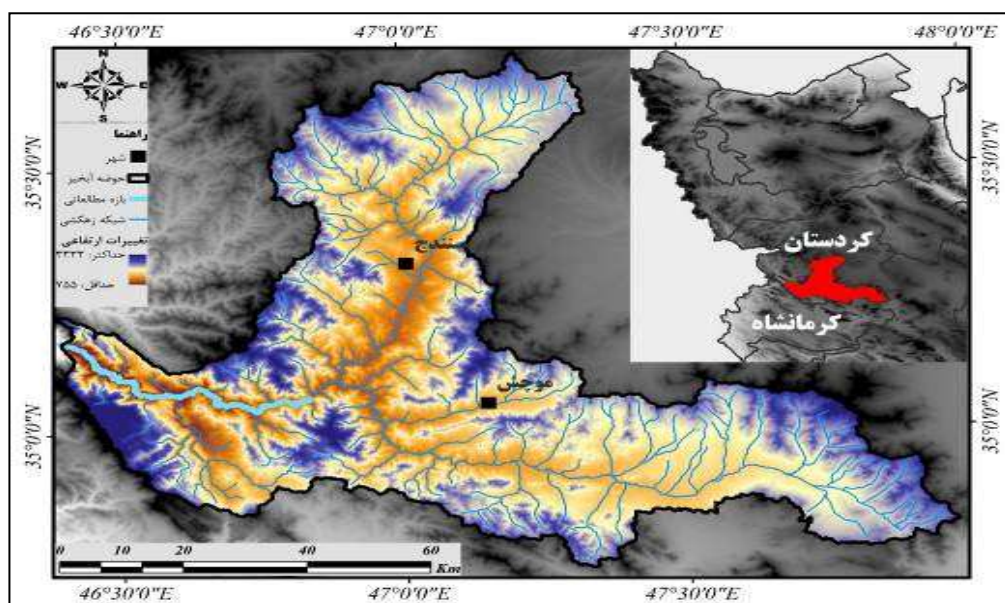
رودخانه گاورود از کوه‌های غربی شهرستان اسدآباد سرچشمه می‌گیرد. این رودخانه به سمت غرب و شهرستان سنقر یافته و سرشاخه‌های متعددی از کوه‌های شمالی شهرستان سنقر دریافت می‌کند. گاورود با جهت شرق به غرب از شهرستان سنقر عبور می‌کند و در نهایت وارد شهرستان کامیاران می‌شود و در نزدیک روستای خامسان به سد گاوشان می‌ریزد. رودخانه گاورود پس از سد گاوشان به سمت غرب جریان پیدا می‌کند و در نزدیکی روستای بزlane پس از محلق شدن به رودخانه قشلاق وارد سیروان می‌شود.

رودخانه تنگیور نیز از ارتفاعات شاهو در دهستان ژاورود کامیاران سرچشمه می‌گیرد. دو سرشاخه اولیه این رودخانه که از روستاهای عصرآباد و لون‌سادات سرچشمه گرفته‌اند در نزدیکی روستای تیلکوه به هم می‌رسند و به سمت شمال غرب جریان می‌یابد. در ادامه مسیر از روستای تنگیور عبور کرده و بعد از عبور از دره پالنگان، وارد رودخانه سیروان می‌شود (گنجائیان و امانی، ۱۳۹۹).

بازه مطالعاتی پژوهش حاضر نیز حد فاصل سد ژاوه و سد داریان به طول ۶۰ کیلومتر می‌باشد که تمامی آن در محدوده میراث جهانی هورامان واقع شده است. رودخانه سیروان در این بازه شاخه‌های کوچک و بزرگ زیادی از جمله رودخانه تنگیور را دریافت نموده و از روستاهای متعددی نظیر دله‌مرز، دیوزناو و مجاورت پالنگان نیز عبور می‌کند. شکل ۱ نقشه حوضه مورد مطالعه و بازه مورد نظر را نشان می‌دهد.

## مواد و روش‌ها

تحقیق حاضر از نوع توصیفی-تحلیل بوده و جهت انجام آن از مطالعات کتابخانه‌ای و منابع و مقالات، داده‌های هیدرومتری ایستگاه‌های موجود، لایه‌های اطلاعاتی و بازدیدهای میدانی استفاده شده است. روش کار بدین صورت بود که ابتدا فرصت‌ها و محدودیت‌های مرتبط با رودخانه سیروان در محدوده مطالعاتی شناسایی شده و در زمینه هر کدام اقدام به تهیه و جمع‌آوری داده، گزارش، مقاله، کتاب و غیره شد. سپس نتایج هر کدام در بخش مربوطه ارائه شده و با بازدیدهای میدانی به عمل آمده نتایج حاصل تدقیق گردید. با استفاده از نرم افزار ARC GIS و اکستنشن ARC Hydro حوضه بالادست بازه مطالعاتی و شبکه زهکشی آن استخراج شده و نتایج بر روی برنامه Google Earth صحت سنجی شد. دبی سیلابی رودخانه از گزارشات هیدرولوژی و سیلاب طرح‌های تعیین حد بستر، حریم و مرحله اول ساماندهی رودخانه‌های واقع در شهرستان کامیاران و رودخانه‌های حوضه آبریز مرزی غرب و کرخه در شرکت مهندسی مشاور آب پردازان نواندیش تهیه شد. نقشه پهنه بندی سیلاب روستای دله مرز به عنوان روستای شاخص واقع در مجاور رودخانه سیروان در انتهای بازه مورد نظر در نرم افزار HEC RAS و اکستنشن HEC Geo RAS به دست آمد و نتایج بر روی Google Earth و KMZ تهیه شده از طریق نقشه برداری با پهباد شرکت مهندسی مشاور آب پردازان نواندیش نمایش داده شد. در نهایت نتایج به دست آمده حاصل از مطالعه منابع موجود و یافته‌های تحقیق حاضر در دو زیرمجموعه فرصت‌ها و چالش‌ها تفکیک و بررسی شده و پیشنهاداتی جهت استفاده بهینه از رودخانه سیروان همسو با اهداف میراث جهانی هورامان ارائه گردید.



شکل ۱: نقشه معرفی منطقه مورد مطالعه

## بحث و یافته‌ها

از آنجا که هدف پژوهش حاضر مطالعه و بررسی پیرامون نکات مثبت و منفی رودخانه سیروان در محدوده میراث جهانی هورامان است لذا ابتدا فرصت‌های موجود در این زمینه شناسایی و ارائه شده و سپس به بررسی چالش‌ها و محدودیت‌های ناشی از آن پرداخته می‌شود.

## فرصت‌ها

### - تأمین آب شرب و کشاورزی

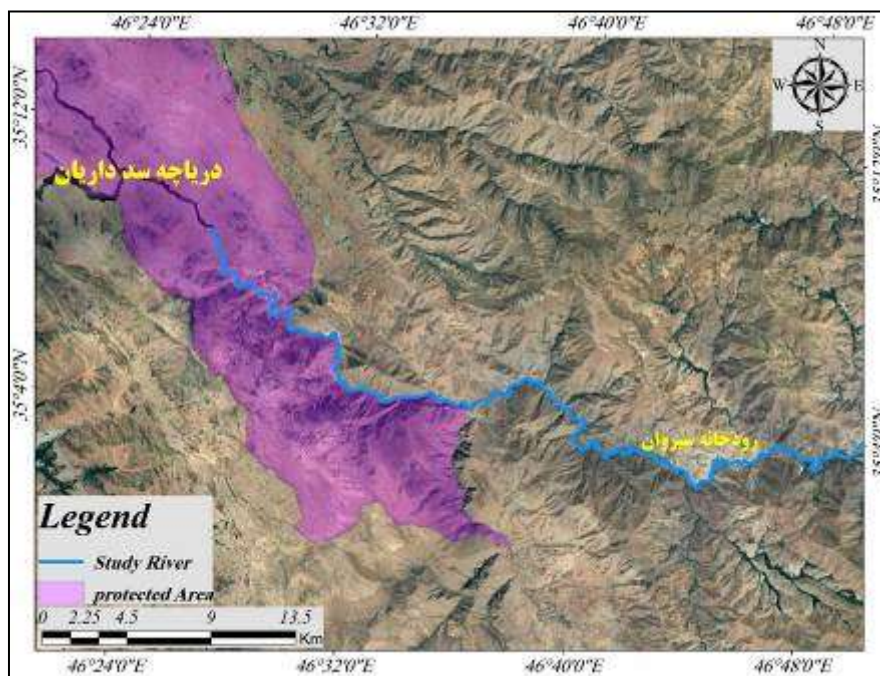
رودخانه سیروان از رودخانه‌های دائمی استان بوده که میانگین آبدهی سالانه آن در مجاورت مجتمع پرورش ماهی پالنگان (ایستگاه هیدرومتری سیروان - پالنگان) بالغ بر ۱۷ متر مکعب بر ثانیه می‌باشد (شرکت آب منطقه‌ای کردستان، گزارش هیدرولوژی مطالعات تعیین حد بستر و حریم رودخانه‌های محدوده شهرستان کامیاران، ۱۳۹۸). هرچند در مجاورت بازه مورد مطالعه شهر وجود ندارد اما روستاهای متعددی در حاشیه بستر رودخانه مستقر هستند که معیشت غالب ساکنان آن‌ها وابسته به فعالیت‌های زراعی، کشاورزی و دامداری بوده که لازمه بقای آن‌ها دسترسی به منابع آبی است. از آن جمله می‌توان به باغات موجود در حاشیه بستر در روستاهای نراز، پالنگان، دیوزناو و دله‌مرز اشاره نمود.

در منتهی الیه بازه مورد نظر پژوهش حاضر سد داریان بر روی رودخانه سیروان احداث شده که حجم مخزم آن ۳۳۸ میلیون متر مکعب می‌باشد که هدف طرح جمع‌آوری رودخانه سیروان به منظور استفاده از انرژی برقابی، انتقال آب به حوزه‌های آبریز مجاور از جمله به دشت‌های نواحی گرمسیری از طریق تونل نوسود به منظور استفاده کشاورزی در حوزه‌های آبریز رودخانه‌های این مناطق و تأمین حقابه‌های پایین دست سد می‌باشد (شرکت مهندسی مشاور مه‌هاب قدس).

### - محیط زیست

تنوع زیست محیطی جالب توجهی که در محدوده هورامان وجود دارد تا حدود زیادی مدیون جریان دائمی آب رودخانه سیروان است؛ به گونه‌ای که هم از نظر تأمین نیاز آبی حیات گیاهی و جانوری این منطقه و هم از منظر تعدیل هوا شایان توجه است. مرتبط با رودخانه سیروان منطقه حفاظت شده شاهو و کوسالان وجود دارد که طی مصوبه شماره ۳۰۳ شورای عالی محیط زیست (کمیسیون زیر بنائی دولت) در سال ۱۳۸۸ به عنوان منطقه حفاظت شده به مناطق تحت مدیریت سازمان حفاظت محیط زیست پیوسته است (شکل ۲).

این منطقه با وسعت ۵۷۲۳۶ هکتار در استان کردستان حد فاصل شهرهای سروآباد، مریوان و کامیاران و هم مرز با کردستان عراق واقع شده است. در این منطقه تاکنون ۱۱۷ گونه پرنده، ۲۳ گونه پستاندار، ۱۷ گونه خزنده و ۲۴۲ گونه گیاهی شناسایی شده است. مهم ترین پوشش گیاهی این منطقه شامل جنگل های بلوط می باشد. گونه های شاخص جانوری نیز شامل سیاه گوش، کل و بز، خرس قهوه ای، پلنگ، کرکس، هما و عقاب طلایی هستند.



شکل ۲: نقشه منطقه حفاظت شده شاهو و کوسالان و ارتباط آن با رودخانه

## -مزارع پرورش ماهی

در محدوده مورد نظر از رودخانه سیروان مزارع و مجتمع های پرورش ماهی متعددی وجود دارند. مجتمع تکثیر و پرورش ماهی قزل آلا ی رنگین کمان با ظرفیت تولید ۵۴۰ تن ماهی قزل آلا و تکثیر ۳ میلیون قطعه بچه ماهی در سال در زمینی با مساحت حدود ۷۰۱ هکتار در روستاهای پالنگان شاخص ترین این مجتمع ها می باشد (ویسی و همکاران، ۱۳۹۷؛ شکل ۳). مجتمع پرورش ماهی دیوزناو نیز با وسعت حدود ۲ هکتار و ظرفیت تولید ۳۸۰ تن ماهی قزل آلا در سال در مجاورت روستایی با همین نام در حاشیه رودخانه سیروان احداث شده است (شرکت توسعه و عمران اراضی کشاورزی). علاوه بر این دو مجتمع بزرگ، بالغ بر ۵ مزرعه پرورش ماهی به صورت مجزا در حاشیه رودخانه واقع شده اند. هر کدام از این مزارع ظرفیت اشتغال زایی را برای افراد زیادی از ساکنین روستاهای مجاور فراهم نموده اند که

با توجه به مسافت این محدوده از شهرها و وضعیت معیشتی و محرومیت این منطقه از امکانات و تسهیلات اشتغال بسیار حائز اهمیت است.



شکل ۳: مجتمع پرورش ماهی پالنگان در مجاورت رودخانه سیروان (عکس مربوط به شهریور ۱۴۰۰)

### - مناظر مورفولوژیک و ژئوتوریسم

عبور رودخانه سیروان از منطقه کوهستانی با توپوگرافی خشن و ناهموار موجب شده که در دره‌های عمیق این رودخانه مسیر خود را پیدا نموده و گاه‌آ‌ دامن‌ها با شیب نزدیک به قائم به رودخانه مشرف هستند. تنوع لیتولوژیکی در مسیر رودخانه موجب شده است که بستر خود را به صورت پیچان رودی تغییر داده ترکیب پیچان رودها با دامن‌های پرشیب و گاه‌آ‌ سیلاب‌دشت‌های نسبتاً هموار که به مزارع کشاورزی و باغات تبدیل شده است مناظر بسیار جالب توجهی را ایجاد نموده است. وجود روستاهای تاریخی نظیر پالنگان با فرهنگی کهن و مردمانی سخت کوش از منظر انسانی نیز منطقه را به یک جاذبه توریستی تبدیل نموده که به ویژه در فصول بهار تا پائیز گردشگران زیادی را به خود جذب می‌کند.

### - گردشگری ورزشی

گردشگری ورزشی نیز بخشی از گردشگری به شمار می‌آید که از تلفیق ورزش و گردشگری به وجود آمده است و با سرعت بالایی در حال رشد و تبدیل شدن به صنعتی بزرگ و مستقل است (ادبی فیروز جاه، ۱۳۸۵). وجود جاده یکی از عوامل کلیدی در اجرای این ورزش است که در صورت بروز هر نوع حادثه می‌تواند در تسریع روند انتقال مصدومین

نقش حیاتی داشته باشد. در ابتدای محدوده مورد نظر چنین امکانی فراهم نیست اما از روستای پالنگان به بعد امکان برگزاری رفتینگ با درجات یک تا چهار میسر می باشد که برای قایقرانی گردشگری مناسب بوده و در طول مسیر نیز مکان های مناسبی از جمله روستاهایی که در حاشیه رودخانه قرار دارند و یا زمین های مشخص شده جهت برپای کمپینگ موجود می باشد. همچنین به علت بارش های بهاری و آب شدن برف ها در فصل بهار در دامنه های اطراف این رودخانه در فصل بهار همواره درجه بندی ر از این منظر بالاتر (سه و چهار) بوده که در فصل تابستان و پائیز این مقدار تنزل می یابد. با توجه به عمق مناسب و عرض کافی و وجود مسیرهای کافی در رودخانه امکان برگزاری قایقرانی آب های خروشان با تمام قایق ها رفتینگ کانو (یک نفره و دو نفره)، کایاک (یک نفر و دو نفره)، قایق شش و هشت نفره را دارا می باشد (فرازیانی و همکاران، ۱۳۹۴).



شکل ۴: نمایی از رودخانه سیروان بر فراز پل تاریخی روستای دله مرز (عکس مربوط به مرداد ۱۴۰۱)

## ۶- محدودیت ها

### -سیلاب

هرچند توپوگرافی رودخانه سیروان به ویژه در محدوده مورد مطالعه کوهستانی خشن بوده و نواحی کوهستانی از نظر خطر سیل کم تر خطرزا هستند چون پهنه سیلابی محدودی را دارا می باشند؛ اما رودخانه سیروان از چند منظر شایان توجه است. اول اینکه به دلیل شیب زیاد دامنه ها غالباً کاربری های انسانی اعم از مسکونی، زراعی و کشاورزی در حاشیه رودخانه جایی که سیلاب دشت محدودی ایجاد شده باشد واقع شده اند و سیلاب به شدت آن ها را تحت تأثیر خود قرار می دهد. دوم اینکه به دلیل حوضه آبریز وسیع بالادست رودخانه دبی سیلابی آن بسیار زیاد بوده به گونه ای

که در محدوده روستای دله مرز دبی با دوره بازگشت ۵۰ ساله آن از ۱۰۰۰ متر مکعب در ثانیه تجاوز می کند. جدول ۱ دبی های برآورد شده این رودخانه را در دوره بازگشت های مختلف در محدوده روستای دله مرز در انتهای بازه مطالعاتی نشان می دهد (گزارش هیدرولوژی مطالعات تعیین حد بستر، حریم و ساماندهی رودخانه های حوضه آبریز مرزی غرب و کرخه؛ شرکت مهندسی مشاور آب پردازان نواندیش، ۱۴۰۰).

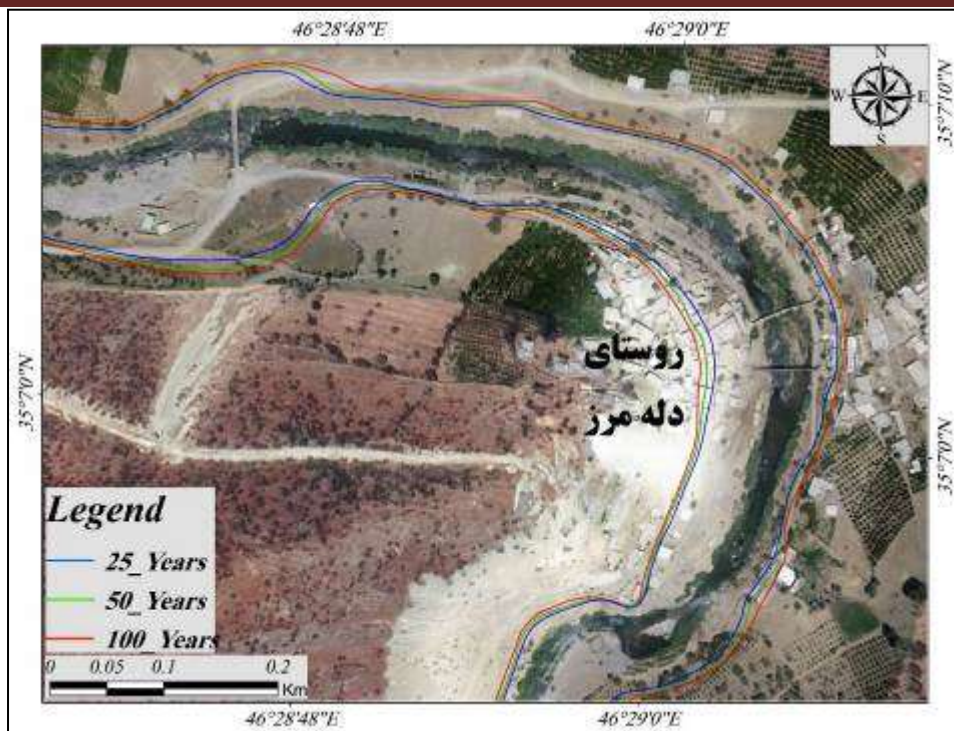
جدول ۱: حداکثر دبی لحظه ای سیلاب در انتهای بازه مورد بررسی رودخانه سیروان

| دوره<br>بازگشت (سال)                                             | ۲     | ۵     | ۱۰    | ۲۵  | ۵۰   | ۱۰۰    | ۲۰۰    | ۵۰۰    | ۱۰۰۰   |
|------------------------------------------------------------------|-------|-------|-------|-----|------|--------|--------|--------|--------|
| حداکثر<br>دبی سیلابی در<br>روستای دله مرز<br>(m <sup>3</sup> /s) | ۱۵۸.۵ | ۳۳۰.۳ | ۵۲۶.۴ | ۸۹۲ | ۱۲۵۸ | ۱۷۱۵.۴ | ۲۲۸۴.۴ | ۳۲۲۵.۹ | ۴۱۰۳.۷ |

شکل ۵ نقشه پهنه بندی سیلاب رودخانه سیروان در محدوده روستای دله مرز را در دوره بازگشت های ۲۵، ۵۰ و ۱۰۰ ساله نشان می دهد؛ همان طور که مشاهده می شود تعداد زیادی از خانه های روستایی در معرض سیلاب حتی با دوره بازگشت ۲۵ ساله قرار دارند و لازم است به این مهم توجه جدی شود. بازدیدهای به عمل آمده و پرس و جو از اهالی محلی مؤید آن است که سیلاب به ویژه در دهه ۷۰ شمسی موجب تخریب تعدادی از منازل مسکونی مجاور رودخانه شده است.

### -آلودگی های زیست محیطی

با توجه به اینکه توسعه و محیط زیست دو موضوع جدایی ناپذیر می باشند، ضروری است که با دستیابی و استفاده از ابزارهای مدیریت محیط زیست در کلیه برنامه های توسعه حداقل خسارت به منابع و محیط زیست وارد شود (خدادادی و همکاران، ۱۳۸۴). یکی از مهم ترین عوامل آلوده کننده آب ها، فاضلاب صنایع و خدمات شهری و مازاد آب کشاورزی می باشد. به طوریکه تخمین زده اند هر متر مکعب فاضلاب تصفیه نشده خانگی می تواند ۴۰ تا ۶۰ متر مکعب آب را به شدت آلوده نماید، به طوریکه اگر اکسیژن این آب ها به سرعت تأمین نگردد آب آلوده شده قابل استفاده نخواهد بود (جوادی و همکاران، ۱۳۸۵).



شکل ۵: نقشه پهنه بندی سیلاب رودخانه سیروان در محدوده روستای دله مرز

در استان کردستان، قرار گرفتن شهرها و روستاها در مناطق کوهپایه‌ای، از میان رفتن پوشش گیاهی، رعایت نکردن حد حریم و بستر رودخانه در محدوده‌های شهری و روستایی، دفع فاضلاب در مسیر رودخانه‌ها، به زیر کشت بردن اراضی کنار رودخانه‌ها و سایر عوامل مشابه، از دلایل وقوع مخاطرات زیست محیطی می‌باشند. اقلیم نسبتاً پر آب در این خطه، وجود رودخانه‌های دائم در گوشه و کنار استان، کمبود امکانات و عدم وجود زیرساخت‌های مناسب و گاهاً سهل انگاری‌هایی مدیریتی سبب شده است تا آب‌های جاری در رودخانه‌ها به یکی از هدف‌های تخلیه فاضلاب و یا زباله تبدیل شوند (شکل ۶). سیال بودن آب رودخانه‌ها و عدم بجا ماندن اثرات ناشی از دفع مواد زائد در محل تخلیه باعث شده است تا این منبع ارزشمند، عامل گسترش انواع آلاینده‌ها باشند. این امر سبب بهم خوردن تعادل اکولوژیک در بسیاری از رودخانه‌های استان می‌شود.

بررسی‌ها و بازدیدهای به عمل آمده مؤید آن است که در تمامی روستاها و حتی تعدادی از شهرهای حوضه آبریز رودخانه سیروان فاضلاب‌ها به صورت مستقیم و حتی روباز وارد رودخانه می‌شود و برای روستاهای با جمعیت چند هزار نفری نیز هنوز تصفیه خانه فاضلاب احداث نشده است. وارد شدن مستقیم فاضلاب شهری و روستایی به رودخانه علاوه بر آلودگی‌های زیست محیطی در محل موجب انتشار آلودگی به مناطق پائین دست نیز می‌شود. برای نمونه شهر موچش با وجود جمعیت ۳۳۷۰ نفری (سرشماری عمومی نفوس و مسکن، ۱۳۹۵) فاقد تصفیه خانه فاضلاب می‌باشد.



شکل ۶: وارد شدن فاضلاب روستای کوله ساره به رودخانه به صورت مستقیم و روباز (عکس: تابستان ۱۳۹۹)

## ۷- نتیجه گیری و پیشنهادات

در پژوهش حاضر به بررسی فرصت ها و چالش های مرتبط با رودخانه سیروان در محدوده میراث جهانی هورامان پرداخته شد. بدون شک فرصت هایی که این رودخانه برای محدوده مطالعاتی ایجاد نموده است بسیار بیش تر از محدودیت هاست و می توان گفت که با برنامه ریزی صحیح و علمی می توان از چالش ها و مخاطرات موجود مرتبط با رودخانه سیروان کاسته و به فرصت های آن افزود. در این زمینه علاوه بر ارگان ها و وزارت خانه های مختلف مردم محلی نیز سهیم اند. اولین پیشنهاد مرتبط با موضوع پژوهش این است که شرکت های آب منطقه ای کردستان و کرمانشاه اقدام به تعیین حد بستر و حریم رودخانه سیروان و سرشاخه های بزرگ آن نموده و علاوه بر آزادسازی و تسهیل مسیر جریان بر استقرار کاربری ها در محدوده بستر نظارت داشته باشند؛ این امر مخاطره سیلاب و خسارات ناشی از آن را به شدت کاهش می دهد. در مرحله دوم نیاز است که نواحی پرخطر و کاربری های متراکم شناسایی شده و اقدام به ساماندهی رودخانه در مجاورت آن ها شود.

اداره محیط زیست نیز باید انواع گونه های زیست محیطی گیاهی و جانوری موجود در بستر و حواشی رودخانه سیروان را شناسایی نموده طبقه بندی های مرتبط با آن ها را انجام داده تا گونه های آسیب پذیر شناخته شده و در حفظ آن ها جدیت بیشتری به خرج داده شود. بدیهی است یکی از مهم ترین دلایل تعیین محدوده حفاظت شده

کوسالان در مجاورت بازه مطالعاتی همین امر بوده است.

از دیگر سو ادارات آب منطقه ای و محیط زیست باید به پایش کیفی آب رودخانه در طول مسیر پرداخته و انواع آلاینده های ورودی به رودخانه را شناسایی و کنترل نمایند. بازدیدهای به عمل آمده حاکی از آن است که اکثریت قریب به اتفاق روستاها و حتی تعدادی از شهرهای موجود در حوضه بالادست رودخانه فاقد تصفیه خانه فاضلاب بوده و فاضلاب خانگی مستقیماً به رودخانه وارد می شود. این امر موجب پخش آلودگی در طول مسیر شده و خطرات زیست محیطی جبران ناپذیری را به دنبال دارد؛ لذا ادارات مرتبط با این بحث باید به احداث تصفیه خانه و کنترل آب ورودی به رودخانه مبادرت نموده و از افت کیفی آب رودخانه سیروان جلوگیری کنند.

سازمان گردشگری و میراث فرهنگی نیز در صورتی که پتانسیل های جذب گردشگر موجود در مسیر مورد مطالعه را شناسایی و معرفی نماید می تواند در جذب گردشگر به منطقه و به دنبال آن اشتغال زایی ساکنین محلی مؤثر باشد و در ارائه فرهنگ مردم هورامان به سایر نقاط ایران و جهان تأثیر بسزایی داشته باشد. کماینکه یکی از مهم ترین اهداف ثبت جهانی هورامان نیز همین امر بوده است.

پیشنهاد می شود سازمان جهاد کشاورزی نیز بر فعالیت کشاورزان و زارعین مستقر در مجاور رودخانه نظارت داشته باشند و در انتخاب نوع کشت و زرع، نوع کود و سم و شیوه های استفاده از زمین در جهت حفاظت خاک و کنترل فرسایش آن ها را راهنمایی و کنترل نماید. انتخاب صحیح موارد فوق الذکر می تواند در کاهش مخاطرات زیست محیطی و هماهنگی بیشتر با رفتار رودخانه مثمر ثمر واقع گردد. بحث مهم دیگری که در این زمینه شایان توجه است مزارع پرورش ماهی است که پساب آن ها به صورت مستقیم وارد رودخانه می شود. عدم کنترل کیفی آب خروجی از این مزارع زیست جانوری و گیاهی رودخانه را تهدید می کند؛ چرا که تعداد و وسعت مزارع پرورش ماهی در حاشیه رودخانه به ویژه در بازه مطالعاتی بسیار قابل توجه است.

## ۷- منابع

ادبی فیروز جاه، ج، (۱۳۸۵)؛ "بررسی عوامل مؤثر بر گردشگری ورزشی کشور با تأکید بر جاذبه های طبیعی ورزشی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

امانی، خ (۱۳۹۴)؛ "هیدرودینامیک رودخانه قشلاق با هدف تعیین حریم توسعه کاربری ها در محدوده شهر سنندج"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

پیروز، ب؛ باقرزاده، آ؛ ثابت رفتار، ع؛ (۱۳۸۸)؛ "اثرات منابع آلاینده شهری، صنعتی و کشاورزی بر کیفیت آب رودخانه گوهررود در شهرستان رشت - استان گیلان"، هشتمین سمینار بین المللی مهندسی رودخانه، دانشگاه شهید

چمران اهواز.

خدادادی، ا؛ نظری، ح؛ جوادی، س، (۱۳۸۴)؛ "ارزیابی زیست محیطی سد با استفاده از چک لیست و ماتریس لئوپلد"؛ پژوهشکده محیط زیست دانشگاه تربیت مدرس، گروه عمران محیط زیست.

رنگزن، ک؛ زراسوندی، ع؛ حیدری، ا، (۱۳۸۷)، "مقایسه دو مدل EPM و MPSIAC در برآورد فرسایش و رسوب حوضه پگاه سرخ گتوند خوزستان با استفاده از تکنیک‌های RS و GIS"، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی، سال چهارم، شماره ۶۴، صص ۱۳۶-۱۲۳.

دیده‌بان محیط زیست و حیات وحش ایران، (۱۳۹۱)؛ منطقه حفاظت شده شاهو و کوسالان.

شرکت آب منطقه‌ای کردستان، مطالعات تعیین حد بستر و حریم رودخانه‌های محدوده شهرستان کامیاران، شرکت مهندسی مشاور آب پردازان نواندیش، گزارش هیدرولوژی، ۱۳۹۸.

شرکت آب منطقه‌ای کردستان، مطالعات تعیین حد بستر، حریم و ساماندهی رودخانه‌های حوضه آبریز مرزی غرب و کرخه؛ شرکت مهندسی مشاور آب پردازان نواندیش، گزارش هیدرولوژی، ۱۴۰۰.

شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس، طرح و سیمای طرح و مشخصات فنی سد داریان.

شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس، (۱۳۸۵)؛ گزارش طرح جامع سیروان.

شرکت توسعه و عمران اراضی کشاورزی، مجتمع پرورش ماهیان سردآبی سیروان (روستای دیوزناو).

فرازانی، ف؛ رضایی صوفی، م؛ معتمدیان، آ، (۲۰۱۸)؛ "امکان‌سنجی توسعه گردشگری ورزشی (قایقرانی رفتینگ) در رودخانه سیروان". مدیریت و توسعه ورزش (۱)۷؛ صص ۱۹۸-۱۷۶.

کریم زادگان، ح، و ارجمندی، ر، و منوری، س، و ناییجی، ش، (۱۳۸۷)، "تجزیه و تحلیل اقتصادی تامین نیاز آبی زیست محیطی رودخانه هراز در طرح شبکه آبیاری و زهکشی دشت هراز استان مازندران" علوم و تکنولوژی محیط زیست، (مسلسل ۳۸)، ۹۳-۱۰۴.

گنجائیان، ح، امانی، خ. (۱۳۹۹)، "جغرافیای طبیعی استان کردستان"، انتشارات انتخاب، تهران.

مصری علمداری، پریچهر (۲۰۲۱)؛ "تحلیل مکانی مخاطره سیلاب در حوضه آبریز قلعه چای عجب شیر با استفاده از GIS و مدل HEC-HMS"؛ پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۱۰(۱)، صص ۹۳-۱۱۱.

نبوی، س؛ مصطفی‌زاده، ر، آسیابی‌هیر، ر؛ حزباوی، ز. (۱۳۹۷). "تعیین حجم آب قابل برداشت ماهانه از رودخانه

زهره به منظور تأمین آب شرب شهرستان هندیجان". نشریه علمی پژوهشی مهندسی آبیاری و آب ایران ۸(۳)؛  
صص ۱۰۷-۱۲۰

نتایج تفصیلی سرشماری عمومی نفوس و مسکن استان کردستان، (۱۳۹۵)؛ سازمان برنامه و بودجه کشور.

نیری، ب؛ سالاری، م؛ میرزامرادی، ا؛ (۱۳۹۵). "پتانسیل سیل خیزی حوضه های آبریز استان کردستان با به  
کارگیری شاخص های مورفومتری و تحلیل های آماری". پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، دوره ۵، شماره ۱؛ صص  
۱۸۱-۱۹۰

ویسی، ط؛ احمدی فرد، ن؛ آق، ن، کمالی، م، (۲۰۱۸)؛ "بررسی تأثیر مزارع پرورش ماهی پالنگان بر کیفیت آب  
رودخانه سیروان با استفاده از شاخص های فیزیکوشیمیایی و بیولوژیکی" نشریه علمی بوم شناسی آبزیان ۸(۱)؛ صص  
۴۱-۵۴.

Hirji, R. and Panella, T., 2003. Evolving policy reforms and experiences for addressing downstream impacts in World Bank water resources projects. River Research and Applications, 19(5-6), pp.667-681.

Kusky, T., 2008, Floods: Hazards of Surface and Groundwater Systems, Facts On File publishing, New York.

Mwelwa, E., Crosato, A., Wright, N., & Beevers, L. (2013, April). The necessity of field research in prescription of Environmental Flows-A case of the hydropower dominated Middle Zambezi Catchment. In EGU General Assembly Conference Abstracts (pp. EGU2013-11708).

Poff, N.L., J.D. Allan, M.B. Bain, J.R. Kar and K.L. Prestegard. 1997. The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration. Bio Science, 47, pp. 769-784

Van Herk, S., 2014. Delivering Integrated Flood Risk Management: Governance for collaboration, learning and adaptation. CRC Press/Balkema.

Wohl, E. E., 2000, Inland Flood Hazards (Human, Riparian, and Aquatic Communities). Cambridge University Press, Cambridge.

## روش مبتنی بر توپوگرافی در محاسبه و تحلیل انرژی تابشی خورشید

مطالعه موردی: کوه بزمان - جنوب شرق ایران

Topographic-Based method in Calculation and Analysis of Solar Radiation

Case Study: Bazman Mountain-South East of Iran

<sup>۱</sup>شهناز جودکی، <sup>۲</sup>مجتبی یمانی

<sup>۱</sup> دانشگاه اصفهان، اصفهان، دانشکده علوم جغرافیایی و برنامه ریزی، shila.joodaki@yahoo.com

<sup>۲</sup> دانشگاه تهران، تهران، دانشکده جغرافیا، myamani@ut.ac.ir

### چکیده

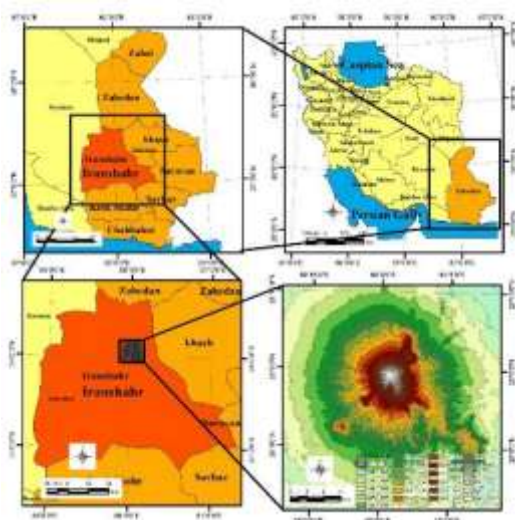
انرژی تابشی مهم ترین انرژی ورودی به تمام سیستم ها از جمله سیستم های ژئومورفیک زمین است. محاسبه انرژی تابشی از طریق معادلات مختلف انجام می شود. در این تحقیق از مدل مورفودیشن برای مدل سازی سطوح ناهموار و تداخل توپوگرافی زمین و ارتباط آن با توزیع انرژی تابشی استفاده شده است. تابش کلی، مستقیم، پراکنده و مدت زمان تابش از طریق روش های خاص (اعتدال، انقلاب تابستانی و زمستانی) و همچنین برای یک سال کامل محاسبه می شود. نقشه های تابشی برای هر حالت به دست آمد و سپس مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفت. همبستگی بین تابش و عوامل توپوگرافی مورد مطالعه و تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج نشان می دهد که ارتفاع و شیب بالا منجر به واریانس بالایی از مقادیر تابش در همه انواع تابش می شود. در زمستان که ارتفاع خورشید کمتر از سایر فصول است، تغییرات تابش بیشتر از سایر فصول است. در طول روزهای زمستان، تشعشعات بین اراضی شمال و جنوب افزایش می یابد. تابش پراکنده تقریباً هیچ ارتباطی با عوامل توپوگرافی و متغیر ندارد، از سوی دیگر تابش مستقیم و سراسری ارتباط بیشتری با تغییرات توپوگرافی و مورفولوژیکی دارند.

کلمات کلیدی: مدل ارتفاعی رقومی، کوه بزمان، انرژی تابشی، تحلیل مورفولوژیک

## ۱. مقدمه

تابش خورشید منبع اصلی انرژی در سیاره زمین است و عامل اصلی کنترل حیات و آب و هوای زمین است. انرژی خورشید، با کنترل حرارت سطح زمین، پراکندگی زمانی و مکانی رطوبت و فشار را نیز تعیین می کند. خورشید را می توان جسم سیاهی در نظر گرفت که پیوسته پرتو افکنی می کند. مقدار کل انرژی تابشی جسم سیاه براساس قانون استفان بولتزمان محاسبه می شود (کاویانی و علیجانی، ۱۳۸، ۵۷). با این فرض که انرژی ورودی به کلیه سیستم های طبیعی و حیاتی کره ی زمین انرژی تابشی خورشید است. و جریان انرژی خورشیدی سبب به وجود آمدن همه ی سیستم های مورفونیک در سطح زمین می گردد اهمیت انرژی تابشی در علم ژئومورفولوژی مشخص می گردد. میزان و پراکندگی انرژی تابشی بر سطح زمین که معلولی از میزان تابش خورشیدی، فاصله از منبع تابنده، عرض جغرافیایی، سرعت گردش محوری و مداری زمین، شکل ناهمواری زمین شامل میزان شیب، جهت شیب و ارتفاع و پاره ای عوامل دیگر اس، سرآغاز بروز تغییر و اختلاف در سطح سیاره زمین می گردد. بر این اساس، اختلاف تابش منجر به اختلاف دما و توزیع دمای کره زمین می شود. دمای کره در نحوه ی تغییرات فشار بر سطح زمین تاثیر گذاشته و این عوامل مستقیماً بر وزش بادهای اثر گذاشته و و سیستم اقلیمی کره ی زمین را مشخص می کند. در نهایت، سیستم اقلیمی می تواند با قدرت غیرقابل تصویری همه ی سیستم های شکلزایی و فرسایشی را کنترل نماید. نوع سیستم شکلزایی یا فرسایشی بادی، یخچالی و آبی را در هر مکان تعیین کند. در ادامه حلقه تغییرات پی در پی سیستم های هیدرولوژیک و پدولوژیک تحت تاثیر قرار می گیرند (سیف و همکاران، ۲۰۱۶). در این مطالعه سعی شده است با یک سیستم کاملاً مورفیک با دقت بالا به برآورد انرژی تابشی اقدام شود زیرا جوامع مورفولوژیکی علمی در مطالعات خود شکل ناهموار زمین را کمتر مورد توجه قرار داده اند. تابش خورشیدی اتفاقی در سطح زمین نتیجه برهمکنش پیچیده انرژی بین جو و سطح است. اخیراً پیشرفت های زیادی در جهت ایجاد فرمولاسیون دقیق تشعشع خورشیدی مبتنی بر فیزیکی صورت گرفته است که می تواند این برهمکنش را بر روی سطوح توپوگرافی و سایر سطوح (مانند سایبان های گیاهی) برای طیف وسیعی از مقیاس های مکانی و زمانی مدل کند (Dubayah and Rich, 1996). توپوگرافی عامل اصلی در تعیین میزان تابش انرژی خورشیدی در هر مکانی روی سطح زمین است. تنوع در ارتفاع، شیب، جهت شیب (جهت)، و سایه، می تواند شیب محلی قوی در تابش خورشیدی ایجاد کند که به طور مستقیم و غیرمستقیم بر بسیاری از فرآیندهای بیوفیزیکی مانند تولید اولیه، گرمایش هوا و خاک، و تعادل انرژی و آب تأثیر می گذارد (Geiger 1965; هالند و استین ۱۹۷۵؛ گیتس ۱۹۸۰؛ کرک پاتریک و نونز ۱۹۸۰؛ دوبایه ۱۹۹۲). اگرچه تشخیص داده شده است که اثرات توپوگرافی مهم هستند، تا همین اواخر کمی برای ترکیب آنها به روشی کمی و سیستماتیک در یک محیط مدل سازی انجام شده است (ریچ و ویس ۱۹۹۱؛ دوبایه ۱۹۹۲؛ هتتریک و همکاران، ۱۹۹۳؛ ساوینگ و همکاران، ۱۹۹۳). به طور خاص، تابش کل خورشید در نیمکره شمالی در شیب های رو به شمال کمترین است. و در دامنه های رو به

جنوب در نیمکره جنوبی. این الگو منجر به کاهش دمای هوا در شیب‌های رو به قطب می‌شود (اندروز، ۱۹۷۱؛ ایوانز، ۱۹۷۷)، در مقابل، شیب‌های رو به استوا سطوح بالایی از تابش کلی را دریافت می‌کنند و این منجر به تضاد قابل توجهی بین تعداد شمال و جنوب می‌شود. مواجهه با شیب‌ها و جنبه‌ها در بسیاری از مناطق در سطح جهانی (ایوانز، ۱۹۷۷). مصطفایی و همکاران، ۲۰۱۷ از منطق فازی و شبکه‌های عصبی برای تخمین تابش خورشیدی استفاده کردند. با توجه به اینکه نوع سوم شبکه‌های عصبی فازی دارای دقت بالاتری برای تخمین مدل‌های خطی هستند، در این مطالعه از همین نوع شبکه عصبی فازی استفاده شده است. نتایج به‌دست‌آمده نشان می‌دهد که با افزایش نوری‌های پنهان و مراحل یادگیری، خروجی نهایی شبکه کمتر از مقدار واقعی متفاوت می‌شود.



شکل ۱. موقعیت منطقه مطالعاتی

## ۲. مواد و روشها

تجزیه و تحلیل تابش خورشیدی، تابش نور را در سراسر یک منظره یا مکان‌های خاص، بر اساس روش‌هایی از الگوریتم نیمکره‌ای که توسط ریچ و همکارانش توسعه داده شده است، محاسبه می‌کند. (ریچ، ۱۹۹۰، ریچ و همکاران ۱۹۹۴) و توسط فو و ریچ (۲۰۰۰، ۲۰۰۲) توسعه یافته است. مقدار کل تشعشع محاسبه شده برای یک مکان یا منطقه خاص به عنوان تشعشع کل نشان داده می‌شود. محاسبه تابش مستقیم، پراکنده و کل برای هر مکان مشخصه یا هر مکان در سطح توپوگرافی تکرار می‌شود و نقشه‌های تابش برای کل منطقه جغرافیایی تولید می‌شود.

### ۱.۲. معادلات و محاسبات تابش خورشیدی

در اینجا تابش مستقیم، پراکنده، مدت تابش و تابش کل محاسبه می‌شود. تابش خورشید برای کل سال و همچنین

سه روز خاص که این روزها شامل اعتدال، تابستان و انقلاب زمستانی است محاسبه می شود.

### ۱.۱.۲. محاسبه میزان تابش مستقیم

تابش مستقیم همان تابش موج کوتاه خورشیدی است. که در روز به هنگامی که خورشید در بالای خط افق قرار گرفته بر سطح زمین انجام می گیرد و پرتوهای خورشیدی به طور مستقیم بر سطح زمین می تابد. برای محاسبه میزان تابش مستقیم بر توده کوهستانی مدت زمانی را که خورشید برفراز آسمان است (با دخالت عرض جغرافیایی منطقه) به قطعات نیم ساعته تقسیم نموده که هریک از این قطعات را sun sector می نامند. و با توجه به قرارگیری خورشید در هریک از این قطعات تابشی میزان تابش مستقیم محاسبه شده است. همچنین با توجه به ارتفاع هر نقطه و وضعیت ضخامتی اتمسفر نرخ حذف طول موج تابش یا افت انرژی تابش محاسبه و اعمال شد. همچنین میزان انرژی ورودی را ثابت خورشیدی در نظر گرفته و در محاسبات دخالت داده شد. این عملیات برای تمام روزهای سال از ابتدا تا انتها محاسبه شده و در نهایت، نقشه تابش مستقیم سالانه منطقه محاسبه گردیده است. برای محاسبه میزان تابش مستقیم منطقه مطالعاتی از معادلات زیر استفاده شده است:

$$Dir_{tot} = \sum Dir_{\theta, \alpha}$$

$$Dir_{\theta, \alpha} = S_{const} \times \beta^{m(\theta)} \times SunDur_{\theta, \alpha} \times SunGap_{\theta, \alpha} \times \cos(AngIn_{\theta, \alpha}) \quad (2)$$

در این رابطه  $S_{const}$  = ثابت خورشیدی است که در خارج از اتمسفر در فاصله متوسط بین زمین و خورشید در نظر گرفته شده است. میزان ثابت خورشیدی در رنجی بین ۱۳۳۸ تا ۱۳۶۸ w/m<sup>2</sup> متغیر است.

$T$  = ضرب گذر اتمسفر که به طور میانگین برای کل دامنه طیفی در نظر گرفته شده است.

$m(\theta)$  = ضریب عبور نور با توجه به فاصله سمت الراسی که با پارامترهای فاصله از سمت الراس و ارتفاع از سطح دریا محاسبه می شود.

$SunDur(\theta, \alpha)$  = مدت زمانی است که در هر بخش منطقه تحت تابش مستقیم قرار دارد. فواصل ساعته و فواصل روزانه که در این جا نیم ساعت و یک روز در نظر گرفته شده در این محاسبات دخالت دارد.

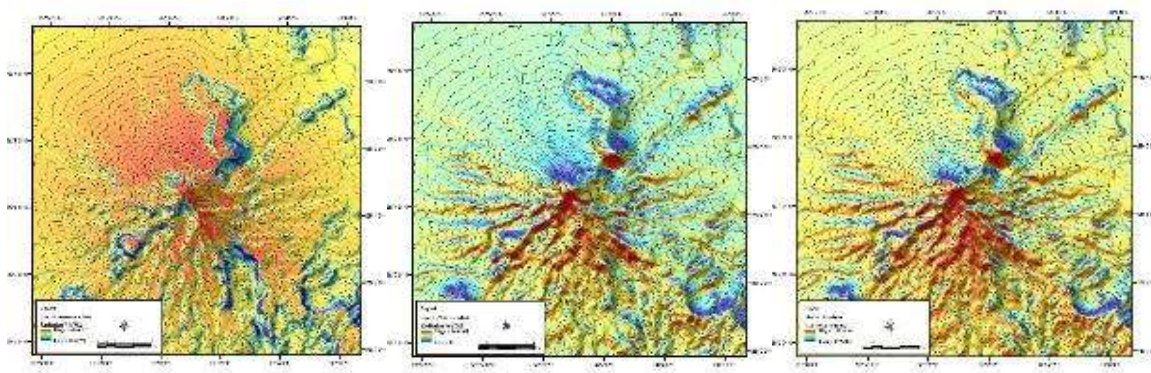
$Sun\ Gap(\theta, \alpha)$  = میزان و نرخ شکست برای بخش های تابشی در آسمان است.

$AngIn(\theta, \alpha)$  = زاویه تابش خورشید نسبت به سطح زمین. برای محاسبه آن از رابطه 3 استفاده شده است.

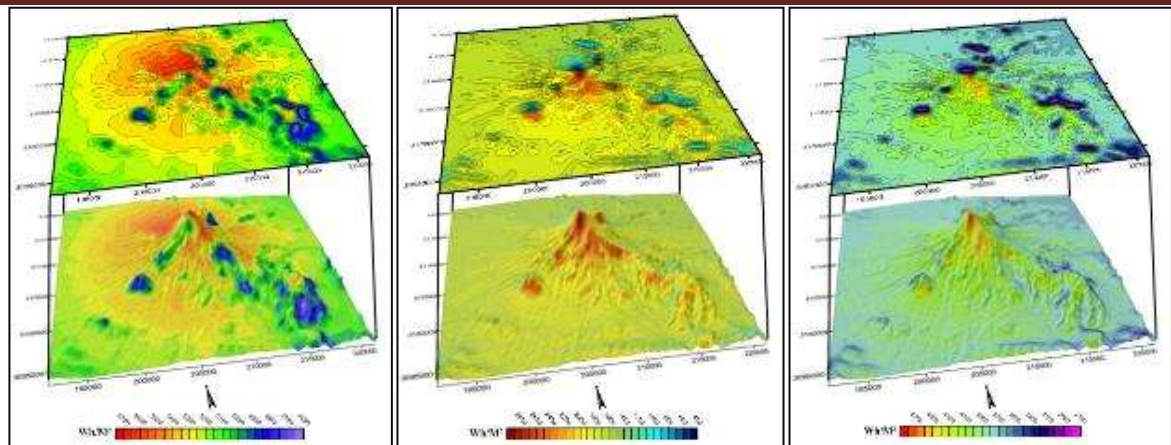
$$AngIn_{\theta, \alpha} = \arccos (\cos(\theta) \times \cos(G_z) + \sin(\theta) \times \sin(G_z) \times \cos(\alpha - G_a)) \quad (3)$$

در این رابطه  $G_z$  و  $G_a$  به ترتیب زاویه سمت الراس سطحی و زاویه آزیموت سطحی است.

تابش مستقیم کوه بزمان بر اساس مدل رقومی ارتفاع (DEM 30m) برای روزهای خاص ( انقلاب تابستانی و زمستانی و اعتدال ) و همچنین کل سال که در شکل ۲ نشان داده شده است محاسبه شد.



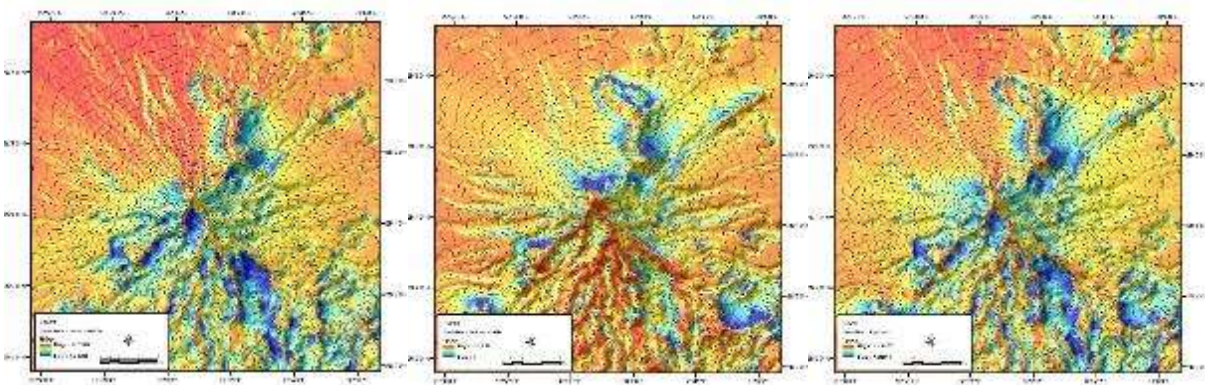
شکل ۲. تابش مستقیم - اعتدال (۲۳ شهریور) - تابش مستقیم - انقلاب زمستانی (۲۳ شهریور) - تابش مستقیم - انقلاب تابستانی (۲۳ شهریور)

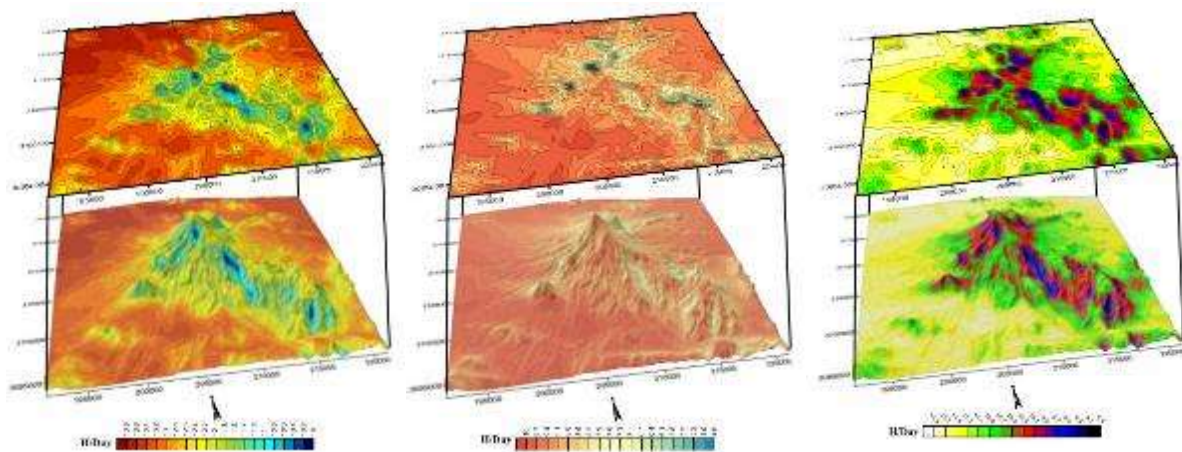


شکل ۳. تابش مستقیم - اعتدال (۳ بعدی) - تابش مستقیم - انقلاب زمستانی (۳ بعدی) - تابش مستقیم - انقلاب تابستانی (۳ بعدی)

### مدت زمان تابش

هرقدر مدت تابش خورشید بیشتر باشد، مقدار کل انرژی رسیده به زمین بیشتر است. در واقع، طول مدت تابش اشاره ای به طول روز است. حرکت وضعی زمین به دور محور خود، سبب می شود که در هر گردش کامل، هر نقطه ای در روی زمین، مدتی را در روشنایی و مدتی را در تاریکی بگذراند. طول روز هر محل عبارت است از مدتی که آن محل در روشنایی می گذراند و دایره بزرگ روشنایی آن را تعیین می کند (کاوایانی و علیجانی، ۱۳۸۲، ۶۸ و ۶۹). مدت تابش مستقیم در این قسمت محاسبه می شود. این به حداکثر زمانی (بر حسب ساعت) اشاره دارد که یک پیکسل می تواند توسط انرژی تابش خورشید تحت تأثیر قرار گیرد. این عملیات برای دوره های روزانه (روزهای خاص) و سالانه محاسبه می شود. مدت تابش مستقیم بالای کوه بزمان مطابق شکل ۴-۵ محاسبه شده است.





شکل ۵. مدت زمان-اعتدال (۳ بعدی) - مدت زمان - انقلاب زمستانی (۳ بعدی) - مدت زمان - انقلاب تابستانی (۳ بعدی)

### ۳.۱.۲. محاسبه تابش پخش شده

برای تحلیل انرژی در منطقه میزان انرژی تابشی پخش شده نیز مورد نیاز است. همان گونه که می دانیم در صورتی که از لحاظ فیزیک تئوری اگز تابش پخش شده در محیط نداشته باشیم و این میزان به صفر برسد. اختلاف انرژی و سپس دما بین سایه و افتاب بسیار بالا رفته و سیستم های حیاطی را دچار اختلال می سازد با توجه به این مقدمه تاثیر بالای تایش پراکنده را بر سیستم ها و اکوسیستم های طبیعی غیرطبیعی بهتر درک خواهیم نمود. برای محاسبه انرژی تابشی پراکنده از مدل (Uco2) استفاده شد.

$$Dif_{\theta, \alpha} = R_{glb} \times P_{dif} \times Dur \times SkyGap_{\theta, \alpha} \times Weight_{\theta, \alpha} \times Cos(AngIn_{\theta, \alpha}) \quad (5)$$

$R_{glb}$  در این رابطه تابش نرمال کلی

برای محاسبه تابش نرمال کلی از رابطه (۵) استفاده شده است.

$$R_{glb} = \frac{(S_{Const} \sum (\beta^{m(\theta)}))}{(1 - P_{dif})} \quad \text{رابطه ۵}$$

$P_{dif}$  = درجه پخش شدن تابش است که این مقدار را معمولا بین ۰.۲ برای درجه ابرناکی بسیار کم و ۰.۷ برای

درجه ابرناکی بسیار بالا در نظر گرفته می شود.

$Dur$  = سیکل زمانی است که در این پروسه ۵/ ساعت در نظر گرفته شده است.

$SkyGap_{\theta, \alpha}$  = درجه شکست برای هر بخش تابشی است.

$Weight_{\theta, \alpha}$  = نسبت تابش پراکنده ناشی از یک بخش تابشی آسمان به کل بخش های تابشی

و برای محاسبه آن از رابطه ۶ استفاده شده است.

$$R_{glb} = \frac{(S_{Const} \sum (\beta^{m(\theta)}))}{(1 - P_{dif})} \quad (6)$$

$$Weight_{\theta, \alpha} = \quad (7)$$

$$\frac{(Cos\theta_2 - Cos\theta_1)}{Div_{azi}}$$

در رابطه ۷  $(\theta_1)$  و  $(\theta_2)$  محدوده زاویه سمت الراسی در بخش های آسمان بوده و  $Div_{azi}$  تعداد تقسیم بندی آزیموتی آسمان است.

در نهایت، میزان انرژی تابشی پراکنده با توجه به رابطه ۸ از مجموع انرژی تابشی پراکنده برای هر قطاع تابشی به دست می آید.

$$Dir_{tot} = \sum Dir_{\theta, \alpha} \quad (8)$$

تابش پراکنده کوه بزمان برای روزهای مشخص ( انقلاب تابستانی و زمستانی و اعتدال ) و همچنین کل سال که در شکل های ۶-۷ نشان داده شده است محاسبه شد.

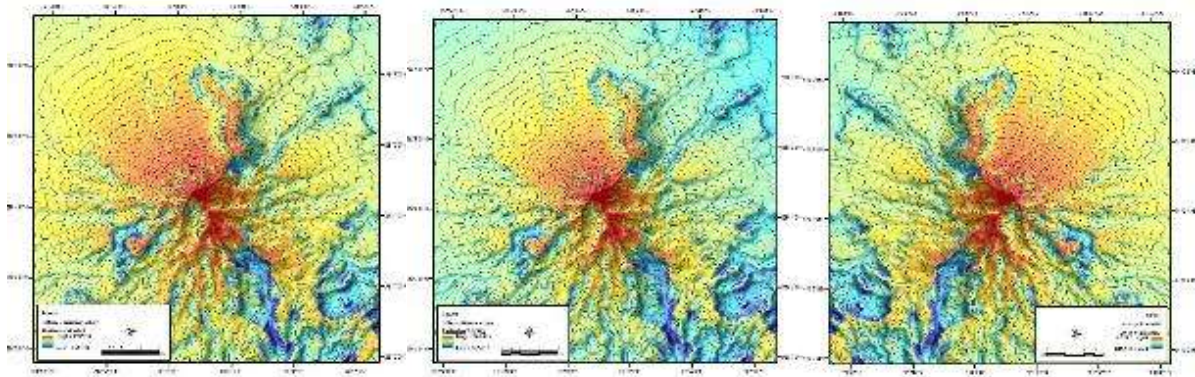


Figure 6. Diffuse Radiation-Equinox (2D) - Diffuse Radiation –Winter Solstice (2D) - Diffuse Radiation – Summer Solstice (2D)

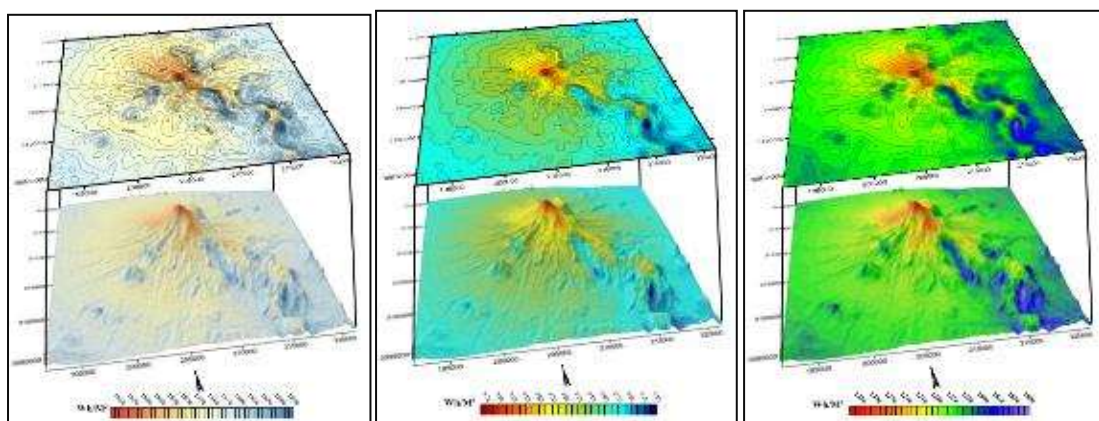


Figure 7. Diffuse Radiation-Equinox (3D) - Diffuse Radiation –Winter Solstice (3D) - Diffuse Radiation – Summer Solstice (3D)

### محاسبه تابش کل

مجموع تابش مستقیم و پراکنده در همه قطاع های تابشی به عنوان تابش کل در نظر گرفته می شود. تابش کل براساس رابطه ۹ محاسبه می شود.

$$Global_{tot} = Dir_{tot} + Dif_{tot} \quad (۸)$$

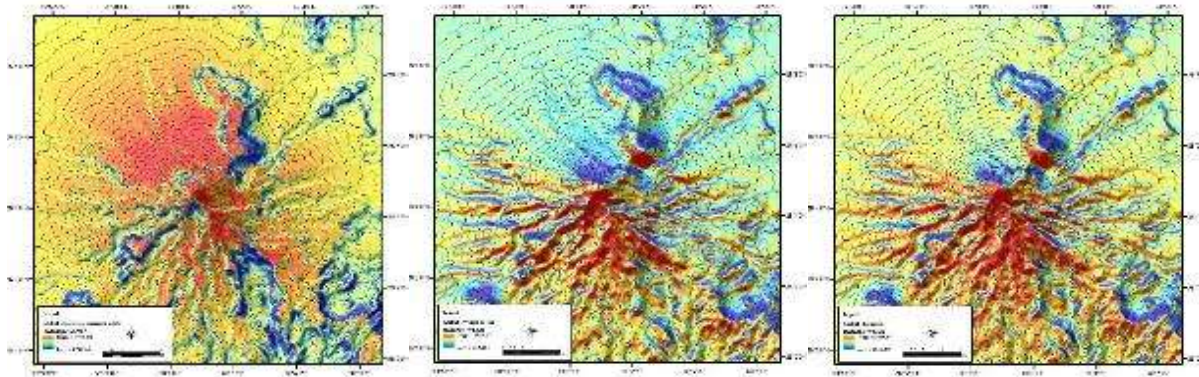


Figure 8. Global Radiation-Equinox (2D) - Global Radiation -Winter Solstice (2D) - Global Radiation – Summer Solstice (2D)

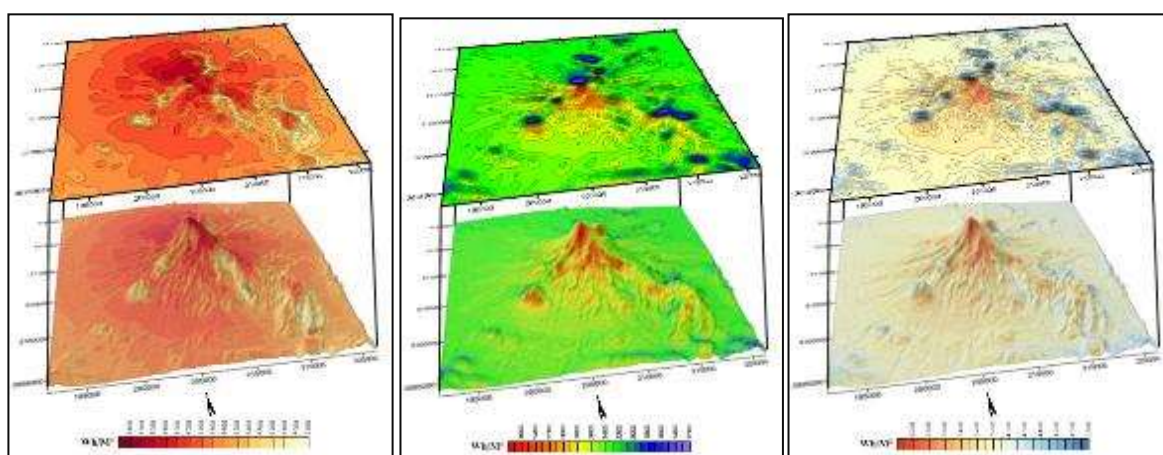


Figure 9. Global Radiation-Equinox (3D) - Global Radiation -Winter Solstice (3D) - Global Radiation – Summer Solstice (3D)

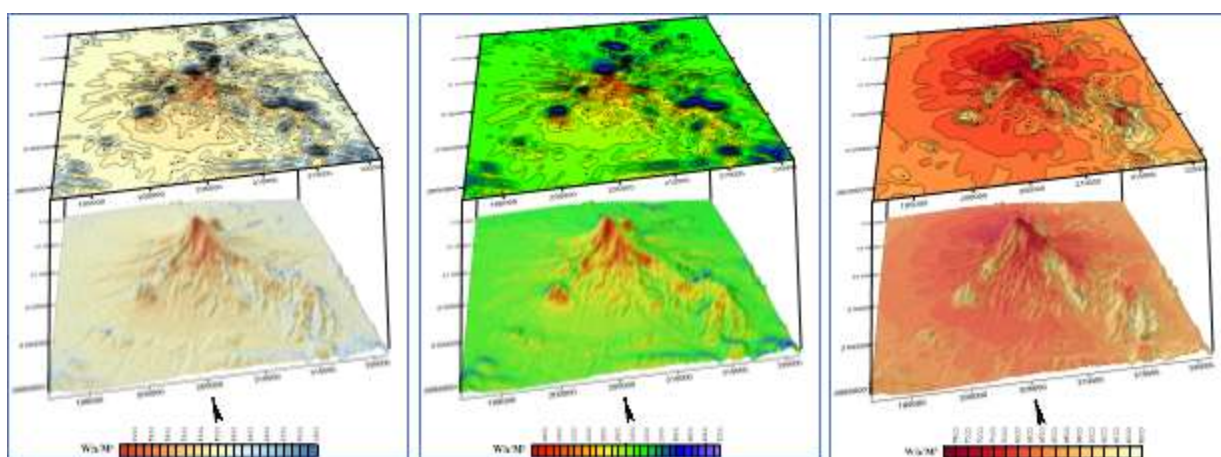


Figure 10. Global Radiation-Equinox (3D) - Global Radiation -Winter Solstice (3D) - Global Radiation – Summer Solstice (3D)

## ۵.۱.۲ الگوی توزیع فضایی تابش

در اینجا توزیع تابش از طریق ارتفاع تحلیل شد. همبستگی عوامل توپوگرافی مانند ارتفاع، شیب و جهت، بررسی و تفسیر شد.

### ۵.۱.۲.۱ رابطه بین تابش و ارتفاع

رابطه ارتفاع و تابش در اینجا قابل مشاهده است.

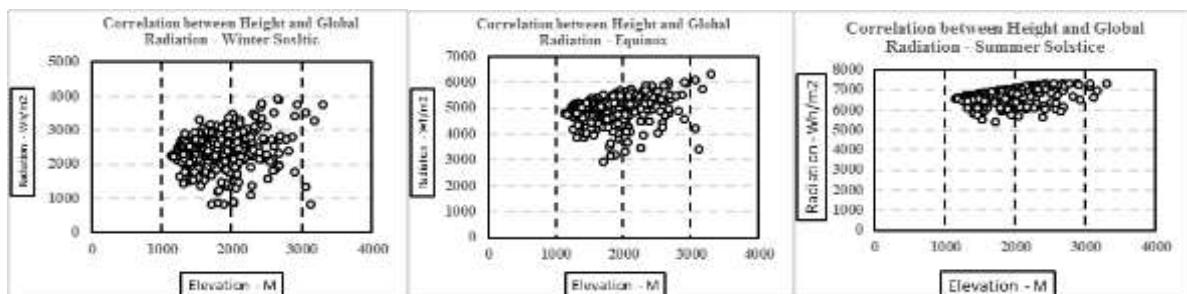


Figure 11. Height and Global Radiation correlation (Specific Days)

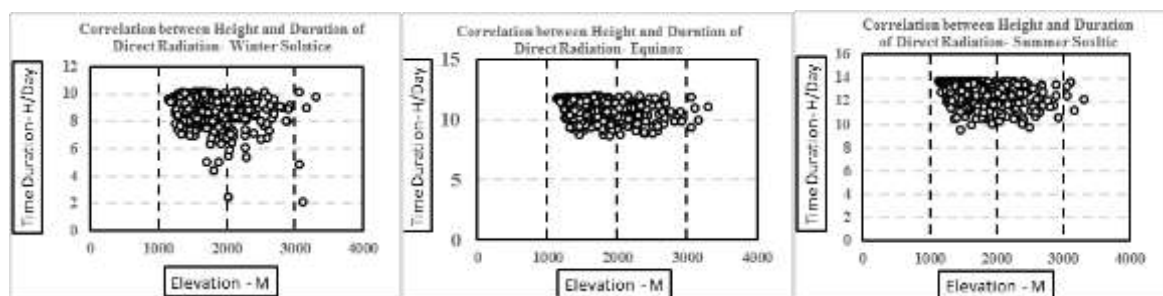


Figure 12. Height and Duration of Direct Radiation correlations (Specific Days)

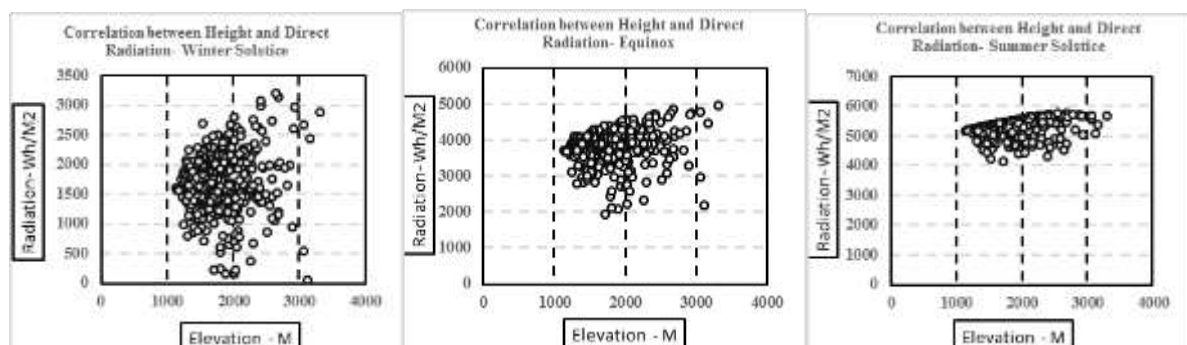


Figure 13. Height and Direct Radiation correlations (Specific Days)

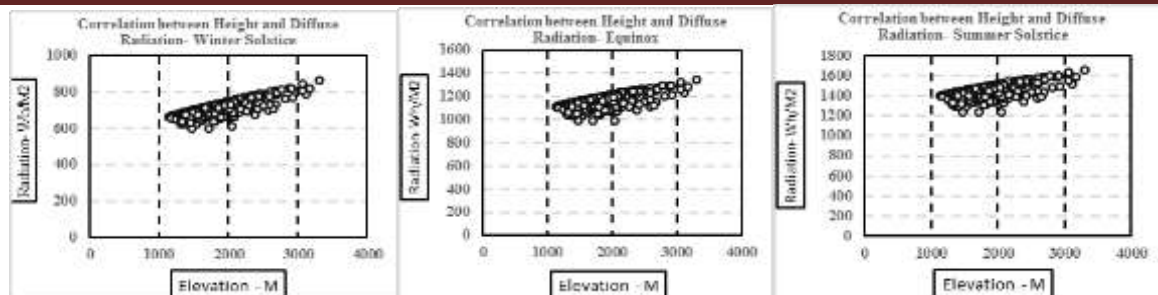


Figure 14. Height and Diffuse Radiation correlations (Specific Days)

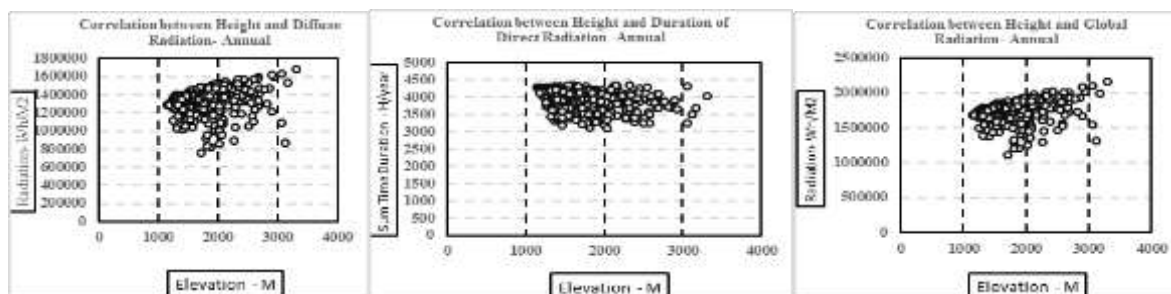


Figure 15. Height and Diffuse, Duration, Global radiation correlations (Annual)

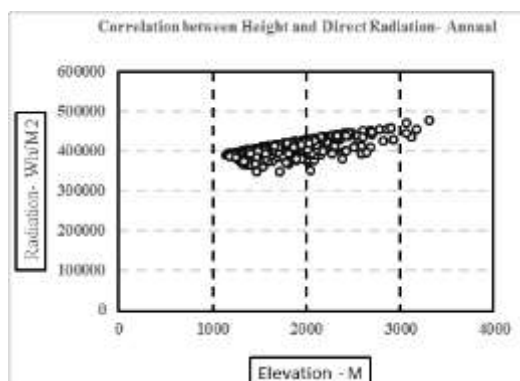


Figure 16. Height and Direct radiation correlations (Annual)

### رابطه تابش و جهت شیب

همبستگی بین پارامترهای جنبه و تشعشع در اینجا مورد مطالعه قرار گرفت. اکنون ما به دنبال یک رابطه معنادار بین متغیر جنبه و تنوع تابش هستیم.

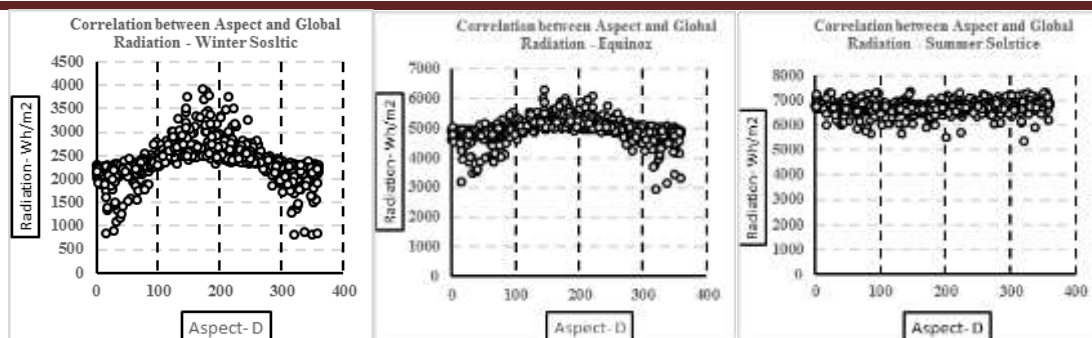


Figure 17. Aspect and Global Radiation correlations (Specific Days)

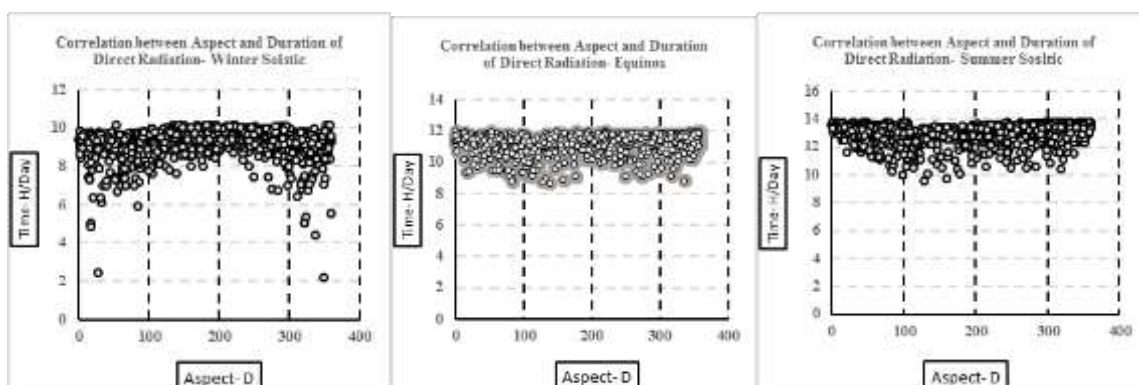


Figure 18. Aspect and Duration of Direct Radiation correlations (Specific Days)

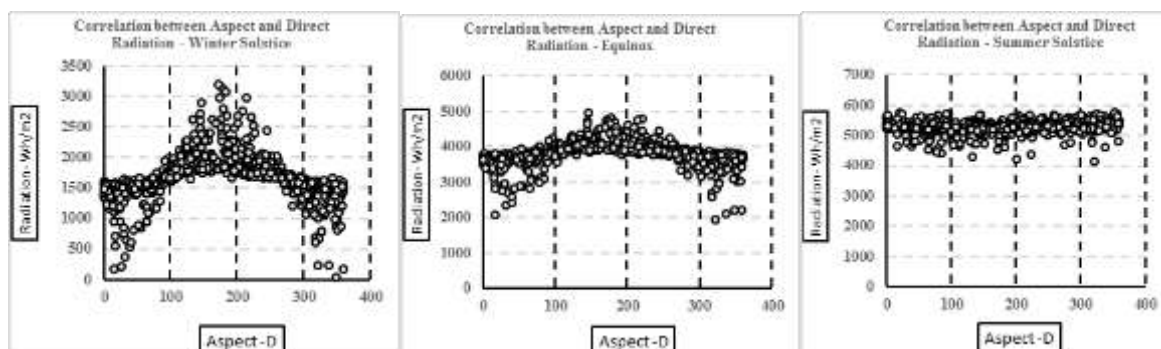


Figure 19. Aspect and Direct Radiation correlations (Specific Days)

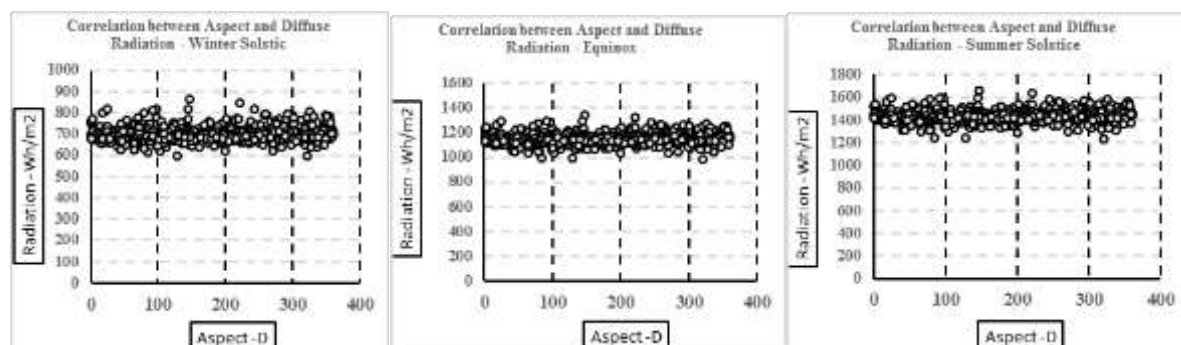


Figure 20. Aspect and Diffuse Radiation correlations (Specific Days)

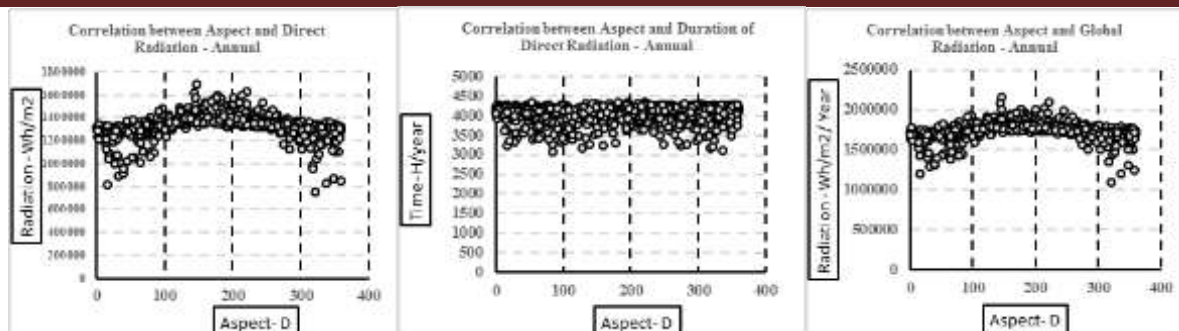


Figure 21. Aspect and Duration of Direct Radiation, Global, Direct correlations (Annual)

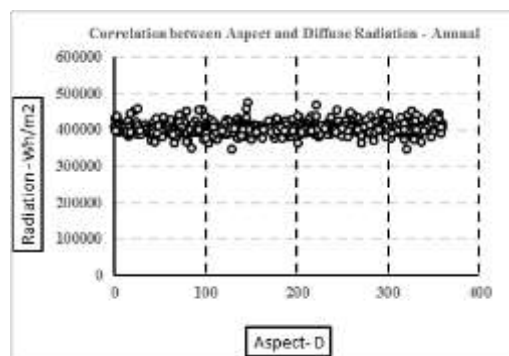


Figure 22. Aspect and Direct Radiation correlations (Annual)

### رابطه بین تابش و شیب

ارتباط بین تابش و تغییرات شیب در اینجا بررسی شده است. و نتایج را می توان در شکل ۲۲ نشان داد.

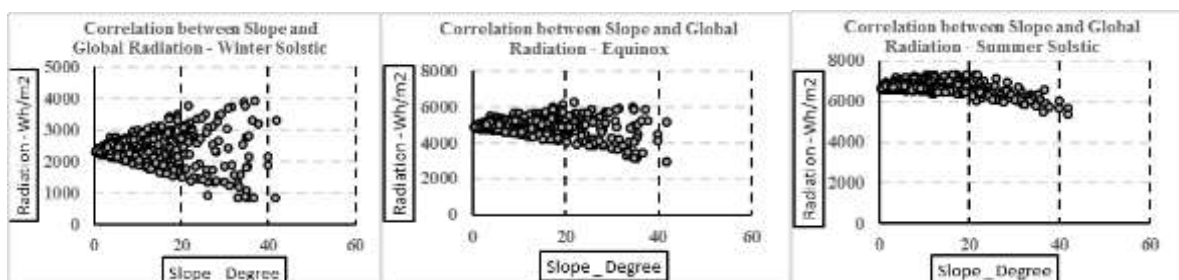


Figure 23. Slope and Global Radiation correlations (Specific Days)

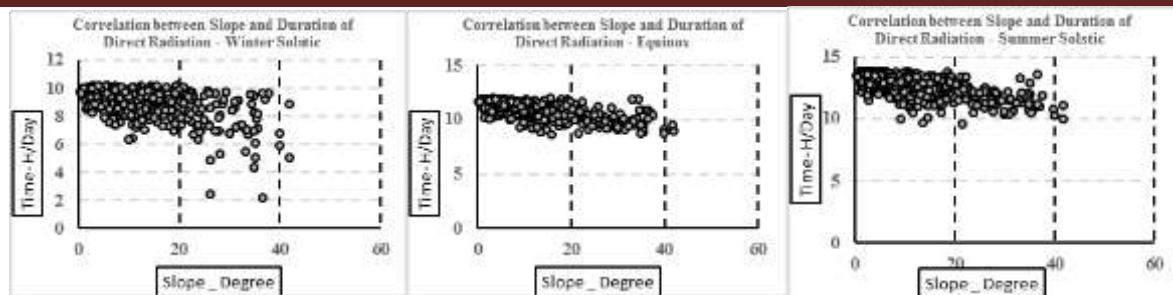


Figure 24. Slope and Diffuse Radiation correlations (Specific Days)

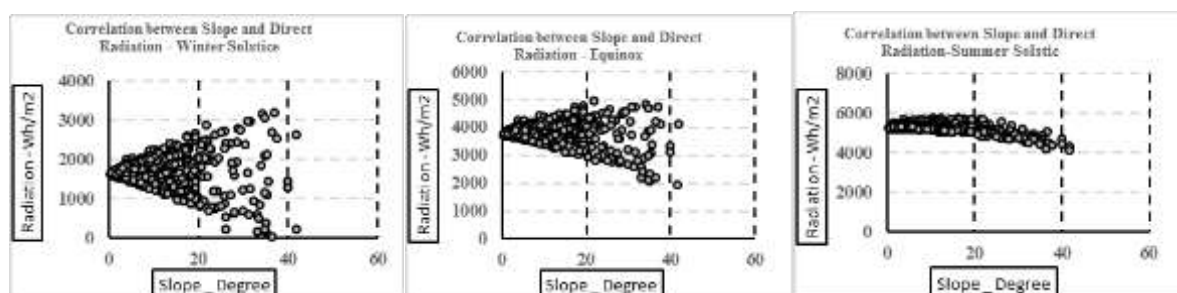


Figure 25. Slope and Direct Radiation correlations (Specific Days)

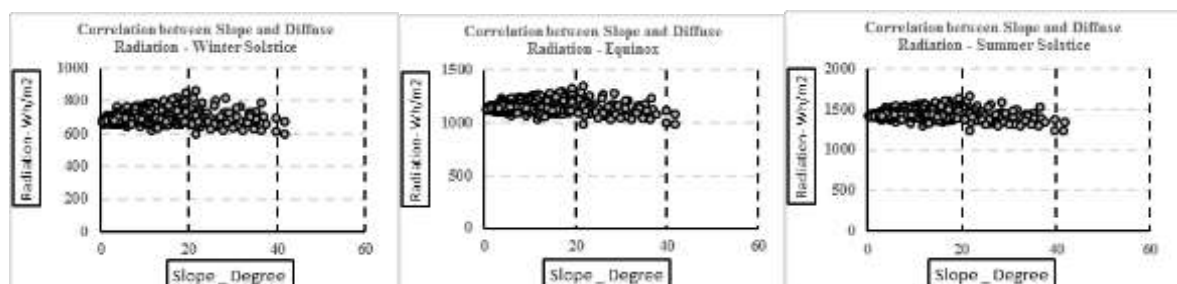


Figure 26. Slope and Diffuse Radiation correlations (Specific Days)

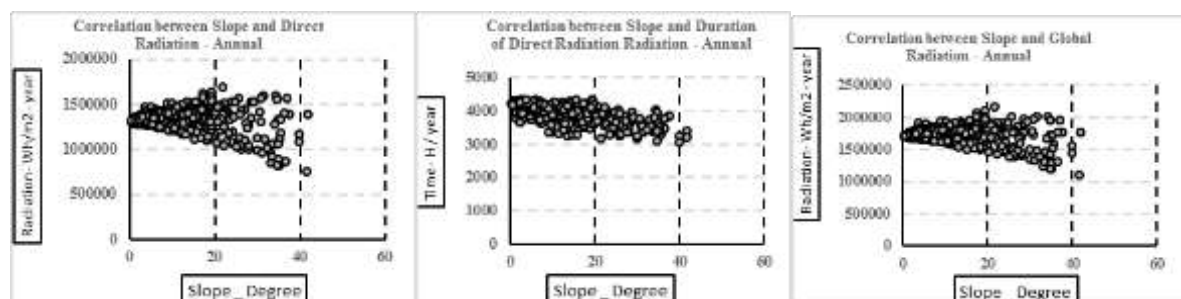


Figure 27. Correlations between slope and Global, Direct and Duration of Radiation (Annual)

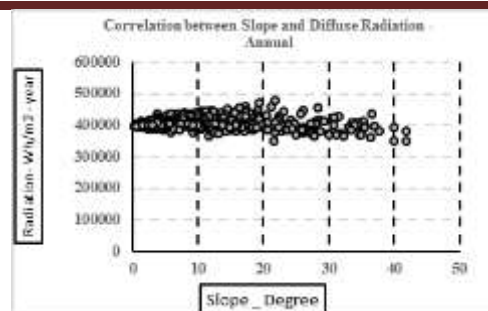


Figure 28. Correlations between slope and Diffuse Radiation (Annual)

جدول ۱۷ یک ماتریس همبستگی است که رابطه بین تابش و عوامل توپوگرافی را نشان می دهد. سلول هایی که به رنگ زرد هستند در سطح ۰.۰۵ همبستگی دارند. سلول های رنگ نارنجی در سطح ۰.۰۱ و گلبول های قرمز غیر همبسته هستند.

Table 17. Correlation Matrix of Radiation Parameters based on Pearson Method

| Pearson Correlation    | Elevation | Aspect | Slope | Hill shade | Summer Global | Equinox Global | Winter Global | Summer Duration | Equinox Duration | Winter Duration | Summer Direct | Equinox Direct | Winter Direct | Summer Diffuse | Equinox Diffuse | Winter Diffuse | Global - Yearly | Duration - Yearly | Direct - Yearly | Diffuse - Yearly |
|------------------------|-----------|--------|-------|------------|---------------|----------------|---------------|-----------------|------------------|-----------------|---------------|----------------|---------------|----------------|-----------------|----------------|-----------------|-------------------|-----------------|------------------|
| Elevation              | 1         | .061   | .596  | .001       | .310          | .245           | .224          | .396            | .388             | .351            | .227          | .177           | .159          | .600           | .658            | .804           | .288            | .411              | .207            | .677             |
| Aspect                 | .061      | 1      | .074  | .270       | .143          | .014           | .024          | .112            | .140             | .070            | .142          | .000           | .034          | .123           | .121            | .111           | .028            | .101              | .012            | .120             |
| Slope                  | .596      | .074   | 1     | .217       | .523          | .182           | .007          | .709            | .707             | .606            | .586          | .176           | .000          | .189           | .123            | .073           | .211            | .735              | .211            | .100             |
| Hill shade             | .001      | .270   | .217  | 1          | .344          | .266           | .391          | .188            | .152             | .096            | .369          | .301           | .411          | .190           | .178            | .140           | .220            | .068              | .262            | .174             |
| Global Summer Solstice | .310      | .143   | .523  | .344       | 1             | .382           | .111          | .453            | .425             | .313            | .993          | .297           | .047          | .878           | .856            | .763           | .471            | .432              | .378            | .847             |
| Global Equinox         | .245      | .014   | .182  | .266       | .382          | 1              | .958          | .028            | .190             | .581            | .351          | .994           | .940          | .454           | .450            | .425           | .995            | .293              | .998            | .448             |

|          |                   |      |      |      |      |      |      |              |              |              |              |              |              |              |              |                   |              |              |              |              |                   |
|----------|-------------------|------|------|------|------|------|------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------------|
| Global   | Winter Solstice   | .224 | .024 | .007 | .391 | .111 | .958 | <sup>1</sup> | .189         | .052         | .513         | .073         | .973         | .997         | .250         | .256              | .265         | .928         | .161         | .955         | .257              |
| Duration | Summer Solstice   | .396 | .112 | .709 | .188 | .453 | .028 | .189         | <sup>1</sup> | .888         | .510         | .465         | .063         | .202         | .337         | .281              | .108         | .012         | .878         | .026         | .261              |
|          | Duration Equinox  | .388 | .140 | .707 | .152 | .425 | .190 | .052         | .888         | <sup>1</sup> | .705         | .432         | .165         | .043         | .335         | .279              | .108         | .216         | .966         | .193         | .260              |
| Duration | Winter Solstice   | .351 | .070 | .606 | .096 | .313 | .581 | .513         | .510         | .705         | <sup>1</sup> | .311         | .582         | .516         | .274         | .226              | .076         | .581         | .830         | .591         | .208              |
| Direct   | Summer Solstice   | .227 | .142 | .586 | .369 | .993 | .351 | .073         | .465         | .432         | .311         | <sup>1</sup> | .272         | .015         | .816         | .789              | .688         | .437         | .435         | .352         | .779              |
|          | Direct Equinox    | .177 | .000 | .176 | .301 | .297 | .994 | .973         | .063         | .165         | .582         | .272         | <sup>1</sup> | .964         | .355         | .351              | .327         | .979         | .271         | .996         | .349              |
| Direct   | Winter Solstice   | .159 | .034 | .000 | .411 | .047 | .940 | .997         | .202         | .043         | .516         | .015         | .964         | <sup>1</sup> | .172         | .176              | .184         | .903         | .154         | .940         | .178              |
| Diffuse  | Summer Solstice   | .600 | .123 | .189 | .190 | .878 | .454 | .250         | .337         | .335         | .274         | .816         | .355         | .172         | <sup>1</sup> | .997              | .958         | .536         | .356         | .426         | .995              |
|          | Diffuse Equinox   | .658 | .121 | .123 | .178 | .856 | .450 | .256         | .281         | .279         | .226         | .789         | .351         | .176         | .997         | <sup>1</sup>      | .977         | .532         | .297         | .420         | <sup>1</sup> .000 |
| Diffuse  | Winter Solstice   | .804 | .111 | .073 | .140 | .763 | .425 | .265         | .108         | .108         | .076         | .688         | .327         | .184         | .958         | .977              | <sup>1</sup> | .501         | .116         | .390         | .982              |
|          | Global - Yearly   | .288 | .028 | .211 | .220 | .471 | .995 | .928         | .012         | .216         | .581         | .437         | .979         | .903         | .536         | .532              | .501         | <sup>1</sup> | .316         | .992         | .529              |
|          | Duration - Yearly | .411 | .101 | .735 | .068 | .432 | .293 | .161         | .878         | .966         | .830         | .435         | .271         | .154         | .356         | .297              | .116         | .316         | <sup>1</sup> | .297         | .276              |
|          | Direct - Yearly   | .207 | .012 | .211 | .262 | .378 | .998 | .955         | .026         | .193         | .591         | .352         | .996         | .940         | .426         | .420              | .390         | .992         | .297         | <sup>1</sup> | .418              |
|          | Diffuse - Yearly  | .677 | .120 | .100 | .174 | .847 | .448 | .257         | .261         | .260         | .208         | .779         | .349         | .178         | .995         | <sup>1</sup> .000 | .982         | .529         | .276         | .418         | <sup>1</sup>      |

Legend

|  |                          |
|--|--------------------------|
|  | Correlated at 0.05 level |
|  | Correlated at 0.01 level |
|  | Non correlated           |

Table 18. Radiation statistical Index

|                              | Elevation | Aspect | Slope | Hill shade | Summer Solstice Global | Global Equinox | Winter Solstice Global | Summer Solstice Duration | Global Equinox Duration | Winter Solstice Duration | Summer Solstice Direct | Global Equinox Direct |
|------------------------------|-----------|--------|-------|------------|------------------------|----------------|------------------------|--------------------------|-------------------------|--------------------------|------------------------|-----------------------|
| Sum                          | 1336665   | 152665 | 7342  | 125148     | 5453110                | 4016322        | 1925293                | 10454                    | 9046                    | 7444                     | 4285765                | 308302                |
| Minimum                      | 1142      | 0      | 0     | 0          | 5389                   | 2926           | 829                    | 10                       | 9                       | 2                        | 4155                   | 193                   |
| Maximum                      | 3308      | 360    | 42    | 254        | 7340                   | 6307           | 3910                   | 14                       | 12                      | 10                       | 5770                   | 496                   |
| Range                        | 2166      | 360    | 42    | 254        | 1951                   | 3381           | 3080                   | 4                        | 3                       | 8                        | 1615                   | 302                   |
| Mean                         | 1650      | 188    | 9     | 155        | 6732                   | 4958           | 2377                   | 13                       | 11                      | 9                        | 5291                   | 380                   |
| Median                       | 1552      | 199    | 6     | 176        | 6739                   | 4962           | 2350                   | 13                       | 11                      | 9                        | 5309                   | 380                   |
| First quartile               | 1411      | 93     | 3     | 134        | 6652                   | 4842           | 2242                   | 13                       | 11                      | 9                        | 5236                   | 370                   |
| Third quartile               | 1798      | 284    | 12    | 197        | 6845                   | 5108           | 2518                   | 13                       | 12                      | 10                       | 5384                   | 394                   |
| Standard error               | 12.06     | 3.74   | 0.28  | 2.30       | 8.20                   | 12.26          | 13.00                  | 0.03                     | 0.02                    | 0.03                     | 6.79                   | 11.6                  |
| 95% confidence interval      | 23.68     | 7.33   | 0.56  | 4.52       | 16.10                  | 24.06          | 25.52                  | 0.05                     | 0.04                    | 0.06                     | 13.33                  | 22.9                  |
| 99% confidence interval      | 31.15     | 9.65   | 0.73  | 5.94       | 21.18                  | 31.65          | 33.57                  | 0.07                     | 0.06                    | 0.08                     | 17.53                  | 30.1                  |
| Variance                     | 117882    | 11310  | 65    | 4293       | 54499                  | 121678         | 136895                 | 1                        | 0                       | 1                        | 37328                  | 11065                 |
| Average deviation            | 257.21    | 93.50  | 6.15  | 50.42      | 153.74                 | 222.96         | 244.76                 | 0.59                     | 0.50                    | 0.60                     | 123.95                 | 213.0                 |
| Standard deviation           | 343.34    | 106.35 | 8.09  | 65.52      | 233.45                 | 348.82         | 369.99                 | 0.77                     | 0.65                    | 0.88                     | 193.20                 | 332.6                 |
| Coefficient of variation     | 0.21      | 0.56   | 0.89  | 0.42       | 0.03                   | 0.07           | 0.16                   | 0.06                     | 0.06                    | 0.10                     | 0.04                   | 0.0                   |
| Skew                         | 1.56      | -0.12  | 1.65  | -1.18      | -1.28                  | -1.13          | -0.08                  | -1.39                    | -1.46                   | -2.77                    | -1.67                  | -1.1                  |
| Kurtosis                     | 2.93      | -1.27  | 2.48  | 0.50       | 5.13                   | 5.90           | 3.90                   | 1.89                     | 1.86                    | 12.63                    | 6.27                   | 5.8                   |
| Kolmogorov-Smirnov stat      | 0.14      | 0.08   | 0.17  | 0.17       | 0.13                   | 0.15           | 0.13                   | 0.14                     | 0.15                    | 0.16                     | 0.15                   | 0.1                   |
| Critical K-S stat, alpha=.10 | 0.04      | 0.04   | 0.04  | 0.04       | 0.04                   | 0.04           | 0.04                   | 0.04                     | 0.04                    | 0.04                     | 0.04                   | 0.0                   |
| Critical K-S stat, alpha=.05 | 0.05      | 0.05   | 0.05  | 0.05       | 0.05                   | 0.05           | 0.05                   | 0.05                     | 0.05                    | 0.05                     | 0.05                   | 0.0                   |
| Critical K-S stat, alpha=.01 | 0.06      | 0.06   | 0.06  | 0.06       | 0.06                   | 0.06           | 0.06                   | 0.06                     | 0.06                    | 0.06                     | 0.06                   | 0.0                   |

### ۳. نتایج

با توجه به شکل (۱۰) هیچ رابطه خطی بین تابش کلی و ارتفاع وجود ندارد، ضریب رگرسیون خطی بسیار پایین است. تغییرات تابش کل از انقلاب تابستانی به انقلاب زمستانی در حال افزایش است. همانطور که در این نمودار مشاهده می شود (شکل ۱۰) تابش کل با افزایش ارتفاع کمی افزایش یافته است. بنابراین، انتظار می رود که منطقه مرتفع انرژی تابشی کل بیشتری در انقلاب تابستانی دریافت کند. مدت تابش مستقیم از انقلاب تابستانی تا انقلاب زمستانی کاهش می یابد. واریانس و انحراف معیار مدت تابش مستقیم از تابستان تا انقلاب زمستانی در حال افزایش

است (شکل ۱۱). تابش مستقیم و ارتفاع همبستگی خطی را نشان نمی‌دهد اما تغییرات تابش مستقیم مربوط به ارتفاع از انقلاب تابستانی تا زمستانی افزایش یافته است (شکل ۱۲). تابش پراکنده و ارتفاع دارای رابطه نیمه خطی هستند که با افزایش ارتفاع افزایش یافته است. واریانس و انحراف معیار تقریباً کم است (شکل ۱۳).

بر اساس شکل ۱۴. تابش و ارتفاع سالانه کل هیچ همبستگی قابل تشخیص و معناداری را نشان نمی‌دهد. بر اساس شکل ۱۶. تابش کل و تغییرات جنبه هیچ رابطه واضحی در تابستان ندارند اما این همبستگی در انقلاب زمستانی در حال افزایش است. با توجه به این نمودارها واضح است که افزایش شدید تابش کلی در ابعاد ۱۰۰ تا ۳۰۰ درجه وجود دارد، بنابراین زمین‌های رو به جنوب سطوح انرژی تابش کل بیشتری دریافت کردند. ارتباط بین جهت و تابش کل از انقلاب تابستانی تا زمستانی در حال افزایش است. الگوی توزیع تابش کلی نشان می‌دهد که زمین‌های رو به جنوب (۱۰۰ تا ۳۰۰ درجه آزیموت شمالی) سطوح انرژی تشعشع بیشتری دریافت می‌کنند (شکل ۱۶). تابستان و بیشترین همبستگی در روزهای زمستان مشاهده می‌شود (شکل ۱۸).

تابش پراکنده و تغییرات جنبه کمترین همبستگی را دارند، بنابراین تابش پراکنده از شیب و جنبه زمین پیروی نمی‌کند (شکل ۱۹). نقشه‌های تابش سالانه نشان می‌دهد که تابش کل و مستقیم در طول یک سال با تغییرات ابعادی همبستگی قوی دارد و زمین‌های سمت جنوب سطوح انرژی بیشتری دریافت می‌کنند. انتشار و مدت تابش مستقیم چنین روابطی را نشان نمی‌دهد (شکل ۲۰-۲۱). همانطور که در شکل ۲۲ نشان داده شده است: تغییرات تابش کل نسبت به اراضی شیب دار افزایش واضحی داشته و همچنین این تغییرات تابش کل از تابستان به زمستان رشد می‌کند. مدت زمان تابش مستقیم و تغییرات شیب همبستگی معنی‌داری را نشان نمی‌دهد، اما واریانس مدت تابش مستقیم به سمت زمین‌هایی با مقدار شیب زیاد و همچنین از تابستان به زمستان افزایش می‌یابد (شکل ۲۳). تابش مستقیم و الگوی تغییرات شیب مشابه الگوی تابش کل است. تابش مستقیم به سمت زمین‌های شیب دار کاهش ضعیفی دارد. تغییرات تابش مستقیم نیز به سمت زمین‌های شیب دار در حال افزایش است (شکل ۲۴). شیب و تابش پراکنده همبستگی قابل تشخیصی ندارد و تغییرات شیب تأثیر کمی بر تغییرات تابش پراکنده دارد. (شکل ۲۵). زمین‌های شیب‌دار نرخ واریانس بیشتری در تابش کلی و مستقیم دارند، اما طول مدت و تابش پراکنده این تغییر را نشان نمی‌دهند (شکل‌های ۲۶-۲۷).

#### ۴. بحث و نتیجه‌گیری

همبستگی تابش و جهت، شیب و متغیر ارتفاع از انقلاب تابستانی تا زمستانی افزایش یافت. این مربوط به زاویه

خورشید در زمستان و تابستان است. هنگامی که خورشید در ارتفاعات بالا می تابد، تغییرات تابش در بالای توپوگرافی افزایش می یابد و جنبه های مختلف تفاوت های بیشتری را نشان می دهد. زمین های رو به جنوب سطوح انرژی بالاتری دریافت می کنند. تابش پراکنده ارتباط کمتری با پارامترهای توپوگرافی دارد. تابش مستقیم و کل با متغیرهای توپوگرافی همبستگی قوی تری دارد.

## 5. REFERENCES

- Andrews, J.T., 1971. Quantitative analysis of the factors controlling the distribution of corrie glaciers in Okoa Bay, East Baffin Island: (with particular reference to global radiation). In: Morisawa, M. (Ed.), Quantitative Geo-morphology: Some Aspects and Applications. Proceedings of the 2nd. Geomorphology Symposium, Binghamton, State University of New York, pp. 223–241.
- Dubayah, R. and P.M. Rich. 1996, GIS and environmental modeling: progress and research issues. GIS World Books. Fort Collins, Co. GIS-based solar radiation modeling. pp 129-134.
- Dubayah, R., and V. van Katwijk. 1992. The topographic distribution of annual incoming solar radiation in the Rio Grande River basin. Geophysical Research Letters 19:2, 231-34.
- E. Mostafae Heydarlou, A. Jafarian,(2017), Solar radiation Prediction using fuzzy logic and neural networks, International of Engineering and Future Technology, ISSN 2455 – 6432, 2017, Volume: 14, Issue Number: 1.
- Evans, I.S., 1977. World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr. 59 (3/4), 151–175.
- Fu, P. 2000. A Geometric Solar Radiation Model with Applications in Landscape Ecology. Ph.D. Thesis, Department of Geography, University of Kansas, Lawrence, Kansas, USA.
- Fu, P., and P. M. Rich. 2000. The Solar Analyst 1.0 Manual. Helios Environmental Modeling Institute (HEMI), USA.
- Fu, P., and P. M. Rich. 2002. "A Geometric Solar Radiation Model with Applications in Agriculture and Forestry." Computers and Electronics in Agriculture 37:25–35.

Gates, D. M. 1980. Biophysical Ecology. New York: Springer-Verlag. Geiger, R. J. 1965. The Climate near the Ground. Cambridge: Harvard University Press.

Hetrick, W.A., P.M. Rich, and S.B. Weiss. 1993. Modeling insolation on complex surfaces. Proceedings of the Thirteenth Annual ESRI User Conference.

Hetrick, W.A., P.M. Rich, F.J. Barnes, and S.B. Weiss. 1993. GIS-based solar radiation flux models. Proceedings ASPRS 1993 Annual Conference, New Orleans 3:132-43.

Holland, P.G., and D.G. Steyn. 1975. Vegetational responses to latitudinal variations in slope angle and aspect. Journal of Biogeography 2:179-83.

Kaviani, M.R., Alijani, B., (2003), applied principles of hydro-meteorological, SAMT Pub., Tehran

Kirkpatrick, J.B., and M. Nunez. 1980. Vegetation-radiation relationships in mountainous terrain: Eucalypt-dominated vegetation in the Ridson Hills, Tasmania. Journal of Biogeography 7:197-208.

Rich, P. M., and P. Fu. 2000. "Topoclimatic Habitat Models." Proceedings of the Fourth International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling.

Rich, P. M., R. Dubayah, W. A. Hetrick, and S. C. Saving. 1994. "Using Viewshed Models to Calculate Intercepted Solar Radiation: Applications in Ecology. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing Technical Papers, 524–529.

Rich, P.M., and S.B. Weiss. 1991. Spatial models of microclimate and habitat suitability: Lessons from threatened species. Proceedings Eleventh ESRI User Conference, Palm Springs, CA, 95-99.

Saving, S.C., P.M. Rich, J.T. Smiley, and S.B. Weiss. 1993. GIS-based microclimate models for assessment of habitat quality in natural reserves. Proceedings ASPRS 1993 Annual Conference, New Orleans, 3:319-30.

Seif, A., Bazvand, A., Solhi, S., (2014), Morphoradition of Alvand Heights and its Relation with Quaternary Glacial Effects, Indian Journal of Fundamental and Applied Life Science, , Vol. 6, No.S4 issue of 2016.

Seif, A., Solhi, S., Solhi, M., (2014), Morphoradition Analysis western heights of Eghlid and its relationship with morphological changes, Journal of Geography and Environmental Planning, Vol. 25, row 56, No. 4, Winter 2014.

## زیست بوم فناوری های ژئومورفولوژی Geomorphological technologies ecosystem

ناهید ناصری

دانش آموخته کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه تربیت مدرس <sup>۲۲۳</sup>naseri@isti.ir

### چکیده

بشر برای رسیدن به آینده بهتر می بایست از میراثش بهتر بهره ببرد و با فناوری های نو درآمیزد، در این میان علم و فناوری از مهم ترین زیرساخت های پیشرفت کشور و ابزار جدی رقابت در عرصه های مختلف و در نهایت دستیابی به توسعه همه جانبه کشور است، ژئومورفولوژی بعنوان یک علم استراتژیک، آینده ساز و جهان شمول از این قاعده مستثنی نیست. فناوری های ژئومورفولوژی بعنوان یک فناوری توانمندساز و دانش بنیان از ابرفناوری های نوظهور و کلیدی در عصر چهارم انقلاب صنعتی است که تقریباً تمام کشورهای توسعه یافته جهان تدوین و اجرای برنامه های توسعه آن را از مدت ها پیش آغاز نموده اند در این مقاله سعی بر آن است با معرفی زیست بوم فناوری های این علم به نقش و جایگاه آن در پیشرفت کشور نشان دهد.

واژگان کلیدی: زیست بوم، فناوری، ژئومورفولوژی

## مقدمه

مفهوم زیست بوم برای اولین بار توسط تنسلی در حوزه علوم زیستی به کار گرفته شده است (Tansley, 1935). با استفاده از این مفهوم نشان داد که در سیستم، رفتار یک جاندار بر جانداران دیگر و بر محیط آن تأثیر می‌گذارد و سرنوشت و بقای زیست بوم به رفتار تمام اعضای آن بستگی دارد (Lash et al, 2002؛ جهانی راد، 1394).

مور معتقد بود که استعاره زیست بوم برای توصیف و تشریح فضای کسب و کار مناسب است و عنوان کرد که مدیران هر شرکت باید شرکت خود را بعنوان بخشی از زیست بومی در نظر بگیرند که دربرگیرنده اجتماعی از بازیگران آزاد است که در راستای دستیابی به هدف مشترک با یکدیگر همکاری و رقابت می‌کنند و بعضاً منابع و قابلیت‌هایشان را با هم به اشتراک می‌گذارند. با ورود این مفهوم به حوزه کسب و کار تعاریف متعددی از آن ارائه شد (moore, 1993) (شکل ۱).



زیست بوم فناوری (شکل ۱)

کاملترین مفهوم از تکنولوژی را بورک در سال ۲۰۰۰ تحت عنوان مجموعه‌ای از راه‌های فناورانه که یک مجموعه خاص برای اداره تجارب خود استفاده می‌کند و تنها ابزار استفاده بلکه نحوه‌ی تعامل را توضیح می‌دهد (Burk, 2000).

فناوری‌های ژئو مجموعه فناوری‌های هستند که به تهیه، ذخیره‌سازی، به‌هنگام‌سازی، بازیافت، حفظ و نگهداری، تجزیه و تحلیل، کاربرد و نمایش اطلاعات مکان محور می‌پردازند (viles, 2016)، اطلاعات مکان محور به داده‌های پردازش شده‌ای می‌گویند که نشان‌دهنده ویژگی‌های از سطح زمین و یا اطراف آن به همراه مختصات

جغرافیایی (موقعیت مکانی) مشخص می باشد.

این فناوری های در قالب توسعه انواع سامانه های مکان محور و رصدخانه های ژئو مانند برآورد سطح زیرکشت و پایش سلامت محصولات کشاورزی، پایش تغییرات کاربری زمین و ساخت و سازهای غیرمجاز، پایش آلودگی هوا، پایش خشکسالی و تغییر اقلیم، پوشش گیاهی، پایش فرونشست و جابجایی زمین، اکتشاف انواع مواد معدنی، پایش آتش سوزی جنگل و مراتع کنترل، ناوبری خودروها، مدیریت بحران و صدها مورد دیگر نمود پیدا کرد.

با توجه به ماهیت بین رشته ای این فناوری ها، کاربردهای گسترده ای در علوم مختلف داشته و از زمره مهم ترین و پرکاربرترین فناوری ها به شمار می رود، در قرن ۲۱ این فناوری ها با سرعت چشمگیری توسعه یافته اند و کاربردهای آنها نیز همچنان رو به گسترش است این فناوری های عبارتند از:

فناوری های اطلاعات مکانی (مانند GIS، LIS، سامانه های اداره زمین و حدنگار و ...)

فناوری های تعیین موقعیت و ناوبری (مانند سامانه های تعیین موقعیت ماهواره ای و ...)

سنجش از دور (چندطیفی، فراطیفی، راداری و ...)

فتوگرامتری (فضایی، هوایی، برد کوتاه، پهپاد)

فناوری های پوششگرهای لیزری (لیدار)

ژئودزی (ژئودزی فیزیکی، ژئودینامیک، ژئوهیدرولوژیک و ...)

هیدروگرافی

فناوری های تلفیقی (خدمات مکان مبنا Lbs)

## اهمیت و ضرورت

اهمیت و ضرورت فناوری های ژئو بخوبی با نقش اساسی و کاربردهای فراوان آن در حوزه های مختلف علم و فناوری بویژه اولویت های پژوهش و فناوری کشور به اثبات می رسد و عدم استفاده از این فناوری ها در تصمیم گیری ها موجب عدم کارایی و حتی منجر به هزینه های هنگفت اجتماعی، اقتصادی، سیاسی، زیست محیطی و ... می شود.

برای پی بردن به نقش اطلاعات مکان محور در امور تصمیم گیری، مدیریت و اجرا می توان مطالعات مربوط به آمایش سرزمین، مدیریت بحران، احداث منابع و تاسیسات جدید، حفظ محیط زیست و منابع طبیعی، انواع مکان یابی ها، برنامه ریزی حمل و نقل و بسیاری از موارد مدیریتی را بعنوان نمونه های از مسائل نیازمند اطلاعات مکان محور صحیح، دقیق، کامل و به هنگام برشمرد.

همانطور که استفاده از فناوری های ژئو منجر به توسعه ی پایدار می شود، عدم استفاده از این فناوری ها ممکن است منجر به ضرر و زیان های هنگفت اقتصادی، اجتماعی، فرهنگی و سیاسی برای کشور شود، برای نمونه می توان به عدم مکان یابی مناسب سد گتوند و اکثر پروژه های مسکن مهر اشاره کرد.

توسعه این فناوری های علاوه بر منافع بسیاری که برای دولت ها دارد، در زندگی روزمره شهروندان هم ورود پیدا کرده و نتیجه آن افزایش رفاه عمومی، کاهش هزینه ها، مدیریت زمان، کمک به برنامه ریزی و تصمیم گیری در امور زندگی شان بوده است. نمونه ورود فناوری های ژئوماتیک کلیه اپلیکیشن های مبتنی بر نقشه و GPS مانند تاکسی های اینترنتی، نرم افزارهای مسیر یاب، سفارش غذا، ارسال لوکیشن و ... می باشد که روز به روز در حال توسعه می باشد.

## روش شناسی

پژوهش حاضر توصیفی، موردی می باشد و با استفاده از آمار و اطلاعات برگرفته از سایت [Pub.daneshbonyan.ir](http://Pub.daneshbonyan.ir) سعی بر آن شد که با استفاده از تجزیه و تحلیل های آماری و روش های ریاضی به ارائه از محصولات فناورانه حوزه ژئو، تعداد شرکت های دانش بنیان و خلاق، تعداد مراکز نوآوری و شتاب دهنده های تخصصی در این علم و تعداد آزمایشگاه ها زیست بوم این حوزه معرفی گردد.

## تحلیل یافته ها

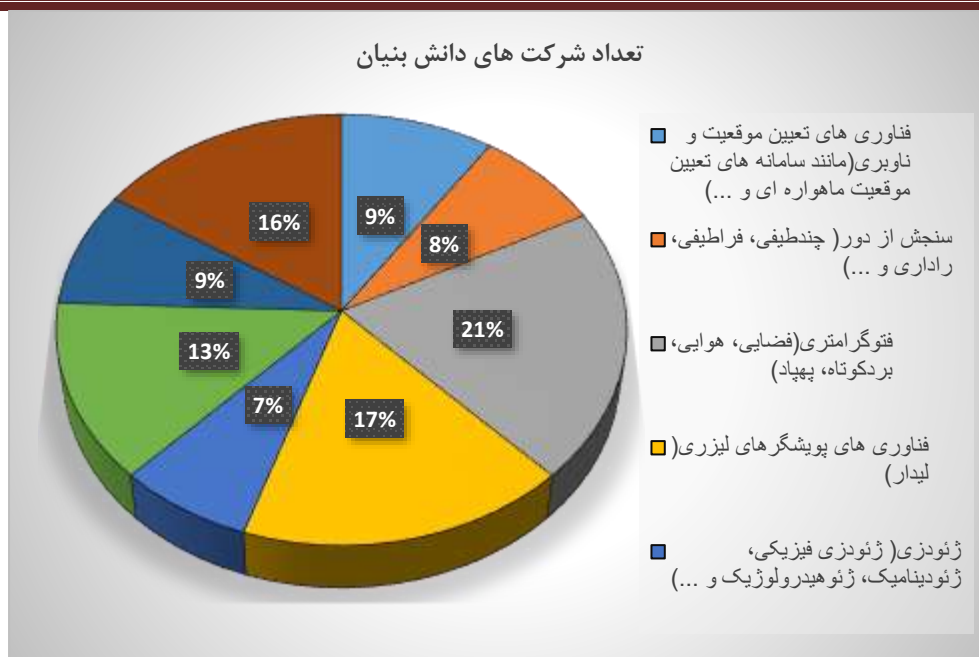
در چارچوب کلان تحول دیجیتال ایران (ایران دیجیتال) سه لایه توانمندساز، کاربرد و آثار طراحی شده است که فناوری های ژئوماتیک در هر سه لایه نقش اساسی دارد و بدون توسعه این فناوری های در کشور تحقق ایران دیجیتال رویایی بیش نیست. بعنوان مثال بدون وجود زیرساخت داده های مکانی، سامانه تعیین موقعیت ماهواره ای بومی (سحاب، شمیم و هدی)، ماهواره های بومی سنجش از دور، ناوگان عکس برداری هوایی تحول دیجیتال صورت نخواهد پذیرفت.

در دهه های اخیر شرکت های دانش بنیان در عرصه ی فناوری های ژئو پیشرفت قابل ملاحظه ای داشتند که این

موضوع در آمار ها بخوبی واضح می باشد که در ذیل آورده شده است (جدول ۱ و ۲) و (شکل ۲).

زیست بوم فناوری های ژئومورفولوژی (جدول ۱).

| ردیف   | حوزه فناوری                                                                       | تعداد شرکت های دانش بنیان | تعداد محصول فناوری |
|--------|-----------------------------------------------------------------------------------|---------------------------|--------------------|
| ۱      | فناوری های اطلاعات مکانی (مانند Gis, lis, سامانه های اداره زمین و حدنگار و ...)   | ۱۲                        | ۱۸                 |
| ۲      | فناوری های تعیین موقعیت و ناوبری (مانند سامانه های تعیین موقعیت ماهواره ای و ...) | ۱۰                        | ۴                  |
| ۳      | سنجش از دور (چندطیفی، فراطیفی، راداری و ...)                                      | ۲۶                        | ۱۸                 |
| ۴      | فتوگرامتری (فضایی، هوایی، برد کوتاه، پهپاد)                                       | ۲۲                        | ۱۵                 |
| ۵      | فناوری های پوششگرهای لیزری (لیدار)                                                | ۹                         | ۷                  |
| ۶      | ژئودزی (ژئودزی فیزیکی، ژئودینامیک، ژئوهیدرولوژیک و ...)                           | ۱۷                        | ۶                  |
| ۷      | هیدروگرافی                                                                        | ۱۱                        | ۶                  |
| ۸      | فناوری های تلفیقی (خدمات مکان مبنا Lbs)                                           | ۲۰                        | ۵                  |
| جمع کل |                                                                                   | ۱۲۷                       | ۶۱                 |



نمودار دایره ای زیست بوم فناوری های ژئومورفولوژی (شکل ۲).

آزمایشگاه های فناوری های ژئو (جدول ۲)

| عنوان آزمایشگاه                                               | مرکز آزمایشگاهی               |
|---------------------------------------------------------------|-------------------------------|
| دانشکده فنی- آزمایشگاه خدمات مکان مبنا                        | دانشگاه تهران                 |
| دانشکده فنی- آزمایشگاه تداخل سنجی راداری و پایش تغییر شکل     |                               |
| دانشکده فنی- آزمایشگاه ژئودزی ماهواره ای                      |                               |
| دانشکده فنی- آزمایشگاه سنجش از دور چند طیفی و ابر طیفی        |                               |
| دانشکده فنی- آزمایشگاه سنجش از دور مایکروویو                  |                               |
| دانشکده فنی-آزمایشگاه فتوگرامتری برد کوتاه                    |                               |
| آزمایشگاه دانشکده جغرفیا                                      |                               |
| آزمایشگاه پژوهشی سنجش از دور برای بوم شناسی و حفاظت محیط زیست | دانشگاه خواجه نصیر الدین طوسی |
| آزمایشگاه پوششگرهای لیزری                                     |                               |

|                                       |  |
|---------------------------------------|--|
| آزمایشگاه طبقه بندی تصاویر ماهواره ای |  |
| آزمایشگاه فتوگرامتری برد کوتاه        |  |
| آزمایشگاه فتوگرامتری مقدماتی          |  |

همچنین دو مرکز نوآوری در سال ۱۴۰۰ با عناوین زیر تاسیس شده اند:

مرکز نوآوری گیتا با همکاری سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح

مرکز نوآوری فناوری و اطلاعات مکانی (IGITEX) با همکاری دانشکده نقشه برداری دانشگاه تهران

لازم به ذکر است در سند تحول مردمی که در ۱۸ اسفند ماه ۱۴۰۰ توسط رئیس جمهور ابلاغ گردید بسیاری از مشکلات اولویت دار کشور در ۳۷ مبحث و ۹ فصل طبقه بندی شده است که در حل بسیاری از آنها بکارگیری فناوری های ژئو امری اجتناب ناپذیر می باشد.

## نتایج

اهمیت و جایگاه داده ها و بویژه اطلاعات مکان محور بعنوان یکی از ارکان اساسی و پایه ای برای تصمیم گیری درست و در نهایت رسیدن به توسعه پایدار کشور بیش از پیش مشخص می شود. با مروری مختصر بر اهمیت و جایگاه اطلاعات مکان محور بعنوان یک ابزار تصمیم گیری مهم، می توان پی برد که بسیاری از فعالیت سازمان های مختلف منوط به دسترسی به اطلاعات مکان محور می باشد.

لازم به ذکر است با پیشرفت های صورت گرفته در سامانه های اطلاعات مکانی (gis) و سایر علوم مرتبط، تکنیک های مکان یابی امروزه آنچنان پیشرفت کرده اند که با بالاترین دقت و صحت، موقعیت مناسب احداث انواع پروژه ها (سد، نیروگاه ها، دفن انواع زباله ها، پارکینگ طبقاتی، مزارع توربین های بادی و ...) قابل حصول است.

## مراجع

جهانی راد، ف. مشبکی، ا. کردنائیج، ا. و خدادادحسینی، س. ۱۳۹۴. تبیین مبانی فکری رویکرد زیست بوم کسب و کار

Burk, a. F. 2000. Journal of power sources: ultracapacitors: way, how, and where is the technology., Volume (91),PP.37-50

Jonathan, W. Paul B. Fox. 2014. Organization Science: Technology Ecosystem Governance. Institute for Operations Research and the Management Sciences (INFORMS, Volume (71),PP84-88.

Tansley, A. G. 1935.The use and abuse of vegetational concepts and terms. Ecology, Volume (16), pp.284-307.

Lash, J. 2002. People and Ecosystems The Fraying Web of Life. People, Volume (3).

Moore, J. F. 1993. Predators and prey: a new ecology of competition. Harvard business review, Volume (71),PP.75-83.

Viles, h. 2016. Technology and geomorphology: are improvement in data collection techniques transforming geomorphiq science, volume (3).

## ژئوتوریسم معادن؛ رهیافتی نوین در گردشگری ترکیبی علوم زمین (مطالعه موردی: استان کردستان)

پارسا احمدی دهرشید<sup>۱</sup>، علی اکبر تقی پور<sup>۲</sup> \* عاطفه کلوخی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد جغرافیا و برنامه ریزی شهری، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، Ahmadi.parsa@ut.ac.ir

۲- استادیار گروه جغرافیا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، a.taghipour@du.ac.ir

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، atikoloukhi@gmail.com

### چکیده

گردشگری به عنوان یک صنعت در حال رشد و مؤثر در ابعاد مختلف جوامع، رویکرد طبیعت محورانه‌ای در سال‌های اخیر در پیش گرفته است. ژئوتوریسم به عنوان شاخه‌ای از گردشگری که به طبیعت بی جان تأکید دارد، در کشور ایران دارای پتانسیل بالقوه بالایی است. دیدگاه مورد توجه در پژوهش حاضر، دید ترکیبی به گردشگری علوم زمین، یعنی ژئوتوریسم و معدن است؛ مطالعه توصیفی پیش رو از روش اسنادی برای گردآوری اطلاعات بهره یافته و استان کردستان با توجه به تنوع و غنای زمین شناسی و وجود معادن متعدد در سراسر آن، به عنوان محدوده مورد مطالعه انتخاب شده تا در پتانسیل توسعه ژئوتوریسم معدنی در آن ارزیابی شود. معدن طلای ساری گونی، معدن آهن گلالی و معدن پوکة قزلجه کند در شهرستان قروه، کانسار طلای کرویان سقر و معدن باریت شاه نشین مریوان، پنج معدن مورد بررسی در این پژوهش هستند. نتایج پژوهش بیان از توان توسعه ژئوتوریسم در معادن مورد مطالعه دارد. در صورت رونق ژئوتوریسم در معادن، زمینه برای بهبود زیرساخت‌ها و کاهش اثرات منفی معادن فراهم می‌شود که این امر می‌توان زمینه پیشرفت جوامع محلی را در مقیاس خرد فراهم نماید. همچنین پیشنهاد می‌شود که شناسایی توان معادن استان و کمی سازی آن با استفاده از مدل‌های ارزیابی جهانی در دستور کار متولیان امر و پژوهشگران قرار گیرد.

کلمات کلیدی: توان محیطی گردشگری، گردشگری ترکیبی، گردشگری معادن، ژئوتوریسم معادن، استان کردستان

## مقدمه

گردشگری در سرتاسر جهان در دهه‌های گذشته به‌عنوان سریع‌ترین بخش اقتصادی در حال توسعه جهان، رشد مداوم و تنوع فزاینده را تجربه کرده است (UNWTO, 2015). «گردشگری به مجموعه فعالیت‌ها و اقداماتی گفته می‌شود که به شکلی مرتبط با فرد گردشگر صورت می‌گیرد، به همراه کلیه فعالیت‌هایی که گردشگران در هنگام مسافرت به مکانی خارج از محل سکونتشان انجام می‌دهند» (بازوند و همکاران، ۱۴۰۰: ۵۵).

ژئوتوریسم رویکرد نوینی در مطالعات گردشگری، جغرافیا، ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی است که در سالیان اخیر، مورد توجه پژوهشگران متعددی در سراسر جهان قرار گرفته و منجر به منتشر شدن پژوهش‌هایی با محوریت ژئوتوریسم یا زمین‌گردشگری شده است. «ژئوتوریسم شکل ویژه‌ای از صنعت گردشگری است که در آن ژئو سایت‌ها در مرکز توجه گردشگران قرار می‌گیرند، ژئو سایت‌ها ممکن است چشم‌انداز، دسته‌ای از اشکال متنوع ناهمواری‌ها، رخنمون سنگی، همچنین لایه‌های فسیل دار یا فسیل به‌خصوصی باشد» (حاج علیلو و نکویی صدر، ۱۳۹۰: ۵۲). «در دیدگاه برنامه‌ریزی محیطی، شناسایی پهنه‌های دربردارنده منابع مختلف کشور از جمله مکان‌های معدنی متروکه و فعال، برای مدیریت و برنامه‌ریزی بازدیدهای تورهای گردشگری معادن و تعیین مناطق بالقوه اهمیت دارد» (همان، ۵۴).

گورر و همکاران<sup>۲۲۴</sup> برای نخستین بار در سال ۲۰۱۹، مفهومی از ژئوتوریسم ترکیبی را ارائه نمودند که در آن با ترکیب حداقل دو نوع گردشگری مبتنی بر علوم زمین، یعنی «ژئوتوریسم» و «معدن» این مفهوم تبیین و ارائه شده بود. «معدن به‌عنوان بخش مهمی از میراث زمین، در تغییر و تحولات زندگی انسان‌ها تأثیر بسزایی داشته‌اند و ارتباط تنگاتنگی را از گذشته تا به امروز در زندگی آن‌ها ایجاد کرده‌اند و یکی از مهم‌ترین شاخه‌های ژئوتوریسم به حساب می‌آیند که در قالب ژئوتوریسم معادن می‌تواند در ژئوپارک‌های معدن محور معرفی شوند» (یحیی شیبانی، ۱۳۹۸: ۱۹۳). گردشگری معدنی باهدف نشان‌دادن اهمیت و ضرورت فعالیت معدنی با وجود مشکلات آن و کمک به اقتصاد و جامعه محلی است (Gürer et al., 2019). ژئوتوریسم سایت‌های معدنی چالش‌برانگیز است؛ زیرا سایت‌های معدن معمولاً در مناطق دورافتاده هستند، پرسروصدا هستند، فاقد امکانات رفاهی هستند و احتمالاً باعث آلودگی می‌شوند. این ممکن است بر تمایل به بازدید از معدن به‌عنوان مقصد و کنترل نرخ و هدف آنها تأثیر بگذارد. شکلی از گردشگری در معادن طی سال‌های اخیر با غلبه بر این مشکلات معرفی شده است، گردشگری معدن به فرصتی برای توسعه مناطق معدنی تبدیل شده است (Rózycki & Dryglas, 2017). نتایج پژوهش ادواردز و لوردز<sup>۲۲۵</sup> در سال ۱۹۹۶ و زی<sup>۲۲۶</sup> در سال ۲۰۰۶ دال بر آن داشت که گردشگری میراث معدنی با استفاده از گذشته تاریخی و پتانسیل آن به‌عنوان یک

<sup>224</sup> Gürer et al

<sup>225</sup> Edwards & Llurdés

<sup>226</sup> Xie

جاذبه توریستی برای گسترش علایق فرهنگی و تفریحی یک منطقه می‌تواند اثرات زوال صنعتی، اجتماعی، زمین‌شناسی و جمعیتی یک سایت را کاهش دهد.

کشور ایران با قرارگیری در فلات ایران که از سبزه زمین‌شناسی غنی و موقعیت جغرافیایی ارزشمندی بهره می‌جوید، دارای پتانسیل بالقوه‌ای در صنعت گردشگری و علی‌الخصوص زمین‌گردشگری - ژئوتوریسم - است. «ایران دارای معادن فعال و متروکه فراوان و پدیده‌های زمین‌شناسی - ژئومورفولوژیکی، تاریخی و فرهنگی گسترده‌ای است که پتانسیل گسترده‌ای را برای گردشگری و توسعه روستایی و منطقه‌ای فراهم می‌کند؛ بنابراین، استفاده از ژئوتوریسم برای بازدیدکنندگان معادن در ایران، فرصتی برای مشاهدات زمین‌شناسی، تاریخی و فرهنگی فراهم می‌کند تا صرفاً جنبه‌های صنعتی» (Ghazi et al., 2021: 130). کشور پهناور ایران با قرارگرفتن روی یکی از کمربندهای اصلی کوهزایی جهان و وقوع فعالیت‌های زمین‌شناسی که موجب تنوع و غنی شدن انواع مواد معدنی (شامل مواد معدنی فلزی و غیرفلزی، سنگ‌های قیمتی، تزئینی و مصالح ساختمانی) ارزشمند در آن شده و با ذخیره قطعی بالغ بر ۵۵ میلیارد تن و تنوع بیش از ۶۱ نوع ماده معدنی، یکی از کشورهای صاحب‌نام و مطرح در این حیطه در میان سایر کشورها است (نقشه راه علوم زمین و معدن استان کردستان، ۱۳۹۴). در یک دیدگاه کلی، استان کردستان ذخایر قابل توجه و متنوعی از طلا، باریت، سنگ آهک، مرمر، مرمریت و گرانیت را در پهنه خود دارد و در حال حاضر بالغ بر ۱۸ نوع ماده معدنی اعم از مواد معدنی فلزی، غیرفلزی، مصالح ساختمانی و سنگ‌های تزئینی در استان کردستان شناسایی شده است. وزارت صمت در آمارهای منتشره سال ۱۳۹۱، استان کردستان را با ذخیره ۴۳۹ میلیون تن ذخایر معدنی و دردست‌داشتن یک درصد از کل ذخیره کشور، در رتبه بیست و یکم کشور جای داد (وزارت صنعت، معدن و تجارت، ۱۳۹۱). این امر پژوهشگران و محققان را موظف می‌نماید تا در راستای ترویج هرچه بهتر این توان‌ها، اقداماتی را در جهت شناخت، معرفی و ارزیابی پتانسیل‌های ژئوتوریسم به کار گیرند (سعادت‌فر و همکاران، ۱۴۰۰).

باتوجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی استان کردستان و تعدد معادن در آن، تنوع ارزشمندی از عناصر مختلف در راستای توسعه گردشگری معدنی یا ژئوتوریسم معادن وجود دارد. «ژئوتوریسم معادن خود به بخش‌های متنوعی تقسیم می‌شود که شامل معادن شدادی و متروکه، در حال استخراج و فعالیت‌های اکتشافی و سایت‌های بازسازی شده است» (حاج‌علیلو و نکویی صدر، ۱۳۹۰: ۵۳). از این رو در پژوهش حاضر تلاش بر آن است تا با معرفی برخی از معادن استان کردستان که در حال حاضر از آن‌ها اکتشاف، استخراج و بهره‌برداری صورت می‌گیرد، توان گردشگری معادن یا ژئوتوریسم معدنی را در این منطقه تبیین نمود.

## مواد و روش‌ها

مطالعه حاضر یک مطالعه کاربردی بوده که از نظر شیوه گردآوری اطلاعات، از روش اسنادی بهره یافته است. در این مطالعه تلاش شده تا با بیان یک شیوه مدرن از تلفیق گردشگری علوم زمین (ژئوتوریسم و معدن)، پتانسیل‌های ژئوتوریسم معدن در استان کردستان مورد بررسی قرار گیرد؛ از این رو با مطالعه ادبیات پژوهش و سپس بهره‌مندی از منابع مختلف کتابخانه‌ای نظیر اسناد، گزارش‌ها، کتب، مقالات و سایت‌های مرتبط، اطلاعاتی از معادن استان کردستان استخراج شود.

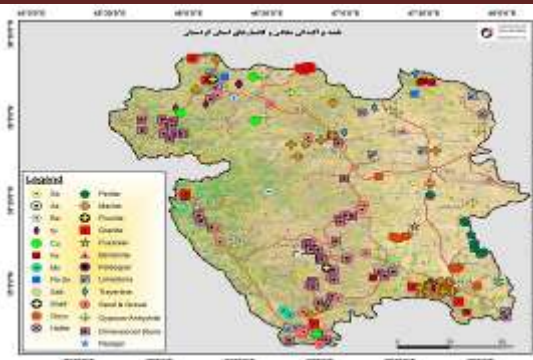
## محدوده مورد مطالعه

استان کردستان از نظر جغرافیایی بین ۳۴ درجه و ۴۴ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۳۰ دقیقه پهنای شمالی و ۴۵ درجه و ۳۱ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۱۶ دقیقه درازای خاوری قرار دارد. این استان با مساحت ۲۹۱۳۷ کیلومتر مربع، ۱/۸ درصد از مساحت کل کشور را به خود اختصاص داده و از حیث وسعت، در رتبه سیزدهم پهناورترین استان‌ها کشور قرار دارد. در مباحث مربوط به زمین‌شناسی و عوامل تأثیرگذار بر ساختار زمین، استان کردستان به سه ناحیه تقسیم شده که تفاوت‌های زیادی بین این سه ناحیه به چشم می‌خورد:

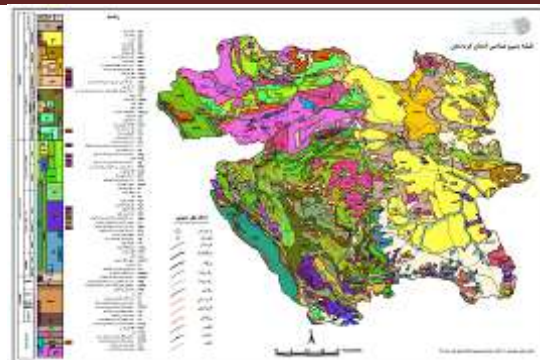
ناحیه خاوری و جنوب خاوری: این ناحیه به لحاظ زمین‌شناسی از آنچه که در ایران مرکزی حاکم است و جریان دارد تأثیر می‌پذیرد. رخنمون‌ها و رسوبات دوران دوم که سنگ‌های کرتاسه و ژوراسیک را شامل می‌شود با گستردگی زیاد جنوب این ناحیه را دربر گرفته‌اند.

ناحیه مرکزی و شمالی: این ناحیه به لحاظ زمین‌شناسی از ادامه روند و لندفرم‌های موجود در آذربایجان باختری، خاور ترکیه و شمال کردستان عراق ایجاد شده است. سنگ‌های دگرگونی مربوط به دوره کامپرن، قدیمی‌ترین سنگ‌های این ناحیه را تشکیل می‌دهند.

ناحیه جنوب و جنوب باختری: این ناحیه به دلیل اینکه به لحاظ تکمیل فرایند زمین‌شناسی تأثیرپذیری کاملی از روند و جریان‌ات حاکم بر زاگرس را دارا است، زاگرس شمالی نامیده می‌شود. در یک چشم‌انداز کلی واحدهای زمین‌شناسی منطقه جنوب مریوان به موازات روند اصلی زاگرس تشکیل گردیده و به موازات محور کامیاران- مریوان ادامه پیدا کرده و به کوه‌های بیستون در شهرستان کرمانشاه متصل گردیده است.



شکل ۱۱- نقشه پراکنش و کانسارهای معادن و کانسارهای استان کردستان (تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۱)



شکل ۱۰- نقشه زمین‌شناسی استان کردستان (ماخذ: پایگاه ملی داده‌های علوم‌زمین کشور)

## نتایج

### معادن طلای ساری‌گونی قروه

این معدن از مهم‌ترین معادن استان کردستان واقع در شهرستان قروه می‌باشد. قروه به علت دارا بودن ده‌ها معدن از طلا تا سنگ‌آهن و پوکه معدنی قطب اصلی معدن داری در کردستان را تشکیل می‌دهد. «کانسار جهانی طلای ساری‌گونی در ۴۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان قروه و در جنوب شرقی استان کردستان قرار دارد. کانی‌سازی در این کانسار از نوع طلای اپی‌ترمال سولفید پائین همراه با کانی‌سازی آنتیموان و آرسنیک و در ارتباط با توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شدیداً آلتیره داسیت پورفیری و توف‌های برشی نئوژن می‌باشد» (نقشه راه علوم زمین و معدن استان کردستان، ۱۳۹۴: ۱۲۷). ساری‌گونی در سال ۱۳۹۴ با سرمایه‌گذاری تعدادی از سرمایه‌گذاران کشور قزاقستان به بهره‌برداری رسید. تا به امروز حدود ۵ تن طلای خالص از این معدن استخراج می‌شود. برداشت طلا از معدن قروه در حاشیه روستای بهارلو، نی‌بند، قزل‌قایه و داشکسن آغاز شده است. با اینکه این منطقه به لحاظ معدن‌کاری بسیار غنی بوده، اما ده‌ها روستای این منطقه از ابتدایی‌ترین امکانات مانند نبود راه‌های ارتباطی برخوردار نیستند.



شکل ۱۳- موقعیت معدن ساری گونی قروه و روستای نی بند

(تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۱)



شکل ۱۲- نمایی از معدن طلای ساری گونی قروه

(مأخذ: خبرگزاری مهر، ۱۴۰۰)

## معدن آهن گلالی قروه

گلالی، روستایی در بخش چهار دولی غرب است و ۲۲ کیلومتری شهر دزج قرار دارد. کانسار آهن گلالی قروه بخش عمده‌ای از آهن غرب کشور را در خود جای داده است؛ بزرگ‌ترین معدن آهن استان در این منطقه وجود دارد که سالانه ۵۰۰ هزار تن سنگ آهن از آن استخراج می‌شود. سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی به‌عنوان اسکلت و چارچوب اصلی نوار دگرگونی منطقه به شمار می‌آید که از نظر لیتولوژی از تنوع زیادی برخوردار بوده و ضخامت آن‌ها چند هزار متر برآورده شده است، سن شروع آن مربوط به تریاس و خاتمه آن مربوط به دوره ژوراسیک است (جانی‌خانی و همکاران، ۱۳۹۲). «دایک‌های باریک در داخل سنگ‌های آذرآوری (توف) نفوذ کرده و باعث کانی‌زایی آهن شده‌اند که نمونه تیپیک آن، کانسار آهن گلالی است» (نقشه راه علوم زمین و معدن استان کردستان، ۱۳۹۴: ۱۲۹).



شکل ۱۴- معدن آهن گلالی قروه

(تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۱)

## معدن پوکه قزلجه کند قروه

«این معدن در شمال شرقی قروه و در مسیر دلبران واقع شده است. این منطقه در زون ساختاری سنندج – سیرجان قرار داشته و عمده آن را فعالیت‌های گسترده آتش‌فشانی کواترنر سنگ‌های قدیمی منطقه پوشش داده است. پوکه‌های معدن این منطقه متشکل از گدازه‌های آتش‌فشانی است. ذخیره قطعی آن برابر ۸۰۰۰۰۰ مترمکعب و ذخیره احتمالی آن حدوداً ۱۲۰۰۰۰۰ مترمکعب برآورد شده است» (نقشه راه علوم زمین و معدن استان کردستان، ۱۳۹۴: ۱۳۷). در این روستا اکثریت خانوارهای آن در زمینه تولید «سنگ‌پا» فعالیت دارند و از این طریق امرارمعاش می‌کنند (خبرگزاری فارس، ۱۴۰۰).



شکل ۱۶- امرار معاش ساکنین روستا از پوکه‌های معدن قزلجه کند

(مأخذ: خبرگزاری فارس، ۱۴۰۰)



شکل ۱۵- نمایی از معدن پوکه قزلجه کند قروه

(مأخذ: خبرگزاری فارس، ۱۴۰۰)

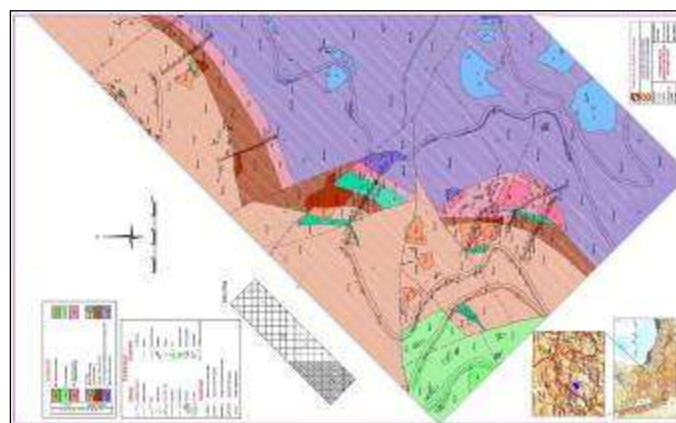


شکل ۱۷- موقعیت معدن قزلجه کند قروه و روستاهای قزلجه کند و مالوجده

(تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۱)

## کانسار طلای کرویان سقز

این کانسار با وسعتی در حدود ۱۰ کیلومترمربع در شهرستان سقز واقع شده است؛ دسترسی به محدوده موردنظر از طریق راه اصلی سقز به بانه، در فاصله ۲۸ کیلومتر بعد از سقز تا روستای میرده و از آنجا ۱۲ کیلومتر (جاده فرعی) تا روستای کرویان امکان‌پذیر می‌باشد. واحدهای سنگی رخنمون شده در منطقه، با امتداد شمال خاور - جنوب باختر، شامل یک توالی از سنگ‌های دگرگون‌شده در رخساره شیست سبز، متشکل از واحدهای آذرین و رسوبی می‌باشند که در زمان تشکیل آن را به مزوزوئیک نسبت می‌دهند. مجموع واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه، تحت تأثیر پهنه‌های برشی شکل‌پذیری با امتداد شمال خاور - جنوب باختر با شیبی متوسط به سمت شمال خاور، دگر شکل شده و ساختارها و فابریک‌های متفاوت به خود گرفته‌اند. کانی‌شناسی ماده معدنی بسیار ساده و به طور عمده از پیریت، پیریت‌های آرسنیک‌دار، طلای آزاد و به‌ندرت از کالکوپیریت تشکیل شده است که کانی‌هایی مانند کوارتز، فلدسپار، انواع میکاها و کربنات‌ها آنها را همراهی می‌کنند. بر اساس شواهد موجود و مقایسه ویژگی‌های کانسار طلای کرویان با تیپ‌های مختلف کانه‌زایی، کانسار طلای کرویان بیشترین شباهت را با کانسارهای طلای پهنه‌های برشی از خود نشان می‌دهد (حیدری و همکاران، ۱۳۸۴).

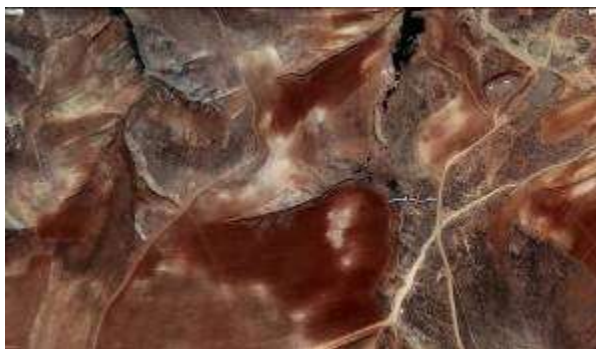


شکل ۱۸- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ محدوده قلقله  
 (ماخذ: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۸)

## معدن باریت شاه‌نشین مریوان

معدن باریت شهر مریوان که معروف به معدن باریت ابدال صمدی است، در اطراف روستای شاه‌نشین از توابع بخش اسلام‌دشت مریوان قرار دارد. میزان ذخیره واقعی این معدن ۹۶۰ هزار تن برآورد شده است (روزبان و اسماعیلی،

۱۳۹۴). «کانسار به شکل برون زده ای به طول ۳۰۰ متر و عرض ۲۰ متر، در کنتاکت بین شیل ها و ولکانی ها مشاهده می شود» (نقشه راه علوم زمین و معدن استان کردستان، ۱۳۹۴: ۱۳۱).



شکل ۱۹- معدن باریت شاه نشین مریوان

(تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۴۰۱)

## بحث و نتیجه گیری

گردشگری مبتنی بر علوم زمین در این مطالعه با دیدی ترکیبی مورد بررسی قرار گرفته است. همان طور که در هدف پژوهش بیان شد، این مطالعه سعی بر شناخت توان معادن استان کردستان در توسعه ژئوتوریسم معدنی و گردشگری معادن را داشت. معدن طلای ساری گونی، معدن آهن گلالی و معدن پوکه قزلجه کند در شهرستان قروه، کانسار طلای کرویان سقز و معدن باریت شاهنشین مریوان، پنج معدن مورد ارزیابی بودند که اقدام به ارزیابی توصیفی آن ها شد. مطالعات توصیفی انجام شده دال بر توان بالای استان کردستان در گردشگری معادن و ژئوتوریسم معدنی دارد؛ مخاطبان این نوع از گردشگری همه افراد هستند؛ اما این نوع گردشگری بیش از هر گروه دیگری، مورد توجه گردشگران علمی قرار می گیرد. توسعه ژئوتوریسم معدنی می تواند جوامع محلی که معادن در آن قرار دارد را به سوی بهبود وضعیت زیرساختی و کاهش اثرات منفی معادن هدایت نمایند که به تبع آن، رشد و تعالی جوامع محلی را فراهم می آورد. تا پیش از انجام پژوهش حاضر، مطالعه ای در زمینه گردشگری معادن و ژئوتوریسم معدنی در سطح استان کردستان انجام نشده و نوآوری پژوهش در بررسی این موضوع است. در دسترس نبودن اطلاعات جامع از معادن استان کردستان و عدم امکان بازدید میدانی از معادن باتوجه به شرایط پژوهشگران از جمله محدودیت های انجام پژوهش حاضر بود.

## مراجع

بازوند، سجاد؛ احمدی دهرشید، پارسا؛ یوسفی، فاطمه، گردشگری و توسعه پایدار. تهران، انتشارات انتخاب، ۱۳۹۹.  
بانک اطلاعات معادن، (وزارت صنعت، معدن، تجارت)، ۱۳۹۱.

پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور.

جانی‌خانی، الهه؛ خرمودی، آرزو؛ معانی جو، محمد؛ آلیانی، فرهاد؛ سیمونز، وارطان، زمین‌شناسی اقتصادی: بررسی دگرسانی متا سوماتیک کانسار آهن گلالی - ۲، شمال غرب همدان، پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، ۱۳۹۲.

حاج علیلو، بهزاد؛ نکویی صدر، بهرام، ژئوتوریسم. تهران، دانشگاه پیام‌نور، ۱۳۹۹.

خبرگزاری فارس، دریافت شده از: <http://fna.ir/rfob>، ۱۴۰۰.

خبرگزاری مهر، دریافت شده از: <http://mehrnews.com/xWvv6>، ۱۴۰۰.

روزبان، علی؛ اسماعیلی، علی، شناسایی معدن باریت مریوان با استفاده از تصویر Landsat 8، بیست و دومین همایش و نمایشگاه ملی ژئوماتیک، تهران، ۱۳۹۴.

سعادت‌فر، رضا؛ زنگنه اسدی، محمدعلی؛ گلی مختاری، لیلی، اهمیت زمین‌گردشگری و پیشنهادی برای ژئوپارک: یک اولویت در اقتصاد منطقه شمال غرب نیشابور - خراسان رضوی، توسعه پایدار محیط جغرافیایی، دوره ۳، شماره ۴، صص ۵۸-۷۲، ۱۴۰۰.

نقشه راه علوم زمین و معدن استان کردستان (چاپ مقدماتی)، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، ۱۳۹۴.

نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه قلقله شهرستان سقز، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، طرح تلفیق لایه‌های اطلاعاتی پایه و معرفی مناطق امیدبخش معدنی کشور، شرکت مهندسی مشاور زرناب اکتشاف، ۱۳۸۸.  
یحیی شیبانی، وصال، بررسی و ارزیابی ژئوسایت‌های معدنی شهرستان طبس به‌عنوان یک ژئوپارک معدن محور در شرق ایران مرکزی، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، دوره ۱۷، شماره ۲، صص ۱۹۱-۲۱۵، ۱۳۹۸.

Edwards, J. A., & Llurdés, J. C., Mines and quarries: Industrial heritage tourism. Annals of Tourism Research, 23(2), 341-363, 1996.

Ghazi, J. M., Hamdollahi, M., & Moazzen, M., Geotourism of mining sites in Iran: an

opportunity for sustainable rural development. *International Journal of Geoheritage and Parks*, 9(1), 129-142, 2021

Gürer, A., Gürer, Ö. F., & Sangu, E., Compound geotourism and mine tourism potentiality of Soma region, Turkey. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(23), 1-14, 2019

Rózycki, P., & Dryglas, D., Mining tourism, sacral and other forms of tourism practiced in antique mines-analysis of the results. *Acta Montanistica Slovaca*, 22(1), 2017.

UNWTO., Why tourism? Tourism – an economic and social phenomenon. Retrieved March 14, 2015 from: <http://www.unwto.org/content/why-tourism>, 2015

Xie, P. F., Developing industrial heritage tourism: A case study of the proposed jeep museum in Toledo, Ohio. *Tourism Management*, 27(6), 1321–1330, 2006

## ژئودایورسیتی؛ چالش ها و ظرفیت ها (با تاکید بر ایران) Geodiversity; Challenges and capacities (with emphasis on Iran)

عبدالمجید احمدی

استادیار گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه رازی a.ahmadi@razi.ac.ir

### چکیده

ژئودایورسیتی تنوع طبیعی اشکال زمین شناختی (سنگ، کانی، فسیل)، ژئومورفولوژیکی (لندفرم ها، فرایندها) و خاک است. این اصطلاح مجموعه ای از اشکال مرتبط بهم؛ روابط؛ سیاست ها و تفسیر آنها و سیستم ها را شامل می شود. برای اولین بار موری گری کتابی تحت عنوان ژئودایورسیتی، ارزش گذاری و حفاظت از طبیعت بی جان را در سال ۲۰۰۴ توسط انتشارات وایلی را به رشته تحریر درآورده است و بعد از آن به صورت پراکنده محققان دیگری در این زمینه پژوهشهایی انجام داده اند. ژئودایورسیتی به صورت خلاصه به طبیعت بی جان می پردازد و در مقابل آن بیودایورسیتی تنوع زیستی یا طبیعت جان دار را بررسی و مطالعه می کند. سابقه حفاظت یا ژئوکانزرویشن را در کارهای شارلپز می توان جستجو کرد. منظور از کلمه ژئوکانزرویشن حفاظت زمین شناختی و ژئومورفولوژیکی است. این مقاله با استفاده از روش های توصیفی تحلیلی و با هدف بررسی ژئودایورسیتی در ایران گردآوری شده است. با توجه به بررسی های میدانی و بهره گیری از نظر کارشناسان و خبرگان به نظر می رسد تنوع زمین شناختی ایران دارای ظرفیت بسیار بالایی بوده اما در بعد برنامه ریزی و مدیریت آن بخصوص معرفی و حفاظت متاسفانه جایگاه مناسبی را نداریم. پیشنهاد می شود همانند بیودایورسیتی چهارچوب سازمانی و تعریف شده ای با متولی مشخص توسط دولت ارایه گردد.

کلمات کلیدی: ژئودایورسیتی؛ اکوسایت؛ ژئوسایت؛ ژئومورفولوژی؛ ایران

ژئودایورسیتی در بسیاری از کشورها مبنایی است برای انتخاب مکان هایی که نیازمند حفاظت بیشتر هستند. از طرفی دیگر مبنایی است برای شناخت بهتر، تنوع زمین شناختی و درک بهتری از منابع طبیعی زمین. به رغم اهمیت ژئودایورسیتی در ابعاد مختلف متاسفانه این پدیده متأثر از فعالیت های انسانی در معرض تهدید و تخریب است. بنابراین باتوجه به همین نکته نیاز به حفاظت از گوناگونی زمین شناختی احساس می شود. در ژئودایورسیتی حتما باید به ارزش ها و تهدیدها توجه ویژه ای نمود. ارزش هایی از جمله: ذاتی، فرهنگی، زیبایی شناسی، اقتصادی، عملکردی و... همچنین تهدیدهایی مانند: ازدحام و تراکم جمعیت ( شهرنشینی ) در مجاورت پدیده ها ( ژئوسایت ها ) کمبود آگاهی، فرهنگ سازی، آموزش و...

در زمان حال ژئوسایت ها، ژئومورفوسایت ها و ژئوپارک ها عمدتا نقش معرفی تنوع زمین شناختی را به عهده دارند. ژئودایورسیتی که معادل تنوع زمین شناختی است، در مقابل تنوع زیستی قرار می گیرد. که پس از برگزاری اجلاس زمین در ریودوژانیرو ( اواسط دهه ۱۹۹۰ ) زمین شناسان به اهمیت نام گذاری چنین اصطلاحی پی بردند. این اصطلاح بیشتر در مقالات تخصصی همچون وایدنبنین، شارلپز، دیکسون و کایرنان دیده می شود. نبتو و هارپل در سال ۱۹۹۷ طی مطالعاتی نشان دادند که تنوع زیستی جهان در نتیجه میلیاردها سال تکامل اصلاح ژنتیکی و به موازات آن انقراض ایجاد شده است. شاهد این مدعا بررسی فسیل ها است که به ما امکان بازبانی میزان تغییرات و تحول تنوع زیستی را می دهد. رولینسون در سال ۲۰۰۷ طی مطالعاتی نشان داد که گوناگونی زمین شناختی کره زمین و سیر تحولات آن نشان داده است که زمین در ابتدا ترکیبی همگون داشته است، اما امروزه بسیار متنوع شده است. حدود ۱۵۰-۲۰۰ سال از برگزاری نخستین، تور بازدید زمین شناسی در انگلستان می گذرد، که شخصی به اسم آدام سدویک آن را اجرا کرد. با اینکه سدویک استاد ریاضی بود، اما علاقه بسیار زیادی به کانی ها و سنگ های زیبا داشت و آنقدر ادامه داد که کرسی افتخاری زمین شناسی را در دانشگاه به ایشان اعطا کردند. ایشان کاشف سیستم کامبرین ( نخستین دوره از دوران زمین شناسی) بود. برای نخستین بار تورهای زمین شناسی را برگزار و راهنمایی کرد. تورهای زمین گردشگری سدویک نخستین تورهای زمین گردشگری در جهان بودند و موزه ای که ایشان در دانشگاه افتتاح کرد، نخستین موزه ای بود که برای آموزش عموم مردم به ابزار تفسیر ژئوتوریسمی مجهز شده است. بنابراین می توان ایشان را پدر ژئوتورهای جهان و موزه فوق را مادر موزه های ژئوتوریسمی جهان نامید(نکویی صدی).

داولینگ نخستین کنفرانس ژئوتوریسم جهان را در سال ۲۰۰۸ برگزار کرد. تام هوز انگلیسی نخستین کسی است در جهان که بعد از حدود ۲۰۰ سال از فعالیت های سدویک، تعریفی آکادمیک از ژئوتوریسم ارائه کرده است(۱۹۹۵). در نهایت اینکه سردمدار مطالعات ژئودایورسیتی در جهان موری گری انگلیسی می باشد. برخی از علاقه مندان آغاز

ژئوتوریسم در ایران را پیشنهاد محمد حسن نبوی برای رویکرد زیبایی شناختی به پدیده های زمین شناختی ذکر کرده اند. ولی در واقع این امر آغازی برای شناسایی ژئودایورسیتی و میراث زمین شناختی ایران از دید زیبایی شناختی به ژئودایورسیتی کشور است. متأسفانه هنوز در ایران مراکزی به نام مراکز گردشگری در ایران وجود ندارد. و حتی واژه بیگانه interpolation (شرح و توصیف و تفسیر) در ایران مهجور است. با این وجود همانگونه که اقلیم ایران و اقوام ایرانی دارای تنوع چشمگیری هستند زمین شناسی و ژئومورفولوژی ایران نیز بسیار تنوع بالایی دارد. به عقیده امریه کاظمی ایران بهشت زمین شناسان یا موزه ۱/۵ میلیون کیلومتر مربعی زمین ملقب شده است. بنابراین مطالعه تنوع زمین شناختی در راستای حفاظت و معرفی آن امری ضروری به نظر می رسد.

## ۲- مواد و روشها

این مقاله از نوع کاربردی بوده و با هدف شناخت بیشتر تنوع زمین شناختی ایران و نگاهی به چالشها؛ ظرفیت های این بخش با استفاده از روش های توصیفی تحلیل و همچنین بهره گیری از بررسی های میدانی و نظر کارشناسان گردآوری شده است.

## ۳- نتایج

آنچه که از بررسی های صورت گرفته به دست آمده است به نظر می رسد که در برخی کشورهای دنیا به خصوص کشورهای توسعه یافته و به نوعی پیشرفته توجه به میراث زمین شناختی؛ تنوع و حفاظت آن در دستور کار قرار گرفته و تاحدودی هم به مرحله اجرایی رسیده است. اما متأسفانه در بسیاری از کشورهای دنیا بخصوص در حال توسعه یا جهان سوم این امر یا به صورت ضعیف دیده می شود و یا بیشتر بهره برداری با رویکرد توریسم و اقتصاد مد نظر قرار گرفته است. برای ژئودایورسیتی به صورت کلی ارزش های چندگانه زیر را ارایه نموده اند که برخی از نمونه های محلی آن هم در کشورهای مختلف آورده شده اند.

خلاصه ای از ارزش های تنوع زمین شناختی با تعدادی از نمونه های آن

| ارزش ذاتی   | ارزش ذاتی             | طبیعت غیر زنده بدون ارزش گذاری بشری                          |
|-------------|-----------------------|--------------------------------------------------------------|
| ارزش فرهنگی | فرهنگ عامه و اعتقادات | کوه ملی تاور، خشکی ملی دون های خرس خوابیده                   |
|             | باستان شناسی/تاریخی   | کوه ملی لاشه های فلینت آلیات ها، کوه های ملی دارای سنگ نوشته |
|             | غیرمادی ( معنوی )     | کوه چیف، و پارک ملی گلاشیر                                   |
|             | مفهومی از مکان        | جان مور در یوسمیت                                            |

|                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| ارزش زیبایی شناسی<br>چشم اندازه‌های محلی<br>ژئوتوریسم<br>فعالیت های اوقات فراغت<br>ارزیابی (ارزش) مجازی<br>فعالیت های خیرخواهانه<br>الهام هنرمندانه             | مناظر دریا، صدای امواج، لمس ماسه<br>پارک ملی تنگه ی گراند، پارک ملی یلواستون<br>صخره نوردی، غارپیمایی، اسکی، هاکی<br>طبیعت در مجلات و تلوزیون<br>ساخت پیاده رو، تجدید منابع<br>موران وچکسون در یلواستون                                                                                                                                                            |
| ارزش اقتصادی<br>انرژی<br>کانی های صنعتی<br>کانی های فلزی<br>کانی های ساختمان سازی<br>جواهرات<br>فسیل ها<br>خاک                                                  | زغال، نفت، گاز، پیت، اورانیوم<br>پتاس، فلوراسپار، سنگ نمک، کائولینیت<br>آهن، مس، کرومیت، روی، قلع، طلا<br>سنگ، آگرات، سنگ آهک، بیتومین<br>الماس، یاقوت کبود، زمرد، انیکس، عقیق<br>Tyrannosaurus'Sue' ، مغازه ها (کلاس های عملی) فسیل و کانی<br>تولید خوراک، شراب، الوارنجاری، الیاف                                                                                |
| ارزش عملکردی<br>پلات فرم ها<br>ذخیره سازی و چرخه مجدد<br>سلامت<br>تدفین<br>کنترل آلودگی<br>شیمی آب<br>عملکردهای خاک<br>عملکردهای ژئوسیستم<br>عملکردهای اکوسیستم | ساخت و زیرسازی روی زمین (خشکی)<br>کربن در پیت و خاک، تله های نفتی، سفره های آبخیز<br>مواد مغذی و معدنی، چشم اندازه های درمانی<br>دفن بشر، اتاقک های باطله های اتمی<br>خاک و سنگ به عنوان فیلترهای آب<br>آب معدنی، سایر نوشیدنی ها<br>کشاورزی، گل پروری، مو کاری داخل (انگور)، جنگل داری<br>عملکرد فرایندهای رودخانه ای، ساحلی، یخچالی<br>سکونت گاه ها و تنوع زیستی |
| ارزش علمی<br>تحقیق علوم زمین<br>تحقیق تاریخ<br>دیده بانی محیطی                                                                                                  | تاریخچه زمین، تکامل، فرایندهای زمین<br>شناسایی اولیه ناپیوستگی ها و...<br>تغییر آب و هوا، تغییر سطح دریا، آلودگی                                                                                                                                                                                                                                                   |

|                                                     |                   |  |
|-----------------------------------------------------|-------------------|--|
| مطالعات میدانی ( صحرایی)، تعلیم ( کارآموزی) حرفه ای | آموزش و کار آموزی |  |
|-----------------------------------------------------|-------------------|--|

## ژئودایورسیتی ایران

در کشور ما ایران باتوجه به وضعیت اقلیمی؛ زمین شناسی، توپوگرافی، پوشش گیاهی؛ خاک ؛ آب و... گوناگونی سیستم های زیستی و زمینی (زمین شناسی) بسیار زیاد است، این گوناگونی هم در بخش جاندار و هم در بخش بی جان آن دیده میشود. در بخش ژئودایورسیتی، تنوع در گونه های کانی، سنگ، خاک و... پدیده های بسیار زیادی را با تنوع بالا بوجود آورده است. باتوجه به اینکه، بخشی از ژئودایورسیتی از تنوع زیستی جاندار نشات می گیرد. لازم است ابتدا به بخشی از تنوع زیستی اشاره شود؛ سپس در مورد تنوع زمین شناختی هم توضیحاتی ارائه گردد.

سازمان حفاظت محیط زیست ایران مناطق با ارزش زیست محیطی کشور را در قالب مناطق ۴ گانه به ۱۶ پارک ملی و ۱۳ اثر طبیعی ملی و ۳۳ پناهگاه حیات وحش و ۹۴ منطقه حفاظت شده تقسیم کرده است. تنوع زیستی و زمین شناختی (ایران) بخش قابل توجه خود را از اقلیم متفاوت گرفته است. به طوری که از ۱۳ اقلیم شناخته شده در جهان ۱۱ نوع آن در ایران دیده شده است.

نزدیک به ۸۰۰۰ گونه گیاهی در ایران شناسایی شده است. که تعداد حدود ۱۸۰۰ عدد از آنها بومی هستند. در ایران حدود ۱۹۴ گونه پستاندار، ۵۲۱ گونه پرنده، ۱۸۰ گونه ماهی، ۲۲۵ گونه خزنده و ۲۰ گونه دو زیست شناسایی شده است که نشان دهنده تنوع بسیار بالای زیستی در کشور ما است. ایران حدود ۱۳ ذخیره گاه زیست کره ثبت شده در یونسکو تا سال ۲۰۲۰ دارد. ایران دارای ۳۱ پارک ملی بوده که بزرگترین آن پارک ملی ارومیه است. و خلاصه اینکه از نظر تنوع زیستی ایران جزء ۳۰ کشور غنی دنیاست.

در کنار تنوع بسیار بالای زیستی باید گفت که ایران از لحاظ تنوع زمین شناسی و ژئومورفولوژیکی نیز بسیار غنی می باشد که به برخی از آنها در چهار گوشه کشور اشاره می شود

وجود انواع سنگ ها؛ کانی ها و خاک ها با تنوع مختلف در سراسر ایران به ویژه در بخش معادن و .....

وجود انواع پدیده های آهکی و کارستی مانند غارهای علیصدر همدان، قوری قلعه کرمانشاه، سهولان مهاباد، کتله خور زنجان، چال نخجیر مرکزی، نمکدان قشم، دانیال مازندران، کرفتو کردستان، یخ مراد البرز و ...)

وجود کویرها و بیابان ها متنوع ( لوت، کویر، ابراهیم آباد، محمد آباد، دق اسفیدن، شهداد، مرنجاب؛ اراک و ... )

انواع کوه ها و سلسه جبال مانند زاگرس، البرز، کپه داغ، سهند و سبلان ، تفتان، اشترانکوه، شیرکوه و .....

انواع آبشارها، چشمه ها، سراب ها، تالاب ها مانند نیلوفر، بل، پیران، گاوخونی، شادگان، جازموریان و ... )

انواع پدیده های پراکنده و مختلف دیگر مانند گل فشان ها، گنبدهای نمکی، تپه های ماسه ای، کلوت ها و ... )  
فرم ها و فرایندهای ساحلی و .....

و.....

اما با این وجود علی رغم داشتن ظرفیت های بالقوه متاسفانه با چالشهای متعددی در زمینه ژئودایورسیتی مواجه هستیم که برخی از آنها عبارتند از :

تغییرات اقلیمی ( خشکسالی ، آتش سوزی، بحران آب، افزایش دما، فرسایش و...)

افزایش جمعیت، شهرنشینی و به خصوص بهره برداری های بی رویه بشر از محیط و طبیعت

آلودگی های آب، خاک، هوا و.....

نبود متولی مشخص و خاص در بعد دولتی و سازمانی (داشتن متولی های متعدد و دخالت سازمان ها و ادارات در امور همدیگر)

عدم آگاه سازی؛ آموزش؛ فرهنگ سازی به ویژه در بخش حفاظت

عدم وجود برنامه ریزی و مدیریت دقیق به تفکیک بخش ها.

نا کافی بودن بودجه تخصیص یافته هم در بخش بهره برداری و هم در بخش حفاظت

عدم اجرای قوانین سخت گیرانه و قانون مندانه توسط متولیان

## بحث و نتیجه گیری

آنچه که در مورد ژئودایورسیتی ایران می توان گفت این است که در کشورمان تنوع زیستی و زمین شناسی بسیار بالایی وجود دارد. اما بنابر دلایلی هنوز حفاظت از آن کاملاً مورد توجه قرار نگرفته است. این عدم توجه به ویژه در بعد تنوع زمین شناسی نمود بیشتری دارد. هم در بخش دولتی و هم در بخش خصوصی کاستی هایی در زمینه شناخت ، بهره برداری و حفاظت دیده می شود.

پیشنهاد می شود در گام اول ظرفیت ها و پتانسیل های هر منطقه جداگانه شناخته شده و در گام دوم تهدیدها و آسیب ها ی آنها مورد مطالعه قرار گیرند. سپس در راستای بهره برداری مناسب و همچنین حفظ و نگه داری این

پدیده ها اقدام شود. در خصوص این امر حتما باید بخش خصوصی و دولتی به صورت جدی و برنامه ریزی شده وارد کار شده و با تدوین دستورالعمل، شیوه نامه، قوانین و آئین نامه ها ضمن ابلاغ آنها به بخش دولتی در زمینه فرهنگ سازی و آگاه نمودن عموم مردم نیز اقدام کنند. تاضمن بالابردن آگاهی در زمینه ارزش و اهمیت این پدیده ها و همچنین نگه داری از آن ها گام های عملی و اقدامات کاربردی در راستای معرفی نیز صورت پذیرد.

خلاصه آنچه که در گوشه های مختلف کشورمان مشاهده می شود نشان از غنای کافی پدیده ها و تنوع بسیار بالای آن ها با توجه به وجود انواع سنگ ها، کانی ها، رسوبات، خاک ها و ... است اما حفاظت و بهره برداری از آنها در جایگاه نامناسبی قرار گرفته است.

## مراجع

-انصاری فر، مجتبی. حسین روشنرأی و عبدالرضا روشن ضمیری و ادريس روشن ضمیری. ۱۳۹۲. بررسی ژئودایورسیتی منطقه سد تنگ سهران بشاگرد، مکران (جنوبشرق ایران). اولین همایش ملی مجازی علوم زمین، ارومیه، انجمن کاوشگران جوان زمین

-درویش زاده، علی. ۱۳۸۱. زمینشناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، چاپ سوم، صص ۹۰۲-۳۱.

-صفاری، امیر. سعید رحیمی هرآبادی، مجتبی هدائی آرانی و مهدی احمدی. ۱۳۹۳. ارزیابی توانمندی ژئومورفوسایتهای گردشگری در پایداری و مدیریت مناطق کارستیک (مطالعه موردی: غارچال نخجیر، استان مرکزی). مجله آمایش جغرافیایی فضا، سال چهارم، شماره مسل سل چهاردهم، زمستان ۱۳۹۳، ۱۹-۳۶. صص

-یزدی، عبدالله. ۱۳۹۲. ژئودایورسیتی ایران، عامل ارتقاء ژئوتوریسم و توسعه پایدار. دومین همایش ملی گردشگری و طبیعت گردی ایران زمین، همدان، شرکت هم اندیشان محیط زیست فردا

-یزدی، عبدالله. محمد فودازی و الهام شاه حسینی ۱۳۹۳ تنوع زمین شناختی، ژئوکانزرویشن و اصول مدیریت در کاربری ژئوسایتهها. اولین کنفرانس ملی جغرافیا، گردشگری، منابع طبیعی و توسعه پایدار، تهران، مؤسسه ایرانیان، قطب علمی برنامه ریزی و توسعه پایدار گردشگری تهران،

- یزدی عبدالله؛ دبیری؛ رحیم ۱۳۹۴ درآمدی بر ژئودایورسیتی، بعنوان پایه برای توسعه ژئوتوریسم؛ یافته های نوین زمین شناسی کاربردی، پیاپی ۱۸

- اسماعیلی؛ رضا؛ ۱۳۹۷؛ راهبردهای حفاظت از ژئودایورسیتی در ایران؛ ششمین همایش ملی ژئومورفولوژی و

چالش های پیش رو

- نکویی صدری؛ ۱۳۹۰ ژئوتوریسم، ژئودایورسیتی (تنوع زمین شناختی) نیست؛ ماهنامه علوم زمین و معدن، پیاپی ۶۸ (آذر ۱۳۹۰)

- نکویی صدری؛ بهرام؛ ۱۳۹۲ مبانی زمین گردشگری با تاکید بر ایران؛ انتشارات سمت، مرکز تحقیق و توسعه علوم انسانی

- نکویی صدری؛ بهرام؛ ۱۳۹۰؛ ژئودایورسیتی ایران؛ نوید ثروت و رفاه مردم ایران؛ نشریه نظام مهندسی معدن؛ زمستان ۱۳۹۰ شماره ۱۹

## ژئومورفولوژی حوضه سد کرخه و نقش آن در مدیریت و کنترل سیلاب ۹۸ در خوزستان

### Geomorphology of Karkheh dam basin and its role in flood in management and control in 1398 Khuzestan

۱- اکبر هاشمی فرد\*، ۲- نظام اصغری پور دشت بزرگ، ۳- سیدمهدی موسوی دهموردی

۱- دکتری جغرافیا، دبیر رسمی آموزش و پرورش اهواز Geotimn2@gmail.com

۲- دکتری جغرافیا، کارشناس موسسه تحقیقات آب و خاک و آبخیزداری کشور Nasgharipour@yahoo.com

۳- دانشجوی دکتری، دبیر رسمی آموزش و پرورش اهواز Mousavi.m@yahoo.com

## چکیده

حوادث طبیعی از قبیل سیل، زلزله، طوفان، رانش زمین و غیره همواره کشور ما را تهدید نموده و علی رغم پیشرفت های علمی در کشور هنوز آسیب پذیری بطور چشمگیری کاهش پیدا نکرده است. یکی از خطرات بالقوه ای که همواره کشور ما را تهدید کرده و نسبت به زلزله نیز زیانهای زیادی وارد ساخته، وقوع سیل است. رودخانه کرخه در بالادست ایستگاه هیدرومتری پای پل از میان تپه ماهورها و اراضی کوهستانی گذشته ولی در پایین دست این ایستگاه وارد دشت هموار و گسترده خوزستان میگردد. محل انتخابی سد مخزنی کرخه در پایین ترین نقطه در طول رودخانه قرار دارد. خلاصه بررسی و تحلیل بارش های استان خوزستان از ابتدای سال زراعی ۹۸-۹۷ تا ۲۸ اردیبهشت ۹۸ نشان می دهد که از ابتدای سال زراعی (۰۱ مهر ۹۷) تا (۲۸ اردیبهشت ۹۸) مجموع بارش کل استان ۵۲۱.۷ میلی متر بوده است. این مقدار در مقایسه با مقدار بلندمدت آن در همین بازه زمانی (۳۱۹.۰ میلی متر) ۶۳.۵ درصد افزایش و در مقایسه با مقدار آن در دوره مشابه سال گذشته (۲۰۳.۱ میلی متر) افزایش ۲۵۶.۹ درصدی را نشان می دهد. آمار موجود نشان می دهد که سیلاب های کرخه در ماههای مرطوب سال، یعنی از آبان تا اردیبهشت به وقوع می پیوندند. سیل های بزرگ اکثراً در ماههای اسفند، فروردین و اردیبهشت اتفاق می افتند که از میان آنها سیلاب های فروردین بزرگترین می باشد. حداکثر سیلاب محتمل ۲۳۶۷۰ متر مکعب در ثانیه و معادل حجم سیلابی حدود ۸/۱ میلیارد متر مکعب در طول یک دوره ۱۲ روزه بر آورد شده است. حداکثر بارندگی محتمل برای یک دوره ۷ روزه ۲۸۰ میلی متر بدون محاسبه ذوب تعیین شده است.

کلیدواژه: سد کرخه، سیلاب، مخاطرات طبیعی، خوزستان

## ۱- مقدمه

کشور ایران در منطقه‌ای از دنیا واقع شده است که متوسط بارش سالانه آن کمتر از یک سوم بارش سالانه جهان است. علاوه بر کمبود بارش، توزیع زمانی و مکانی آن نیز بسیار نامناسب است. علاوه بر کمبود آب و نامناسب بودن آن در بسیاری از موارد برای مصرف عوامل و نارسایی‌های دیگری سبب شده است که مسئله تأمین آب آشامیدنی برای شهرهای بزرگ روز به روز حادث‌تر شود (کردوانی، ۱۳۸۳).

خلاصه بررسی و تحلیل بارش‌های استان خوزستان از ابتدای سال زراعی ۹۸-۹۷ تا ۲۸ اردیبهشت ۹۸ نشان می‌دهد که از ابتدای سال زراعی (۰۱ مهر ۹۷) تا (۲۸ اردیبهشت ۹۸) مجموع بارش کل استان ۵۲۱.۷ میلی‌متر بوده است. این مقدار در مقایسه با مقدار بلندمدت آن در همین بازه زمانی (۳۱۹.۰ میلی‌متر) ۶۳.۵ درصد افزایش و در مقایسه با مقدار آن در دوره مشابه سال گذشته (۲۰۳.۱ میلی‌متر) افزایش ۲۵۶.۹ درصدی را نشان می‌دهد. همچنین در این بازه زمانی استان‌های ایلام ۸۶۲ میلی‌متر، کهگیلویه و بویراحمد ۷۳۳، لرستان ۹۷۰ و چهارمحال و بختیاری ۸۲۰ میلی‌متر بارندگی را تجربه کردند که به‌صورت طبیعی جریان‌های آبی همه این استان‌ها نهایتاً به رودخانه‌های خوزستان می‌ریزد. افزایش بارندگی در استان‌های نام‌برده شده نسبت به مدت مشابه در سال گذشته به ترتیب ایلام ۲۰۵ درصد، کهگیلویه و بویراحمد ۳۲۴ درصد، لرستان ۲۲۳ درصد و چهارمحال و بختیاری ۳۳۶ درصد بود که از میانگین بلندمدت نیز بیشتر بود.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

استان خوزستان با ۶۴۰۰۰ کیلومتر مربع و در بر گرفتن ۴ درصد از مساحت کل کشور، وسیع‌ترین استان در نیمه‌ی غربی به شمار می‌رود. خوزستان جزء مناطق سیل‌خیز کشور محسوب می‌شود. بر اساس آمار موجود، در سال گذشته بیشترین خسارات ناشی از مخاطرات طبیعی در استان مربوط به آب‌گرفتگی و سیل بوده است. هر چند در دهه‌های اخیر بدنبال احداث سدهای عظیم مخزنی بر روی رودهای استان، این مخاطره طبیعی به یک فرصت جهت سازندگی و توسعه تبدیل شده است؛ اما همچنان سیل برای زمینهای کشاورزی، تأسیسات صنعتی و سگونتگاههای



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی جلگه خوزستان

شهری و روستایی مشکلی جدی به شمار می رود (شکل ۱).

## ۲-۲- کرخه

سد مخزنی و نیروگاه برقابی کرخه در فاصله ۲۴ کیلومتری شمال غرب اندیمشک در استان خوزستان (جنوب غربی ایران) احداث گردیده است. این پروژه عظیم در ۴۸ درجه ۸/۷ دقیقه طول شرقی و نیز ۳۲ درجه و ۶/۲۹ دقیقه شمال در منطقه کرخه واقع شده است. رودخانه کرخه در بالادست محور سد ۹۰ درجه تغییر جهت داده و در نتیجه دریاچه سد در سمت راست محور سد واقع گردیده است. (شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران، تابستان ۸۱). رودخانه کرخه با وسعت آبدهی ۴۲۴۰۰ کیلومتر مربع از به هم پیوستن تعدادی رود کوچک و بزرگ در غرب کشور و شمال منطقه شکل می گیرد. سرچشمه اولیه این رود کوههای جنوبی ملایر است که به نام هرم آباد و از ۲ کیلومتری غرب شهر مذکور گذشته و در غرب نهاوند و شعبه گاما ساب قلقل رود به آن وارد و به نام رود گاماساب از نزدیک شهر کرمانشاه و با دریافت آب رود مرک به سمت جنوب ادامه مسیر می دهد.

رودخانه گاماساب ضمن دریافت آب رودی که از سمت اسلام آباد غرب جریان دارد. در دامنه های شمالی کبیر کوه با وارد شدن رود سیمره در ابتدای جلگه نام کرخه به خود گرفته و با تغییر جهت از جنوب شرقی به سمت جنوب وارد جلگه خوزستان می شود و از اینجا به بعد با شیب ملایم و بستر باز از غرب شهرستان گذشته و در نهایت با تقسیم شدن به رود های متعدد کوچک و پیمودن ۹۰۰ کیلومتر وارد هوالهویزه می گردد. منبع تأمین تغذیه آب رود کرخه آبهای حاصل از باران و برفی است که در منطقه غرب کشور طی فصول سرد سال انجام می گیرد و بنابراین رودخانه کرخه قبل از هر چیز یک رودخانه طغیان گر است. به منظور مهار سیلاب های زمستانه و بهاری کرخه و همچنین به خاطر بهره برداری در امر کشاورزی و تولید برق، سد خاکی کرخه در ۷ کیلومتری شمال پل نادری احداث گردیده است. (قبادیان، ۱۳۶۹)

رودخانه کرخه از مناطق میانی و جنوب غربی رسته کوههای زاگرس در نواحی غرب و شمال غرب کشور سرچشمه گرفته و پس از طی مسافتی در حدود ۹۰۰ کیلومتر در امتداد شمال به جنوب، سرانجام در مرز مشترک ایران و عراق به مرداب هورالعظیم می رسد. رودخانه کرخه پس از رودخانه های کارون و دز سومین رودخانه بزرگ ایران از نقطه نظر آبدهی محسوب می شود. حوزه آبریز رودخانه کرخه به وسعت حدود ۴۳ هزار کیلومتر مربع، بین ۴۶ درجه و ۵۷ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۱۰ دقیقه طول شرقی و ۳۱ درجه و ۴۸ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۵۸ دقیقه عرض شمالی واقع شده است و شامل استانهای همدان، کرمانشاه، کردستان، ایلام، لرستان و خوزستان می باشد. سرشاخه های اصلی تشکیل دهنده رودخانه کرخه، رودخانه های سیمره، کشکان، قره سو، گاماسیاب و چرداول هستند. یکی از مشخصه های

طبیعی رودخانه کرخه احتمال وقوع سیلاب و خطرات ناشی از آن است. (شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران، تابستان ۸۱)

## ۲-۳- موقعیت سد کرخه و اهداف پروژه

سد مخزنی و نیروگاه برقآبی کرخه در فاصله ۲۴ کیلومتری شمال غرب اندیمشک در استان خوزستان (در جنوب غربی ایران) احداث گردیده است. این پروژه عظیم در ۴۸ درجه و ۸/۷ دقیقه طول شرقی و نیز ۳۲ درجه و ۶/۲۹ دقیقه شمال در منطقه شمال در منطقه کرخه واقع شده است. رودخانه کرخه در بالا دست محور سد ۹۰ درجه تغییر جهت داده و در نتیجه دریاچه سد در سمت راست محور سد واقع گردیده است.

سوابق مطالعاتی پروژه کرخه مطالعات طرح توسعه منابع آب و خاک حوزه آبریز رودخانه کرخه به منظور آبیاری اراضی شمال غربی دشت خوزستان از سال ۱۳۳۵ (۱۹۵۶ میلادی) توسط شرکت آمریکائی عمران و منابع (Development and Resources Corporation) آغاز گردید. متعاقب آن شرکت های ایرانی و خارجی مطالعاتی در رابطه با سد سازی روی این رودخانه به شرح ذیل انجام داده اند:

مطالعات مرحله شناخت توسعه آبیاری استانهای کردستان و کرمانشاه از حوزه بالادست رودخانه کرخه (بالا دست پای پل) توسط شرکت انگلیسی Sir Alexander Gibbs در سال ۱۳۴۵ (۱۹۶۶ میلادی) انجام شده است.

دو شرکت آب و خاک (ایرانی) و الکتروکنسولت (ایتالیائی) در سال ۱۳۴۷ (۱۹۶۹ میلادی) مطالعات تکمیلی انجام دادند. (شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران، تابستان ۸۱)

مطالعات امکان یابی سد مخزنی کرخه توسط مهندسين مشاور عمران و منابع آب ایران (D&R) انجام شد و در سال ۱۳۵۸ احداث سد مخزنی بنام کرخه صفر واقع در ۵۴ کیلومتری بالادست پای پل، پیشنهاد شد.

پس از پیروزی انقلاب اسلامی مطالعاتی نیز توسط سازمان جهاد سازندگی انجام شد.

در سال ۱۳۶۷ مطالعات تکمیلی مرحله اول سد مخزنی کرخه صفر به مهندسين مشاور مهتاب قدس واگذار گردید.

طی سالهای ۶۹-۱۳۶۸ (۹۰-۱۹۸۹)، شرکت مهندسين مشاور مهتاب قدس به موازات انجام طراحی های تکمیلی محور کرخه صفر و به منظور یافتن محورهای مناسبتر از محور کرخه صفر دارای طول ۷/۶ کیلو متر و حجم بدنه بسیار زیاد ۷۲/۸۵ میلیون متر مکعب بود. با همکاری شرکتی از کشور چین به نام کایتک (CAITEC). ۵ محور دیگر به نام های A, B, C, D2, D1 را مطالعه کردند. پس از بررسیهای مقدماتی، از بین محورهای فوق دو محور C, A جهت

مقایسه با محور کرخه صفر انتخاب شدند و پس از بررسی های دقیقتر زمین شناسی و حفر گمانه های اکتشافی، طراحی اولیه برای هر دو محور A , C انجام شد.

در نهایت گزینه

محور C واقع در ۲۱ کیلومتری شمال غربی اندیشک ۱۲ کیلومتری بالا دست پل نادری (در طول جغرافیایی ۴۸ درجه و ۸/۷ درجه شرقی و عرض ۳۲ درجه و



شکل ۳- موقعیت و مشخصات رودخانه کرخه



شکل ۲- نمای عمومی از نیروگاه سد کرخه

۶/۲۹ دقیقه شمالی) به علت شرایط ژئوتکنیکی مناسب تر و وجود منابع و مصالح مناسب کافی، و به علت داشتن شرایط مناسب برای انحراف آب و عملیات ساختمانی، بهترین گزینه شناخته شد. (شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران، تابستان ۸۱). تأمین و تنظیم آب جهت آبیاری ۳۲۰ هزار هکتار از اراضی پایین دست، دشت های پای پل، (اوان- اریض- دوسالقی و باغه) همچنین دشت های حمیدیه، قدس، دشت آزادگان، دشت عباس، فکه و عین خوش واقع در شمال غربی و غرب استان خوزستان تولید انرژی برقآبی به میزان ۹۳۴ گیگاوات ساعت در سال کنترل سیل های مخرب رودخانه و جلوگیری از خسارات ناشی از آن از اهداف این سد می باشد (شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران- تابستان ۸۱)

#### ۴-۲- توپوگرافی و زمین شناسی سد کرخه

رودخانه کرخه در بالادست ایستگاه هیدرومتری پای پل از میان تپه ماهورها و اراضی کوهستانی گذشته ولی در پایین دست این ایستگاه وارد دشت هموار و گسترده خوزستان میگردد. محل انتخابی سد مخزنی کرخه در پایین ترین نقطه در طول رودخانه قرار دارد. رودخانه کرخه در بالادست محور سد تقریباً ۹۰ درجه تغییر جهت داده و دریاچه سد عمدتاً در سمت راست محور واقع میگردد. به لحاظ شیب نسبتاً کم رودخانه، دریاچه سد از گستردگی و حجم قابل ملاحظه ای برخوردار است. شیب تکیه گاه چپ در محل محور سد، بسیار تند است ولی در جناح راست سد تکیه گاه از شیب ملایمی برخوردار می باشد. در ساحل چپ آبراهه نسبتاً بزرگی با فاصله حدود ۲۰۰ متری بالادست محور سد

به رودخانه وارد می شود و در پایین دست محور نیز آبراهه کوچکتری وجود دارد که نیروگاه سد در جناح چپ در همین آبراهه جانمایی گردیده است. عرض بستر رودخانه در تراز ۱۱۵ متر از سطح دریا حدود ۱۲۰ متر می باشد. در ساحل راست سه تراس با عرضهای ۸۰-۱۲۰ متر، ۶۰ متر و ۲۵۰-۳۰۰ متر به ترتیب در رقوم ۱۲۵، ۱۳۵ و ۱۴۵ متر از سطح دریا دیده می شود. مسیر سرریز در جناح راست با زاویه حدود ۶۰ درجه آبراهه فوق را قطع می کند. علاوه بر آبراهه فوق، آبراهه دیگری نیز در بالادست محور سد در جناح راست وجود دارد. سد مخزنی کرخه در حاشیه جنوب غربی بخش چین خورده رشته کوههای زاگرس قرار گرفته است. تپه و بلندیهایی منطقه از کنگلومرای سازند بختیاری و رسوبات نرم سازند آغاچاری تشکیل شده است. بخش عمده بالادست و ناحیه مخزن از سازند آغاچاری تشکیل یافته که از تناوب لایه های ماسه سنگ و گل سنگ تشکیل شده است و به سمت بالا دارای لایه های میکرو کنگلومرای است. قسمت بالایی این سازند را بخش لهری تشکیل می دهد که تناوبی از ماسه سنگ و گل سنگ می باشد و وضعیت مناسبی را برای ایجاد سفره های تحت فشار، پدید آورده است. بخش پایین دست دریاچه تا محور سد را کنگلومرای بختیاری با سیمان ضعیف تشکیل می دهد. کنگلومرای بختیاری به دو واحد سنگی BK ۱ و BK ۲ تقسیم شده است که توسط یک لایه گل سنگی از هم جدا شده اند. واحد BK ۱ بخش پایین سازند بختیاری را تشکیل می دهد و علاوه بر لایه های گل سنگی دارای عدسی های ماسه سنگی نیز میباشد. واحد BK ۲، بخش بالایی سازند بختیاری را بوجود می آورد که متشکل از کنگلومرای یک پارچه با عدسی های ماسه سنگی و گل سنگی است.

## ۵-۲- پارامترهای موثر در خسارات ناشی از سیل

وقوع سیل بطور عمده ناشی از جریانات سطحی می باشد که خود حاصل از خصوصیات بارندگی و حوزه آبریز می باشد. در این میان نقش پوشش گیاهی و خاک در وقوع سیل نقش بسزائی دارند.

سیل ناشی از بارندگیهای شدید و ناپایداریهای جوی در اغلب مناطق سطح استان و بویژه در فصل بهار و اوایل تابستان اتفاق افتاده) و به عوامل به شرح ذیل وابسته است:

- واقع شدن تاسیسات شهری یا روستائی و اراضی زراعی و باغات در حاشیه رودخانه های اصلی و یا مسیل های گذر سیلاب

- میزان سطح (مساحت) حوزه های آبریز مشرف به مراکز سکونتگاهی (حجم آب ورودی به شهر یا روستا از حوضه های بالادست)

- وضعیت پوشش گیاهی در حاشیه و محدوده اطراف شهر و روستا

- وضعیت قرار گیری مراکز جمعیتی و تاسیسات شهری و روستائی در شیب و توپوگرافی
- جنس خاک و وضعیت زمین شناسی حوزه و حاشیه و محدوده شهر و روستا
- میزان بارندگی سالیانه و شدت حداکثر بارش در طول سال (پراکندگی زمانی و مکانی، بارندگی)
- شیب حوزه (نسبت اختلاف ارتفاع بالاترین نقطه حوزه به پایین ترین نقطه حوزه)
- رگبارهای تند و کوتاه مدت که در حوزه های کوچک کوهستانی
- بارش نسبتا شدید و طولانی مدت در حوزه های با مساحت زیاد و... (فریفته ؛ ۱۳۶۶)

## ۲-۶- مهم ترین دلایل تشدید خسارات سیل در کشور

\* دخل و تصرف غیرمجاز در بستر و حریم رودخانه و مسیلهای که مطابق قانون توزیع عادلانه آب در اختیار وزارت نیرو بوده و معمولا با توجه به سیلاب با دوره بازگشت ۲۵ ساله تعیین می شود. اشغال مجرا و بستر رودخانه در تمام سیلهای حادثه اصولا عامل اصلی ایجاد خسارات و تلفات انسانی می باشد.

\* تخریب منابع طبیعی و پوشش گیاهی منطقه از یک طرف ناشی از خشکسالیهای مکرر و از طرف دیگر در اثر توسعه بی رویه و دخل و تصرف غیرمجاز توسط عوامل انسانی بوده است. کاهش پوشش گیاهی و تغییر کاربری اراضی موجب افزایش رواناب سطحی تا حدود ۳۰ برابر گردیده و در بخشهایی که دارای شیب و توپوگرافی تند و از نظر زمین شناسی خاک دارای فرسایش پذیری است، رسوبگذاری و گل و لای باعث خسارات بسیار شده است.

\* احداث سازه های تقاطعی نظیر پل و جاده بر روی آنها بدون توجه به شرایط هیدرولیکی و سیلابی رودخانه که منجر به تنگ کردن مسیر عبور جریان و بعضا حتی انسداد مجرا می شود. (خسارات ناشی از تلفات جانی در سرنشینان خودروهای عبوری از محورهای ارتباطی در سالهای اخیر)

\* عدم توجه مناسب به هشدار و پیش بینی سیل و اتخاذ تدابیر مناسب در مواجهه با آن توسط دستگاههای ذیربط

و مردم

## ۲-۷- روش های مقابله با سیلاب

روش های مختلفی برای مدیریت سیلاب به کار گرفته می شوند. این روش ها را می توان در چهار دسته زیر طبقه

نمود:

بندی

۱- روشهای سازه ای (ساختمانی) کنترل سیلاب:

الف- تلاش در جهت کاهش سیلاب

۲- روشهای مدیریتی (غیرسازه ای) مقابله با سیلاب

الف- تلاش در جهت کاهش آسیب پذیری در مقابل سیلاب

ب- تلاش در جهت کاهش خسارات

ج- ایجاد آمادگی برای تحمل خسارات

۳- یافته های تحقیق

۳-۱- سیل خوزستان

دلایل عمده وقوع سیل در استان عبارتند از:

۱- جاری شدن رودهای پرآب و طولانی در بخش کم شیب و جلگه ای استان

۲- بالا بودن سطح آبهای زیر زمینی و نفوذ ناپذیری زمین

۳- عدم رعایت حریم قانونی رودخانه ها

۴- ناکارآمد بودن شبکه های جمع آوری آبهای سطحی و فاضلاب شهری

بخش هایی از استان خوزستان که در حوضه رودخانه های کارون و کرخه قرار داشتند به طور جدی از سیل فروردین ۱۳۹۸ متاثر شدند. دو سامانه بارشی در حد فاصل روزهای ۴ تا ۱۲ فروردین ۹۸ حوضه رودخانه های کرخه و کارون را تحت تاثیر قرار دادند.

سامانه بارشی اول از سمت غرب وارد کشور شد و موجب باران های شدید و سیلابی شدن رودها شد، این سیلاب در استان های کهگلویه و بویراحمد، چهارمحال بختیاری ایلام و بویژه لرستان با خسارات زیادی همراه بود.

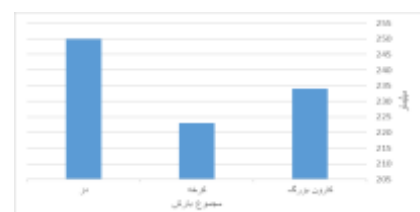
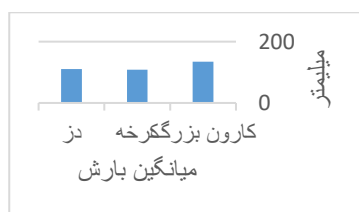
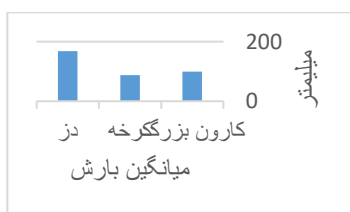
سامانه بارشی دوم در طی روزهای ۱۱ و ۱۲ فروردین بخش های وسیعی از نیمه غربی مرکز و شمال کشور را در بر گرفت که در مناطق جنوب غربی (حوضه های کارون، کرخه و دز) شدت بیشتری داشت و خسارات سنگینی را در استان های لرستان، ایلام، کرمانشاه، همدان و خوزستان بر جای گذاشت.



شکل ۴- خسارت های سیل خوزستان

### ۳-۲- سیلاب ۹۸ خوزستان

در واقع ۷ تا ۴ فروردین، میانگین بارش در حوضه سد دز ۱۶۸ میلیمتر، دو حوضه سدهای کارون ۹۹ میلیمتر، و در حوضه سد کرخه ۸۷ میلیمتر گزارش شده است. و نیز در تاریخ های ۱۱ تا ۱۳ فروردین میانگین بارش حوضه سد دز ۱۱۱ میلیمتر، کارون ۱۳۵ میلیمتر و کرخه ۱۰۸ میلیمتر گزارش شده است. (سازمان آب و برق خوزستان، ۱۳۹۸). مجموع بارش در کل فروردین ۹۸ در حوضه کارون ۲۳۴، کرخه ۲۲۳ و دز ۲۵۰ میلیمتر گزارش شده است. بیشترین بارش نقطه ای در حوضه سد کرخه در مناطق جنوب شرقی حوضه و در ایستگاههای نورآباد و پلدختر به ترتیب برابر با ۳۴۰ و ۳۲۰ میلیمتر اتفاق افتاد. بیشترین بارش نقطه ای در حوضه سدهای کارون در محدوده شمالی آن و برابر با ۴۷۰ میلیمتر و در محدوده ایستگاه مَورز برابر با ۳۵۸ میلیمتر در ایستگاه بابازاهد پلو بوده است. در حوضه سد دز ایستگاههای کشور، شول آباد، و تنگ پنج بیشترین مقادیر بارش را به ترتیب برابر با ۴۶۵، ۴۴۳، و ۴۳۴ میلیمتر دریافت کرده اند. (سازمان آب و برق خوزستان، ۱۳۹۸).



نمودار ۱- میانگین بارش ۷ تا ۴ فروردین ۹۸

نمودار ۲- میانگین بارش ۱۱ تا ۱۳ فروردین ۹۸

نمودار ۳- مجموع کل بارش فروردین ۹۸

بی توجهی مسئولان سازمان آب و برق تاجایی ادامه پیدا کرد که سیل لرستان و ایلام به پشت سدهای دز و کرخه رسید در شرایطی که تراز سد کرخه به ۲۲۰.۵ متر و تراز سد دز به ۳۴۷.۹ رسیده بود و تقریباً جایی برای دریافت

حجم آب جدید را نداشتند؛ و از سوی دیگر سد سیمره نیز به تراز نهایی خود رسیده بود. (با دقت در تصاویر متوجه می شود که این سد از ۶ فروردین تا ۱۲ فروردین کم کم به ظرفیت نهایی خود نزدیک می شود).

با قرار گرفتن در این شرایط بود که مسئولان آب و برق تکان خوردند و نگران حفظ پایداری سدها شدند. سپس رهاسازی آب با دبی ۳۵۰۰ تا ۴۰۰۰ مترمکعب بر ثانیه را در دستور کار قرار دادند. این روند ادامه پیدا کرد تا جایی که پس از ۱۰ روز کلان شهر اهواز نیز در معرض خطر جدی زیر آب رفتن قرار گرفت و حتی در اتفاقی بی سابقه رودخانه های کرخه و دز با ۷۲ کیلومتر فاصله از یکدیگر به هم متصل شدند! در پی طغیان رودخانه های کرخه، کارون و دز، ۲۱ شهرستان درگیر سیل شده، ۱۳۳ روستا به زیر آب رفت و ۳۷۴ روستا نیز تخلیه شد. نقشه های هواشناسی نیز بارش بیش از ۳۲۰ میلی متر باران را در حوزه های بالادست رودخانه های استان پیش بینی می کردند.

### ۳-۳- پیشنهادات و راهکارها

\* مهم ترین راهکارها در جهت پیشگیری و کاهش خسارات ناشی از وقوع سیل در سطح کشور ارائه آموزش های عمومی به آحاد مختلف مردم در جلوگیری از تعرض به مسیل ها و تصرف حواشی رودخانه ها و ایمن سازی ابنیه و تاسیسات، واحدهای مسکونی و تجاری و ... با استفاده از ظرفیت رسانه ای صدا و سیما، مطبوعات محلی، مراکز آموزشی و ...

\* گسترش سیستم هشدار سریع و تجهیزات اطلاع رسانی در حوزه های مشرف به مراکز شهری و روستائی با استفاده از داده های ماهواره های، سیستم GIS و ...

### منابع:

- جداری عیوضی، جمشید؛ ۱۳۸۱، جغرافیای آب ها، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ پنجم، ص ۱۸۱.
- جعفری، عباس؛ ۱۳۸۴، گیتاشناسی ایران، رودها و رودنامه های ایران، انتشارات گیتاشناسی، ج دوم، چاپ سوم، ص ۷۵.
- خالدی، شهریار؛ ۱۳۶۸، میکروکلیماتولوژی یا شناخت آب و هوا در مقیاس کوچک، مجله نیوار، ص ۴۵.
- درویش زاده، علی؛ ۱۳۸۲، زمین شناسی ایران»، انتشارات امیرکبیر، چاپ سوم، ص ۶۵۶ تا ۶۶۰.
- دیویس، جان و کلاریج، گ؛ ۱۳۷۲، فواید تالاب ها، ترجمه سید امیر یافت، انتشارات دایره استان خوزستان، ص ۱۷.

- زارع، مهدی: مدیریت بحران سیلاب با نگاهی به سیلاب های بهار ۹۸، نشر هنر و علوم دانشگاهی، ص ۲۰۴.
- زمردیان، محمدجعفر؛ کاربرد جغرافیای طبیعی در برنامه ریزی شهری و روستایی، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ چهارم، ص ۱۲۷.
- فرهنگ جغرافیایی رودهای کشور، حوضه آبریز خلیج فارس و دریای عمان، ۱۳۸۳، ج چهارم، انتشارات سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ص ۶۷ تا ۱۲۲.
- فریفته، جمشید؛ ۱۳۶۶، شبکه بندی اقلیمی با تأکید بر مطالعه موردی در مناطق خشک و نیمه خشک ایران، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۱۴۳.
- دادرسی سبزوار، ابوالقاسم، ۱۳۹۰، کنترل سیل و خشکسالی، نگرشی سیستمی به مدیریت یکپارچه منابع آب، اولین کنفرانس ملی خشکسالی و تغییر اقلیم، کرج.
- داورپناه غلامرضا، اثرات سیل و خشک سالی و آرایه راهکارهای مقابله با آن سال: ۱۳۸۳ | دوره: ۱۵ | شماره: ۱ (مسلسل ۴۹).

Fulong Chena, , Hui Lina , Zhen Lib, Quan Chenb, Jianmin Zhoub, ۲۰۱۲, “Interaction between permafrost and infrastructure along the Qinghai–Tibet Railway detected via jointly analysis of C- and L-band small baseline SAR interferometry”, Remote Sensing of Environment ۱۲۳, ۵۳۲–۵۴۰.

Anbalagan, R., 1992, Landslide Hazard Evaluation and Zonation Mapping in Mountainous Terrain, Engineering Geology, vol. 32, 269-278.

Arisoy, Ozlem(2007). Integrated Decision Making in Global supply Chains and Networks. Doctoral Dissertation University of Pittsburgh, School of Engineering.

Anbalagan, R., and P. Gupta,. and S. sharma., 1992, Landslide Hazard Zonation Mapping (LHZ) of Kathgodam-Nainital Area, Kumauh Himalaya, India, Regional Symposium on Rock Slopes: India, pp. 3-4.

Baeza, C., and J. Corominas., 1996, Assessment of Shallow Landslide Susceptibility by means of Statistical Techniques Proceedings of the Seventh International Symposium on Landslides: Trondheim, pp.. 147-153.

## ژئومورفولوژی شهری: تحلیل نقش عوامل ژئومورفولوژیکی در توسعه فیزیکی شهر فیروزآباد

<sup>۱</sup>سید کمال آفند، <sup>۲</sup>منصور جعفر بیگلر، <sup>۳</sup>آبوالقاسم گورابی

۱- کارشناس ارشد ژئومورفولوژی و آمایش سرزمین، دانشگاه تهران [kamal.affand@ut.ac.ir](mailto:kamal.affand@ut.ac.ir)

۲- عضو هیئت علمی جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران

۳- عضو هیئت علمی جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران

### چکیده

یکی از چالش‌های مهم در قرن بیست یکم در شهرها، توسعه نامتوازن شهری و به تبع آن، هزینه بالای خدمات رسانی و زیرساخت‌ها در شهرها می‌باشد. شاخص‌های متعددی بر توسعه شهرها اثر می‌گذارد؛ اما بخشی از شاخص‌های عمده و اثر گذار، شاخص ژئومورفولوژیکی است. شاخص فوق‌الذکر به ویژگی‌هایی همچون ارتفاع، شیب زمین و ... می‌پردازد. پژوهش حاضر، با هدف تحلیل نقش عوامل ژئومورفولوژیکی در توسعه فیزیکی شهر فیروزآباد، به بررسی و تشخیص پهنه مساعد برای توسعه شهری فیروزآباد می‌پردازد. این پژوهش، از نوع کاربردی و روش آن نیز توصیفی و تحلیلی مبتنی بر سامانه اطلاعات مکانی می‌باشد. شاخص‌های استخراج شده از مبانی نظری، به روش سلسله مراتبی فازی مورد وزن دهی قرار گرفته و وزن نهایی روی لایه‌ها اعمال می‌شود. سپس لایه‌های مکانی ایجاد شده، بر روی هم قرار گرفته و پهنه مساعد توسعه شهر فیروزآباد را مشخص و وضعیت فعلی شهر از نظر توسعه را مورد تحلیل قرار می‌دهد. نتایج به دست آمده نشان داد که شاخص‌های ژئومورفولوژیکی در توسعه شهر فیروزآباد اثر مستقیمی گذاشته و ویژگی‌هایی از جمله ارتفاع، شیب زمین و فرسایش بیشترین وزن را به خود اختصاص داده‌اند. همچنین بخش‌های جنوب غربی، شمال غربی و غربی شهر از نظر شاخص‌های احصاء شده و روی هم قرار گرفته شده لایه‌ها، مساعد برای توسعه کالبدی می‌باشد.

واژگان کلیدی: فیروزآباد، ژئومورفولوژی، توسعه شهری، سامانه اطلاعات مکانی

توسعه فیزیکی شهر ها به شاخص های متعددی ارتباط دارد. هر یک از شاخص ها، بنا به موقعیت شهرها، میزان اثرگذاری کمینه یا بیشینه داشته اند. یکی از مهمترین شاخص های اثر گذار بر توسعه شهری، شاخص محیطی-ژئومورفولوژیکی بوده است. شاخص مذکور، گستره پهنه توسعه را با توجه به ویژگی هایی همچون خاک، شیب، مسیل و ... مورد بررسی قرار می دهد. لذا اهمیت و ضرورت شناخت ویژگی های محیط طبیعی جهت تشخیص نقاط مناسب برای ایجاد بناها و ساختمان ها، از مناطق نامساعد، مطرح می گردد. از این رو، در مقاله حاضر، به تحلیل نقش عوامل ژئومورفولوژیکی در توسعه فیزیکی شهر فیروزآباد پرداخته می شود. از این رو، شاخص های موثر شناسایی و پهنه مساعد در شهر فیروزآباد مشخص می گردد. عوامل مختلفی بر توسعه ناهمگون شهر ها اثر گذار هستند؛ از جمله این عوامل می توان به عوامل محیطی، توپوگرافی زمین، لند فرم (شکل زمین) و ... اشاره کرد. شاخص های محیطی و زیست محیطی در مبحث ژئومورفولوژی زمین جای دارد. ژئومورفولوژی را می توان علم مطالعه سیستماتیک و بین رشته ای لند فرم های زمین و مناظر آن ها به علاوه فرایندهای درونی و بیرونی کره زمین که اشکال را خلق کرده و آن ها را تغییر می دهند، تعریف نمود. یکی از اهداف مهم در ژئومورفولوژی شهری، انتخاب مکان مناسب برای توسعه شهری و چگونگی استقرار سکونتگاه ها در محدوده شهر ها و اثرات توسعه شهر روی لند فرم ها و زمین های اطراف و نظایر آن بوده است.

کشور ایران دارای بخش های عظیمی از ناهمواری های گسسته و ناگسسته بوده است. ناهمواری هایی که سبب اثر گذاری مستقیم بر روستا ها و شهر ها شده است. برای نمونه میتوان به شهر هایی همچون اهواز، خرم آباد و روستاهایی همچون ماسوله، اورامان و ... اشاره کرد که همگی از عوامل ژئومورفولوژیکی تاثیر پذیرفته اند. نوع اثر گذاری در برخی از شهر ها و روستا ها بر اساس ناهمواری های پیرامونی بوده و در برخی از روستا ها بر اساس قرار گیری در پهنه های پست پیرامون رودخانه بوده است. شهر فیروزآباد، در ۱۱۰ کیلومتری جنوب شیراز قرار گرفته و مرکز شهرستان فیروزآباد است. این شهر در ۳ کیلومتری محوطه باستانی گور قرار دارد که از شهرهای مهم دوره ساسانی و اوایل اسلام بود. در فاصله بیش از یک کیلومتری شمال شهر فیروزآباد ناهمواری هایی به ارتفاع ۲۰۲۰ متری وجود داشته و سبب گردید که رشد و توسعه شهر بیشتر به سمت بخش های جنوبی و شرقی-غربی باشد. توسعه نامتوازن شهر سبب گردیده که چالش های زیادی در حوزه های زیرساختی بر شهر فیروزآباد تحمیل کند. در مقاله حاضر، به تحلیل نقش عوامل ژئومورفولوژیکی در توسعه فیزیکی شهر فیروزآباد پرداخته می شود تا مشخص گردد کدام عوامل ژئومورفولوژیکی بر توسعه این شهر اثر گذار بوده است.

## پیشینه تحقیق

شایان و همکاران (۱۳۸۷) امکانات و محدودیت های ژئومورفولوژیک در انتخاب محورهای توسعه ی شهری شهر داراب را مورد بررسی قرار دادند. ثروتی و همکاران (۱۳۸۸) در مطالعه ای تنگناهای توسعه فیزیکی شهر سنندج را باتوجه به متغیر های ژئومورفولوژیک مورد بررسی قرار دادند در این تحقیق به نقش متغیر های ژئومورفولوژیک در توسعه فیزیکی شهر تاکید شده است. زارعی (۱۳۸۸) موانع ژئومورفولوژیک توسعه فیزیکی شهر شیراز را با استفاده از تحلیل سلسله مراتبی (AHP) بر مبنای هشت عامل (شیب، سطح زمین، سطح ایستابی آب های زیرزمینی، پوشش گیاهی، حریم رودخانه، فاصله از گسل، ارتفاع و بافت خاک) مورد بررسی قرار داده است و منطقه مورد مطالعه را به سه پهنه با تناسب بالا، با تناسب کم و نامناسب برای توسعه فیزیکی شهر شیراز را نشان داده است. یمانی و ناز آفرین (۱۳۹۱) تاثیر عوامل هیدروژئوموفیک در توسعه فیزیکی بندر کياشهر را مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که با بالا بودن آب زیرزمینی سستی و ناپایداری خاک از عامل محدودیت ساخت وساز در این محدوده می باشد. شکور و همکاران (۱۳۹۵) پس از بررسی نقش عوامل ژئومورفولوژی در توسعه فیزیکی بخش میمند استان فارس به این نتیجه رسیده اند که نقش عوامل ژئومورفولوژی در مکان گزینی بخش میمند بسیار موثرتر از دیگر عوامل محیطی بوده است. همچنین تحلیل داده ها نشان می دهد بخش میمند و محلات مختلف آن در معرض تهدید عوامل مختلف محیطی قرار دارند. برخی از این عوامل نظیر شیب به صورت جدی محدودیت ایجاد کرده و شرایط نامناسبی را برای وقوع سایر مخاطرات محیطی نظیر حرکت های دامنه ای فراهم می کند. به این منظور باید به تبعیت از فرآیندهای ژئومورفولوژیک روند گسترش شهر امتداد یابد. یاری قلی و همکاران (۱۳۹۵) به تعیین اراضی مناسب توسعه شهری زنجان با استفاده از تحلیل فرآیند سلسله مراتبی (AHP) پرداخته اند. حاتمی نژاد و عشقی چهاربرج (۱۳۹۶) نیز به مکان یابی بهینه توسعه فیزیکی شهر مراغه با تاکید بر پایداری شهری پرداخته اند؛ نتایج این بررسی نشان می دهد: شهر مراغه در توسعه فیزیکی خود از هیچ گونه الگویی تبعیت نکرده است. این شهر به دلیل محصور بودن در بین ارتفاعات بلند، باغ های درجه یک ، رودخانه صوفی چای، راه آهن، اراضی نظامی، گسترش حاشیه نشینی در پیرامون خود و همچنین حالت گودی بودن شهر و مشکل دفع آب های سطحی، تنها از گزینه یک: اراضی نیمه هموار و تپه ماهوری واقع در غرب و جنوب غربی شهر و دو: قسمت مرکزی شهر که دارای زمین های خالی و بافت روستایی پراکنده، می تواند برای توسعه استفاده کند. عناستانی و همکاران (۱۳۹۶) پس از تحلیل روش های فازی در مکانیابی توسعه بهینه شهر درود لریستان به این نتیجه می رسند مدل گامای فازی نیز بهترین مسیر توسعه را به شکل خطی و در امتداد خطوط حمل و نقل نشان می دهد. پروین (۱۳۹۷) با ارزیابی تاثیرات متقابل شرایط ژئومورفولوژیک و توسعه ی شهری بر یکدیگر مطالعه ی موردی: شهر کرمانشاه، نتایج نشان داد، لندفرمهای ژئومورفولوژی جهت توسعه ی شهری را تعیین نموده و توسعه ی شهری شهر کرمانشاه بیشتر در جهات شمالی، غربی و شرقی بر روی لندفرم هموار دشت آبرفتی بوده است.



سه لندفرم هموار و مناسب؛ دشت آبرفتی، مخروطافکنه و دشت پايكوهی در مجموع ۷۲ درصد مساحت شهر کرمانشاه را در بر گرفته اند. در مطالعات جدیدتر به تحلیل ساختار ژئومورفولوژی در مکان یابی و توسعه نقاط شهری مطالعه موردی شهر مریوان توسط عالی و همکاران (۱۳۹۹) که در این پژوهش از شاخص های پهنه بندی ارتفاعی، شیب و جهت شیب، گسل، نقاط کانونی وقوع زلزله، فرسایش و آبراهه های اصلی و فرعی استفاده شده است. برای ارزیابی و مدلسازی نواحی مناسب توسعه از مدل منطق فازی استفاده شده است. نتایج پهنه بندی نشان داد مناسب ترین مسیر برای توسعه آتی شهر مریوان سمت شرقی و تا حدی جنوب شرقی این شهر می باشد. سالاری و همکاران (۱۳۹۹) با ارزیابی روند گسترش نواحی سکونتگاهی و پیشبینی میزان توسعه با رویکرد ژئومورفولوژیکی و مدیریت محیط شهر پاوه، مطابق نقشه های تهیه شده و اطلاعات حاصله، توسعه آتی نواحی سکونتگاهی در قالب گسترش فیزیکی و نیز هسته های خاص و غالباً منطبق بر سطوح دامنه ای و حریم رودخانه ای است که با افزایش سطح مناطق مخاطره آمیز همراه خواهد بود. پارتا و پرسدا (۲۰۱۲) به مطالعه تاثیرات ژئومورفولوژی بر توسعه ای شهری در شهر ساگار در هند پرداخته و نتایج نشان دهنده ی تاثیرات متقابل آن ها بر یکدیگر بوده و برنامه ریزی جدید برای توسعه باید بر پایه پارامترهای همچون شیب زمین، منابع آب و ... باشد. مارینونی و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه ای با عنوان هدایت توسعه شهری به مکان های مناسب: بررسی تأثیر توسعه شهری در دهانه رودها به توصیف روش جدیدی پرداخته اند که توسعه مسکن از نظر فضایی تأثیر بر کیفیت آب را به حداقل برساند. در حال حاضر این مدل با ظرفیت آلاینده های نیتروژن کل، فسفر کل و رسوبات معلق می باشد اما می تواند توسعه یابد. این روش بر اساس برنامه ریزی ریاضی مرتبط با تجزیه و تحلیل چند معیاره و معادلات موج حرکتی می باشد. لارسن و ویتالی (۲۰۱۳) به مکانیابی جهات بهینه توسعه شهری در شهر لندن، با استفاده از نقشه های ژئومورفولوژیکی و با تأکید بر پیشبینی افزایش و کاهش جمعیت در بازه های زمانی مختلف پرداختند. کانونگو و همکاران (۲۰۱۶) به مطالعه تأثیر زمین لغزش بر روی سکونتگاه های انسانی پرداخته اند و به این نتیجه رسیده اند که زمین لغزش ها یکی از مخرب ترین پدیده های طبیعی هستند که هرساله خسارت هایی به دارایی و زندگی گروه های انسانی ساکن در مناطق شهری و روستایی وارد می نمایند؛ بنابراین پهنه بندی استعداد زمین لغزش برای برنامه ریزی آینده فعالیت های توسعه در سکونتگاه های روستایی ضروری است. موهاپاترا و همکاران (۲۰۱۷) به مطالعه تاثیرات رشد سریع شهرنشینی و ژئومورفولوژی در بازه ای زمانی ۴۰ ساله در شهر گولیور هندوستان پرداخته و نتایج نشان داد، که رشد شهری در ۴ دهه، ۳ برابر بوده و بیشترین رشد شهری در پدی پلین ها و تپه ها صورت گرفته است. مارتین دیاز و همکاران (۲۰۱۸) در پژوهشی توسعه شهری را در روی سطوح شیب دار دامنه ای و در ارتباط با مخاطرات ژئومورفولوژیکی در دوران پس از جنگ در ساریوو مورد بررسی قرار دادند. این پژوهش دارای یک رویکرد بین رشته ای در حوزه ژئومورفولوژی شهری بود. نتایج نشان داد که مولفه های جغرافیایی نقش مهمی را در توزیع جمعیت داشته اند. توسعه شهری در فاصله سال های پس از جنگ

۱۹۹۲-۱۹۹۵ در شیب با درجات بالا بوده است و در سایت های پنجگانه مورد مطالعه مخاطرات ژئومورفولوژیکی زیاد شده اند. نتایج نهایی بیانگر ضرورت برنامه های اصلاحی و نیز استراتژیک در روند توسعه جدید شهری می باشد.

جدول ۸- جمع بندی پژوهش های صورت گرفته شده

| نقاط مشترک   | نقاط افتراق                                               | نکات مغفول واقع شده در تحقیقات قبلی          | نوآوری در این پژوهش                             |
|--------------|-----------------------------------------------------------|----------------------------------------------|-------------------------------------------------|
| مقالات داخلی | پرداختن به مولفه های ژئومورفولوژیکی                       | توجه به شاخص های کالبدی                      | استفاده از روش جدید و پرداختن به شاخص های متنوع |
| مقالات خارجی | تنوع در روش ها و پرداختن به شاخص های متنوع ژئومورفولوژیکی | توجه به شاخص های محیطی و کالبدی به طور یکسان | -                                               |

### روش تحقیق

روش پژوهش راه رسیدن به اهداف را می دارد. پژوهش پیش رو با توجه به اهداف پژوهش از نوع کاربردی بوده و روش آن توصیفی و تحلیلی مبتنی بر روش ترکیبی نرم افزار جی ای اس، و مشاهده میدانی می باشد. در واقع، روش پژوهش حاضر، از دو نوع مکانی و تحلیلی تشکیل شده است. در بخش تحلیلی به بررسی شاخص ها و اولویت سنجی شاخص ها پرداخته و در بخش مکانی لایه ها در نرم افزار GIS روی هم قرار گرفته و پهنه های مساعد را مشخص می سازد. همچنین برای اولویت سنجی از روش های تحلیل شبکه و سلسله مراتبی استفاده شده است.

- جمع آوری اطلاعات و آمار مربوط به منطقه مورد مطالعه

- انتخاب معیار ها و وزن دهی به آن ها بر اساس میزان تاثیر در ایجاد و توسعه سکونتگاه با استفاده از مدل AHP و ANP.

- تهیه لایه های جغرافیایی و زمین شناسی موثر همچون تهیه نقشه پراکنش گسل ها و تراکم آن ها و لایه های لیتولوژی، لایه شیب، جهت شیب و لایه واحدهای ژئومورفولوژیکی و ....

- ارزیابی مکان مناسب ایجاد و توسعه سکونتگاه ها با توجه به عوامل ژئومورفولوژیکی.

### ژئومورفولوژی و برنامه ریزی شهری

علم ژئومورفولوژی علاوه بر مطالعه اشکال هندسی ناهمواری ها و پستی و بلندی های روی زمین، ویژگیهای

توپوگرافی را نیز به دقت بررسی می کند. جونز<sup>227</sup> ژئومورفولوژی کاربردی را علم فهم مسائل مربوط به استفاده از زمین، تجزیه مسائل و حل آنها، بهره برداری از منابع و مدیریت محیطی و برنامه ریزی تعریف میکند (چورلی<sup>228</sup>، ۱۳۷۵). رشد جمعیت و افزایش استفاده انسان از محیط طبیعی سبب شده است، ژئومورفولوژی امروزه روش های خود را متناسب با نیاز انسان ها توسعه دهد (کوک و دورنکامپ<sup>229</sup>، ۱۹۹۰) و کاربرد علم ژئومورفولوژی در سالهای اخیر متناسب با بحران های زیست محیطی حاصل از رفتارهای اجتماعی، اقتصادی و سیاسی انسانها توسعه یافته و آگاهی از مشکلات محیطی ناشی از عملکرد بدون محاسبه برخورد با محیط طبیعی، این توجه را دوچندان کرده است (کوک، ۱۹۸۵). ژئومورفولوژی شهری، درک متقابل آثار فرآیندهای شهری و ژئومورفولوژی و در نهایت خدمت به مردم و رفاه آنها است. از طرفی، آگاهی و استاندارد سازی برای شهرسازها، سیاست گذاران و برنامه ریزان شهری نیز از اهداف دیگر آن به شمار می رود. در این خصوص متخصصان ژئومورفولوژی شهری چهار هدف را باید انجام دهند که عبارت است از یک: شناخت زمینی که شهر بر روی آن احداث شده یا در دست احداث است. این شناخت باید به طور عام جغرافیایی طبیعی و به طور خاص ژئومورفولوژی باشد، دو: درک و تشخیص فرآیندهای کنونی که در شهر وجود دارد و یا در اثر شهر نشینی و یا شهرگرایی تغییر می یابد، سه: پیشبینی تغییرات ژئومورفولوژیک آتی که احتمال دارد از توسعه شهری ناشی شود که نیازمند شناخت گذشته، چهار: درک زمان حاضر و توان پیشبینی آینده است و در نهایت بزرگی گستره و جمعیت شهر همواره باید مورد توجه باشد (مقیم، ۱۳۸۵).

## ژئومورفولوژی و برنامه ریزی زمین

اساس مشارکت ژئومورفولوژی در توسعه شهری، مطالعه عناصر سطح زمین و برنامه ریزی زمین برای کاربری های متعدد است. برنامه ریزی زمین جز جدایی ناپذیر فرآیند برنامه ریزی کاربری زمین بوده و طرح تفصیلی یک قطعه زمین را به گونه ای تعیین میکند که در رابطه با طیف خاصی از کاربریهای زمین و اطراف آن به نحو موثری عمل نماید و برنامه ریزی زمین زمانی اهمیت زیادی می یابد که ما با طرح های بزرگ منطقه ای و شهری مواجه باشیم. از آنجا که تمامی فعالیت های عمرانی و شهری در سطح محیط طبیعی انجام میگیرند، ژئومورفولوژی رکن اصلی مطالعه و شناخت مناطق مناسب برای طرحهای عمرانی محسوب میشود و برنامه ریزی زمین بدون مشارکت متخصصان ژئومورفولوژی با مشکل مواجه خواهد شد. برنامه ریزی زمین مشخص میسازد که روی یک قطعه زمین چه فعالیتی باید انجام گیرد،

<sup>227</sup>-jonse

<sup>228</sup>- chorley

<sup>229</sup>-Cooke and Doornkamp

چگونه باید عمل شود، زمین مورد نظر چه ویژگی‌هایی دارد و در مراحل مختلف کاربری زمین، چگونه باید رفتار شود تا در درازمدت ساختهای زیربنایی و طرحهای اقتصادی با مشکل مواجه نشود. با توجه به ماهیت ژئومورفولوژی این علم نقش اصلی را در این زمینه ایفا میکند. استقرار و پیدایش یک شهر بیش از هر چیز تابع شرایط و موقعیت جغرافیایی است. زیرا، عوارض و پدیده های طبیعی در مکانگزینی، حوزه نفوذ، توسعه فیزیکی و مورفولوژیک شهری اثر قاطعی دارند. پدیده های طبیعی گاه به عنوان عوامل مثبت و گاه به عنوان عوامل منفی و بازدارنده عمل میکنند (نگارش، ۱۳۸۲). به نظر هوک (۱۳۷۲) در رویارویی با طرحها و سیاستهای آمایش سرزمین و برنامه ریزی محیطی و شهری، چهار زمینه اصلی در تحقیقات ژئومورفولوژیک وجود دارد که برای متخصصان ژئومورفولوژی مبادرت به آنها ضروری می‌نماید.

### نقش عوارض طبیعی زمین در ساخت شهر

سرآغاز شناخت جغرافیایی شهر ارزیابی موقعیت شهر در محدوده جغرافیایی آن است. چنین مطالعاتی به کمک تصاویر ماهواره‌ای، عکس های هوایی و نقشه های مختلف در مقیاس های متفاوت انجام می پذیرد که در نهایت موقع، مکان و مقر جغرافیایی شهر را تبیین می نماید. موقع جغرافیایی شهر با مجموعه ای از داده های طبیعی، اقتصادی و انسانی موجود در فضای ناحیه ای که شهر در آن تکوین یافته، مشخص میشود. به عبارت دیگر موقع جغرافیایی شهر بیانگر وضعیتی است که شهر نسبت به طرق ارتباطی، راهها و معابر طبیعی، حتی نسبت به مواد اولیه، منابع انرژی و نیروی انسانی موجود در ناحیه دارد. یادآوری این نکته لازم است که در قلمرو دادههای طبیعی علاوه بر اهمیت گذرگاهها و معابر طبیعی، مرز تماس و برخورد دو ناحیه ای که از لحاظ ریخت شناسی و خاک شناسی با هم مغایر و ناهم ساناند، نیز برای جغرافیدانان اهمیت دارد (فرید، ۱۳۷۱). ناهموازی ها و مناطق کوهپایه ای از عواملی هستند که در استقرار و توسعه شهرها و مراکز جمعیتی یا در عدم توسعه آنها نقش اساسی ایفا میکنند. در کشورهای دارای مناطق کوهستانی فراوان، مراکز جمعیتی عمدتاً در این مناطق استقرار یافته‌اند. دلایل توجه انسانها به کوهپایه ها متعدد است، مانند: آب کافی، آب و هوای عالی، تامین امنیت و امکان توسعه مراکز گردشگری. مزایای فوق و سایر ویژگی های مناطق پایکوهی سبب شده است که انسانها مخاطرات محیطی موجود در مناطق کوهستانی را نادیده گرفته و در جوار آنها مستقر شوند. اطلاعات پایهای موجود از شرایط ارتفاعی شهرها و میزان جمعیت آنها و مقایسه آماری انجام شده در دهه های ۱۳۳۵-۱۳۶۵ نشان میدهد که میان عامل ناهموازی و توسعه مراکز شهری در ایران رابطه تنگاتنگی وجود دارد. که براساس آمار بررسی ها نشان میدهد در مکان هایی که عوارض طبیعی به صورت عامل بازدارنده یا محدودکننده سکونتگاه های پایدار عمل میکنند، به طور طبیعی کانون های شهری به وجود نیامده است (رهنمایی، ۱۳۷۱). مقر شهر که همان نشستگاه شهر است، مکانی است که به مقتضای توپوگرافی محل به تصرف انسان ها درآمده و نطفه شهر در آنجا تکوین یافته، ریشه دوانده و بالاخره توسعه یافته است. بنابراین انتخاب مکان و ارزیابی آن براساس عوارض

جغرافیایی محلی، امکان پذیر است، نه در وسعت مقیاس ناحیه ای. به علاوه در انتخاب مکان، بیش از موقع جغرافیایی شهر، خواسته انسان و عمل انسانی نقش دارد. چنانچه مکان به طور اتفاقی برگزیده شود، همین انتخاب مکان توجیه کننده شرایط کنونی و آینده شهر است. راستا آلیکس<sup>230</sup>، جغرافیدان فرانسوی، در ارزیابی موقع و مکان جغرافیایی شهرها بر ترکیب داده های فیزیکی و تاریخی بیشتر تاکید دارد، در صورتی که اولیویر دلفوس<sup>231</sup> این ارزیابی شهر را به شبکه ارتباطات به ویژه راه های ارتباطی هر شهر که متاثر از شرایط طبیعی ناحیه است ارتباط میدهد. ژان باسیت<sup>232</sup> نیز در مکانیابی شهر بیشتر به عوامل طبیعی مکان اهمیت میدهد و بر این باور است که نقش آینده شهرها با انتخاب مکان های ویژه طبیعی در ارتباط است (فرید، ۱۳۷۱).

### محدودیت های ژئومورفولوژیک برای توسعه شهر

توسعه شهر بر روی سطح زمینی صورت می گیرد که از مواد و اشکال ویژه ای به وجود آمده است. این مواد و اشکال ممکن است ذاتا برای فعالیتهای خاصی مناسب باشند و شهرها را در مراحل مختلف توسعه با مخاطرات روبهرو سازند. از سوی دیگر بیشتر عوارض زمین با محیط فعلی خود سازگار نیستند. اغلب آنها تحت یک مجموعه آب و هوایی با شرایط متفاوت از قبیل یخچال ها یا ورقه های یخی قدیمی به وجود آمده اند. این عوارض ممکن است تا زمانی پایدار بمانند که با گیاهان پوشیده شوند یا تحت شرایط غالب بارش یا زهکشی قرار گیرند. با وجود این اگر این پایداری بر هم بخورد شاید در حالت تعادل با شرایط جدید سازگار شوند.

### منطقه مورد مطالعه

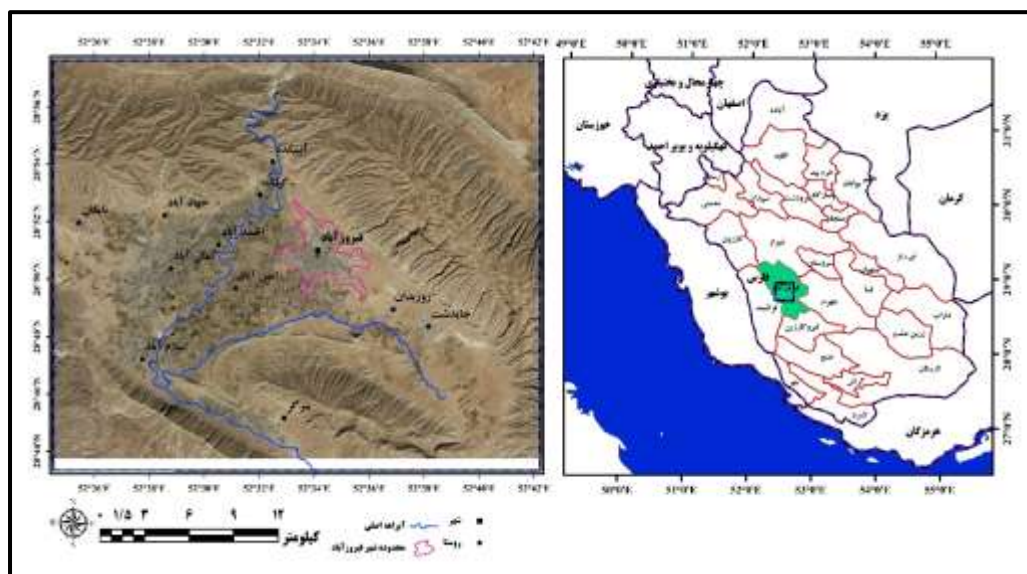
سرزمین پهناور ایران در نیمه جنوبی قلمرو معتدله، جزئی از کمربند بیابانی نیمکره شمالی و بخشی از سیستم چین خوردگیهای آلپی را تشکیل میدهد. حضور کوهستانهای مرتفع و گسترده و دشتهای وسیع داخلی و حاشیهای از یک طرف و سواحلی با طبیعتهای کاملاً متفاوت در مرزهای شمالی و جنوبی، این سرزمین را از تنوع فراوانی برخوردار ساخته اند. هر چند از نظر زمینساختی در قلمرو ناپایدار و از نظر اقلیمی در شرایطی خشک و خشن قرار دارد، اما با توجه به موقع جغرافیایی و حضور عوامل متعدد محیطی و تأثیر این عوامل در تشدید یا تقلیل خشونت های ناشی از آن،

<sup>230</sup>-alixe

<sup>231</sup>-olivier dollfus

<sup>232</sup>-jean bastie

سرزمینی با تواناییهای زیاد و حساسیتهای ظریف و شکننده به وجود آورده است (محمودی، ۱۳۸۰). کشور ایران، مابین ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی و ۴۴ تا ۶۳ درجه طول شرقی واقع شده است. طول محیط ایران تقریباً ۸۶۳۱ کیلومتر است. از این مقدار حدود ۵۸۶۱ کیلومتر آن مرز خشکی و ۲۷۷۱ کیلومتر آن را مرز آبی تشکیل میدهند. شهر فیروزآباد در محدوده جنوب غربی استان فارس، در عرض جغرافیایی ۲۸ درجه و ۵۰ دقیقه شمالی و طول ۵۲ درجه و ۳۴ دقیقه شرقی واقع شده است. این شهر در فاصله ۱۱۶ کیلومتری شیراز و در جنوب شرقی شهر باستانی گور یا جور قرار دارد. این شهر از شمال به شهرستان های شیراز و کازرون، از غرب به فرابند، از جنوب به شهرستان قیر و کارزین و از شرق به شهرستان جهرم محدود شده است. بر اساس آخرین تقسیمات کشوری دارای دو نقطه شهری فیروزآباد- میمند است. ارتفاع متوسط دشت فیروزآباد، ۱۳۲۰ متر و شیب متوسط آن ۵ درصد است (شکل ۳-۲).



شکل ۱: نقشه منطقه مورد مطالعه

## یافته های پژوهش

در این بخش، یافته های پژوهش را بر اساس نرم افزارهای مورد استفاده تجزیه و تحلیل می کنیم. ابتدا وزن شاخص های استخراج شده بیان می شود، سپس پس از بیان وزن شاخص ها، لایه های مکانی ایجاد شده مورد تحلیل قرار می گیرد و در نهایت با روی هم گذاری لایه های اطلاعاتی پهنه های مساعد برای توسعه مشخص می گردد.

## وزن شاخص های اثر گذار بر توسعه

بر اساس هدف تحقیق که تحلیل نقش عوامل ژئومورفولوژیک در توسعه فیزیکی سکونتگاههای شهری در فیروزآباد

است، عوامل ژئومورفولوژیکی مختلف شناسایی گردید و در مرحله بعد نسبت به محاسبه وزن و اهمیت هر یک از شاخص اقدام شد. عوامل ژئومورفولوژیکی مورد بررسی در تحقیق حاضر عبارتند از:

- زمین شناسی

- گسل

- ارتفاع

- شیب

- جهت شیب

- فرسایش

- آبراهه های اصلی

برای وزن دهی شاخص های مطرح شده از روش FAHP تحلیل سلسله مراتب فازی استفاده می شود.

فرایند واکاوی سلسله مراتبی یکی از روش های تصمیم گیری است. واژه AHP مخفف عبارت Analytical Hierarchy process به معنی فرایند واکاوی سلسله مراتبی است. انتخاب سنجها یا criteria بخش اول واکاوی AHP است. سپس براساس سنجهای شناسایی شده نامزدها ارزیابی می شوند. واژه گزینه ها یا نامزدها هم معنای واژه alternative یا candidates بوده و به جای هم بکار روند. علت سلسله مراتبی خواندن این روش آن است که ابتدا باید از اهداف و راهبردهای سازمان در راس هرم آغاز کرد و با گسترش آنها سنجها را شناسایی کرد تا به پایین هرم برسیم. این روش یکی از روش های پر کاربرد برای رتبه بندی و تعیین اهمیت عوامل است که با استفاده از مقایسات زوجی گزینه ها به اولویت بندی هر یک از معیارها پرداخته می شود. ( احمدوند و دیگران، ۱۳۹۳).

## ۱-۲-۴ روش تحلیل سلسله مراتب فازی<sup>۲۳</sup>

فرایند تحلیل سلسله مراتبی فازی در چهار گام می تواند صورت پذیرد:

- ساختن یک سلسله مراتبی برای مساله مورد نظر.

- تعیین ماتریس های مقایسه زوجی و اعمال قضاوت ها.

جدول ۹- عبارتهای کلامی جهت مقایسه های زوجی برای بیان درجه اهمیت

| عبارت         | مطلق | فازی مثلی |
|---------------|------|-----------|
| برابر         | ۱    | (۱,۱,۱)   |
| برتری خیلی کم | ۲    | (۱,۲,۳)   |
| کمی برتر      | ۳    | (۲,۳,۴)   |
| برتر          | ۴    | (۳,۴,۵)   |
| خوب           | ۵    | (۴,۵,۶)   |
| تسبنا خوب     | ۶    | (۵,۶,۷)   |
| خیلی خوب      | ۷    | (۶,۷,۸)   |
| عالی          | ۸    | (۷,۸,۹)   |
| برتری مطلق    | ۹    | (۸,۹,۱۰)  |

(Gumus, Alev, 2009).

در مرحله اول شروع به ایجاد ماتریس زوجی بر اساس متغیر ها می کنیم. در این بخش از نرم افزار Excel کمک گرفته شده است. در جدول زیر بخشی از محاسبات انجام شده در اکسل قابل مشاهده است.

فرایند مقایسه شاخص ها مطابق با شکل زیر می باشد:

|    | e    | d | c | b    | a |  |
|----|------|---|---|------|---|--|
| X1 |      |   |   |      |   |  |
| X2 |      |   |   | X1/a |   |  |
| X3 |      |   |   |      |   |  |
| xn | Xn/e |   |   |      |   |  |

جدول ۲: ماتریس مقایسه ای زوجی معیارها

| G |   |   | F    |       |     | E |   |   | D    |       |     | C     |     |      | B     |       |       | A    |       |     |
|---|---|---|------|-------|-----|---|---|---|------|-------|-----|-------|-----|------|-------|-------|-------|------|-------|-----|
| ۱ | ۲ | ۳ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۲ | ۳ | ۴ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲ | ۰.۲۵ | ۰.۱۲۵ | ۰.۱۴۳ | ۰.۱۶۷ | ۱    | ۱     | ۱   |
| ۶ | ۷ | ۸ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۵ | ۶ | ۷ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲ | ۰.۲۵ | ۰.۱۲۵ | ۰.۱۴۳ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ |
| ۵ | ۶ | ۷ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۱ | ۲ | ۳ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲ | ۰.۲۵ | ۰.۱۲۵ | ۰.۱۴۳ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ |
| ۳ | ۴ | ۵ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۱ | ۲ | ۳ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲ | ۰.۲۵ | ۰.۱۲۵ | ۰.۱۴۳ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ |
| ۲ | ۳ | ۴ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۱ | ۲ | ۳ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲ | ۰.۲۵ | ۰.۱۲۵ | ۰.۱۴۳ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ |
| ۴ | ۵ | ۶ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۱ | ۲ | ۳ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲ | ۰.۲۵ | ۰.۱۲۵ | ۰.۱۴۳ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ |
| ۱ | ۲ | ۳ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۱ | ۲ | ۳ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲ | ۰.۲۵ | ۰.۱۲۵ | ۰.۱۴۳ | ۰.۱۶۷ | ۰.۲۵ | ۰.۳۳۳ | ۰.۵ |

قابل ذکر است که وزن های به دست آمده غیر فازی اند. برای نرمالیزه کردن وزن ها ، در انتها می بایست از رابطه زیر استفاده کرد:

$$W_i = \frac{w'_i}{\sum w'}$$

$$W' = [W'(c1), W'(c2), \dots, W'(cn)]T$$

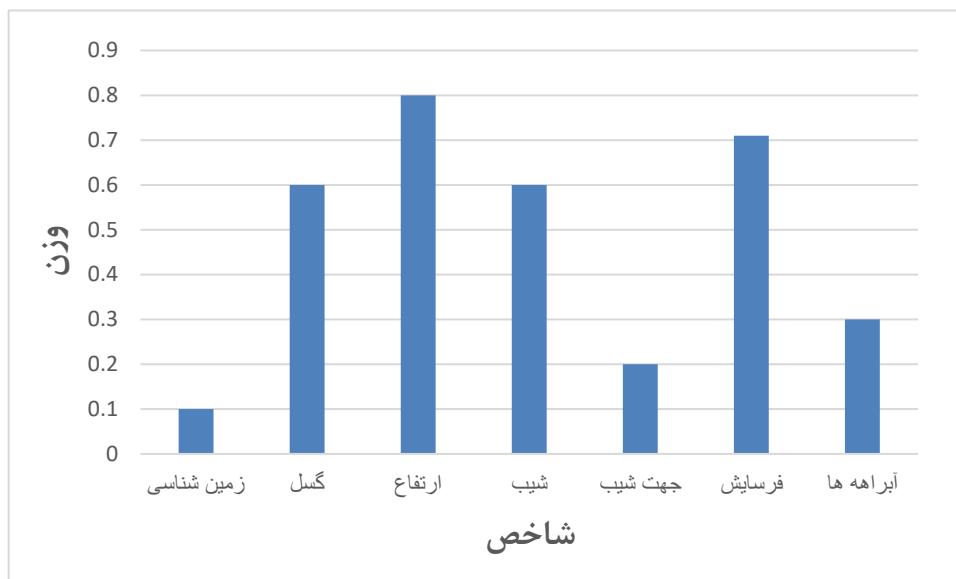
بر این اساس وزن نهایی هر معیار با استفاده از مقایسات زوجی و به کمک روش سلسله مراتبی فازی به شرح زیر خواهد بود :

جدول ۳: وزن استخراج شده برای شاخص ها

| ردیف | شاخص                  | وزن نرمال شده |
|------|-----------------------|---------------|
| ۱    | - زمین شناسی (A)      | ۰.۱           |
| ۲    | - گسل (B)             | ۰.۶           |
| ۳    | - فرسایش (C)          | ۰.۷۱          |
| ۴    | - آبراهه های اصلی (D) | ۰.۳           |
| ۵    | - ارتفاع (E)          | ۰.۸           |
| ۶    | - شیب (F)             | ۰.۶           |
| ۷    | - جهت شیب (G)         | ۰.۲           |

در ادامه، پس از تعیین وزن نهایی برای هر کدام از معیارها، این اوزان با پشتیبانی قابلیت های GIS در اعمال وزن به لایه ها و سپس روی هم گذاری آن ها با توجه به میزان تاثیر آن ها بر فرایند ارزیابی در محیط GIS تلفیق می گردند و در نهایت برای هر کدام از معیارهای مورد نظر با توجه به تعداد لایه های موثر بر آن و تاثیر این لایه ها پهنه مساعد ارائه می گردد.

نتایج به دست آمده نشان می دهد که شاخص هایی همچون ارتفاع، شیب زمین، فرسایش و گسل از وزن بالایی به نسبت سایر شاخص ها برخوردار بوده اند. در شکل زیر وضعیت شاخص ها مشخص می باشد.



شکل ۲: وزن شاخص های اثر گذار بر توسعه

## توابع مورد استفاده

### مدل رقومی زمین

مدل ارتفاعی رقومی زمین، مجموعه ای از اندازه گیری های ارتفاعی برای مکان های توزیع شده روی سطح زمین هستند. این داده های برای آنالیز توپولوژی (سطح عوارض) یک ناحیه استفاده می شوند. داده های رقومی ارتفاعی از روی نقشه ی منحنی میزان های موجود، به وسیله آنالیزهای فتوگرامتری زوج عکس های هوایی یا به وسیله آنالیزهای اتوماتیک داده های ماهواره ای استریو تولید می گردند. (نجفی، ۱۳۹۹)

### نقشه حریم

نقشه حریم، رستری است که ارزش سلول های آن فاصله فضایی مرکز پیکسل ها تا هدف است که با اجرای تابع فاصله اقلیدسی در محیط GIS تولید می گردند: این تابع روابط هر سلول با یک عارضه (که از یک یا چند سلول تشکیل شده است) را به صورت فاصله، جهت و موقعیت بیان می دارد. فواصل اطراف عوارض به صورت فاصله های مساوی تعیین می شود. به این معنا که کمترین فاصله واقعی هر سلول تا عارضه مورد نظر محاسبه می شود. از حداکثر عرض و طول تا مرکز هر سلول مثلی ساخته می شود که تابع فاصله وتر آن را به عنوان حداقل فاصله محاسبه می نماید. (اصغری، ۱۳۹۳) غیر از فاصله برای همه سلول ها جهت آنها نسبت به سلول مورد نظر تعریف می شود.

## هم سنخ دهی لایه ها

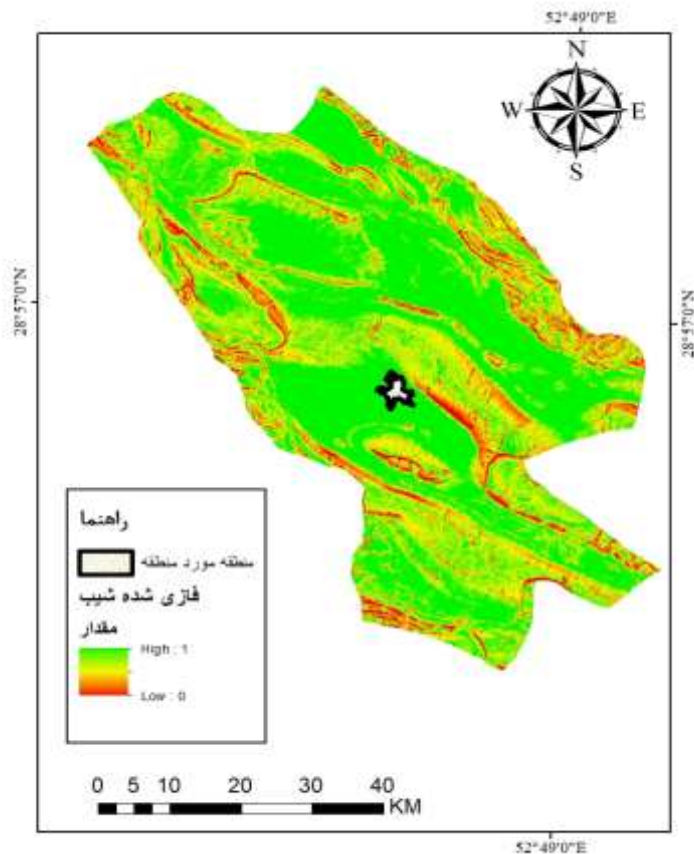
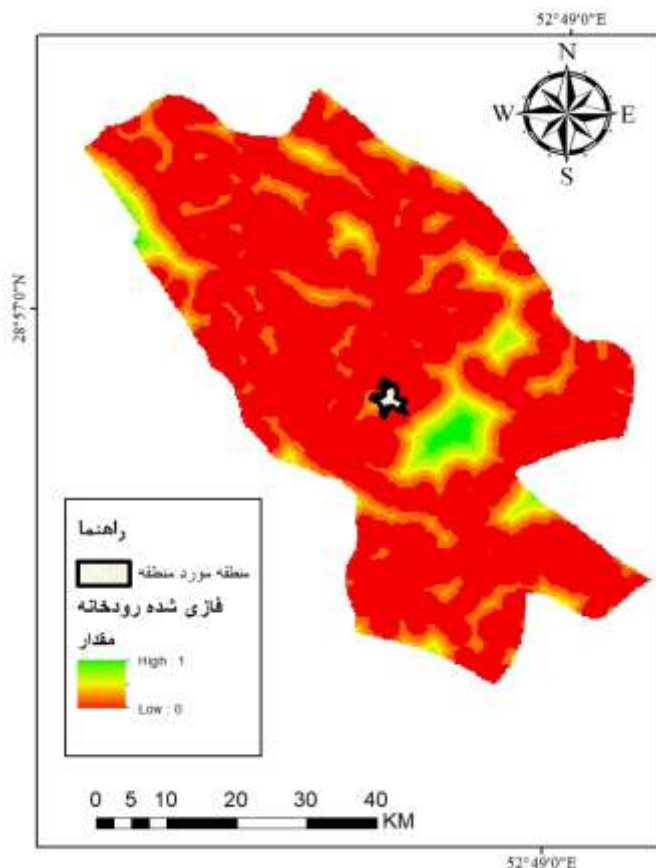
در این بخش با توجه به فاصله و میزان ارزش های لایه از نظر فاصله های اقلیدوسی و لایه های رستری برای متوازن سازی لایه ها عملیات هم سنخ دهی را انجام می دهیم.

هم سنخ دهی لایه های برای قرار گیری لایه ها روی هم نرمال سازی مکانی را صورت می دهد. بعد از هم سنخ دهی لایه های عملیات فازی سازی لایه ها آغاز می گردد. فرایند فازی سازی لایه ها از چند بخش تشکیل شده است. عملکرد فازی در پژوهش پیش رو به دنبال کاهش دیدگاه قطعیت به پهنه های مکانی بوده است. به بیان دیگر شاخص ها به طور نسبی مورد وزن دهی قرار می گیرد. و مطلق بودن و اختصاص دادن یک پهنه به یک ضریب از نظر مکانی احتمال خطا را افزایش میدهد. در شهر فیروز آباد به سبب نزدیکی شاخص ها و همگنی برخی از شاخص ها امکان استفاده از توابع قطعیت وجود نداشته از این رو از توابع فازی استفاده شده است.

در شکل ۴ که مربوط به نقشه ی فازی شده ی رودخانه های شهرستان فیروزآباد می باشد می توان گفت که نقاط سبز رنگ به معنای مناطق مناسب جهت گسترش شهری می باشند و نقاط قرمز مناطق نامناسب جهت گسترش می باشند. برای شهر فیروزآباد در این نقشه یعنی نقشه رودخانه ها مناطق غربی بهترین گزینه برای توسعه می باشند. شکل ۵ نیز نقشه فازی شده شیب شهرستان فیروزآباد می باشد که در این نقشه می توان دید که بهترین مناطق و جهات برای گسترش شهری شهر فیروزآباد جهت شمالی، غربی و جنوبی می باشند که دارای شیب کمتری می باشند.

شکل ۵: نقشه ی فازی شده ی شیب

شکل ۴: نقشه فازی شده خطوط رودخانه

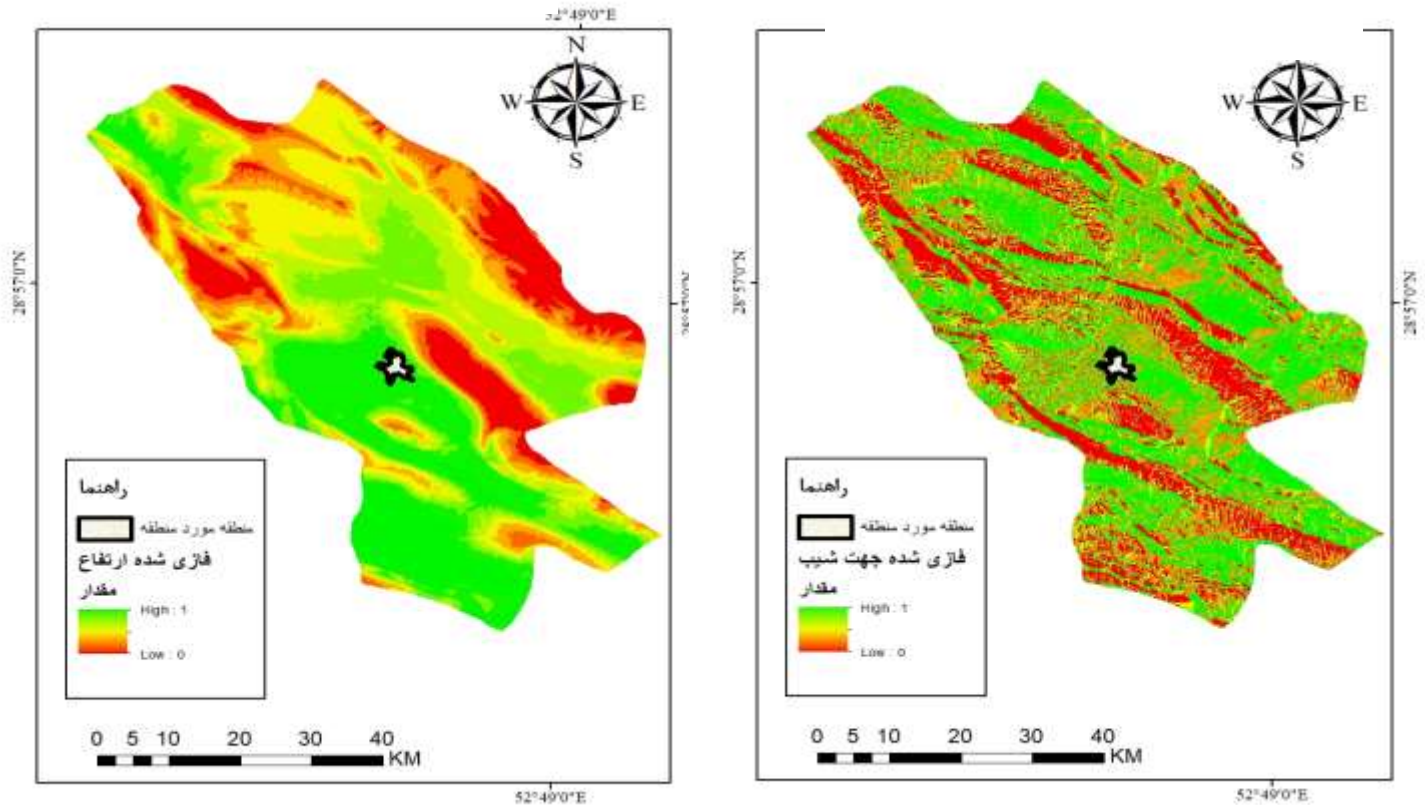


شکل ۶ نقشه ی فازی شده جهت شیب را نشان می دهد. در این نقشه شیب های جنوبی و جنوبی غربی و جنوب شرقی دارای اولویت می باشند که دلیل آن ویژگی آفتاب گیری ساختمان ها در این جهات می باشد در این نقشه جهت جنوب شرقی شهر فیروزآباد دارای اولویت جهت گسترش می باشد همچنین جهات غربی و شمالی نیز مناطق تقریبا خوبی جهت گسترش می باشند.

کل ۷ نقشه‌ی فازی شده ارتفاع می باشد که در این نقشه می توان دید مناطق شرقی مناطق نامناسب و مناطق غربی، جنوبی و شمالی مناطق مناسب جهت توسعه و گسترش شهری می باشند

شکل ۶: نقشه‌ی فازی شده جهت شیب

شکل ۷: نقشه‌ی فازی شده ارتفاع

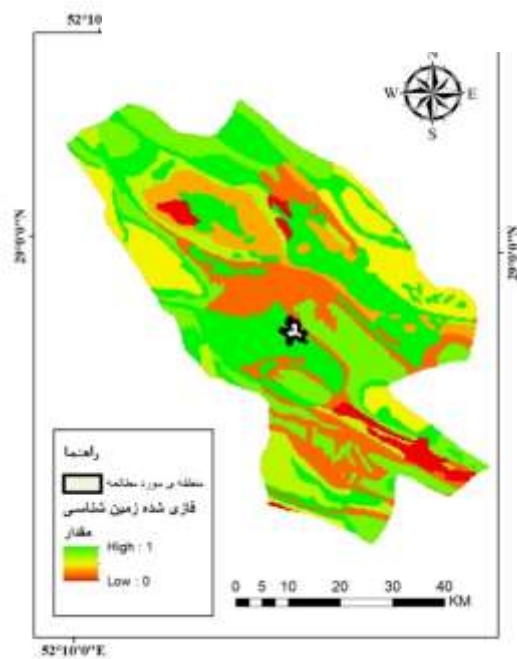


شکل ۸ نقشه‌ی فازی شده‌ی فرسایش شهرستان فیروزآباد می باشد که در این نقشه می تواند دید جهت شرقی جهت مناسبی جهت گسترش شهری می باشند دیگر نقاط مناطق نامناسبی از جهت فرسایش می باشند.

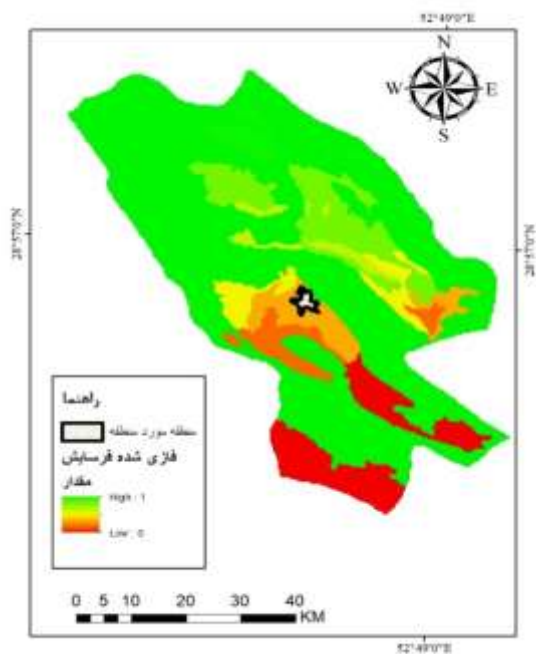
شکل ۹ نقشه‌ی فازی شده زمین شناسی منطقه‌ی فیروزآباد می باشد همان طور که در این نقشه می بینیم مناطق شرقی مناطق مناسبی جهت گسترش نیستند و دیگر جهات بخصوص شرقی مناطق مناسبی جهت گسترش شهری می باشند.

شکل ۹: نقشه‌ی وزنی بندی شده زمین شناسی

شکل ۸: نقشه ی فازی شده فرسایش

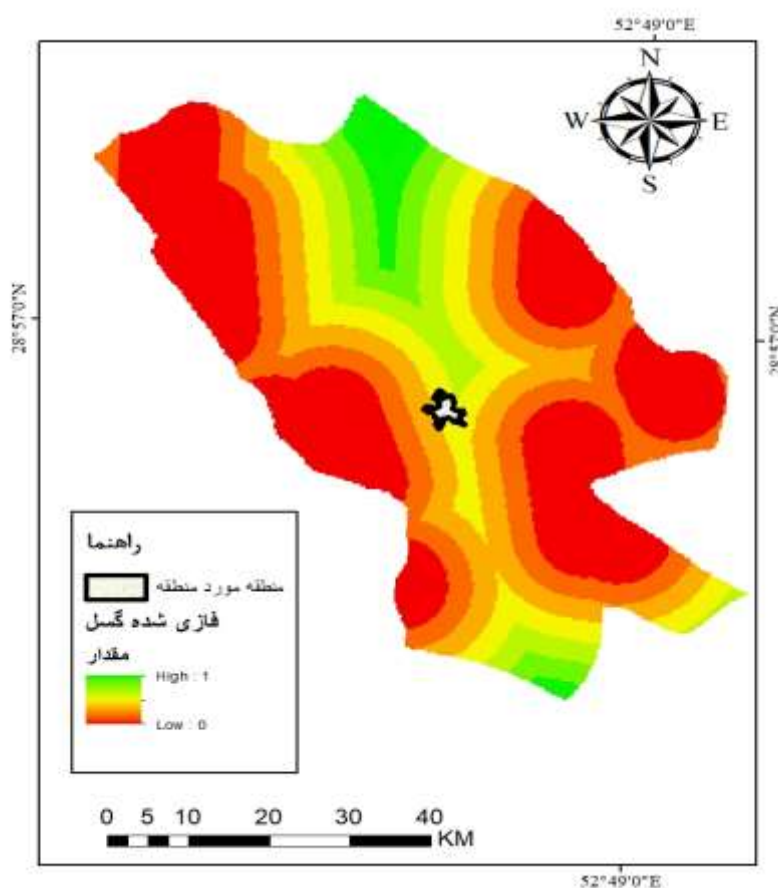


شکل ۹: نقشه ی وزنی بندی شده زمین شناسی



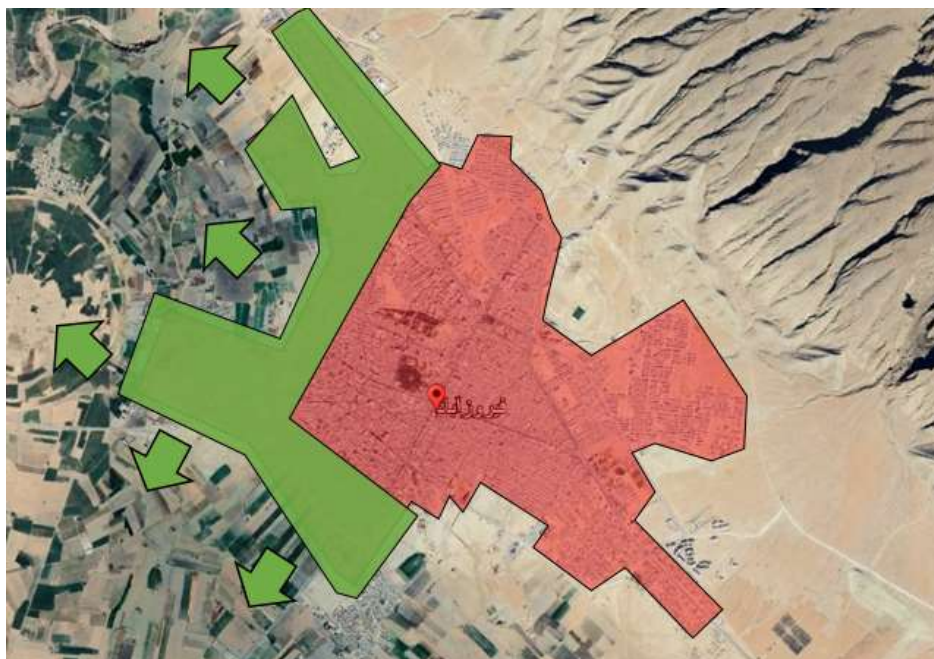
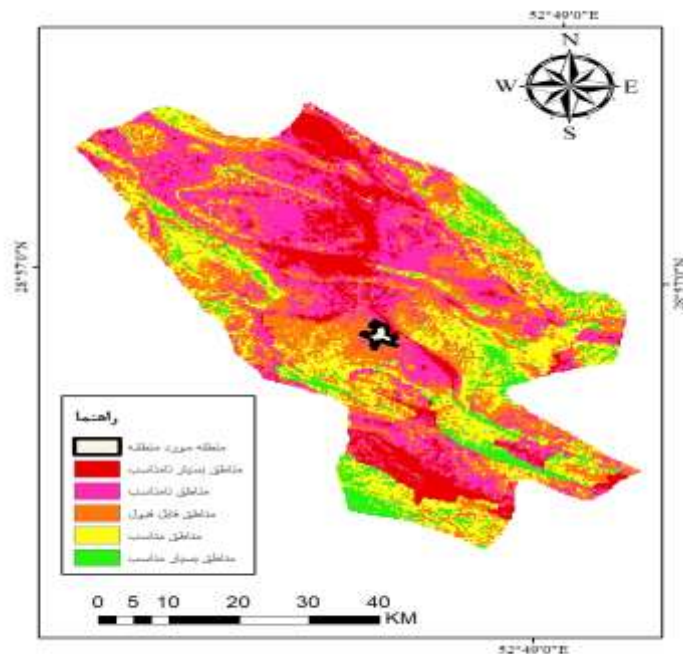
شکل ۱۰ نقشه‌ی فاز ی شده گسل شهرستان فیروزآباد می باشد که این نقشه نشان می دهد مناطق شمالی شهر فیروزآباد مناطق مناسب تری جهت توسعه ی شهری می باشند

شکل ۱۰: نقشه‌ی فاز ی شده گسل



شکل ۱۱ نقشه‌ی AHP شهرستان فیروزآباد می باشد این نقشه حاصل روی هم گذاری نقشه های فاز ی شده بر اساس وزنی که کارشناسان داده اند می باشد همان طور که در این نقشه می بینیم جهت مناسب جهت توسعه وجود ندارد اما جهت غربی نقاط قابل قبول جهت گسترش شهری می باشد و دیگر جهات مناطق نامناسبی جهت گسترش و توسعه شهری می باشند.

شکل ۱۱: نقشه ی وزنی بندی شده گسترش شهری



شکل ۱۲-پهنه مساعد برای توسعه بعد از اصلاح و تجمیع ریز پهنه ها

مطابق با شکل ۱۲، پهنه شمالی و غربی شهر پهنه مساعد توسعه آتی شهر بوده و پهنه‌های شرقی و جنوبی شهر به سبب ناهمواری‌ها و شیب بالا مساعد توسعه نمی‌باشد. وضعیت توسعه شهر در گذشته نیز بیشتر مبتنی شبکه ارتباطی، زمین‌های مناسب کشاورزی و رودخانه بوده است. از ۱۰۰ درصد پهنه کالبدی شهر ۴۰ درصد پهنه مساعد توسعه بر اساس شاخص‌های ژئولوژیکی بوده است.

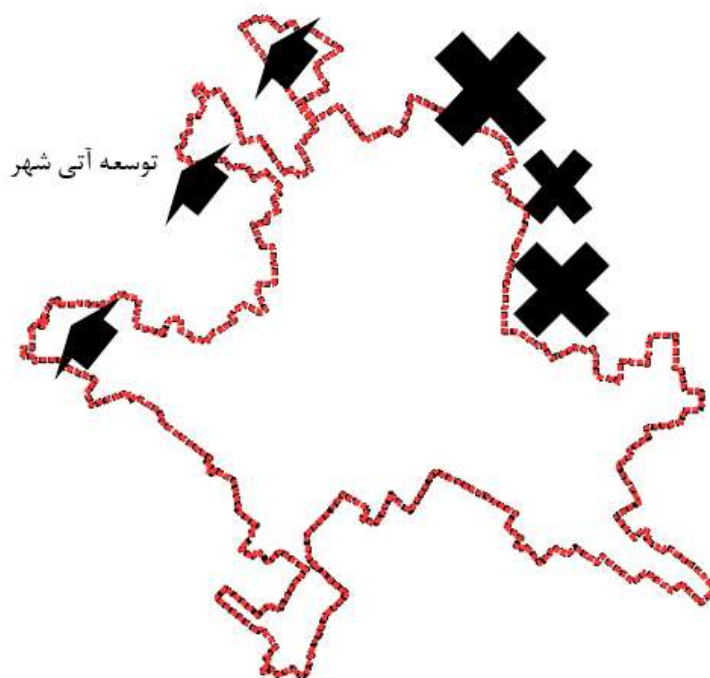
## نتیجه‌گیری

یکی از اهداف اصلی پژوهش‌شناسایی موانع ژئومورفولوژیکی توسعه شهر فیروزآباد بود. نتایج به دست آمده نشان داد که عواملی همچون ناهمواری‌ها، شیب زمین، فرسایش از جمله موارد اثر گذار بر عدم رشد و توسعه شهر فیروزآباد به شمار می‌رود. عمده ناهمواری‌های شهر بیشتر در بخش‌های شرقی و شمالی شرقی شهر قرار داشته و سبب گردیده شهر در بخش‌های شرقی توسعه کالبدی نداشته باشد.

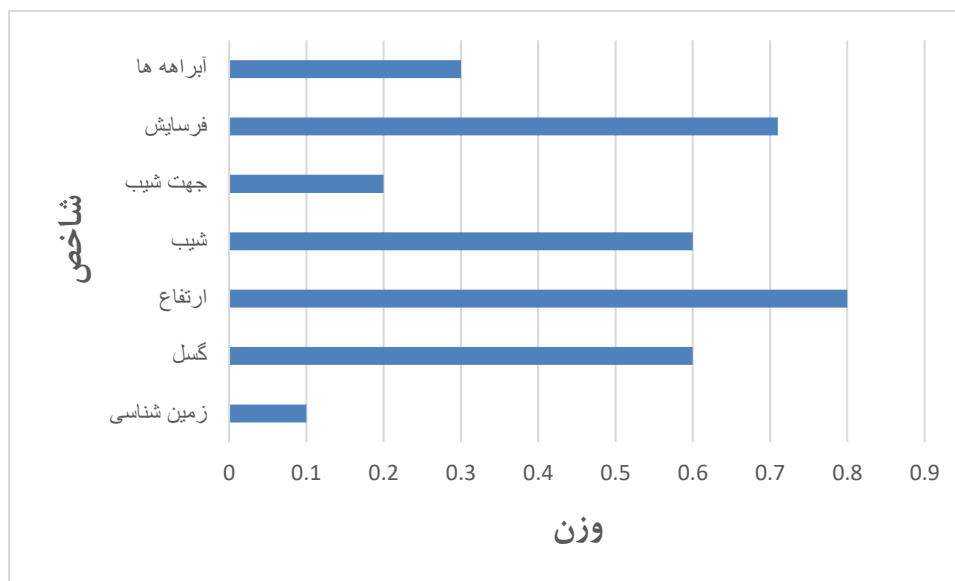
پهنه‌بندی مناطق مستعد توسعه یکی دیگر از اهداف پژوهش به شمار می‌رود. بررسی‌های به عمل آمده نشان می‌دهد بخش‌های غربی و شمال غربی و جنوب غربی شهر به نظر ویژگی‌های محیطی و ژئومورفولوژی مساعد توسعه بوده‌اند. عمده شاخص‌های اثر گذار بر توسعه نیز می‌توان به شاخص‌هایی همچون شیب زمین، ارتفاع، فرسایش و گسل از جمله شاخص‌های مهم و اثر گذار بر توسعه شهری فیروزآباد به شمار می‌رود.

در مجموع پس از شناسایی شاخص‌ها و پهنه مساعد توسعه پیشنهاد می‌گردد که ازمات و ملاحظات در توسعه آتی شهر مد نظر قرار بگیرد. از جمله ملاحظات می‌توان استفاده از شاخص‌های محیطی برای توسعه نام برد. به بیان دیگر برای توسعه آتی شهر شاخص‌های محیطی بیشتر مد نظر قرار گیرد و از نرم افزارهایی همچون GIS برای پیش‌بینی و روند توسعه آتی شهر استفاده گردد. همچنین پیشنهاد می‌گردد با استفاده از عوارض طبیعی محدوده توسعه شهر محدود شود تا توسعه نامتوازن در شهر فیروزآباد رخ ندهد.

شکل ۱۳- توسعه آتی شهر



بررسی های به عمل آمده نشان داد که شاخص هایی همچون: زمین شناسی، گسل، ارتفاع، شیب، جهت شیب، فرسایش، آبراهه های اصلی بر توسعه فیزیکی شهر اثر مستقیمی گذاشته است. همچنین شاخص هایی از جمله فرسایش زمین، شیب زمین، ارتفاع و گسل و نزدیکی به آبراهه از جمله شاخص های مهم در توسعه فیزیکی شهر می باشد. در تصویر زیر وضعیت وزن شاخص ها مشخص می باشد.



شکل ۱۴-رتبه بندی شاخص ها موثر بر توسعه

## پیشنهادهای

پیشنهادهای در دو سطح بیان می گردد. در سطح اول پیشنهاد می شود که وضعیت توسعه آتی شهر به روش های شبکه عصبی مصنوعی مورد سنجش و میزان دقت با GIS مورد سنجش قرار گیرد. در سطح دوم پیشنهاد می گردد که توسعه آتی شهر در بخش های غربی شهر و شمالی شهر توسعه یابد. همچنین پیشنهاد می گردد قبل از توسعه شهر ساختار و زیر ساخت شهر مورد بررسی قرار گیرد تا توسعه بدون چالش رخ دهد. همچنین پیشنهاد می گردد از شاخص های استخراج شده در این پژوهش برای سنجش توسعه سایر شهر های کشور استفاده شود و مشخص گردد که توسعه شهر های ایران عمدتاً از چه شاخص هایی تبعیت می کند.

## منابع

- زارعی، امید (۱۳۸۸)، موانع ژئومورفولوژیکی توسعه فیزیکی شهر شیراز پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.
- یمانی، مجتبی؛ نازآفرین، بهنود (۱۳۹۱)، امکان سنجی توسعه فیزیکی کیشهر برمبنای تاثیرگذاری عوامل هیدروژئومورفیک، مجله جغرافیای طبیعی، شماره ۱۵، صص ۲۱-۳۲.
- شکور، علی، شمس الدینی، علی و لایلا توکلی (۱۳۹۵)، نقش عوامل ژئومورفولوژیک در توسعه فیزیکی شهرها با

- استفاده از نرم افزار GIS (مطالعه موردی: بخش میمنکند \_فکارس)، فصلنامه جغرافیای طبیعی، سال نهم، شماره ۹۲.
- حاتمی نژاد، حسین، عشقی چهار بر، علی (۱۳۹۵)، مکان یابی بهینه توسعه فیزیکی شهر مراغه با تاکید بر پایداری شهری، مجله آمایش جغرافیایی فضا، فصلنامه دانشگاه گلستان، سال ششم، شماره ۱۹.
- یاری قلی، وحید، زرین، کاویانی، عظیم، سلطانی، ابوالفضل (۱۳۹۵)، تعیین اراضی مناسب توسعه شهری با استفاده از روش تحلیل فرآیند سلسله مراتبی (AHP)، مطالعه موردی: شهر زنجان، فصلنامه جغرافیا و برنامه ریزی شهری چشم انداز زاگرس، شهر زنجان.
- شایان، سیاوش؛ پرهیزگار، اکبر و سلیمانی، مرتضی (۱۳۸۷). تحلیل امکانات و محدودیت های ژئومورفولوژیک در انتخاب محورهای توسعه شهری شهر داراب، فصلنامه مدرس علوم انسانی، شماره ۳، صص ۳۱ - ۵۳.
- ثروتی، محمد رضا؛ خضری، سعید و رحمانیف توفیق (۱۳۸۸). بررسی تنگناهای توسعه فیزیکی شهر سنندج، پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ۶۷، صص ۱۳ - ۲۹.
- سالاری، ممند؛ نیری، هادی؛ گنجائیان، حمید و امانی، خبات (۱۳۹۹). ارزیابی روند گسترش نواحی سکونتگاهی و پیش بینی میزان توسعه با رویکرد ژئومورفولوژیکی و مدیریت محیط (مطالعه موردی: شهر پاره)، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال ۹، شماره ۱، صص ۸۶ - ۱۰۱.
- پروین، منصور (۱۳۹۷). ارزیابی تاثیرات متقابل شرایط ژئومورفولوژیکی و توسعه هی شهری بر یکدیگر مطالعه موردی شهر کرمانشاه، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال ۷، شماره ۳، صص ۲۳۱ - ۲۴۴.
- عنابستانی، علی اکبر، سلیمانی راد، اسماعیل و سید رضا حسینی کهنکوج (۱۳۹۶)، تحلیل روش های فازی در مکان یابی توسعه بهینه شهرها (مطالعه موردی: شهر درود)، فصلنامه برنامه ریزی منطقه ای سال ۷، شماره ۲۸، زمستان.
- محمودی، فرج الله و ملکی، امجد (۱۳۸۰). تحول کارست و نقش آن در منابع آب زیرزمینی در ناهمواری های پراو- بیستون کرمانشاه). پژوهش های جغرافیایی، شماره ۹.
- علیزاده، امین (۱۳۸۸). اصول هیدرولوژی کاربردی. انتشارات آستان قدس رضوی.
- نجفی کانی، علی اکبر (۱۳۸۱). مقدمه ای بر جغرافیای طبیعی ایران، انتشارات سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح.
- کردوانی، پرویز (۱۳۹۱). جغرافیای خاک ها. انتشارات دانشگاه تهران. تهران.

-مقیم، ابراهیم (۱۳۸۵). ژئومورفولوژی شهری، موسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، تهران

-فرید، یدالله (۱۳۷۱). جغرافیا و شهرشناسی، انتشارات دانشگاه تبریز، چاپ دوم

-کوک، آر. یو. و جی. سی دورنکامپ (۱۳۷۷). ژئومورفولوژی و مدیریت محیط، جلد اول، ترجمه شاپور گودرزی نژاد،

سمت.

-Arindam Guha, K., Vinod K., and Lesslie, A., (2009), "Satellite-based Geomorphological Mapping for Urban Planning and Development – a Case Study for Korba City", Chhattisgarh, Current 1760 Science, Vol. 97, No. 12, 25, PP. 1760-1765.

-Youssef, A. Pradhan, B. and Tarabees, E (2011), Integrated evaluation of urban development suitability based on remote sensing and GIS techniques.

-Mentes, G.Theilenwilige, B.papp, G.sikhegyi, f.Ujvari, G (2007), Investigation of the relationship between subsurface structures and mass movements of the high loess bank along the river daubing hungry, journal of geodynamics, 47:130-141.

-Douglas,Jan, 1983, The Urban Environment, London: Adward Arnold.

-Kanungo, D.P. Arora, M.K. Sarkar, S. Gupta, R.P. (2016), Acomparative study of conventional, ANN black box, fuzzy and combined neural and fuzzy weightin procedures for landslide susceptibility zonation in Darjeeling Himalayas, Engineering Geology, 85:347-366.

-Mohapatra, S. N., Pani, P., & Sharma, M. 2014. Rapid urban expansion and its implications on geomorphology: A remote sensing and GIS based study. Geography Journal, 2017.

-Huggette, Richard John, 2003.Fundamental of physical geography, London & New York: Routledge.

-Larsen, L. and Vitali, F (2013) urban development and graet challenge for urban planner: a view of theoretical research. Urban economy confrance. Melburn, Australia.

-Pareta, K., & Prasad, S. 2012. Geomorphic Effects on Urban Expansion: A case study of small town in central India. 14th Annual International Conferance and Exhibition on

Geospatial Information Technology and Applications (7-9 February 2012), Proceedings, 1-9.

-Lewin, J., Collin and d. a. hughes(1979), floodson modified floodplains, in g. e. hollis(ed), mans impact on the hydrological cycle in the united kingdom, Norwich: geoabstracts, 109-119.

## ژئومورفولوژی و مکان یابی تغذیه مصنوعی آب های زیر زمینی با توجه به تاثیرات زیست

محیطی (مورد مطالعه: دشت سنگان خواف)

Geomorphology and placement of artificial groundwater feeding

according to the environmental effects of a case study: Sanghan Khaf plain

<sup>۱</sup> سجاد رمضان پور، <sup>۲</sup> سارا کیانی

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه خوارزمی sajjadramezanpour35@gmail.com

<sup>۲</sup> استادیار جغرافیای طبیعی دانشگاه خوارزمی kiani@khu.ac.ir

### چکیده

مکانیابی یکی از مهم ترین و چالش انگیزترین مسائل در تغذیه مصنوعی آب های زیرزمینی می باشد. افزایش جمعیت، گسترش شهرها و واحدهای صنعتی و کشاورزی و عدم مدیریت صحیح منابع آبی در کنار عوامل طبیعی و تغییرات اقلیم سبب کاهش شدید سطح آب زیرزمینی علی الخصوص در مناطق گرم و خشک گردیده است. لذا تغذیه آب زیرزمینی به عنوان روشی جهت جبران کمبود آب زیرزمینی امری ضروری است.

در این پژوهش به منظور دستیابی به اهداف مورد نظر از مدل رقومی ارتفاعی ۳۰ متر، اطلاعات مربوط به چاه های پیزومتری و لایه های رقومی اطلاعاتی به عنوان داده های تحقیق استفاده شده است. مهم ترین ابزارهای مورد استفاده در این تحقیق، ArcGIS و SPSS بوده است. همچنین در این تحقیق از مدل تلفیقی تحلیل شبکه ای (ANP) و مدل منطق فازی به منظور شناسایی مناطق مستعد تغذیه مصنوعی استفاده شده است. بر اساس نتایج حاصله، ۴۲/۵ درصد از مساحت حوضه، دارای پتانسیل تغذیه مصنوعی بالایی هستند. این مناطق که عمدتاً شامل مناطق شمالی حوضه می باشد، به دلیل نزدیکی به رودخانه و خطوط گسلی، دور بودن از معادن، نوع لیتولوژی و پوشش زمین و وضعیت ژئومورفولوژی، مناسب برای تغذیه مصنوعی هستند. مجموع نتایج حاصله از این پژوهش نشان داده است که تغذیه مصنوعی در این حوضه آبریز جهت تقویت منابع آب زیرزمینی ضروری است ولی به دلیل وجود معادن و نمکزارها، این اقدامات باید با دقت بالایی صورت گیرد.

کلمات کلیدی: تغذیه مصنوعی، حوضه آبریز خواف، منطق فازی، ANP

## مقدمه

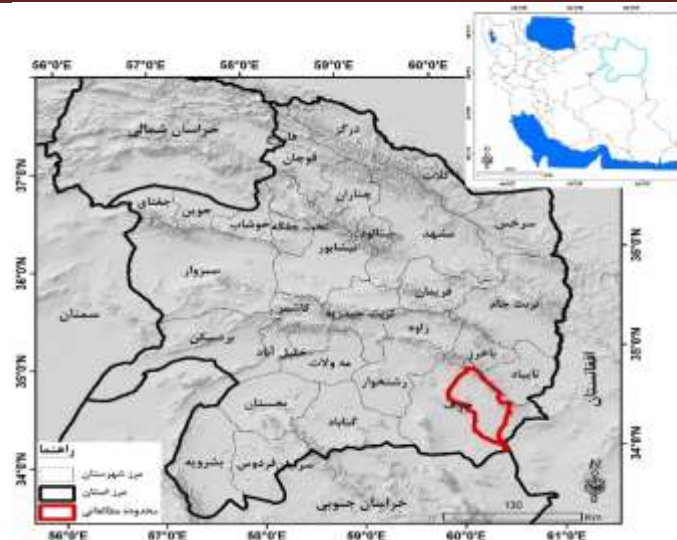
تقاضای سیری ناپذیر مصرف آب در ایران منجر به کاهش سطح آب سفره های زیرزمینی با سرعتی بیش از استانداردهای جهانی شده است. از آنجا که در اکثر نقاط کشور بارش ها اغلب ناچیز و گاه به صورت سیلابهای مخرب ظاهر می شوند، میتوان از عملیات تغذیه مصنوعی آبهای زیرزمینی به عنوان یک راهکار مناسب جهت استفاده بهینه از سیلابها و پایداری سفره های آب زیرزمینی استفاده کرد. در انجام عملیات تغذیه مصنوعی، انتخاب معیارها و روش مناسب برای تعیین مکان های برتر دارای اهمیت بالایی می باشد. انجام عملیات تغذیه مصنوعی در جهت حفظ و پایداری سفره های آبهای زیرزمینی دارای اهمیت بالایی است. با انجام عملیات تغذیه مصنوعی می توان آب اضافی را برای مصارف آینده ذخیره کرد و کیفیت آب را بهبود بخشد. انجام این عملیات در آبخوا نهایی ساحلی که از لحاظ هیدرولیکی به دریا وصل هستند مانع نفوذ آب شور می شود (Sargaonkar, A., Rathi, B. and Baile, A. 2010).

جهت اجتناب از کاهش بیش از حد آب های زیرزمینی که به طور معمول در مناطق خشک و مناطق شهری رخ می دهد تغذیه مصنوعی از مهمترین اقدامات ممکن است (Seiler, K.-P. and Gat, J.R. 2007). با مکانیابی مناطق مستعد تغذیه مصنوعی، سرعت و دقت در کارهای مطالعاتی و اجرایی افزایش یافته و از طرف دیگر نیز از صرف هزینه های اضافی خودداری خواهد شد. Ramalingam, M. and Santhakumar, A. ۲۰۰۲ با استفاده از فن هایی از دور به بررسی مناطق مناسب تغذیه مصنوعی در ایالتی در هند پرداختند. لایه های اطلاعاتی مانند ژئومورفولوژی، زمین شناسی، خاک، شیب، کاربری زمین، شدت رواناب، عمق آبهای زیرزمینی در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفتند. تلفیق داده ها در محیط GIS انجام شد و آنها به این نتیجه رسیدند که پهنه بندی ایجاد شده توسط GIS بیش از ۹۰٪ قابل قبول بوده است. قیومیان و همکارانش ۲۰۰۷ در مطالعه ای با عنوان استفاده از روشهای GIS برای تعیین محل های مناسب تغذیه مصنوعی در آبخوان ساحلی جنوب ایران با استفاده از روی هم گذاری لایه های شیب، نرخ نفوذپذیری، عمق آبهای زیرزمینی، کیفیت رسوبات آبرفتی و کاربری زمین محلهای مناسب برای تغذیه مصنوعی یک آبخوان ساحلی در حوزه آبریز گاوبندی در جنوب ایران را مشخص کردند. که توسط حکمت پور و همکارانش ۱۳۸۶ انجام شد مناطق مستعد تغذیه مصنوعی در دشت ورامین از طریق طبقه بندی و تلفیق لایه ها در محیط GIS و تصمیم گیری به کمک سامانه پشتیبانی تصمیم گیری انتخاب شد. جهت نشان دادن توانایی فن های GIS در پهنه بندی تغذیه مصنوعی آبهای زیرزمینی مناطق خشک، چینی و همکارانش ۲۰۰۹ در حوزه ماکناسی تونس مرکزی پهنه بندی توانمندی تغذیه مصنوعی را با تحلیل داده های بارندگی، شدت رواناب حوزه، زمین شناسی سطحی و شرایط آبخوان انجام دادند. در پژوهش مذکور لایه های اطلاعاتی با استفاده از روش تجمعی وزنی جهت پهنه بندی نهایی تلفیق شدند. نتایج نشان داد که GIS به طور موثری توانایی پهنه بندی تغذیه مصنوعی آبخوان را دارد.

در مطالعه Sargaonkar, A., Rathi, B. and Baile, A. 2010. ارزیابی آب شناختی آبخیز بر پایه GIS جهت تعیین محل های مناسب انجام عملیات تغذیه مصنوعی انجام شد. در این مطالعات مدل سازی بارش- رواناب، کاربری زمین، خاک و توپوگرافی یک زیر حوزه رودخانه کنهان در ناحیه ناگپور ایالت ماهرآشترای هند در محیط GIS انجام شد. پنج مکان بالقوه با حداکثر میزان رواناب با استفاده از روش منطقی برآورد رواناب تشخیص داده شد. از آنجا که توانمندی تغذیه آب های زیرزمینی همچنین به ویژگی های زمین شناسی و ژئومورفولوژی زمین وابسته است، فرآیند تحلیل سلسله مراتبی با قضاوت کارشناسانه جهت طبقه بندی این پنج محل انتخاب شده، بکار گرفته شد. معیارهای مورد بررسی در فرآیند تحلیل سلسله مراتبی شامل عوارض زمین شناختی تخلخل، عمق خاک و عوارض ژئومورفولوژیکی میزان رواناب، شیب، شکل زمین، کاربری، پوشش زمین و نوسانات سطح آب زیرزمینی بودند. در پژوهشی قیومیان و همکارانش ۲۰۰۵، جهت مشخص کردن محل های مناسب تغذیه مصنوعی آب های زیرزمینی حوزه میمه شهرستان اصفهان معیارهای شیب، نرخ نفوذپذیری، ضخامت رسوبات، و کیفیت آب را مورد بررسی قرار دادند. تحلیل داده ها با بکارگیری یک سامانه پشتیبان تصمیم گیری در محیط GIS انجام شد. در نهایت لایه مطلوبیت به ۴ طبقه خیلی مناسب، مناسب، تا حدودی مناسب و نامناسب تقسیم شد.

### منطقه مورد مطالعه

در این پژوهش حوزه آبریز خواف به عنوان منطقه مورد مطالعه انتخاب شده است. این حوزه از نظر موقعیت ریاضی در بین عرض جغرافیایی  $33^{\circ} 59'$  تا  $34^{\circ} 51'$  شمالی و طول جغرافیایی  $55^{\circ} 55'$  تا  $60^{\circ} 32'$  شرقی قرار دارد. این حوزه از نظر تقسیمات سیاسی در جنوب شرق استان خراسان رضوی و در محدوده شهرستان خواف قرار دارد. نقاط شهری خواف و نشتیفان در محدوده این حوزه قرار دارند. حوزه آبریز خواف در بین ارتفاع ۵۹۶ تا ۲۶۱۴ متری از سطح دریا قرار دارد و بخش زیادی از آن را واحد دشت و مخروطه افکنه دربرگرفته است. همچنین این حوزه از نظر وضعیت اقلیمی در محدوده خشک و نیمه خشک قرار گرفته است.



شکل ۱: نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه

## مواد و روش ها

در این پژوهش به منظور دستیابی به اهداف مورد نظر، از روش های توصیفی-تحلیلی استفاده شده است. داده های تحقیق شامل مدل رقومی ارتفاعی ۳۰ متر SRTM، تصاویر گوگل ارث، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و همچنین لایه های رقومی اطلاعاتی بوده است. مهم ترین ابزارهای مورد استفاده در تحقیق نیز شامل ArcGIS و Super Decisions بوده است. در این تحقیق، به منظور شناسایی مناطق مستعد جهت تغذیه مصنوعی منابع آب زیرزمینی، از چند مرحله استفاده شده که در ادامه به تشریح آن ها پرداخته شده است:

(شناسایی پارامترهای مورد استفاده): در این مرحله بر مبنای مطالعات کتابخانه ای، نظرات کارشناسان و وضعیت منطقه مورد مطالعه، ۹ پارامتر انتخاب شده است که عبارتند از: ارتفاع، شیب، واحدهای ژئومورفولوژی، فاصله از رودخانه، لیتولوژی، فاصله از گسل، وضعیت آب های زیرزمینی، پوشش زمین و فاصله از معادن.

(تهیه و تشریح پارامترها): پس از شناسایی پارامترهای مورد نظر، در این مرحله به تهیه لایه های اطلاعاتی آن ها پرداخته شده و سپس لایه های اطلاعاتی تشریح شده است.

(فازی سازی لایه های اطلاعاتی): پس از تهیه لایه های اطلاعاتی، در این مرحله به فازی سازی آن ها پرداخته شده است. فازی سازی لایه های اطلاعاتی به این صورت بوده است که به مناطق دارای پتانسیل بالای تغذیه مصنوعی، ارزش نزدیک به ۱ و به مناطق دارای پتانسیل پایین تغذیه مصنوعی، ارزش نزدیک به صفر داده شده است.

(وزن دهی به لایه های اطلاعاتی): با توجه به اینکه ارزش و اهمیت لایه های اطلاعاتی یکسان نیست، در این مرحله

با استفاده از مدل تحلیل شبکه‌ای (ANP)، به لایه‌های اطلاعاتی وزن داده شده است. وزن‌دهی به لایه‌های اطلاعاتی بر اساس نظرات کارشناسان و از طریق نرم‌افزار Super Decisions بوده است.

(ترکیب و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی): پس از وزن‌دهی به لایه‌های اطلاعاتی، وزن‌های نهایی هر کدام از معیارها، در نرم‌افزار Arc GIS بر روی لایه‌های فازی شده، اعمال شده و در نهایت لایه‌های اطلاعاتی با هم ترکیب شده و نقشه نهایی مناطق مستعد جهت تغذیه مصنوعی تهیه شده است. لازم به ذکر است که جهت تعدیل حساسیت خیلی بالای عملگر فازی ضرب و همچنین حساسیت خیلی کم فازی جمع، از عملگر فازی گاما استفاده شده است (رابطه ۱).

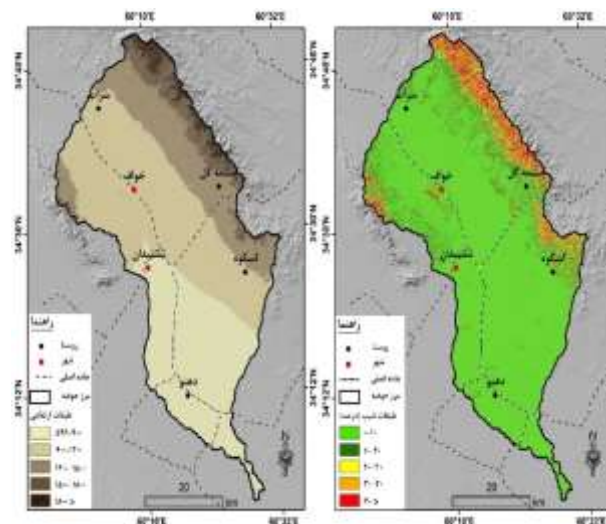
$$\mu = (\mu \text{ fuzzy sum})^y \times (\mu \text{ fuzzy product})^{1-y} \quad \text{رابطه ۱}$$

## بحث و نتایج

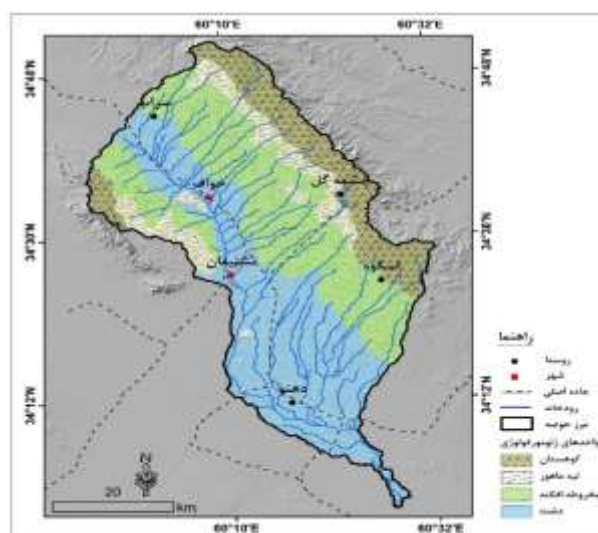
### پارامترهای مورد استفاده

در این پژوهش به منظور شناسایی مناطق مستعد جهت تغذیه مصنوعی منابع آب زیرزمینی، از ۹ پارامتر استفاده شده که در ادامه به تشریح آن‌ها پرداخته شده است:

-ارتفاع و شیب: به منظور تعیین مکان مناسب جهت تغذیه مصنوعی سفره‌های آب زیرزمینی، توجه به پارامترهای ارتفاع و شیب ضروری است. به طور معمول، عملیات تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی هر چه از منطقه بالا دست‌تر صورت گیرد، می‌تواند سبب شود که منطقه وسیع‌تری را تحت پوشش و تغذیه قرار دهد. در نتیجه، مناطق مرتفع‌تر برای اجرای طرح تغذیه مصنوعی مناسب‌تر هستند. همچنین میزان شیب نیز نقش مستقیمی در رواناب و میزان نفوذپذیری دارد.



شکل ۲: نقشه طبقات ارتفاعی و شیب منطقه مورد مطالعه

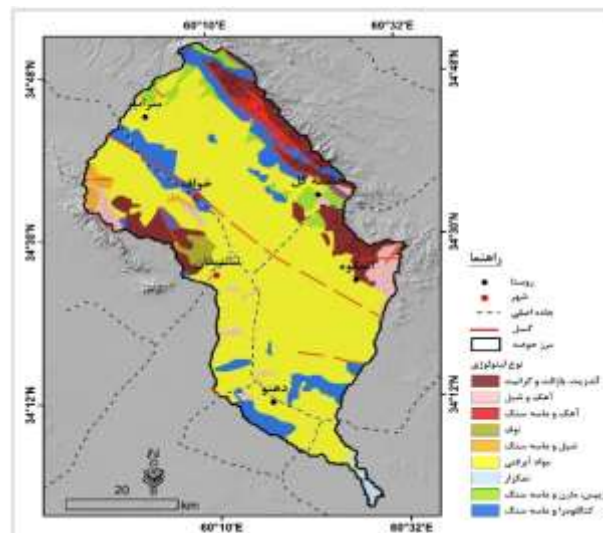


در مناطق کم شیب، آب دارای سرعت کمتری است و توان نفوذپذیری بیشتری دارد، بنابراین این مناطق جهت تغذیه مصنوعی مناسب تر هستند (پاپی و همکاران، ۱۳۹۹).

در شکل ۲ نقشه طبقات ارتفاعی و شیب حوضه آبریز خواف نشان داده شده که بر اساس آن، بخش زیادی از این حوضه در طبقات ارتفاعی کم تر از ۱۲۰۰ متر و همچنین طبقه شیب کم تر از ۱۰ درصد قرار دارند.

-واحدهای ژئومورفولوژی و رودخانه: واحدهای ژئومورفولوژی نقش تعیین کننده ای در وضعیت نفوذپذیری، جهت جریان رودخانه، میزان بهره برداری از منابع آب زیرزمینی و همچنین وضعیت آبخوان ها دارد. در شکل ۳ نقشه واحدهای ژئومورفولوژی منطقه نشان داده شده است که بر اساس آن، بخش زیادی از منطقه را واحد دشت و

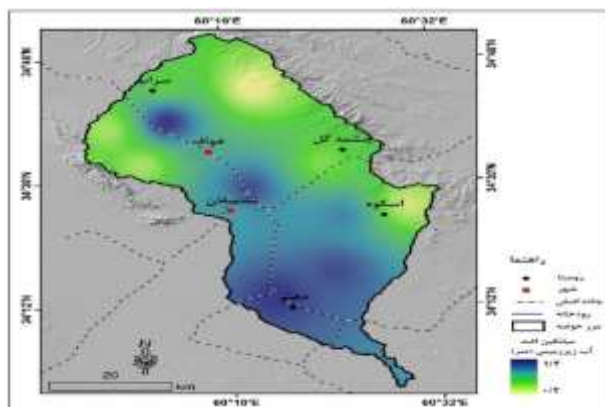
مخروطه افکنه دربر گرفته است که دارای ارتفاع و شیب کمی هستند و مستعد نفوذپذیری و تغذیه مصنوعی هستند. شکل ۳: واحدهای ژئومورفولوژی و شبکه زهکشی منطقه مورد مطالعه



همچنین شبکه زهکشی نیز جهت شناسایی مناطق مستعد تغذیه مصنوعی بسیار حائز اهمیت است.

در واقع، مناطق نزدیک به رودخانه به دلیل دسترسی به منابع آب سطحی، پتانسیل بالایی جهت تغذیه منابع آب زیرزمینی دارند.

-لیتولوژی و گسل: نوع لیتولوژی نقش مهمی در میزان نفوذپذیری زمین و تغذیه منابع آب زیرزمینی دارد. در مناطقی که جنس زمین بازالتی و آندزیتی است، میزان نفوذپذیری خیلی کمتر از مناطقی که از مواد آبرفتی پوشیده شده است، بنابراین این مناطق، مستعد تغذیه مصنوعی نیستند. همچنین بعضی از مناطق، مانند مناطقی که از نمکزارها تشکیل شده است، به دلیل اینکه باعث شور شدن منابع آب زیرزمینی می شوند، مناسب برای تغذیه مصنوعی نیستند. با توجه به موارد مذکور، هر کدام از انواع سازندها، پتانسیل های متفاوتی جهت تغذیه منابع آب زیرزمینی دارند. شکل ۴: نقشه لیتولوژی و گسل های منطقه مورد مطالعه



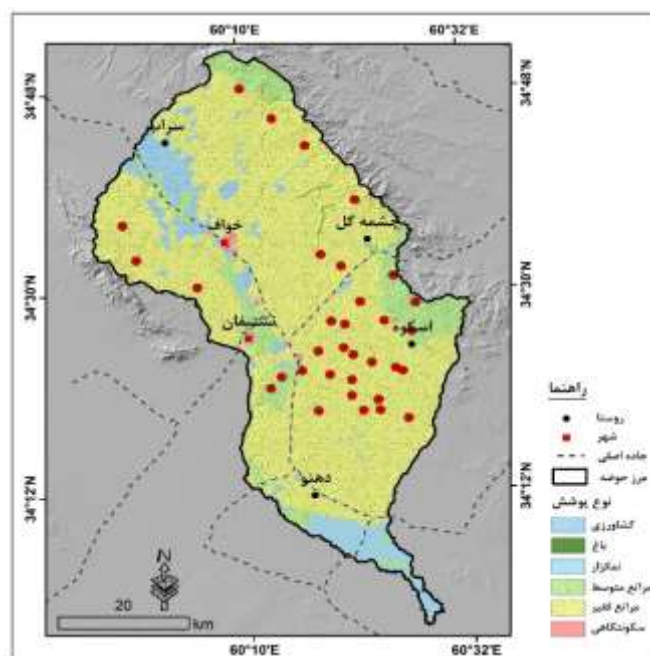
علاوه بر لیتولوژی، خطوط گسلی نیز نقش مهمی در تغذیه منابع آب زیرزمینی دارند، در واقع، مناطق نزدیک به خطوط گسلی، به دلیل توان نفوذپذیری بیش تری

که دارند، مستعد تغذیه مصنوعی منابع آب زیرزمینی هستند. در شکل ۴ نقشه لیتولوژی و پراکنش خطوط گسلی در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.

-آب های زیرزمینی: یکی از چالش های مهمی که بخش-

های مختلف کشور با آن مواجه است، افت منابع آب زیرزمینی است. در طی سال های اخیر، روند افزایشی جمعیت و استفاده بیش از حد منابع آب زیرزمینی سبب افت شدید سطح آب زیرزمینی شده است که همین مسئله سبب کمبود منابع آب و همچنین وقوع مخاطرات مختلف شده است.

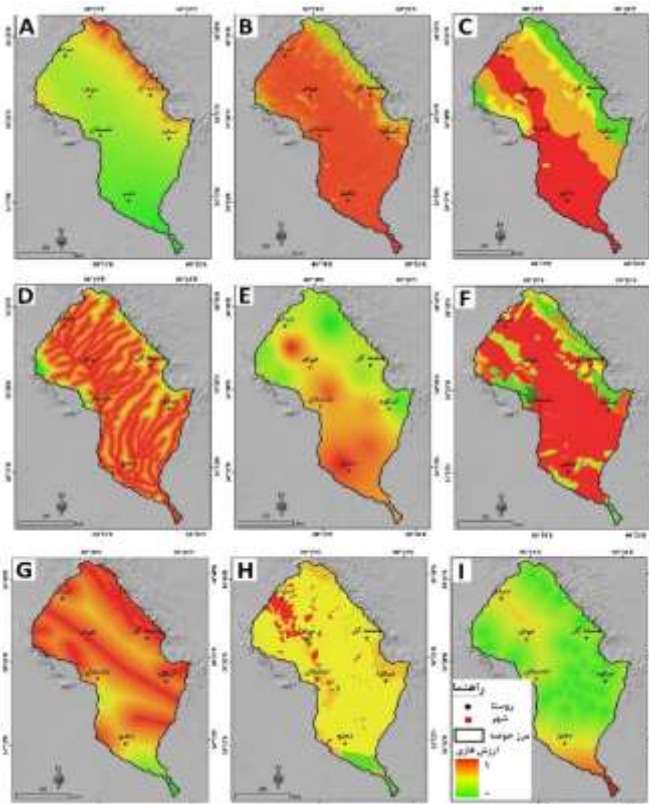
شکل ۵: نقشه میانگین سالانه افت آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه



اهمیت این موضوع سبب شده تا در بسیاری از مناطق، تغذیه مصنوعی سفره های آب زیرزمینی پیشنهاد شود. با توجه به اینکه، مناطق دارای افت شدید آب زیرزمینی، بیش تر نیازمند تغذیه مصنوعی هستند، بنابراین در مکانیابی تغذیه مصنوعی باید به این مسئله توجه کرد. با توجه به موارد مذکور، در این پژوهش ابتدا اطلاعات مربوط به چاه های

پیزومتری منطقه تهیه شده و سپس با استفاده از روش درونیایی Spiline، نقشه میانگین سالانه افت آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه تهیه شده است (شکل ۵). بر اساس نقشه تهیه شده، میانگین سالانه افت منابع آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه بین ۰/۳ تا ۱/۴ متر در سال بوده است.

- پوشش زمین و معادن: نوع پوشش زمین نقش مهمی در انجام فعالیت‌های آبخیزداری از جمله تغذیه مصنوعی منابع آب زیرزمینی دارد. بعضی از مناطق از جمله نمکزارها، به دلیل اینکه سبب شور شدن منابع آب زیرزمینی می‌شود، مناسب برای تغذیه مصنوعی نیستند. بعضی از مناطق نیز به دلیل مجاورت با مراکز صنعتی و معادن و به دلیل اینکه مستعد آلودگی هستند، مناسب برای تغذیه مصنوعی نیستند. شکل ۶: نقشه پوشش زمین و معادن منطقه مورد مطالعه

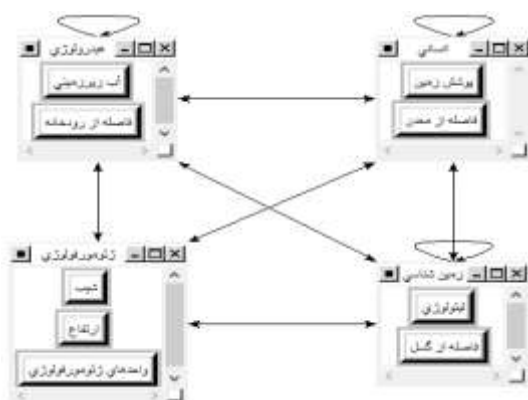


با توجه به اهمیت موضوع، در این پژوهش از پارامترهای پوشش زمین و فاصله از معادن نیز استفاده شده است. در شکل ۶ نقشه پوشش زمین و معادن منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است که بر اساس آن، بخشی از منطقه مورد مطالعه را مراتع فقیر دربرگرفته است.

#### فازی‌سازی پارامترها

پس از تهیه لایه‌های اطلاعاتی، به منظور شناسایی مناطق مستعد نفوذ تغذیه مصنوعی، ابتدا لایه‌های اطلاعات فازی‌سازی شده است. به منظور فازی‌سازی لایه‌های اطلاعاتی، به مناطقی که مستعد تغذیه مصنوعی هستند، ارزش نزدیک به ۱ و به مناطق که مستعد تغذیه مصنوعی نیستند، ارزش نزدیک به صفر داده شده است. بر این اساس، به مناطق مرتفع، کم شیب، واحدهای دشت و مخروطه-افکنه، مناطق نزدیک به رودخانه و خطوط گسلی، مناطق دارای لیتولوژی آبرفتی و نوع پوشش اراضی کشاورزی و معادن، مناطق دارای افت شدید منابع آب زیرزمینی و مناطق دور از معادن، به دلیل پتانسیل بالایی که جهت تغذیه مصنوعی دارند، ارزش نزدیک به ۱ داده شده است.

همچنین به مناطق کم ارتفاع، پرشیب، واحد کوهستان، مناطق دور از رودخانه و گسل، نمکزارها، مناطقی که با افت آب کمی مواجه شده‌اند و همچنین مناطق نزدیک به معادن، به دلیل پتانسیل کمی که جهت تغذیه مصنوعی دارند، ارزش نزدیک به صفر داده شده است (شکل ۷).



وزن‌دهی به لایه‌های اطلاعاتی

پس از تهیه لایه‌های اطلاعاتی برای وزن‌دهی به آن‌ها از مدل تحلیل شبکه‌ای (ANP) استفاده شده است. برای این منظور پس از تشکیل ساختار شبکه‌ای (شکل ۸) و با توجه به رابطه دورنی و بیرونی معیارها، از ماتریس مقایسه‌ای

شامل ۹ سطر و ۹ ستون برای تعیین رابطه و میزان اهمیت هر

یک از این معیارها و زیرمعیارها استفاده شده است. به منظور امتیازدهی به معیارها از طریق پرسش‌نامه و دیدگاه‌های کارشناسان امر استفاده شده است. برای انجام محاسبات از نرم‌افزار Super Decisions استفاده شده و پس از بدست آوردن وزن‌های نهایی هر کدام از معیارها (شکل ۹)، در نرم‌افزار Arc GIS بر روی لایه‌های فازی شده، اعمال شده است.

شکل ۸: ساختار شبکه‌ای ANP نقشه مناطق مستعد جهت تغذیه

|                                                                                     |  |          |
|-------------------------------------------------------------------------------------|--|----------|
| The inconsistency index is 0.0400. It is desirable to have a value of less than 0.1 |  |          |
| آب زیرزمینی                                                                         |  | 0.231945 |
| ارتفاع                                                                              |  | 0.050570 |
| پوشش                                                                                |  | 0.097950 |
| فاصله از رودخانه                                                                    |  | 0.159030 |
| فاصله از معادن                                                                      |  | 0.144760 |
| فاصله از گسل                                                                        |  | 0.049312 |
| آلودگی                                                                              |  | 0.068184 |
| واحد‌های ژئومورفولوژی                                                               |  | 0.114342 |
| پوشش زمین                                                                           |  | 0.083907 |

تلفیق لایه‌های اطلاعاتی

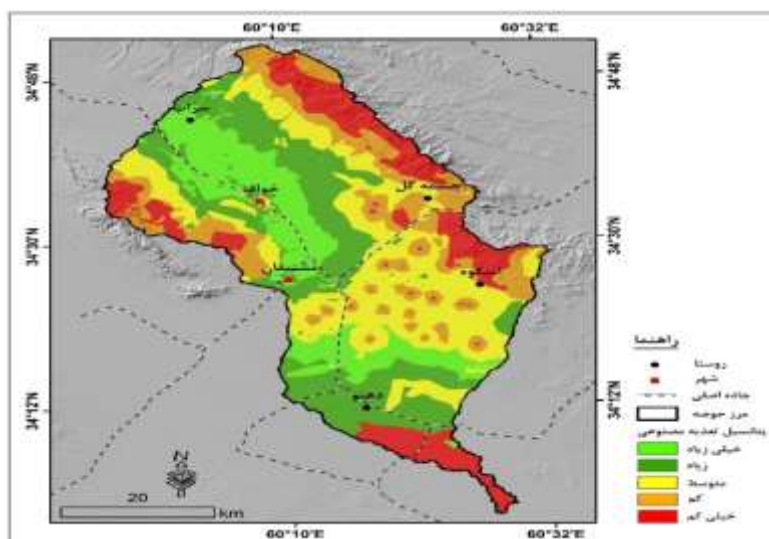
پس از فازی‌سازی لایه‌های اطلاعاتی، وزن بدست آمده از طریق مدل ANP، بر روی تمامی معیارها اعمال شده و در نهایت با استفاده از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی، مصنوعی تهیه شده است (شکل ۱۰).

بر اساس نقشه تهیه شده، بخش‌های مجاور شهر خواف و مناطق شمالی حوضه، پتانسیل بیش‌تری جهت تغذیه مصنوعی منابع آب زیرزمینی دارند. در جدول ۱ و شکل ۱۱ مساحت و درصد مساحت طبقات نشان داده شده است.

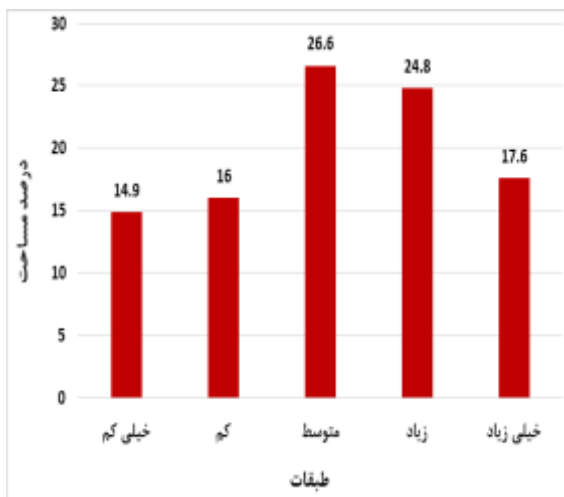
بر اساس نتایج حاصله، ۱۰۴۶ کیلومترمربع از مساحت حوضه (معادل ۴۲/۵ درصد از مساحت حوضه)، دارای پتانسیل تغذیه مصنوعی بالایی هستند.

شکل ۹: وزن نهایی معیارها بر اساس مدل ANP

این مناطق که عمدتاً شامل مناطق شمالی حوضه می باشد، به دلیل نزدیکی به رودخانه و خطوط گسلی، دوربودن از معادن، نوع لیتولوژی و پوشش زمین و وضعیت ژئومورفولوژی، مناسب برای تغذیه مصنوعی هستند. همچنین ۷۶۱ کیلومترمربع از مساحت حوضه (معادل ۳۰/۹ درصد از مساحت حوضه)، پتانسیل تغذیه مصنوعی کمی دارند. این مناطق که عمدتاً شامل مناطق جنوبی حوضه می شود، به دلیل نوع لیتولوژی و پوشش زمین، نزدیکی به معادن، دوربودن از رودخانه و همچنین وضعیت ژئومورفولوژی، مناسب برای تغذیه مصنوعی نیستند.



شکل ۱۰: نقشه مناطق مستعد تغذیه مصنوعی



جدول ۱: مساحت و درصد مساحت طبقات

| ردیف | پتانسیل تغذیه مصنوعی | مساحت | درصد مساحت |
|------|----------------------|-------|------------|
| ۱    | کم                   | ۳۶۷   | ۱۴/۹       |
| ۲    | خیلی کم              | ۳۹۴   | ۱۶         |
| ۳    | متوسط                | ۶۵۶   | ۲۶/۶       |
| ۴    | زیاد                 | ۶۱۲   | ۲۴/۸       |
| ۵    | خیلی زیاد            | ۴۳۴   | ۱۷/۶       |

شکل ۱۱: نمودار درصد مساحت طبقات

## نتیجه گیری

نتایج حاصله از ارزیابی وضعیت طبیعی حوضه آبریز خواف بیانگر این است که این حوضه، از نظر وضعیت هیدرواقليمی دارای شرایط نامناسبی است و فاقد رودخانه های دائمی است و همین مسئله سبب شده تا با مشکل منابع آب سطحی و زیرزمینی مواجه باشد. با توجه به اهمیت موضوع، شناسایی مناطق مستعد جهت تغذیه مصنوعی منابع آب زیرزمینی ضروری است که در این پژوهش به آن پرداخته شده است. در این پژوهش بر مبنای پارامترهای مختلف طبیعی و انسانی، مناطق مستعد جهت تغذیه مصنوعی منابع آب زیرزمینی در حوضه آبریز خواف شناسایی شده است. بر اساس نتایج حاصله، ۱۰۴۶ کیلومترمربع از مساحت حوضه (معادل ۴۲/۵ درصد از مساحت حوضه)، دارای پتانسیل تغذیه مصنوعی بالایی هستند. این مناطق که عمدتاً شامل مناطق شمالی حوضه می باشد، به دلیل نزدیکی به رودخانه و خطوط گسلی، دور بودن از معادن، نوع لیتولوژی و پوشش زمین و وضعیت ژئومورفولوژی، مناسب برای تغذیه مصنوعی هستند. همچنین ۷۶۱ کیلومترمربع از مساحت حوضه (معادل ۳۰/۹ درصد از مساحت حوضه)، پتانسیل تغذیه مصنوعی کمی دارند. این مناطق که عمدتاً شامل مناطق جنوبی حوضه می شود، به دلیل نوع لیتولوژی و پوشش زمین، نزدیکی به معادن، دور بودن از رودخانه و همچنین وضعیت ژئومورفولوژی، مناسب برای تغذیه مصنوعی نیستند. مجموع نتایج حاصله از این پژوهش نشان داده است که تغذیه مصنوعی در این حوضه آبریز جهت تقویت منابع آب زیرزمینی ضروری است ولی به دلیل وجود معادن و نمکزارها، این اقدامات باید با دقت بالایی صورت گیرد.

## مراجع

- [1] پاپی، رامین؛ حمزه، سعید؛ سلیمانی، مسعود (۱۳۹۹)، مکانیابی مناطق مستعد تغذیه مصنوعی آب‌های زیرزمینی با روش Fuzzy AHP در استان تهران، نشریه علمی-پژوهشی مهندسی و مدیریت آبخیز، دوره ۱۲، شماره ۱، صص ۲۹۷-۲۸۲.
- [2] حکمت پور، م.، فیضنیا، س.، احمدی، ح. و خلیل پور، ا.، ۱۳۸۶. پهنه بندی مناطق مناسب برای تغذیه مصنوعی در دشت ورامین به کمک GIS و سامانه پشتیبانی تصمیم گیری، مجله محیط شناسی، شماره ۴۲، صص ۸-۱
- [3]. Sargaonkar, A., B. Rathi and A. Baile. 2010. Identifying potential sites for artificial groundwater recharge in sub-watershed of River Kanhan,
- [4] Chenini, I., A. Ben Mammou and M. May. 2009. Groundwater Recharge Zone Mapping Using GIS Based.
- [5] Ramalingam, M and A. Santhakumar. 2002. Case study on artificial recharge using remote sensing and GIS. GIS developmennt.
- Ghayoumian, J., Ghermezcheshme, B., Feiznia, S and Noroozi, A.A. 2005. Integrating GIS and DSS for identification of suitable areas for artificial recharge, case study Meime Basin, Isfahan, Iran. Journal of Enviromental geology. 47: 493-500.
- [6] Seiler K P, Gat J R (2007) Groundwater recharge from run-off, infiltration and percolation. Springer Science & Business Media, Vol. 55, 248pp .

## شبیه سازی رواناب با استفاده از مدل های SIMHYD و SACRAMENTA در حوضه

### آبریز لنبران چای

Simulation of runoff using AWBM and SIMHYD models in Lanbaran Chai watershed

<sup>۱</sup>حسن احمدزاده، <sup>۲</sup>فرحناز بهجت جمال، <sup>۳</sup>عبداله بهبودی

<sup>۱</sup>استادیار گروه جغرافیا، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران. h\_ahmadzadeh@iaut.ac.ir

<sup>۲</sup>دانشگاه تبریز، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، گروه اقلیم شناسی farahnaz2361@gmail.com

<sup>۳</sup>دانشگاه تبریز، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، گروه ژئومورفولوژی behboodi\_1354@yahoo.com

### چکیده

رواناب حاصل از بارش و ذوب برف یکی از منابع اصلی برای تحقق نیازهای کشاورزی، صنعتی و مصارف خانگی است به طوری که برنامه ریزان منابع آب با تکیه بر داده های جریان رواناب، تخصیص منابع آب به این مصارف را تعیین می کنند. نتایج شبیه سازی رواناب - بارش حاصل از دو مدل مذکور با حالت واقعی رواناب در ایستگاه مورد نظر مقایسه شده و مدل مناسب انتخاب می شود. این مقایسه با استفاده از توابع هدف، همچون: ضریب نش - سا تکلیف (ضریب کارایی) انجام می شود. با توجه تحلیل های صورت گرفته و ضرایب بدست آمده مدل SIMHYD در این حوضه عملکرد بهتری نسبت به مدل SACRAMENTA دارد. البته مقایسه گرافیکی دبی واقعی و شبیه سازی شده توسط هر دو مدل در مرحله واسنجی و اعتبار سنجی نشان داد که در شبیه سازی دبی های اوج مشکل دارند و کمتر از مقدار واقعی شبیه سازی می کنند.

کلمات کلیدی: رواناب، SIMHYD، SACRAMENTA، لنبران

بطور کلی بخش قابل توجهی از نزولات جوی با توجه به ویژگی های فیزیوگرافی آبریزها به رواناب تبدیل می شود. رواناب حاصل از بارش و ذوب برف یکی از منابع اصلی برای تحقق نیازهای کشاورزی، صنعتی و مصارف خانگی است به طوری که برنامه ریزان منابع آب با تکیه بر داده های جریان رواناب، تخصیص منابع آب به این مصارف را تعیین می کنند (ورلند و همکاران<sup>۲۳۴</sup>، ۲۰۱۸؛ محمدی و همکاران، ۱۴۰۰). به کارگیری روشهای جمع آوری و مهار آب های سطحی به منظور تأمین آب، روز به روز اهمیت بیشتری پیدا می کند. محاسبه رواناب ناشی از بارش نزولات جوی با رویکردهای مختلفی امکان پذیر است به طور کلی دو رویکرد عمده برای مدل سازی فرآیند بارش - رواناب وجود دارد. ۱. رویکرد دانش محور که به عنوان رویکردهای مدل سازی مبتنی بر خصوصیات و قوانین فیزیک حاکم بر حوضه شناخته می شوند. در اکثر مناطق به ویژه کشورهای در حال توسعه بدست آوردن خصوصیات حوضه و شرایط مرزی بسیار مشکل است. ۲. رویکرد داده محور که شامل تجزیه و تحلیل سری زمانی مجموعه داده های ورودی و خروجی هستند (سولوماتین و اوستفلد<sup>۲۳۵</sup>، ۲۰۰۸؛ نجیب زاده و همکاران؛ ۱۳۹۸). در طی سالهای اخیر پیش بینی فرآیندهای هیدرولوژیکی به منظور بهره برداری پایدار از منابع آب با استفاده از روشهای داده محور مورد توجه دست اندرکاران بخش آب قرار گرفته است (عبداله پور آزاد و ستاری، ۱۳۹۴؛ نجیب زاده و همکاران، ۱۳۹۸). اگرچه مدل سازی با رویکردهای داده محور ممکن است توانائی کافی برای تفسیر فرایندهای فیزیکی درون حوضه را نداشته باشند اما به طور صحیح و دقیقی می توانند رواناب خروجی حوضه را تخمین بزنند شبکه های عصبی مصنوعی یکی از مهم ترین روش های داده محور می باشند که کاربردهای زیادی در مدل سازی فرآیندهای هیدرولوژی داشته اند (سیدیان و همکاران ۱۳۹۳). در سطح جهان و کشور مطالعات زیادی صورت گرفته است می توان به تحقیقات (نایاک و همکارانش<sup>۲۳۶</sup>، ۲۰۱۳؛ اناسری و وارگاس<sup>۲۳۷</sup>، ۲۰۱۶؛ چانگ و همکاران<sup>۲۳۸</sup>، ۲۰۱۷، تان و همکاران<sup>۲۳۹</sup>، ۲۰۱۸؛ ساهو و همکاران<sup>۲۴۰</sup>، ۲۰۱۹؛ مائو و همکاران<sup>۲۴۱</sup>، ۲۰۲۱؛ پرتویان و همکاران، ۱۳۹۷؛ فرزین و همکاران، ۱۳۹۷؛ شافعی زاده و همکاران، ۱۳۹۸؛ سلاجقه و همکاران، ۱۳۹۸؛ سبحانیه و همکاران، ۱۳۹۹؛ محمدی و همکاران، ۱۴۰۰) اشاره نمود. هدف از انجام این پژوهش، انجام یک ارزیابی مقایسه ای بین دو رویکرد پیشنهادی می باشد. زیرا دقت در محاسبات و تطابق بهتر نتایج خروجی مدل با حالت واقعی بارش - رواناب، از اهمیت بالایی در شبیه سازی رواناب در حوضه مورد

<sup>234</sup> - Worland et al

<sup>235</sup> - Solomatine & Ostfeld

<sup>236</sup> - Nayak et al

<sup>237</sup> - Anusree & Varghese

<sup>238</sup> - Chung et al

<sup>239</sup> - Tan et al

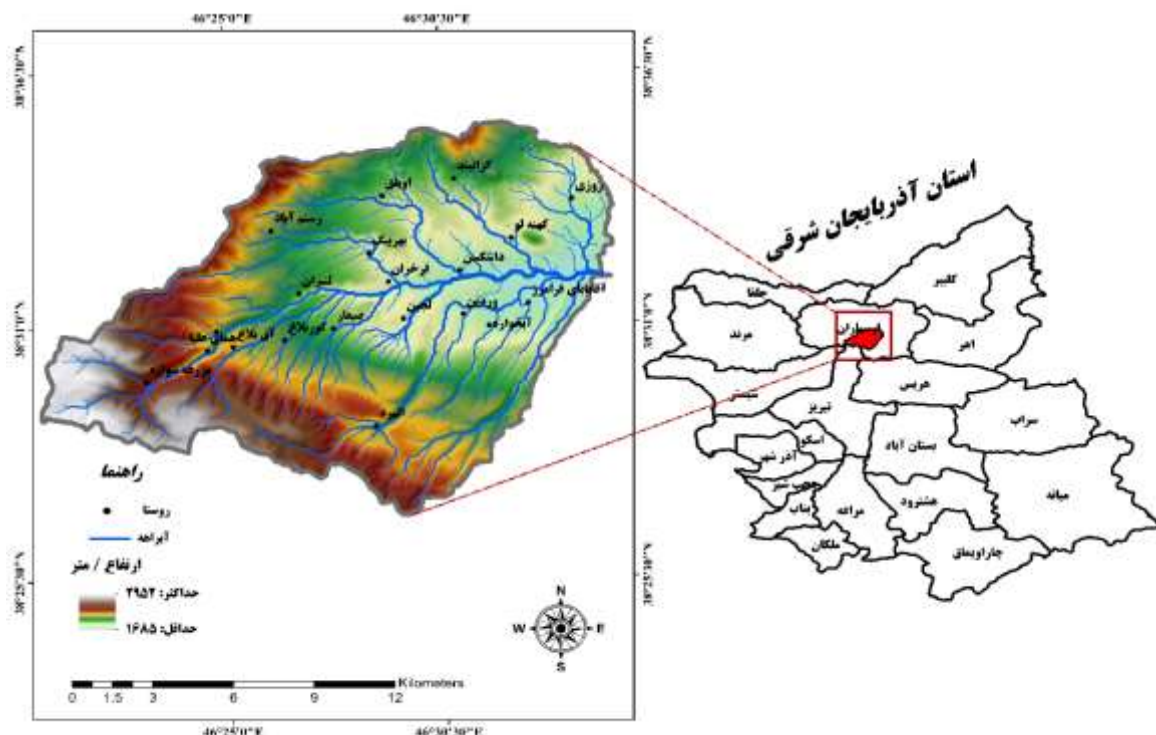
<sup>240</sup> - Sahoo et al

<sup>241</sup> - Mao et al

نظر دارد.

## ۲- موقعیت منطقه بررسی

محدوده مورد مطالعه در بین مختصات جغرافیایی ۱۷° و ۲۰° و ۴۶° تا ۴۵° و ۳۴° و ۴۶° طول های شرقی و ۲۶° و ۳۸° تا ۲۳° و ۳۵° و ۳۸° عرض های شمالی قرار گرفته است. این حوضه از نظر تقسیمات کشوری در دهستان سینا از بخش مرکزی شهرستان ورزقان از توابع استان آذربایجان شرقی واقع شده است.



شکل شماره (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه

## ۳- مواد و روشها

در این پژوهش از مواد و ابزارهای موردنیاز، که در ذیل به آنها اشاره می شود استفاده شده است.

- کتب، مقالات علمی و هرگونه پایان نامه یا مطالب مربوط به موضوع تحقیق به ویژه موضوعات مشابه کارشده در این منطقه.

- داده های حاصل از مشاهدات میدانی و جمع آوری اطلاعات مورد نیاز از حوضه ی مورد مطالعه.

- نقشه های ارتفاعی رقومی (DEM) ۱۲/۵ متری برای مشخص کردن مرز حوضه و تهیه نقشه شیب و جهت شیب
- تهیه داده های دبی ماهانه ایستگاه هیدرومتری کاسین و باران سنجی اوایلق از سازمان آب منطقه ای استان آذربایجان شرقی
- تهیه داده های اقلیمی ایستگاه ورزقان از سازمان هواشناسی استان آذربایجان شرقی که شامل داده های بارش، دما و تبخیر و تعرق
- استفاده از نرم افزار Arc GIS 10.7 برای رقومی سازی نقشه های مورد نیاز
- استفاده از نرم افزار SIMHYD و SACRAMENTA برای برآورد و ارزیابی میزان رواناب.
- استفاده از نرم افزار Notepad++ برای تهیه فایل های Text

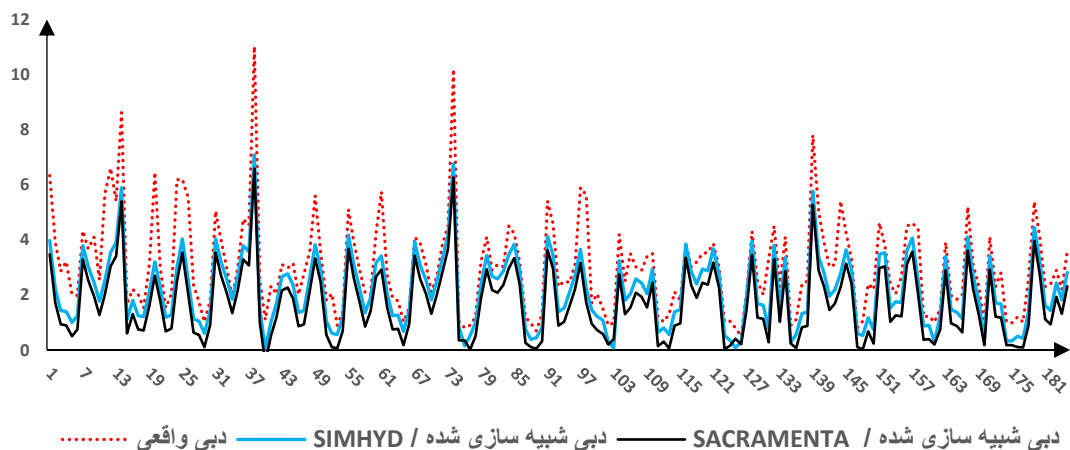
#### ۴- بحث و نتایج و یافته ها

از آنجایی که مدل های SIMHYD و SACRAMENTA نسبت به مدل قبل از ورودی های کمتری برخوردار است براین اساس سه نوع ورودی از جمله داده های تبخیر و تعرق، بارش و دبی مشاهداتی وارد مدل ها شد و شبیه سازی صورت گرفت. بنابراین پارامترهایی با حساسیت بالا بعد از انجام آنالیز حساسیت در شبیه سازی رواناب رودخانه لنبران تعیین شد و همچنین مقادیر حداکثر و حداقل پارامترها بصورت پیش فرض برای مدل تعریف گردید. نتایج بدست آمده نشان می دهد هر دو مدل رواناب را در هر دو مرحله واسنجی و اعتبار سنجی بخوبی شبیه سازی نموده است جدول (۱) و شکل (۲) و (۳).

جدول (۱) مقادیر بدست آمده در فرآیند واسنجی و اعتبارسنجی مدل های SIMHYD و SACRAMENTA

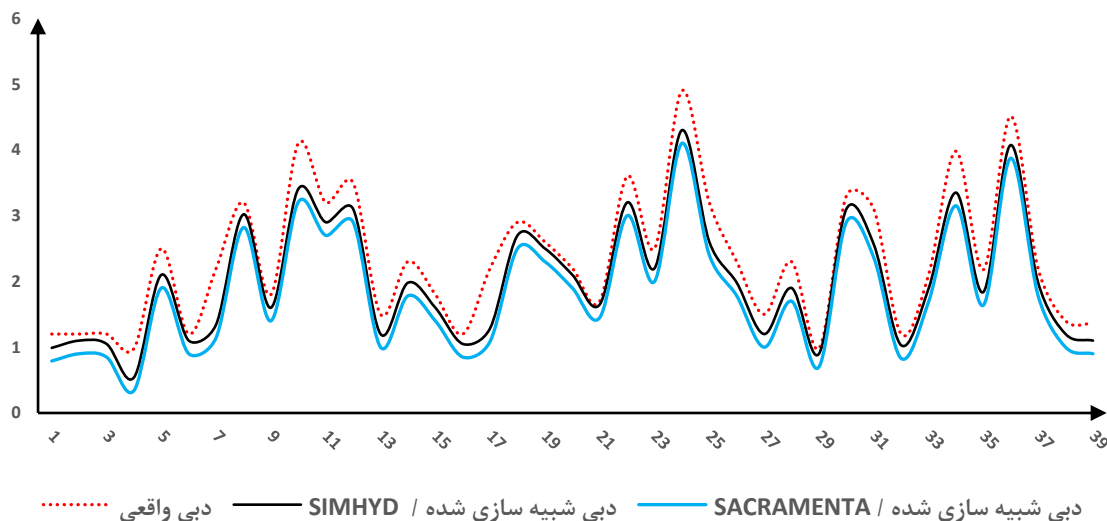
| دوره زمانی | مدل        | ضریب نش- | ضریب | ریشه میانگین مربعات خطا |
|------------|------------|----------|------|-------------------------|
| واسنجی     | SIMHYD     | ۰/۷۷     | ۰/۸۱ | ۰/۹۴                    |
| اعتبارسنجی |            | ۰/۷۵     | ۰/۷۹ | ۰/۹۶                    |
| واسنجی     | SACRAMENTA | ۰/۷۲     | ۰/۷۶ | ۰/۸۹                    |
| اعتبارسنجی |            | ۰/۷      | ۰/۸  | ۰/۹۱                    |

نمودار دبی واقعی و شبیه سازی شده / واسنجی



شکل (۲) مقادیر ماهانه دبی مشاهداتی و شبیه سازی شده در حوضه آبریز لنبران چای در مرحله واسنجی مدل SIMHYD و  
 SACRAMENTA

نمودار دبی واقعی و شبیه سازی شده / اعتبار سنجی



شکل (۳) مقادیر ماهانه دبی مشاهداتی و شبیه سازی شده در حوضه آبریز لنبران چای در مرحله واسنجی مدل SIMHYD و  
 SACRAMENTA

## ۵- نتیجه گیری

نتایج شبیه سازی رواناب - بارش حاصل از دو مدل مذکور با حالت واقعی رواناب در ایستگاه مورد نظر مقایسه شد. با توجه تحلیل های صورت گرفته و ضرایب بدست آمده مدل SIMHYD در این حوضه عملکرد بهتری نسبت به مدل SACRAMENTA دارد. هم چنین SIMHYD رواناب های اوج را بهتر از مدل SACRAMENTA شبیه سازی

می کند ولی در مجموع می توان گفت عملکرد هر دو مدل در این حوضه رضایت بخش می باشد. البته برای بالابردن نتایج مدل های یکپارچه پیشنهاد می شود با احداث ایستگاه های اندازه گیری، داده های مشاهداتی معتبرتری ثبت شده تا بتوان با دقت بالاتری فرآیند شبیه سازی را انجام داد. هم چنین از آمار ایستگاه های دبی سنجی متعدد و دبی روزانه به جای دبی ماهانه، در صورت وجود در یک حوضه آبریز استفاده شود تا نتایج آنها با هم مقایسه شوند و برای رسیدن به نتایج مطلوب این مدل بصورت مقایسه ای با سایر مدل های شبیه سازی در این حوضه و حوضه های همجوار استفاده گردد.

## ۷- منابع

- پرتویان، افشین، نورانی، وحید و اعلمی، محمد تقی، ۱۳۹۷؛ بهبود عملکرد نرم افزارهای هوش مصنوعی در شبیه سازی بارش - رواناب، با استفاده از روش حذف - تزریق نوفه، نشریه مهندسی آب، سال یازدهم، صص ۹۷-۸۱.
- سبحانی، زهرا، نیک سخن، محمدحسین و امیدوار، بابک، ۱۳۹۹؛ بررسی عدم قطعیت های مدل مفهومی بارش - رواناب برای شبیه سازی حوضه آبریز طالقان با روش بیزین، نشریه اکوهیدرولوژی، دوره ۷، شماره ۱، صص ۲۳۶-۲۲۳.
- سلاجقه، علی، مقدم نیا، علیرضا، آذرخشی، مریم و رستمی خلج، محمد، ۱۳۹۸؛ مدل سازی بارش-رواناب مبتنی بر رویکرد پویایی سیستم، مطالعه موردی حوضه کارده مشهد، نشریه مهندسی و مدیریت آبخیز، دوره ۱۱، شماره ۱، صص ۲۷-۱۵.
- سیدیان، سیدمرتضی، سلیمانی، مریم و کاشانی، مجتبی، ۱۳۹۳؛ پیش بینی دبی جریان رودخانه با استفاده از داده کاوی و سری زمانی، نشریه اکوهیدرولوژی، ۱(۳)، صص ۱۷۹-۱۶۷.
- شافعی زاده، مهرداد، فتحیان، حسین و نیکبخت شهبازی، علیرضا، ۱۳۹۸؛ شبیه سازی پیوسته بارش- رواناب با استفاده از شبکه های عصبی مصنوعی بر مبنای انتخاب متغیرهای موثر ورودی با الگوریتم اطلاعات متقابل جزئی (PMI)، نشریه تحقیقات منابع آب ایران، سال یازدهم، شماره ۲، صص ۱۶۱-۱۴۴.
- عبداله پور آزاد، محمدرضا و ستاری، محمدتقی، ۱۳۹۴؛ پیش بینی جریان روزانه رودخانه اهرچای با استفاده از روش های شبکه های عصبی مصنوعی (ANN) و مقایسه آن با سیستم استنتاج فازی - عصبی تطبیقی (ANFIS)، نشریه پژوهش های حفاظت آب و خاک، ۱(۲۲)، ۲۹۷-۲۸۷.
- فرزین، سعید، میرهاشمی، حمید، عباسی، حامد، مریانچی، زهره و خسروی نیا، پیام، ۱۳۹۷؛ آزمون حافظه سیگنال

سری زمانی و شبیه سازی فرایند بارش-رواناب با استفاده از مدل های شبکه عصبی و ترکیب موجک - عصبی، نشریه مهندسی و مدیریت آبخیز، جلد ۱۱، شماره ۴، صص ۱۰۷۴-۱۰۵۹.

محمدی، مجتبی، وقارفردا، حسن، مهدوی نجف آبادی، رسول، دانش کارآراسته، پیمان و ناظم السادات، سیدمحمدجعفر، ۱۴۰۰؛ مدل سازی بارش-رواناب آبخیزهای مناطق ساحلی در نزدیکی تنگه هرمز با استفاده از روش های داده کاوی، نشریه تحقیقات آب و خاک ایران، دوره ۵۲، شماره ۲، صص ۳۲۷-۳۱۴.

نجیب زاده، نازنین، قادری، کوروش و احمدی، محمد مهدی، ۱۳۹۸؛ بهره گیری از روش های رگرسیون بردار پشتیبان و شبکه عصبی مصنوعی در مدل سازی بارش رواناب (مطالعه موردی: حوضه آبریز سد صفارود)، نشریه آبیاری و زهکشی ایران، دوره ۱۳، شماره ۶، صص ۱۷۲۰-۱۷۰۹.

Anusree, K., & Varghese, K. O. (2016). Streamflow prediction of Karuvannur River Basin using ANFIS, ANN and MNLR models. *Procedia Technology*, 24, 101-108.

Chang, T. K., Talei, A., Alaghmand, S., & Ooi, M. P. L. (2017). Choice of rainfall inputs for event-based rainfall-runoff modeling in a catchment with multiple rainfall stations using data-driven techniques. *Journal of Hydrology*, 545, 100-108.

Mao, G., Wang, M., Liu, J., Wang, Z., Wang, K., Meng, Y., ... & Li, Y. (2021). Comprehensive comparison of artificial neural networks and long short-term memory networks for rainfall-runoff simulation. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 123, 103026.

Nayak, P., Venkatesh, B., Krishna, B., & Jain, S. K. (2013). Rainfall-runoff modeling using conceptual, data driven, and wavelet-based computing approach. *Journal of Hydrology*, 493, 57-67.

Sahoo, A., Samantaray, S., & Ghose, D. K. (2019). Stream flow forecasting in Mahanadi River Basin using artificial neural networks. *Procedia Computer Science*, 157, 168-174.

Solomatine, D. P., & Ostfeld, A. (2008). Data-driven modelling: some past experiences and new approaches. *Journal of hydroinformatics*, 10(1), 3-22.

Tan, Q. F., Lei, X. H., Wang, X., Wang, H., Wen, X., Ji, Y., & Kang, A. Q. (2018). An adaptive middle and long-term runoff forecast model using EEMD-ANN hybrid approach. *Journal of hydrology*, 567, 767-780.

Worland, S. C., Farmer, W. H., & Kiang, J. E. (2018). Improving predictions of hydrological low-flow indices in ungaged basins using machine learning. *Environmental modelling & software*, 101, 169-182.

## طبقه بندی بدلندهای شمال خاوری گرمسار با استفاده از شاخص رطوبت توپوگرافیک Classification of badlands in the north-east of Garmsar by Topographic Wetness Index

<sup>۱</sup>علی احمدآبادی، <sup>۲</sup>احمد کریمی، <sup>۳</sup>فاطمه عمادالدین

<sup>۱</sup>استادیار، ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی، a\_ahmadabadi@yahoo.com

<sup>۲</sup>دانش آموخته کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه خوارزمی، bluenunkistar@yahoo.com

<sup>۳</sup>دانشجو دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه خوارزمی، fateme.emadoddin@khu.ac.ir

### چکیده

بدلند مرحله گسترده و نهایی فرسایش آبی است که تحت شرایط خاص محیطی در نتیجه فرآیندهای طبیعی و انسانی به وجود می آید. بدلندها از نظر تراکم بالای آبراهه، کاهش عمق خاک، افزایش فرسایش، تولید رسوب و کاهش پوشش گیاهی اهمیتی ویژه دارند. با توجه به ضرورت مطالعه لندفرمها و پراکنش فضایی آنها در ژئومورفولوژی و سایر علوم طبیعی، در این پژوهش با استفاده از شاخص مورفومتریک رطوبت توپوگرافیک حاصل از مدل رقومی ارتفاع اقدام به طبقه بندی بدلندهای منطقه خشک شمال خاوری گرمسار شده است. سپس جهت صحت سنجی و کارایی شاخص رطوبت توپوگرافیک اقدام به تهیه واحدهای ژئومورفولوژی محدوده مطالعه با استفاده از تصاویر ماهواره ای و پیمایش میدانی شده است. نتایج حاصل از پژوهش حاضر نشان داد محدوده مطالعاتی شامل ۵ واحد ژئومورفولوژی مسکونی-کشاورزی، نهشته های رسوبی کواترنری جدید، دامنه های منظم، بدلند هزار دره و بدلندهای سازند قرمز بالایی می شود. همچنین نتایج صحت سنجی نشان داد شاخص رطوبت توپوگرافیک واحدهای نهشته های رسوبی، بدلندهای هزار دره و قرمز بالایی را تفکیک کرده است اما در تفکیک واحدهای مسکونی-کشاورزی و دامنه های منظم به خوبی کارا نبوده است.

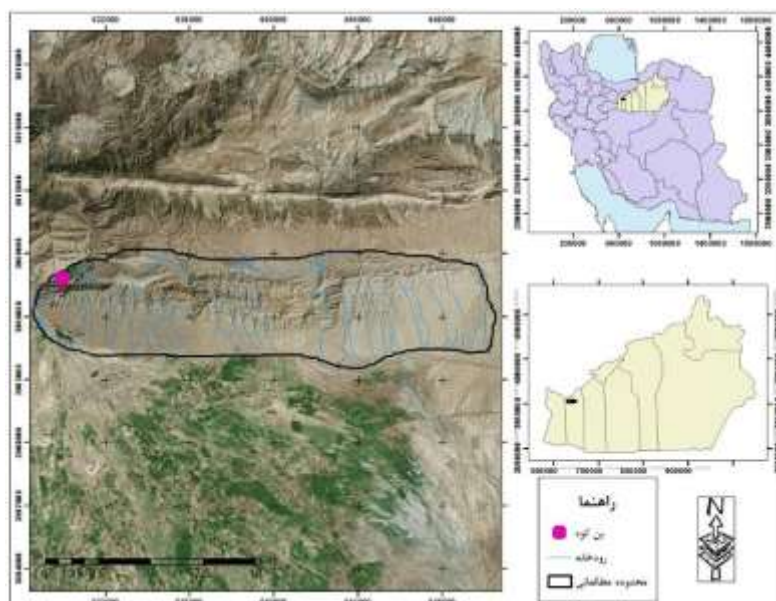
کلمات کلیدی: بدلند، طبقه بندی، مورفومتري، گرمسار

در تمامی تعاریف ژئومورفولوژی بر مطالعه و شناسایی لندفرمها تاکید شده است (Chorley et al., 1964; Summerfield, 1991). شناخت لندفرمها و نحوه پراکنش آنها از نیازهای اساسی در علم ژئومورفولوژی کاربردی و سایر علوم محیطی است و نقشه لندفرمها نمایانگر اشکال سطح زمین و نیز ماهیت فرآیندهایی است که در ناحیه در زمان حاضر رخ می نمایند (اصغری سراسکانرود و همکاران، ۱۴۰۱). تولید نقشه از لندفرمها، از وظایف مهم ژئومورفولوژی است و می تواند نتایج مفیدی را فراهم آورد. یکی از اشکال فرسایش آبی بدلندها می باشند. بدلند یا هزار دره به زمین هایی گفته می شود که تحت تاثیر فرسایش های شدید و عمیقی در زمین های با سنگ های سست و معمولاً در مناطق نیمه خشک بوجود می آیند. فرآیند ایجاد بدلند یا هزار دره تحت الشعاع فرسایش های زمینی قرار دارد. در بدلندها شیب دامنه ها به صورت شیاری با شبکه متراکم و دره های V شکل دیده می شوند. توسعه بدلندها مستلزم شیاری های خطی و فرسایش آبکندی است. عامل اصلی در کنترل شکل بدلندها خصوصیات سنگ بستر است (Horton, 1945). ممکن است که بدلند یا هزار دره در نتیجه ی فرآیندهای طبیعی ایجاد شده باشند، اما فعالیت های انسانی باعث گسترش آنها می شود. گاهی فرسایش خاک که ناشی از فعالیت های انسانی است، عامل بوجود آمدن این اشکال می شود. این پدیده بیشتر در زمین های نرم سنگ و مرتفع رخ می دهد. از طرفی بدلندها به دلایل گوناگون مانع کاربری کشاورزی می شوند؛ برخی از دلایل آن عبارت است از فقدان پوشش گیاهی مناسب، شیب زیاد، تراکم آبراهه ای بالا، عمق کم تا عدم وجود خاک و سرعت زیاد فرسایش (Howard, 2009). بدلندها نقش بارزی در فراوانی رسوبات و به تبع آن پر نمودن حوضه های رسوبی دارند و عملیات حفاظت آب و خاک در حوضه های رسوبی را با مشکل مواجه می سازند. بدلندها باعث فقر مواد آلی و معدنی در زمین های کشاورزی (به واسطه خروج رسوب حاصلخیز) می شوند. ناپایداری زمین های تحت فرسایش بدلندی (فرونشست زمین و عدم امکان ایجاد تأسیسات عمرانی) از دیگر مشکلات به وجود آمده در این زمینه است. بدلندها در نتیجه نیروی تخریبی آب در روی دامنه ها ایجاد می گردند و مرحله تکاملی انواع فرسایش به بدلند ختم می شود (احمدی، ۱۳۸۶). اهمیت مطالعه لندفرمها به حدی است که امروزه موضوع مطالعه ژئومورفومتری به عنوان زیر رشته ای از ژئومورفولوژی ارائه می شود. اصل اساسی که ژئومورفومتری بر آن تاکید دارد، وجود ارتباط بین شکل ناهمواری و پارامترهای عددی مربوط به آن برای توصیف و تشریح فرآیندهایی است که در تشکیل و تحول لندفرمها نقش دارند. مورفومتری آنالیز اندازه گیری و کمی سازی لندفرمها است که می تواند در توصیف فرم عوارض استفاده شود. مورفومتری و محاسبات کمی به دانشمندان اجازه می دهد تا شکل عوارض مختلف را بهتر مقایسه کنند. آنالیزهای مورفومتری، مطالعه تغییرات شکل و اندازه و تغییرات همگام متغیرها با متغیرهای دیگر است. در زمینه استفاده از شاخص های ژئومورفومتریک جهت شناخت لندفرمها مطالعات بسیاری در داخل و خارج از کشور انجام شده است. Deshmukh و همکاران در سال ۲۰۱۱ در مقاله ای تحت عنوان تحلیل و توزیع

ژئومورفولوژیکی بدلندهای پیرامون محل تلاقی دو رودخانه نرمادا و شر در هند، به بررسی ویژگی های این بدلندها پرداخته‌اند. هدف از پژوهش بررسی دو بدلند مهم برای شناسایی ویژگی های مورفولوژیکی آنها بوده است. Romero و همکاران در سال ۲۰۱۲ در مقاله ای با عنوان ارزیابی تحولات بدلندها با استفاده از تصاویر چند زمانه لندست در منطقه Pre-Pyrenees ایتالیا با تشخیص مناطق بدلدی، مقدار و سرعت فرآیند فرسایش و فاکتورهای جغرافیایی مؤثر بر آن را بررسی نمودند. اطلاعات تصاویر ETM و TM ماهواره لندست برای دوره زمانی ۲۰۰۶-۱۹۸۴ با تلفیق عکس های هوایی در منطقه ای که استعداد فراوانی به فرسایش دارد به دست آمده است. Ghosh و همکاران (۲۰۱۲) با بررسی توسعه بدلندها بر روی لاتریت های حوضه بیرهام به این نتیجه رسیدند که یک شاخصی از فرسایش بیش از حد خاک در آب و هوای نوع مرطوب و خشک موسمی می باشد. همچنین در بررسی که بر روی بدلندهای آونلی در کانادا صورت گرفته است به این نتیجه رسیده‌اند که زمین‌شناسی و نوسانات فصلی آب‌وهوا بر ویژگی های ژئوهیدرولوژی بدلندها مؤثر است (Azam, 2013). در مورد بدلندها در ایران مطالعات اندکی صورت گرفته است. قدیمی عروس محله (۱۳۷۶) در یک طرح پژوهشی با عنوان شناخت و طبقه‌بندی مارن‌ها و بدلندها در حوضه آبخیز فرقان به بررسی بدلندها پرداخت. هدف از این پژوهش طبقه‌بندی سازندهای مارنی و بدلدی بر اساس ویژگی های فیزیکی و شیمیایی بود. رضایی و همکاران (۱۳۹۱) با مقایسه خصوصیات خاک منطقه بدلدی با منطقه مرجع به منظور مدیریت بهینه اراضی عرصه های آبخیز به این نتیجه رسیدند که نمونه برداری در سه عمق مختلف در دو رخساره بدلدی منطقه مرجع (فاقد هر نوع رخساره فرسایشی) که در کل ۵۴ نمونه برداشت شده بود نشان داد که رابطه معنی داری در میزان ماده آلی، بافت و PH خاک این دو منطقه وجود دارد. شایان و همکاران (۱۳۹۱) به ارزیابی کارایی شاخص‌های ژئومورفومتریک به روش وود در طبقه بندی لندفرم های مناطق خشک پرداخته اند و لندفرم های منطقه را در هفت کلاس مخروط افکنه، تپه های ماسه ای مختلط و عرضی، برخان، تیغه سنگی، تپه سنگی و پلایا نمایش دادند به طوری که پلایا بیشترین گسترش را در منطقه دارد. احمدآبادی و همکاران (۱۳۹۸) در مطالعه با تعیین و بررسی سیرک های یخچالی اشترانکوه با استفاده از شاخص سطح نرمال شده ی پوشش برف پرداختند. آنها با استفاده از شکل خطوط منحنی میزان نقشه ی توپوگرافی منطقه تعیین کردند. یمانی و همکاران (۱۳۹۹) در مقاله ای به برآورد دامنه فعالیت زمین ساختی تاقدیس خویز از طریق معیارهای مورفومتری در زاگرس خوزستان پرداختند بر اساس نتایج این مطالعه مشخص شد که شاخص‌های مورفوتکتونیک رابطة مستقیمی با میزان فعالیت زمین‌ساختی داشته است. با توجه به موارد یاد شده شمال خاور گرمسار به علت شرایط محیطی خاص تحت تاثیر فرآیندهای طبیعی و انسانی دارای لندفرم های تیپیک و بدلندها است. با توجه به مطالب یاد شده و اهمیت این لندفرم ها هدف اصلی این پژوهش طبقه بندی بدلندهای شمال خاوری گرمسار است.

## ۲. گستره مطالعاتی

محدوده مطالعاتی در محدوده ۶۲۸۵۳۵ تا ۶۵۰۵۱۳ عرض شمالی و ۳۹۰۳۵۴۹ تا ۳۹۰۹۲۱۸ طول شرقی قرار گرفته است. و با مساحتی حدود ۹۹۱۲/۴۵۱۲ هکتار را دارد (شکل ۱). از نظر تقسیمات استانی جزو استان سمنان و شهرستان گرمسار بشمار می آید. این منطقه مرز بین ساختاری البرز و ایران مرکزی به شمار می رود. دامنه های جنوبی رشته کوه های البرز متشکل از مخروط افکنه هایی است که حاصل رسوبگذاری رودخانه های مختلف در پیشانی کوهستان می باشند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی

## ۳. مواد و روشها

در راستای موضوع پژوهش از نقشه های زمین شناسی، توپوگرافی، خاک، پوشش گیاهی، مدل رقومی ارتفاع DEM استفاده شده است.

### ۱-۳. شاخص رطوبت توپوگرافیک<sup>۲۴۲</sup>

توپوگرافی یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل کننده الگوی مکانی مناطق اشباع می‌باشد که به نوبه خود کلیدی برای فهم و درک بسیاری از تغییرات در خاک‌ها و فرآیندهای هیدرولوژیکی است. شاخص TWI که از ترکیب مساحت حوضه بالادست و شیب به دست می‌آید، معمولاً برای کمی کردن تأثیر توپوگرافی بر فرآیندهای هیدرولوژیکی استفاده می‌شود. از طرفی اثرات متقابل توپوگرافی با اقلیم هر منطقه نیز بر تغییرات مواد آلی خاک، به عنوان یکی از مهم‌ترین پارامترهای کیفیت خاک مؤثر است، که با شاخص TWI همبستگی بالایی نشان می‌دهد و می‌تواند از طریق این شاخص برآورد شود. یکی از برتری‌های مهم داده‌های توپوگرافی این است که به آسانی به دست می‌آیند و در مقایسه با سایر ویژگی‌های پویای خاک، با گذشت زمان تغییر زیادی نمی‌کنند. از اینرو ویژگی‌های توپوگرافی سطحی می‌توانند برای برآورد الگوهای پایدار مکانی، عملکرد محصول بکار روند که عمده اختلافات به تغییرپذیری مکانی در ویژگی‌های خاک و فراهمی رطوبت مربوط می‌شوند. توپوگرافی همچنین به عنوان یک عامل اولیه کنترل کننده تغییرات مکانی شرایط هیدرولوژیکی می‌باشد که توزیع مکانی رطوبت خاک را متأثر می‌سازد و حتی جریان آب زیرزمینی نیز بیشتر از توپوگرافی سطح پیروی میکند. در بین خصوصیات توپوگرافی، شاخص رطوبت توپوگرافی ابزاری مفید و رایج برای توصیف شرایط رطوبتی در مقیاس حوضه می‌باشد (Grabs, T. 2009). شاخص رطوبت توپوگرافیک، مقدار انباشتگی جریان در هر نقطه از حوضه آبریز و تمایل آب به فروشیب را به وسیله قدرت گرانش نشان می‌دهد (رابطه ۱) (Moore et al., 1991).

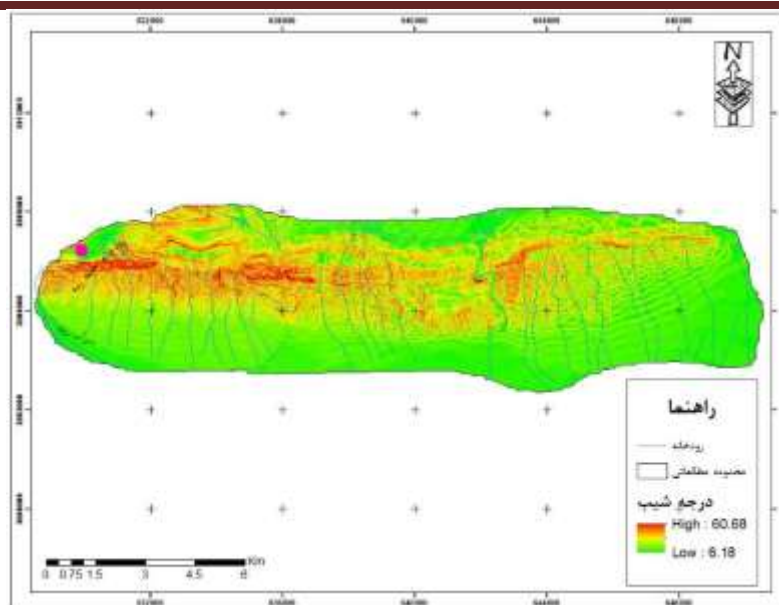
$$TWI = LN(As/\tan\beta) \quad (1)$$

که در آن (As)، مساحت ویژه بالا دست یک پیکسل (متر مربع بر متر) و ( $\beta$ )، شیب پیکسل به درجه می‌باشد.

### ۴. نتایج

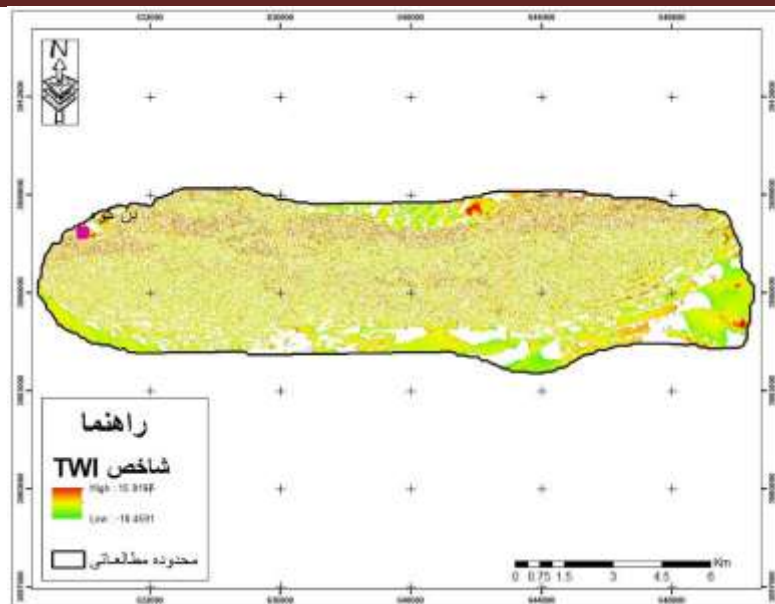
به منظور بررسی شیب در منطقه از DEM 10 متر منطقه در نرم افزار ArcGIS 10.7 استفاده گردید. شیب منطقه از ۶ تا ۶۰ درجه متغیر است (شکل ۲). شیب‌های کم عمدتاً منطبق بر دشت‌های سیلابی و بستر آبرفتی رودها و مخروط افکنه‌های قدیمی و جدید بوده و شیب‌های بالا با دیواره‌ها، پرتگاه‌های گسلی، گلوئی‌ها، گنبد‌های نمکی و بدلندها هم خوانی دارد.

<sup>242</sup> Topographic Wetness Index (TWI)



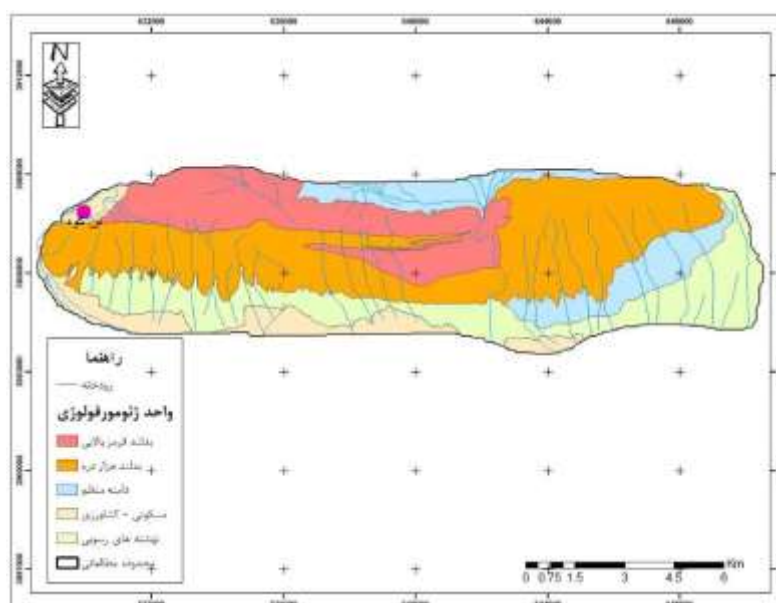
شکل ۲. درجه شیب محدوده مطالعاتی

اطلاعات مربوط به بالادست یک حوضه آبخیز می تواند برای مطالعات هیدرولوژیکی آن حوضه مفید باشد. یکی از شاخص های موجود در ژئومورفولوژی که برای مطالعات کمی به کار می رود، شاخص توپوگرافی مرکب یا شاخص رطوبت است. مقدار شاخص رطوبت توپوگرافیک با استفاده از درجه شیب محدوده مطالعاتی بدست آمده است. مطابق شکل ۲ شاخص TWI در محدوده مطالعاتی در ۵ کلاس ۱۶-۱۰ طبقه بندی شده است. بیشترین مقدار این شاخص برای دره ها و خط القعرها برابر ۱۶ که نشان دهنده جریان بیشتر و رطوبت خاک زیاد است و برای مناطقی با خط الراس ها که میزان انباشتگی جریان کم و خاک خشک است کمترین مقدار برابر ۱۰- را نشان می دهد. نتایج شاخص رطوبت توپوگرافیک در منطقه مطالعاتی نشان می دهد بعلت عمیق تر بودن دره هایی که در سازندهای قرمز بالایی تشکیل شده است مقادیر بیشتر شاخص رطوبت توپوگرافیک مشاهده می شود و این در حالیست که مقادیر برای بدلندهای رسوبات هزار دره کمتر است و بخوبی امکان تفکیک دو تیپ بدلند از یکدیگر توسط شاخص رطوبت توپوگرافیک وجود دارد.



شکل ۳. شاخص رطوبت توپوگرافیک TWI محدوده مطالعاتی

جهت صحت سنجی شاخص رطوبت توپوگرافیک محدوده مطالعاتی با استفاده از پیمایش میدانی و تصاویر ماهواره‌ای اقدام به استخراج واحدهای ژئومورفولوژیکی محدوده مورد مطالعه گردید (شکل ۴). از این واحدها به منظور واحدهای آزمایشی و صحت سنجی استفاده می‌شود واحدها شامل مسکونی-کشاورزی، نهشته‌های رسوبی کواترنری جدید، دامنه‌های منظم، بدلند هزار دره و بدلندهای سازند قرمز بالایی می‌شود (شکل ۵).



شکل ۴. واحدهای ژئومورفولوژیکی محدوده مطالعاتی

با توجه به مقادیر حداقل و حداکثر واحدهای مختلف در محدوده مطالعاتی جدول ۱ شاخص رطوبت توپوگرافیک

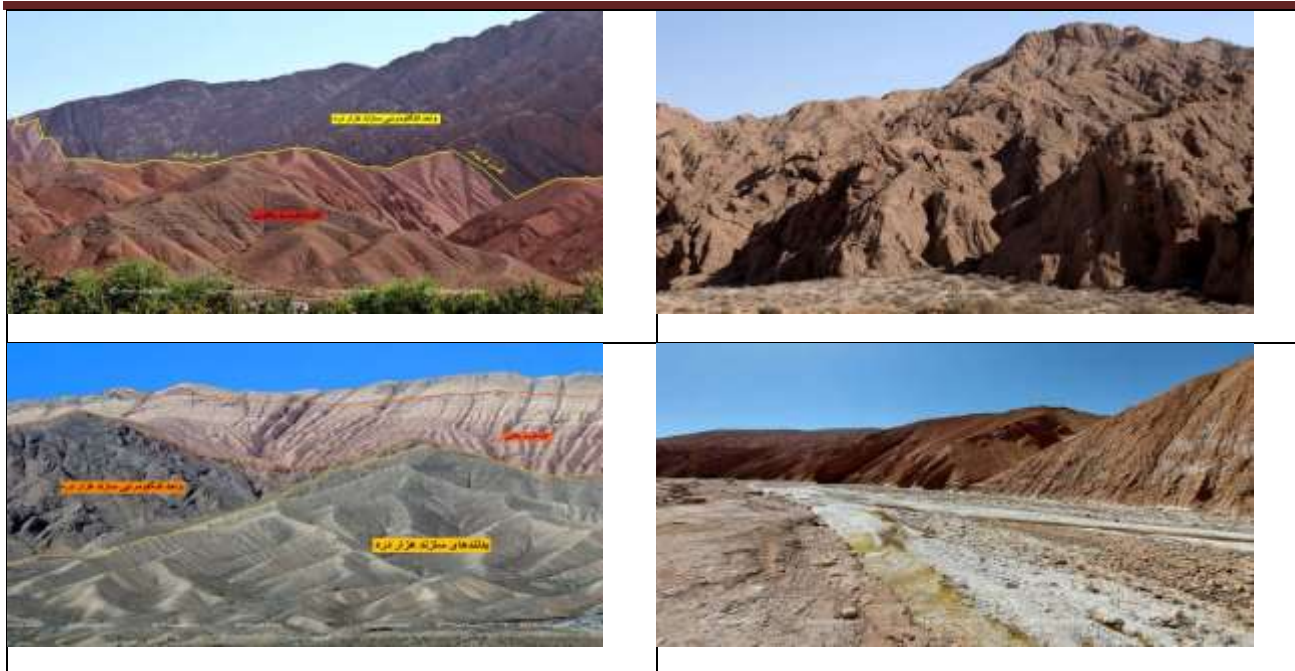
به خوبی توانسته واحدهای نهشته‌های رسوبی، بدلندهای هزار دره و قرمز بالایی را تفکیک کند اما در تفکیک واحدهای مسکونی-کشاورزی و دامنه‌های منظم به خوبی تفکیک داده نشده است.

جدول ۱. شاخص رطوبت توپوگرافیک (TWI) بر اساس واحدهای موجود محدوده مطالعاتی

| ردیف | واحدهای موجود     | حداقل  | حداکثر | میانگین | انحراف معیار |
|------|-------------------|--------|--------|---------|--------------|
| ۱    | مسکونی<br>کشاورزی | -۹/۶۷  | ۱۲/۹۸  | ۰/۹۷    | ۱/۵۷         |
| ۲    | نهشته‌های رسوبی   | ۱۰/۰۸  | ۱۳/۰۱  | ۱/۱۸    | ۱/۶۹         |
| ۳    | دامنه‌های منظم    | -۹/۷۴  | ۱۲/۹۴  | ۱/۴۷    | ۲/۰۷         |
| ۴    | بدلند هزار دره    | -۱۰/۴۵ | ۱۴/۲۳  | ۱/۹۹    | ۲/۱۲         |
| ۵    | بدلند قرمز بالایی | -۸/۷   | ۱۵/۹۱  | ۲/۵     | ۲/۳۵         |

## ۵. بحث و نتیجه گیری

قرارگرفتن بین دو گسل غربیلک و گرمسار از دو طرف شمال و جنوب سبب بالاآمدگی در محدوده مطالعاتی و همچنین قرارگیری بر روی سازندهای قرمز بالایی و هزار دره سبب ایجاد دو نوع بدلند خاص و منحصر بفردی در محدوده مطالعاتی شده است. از نظر ژئومورفولوژیکی ۵ فرم در منطقه مورد مطالعه شامل کوه، دشت دامنه ای، دشت سیلابی، واریزه و آبرفت مشاهده می شود و مهم ترین رودخانه در این منطقه حبله رود است که از روستای بنه کوه عبور می کند. نتایج به دست آمده از شاخص رطوبت توپوگرافیک (TWI) نشان داد بیشترین و کمترین مقدار این شاخص به ترتیب خط القعرها و خط الراس ها را نشان می دهد. همچنین بخاطر عمیق تر بودن دره هایی که در سازندهای قرمز بالایی وجود دارد مقادیر بیشتر شاخص رطوبت توپوگرافیک در این سازند مشاهده شده است درحالی که مقادیر شاخص رطوبت توپوگرافیک برای بدلندهای رسوبات هزار دره کمتر است. بنابراین با استفاده از این تفاوت بخوبی امکان تفکیک دو تیپ بدلند هزار دره و قرمز بالایی توسط شاخص رطوبت توپوگرافیک فراهم شد.



شکل ۵. بدلندهای سازند هزار دره، واحد کنگلومرایی هزار دره، لایه قرمز بالایی و رودخانه فصلی محدوده مطالعاتی (عکس از نگارنده)

## مراجع

احمدآبادی، علی؛ فتح اله زاده، محمد؛ کیانی، طیبه؛ عمادالدین، فاطمه؛ تعیین و بررسی سیرک های یخچالی اشترانکوه با استفاده از شاخص سطح نرمال شدهی پوشش برف (NDSI)، هیدروژئومورفولوژی، دوره ۵، شماره ۱۹، صص ۱۸-۱، ۱۳۹۸.

احمدی، ح، ژئو مرفولوژی کاربردی، جلد ۱ فرسایش آبی، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۵۷۵، ۱۳۸۶.

اصغری سراسکانرود، صیاد، امیدفر، مصطفی، قلعه. احسان، شناسایی و استخراج لندفرم ها و کاربری های اراضی حوضه آبریزقزنقو با استفاده از تکنیک های شی گرا، هیدروژئومورفولوژی، دوره ۹، شماره ۳۱، صص ۱-۲۳، ۱۴۰۱.

رضایی، ولی، مرادی، حمیدرضا، عرفانیان، مهدی، خصوصیات خاک منطقه بدلند در مقایسه با منطقه مرجع به منظور مدیریت بهینه اراضی عرصه های آبخیز، همایش ملی علوم مهندسی آب و فاضلاب، ۱۳۹۱.

شایان، سیاوش؛ علی، احمدآبادی؛ یمانی، مجتبی؛ فرج زاده اصل، منوچهر؛ کبیر، احسان الله، ارزیابی کارایی شاخص های ژئومورفومتریکی به روش وود در طبقه بندی لندفرم های مناطق خشک (مطالعه موردی: منطقه مرنجاب)، برنامه ریزی و آمایش فضا، دوره ۱۶ شماره ۱، صص ۱۰۵-۱۲۰، ۱۳۹۱.

قدیمی عروس محله، ف، شناخت و طبقه بندی مارن ها و بدلندها در حوضه آبخیز. طرح پژوهشی، مرکز تحقیقات

منابع طبیعی و امور دام استان مرکزی، ۱۳۷۶.

یمانی، مجتبی؛ مرادی پور، فاطمه؛ مرادی، انور؛ مرادی پور، سعید. برآورد دامنه فعالیت زمین ساختی تاقدیس خویز از طریق معیارهای مورفومتری (زاگرس خوزستان)، آمایش جغرافیایی فضا - شماره ۳۷، صص ۱ تا ۱۲، ۱۳۹۹.

Azam, Sh; Khan, F, Geohydrological Properties of Selected Badland Sediment in Saskatchewan, Canada, Bulletin of Engineering Geology and Environmental, 2013.

Chodey, R.J., Dunn, A.J. and Beckinsale, R.P, The History of the Study of Landforms, Vol. I. Methuen, London, 678 pp, 1964.

Deshmukh, D.S; Chaube, U.C; Tignath, S; Pingale, S.M, Geomorphological Analysis and Distribution of Badland around the Confluence of Narmada and Sher River India, European Water 36. P. 15-26, 2011.

Ghosh, S., Bhattachrya, K, Multivariate erosion risk assessment of lateritic badlands of Birbhum (A case study: West Bengal, India). J. Earth Syst. Sci. 121, No. 6, PP. 1441-1454, 2012.

Grabs, T., Seibert, J., Bishop, K., and Laudon, H, Modeling spatial patterns of saturated areas: A comparison of the topographic wetness index and a dynamic distributed model. J. Hydrol. 373: 15-23, 2009.

Horton, R.E, Erosional development of streams and their drainage basins, Hydrophysical approach to quantitative morphology, Geological Society of America Bulletin 56, 275-370, 1945.

Howard, A. D, Badlands and Gullying, Geomorphology of Desert Environmental (Springer link), P. 265-299, 2009.

Moore, I.D., Grayson, R.B., Ladson, A.R., Digital terrain modeling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. Hydrological Processes 5, 3-30, 1991.

Romero, E. N., Serrano, Sergio M. V., Jimenez, I, Assessment of badland dynamics using multi-temporal Landsat imagery: An example from the Spanish Pre-Pyrenees. Elsevier, Catena, PP. 1-11, 2012.

Summerfield, M.A, Global geomorphology: an introduction to the study of landforms, Longman, 1991.

## طبقه‌بندی خودکار لندفرم‌های زمین بر اساس شاخص TPI ، مطالعه موردی: حوضه آبریز کرنند

Landforms Classification using TPI index , Case Study Krand watershed.

<sup>۱</sup>فریبا همتی، <sup>۲</sup>طیبه عبدالملکی

<sup>۱</sup>ایران، f.hematti@gmail.com

<sup>۲</sup>ایران، ta.abdolmaleki@gmail.com

### چکیده

هدف از این مطالعه، طبقه‌بندی خودکار لندفرم‌های ژئومورفولوژی در حوضه آبریز کرنند که در استان کرمانشاه واقع شده است، می‌باشد. جهت استخراج لندفرم‌ها شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) در Google Earth Engine مورد استفاده قرار گرفت. نقشه لندفرم منطقه مورد بررسی در ۸ کلاس در نرم‌افزار GIS تعیین شد و این طبقات شامل قله و خط الرأس، خط تقسیم کوه، پرتگاه و صخره، اراضی تپه‌ای و دشت‌های ناهموار، تراس‌های کوهستانی و رودخانه‌ای، دشت‌های دامنه‌ای و آبرفتی هموار، دره‌های باز یا آبراهه و دره، دره‌های باریک می‌باشد. نتایج این بررسی نشان داد که در ۸ لندفرم شناسایی شده تراس‌های کوهستانی و رودخانه‌ای با مساحت ۹۱/۱۷ کیلومتر مربع بیشترین مساحت و پرتگاه و صخره با مساحت ۰/۰۳۳ کیلومتر مربع کمترین مساحت را به خود اختصاص داده است.

کلمات کلیدی: لندفرم، طبقه‌بندی خودکار، شاخص موقعیت توپوگرافی، Google Earth Engine ، حوضه آبریز کرنند.

## مقدمه

در بین عوامل محیطی، موضوع ژئومورفولوژی سطح زمین، اولین عاملی است که در فعالیت های انسانی اعم از مکان گزینی، استقرار سازه ها، سکونتگاه ها و در مجموع اهداف کاربری زمین تعیین کننده است. بدیهی است در گام نخست ویژگی های سطح زمین با اهداف مذکور از دیدگاه های متفاوت اعم از خطر ها و پایداری مطالعه و پژوهش می شود (یمانی، ۱۳۹۲). این نقشه ها دارای ارزش اطلاعاتی بسیار زیادی برای برنامه ریزی محیطی، مهندسی عمران، کشاورزی، حفاظت منابع طبیعی، پیش بینی و پیشگیری از بلایای طبیعی احتمالی هستند (شایان و همکاران، ۱۳۸۴). برای طبقه بندی لندفرم ها روش های زیادی وجود دارد که همه این روش ها تقریباً مشابه هستند. از جمله می توان روش شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) را نام برد (سپهوند و همکاران، ۱۳۹۷). شاخص موقعیت توپوگرافی در سال ۲۰۰۱ توسط Weiss معرفی شد و ابزاری مفید برای طبقه بندی موقعیت شیب و لندفرم ها است (ریو<sup>۲۴۳</sup> و همکاران، ۲۰۱۳). از جمله مطالعات صورت گرفته در این زمینه عبارتند از: گویزان و همکاران<sup>۲۴۴</sup> (۱۹۹۹) در پژوهشی خصوصیات بوم شناختی چشمه های کوهستانی در جنوب نوادا را با استفاده از شاخص موقعیت توپوگرافی مطالعه کردند. ویز<sup>۲۴۵</sup> (۲۰۰۶) با استفاده از شاخص موقعیت توپوگرافی طبقه بندی اتوماتیک لندفرم ها را انجام داد و به این نتیجه رسید که این روش بسیار آسانتر و دقیق تر از روش های معمولی برای طبقه بندی لندفرم ها است. لوکا و همکارانش<sup>۲۴۶</sup> (۲۰۰۷) ارتباط بین خیزی خاک (TWI) و خصوصیات توپوگرافی را بررسی و اثبات کردند که توپوگرافی کنترل کننده توزیع مکانی رطوبت خاک، پوشش گیاهی، شوری خاک و بافت خاک است. موسوی و همکاران (۲۰۰۷) در پژوهشی به این نتیجه رسیدند که با استفاده از پارامترهای ارتفاع، شیب، جهت، انحنا، مماس و انحنا عمودی استخراج شده از مدل رقومی ارتفاع می توان پی به ویژگی لندفرم ها و طبقه بندی آنها برد. سیف (۲۰۱۴) در پژوهشی برای طبقه بندی لندفرم های کوه گرین از شاخص موقعیت توپوگرافی استفاده کرد. مکرم و حجتی (۲۰۱۶) به مقایسه طبقه بندی لندفرم های ارتفاع، شیب و انحنا با شاخص (TPI) در جنوب بجنورد پرداخته اند و به این نتیجه رسیدند که این مدل جزئیات بیشتری را نمایش می دهد. نگهبان و مکرم (۱۳۹۴) به طبقه بندی لندفرم ها براساس شاخص موقعیت توپوگرافی و ارتباط آن با ویژگی های زمین شناسی در حوضه آبخیز حکان شهرستان جهرم پرداختند. نگهبان و مکرم (۱۴۰۱) به بررسی ارتباط بین وضعیت توپوگرافی و خشکسالی در غرب استان فارس با استفاده از تکنیک های سنجش از دور پرداختند. نتایج نشان داد که در سال ۲۰۴۰ در حدود ۷۰ درصد و ۲۰ درصد از منطقه در کلاس های با خشکسالی زیاد قرار خواهند گرفت. وضعیت لندفرم های منطقه نشان داد که ۱۰ نوع لندفرم در منطقه وجود دارد. هدف از این

<sup>243</sup> Reu et al.

<sup>244</sup> Guisan et al.

<sup>245</sup> Weiss.

<sup>246</sup> Luca et al.

پژوهش، طبقه بندی خودکار لندفرم های زمین بر اساس شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) در حوضه آبریز کرد در استان کرمانشاه می باشد.

## مواد و روشها

شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) نشان دهنده ارتفاع هر سلول در یک مدل رقمی ارتفاعی (DEM) که نسبت به میانگین ارتفاع سلول های اطراف آن سلول مورد بررسی قرار می گیرد (ریو و همکاران ۲۰۱۳، ۲۴۷) یا به عبارتی اختلاف بین ارتفاع هر سلول نسبت به میانگین ارتفاع سلول های اطراف آن می باشد (تاگیل و جنیس ۲۰۰۸، ۲۴۸). برای محاسبه شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) طبق رابطه (۱)، ارتفاع هر سلول در یک مدل رقمی ارتفاع با میانگین ارتفاع سلول های همسایه بررسی می شود. در نهایت ارتفاع میانگین از مقدار ارتفاع در مرکز کم می شود.

$$TPI = Z_0 - \sum_{n=1} Z_n/n \quad (2)$$

ارتفاع نقطه مدل ارزیابی =  $Z_0$ ، ارتفاع از شبکه =  $Z_n$ ، تعداد کل نقاط اطراف در نظر گرفته شده در ارزیابی =  $n$ .

ترکیب TPI در مقیاس کوچک و بزرگ اجازه می دهد تا انواع اشکال ایجاد شود (جدول ۱). شاخص موقعیت توپوگرافی ارتفاع هر پیکسل در مدل رقمی ارتفاع را با پیکسل مشخص اطراف آن پیکسل مقایسه می کند. مقادیر مثبت TPI نشان دهنده مناطقی است که بالاتر از نقاط اطراف قرار گرفته (تپه ها) و مقادیر منفی TPI نشان دهنده مناطقی است که پایین تر از اطرافشان هستند (دره ها)، مقادیر صفر و نزدیک به صفر نیز نشان دهنده مناطق مسطح (جایی که شیب نزدیک صفر است) یا مناطقی با شیب ثابت هستند (نگهبان و مکر، ۱۳۹۴).

<sup>247</sup> Reu et al.

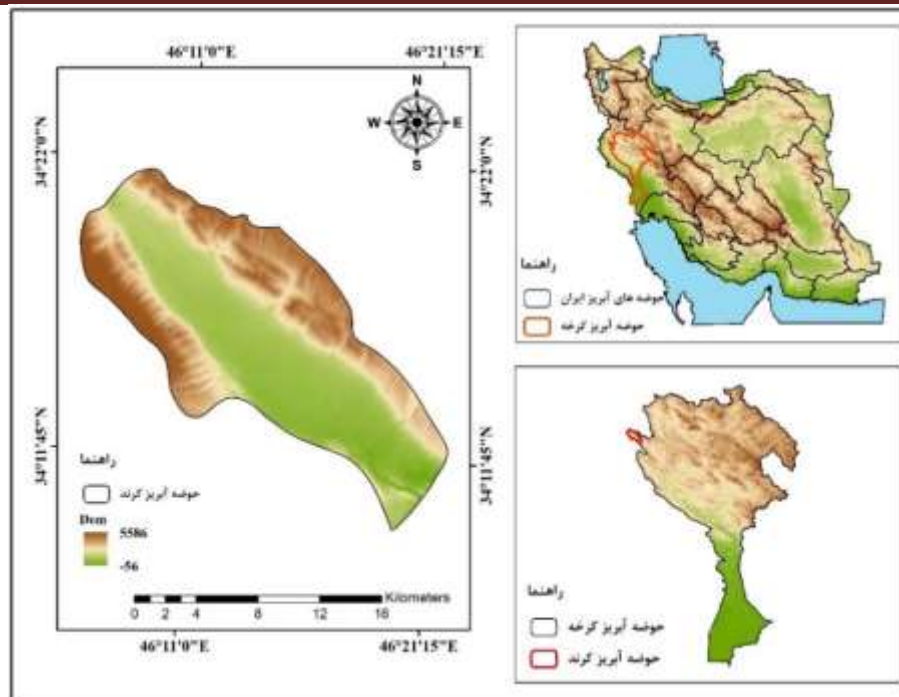
<sup>248</sup> Tagil & Jenness.

جدول ۱. طبقه بندی انواع لندفرم براساس شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) ویز<sup>۲۴۹</sup> (۲۰۰۶) به نقل از نگهبان و مکرم (۱۳۹۴)

| نوع لندفرم                             | مقدار TPI                       |
|----------------------------------------|---------------------------------|
| دره های باریک، آبراهه ها               | $TPI \leq -1$                   |
| زهکش های شیب میانی، دره های کم عمق     | $-1 < TPI < 1$                  |
| زهکش های مناطق مرتفع                   | $TPI \geq 1$                    |
| دره های U شکل                          | $TPI \leq -1$                   |
| دشت                                    | $-1 < TPI < 1, slope \leq 5$    |
| شیب های باز                            | $-1 < TPI < 1, slope > 5^\circ$ |
| شیب های بالایی، مساهها                 | $TPI \geq 1$                    |
| پال های موضعی، تپه های موجود در دره    | $TPI \leq -1$                   |
| پال های شیب میانی، تپه های کوچک در دشت | $-1 < TPI < 1$                  |
| قله کوه، پال های مرتفع                 | $TPI \geq 1$                    |

### معرفی منطقه

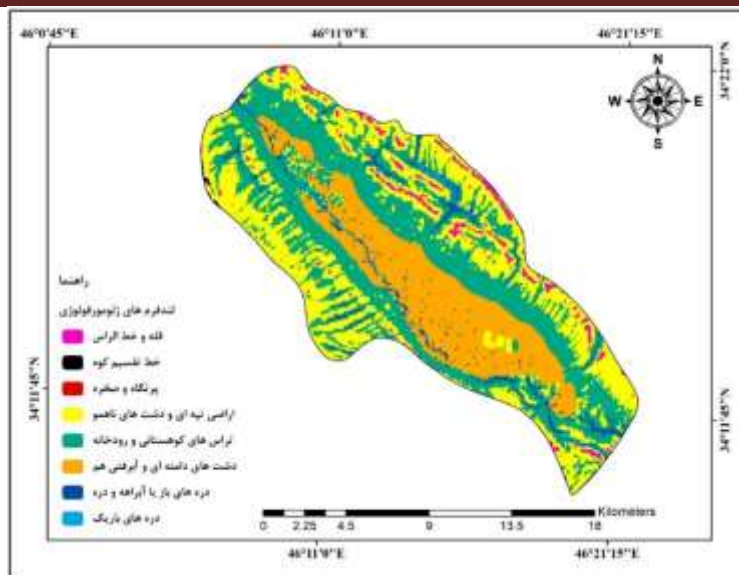
حوضه آبریز کرد یکی از زیر حوضه های آبریز کرخه در غرب کشور ایران است. این حوضه از نظر تقسیمات کشور جزء حوضه های درجه هفت کشور و مساحت آن ۲۳۷/۳۷۰ کیلومتر مربع می باشد. حوضه مذکور در مختصات ۱۵°۳۴' تا ۳۴°۳۵' عرض شمالی و ۴۶°۰۵' تا ۴۶°۴۰' طول شرقی قرار دارد. شکل (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. از لحاظ موقعیت زمین شناسی این منطقه از نگاه رخساره سنگی و سیمای ساختاری بخشی از حوضه لرستان مرکزی و از نگاه زمین ساختی بخشی از زاگرس ساده چین خورده است. سنگهای پالئوسن و ائوس شامل سازندهای امیران، تله زنگ، کشکان و شهبازان است این توالی با نهشته های الیگوسن سازند آسماری دنبال می شود و بر روی آن نهشته های پسرود گروه فارس شامل سازندهای گچساران، آغا جاری و بختیاری جای می گیرد. نهشته های جوان کواترنری نیز در بخش های مختلف منطقه گسترش دارند (سازمان زمین شناسی، ۱۳۷۲).



شکل ۱. نقشه موقعیت حوضه آبریز کرد در بین حوضه های آبریز ایران

## نتایج

لندفرم ها سطوح پیوسته ای هستند که زمین را می پوشانند و در نتیجه فعل و انفعالات فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی انجام شده روی سطح زمین به وجود می آیند. هدف اصلی طبقه بندی در ژئومورفولوژی، استخراج و طبقه بندی تغییرات واحدهای سطح زمین (لندفرم) در اثر عوامل طبیعی می باشد (هاگت و چیسمن ۲۰۰۲، ۲۵). جهت طبقه بندی لندفرم های ژئومورفولوژی در حوضه آبریز کرد از شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) استفاده شد. شاخص موقعیت توپوگرافی یکی از شاخص های مورفومتریک است که حالت پستی و بلندی سطح زمین را مورد مطالعه قرار می دهد. شاخص مذکور در سامانه Google Earth Engine که یک بستر بسیار کار آمد برای دریافت تصاویر ماهواره ای و تجزیه و تحلیل های سنجش از دور است، اجرا گردید. این شاخص بر اساس داده های مدل ارتفاعی ۳۰ متر ماهواره آلوس در سامانه Google Earth Engine کدنویسی و نقشه لندفرم منطقه مورد مطالعه تهیه گردید و در نهایت در محیط نرم افزار GIS مجدداً طبقه بندی شد. در این طبقه بندی ۸ لندفرم شناسایی شد که شامل قله و خط الرأس، خط تقسیم کوه، پرتگاه و صخره، اراضی تپه ای و دشت های ناهموار، تراس های کوهستانی و رودخانه ای، دشت های دامنه ای و آبرفتی هموار، دره های باز یا آبراهه و دره، دره های باریک می باشد (شکل ۲).



شکل ۲. طبقه بندی لندفرم های ژئومورفولوژی بر اساس شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI)

## بحث و نتیجه گیری

در این مطالعه با استفاده از رویکرد خودکار شاخص موقعیت توپوگرافی لندفرم های حوضه آبریز کردند استخراج گردید. با توجه به نتایج به دست آمده از تصاویر ماهواره آلوس با قدرت تفکیک ۳۰ متر و سامانه Google Earth Engine، نقشه لندفرم منطقه مورد مطالعه تهیه شد. ۸ لندفرم به نام های قله و خط الرأس، خط تقسیم کوه، پرتگاه و صخره، اراضی تپه ای و دشت های ناهموار، تراس های کوهستانی و رودخانه ای، دشت های دامنه ای و آبرفتی هموار، دره های باز یا آبراهه و دره، دره های باریک شناسایی شد. تراس های کوهستانی و رودخانه ای با مساحت ۹۱/۱۷ کیلومتر مربع بیشترین مساحت را شامل می شود که لندفرم غالب در منطقه است و پرتگاه و صخره با مساحت ۰/۰۳۳ کیلومتر مربع کمترین مساحت را به خود اختصاص داده است.

## مراجع

سازمان زمین شناسی، (۱۳۷۲)، شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش کردند.

نگهبان، سعید؛ مکرم، مرضیه. (۱۳۹۴)، طبقه بندی لندفرم ها بر اساس شاخص موقعیت توپوگرافی TPI و ارتباط آن با ویژگی های زمین شناسی در حوضه آبخیز حکان شهرستان جهرم، پژوهش های فرسایش محیطی، صص ۷۵-۸۹.

نگهبان، سعید؛ مکرم، مرضیه. (۱۴۰۱)، بررسی ارتباط بین وضعیت توپوگرافی و خشکسالی در غرب استان فارس با استفاده از تکنیک های سنجش از دور، فصلنامه پژوهش های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۴، شماره ۳، صص ۳۴۵-۳۳۱.

یمانی، مجتبی، نقشه‌های ژئومورفولوژی: روش‌ها و تکنیک‌ها، دانشگاه تهران، موسسه انتشارات، ۱۳۹۲.

Guisan, A., S. B. Weiss., A. D. Weiss.( 1999). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology*, 143: 107-122.

Hugget, R., and Cheesman, J. (2002). *Topography and the environment*. Pearson Education Limited, Harlow. <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/search.jsp>.

Luca, C., Si, BC., and Farrell, RE.( 2007). Upslope length improves spatial estimation of soil organic carbon content. *Canada Journal of Soil Science*. (87) 1: 291-300.

Mokarram, M., and Hojati, M.( 2016). Comparison of Landform Classifications of Elevation, Slope, Relief and Curvature with Topographic Position Index in South of Bojnood, DOI:10.18869/modares. Ecopersia.4.2.1343. 25.

Mousavi, SR., Fallah, A., Abbasnejad, RA., and Shabani, M. (2007). The Aster DEM Generation for geomorphometric analysis of central alborz mountains, Iran. [www.isprs2007ist.itu.edu.tr/18.pdf](http://www.isprs2007ist.itu.edu.tr/18.pdf).

Reu, J.D., Bourgeois, J., Bats, M., Zwertvaegher, A., Gelorini, V., Smedt, P.D., Chu, W., Antrop, M., Maeyer, P.D., Finke, P., Meirvenne, M.V., Verniers, J. and Crombé, P.( 2013). Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes, *Geomorphology*. 186: 39-49.

Seif, A.( 2014). Using Topography Position Index for Landform Classification (Case study: Grain Mountain), *Bulletin of Environment, Pharmacology and Life Sciences*, Bull. Env. Pharmacol. Life Sci., 3 (11): 33-39.

Shayan, S.; Mullah Mehralizadeh, F., Jannati, M.( 2006). Performance data of remote sensing (RS) in mapping landforms and its role in environmental planning. *The Journal of Spatial Planning*. 9( 4): 111-148

Tagil, S., and Jenness, J.( 2008). GISbased automated landform classification and Topographic, Land cover and Geologic attributes of landforms around the Yazoren Polje, Turkey. *Journal of Applied Sciences*, 8(6), pp: 910-921.

Weiss, A. (2006). Topographic Position and landforms Analysis. Poster presentation, ESRI userConference, San Diego, C.A

Weiss, A.D.(2001). Topographic position and landforms analysis, Poster Presentation, ESRI Users Conference, San Diego, CA.

## طبقه‌بندی خودکار لندفرم‌های زمین بر اساس شاخص TPI ، مطالعه موردی: حوضه آبریز کرنند

Landforms Classification using TPI index , Case Study Krand watershed.

<sup>۱</sup>فریبا همتی، <sup>۲</sup>طیبه عبدالملکی

<sup>۱</sup>ایران، f.hematti@gmail.com

<sup>۲</sup>ایران، ta.abdolmaleki@gmail.com

### چکیده

هدف از این مطالعه، طبقه‌بندی خودکار لندفرم‌های ژئومورفولوژی در حوضه آبریز کرنند که در استان کرمانشاه واقع شده است، می‌باشد. جهت استخراج لندفرم‌ها شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) در Google Earth Engine مورد استفاده قرار گرفت. نقشه لندفرم منطقه مورد بررسی در ۸ کلاس در نرم‌افزار GIS تعیین شد و این طبقات شامل قله و خط الرأس، خط تقسیم کوه، پرتگاه و صخره، اراضی تپه‌ای و دشت‌های ناهموار، تراس‌های کوهستانی و رودخانه‌ای، دشت‌های دامنه‌ای و آبرفتی هموار، دره‌های باز یا آبراهه و دره، دره‌های باریک می‌باشد. نتایج این بررسی نشان داد که در ۸ لندفرم شناسایی شده تراس‌های کوهستانی و رودخانه‌ای با مساحت ۹۱/۱۷ کیلومتر مربع بیشترین مساحت و پرتگاه و صخره با مساحت ۰/۰۳۳ کیلومتر مربع کمترین مساحت را به خود اختصاص داده است.

کلمات کلیدی: لندفرم، طبقه‌بندی خودکار، شاخص موقعیت توپوگرافی، Google Earth Engine ، حوضه آبریز کرنند.

## مقدمه

در بین عوامل محیطی، موضوع ژئومورفولوژی سطح زمین، اولین عاملی است که در فعالیت‌های انسانی اعم از مکان‌گزینی، استقرار سازه‌ها، سکونتگاه‌ها و در مجموع اهداف کاربری زمین تعیین کننده است. بدیهی است در گام نخست ویژگی‌های سطح زمین با اهداف مذکور از دیدگاه‌های متفاوت اعم از خطرها و پایداری مطالعه و پژوهش می‌شود (یمانی، ۱۳۹۲). این نقشه‌ها دارای ارزش اطلاعاتی بسیار زیادی برای برنامه‌ریزی محیطی، مهندسی عمران، کشاورزی، حفاظت منابع طبیعی، پیش‌بینی و پیشگیری از بلایای طبیعی احتمالی هستند (شایان و همکاران، ۱۳۸۴). برای طبقه‌بندی لندفرم‌ها روش‌های زیادی وجود دارد که همه این روش‌ها تقریباً مشابه هستند. از جمله می‌توان روش شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) را نام برد (سپهوند و همکاران، ۱۳۹۷). شاخص موقعیت توپوگرافی در سال ۲۰۰۱ توسط Weiss معرفی شد و ابزاری مفید برای طبقه‌بندی موقعیت شیب و لندفرم‌هاست (ریو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۳). از جمله مطالعات صورت گرفته در این زمینه عبارتند از: گویزان و همکاران<sup>۲</sup> (۱۹۹۹) در پژوهشی خصوصیات بوم‌شناختی چشمه‌های کوهستانی در جنوب نوادا را با استفاده از شاخص موقعیت توپوگرافی مطالعه کردند. ویز<sup>۳</sup> (۲۰۰۶) با استفاده از شاخص موقعیت توپوگرافی طبقه‌بندی اتوماتیک لندفرم‌ها را انجام داد و به این نتیجه رسید که این روش بسیار آسانتر و دقیق‌تر از روش‌های معمولی برای طبقه‌بندی لندفرم‌هاست. لوکا و همکارانش<sup>۴</sup> (۲۰۰۷) ارتباط بین خیزی خاک (TWI) و خصوصیات توپوگرافی را بررسی و اثبات کردند که توپوگرافی کنترل کننده توزیع مکانی رطوبت خاک، پوشش گیاهی، شوری خاک و بافت خاک است. موسوی و همکاران (۲۰۰۷) در پژوهشی به این نتیجه رسیدند که با استفاده از پارامترهای ارتفاع، شیب، جهت، انحنا و مماس و انحنا عمودی استخراج شده از مدل رقومی ارتفاع می‌توان پی به ویژگی لندفرم‌ها و طبقه‌بندی آنها برد. سیف (۲۰۱۴) در پژوهشی برای طبقه‌بندی لندفرم‌های کوه‌گرس از شاخص موقعیت توپوگرافی استفاده کرد. مکرم و حجتی (۲۰۱۶) به مقایسه طبقه‌بندی لندفرم‌های ارتفاع، شیب و انحنا با شاخص (TPI) در جنوب بجنورد پرداخته‌اند و به این نتیجه رسیدند که این مدل جزئیات بیشتری را نمایش می‌دهد. نگهبان و مکرم (۱۳۹۴) به طبقه‌بندی لندفرم‌ها براساس شاخص موقعیت توپوگرافی و ارتباط آن با ویژگی‌های زمین‌شناسی در حوضه آبخیز حکان شهرستان جهرم پرداختند. نگهبان و مکرم (۱۴۰۱) به بررسی ارتباط بین وضعیت توپوگرافی و خشکسالی در غرب استان فارس با استفاده از تکنیک‌های

<sup>1</sup> Reu et al.

<sup>2</sup> Guisan et al.

<sup>3</sup> Weiss.

<sup>4</sup> Luca et al.

سنجش از دور پرداختند. نتایج نشان داد که در سال ۲۰۴۰ در حدود ۷۰ درصد و ۲۰ درصد از منطقه در کلاس های با خشکسالی زیاد قرار خواهند گرفت. وضعیت لند فرم های منطقه نشان داد که ۱۰ نوع لند فرم در منطقه وجود دارد. هدف از این پژوهش، طبقه بندی خودکار لند فرم های زمین بر اساس شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) در حوضه آبریز کرد در استان کرمانشاه می باشد.

## مواد و روشها

شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) نشان دهنده ارتفاع هر سلول در یک مدل رقمی ارتفاعی (DEM) که نسبت به میانگین ارتفاع سلول های اطراف آن سلول مورد بررسی قرار می گیرد (ریو و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۱۳) یا به عبارتی اختلاف بین ارتفاع هر سلول نسبت به میانگین ارتفاع سلول های اطراف آن می باشد (تاگیل و جنیس<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸). برای محاسبه شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) طبق رابطه (۱)، ارتفاع هر سلول در یک مدل رقمی ارتفاع با میانگین ارتفاع سلول های همسایه بررسی می شود. در نهایت ارتفاع میانگین از مقدار ارتفاع در مرکز کم می شود.

$$TPI = Z_0 - \sum_{n=1} Z_n/n \quad (3)$$

ارتفاع نقطه مدل ارزیابی =  $Z_0$ ، ارتفاع از شبکه =  $Z_n$ ، تعداد کل نقاط اطراف در نظر گرفته شده در ارزیابی =  $n$ . ترکیب TPI در مقیاس کوچک و بزرگ اجازه می دهد تا انواع اشکال ایجاد شود (جدول ۱). شاخص موقعیت توپوگرافی ارتفاع هر پیکسل در مدل رقمی ارتفاع را با پیکسل مشخص اطراف آن پیکسل مقایسه می کند. مقادیر مثبت TPI نشان دهنده مناطقی است که بالاتر از نقاط اطراف قرار گرفته (تپه ها) و مقادیر منفی TPI نشان دهنده مناطقی است که پایین تر از اطرافشان هستند (دره ها)، مقادیر صفر و نزدیک به صفر نیز نشان دهنده مناطق مسطح (جایی که شیب نزدیک صفر است) یا مناطقی با شیب ثابت هستند (نگهبان و مکرم، ۱۳۹۴).

<sup>1</sup> Reu et al.

<sup>2</sup> Tagil & Jenness.

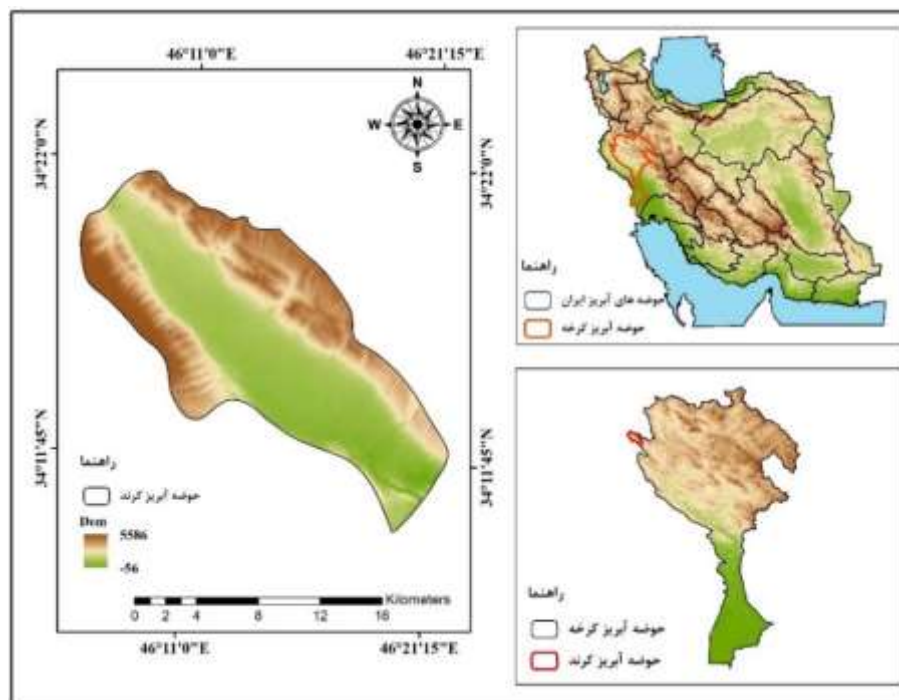
جدول ۱. طبقه بندی انواع لندفرم براساس شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) ویز<sup>۱</sup> (۲۰۰۶) به نقل از نگهبان و مکرم (۱۳۹۴)

| نوع لندفرم                             | مقدار TPI                       |
|----------------------------------------|---------------------------------|
| دره های باریک، آبراهه ها               | $TPI \leq -1$                   |
| زهکش های شیب میانی، دره های کم عمق     | $-1 < TPI < 1$                  |
| زهکش های مناطق مرتفع                   | $TPI \geq 1$                    |
| دره های u شکل                          | $TPI \leq -1$                   |
| دشت                                    | $-1 < TPI < 1, slope \leq 5$    |
| شیب های باز                            | $-1 < TPI < 1, slope > 5^\circ$ |
| شیب های بالایی، مساه                   | $TPI \geq 1$                    |
| یال های موضعی، تپه های موجود در دره    | $TPI \leq -1$                   |
| یال های شیب میانی، تپه های کوچک در دشت | $-1 < TPI < 1$                  |
| قله کوه، یال های مرتفع                 | $TPI \geq 1$                    |

## معرفی منطقه

حوضه آبریز کرد یکی از زیر حوضه های آبریز کرخه در غرب کشور ایران است. این حوضه از نظر تقسیمات کشور جزء حوضه های درجه هفت کشور و مساحت آن ۲۳۷/۳۷۰ کیلومتر مربع می باشد. حوضه مذکور در مختصات ۱۵° تا ۳۴° عرض شمالی و ۴۶°۰۵' تا ۴۶°۰۴۰' طول شرقی قرار دارد. شکل (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. از لحاظ موقعیت زمین شناسی این منطقه از نگاه رخساره سنگی و سیمای ساختاری بخشی از حوضه لرستان مرکزی و از نگاه زمین ساختی بخشی از زاگرس ساده چین خورده است. سنگهای پالئوسن و ائوس شامل سازندهای امیران، تله زنگ، کشکان و شهبازان است این توالی با نهشتهای الیگوسن سازند آسماری دنبال می شود و بر روی آن نهشته های پسرند گروه فارس شامل سازندهای گچساران، آغا جاری و بختیاری جای می گیرد. نهشته های جوان کواترنری نیز در بخش های مختلف منطقه گسترش دارند (سازمان زمین شناسی، ۱۳۷۲).

<sup>1</sup> Weiss



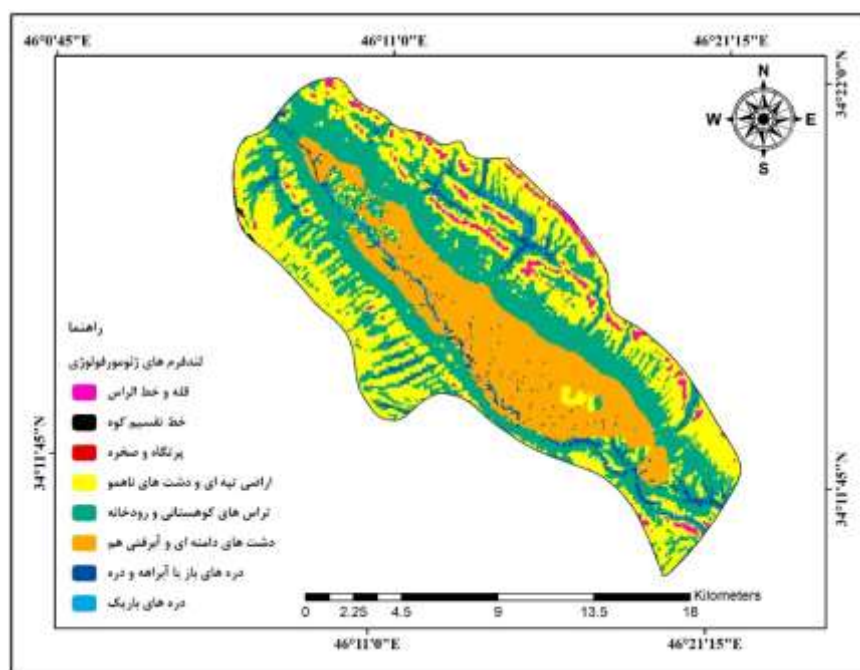
شکل ۱. نقشه موقعیت حوضه آبریز کرد در بین حوضه‌های آبریز ایران

## نتایج

لندفرم‌ها سطوح پیوسته‌ای هستند که زمین را می‌پوشانند و در نتیجه فعل و انفعالات فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی انجام شده روی سطح زمین به وجود می‌آیند. هدف اصلی طبقه‌بندی در ژئومورفولوژی، استخراج و طبقه‌بندی تغییرات واحدهای سطح زمین (لندفرم) در اثر عوامل طبیعی می‌باشد (هاگت و چیسمن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲). جهت طبقه‌بندی لندفرم‌های ژئومورفولوژی در حوضه آبریز کرد از شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) استفاده شد. شاخص موقعیت توپوگرافی یکی از شاخص‌های مورفومتریک است که حالت پستی و بلندی سطح زمین را مورد مطالعه قرار می‌دهد. شاخص مذکور در سامانه Google Earth Engine که یک بستر بسیار کار آمد برای دریافت تصاویر ماهواره‌ای و تجزیه و تحلیل‌های سنجش از دور است، اجرا گردید. این شاخص بر اساس داده‌های مدل ارتفاعی ۳۰ متر ماهواره آلوس در سامانه Google Earth Engine کدنویسی و نقشه لندفرم منطقه مورد مطالعه تهیه گردید و در نهایت در محیط نرم‌افزار GIS مجدداً طبقه‌بندی شد. در این طبقه‌بندی ۸ لندفرم شناسایی شد که شامل قله و خط الرأس، خط تقسیم کوه، پرتگاه و صخره، اراضی تپه‌ای و دشت‌های ناهموار، تراس‌های کوهستانی و رودخانه‌ای،

<sup>1</sup> Hugget & Cheesman.

دشت های دامنه ای و آبرفتی هموار، دره های باز یا آبراهه و دره، دره های باریک می باشد (شکل ۲).



شکل ۲. طبقه بندی لندفرم های ژئومورفولوژی بر اساس شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI)

## بحث و نتیجه گیری

در این مطالعه با استفاده از رویکرد خودکار شاخص موقعیت توپوگرافی لندفرم های حوزه آبریز کرد استخراج گردید. با توجه به نتایج به دست آمده از تصاویر ماهواره آلوس با قدرت تفکیک ۳۰ متر و سامانه Google Earth Engine، نقشه لندفرم منطقه مورد مطالعه تهیه شد. ۸ لندفرم به نام های قله و خط الرأس، خط تقسیم کوه، پرتگاه و صخره، اراضی تپه ای و دشت های ناهموار، تراس های کوهستانی و رودخانه ای، دشت های دامنه ای و آبرفتی هموار، دره های باز یا آبراهه و دره، دره های باریک شناسایی شد. تراس های کوهستانی و رودخانه ای با مساحت ۹۱/۱۷ کیلومتر مربع بیشترین مساحت را شامل می شود که لندفرم غالب در منطقه است و پرتگاه و صخره با مساحت ۰/۳۳ کیلومتر مربع کمترین مساحت را به خود اختصاص داده است.

## مراجع

- سازمان زمین‌شناسی، (۱۳۷۲)، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کرد.
- نگهبان، سعید؛ مکرم، مرضیه. (۱۳۹۴)، طبقه‌بندی لندفرم‌ها براساس شاخص موقعیت توپوگرافی TPI و ارتباط آن با ویژگی‌های زمین‌شناسی در حوضه آبخیز حکان شهرستان جهرم، پژوهش‌های فرسایش محیطی، صص ۷۵-۸۹.
- نگهبان، سعید؛ مکرم، مرضیه. (۱۴۰۱)، بررسی ارتباط بین وضعیت توپوگرافی و خشکسالی در غرب استان فارس با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۵۴، شماره ۳، صص ۳۴۵-۳۳۱.
- یمانی، مجتبی، نقشه‌های ژئومورفولوژی: روش‌ها و تکنیک‌ها، دانشگاه تهران، موسسه انتشارات، ۱۳۹۲.
- Guisan, A., S. B. Weiss., A. D. Weiss.( 1999). GLM versus CCA spatial modeling of plant species distribution. *Plant Ecology*, 143: 107-122.
- Hugget, R., and Cheesman, J. (2002). *Topography and the environment*. Pearson Education Limited, Harlow. <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/search.jsp>.
- Luca, C., Si, BC., and Farrell, RE.( 2007). Upslope length improves spatial estimation of soil organic carbon content. *Canada Journal of Soil Science*. (87) 1: 291-300.
- Mokarram, M., and Hojati, M.( 2016). Comparison of Landform Classifications of Elevation, Slope, Relief and Curvature with Topographic Position Index in South of Bojnoord, DOI:10.18869/modares. Ecopersia.4.2.1343. 25.
- Mousavi, SR., Fallah, A., Abbasnejad, RA., and Shabani, M. (2007). The Aster DEM Generation for geomorphometric analysis of central alborz mountains, Iran. [www.isprs2007ist.itu.edu.tr/18. pdf](http://www.isprs2007ist.itu.edu.tr/18.pdf).
- Reu, J.D., Bourgeois, J., Bats, M., Zwertvaegher, A., Gelorini, V., Smedt, P.D., Chu, W., Antrop, M., Maeyer, P.D., Finke, P., Meirvenne, M.V., Verniers, J. and Crombé, P.( 2013). Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes, *Geomorphology*. 186: 39-49.
- Seif, A.( 2014). Using Topography Position Index for Landform Classification (Case study: Grain Mountain), *Bulletin of Environment, Pharmacology and Life Sciences*, Bull.

Env. Pharmacol. Life Sci., 3 (11): 33-39.

Shayan, S.; Mullah Mehralizadeh, F., Jannati, M.( 2006). Performance data of remote sensing (RS) in mapping landforms and its role in environmental planning. The Journal of Spatial Planning. 9( 4): 111-148

Tagil, S., and Jenness, J.( 2008). GISbased automated landform classification and Topographic, Land cover and Geologic attributes of landforms around the Yazoren Polje, Turkey. Journal of Applied Sciences, 8(6), pp: 910-921.

Weiss, A. (2006). Topographic Position and landforms Analysis. Poster presentation, ESRI userConference, San Diego, C.A

Weiss, A.D.(2001). Topographic position and landforms analysis, Poster Presentation, ESRI Users Conference, San Diego, CA.

## عوامل ژئومورفولوژیکی مؤثر در تولید رواناب و سیل خیزی حوضه آبخیز رازآور کرمانشاه

### Classification and weighing of Razavar Runoff coefficient in Kermanshah

تورج لطفی‌فر

استادیار گروه جغرافیا و برنامه‌ریزی شهری، واحد کرمانشاه، دانشگاه آزاد اسلامی، کرمانشاه، ایران

#### چکیده

عوامل ژئومورفولوژیک یک منطقه از جمله عوامل مهم و تأثیرگذار در مخاطرات محیطی از جمله سیل محسوب می‌شود و تأثیر این عوامل در حوضه آبخیز رازآور به‌عنوان یکی از حوضه‌های سل‌خیز منطقه نیز بسیار مشهود و بارز می‌باشد. لذا در این پژوهش عوامل ژئومورفولوژیک مؤثر در سیل‌خیزی این حوضه مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. در این راستا مطالعه و ارزیابی توان تولید رواناب در این حوضه با روش کلاس‌بندی و وزن‌دار کردن عوامل ژئومورفولوژیک مؤثر در سیل‌خیزی صورت پذیرفته و در این راستا ابتدا با تقسیم‌بندی حوضه به زیرحوضه‌های کوچک‌تر با کم‌اهمیت کردن تأثیر عامل مساحت، تأثیر عوامل مؤثر دیگری را در سیل‌خیزی حوضه نشان داده و با کلاس‌بندی ارتفاع رواناب تولید شده در هر یک از زیرحوضه‌ها و تهیه نقشه‌های پتانسیل سیل حوضه برای دوره‌های بازگشت ۲ تا ۱۰۰ ساله با تفکیک زیرحوضه‌ها به رتبه ۵-۶-۷ با استفاده از روش SCS ارتفاع رواناب برای هر یک از زیرحوضه‌ها و حوضه اصلی محاسبه گردید و سپس نقشه CN از تلفیق نقشه‌های واحدهای هیدرولوژیک، خاک و نقشه کاربری اراضی و پوشش گیاهی تهیه گردیده و متغیرهای کیفی رخساره زمین‌شناسی، پوشش گیاهی، نفوذپذیری و ضریب رواناب CN به متغیرهای کمی تبدیل و به‌عنوان متغیرهای مستقل معرفی گردیده‌اند. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد که عامل رخساره زمین‌شناسی با میانگین  $R=3/33$  و پوشش گیاهی با میانگین  $R=2/20$  و ضریب رواناب CN با میانگین  $R=72/73$  مؤثرترین عوامل ژئومورفولوژیک در تولید رواناب و سیل‌خیزی حوضه می‌باشند.

واژگان کلیدی: رازآور، روش SCS، عوامل ژئومورفولوژیک، کلاس‌بندی، وزن‌دهی.

## ۱. مقدمه

حوضه‌های کوهستانی - دشتی از مستعدترین مناطق جهت وقوع فرایندهای ژئومورفولوژیک بوده که این فرایندها تحت عنوان عوامل مؤثر در ایجاد مخاطرات محیطی از جمله سیل، انسان و فعالیت‌های او را تحت تأثیر و در معرض تهدید قرار می‌دهد و وضعیت عوامل جغرافیایی ژئومورفولوژیک حوضه نیز می‌تواند در میزان سیل‌خیزی آن بسیار مهم و تأثیرگذار باشد.

میزان ضریب رواناب در دشت‌های سیلابی حوضه‌های رودخانه‌ای ناشی از تأثیر عوامل مختلفی می‌باشد. چگونگی میزان تأثیر و نقش هر یک از این عوامل بسته به شرایط اقلیمی، طبیعی و جغرافیایی در هر منطقه متفاوت از مناطق دیگر بوده و همواره عملکردی متغیر دارند. به همین دلیل رابطه بین بارندگی و رواناب به‌طور محسوس از حوضه‌ای به حوضه دیگر متفاوت می‌باشد. این تفاوت نه تنها در بین حوضه‌ها با یکدیگر بلکه در بین زیرحوضه‌های یک حوضه نیز وجود دارد و هر زیرحوضه بایستی به‌صورت مستقل مورد بررسی قرار گیرد (امیدوار، ۱۳۸۹: ۷۳).

به‌منظور بررسی وضعیت ضریب رواناب در حوضه‌های رودخانه‌ای با روش‌های متفاوتی اقدام به مطالعات در این زمینه شده است که از مهم‌ترین این‌گونه مطالعات در سطح جهانی و داخلی می‌توان به مواردی که در ذیل آمده اشاره نمود.

هاوکینز<sup>۱</sup> (۱۹۷۹) در ایالت یوتاری کرد ارتباطی بین سطوح اشباح حوضه و شماره منحنی<sup>۲</sup> CN ایجاد کند، اما با کاربرد رابطه  $S\%$  برای کاهش اولیه حوضه نتایج خوبی در پیش‌بینی رواناب به دست نیاورد. بالس<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۱) با مطالعه چندین سیلاب از حوضه‌های آبخیز مختلف به این نتیجه رسیدند که رواناب حاصل از بارندگی در مقابل تغییرات CN بسیار حساس است، لذا با مطالعه خصوصیات فیزیکی خاک به این نتیجه رسیدند که کاربری اراضی و خصوصیات فیزیکی خاک مهم‌ترین عوامل در تعیین شماره منحنی‌اند.

سینگ<sup>۳</sup> (۱۹۹۷) معتقد است تولید رواناب در یک حوضه آبریز به عوامل متعددی بستگی دارد که از جمله آن‌ها می‌توان به خصوصیات حوضه‌های آبخیز، دینامیک بارش، نفوذ و شرایط پیشین حوضه اشاره نمود.

<sup>۱</sup>.Hawkins

<sup>۲</sup>.Bales

<sup>۳</sup>.Singh

پروسکی و نیرینگ<sup>۱</sup> (۲۰۰۵) با استفاده از خروجی‌های بارندگی ماهانه مدل Hadcm3 اثر تغییر در رژیم بارندگی بر رواناب را در هشت منطقه آمریکا بررسی کردند. آن‌ها گزارش کردند که تغییرات بارندگی سالانه از ۹/۶- درصد تا ۱۰/۶ درصد و تغییر در میزان رواناب از ۲۴/۵- درصد تا ۴۱ درصد متغیر می‌باشد. چنگ<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۶) به بررسی مدل GIS برای پیش‌بینی حجم رواناب رودخانه در مناطق فاقد ایستگاه اندازه‌گیری پرداخته و در مدل فرضی کرده‌اند که رواناب در رابطه با مقدار بارندگی است و زهکش حوضه واریانسی از مقدار بارش است و مقدار رواناب می‌تواند به صورت ساختاری از بارندگی مدل‌سازی شود.

جنیسیک<sup>۳</sup> (۲۰۰۷) به بررسی تأثیر پوشش گیاهی بر فرایند رواناب با استفاده از روش CN و SCS پرداخته و تأثیر تخریب پوشش گیاهی بر افزایش سیلاب را اثبات کرده است.

هواشی<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۰۹) به بررسی روش SCS در تخمین مقدار ننگه داشت آب سطحی S پرداخته و بیان کرده‌اند که مقدار رواناب سطحی ابتدا منجر به فرسایش خاک شده و در پایین‌دست جریان تبدیل به سیلاب خواهد شد.

مستقیمی و مایکل<sup>۵</sup> (۱۹۸۲)، نتایج مدل SCS، مدل استدلالی و مدل چو را بر روی تعدادی از حوضه‌های کوچک و متوسط در ایالت ایلینویز بررسی و دقت بهتر مدل SCS را در برآورد دبی اوج سیلاب نتیجه‌گیری نموده‌اند.

هورشی<sup>۶</sup> و همکاران (۲۰۰۹)، به بررسی روش SCS در تخمین مقدار رواناب سطحی پرداخته و بیان کرده‌اند که مقدار رواناب سطحی ابتدا منجر به فرسایش خاک شده و در پایین‌دست منجر به سیلاب خواهد شد.

چاهدوری و نانگهومبام<sup>۷</sup> (۲۰۱۲)، از مدل SCS بدون استفاده از داده‌های پوشش خاک در دو حوضه در هند استفاده نموده و آن را روشی مناسب برای حوضه‌های فاقد آمار دانسته‌اند.

نوری<sup>۸</sup> و همکاران (۲۰۱۲)، اثر تغییر در مقدار پارامتر جذب اولیه در مدل SCS را نسبت به مقدار پیش‌فرض

<sup>1</sup> Pruski F.F and Nearing M.A

<sup>2</sup> .Chang

<sup>3</sup> .Jenicek

<sup>4</sup> .Huashi

<sup>5</sup> .Mostaghimi, Michell

<sup>6</sup> .Huashi

<sup>7</sup> .Choudhury and Nongthombam

<sup>8</sup> .noori

بررسی و بهبود نتایج برآورد دبی اوج سیلاب را با انتخاب مقدار کمتر برای این پارامتر نتیجه‌گیری نموده‌اند.

کبیری و همکاران (۲۰۱۳)، روش‌های SCS و گرین و آمپت را در شبیه‌سازی رواناب - سیل سطحی برای حوضه‌های کلانک در مالزی مقایسه کرده و تفاوت معناداری میان روش SCS و آمپت و گرین مشاهده نکرده‌اند.

سول<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۳)، از سه مدل اشنایدر، گری و SCS برای شبیه‌سازی ویژگی‌های هیدروگراف مصنوعی یک حوضه در نیجریه استفاده کرده و کاربرد هر سه مدل را مناسب توصیف کرده‌اند.

لاکسون و همکاران<sup>۲</sup> (۲۰۱۳)، با استفاده از هیدروگراف واحد مثلی به شبیه‌سازی سیلاب ورودی به سرسیا در زیمباوه پرداخته‌اند و با توجه به مقایسه نتایج شبیه‌سازی با مقادیر مشاهده شده دقت کاملاً مناسب این مدل را نتیجه‌گیری کرده‌اند.

تسما<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۱۴)، دو روش مختلف برآورد پارامتر نگهداشت در روش SCS در محیط WAT مورد بررسی قرار داده در روش اول نگهداشت با تغییر محتوای رطوبت پروفیل خاک تغییر می‌کند و در روش دوم این پارامتر با تبخیر و تعرق جمعی گیاه تغییر می‌یابد، روش اول موجب شبیه‌سازی بهتر جریان‌های کم و روش دوم منجر به نتایج مناسب‌تر شبیه‌سازی دبی موج سیلاب می‌شود.

جون<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۱۴)، از چندین روش منطقه‌سازی پارامتر مدل SCS استفاده نموده و در تحقیق خود از اطلاعات ۱۴ حوضه‌ی دیگر استفاده کرده و در نهایت روش نزدیک‌ترین همسایگی مکانی را روش مناسب‌تر معرفی نموده‌اند.

صادقی و همکاران (۱۳۸۷)، کاربرد مدل SCS را در چهارچوب حوضه در شرایط قبل و بعد از واسنجی مورد بررسی قرار داده‌اند و کارایی مناسب مدل واسنجی شده را در دو حوضه گزارش داده‌اند.

آخوندعلی و همکاران (۱۳۸۸)، با اعمال روش تلفات نسبی و SCS در مدل باران رواناب کلارک، ارزیابی روش‌های تلفات باران در شبیه‌سازی هیدروگراف سیل در حوضه‌ی آبریز کسلیان را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

سبزواری و همکاران (۱۳۸۸)، با استفاده از نرم‌افزار HEC-HMS و سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS شبیه‌سازی

۱. Sule

۲. Luxon

۳. Tessema

۴. Jeon

رواناب را در حوضه کسلیان مورد بررسی قرار داده‌اند و از مدل انتقال SCS برای برآورد رواناب و از روش تأخیر برای روندیابی در رودخانه استفاده کرده و نتیجه رضایت‌بخشی از شبیه‌سازی را بیان کرده‌اند.

کرکوتی و همکاران (۱۳۸۹)، از روش‌های کریکر و SCS برای برآورد سیلاب حداکثر در رودخانه‌ای در کرمانشاه بهره برده و استفاده از روش SCS را به علت ملاحظات اقلیمی، زمین‌شناسی و فیزیوگرافی توصیه کرده‌اند.

اردلان‌خواه (۱۳۹۰)، در مدل حوضه، تلفات بارش از روش شماره منحنی SCS و تبدیل بارش به رواناب از روش هیدروگراف واحد SCS مطالعه‌ای پیرامون شبیه‌سازی فرایند بارش - رواناب در حوضه آبریز هلشی با استفاده از مدل HEC-GEOHMS را انجام داده است.

کریمی و همکاران (۱۳۹۰)، به ارزیابی روش‌های مختلف شبیه‌سازی هیدروگراف سیل با استفاده از بسته نرم‌افزاری HEC-HMS در حوضه‌ی آبخیز چهل‌گزی پرداخته و به این نتیجه رسیدند که روش SCS نسبت به روش اشنایدر و کلارک کارایی بیشتری دارد.

نوری و همکاران (۱۳۹۱)، مدل‌های اشنایدر و SCS را در حوضه آبخیز قروه را با در نظر گرفتن پنج رویداد بارش مورد مقایسه قرار داده‌اند و نتایج بهتر مدل SCS را در شبیه‌سازی دبی اوج سیلاب نتیجه‌گیری نموده‌اند.

واعظی و همکاران (۱۳۹۱)، کارایی روش شماره منحنی رواناب (SCS-CN) را در برآورد رواناب در حوزه آبخیز تهم‌چای، شمال غرب زنجان مورد بررسی قرار داده و به این نتیجه رسیده‌اند که مقدار رواناب برآورد شده به‌طور متوسط ۲۷/۸ برابر بزرگ‌تر از مقدار مشاهده‌ای بوده است.

جهانگیری و همکاران (۱۳۹۳)، با استفاده از روش SCS از مدل‌سازی عددی در محیط نرم‌افزار Matlab به تخمین مقدار حداکثر دبی سیلاب در زیرحوضه منطقه کن جهت مدیریت اراضی پرداخته و معتقد بودند که در این روش نتیجه حاصله تخمین درستی از سیلاب به‌دست می‌دهد.

ذوالفقاری و همکاران (۱۳۹۳)، به شبیه‌سازی روابط بارش - رواناب حوضه آبریز کشکان در استان لرستان با روش SCS پرداخته‌اند و بیان داشته‌اند که مدل HEC-HMS روابط بارش - رواناب محاسباتی و روابط بارش - رواناب مشاهداتی را با دقتی حدود ۹۴٪ برآورد می‌کند که نشان‌دهنده توانایی بالای این مدل و روش SCS در تحلیل روابط بارش - رواناب حوضه آبریز کشکان است.

ملکی و همکاران (۱۳۹۳)، با استفاده از روش آنالیز آماری، مدل SCS و مقطع برداری از رودخانه رفتار هیدرولوژیکی سیلاب حوضه آبخیز رازآور را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

حجازی و همکاران (۱۳۹۴) با استفاده از روش CN مربوط به سازمان حفاظت خاک آمریکا SCS اقدام به برآورد مقادیر ارتفاع و دبی حداکثر رواناب در حوضه آبریز سراب دره شهر نموده و به این نتیجه رسیده‌اند که در بین پارامترهای مورد استفاده در زیرحوضه‌ها دو پارامتر فیزیوگرافی مساحت و تراکم زهکشی تأثیر بیشتری در سیل‌خیزی حوضه دارند.

سالاری جزی و همکاران (۱۳۹۵)، به برآورد هیدروگراف رواناب در حوضه فاقد آمار بدون استفاده از داده‌های پوشش خاک و کاربری اراضی با در نظر گرفتن ویژگی‌های متداول SCS به بررسی یک روش پیشنهادی برای استفاده از این مدل در شرایط عدم دسترسی به داده‌های پوشش خاک و کاربری اراضی پرداخته‌اند.

قنوتی و همکاران (۱۳۹۵)، با استفاده از روش بارش - رواناب SCS به بررسی پتانسیل سیلاب حوضه آبریز در که با استفاده از روش بارش - رواناب SCS پرداخته و بیان داشته‌اند که در قسمت جنوبی حوضه به دلیل از بین رفتن پوشش گیاهی، گسترش شهر از جنوب، تغییر کاربری زمین و شکل حوضه سیلاب بیشتر از سایر نقاط حوضه می‌باشد. این پژوهش نیز به منظور کلاس‌بندی و وزن‌دهی عوامل مؤثر در سیل‌خیزی و ضریب رواناب CN حوضه آبخیز رازآور و اولویت‌بندی فاکتورهای مهم و آنالیز داده‌های واقعی منطقه با استفاده از روش SCS صورت پذیرفته است.

این پژوهش با اهداف ذیل انجام پذیرفته است:

محاسبه ضریب رواناب در زیرحوضه‌ها و حوضه اصلی رازآور با مدل SCS؛

تبدیل متغیرهای کیفی به متغیرهای کمی و معرفی آن‌ها به عنوان متغیرهای مستقل؛

کلاس‌بندی وزن‌دهی فاکتورهای مؤثر ایجاد سیل در حوضه.

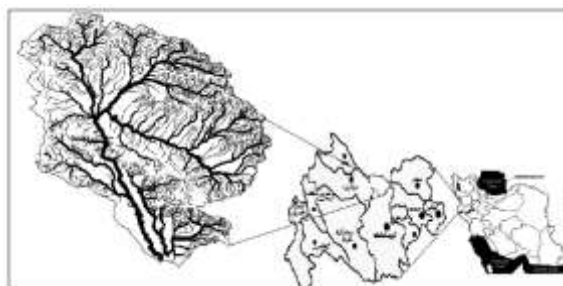
## ۲. مواد و روش‌ها

### ۲-۱. منطقه مورد مطالعه

حوضه آبخیز رازآور در شمال و شمال غرب کرمانشاه حد فاصل طول جغرافیایی  $31^{\circ}43'$  تا  $46^{\circ}15'$  و  $47^{\circ}$  و

عرض جغرافیایی "۲۶ ۲۵ ° تا "۳۶ ۵۴ ° واقع شده و از زیرحوضه های رودخانه قره سو و کرخه محسوب می گردد. آبراهه اصلی حوضه رودخانه رازآور با طول تقریبی ۷۲ کیلومتر بوده که حوضه رازآور نام خود را از این رودخانه گرفته است. این حوضه از نظر تقسیمات سیاسی در محدوده دو استان کرمانشاه و کردستان و از لحاظ ساختمانی در دو زون ساختاری و مهم ایران یعنی زاگرس و سنندج - سیرجان گسترده شده است.

شکل ۱ موقعیت حوضه آبخیز رازآور را از لحاظ تقسیمات کشوری استانی و منطقه ای نشان می دهد.



شکل ۱: موقعیت حوضه آبخیز رازآور

## ۲-۲. روش SCS

روش های قبلی از جمله روش های کالیفرنیا، برانزبی ویلیامز و کریچ در مورد حوضه های کوچک استفاده داشته و برای حوضه های بزرگ از روش های دیگری مانند روش پیشنهادی سازمان حفاظت خاک آمریکا SCS که به روش زمان تأخیر (Lag time) معروف است استفاده می شود. زمان تأخیر برحسب تعریف فاصله زمانی بین مرکز بارش (نقطه زمانی وسط بارندگی) تا زمان اوج هیدروگراف است. در این روش جهت محاسبه زمان تمرکز از فرمول ذیل استفاده می شود.

$$T_{log} = \frac{L^{1/4} (S+1)^{1/4}}{190 \cdot Y^{1/5}} S = \frac{1000}{CN} - 10 \cdot T_c = 1/6 Tlag \quad (1)$$

$Tlag$ : زمان تأخیر حوضه (ساعت)

$L$ : طول رودخانه اصلی (فوت)

$Y$ : شیب متوسط حوضه (درصد)

$S$ : نمایه نگهداشت آب در داخل حوضه (اینچ)

CN: نمایه خصوصیات نفوذپذیری حوضه که بر اساس کاربری اراضی حوضه آبریز محاسبه می شود.

$T_s$ : زمان تمرکز حوضه (ساعت)

مقایسه نتایج حاصل از روش های مختلف محاسبه زمان تمرکز زیر حوضه های مورد مطالعه حوضه آبریز رودخانه رازآور و انطباق با شرایط منطقه، نتایج حاصل از روش SCS به واقعیت نزدیک تر است.

### ۱-۲-۲. روش SCS جهت محاسبه رواناب

سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS) برای به دست آوردن دبی سیل روش ساده ای را پیشنهاد نموده است که در پروژه های هیدرولوژی و زهکشی و جمع آوری آب های سطحی بسیار کاربرد دارد. در ای روش جهت محاسبه حداکثر دبی لحظه ای سیلاب از روابط زیر استفاده می شود.

$$T_p = 0.6T_c + \sqrt{T_c} \quad (2)$$

$$Q_p = \frac{0.0008AR}{T_p} R = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} = \frac{2540}{CN} - 25/4 \quad (3)$$

در روابط فوق:

A: مساحت حوضه (هکتار)

R: مقدار رواناب سطحی (سانتی متر)

$T_p$ : زمان رسیدن به دبی پیک (ساعت)

$T_c$ : زمان تمرکز

CN: شماره منحنی حوضه

P: مقدار بارندگی در طول مدت بارش (سانتی متر)

### ۳-۲. تعیین شماره منحنی CN

شماره منحنی مشخصه ای است که پتانسیل تولید رواناب در یک حوضه را تعیین می نماید. شماره منحنی از روی مشخصات خاک، نوع بهره برداری از زمین و شرایط رطوبتی قبلی خاک به طریق زیر تعیین می گردد.

### ۱-۳-۲. نفوذپذیری و کلاس هیدرولوژیک

خصوصیات خاک روی تحول و پیدایش رواناب اثر داشته و باید در محاسبات مربوط به آن در نظر گرفته شود. هنگامی که رواناب ناشی از یک رگبار جهت مطالعه سیلابها مورد مطالعه باشد، خصوصیات خاک می تواند با یک عامل هیدرولوژیکی بیان گردد که حداقل سرعت نفوذپذیری در حالت مرطوب بودن خاک می باشد. تمام خاکها بر اساس پتانسیل ایجاد رواناب در یک گروه چهارتایی تقسیم بندی شده اند که هر گروه می تواند در صورت نیاز به دقت بیشتر به زیرگروه هایی تقسیم شود. گروه های اصلی خاک تعیین شده توسط SCS عبارتند از:

گروه (A): (پتانسیل ضعیف رواناب)، خاک های با شدت نفوذپذیری بالا که حتی زمانی که کاملاً مرطوب هستند، دارای زهکشی خوبی بوده و آبگذری بالایی دارند و شامل خاک های شنی و قلوه سنگی عمیق می باشند.

گروه (B): خاک هایی که در هنگام مرطوب بودن شدت نفوذپذیری متوسط دارند. خاک هایی عمیق بوده و زهکش متوسط تا خوب دارند و بافت آن ها نسبتاً ریز تا متوسط می باشد، آبگذری آن ها متوسط بوده و توانایی متوسطی از نظر تولید رواناب دارند.

گروه (C): خاک هایی که در هنگام مرطوب بودن نفوذپذیری کمی دارند. عمدتاً همراه با لایه ای که مانع نفوذ آب به قسمت های پایین تر می گردد بوده و یا دارای بافت ریز تا نسبتاً ریز می باشند و ضریب آبگذری کمی دارند. توانایی تولید رواناب آن ها نسبتاً زیاد است.

گروه (D): خاک هایی که در هنگام خیس بودن، نفوذپذیری کم دارند. عمدتاً شامل خاک های رسی، خاک های با سطح سفره آب بالا و دائمی، خاک های با لایه های سخت رسی در سطح و نزدیک آن و خاک های کم عمق روی تشکیلات تقریباً غیرقابل نفوذ می باشند. این خاک ها دارای قابلیت انتقال خیلی کمی بوده و قسمت های سنگی حوضه ها و جاده ها نیز شامل این گروه می گردد. در این گروه توانایی تولید رواناب زیادی وجود دارد.

جدول ۱۰: گروه های هیدرولوژیک خاک

| گروه های هیدرولوژیک خاک | پتانسیل جریان سطحی از نظر CN | نوع خاک                                      |
|-------------------------|------------------------------|----------------------------------------------|
| A                       | کم                           | خاک ماسه ای با نفوذپذیری بسیار زیاد          |
| B                       | متوسط                        | رس کم عمق با میزان نفوذپذیری زیاد            |
| C                       | زیاد                         | خاک های با مواد آلی و رس زیاد و نفوذپذیری کم |
| D                       | خیلی زیاد                    | خاک رسی ولومی با میزان نفوذپذیری خیلی کم     |

بعد از تعیین گروه های هیدرولوژیک خاک منطقه اقدام به تهیه نقشه CN با ضریب ایجاد رواناب شده است که از انطباق نقشه گروه های هیدرولوژیک خاک منطقه با کاربری اراضی و وضعیت پوشش گیاهی منطقه به دست آمده است.

## ۲-۳-۲. کاربری زمین

در این مورد باید عوامل متعددی در نظر گرفته شود که شامل نوع استفاده از زمین، عملیات اصلاحی انجام شده و وضعیت هیدرولوژیکی است.

با توجه به موارد مزبور CN برای هر کاربری را می توان از جدول (۲) تعیین نمود. در این مطالعات از نقشه های کاربری اراضی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ استفاده شده و مساحت هر یک از کاربری ها تعیین گردید. در ادامه ضریب CN برای هر یک از کاربری های تعیین شده و بر اساس آن ضریب CN برای هر یک از زیرحوضه ها مورد محاسبه قرار گرفت.

با ادغام نقشه کاربری اراضی و نقشه گروه های هیدرولوژیک خاک بر اساس جدول موجود در کتاب هیدرولوژی کاربردی و کتاب هندبوک ضرایب CN برای هر حوضه و زیرحوضه استخراج شده است. جدول ضرایب CN در ذیل می آید.

جدول ۱۱: ضرایب CN برای گروه های هیدرولوژیک و پوشش سطح زمین

| گروه های هیدرولوژیک خاک |    |    |    | خصوصیات پوشش سطح حوضه                      |
|-------------------------|----|----|----|--------------------------------------------|
| D                       | C  | B  | A  |                                            |
| ۷۹                      | ۷۳ | ۶۰ | ۳۶ | پوشش جنگلی متوسط                           |
| ۷۷                      | ۷۰ | ۵۵ | ۲۵ | پوشش جنگلی خوب                             |
| ۸۴                      | ۷۹ | ۶۹ | ۴۹ | مراعات طبیعی با پوشش متوسط                 |
| ۸۰                      | ۷۴ | ۶۱ | ۳۹ | مراعات طبیعی با پوشش خوب                   |
|                         |    |    |    | اراضی کشاورزی                              |
| ۸۳                      | ۷۸ | ۶۹ | ۵۵ | زیرکشت حبوبات                              |
| ۸۸                      | ۸۴ | ۷۶ | ۶۵ | زیرکشت غلات (ردیف های مستقیم)              |
| ۸۴                      | ۸۱ | ۷۳ | ۶۰ | زیرکشت غلات (ردیف های به موازات خطوط تراز) |
|                         |    |    |    | زیرکشت گیاهان ردیفی                        |
| ۹۱                      | ۸۸ | ۸۱ | ۷۲ | زیرکشت ردیف های مستقیم با پوشش متوسط       |
| ۸۹                      | ۸۵ | ۷۸ | ۶۷ | زیرکشت ردیف های مستقیم با پوشش خوب         |

|    |    |    |    |                                                |
|----|----|----|----|------------------------------------------------|
|    |    |    |    | زیر کشت ردیف های به موازات خطوط تراز           |
| ۸۸ | ۸۴ | ۷۹ | ۷۰ | زیر کشت با پوشش متوسط                          |
| ۸۶ | ۸۲ | ۷۵ | ۶۵ | زیر کشت با پوشش خوب                            |
| ۹۸ | ۹۸ | ۹۸ | ۹۸ | پشت بام ها، پارکینگ ها و دیگر جاده های آسفالتی |
| ۹۲ | ۹۰ | ۸۵ | ۷۷ | مناطق مسکونی با ۰/۰۶۵ آسفالت                   |
| ۸۴ | ۷۹ | ۶۸ | ۵۱ | مناطق مسکونی با ۰/۰۲۰ آسفالت                   |
| ۸۹ | ۸۷ | ۸۲ | ۷۲ | خیابان ها و جاده های آسفالتی                   |
| ۹۱ | ۸۹ | ۸۵ | ۷۶ | جاده های شوسه                                  |

#### ۲-۴. محاسبه رواناب با روش (CN)

در این روش جهت برآورد رواناب از فرمول ذیل استفاده می شود.

$$R = \frac{(p - \%25^2)}{2(p - \%85)}$$

$$R = \text{ارتفاع رواناب}$$

$$P = \text{میزان بارش (mm)}$$

$$S = \text{نمایه مربوط به نگهداشت آب در سطح زمین که خود از رابطه زیر به دست می آید.}$$

$$S = \frac{(25400)}{CN} - 254(\text{mm})$$

$$CN = \text{ضریب رواناب}$$

میزان CN از انطباق نقشه های واحدهای هیدرولوژیک خاک منطقه و نقشه وضعیت پوشش گیاهی و کاربری اراضی حوضه با یکدیگر و ضرایب خاص اثبات شده موجود به دست آمده است. رواناب حاصل از بارندگی را می توان برحسب ارتفاع یا حجم توصیف نمود (علیزاده، ۱۳۷۷: ۳۶۹).

#### ۲-۵. محاسبه زمان تمرکز و زمان تأخیر حوضه با روش SCS

رابطه مورد استفاده جهت محاسبه زمان تمرکز به صورت ذیل است:

$$tc = \frac{ti}{\%6}$$

$tc$  = زمان تمرکز حوضه بر حسب ساعت

$ti$  = زمان تأخیر حوضه که از رابطه ذیل محاسبه می شود.

$$ti = \frac{(L)^{1/4} [2540 - 22.86 \times cn^{1/4}]}{1410.4 \times cn^{1/4} \times y^m}$$

$ti$  = زمان تأخیر حوضه

$cn$  = ضریب رواناب

$y^m$  = شیب وزنی

$L$  = طول زهکش اصلی

## ۲-۶. روش خطوط هم باران و گرادیان

آمار مربوط به میانگین سالیانه بارندگی حوضه از روش تهیه نقشه خطوط هم باران و مقادیر بارندگی های ۲۴ ساعته و بارندگی شش ساعته با دوره های بازگشت مختلف از روش گرادیان بارندگی و استفاده از آمار ثبت شده در ایستگاه ورمهنگ که از مقادیر ثبت شده کافی برخوردار و ارتفاع ایستگاه نیز بیشتر از سایر ایستگاه ها بوده است محاسبه گردیده است، در اینجا از نتایج مطالعات هواشناسی استفاده شده است.

## ۳. تهیه نقشه پتانسیل تولید سیلاب در زیرحوضه ها و حوضه آبخیز رازآور

برای تهیه نقشه ی پتانسیل تولید سیلاب بر اساس رتبه های آبراهه های ۵-۶-۷ و با توجه به دوره برگشت های ۲ تا ۱۰۰ سال، ارتفاع رواناب محاسبه شده از هیدروگراف سیل برای هر زیرحوضه و حوضه ی اصلی رازآور کلاس بندی شده است. برای این منظور ارتفاع رواناب برای هر دوره ی برگشت به پنج کلاس خیلی کم، کم، متوسط، زیاد و خیلی زیاد تقسیم بندی شده است و هر زیرحوضه از نظر توان تولید سیلاب در کلاس های بالا دسته بندی شده است. در جداول (۳ تا ۱۳) کلاس بندی ارتفاع رواناب با توجه به رتبه ی آبراهه نشان داده می شود که بیانگر توان و پتانسیل هر زیرحوضه در تولید رواناب در منطقه است.

جدول ۱۲: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۲ و ۵ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۵ سال |             |           | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۲ سال |             |           |
|-----------------------------------------------|-------------|-----------|-----------------------------------------------|-------------|-----------|
| نام حوضه با رتبه ۵                            | رده هر کلاس | کلاس      | نام حوضه با رتبه ۵                            | رده هر کلاس | کلاس      |
| ۱۳-۱۵                                         | ۶/۸-۶۰/۲    | خیلی کم   | ۱۱                                            | ۲-۰/۵۳      | خیلی کم   |
| ۹-۱۰-۱۱-۱۷                                    | ۸/۹-۲/۸     | کم        | ۹-۱۰-۱۵                                       | ۲/۳-۵۳/۴۱   | کم        |
| ۳-۵-۶-۷-۸-۱۲                                  | ۹/۱۱-۸/۴    | متوسط     | ۱-۴-۵-۶-۷-۸-۱۳-۱۷                             | ۳/۵-۴۱/۱۷   | متوسط     |
| ۱-۲-۴-۱۶-۱۸                                   | ۱۱/۱۳-۴     | زیاد      | ۲-۱۲-۱۸                                       | ۳/۵-۴۱/۱۷   | زیاد      |
| ۱۴                                            | ۱۴-۱۳/۶     | خیلی زیاد | ۳-۱۴-۱۶                                       | ۶/۶-۰۵/۹۵   | خیلی زیاد |

جدول ۱۳: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۱۰ و ۲۰ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۲۰ سال |                 |           | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۱۰ سال |                 |           |
|------------------------------------------------|-----------------|-----------|------------------------------------------------|-----------------|-----------|
| نام حوضه با رتبه ۵                             | رده هر کلاس     | کلاس      | نام حوضه با رتبه ۵                             | رده هر کلاس     | کلاس      |
| ۹-۱۱-۱۵                                        | ۲۰-/۴۳<br>۱۸/۴۷ | خیلی کم   | ۹-۱۰-۱۱-۱۵                                     | ۱۵-/۳۲<br>۱۳/۶۰ | خیلی کم   |
| ۱۰                                             | ۲۲-/۳۹<br>۲۰/۴۳ | کم        | ۵-۸                                            | ۱۷-/۰۴<br>۱۵/۳۲ | کم        |
| ۷-۸-۱۲-۱۳                                      | ۲۴-/۳۵<br>۲۲/۳۹ | متوسط     | ۱-۴-۶-۷-۱۲-۱۳-۱۷                               | ۱۸-/۷۶<br>۱۷/۰۴ | متوسط     |
| ۱-۴-۵-۶-۱۶-۱۷-۱۸                               | ۲۶-/۳۱<br>۲۴/۳۵ | زیاد      | ۲-۳-۱۶-۱۸                                      | ۲۰-/۴۸<br>۱۸/۷۶ | زیاد      |
| ۲-۳-۱۴                                         | ۲۸-/۲۷<br>۲۶/۳۱ | خیلی زیاد | ۱۴                                             | ۲۰/۲۲-۴۸/۲      | خیلی زیاد |

جدول ۱۴: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۲۵ و ۵۰ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۵۰ سال |             |           | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۲۵ سال |             |           |
|------------------------------------------------|-------------|-----------|------------------------------------------------|-------------|-----------|
| نام حوضه با رتبه ۵                             | رده هر کلاس | کلاس      | نام حوضه با رتبه ۵                             | رده هر کلاس | کلاس      |
| ۹-۱۰-۱۱-۱۵                                     | ۲۷/۳۱-۷۵/۸۸ | خیلی کم   | ۹-۱۰-۱۱-۱۵                                     | ۲۱/۲۴-۱۵/۳۵ | خیلی کم   |
| ۸-۱۲                                           | ۳۱/۳۴-۸۸/۲۰ | کم        | ۷-۸-۱۲-۱۳                                      | ۲۴/۲۷-۳۵/۵۵ | کم        |
| ۱-۱۶                                           | ۳۴/۳۶-۲۰/۵۲ | متوسط     | ۱-۴-۵-۶-۱۶-۱۷-۱۸                               | ۲۷/۳۰-۵۵/۷۵ | متوسط     |
| ۴-۵-۶-۷-۱۷-۱۸                                  | ۳۶/۳۸-۵۲/۸۴ | زیاد      | ۲-۱۴                                           | ۳۰/۳۳-۷۵/۹۵ | زیاد      |
| ۲-۳-۱۳-۱۴                                      | ۳۸/۴۱-۸۴/۱۶ | خیلی زیاد | ۳                                              | ۳۳/۳۷-۹۵/۱۵ | خیلی زیاد |

جدول ۱۵: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۱۰۰ و ۲ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۲ سال |             |           | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۱۰۰ سال |             |           |
|-----------------------------------------------|-------------|-----------|-------------------------------------------------|-------------|-----------|
| نام حوضه با رتبه ۶                            | رده هر کلاس | کلاس      | نام حوضه با رتبه ۶                              | رده هر کلاس | کلاس      |
| ۲-۶                                           | ۵-۰/۳۲      | خیلی کم   | ۹-۱۰-۱۱-۱۵                                      | ۳۴/۳۷-۶۶/۷۳ | خیلی کم   |
| ۶-۶، ۴-۶، ۳-۶، ۱-۶                            | ۵/۶-۳۲/۴۳   | کم        |                                                 | ۳۷/۴۰-۷۳/۸  | کم        |
|                                               | ۶/۷-۴۳/۵۴   | متوسط     | ۷-۸-۱۲-۱۳                                       | ۴۰/۴۳-۸/۸۷  | متوسط     |
| ۶                                             | ۷/۸-۵۴/۶۵   | زیاد      | ۱۶-۱۷-۱۸                                        | ۴۳/۴۶-۸۷/۹۴ | زیاد      |
| ۵-۶                                           | ۸/۱۰-۶۵/۸۷  | خیلی زیاد | ۱-۲-۳-۴-۵-۶-۱۴                                  | ۴۶/۵۰-۹۴/۰۱ | خیلی زیاد |

جدول ۱۶: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۵ و ۱۰ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۱۰ سال |             |           | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۵ سال |             |           |
|------------------------------------------------|-------------|-----------|-----------------------------------------------|-------------|-----------|
| نام حوضه با رتبه ۶                             | رده هر کلاس | کلاس      | نام حوضه با رتبه ۶                            | رده هر کلاس | کلاس      |
| ۶-۶، ۴-۶، ۳-۶، ۱-۶                             | ۱۷/۲۰-۹۵/۱۷ | خیلی کم   | ۶-۶، ۴-۶، ۲-۶، ۱-۶                            | ۱۱/۱۳-۹۲/۴۸ | خیلی کم   |
| ۳-۶                                            | ۲۰/۲۲-۱۷/۳۹ | کم        | ۳-۶                                           | ۱۳/۱۵-۴۸/۰۴ | کم        |
| ۶                                              | ۲۲/۲۴-۳۹/۶۱ | متوسط     | ۶                                             | ۱۵/۱۶-۰۴/۶  | متوسط     |
|                                                | ۲۴/۲۶-۶۱/۸۳ | زیاد      |                                               | ۱۶/۱۸-۶/۱۶  | زیاد      |
| ۵-۶                                            | ۲۶/۲۹-۸۳/۰۵ | خیلی زیاد | ۵                                             | ۱۸/۱۹-۱۶/۷۲ | خیلی زیاد |

جدول ۱۷: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۲۰ و ۲۵ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۲۵ سال |             |           | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۲۰ سال |             |           |
|------------------------------------------------|-------------|-----------|------------------------------------------------|-------------|-----------|
| نام حوضه با رتبه ۶                             | رده هر کلاس | کلاس      | نام حوضه با رتبه ۶                             | رده هر کلاس | کلاس      |
| ۳-۶، ۲-۶، ۱-۶                                  | ۲۷/۲۹-۰۸/۰۷ | خیلی کم   | ۱-۶                                            | ۲۳/۲۶-۹۱/۲۹ | خیلی کم   |
| ۶-۶، ۴-۶                                       | ۲۹/۳۱-۰۷/۰۶ | کم        | ۴-۶، ۳-۶، ۲-۶                                  | ۲۶/۲۸-۲۹/۶۷ | کم        |
|                                                | ۳۳/۰۵-۳۱/۰۶ | متوسط     |                                                | ۲۸/۳۱-۶۷/۰۵ | متوسط     |
| ۶                                              | ۳۳/۳۵-۰۵/۰۴ | زیاد      | ۶                                              | ۳۱/۳۳-۰۵/۴۲ | زیاد      |
| ۵-۶                                            | ۳۵/۳۷-۰۴/۰۳ | خیلی زیاد | ۵-۶                                            | ۳۳/۳۵-۴۳/۸۱ | خیلی زیاد |

جدول ۱۸: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۵۰ و ۱۰۰ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۱۰۰ سال |             |         | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۵۰ سال |             |         |
|-------------------------------------------------|-------------|---------|------------------------------------------------|-------------|---------|
| نام حوضه با رتبه ۶                              | رده هر کلاس | کلاس    | نام حوضه با رتبه ۶                             | رده هر کلاس | کلاس    |
| ۲-۶، ۱-۶                                        | ۴۲/۴۵-۹۹/۹۷ | خیلی کم | ۲-۶، ۱-۶                                       | ۳۵/۳۷-۰۹/۷۴ | خیلی کم |
| ۶-۶، ۴-۶، ۳-۶                                   | ۴۵/۴۹-۹۷/۲۵ | کم      | ۶-۶، ۴-۶، ۳-۶                                  | ۳۷/۴۰-۷۴/۳۹ | کم      |
| ۶                                               | ۴۹/۵۲-۲۵/۵۳ | متوسط   |                                                | ۴۰/۴۳-۳۹/۰۴ | متوسط   |

|           |             |     |           |             |   |
|-----------|-------------|-----|-----------|-------------|---|
| زیاد      | ۴۳/۴۵-۰۴/۶۴ | ۶   | زیاد      | ۵۲/۵۵-۵۳/۸۱ |   |
| خیلی زیاد | ۴۵/۴۸-۶۴/۳۴ | ۵-۶ | خیلی زیاد | ۵۵/۵۹-۸۱/۰۹ | ۵ |

جدول ۱۹: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۲ و ۵ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۲ سال |             |                    | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۵ سال |             |                    |
|-----------------------------------------------|-------------|--------------------|-----------------------------------------------|-------------|--------------------|
| کلاس                                          | رده هر کلاس | نام حوضه با رتبه ۷ | کلاس                                          | رده هر کلاس | نام حوضه با رتبه ۷ |
| خیلی کم                                       | ۵/۵-۱۰/۷۳   | ۱-۷                | خیلی کم                                       | ۱۱/۱۲-۶۸/۸  | ۱-۷                |
| کم                                            | ۵/۶-۷۳/۳۶   |                    | کم                                            | ۱۲/۱۳-۸/۹۲  |                    |
| متوسط                                         | ۶/۶-۲۶/۹۹   |                    | متوسط                                         | ۱۳/۱۵-۹۲/۰۴ | ۳-۷                |
| زیاد                                          | ۶/۷-۹۹/۶۲   | ۳-۷                | زیاد                                          | ۱۵/۱۶-۰۴/۱۶ | ۷                  |
| خیلی زیاد                                     | ۷/۸-۶۲/۲۵   | ۷، ۲-۷             | خیلی زیاد                                     | ۱۶/۱۷-۱۶/۲۸ | ۲-۷                |

جدول ۲۰: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۱۰ و ۲۰ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۱۰ سال |             |                    | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۲۰ سال |             |                    |
|------------------------------------------------|-------------|--------------------|------------------------------------------------|-------------|--------------------|
| کلاس                                           | رده هر کلاس | نام حوضه با رتبه ۷ | کلاس                                           | رده هر کلاس | نام حوضه با رتبه ۷ |
| خیلی کم                                        | ۱۹/۲۰-۰۵/۳۲ | ۱-۷                | خیلی کم                                        | ۲۴/۲۶-۸۶/۰۳ | ۱-۷                |
| کم                                             | ۲۰/۲۱-۳۲/۵۹ | ۳-۷                | کم                                             | ۲۶/۲۷-۰۳/۲۰ |                    |
| متوسط                                          | ۲۱/۲۲-۵۹/۸۶ |                    | متوسط                                          | ۲۷/۲۸-۲۰/۳۷ |                    |
| زیاد                                           | ۲۲/۲۴-۸۶/۱۳ | ۷                  | زیاد                                           | ۲۸/۲۹-۳۷/۵۴ |                    |
| خیلی زیاد                                      | ۲۴/۲۵-۱۳/۴۰ | ۲-۷                | خیلی زیاد                                      | ۲۹/۳۰-۵۳/۷۱ | ۳-۷، ۲-۷           |

جدول ۲۱: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۲۵ و ۵۰ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۲۵ سال |             |                    | کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۵۰ سال |             |                    |
|------------------------------------------------|-------------|--------------------|------------------------------------------------|-------------|--------------------|
| کلاس                                           | رده هر کلاس | نام حوضه با رتبه ۷ | کلاس                                           | رده هر کلاس | نام حوضه با رتبه ۷ |
| خیلی کم                                        | ۲۶/۲۸-۸۷/۲۸ | ۱-۷، ۳-۷           | خیلی کم                                        | ۴۰/۴۱-۵۲/۰۱ | ۱-۷                |
| کم                                             | ۲۸/۲۹-۲۸/۶۹ |                    | کم                                             | ۴۱/۴۱-۰۱/۴۹ | ۳-۷                |
| متوسط                                          | ۲۹/۳۱-۶۹/۱۰ |                    | متوسط                                          | ۴۱/۴۱-۴۹/۹۷ |                    |
| زیاد                                           | ۳۱/۳۲-۱۰/۵۱ |                    | زیاد                                           | ۴۱/۴۲-۹۷/۴۵ |                    |
| خیلی زیاد                                      | ۳۲/۳۳-۵۱/۹۲ | ۷، ۲-۷             | خیلی زیاد                                      | ۴۲/۴۲-۴۵/۹۳ | ۷، ۲-۷             |

جدول ۲۲: کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره های برگشت ۱۰۰ سال

| کلاس بندی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت ۱۰۰ سال |             |                    |
|-------------------------------------------------|-------------|--------------------|
| کلاس                                            | رده هر کلاس | نام حوضه با رتبه ۷ |
| خیلی کم                                         | ۴۴/۴۶-۱۷/۳۸ | ۱-۷                |
| کم                                              | ۴۶/۴۸-۳۸/۳۹ |                    |

|           |             |     |
|-----------|-------------|-----|
| متوسط     | ۴۸/۵۰-۳۹/۵۰ | ۳-۷ |
| زیاد      | ۵۰/۵۲-۵۰/۶۱ | ۷   |
| خیلی زیاد | ۵۲/۵۴-۶۱/۷۲ | ۲-۷ |

#### ۴. کلاس بندی و وزن دهی عوامل مؤثر سیلاب

با توجه نقشه CN ترسیم شده از حوضه رازآور اراضی که دارای خاک با گروه های هیدرولوژیک هستند از ضریب CN پایینی برخوردار هستند و از نظر توان تولید رواناب در کلاس خیلی کم قرار گرفته اراضی دارای گروه های هیدرولوژیک D ضریب CN بالایی دارند و از نظر توان تولید رواناب در کلاس خیلی زیاد قرار می گیرند. همچنین با توجه به نقشه S تهیه شده اراضی که از ضریب CN بالایی برخوردار هستند از نظر ضریب یا جذب جریان سطحی در کلاس کم و اراضی که از ضریب CN پایینی برخوردار هستند از نظر جذب سطحی بالایی برخوردار بوده و از نظر S در کلاس زیاد قرار می گیرند. به عبارت دیگر مناطقی که دارای خاک مناسب هستند و قدرت جذب رواناب خوبی دارند از نظر توان تولید رواناب خیلی ضعیف و در کلاس خیلی کم قرار می گیرند. کلاس بندی مقادیر CN و S در جداول زیر ارائه شده است.

جدول ۲۳: کلاس بندی مقادیر CN و S برای حوضه های با رتبه ۵

| کلاس بندی S برای حوضه های رتبه ۵ |                   |           | کلاس بندی CN برای حوضه های رتبه ۵ |             |           |
|----------------------------------|-------------------|-----------|-----------------------------------|-------------|-----------|
| نام زیر حوضه ها                  | رده هر کلاس       | کل اس     | نام زیر حوضه ها                   | رده هر کلاس | کل اس     |
| ۳-۵-۶-۱۴-۱۶-۱۷-۱۸                | ۸۱/۹۴-۷۱/۶۸       | کم        | ۱-۲-۴-۹-۱۰-۱۱-۱۵                  | ۶۷/۷۰-۸۰/۴۲ | کم        |
| ۲-۷-۸-۱۲-۱۳                      | ۱۰۷-۱۶۵<br>۹۴/۶۸  | مت<br>وسط | ۷-۸-۱۲-۱۳-۱۸                      | ۷۰/۷۳-۴۲/۰۴ | مت<br>وسط |
| ۱-۴-۹-۱۰-۱۱-۱۵                   | ۱۲۰-۱۶۲<br>۱۰۷/۶۵ | زی<br>اد  | ۳-۵-۶-۱۴-۱۶-۱۷                    | ۷۳/۷۵-۰۴/۶۶ | زیاد      |

جدول ۲۴: کلاس بندی مقادیر CN و S برای حوضه های با رتبه ۶

| کلاس بندی S برای حوضه های رتبه ۶ |              |       | کلاس بندی CN برای حوضه های رتبه ۶ |             |       |
|----------------------------------|--------------|-------|-----------------------------------|-------------|-------|
| نام زیر حوضه ها                  | رده هر کلاس  | کلاس  | نام زیر حوضه ها                   | رده هر کلاس | کلاس  |
| ۴-۶-۵-۶                          | ۸۵/۹۰-۸۴/۹۵  | کم    | ۶int, ۳-۶, ۱-۶                    | ۷۱/۷۲-۵۱/۵۸ | کم    |
| ۶-۶, ۲-۶                         | ۹۰/۹۶-۹۵/۰۶  | متوسط | ۲-۶, ۶-۶                          | ۷۳-۵۸۷۲/۶۵  | متوسط |
| ۶int, ۳-۶, ۱-۶                   | ۹۶/۱۰۱-۰۶/۱۹ | زیاد  | ۴-۶, ۵-۶                          | ۷۳/۷۴-۶۵/۴۲ | زیاد  |

جدول ۲۵: کلاس بندی مقادیر CN و S برای حوضه های با رتبه ۷

| کلاس بندی S برای حوضه های رتبه ۶ |              |       | کلاس بندی CN برای حوضه های رتبه ۶ |             |       |
|----------------------------------|--------------|-------|-----------------------------------|-------------|-------|
| نام زیر حوضه ها                  | رده هر کلاس  | کلاس  | نام زیر حوضه ها                   | رده هر کلاس | کل اس |
| ۳-۷                              | ۸۸/۹۲-۵۴/۷۲  | کم    | ۷ int                             | ۷۱/۷۲-۵۳/۴۰ | کم    |
| ۱-۷، ۲-۷                         | ۹۲/۹۶-۷۲/۹۰  | متوسط | ۱-۲، ۷-۷                          | ۷۲/۷۳-۴۰/۲۷ | متوسط |
| ۷ int                            | ۹۶/۱۰۱-۹۰/۰۸ | زیاد  | ۳-۷                               | ۷۳/۷۴-۲۷/۱۴ | زیاد  |

جداول CN و S نشان می دهد اراضی که از نظر تولید رواناب از پتانسیل بالایی برخوردارند شامل زیر حوضه های ۳-۷، ۱۶-۱۷، ۱۴-۱۶، ۵-۶ از زیر حوضه های با رتبه ۵ و زیر حوضه های ۵-۶ و ۴-۶ با رتبه آبراهه ۶ و زیر حوضه های ۲-۷ با رتبه ۷ از نظر توان تولید رواناب پتانسیل بالایی دارند در مقابل همین زیر حوضه ها از نظر جذب جریان سطحی از کمترین مقدار جذب برخوردارند و بیانگر این نکته است که اراضی که از نظر جنس زمین شناسی، وضعیت شیب، پوشش گیاهی و کاربری اراضی قدرت جذب و نگهداشت آب را نداشته اند باعث بالا رفتن ضریب رواناب و ایجاد سیل شده اند، در مقابل زیر حوضه هایی که از شرایط مساعدی برخوردار هستند توان جذب رواناب را دارند و از ضریب رواناب کمتری برخوردارند.

#### ۵. تشریح خلاصه نتایج حاصل از محاسبه توان تولید رواناب با دوره برگشت های مختلف

با توجه به کلاس بندی ارتفاع رواناب تولید شده در هر زیر حوضه و تهیه نقشه های پتانسیل سیل حوضه آبخیز رازآور برای دوره برگشت های ۲ تا ۱۰۰ سال به تفکیک زیر حوضه های با رتبه ۵-۶-۷ می توان به این نتیجه دست یافت که تقسیم بندی حوضه بر اساس رتبه ۵ و محاسبه ارتفاع رواناب برای این زیر حوضه ها نشان می دهد که تقسیم بندی حوضه اصلی به حوضه های نسبتاً کوچک تأثیر عوامل مؤثر بیشتری را در سیل خیزی نشان می دهد به طوری که با این نوع رتبه بندی در مرحله اول تأثیر عامل مساحت را به حداقل رسانده ایم و در مقابل تأثیر عوامل دیگر نظیر زمین شناسی، شماره منحنی (CN) پوشش گیاهی و دیگر عوامل خود را نشان داده است. در این دسته بندی زیر حوضه های ۳-۱۴-۱۶ برای دوره برگشت ۲ سال از پتانسیل سیل بالایی برخوردار بوده است که دلیل آن وجود جنس زمین شناسی، شیب، پوشش گیاهی و میزان نفوذ پذیری در حوضه است که شرایط مساعدی را برای سیل خیزی فراهم کرده است. در این

تقسیم‌بندی عوامل مؤثر دیگر غیر از مساحت در رفتار هیدرولوژیکی حوضه‌ها شناخته شده است.

در تقسیم‌بندی حوضه بر اساس زیر حوضه‌های با رتبه ۶ عامل مساحت حوضه نمود بیشتری پیدا کرده و نقش عوامل دیگر در حوضه‌های کوچک کم‌رنگ شده است به گونه‌ای که در تقسیم‌بندی حوضه بر اساس رتبه ۵ زیرحوضه ۳ که قبلاً به دلیل داشتن شیب زیاد و عدم پوشش گیاهی مناسب جزء زیرحوضه‌های با توان تولید سیل خیلی زیاد بود، نقش خود را تا حدی از دست داده و جزء زیر حوضه با رتبه‌های ۱-۶ قرار گرفته که از نظر پتانسیل سیل‌خیزی در کلاس خیلی کم قرار می‌گیرد ولی زیرحوضه ۵-۶ به دلیل نقش مؤثر و گسترده جنس زمین‌شناسی و قرار گرفتن در سازندهای آذرین و دگرگونی از نظر پتانسیل سیل‌خیزی در کلاس خیلی زیاد قرار می‌گیرد و برای تمام دوره برگشت‌های ۲ تا ۱۰۰ این وضعیت را دارد.

در مرحله بعد با تقسیم حوضه رازآور به سه زیر حوضه بزرگ و یک واحد بین حوضه‌ای تأثیر عامل مساحت بر سیل‌خیزی منطقه بیشتر شده به گونه‌ای که حوضه ۲-۷ به دلیل داشتن مساحت بیشتر نسبت به سایر زیرحوضه‌ها از پتانسیل رواناب بالایی برخوردار بوده و در کلاس خیلی زیاد قرار می‌گیرد. با این تقسیم‌بندی تأثیر عوامل دیگر در شناخت رفتار هیدرولوژیکی حوضه کم‌رنگ شده و تأثیر مساحت نمود بیشتری پیدا کرده است.

## ۶. کنترل صحت ارقام محاسبه شده با روش SCS

به منظور کنترل اعداد دبی حداکثر به دست آمده با روش شماره منحنی (CN) و اعداد دبی حداکثر واقعی منطقه و اینکه روش استفاده شده تا چه اندازه‌ای بیانگر واقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه است، می‌توان به جواب دبی‌های محاسبه شده در این روش اعتماد کرد. در ادامه شرح آنالیز دبی انجام شده می‌آید.

ابتدا آمار ایستگاه پیرمزد بازسازی شده و با وارد کردن این آمار در نرم‌افزار HYFA به تجزیه و تحلیل آمار پرداخته شده و مقدار دبی سیل برای دوره‌های برگشت ۲ تا ۱۰۰ سال محاسبه شده است. نتایج این آنالیز در جدول ۱۵ آمده است. با مقایسه‌ی ارقام حاصل از آنالیز دبی پیک لحظه‌ای سیلاب واقعی منطقه با ارقام محاسبه شده به روش SCS این نتیجه به دست آمد که جواب محاسبات انجام شده با واقعیت دبی پیک منطقه نزدیکی فراوانی دارد و با استفاده صحیح از روش SCS و محاسبه درست پارامترهای لازم در این روش می‌توان دبی و ارتفاع رواناب حوضه را به صورت قابل قبولی تخمین زد اما لازم به ذکر است که در این روش باید به دو پارامتر بسیار حساس ضریب CN و ضریب بازوی پایین‌رونده‌ی هیدروگراف واقعی سیل منطقه در محاسبه‌ی سیلاب بسیار توجه کرد زیرا اگر این ضرایب به خوبی لحاظ نشوند باعث

محاسبه‌ی ارقام غیرواقعی سیل از منطقه خواهد شد و ارزش مدل در محاسبه‌ی ارتفاع رواناب و دبی سیلاب تا حد زیادی کاهش خواهد یافت.

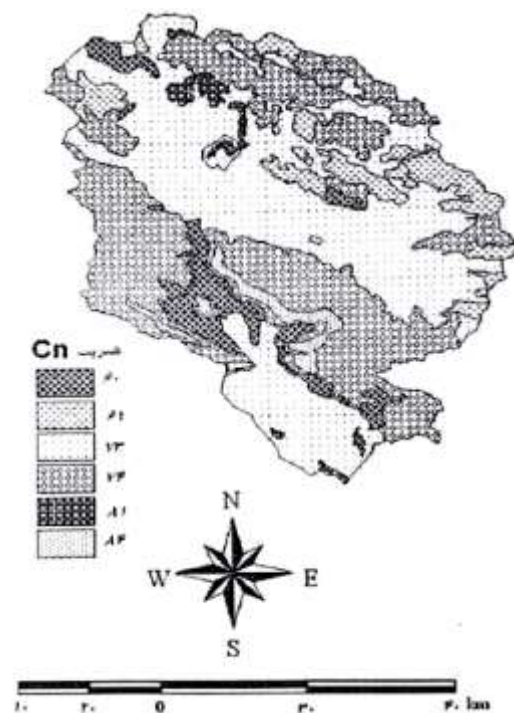
در جدول ۱۵ دبی‌های سیلابی برای دوره برگشت‌های ۲ تا ۱۰۰ سال نشان داده شده است که آنالیز آماری آن در محیط نرم‌افزار HYFA انجام گردیده است و همچنین مقادیر دبی سیلابی برای دوره برگشت‌های ۲ تا ۱۰۰ محاسبه شده توسط مدل SCS آورده می‌شود که بیانگر مشابهت و نزدیکی فراوان این مقادیر است و نشان می‌دهد که اگر در روش SCS پارامترها به دقت محاسبه شوند می‌توانند برآوردهای نسبتاً خوبی از منطقه به دست دهند.

جدول ۲۶: مقدار دبی پیک محاسبه شده با روش SCS

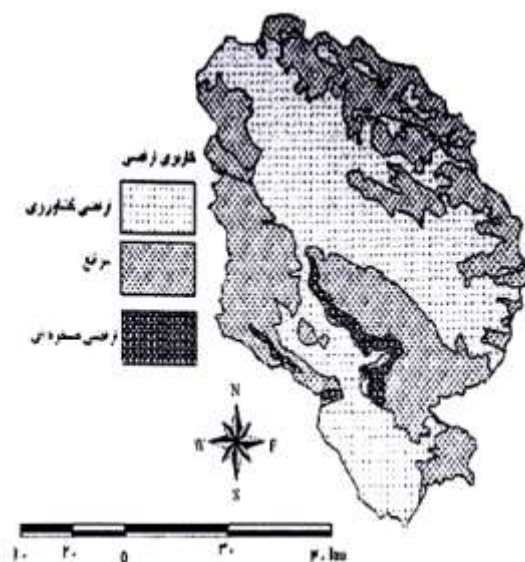
| دوره برگشت<br>(سال) | ۲      | ۵      | ۱۰     | ۲۰     | ۲۵     | ۵۰     | ۱۰۰    |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| مقدار دبی سیل       | ۱۱۱/۸۶ | ۲۲۳/۰۹ | ۳۱۹/۴۸ | ۴۱۵/۶۸ | ۴۵۷/۸۳ | ۵۷۶/۸۷ | ۶۹۱/۸۵ |



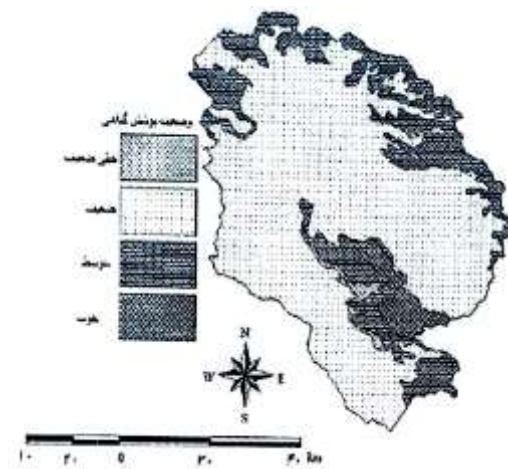
شکل ۲: نقشه ضریب (S) حوضه رازآور (شماره ۱)



شکل ۳: نقشه نفوذپذیری CN حوضه رازآور (شماره ۲)



شکل ۴: نقشه کاربری اراضی حوضه رازآور (گزارش حوضه رازآور، ۱۳۷۸)



شکل ۵: نقشه وضعیت پوشش گیاهی حوضه رازآور (گزارش حوضه رازآور، ۱۳۷۸)

## ۷. کلاس بندی و وزن دار کردن عامل ژئومورفولوژیک رخساره زمین شناسی

بدین منظور رخساره های سنگی و رسوبی حوضه را از نقطه نظر توان تولید رواناب در پنج کلاس طبقه بندی نمودی که عبارتند از با تراویی بالا، تراو، نیمه تراو، کم تراو و ناتراو. پس هر واحد سنگی در هر زیر حوضه با در نظر گرفتن مساحت آن وزن دهی شده به این صورت که رخساره هایی با نفوذپذیری بالا بیشترین وزن را به خود اختصاص داده و رخساره های نفوذناپذیر کمترین وزن داده شده است.

زیرحوضه هایی که در این کلاس طبقه بندی شده از کمترین وزن برخوردار هستند در تولید رواناب مؤثر هستند. کلاس بندی و وزن دهی سازندهای زمین شناسی در جداول زیر آمده است.

جدول ۲۷: کلاس بندی رخساره های سنگی حوضه رازآور

| کلاس بندی رخساره های سنگی | نام هر سازند           | وزن هر رخساره |
|---------------------------|------------------------|---------------|
| رخساره با تراویی بالا     | QV                     | ۵             |
| رخساره تراو               | QTBL                   | ۴             |
| رخساره نیمه تراو          | DB-JK-ELV-TRJK         | ۳             |
| رخساره کم تراو            | MQ-MM-ELF-KM-ELV-UB-GB | ۲             |
| رخساره ناتراو             | SR-EF-EL               | ۱             |

جدول ۲۸: وزن دهی عامل زمین شناسی در هر زیرحوضه

| نا   | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۵ | ۶ | ۷ | ۸ | ۹ | ۱۰ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۴ | ۱۵ |
|------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|
| م    |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |
| حوضه |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |
| و    |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |
| زن   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |
| حوضه |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |

ادامه جدول ۱۹: وزن دهی عامل زمین شناسی در هر زیرحوضه

| نام  | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۵ | ۶ | ۷ | ۸ | ۹ | ۱۰ | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۴ | ۱۵ |
|------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|
| حوضه |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |
| وزن  |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |
| حوضه |   |   |   |   |   |   |   |   |   |    |    |    |    |    |    |

ارزیابی ارقام مربوط به وزن داده شده به هر کدام از زیرحوضه ها در جداول فوق بیانگر این است که زیرحوضه های شماره ۱۵-۱۴-۱۳-۱۲-۱۱ از زیرحوضه ها با رتبه ۵ که حوضه های شمالی منطقه هستند از کمترین وزن عامل زمین شناسی برخوردار بوده که حساسیت سازندهای زمین شناسی نسبت به ضریب رواناب CN را نشان می دهد. بررسی نقشه زمین شناسی سر حوضه قرار گرفتن زیرحوضه های فوق را بر گستره زون ساختاری سنندج سیرجان و دلیل مطلب فوق را به خوبی بیان می نماید زیرا بخش های شمالی حوضه بر روی سازندهای زمین شناسی آتشفشانی و دگرگونی سنندج سیرجان واقع گردیده که این تشکیلات زمین شناسی موجود در این مناطق از نفوذپذیری پایین برخوردار بوده و مانع نفوذ سریع آب به داخل زمین و ایجاد رواناب در این زیر حوضه ها می گردد و دشت های سیلابی این منطقه از ارتفاع رواناب و دبی سیلابی بالاتری نسبت به سایر نقاط حوضه برخوردار می باشند. بنابراین اراضی واقع در این مناطق در کلاس بندی ارتفاع رواناب در کلاس خیلی زیاد قرار می گیرند.

۸. کلاس بندی و وزن دهی عامل ژئومورفولوژیک پوشش گیاهی

### ۸-۱. پوشش گیاهی

به منظور ارزیابی تأثیر این عامل در تولید رواناب اقدام به وزن دهی نقشه وضعیت پوشش گیاهی نموده و پوشش گیاهی خوب با وزن بالا و پوشش گیاهی ضعیف با وزن کم ارزش گذاری شده است و از لحاظ وضعیت پوشش گیاهی،

حوضه به ۴ کلاس خیلی ضعیف، ضعیف، متوسط و خوب تقسیم و با دادن وزن ۱ تا ۴ به ترتیب عامل پوشش گیاهی وزن دار گردیده است. سپس وزن هر عامل در مساحت آن در هر زیرحوضه ضرب و در نهایت تقسیم بر مساحت کل زیرحوضه شده و وزن هر نوع پوشش گیاهی در هر زیرحوضه تعیین و به هر زیرحوضه از نظر پوشش گیاهی یک وزن اختصاص داده شده است. زیرحوضه هایی که از کمترین وزن برخوردار هستند بیشترین و حوضه هایی که بیشترین وزن را دارند کمترین تأثیر را در میزان تولید رواناب حوضه دارند.

وزن دهی پوشش گیاهی و وزن هر زیرحوضه از نظر پوشش گیاهی در جداول زیر ارائه گردیده است.

جدول ۲۰: کلاس بندی پوشش گیاهی

| وضعیت پوشش گیاهی | وزن اختصاص داده شده |
|------------------|---------------------|
| خوب              | ۴                   |
| متوسط            | ۳                   |
| ضعیف             | ۲                   |
| خیلی ضعیف        | ۱                   |

جدول ۲۱: وزن دهی هر زیر حوضه از نظر وضعیت پوشش گیاهی

| نا                               | ۱        | ۲        | ۳        | ۴        | ۵        | ۶        | ۷        | ۸        | ۹        | ۱۰       | ۱۱       | ۱۲       | ۱۳       | ۱۴       | ۱۵       | ۱۶ |
|----------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----|
| م<br>حو<br>ضه                    | ۱        | ۲        | ۳        | ۴        | ۵        | ۶        | ۷        | ۸        | ۹        | ۱۰       | ۱۱       | ۱۲       | ۱۳       | ۱۴       | ۱۵       | ۱۶ |
| و<br>زن<br>پوش<br>ش<br>گیاه<br>ی | ۶<br>۲/۱ | ۲<br>۲/۲ | ۵<br>۲/۷ | ۹<br>۱/۹ | ۰<br>۳/۴ | ۹<br>۲/۰ | ۱<br>۲/۲ | ۱<br>۲/۹ | ۲<br>۲/۸ | ۰<br>۲/۹ | ۵<br>۳/۰ | ۴<br>۲/۵ | ۳<br>۲/۱ | ۳<br>۲/۶ | ۱<br>۲/۴ | ۱  |

ادامه جدول ۲۱. وزن دهی هر زیرحوضه از نظر وضعیت پوشش گیاهی

| نام حوضه       | ۶ | ۷ | ۸ | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۵ | ۶ | i | ۱ | ۲ | ۳ | in | R |
|----------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|---|
| وزن پوشش گیاهی | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲ | ۲  | ۲ |

بررسی جداول فوق نشان می دهد که تقریباً کل حوضه آبخیز رازآور از لحاظ وضعیت پوشش گیاهی ضعیف بوده و معرف این واقعیت می باشد که پوشش گیاهی عاملی مؤثر در میزان تولید رواناب حوضه محسوب می گردد.

## ۹. کلاس بندی و وزن دهی عامل ضریب رواناب CN

با توجه به استخراج نقشه CN حوضه ضریب رواناب برای هر زیرحوضه و حوضه اصلی تهیه شده است. حوضه هایی که از CN بالایی برخوردار هستند نقش بسزایی در افزایش ارتفاع رواناب حوضه دارند. به همین منظور نقشه ی CN وزن دار شده است و CN وزنی برای هر زیرحوضه محاسبه شده است. در ادامه جدول CN وزنی می آید که ضریب رواناب را در هر زیرحوضه نشان می دهد.

جدول ۲۲: ضرایب ارتفاع رواناب (CN)

| نام حوضه | ۱     | ۲     | ۳     | ۴     | ۵     | ۶     | ۷     | ۸     | ۹     | ۱۰    |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| ضریب CN  | ۶۹/۵۳ | ۷۰/۹۱ | ۷۵/۵۱ | ۷۰/۰۴ | ۷۴/۷۸ | ۷۳/۹۰ | ۷۱/۴۱ | ۷۰/۴۴ | ۶۸/۳۹ | ۶۹/۶۴ |
| نام حوضه | ۱۶    | ۱۷    | ۱۸    | ۱-۶   | ۲-۶   | ۳-۶   | ۴-۶   | ۵-۶   | ۶-۶   | int۶  |
| ضریب CN  | ۷۳/۵۸ | ۷۳/۵۹ | ۷۲/۹۰ | ۷۱/۸۹ | ۷۳/۳۰ | ۷۱/۵۱ | ۷۴/۰۱ | ۷۴/۷۴ | ۷۳/۵۶ | ۷۱/۵۳ |

به‌طور کلی از میان تمام فاکتورهای بررسی شده مؤثرترین عوامل در ایجاد سیل در منطقه زمین‌شناسی، پوشش گیاهی و ضریب ارتفاع رواناب است که به‌عنوان عوامل مؤثر نقش بسزایی را در وقوع سیل در منطقه ایفا می‌کنند به‌طوری که زیرحوضه‌هایی که دارای شرایط خوبی از نظر زمین‌شناسی، پوشش گیاهی و نفوذپذیری هستند از ارتفاع رواناب کمتری برخوردار هستند مانند حوضه ۱ که به دلیل کارستیک بودن منطقه و داشتن جنس آهک بیستون که از نفوذپذیری زیادی برخوردار است دارای ارتفاع رواناب کمتری است و در کلاس خیلی کم از نظر ارتفاع رواناب قرار گرفته است و حوضه ۱۱ که از وضعیت پوشش گیاهی بهتری برخوردار است و از نظر پوشش گیاهی وزن بالایی دار نیز از نظر ارتفاع رواناب در کلاس خیلی کم قرار گرفته است.

## ۱۰. بحث و نتیجه‌گیری

برای تعیین مؤثرترین عوامل ژئومورفولوژیک در سیل‌خیزی منطقه و ارائه مدل مناسب جهت پیش‌بینی میزان رواناب، ابتدا ارتفاع رواناب محاسبه شده برای هر دوره برگشت ۲ تا ۱۰۰ سال به ترتیب به‌عنوان متغیر وابسته تعیین شده و فاکتورهای مساحت حوضه، طول آبراهه‌ی اصلی، شیب وزنی حوضه، شماره منحنی CN، زمان تأخیر، زمان تمرکز، نسبت انشعاب آبراهه، نسبت تراکم، ضریب شکل حوضه، طول آبراهه‌ی درجه ۱-۲-۳-۴-۵ به‌عنوان متغیرهای کمی و کاربری اراضی، زمین‌شناسی، پوشش گیاهی به‌عنوان متغیر کیفی که با وزن‌دار کردن متغیرهای کیفی تبدیل به متغیر کمی شده‌اند، به‌عنوان متغیرهای مستقل معرفی شده‌اند. در ادامه از مدل STEPWISE در روش رگرسیون چندمتغیره استفاده شده که در نهایت مؤثرترین عوامل تعیین شده و مدل مناسب جهت پیش‌بینی ارتفاع رواناب برای دوره برگشت‌های ۲ تا ۱۰۰ سال به‌دست آمده است. همچنین به‌منظور آزمون مدل و اینکه آیا مدل ارائه شده با واقعیت ارتفاع رواناب منطقه انطباق دارد یا نه آزمون صورت گرفته به این ترتیب که تمام مدل‌ها آزمون شده و با قرار دادن فاکتورهای مؤثر ارائه شده در فرمول، ارتفاع رواناب مجدداً برای تمام زیرحوضه‌ها و حوضه‌ی اصلی محاسبه شده است و سرانجام از طریق روش SCS و مقدار رواناب محاسبه شده از طریق مدل پیش‌بینی ارائه شده در محیط SPSS مقایسه صورت گرفته و از بین مدل‌های ارائه شده بهترین مدل انتخاب شده است که بهترین انطباق را با ارقام محاسبه

شده‌ی ارتفاع رواناب دارد و نمودار خطی بهترین مدل ترسیم شده در محیط EXCEL برای هر دوره برگشت به‌طور جداگانه آورده شده است.

بررسی نقشه خطوط هم‌باران حوضه بیشترین میزان بارندگی را در بخش‌های شرقی حوضه با میانگین ۴۷۵-۵۰۵ میلی‌متر در سال و در بهنگ در بخش‌های مرکزی با ۵۷۰ میلی‌متر بارندگی سالیانه را نشان می‌دهد. این مناطق با وجود بارندگی بیشتری، از ارتفاع رواناب کمتری نسبت به سایر قسمت‌های حوضه برخوردار بوده که مؤید این مطلب می‌باشد که دلیل تولید رواناب‌های حوضه میزان و شدت بارش‌ها نبوده و نقش سایر عوامل پررنگ‌تر می‌باشد. در بخش‌هایی از حوضه گسترش رخساره‌های آهکی و توده‌های نفوذی با وجود این که سیمای ریختاری مرتفع و شیب‌داری را ایجاد نموده است اما از ضریب رواناب پایین‌تری برخوردار هستند که دلیل آن توسعه وسیع سیستم‌های شکستگی و درز و شکاف بر روی این سنگ‌ها و نفوذپذیری بالایی آن‌ها می‌باشد. در این نقاط از حوضه تنها زمانی که بارندگی‌ها به‌صورت رگبارهای شدید باشد فرصت تولید رواناب بر روی این تشکیلات زمین‌شناسی پیدا می‌شود؛ اما در بخش‌های شمال و شرق و شمال غربی حوضه گسترش رخساره‌های فلیش با تناوب طبقات مارن، ماسه‌سنگ و آهک آواری و سنگ‌های دگرگونی از نوع سرپانتیت‌ها، مارن‌های شیلی متأثر از ویژگی‌های سنگ‌شناسی و مقاومت پایین در برابر فرسایش اگرچه سیمای مرفولوژی پست‌تر و دامنه‌های با شیب ملایم‌تر را ایجاد نموده‌اند اما از نفوذپذیری کم و ضریب رواناب بالاتری نسبت به سایر نقاط حوضه برخوردار هستند. مشاهده نقشه هیدروگرافی حوضه به‌خوبی تراکم وسیع شبکه آبراهه‌ها را در این نقاط نشان می‌دهد که مؤید پایین بودن میزان نفوذپذیری و بالا بودن ضریب رواناب در این قسمت‌های حوضه می‌باشد.

هم‌چنین در نقاطی از حوضه که وضعیت پوشش گیاهی بهتری داشته و وزن بالایی از این نظر دارا هستند از لحاظ تولید رواناب در کلاس خیلی کم قرار داشته و مناطقی با وضعیت پوشش گیاهی پایین و وزن کم از نظر تولید رواناب در کلاس بالایی قرار گرفته‌اند.

به‌طور کلی نتایج به‌دست آمده از فاکتورهای بررسی شده مؤثر تولید رواناب گویای این واقعیت است که عوامل زمین‌شناسی، پوشش گیاهی و ضریب رواناب به‌ترتیب مؤثرترین عوامل بوده و زیرحوضه‌هایی که دارای شرایط خوبی از لحاظ وضعیت زمین‌شناسی، پوشش گیاهی و نفوذپذیری هستند از ضریب رواناب کمتری نیز برخوردار هستند.

به‌عنوان مثال حوضه‌ی شماره ۱ به دلیل تشکیلات آهکی بیستون و شرایط خاص کارستیک دارای نفوذپذیری بالا

و ارتفاع رواناب کم می باشد و زیرحوضه هایی که وضعیت پوشش گیاهی مناسب تری دارند نیز مانند زیرحوضه ی شماره ۱۱ از لحاظ ارتفاع رواناب در کلاس خیلی کم قرار دارند.



شکل ۶: تأثیر عامل ژئومورفولوژیک جنس زمین شناسی در میزان تراکم شبکه آبراهه در حوضه

همان طور که مشاهده می شود در شمال حوضه آبخیز رازآورد به دلیل قرار گرفتن حوضه در زون سهندج- سیرجان و وجود رخسارهای سنگی آذرین و دگرگونی و نفوذپذیری پایین سنگ ها شبکه آبراهه ها در این قسمت بسیار متراکم و فراوان دیده می شود اما در جنوب حوضه به دلیل قرارگیری در زون زاگرس و نفوذپذیری بالای سنگ های رسوبی منطقه شبکه آبراهه ها اندک و از تراکم پایین برخوردار هستند.

## منابع

- اردلان‌خواه، افشین. ۱۳۹۰. شبیه‌سازی فرآیند بارش- رواناب در حوضه آبریز هشلی با استفاده از مدل HEC-GeoHMS. پایان‌نامه کارشناسی ارشد مهندسی کشاورزی، دانشگاه رازی.
- امیدوار، کمال؛ کیان‌فر، آمنه و عسکری، شمس‌الله. ۱۳۸۹. پهنه‌بندی پتانسیل سیل خیزی حوضه آبریز کنجانچم، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۲، شماره ۷۲، ۷۳-۹۰.
- آخوند علی، علی‌محمد و سیدکابلی. حسام. ۱۳۸۸. ارزیابی روش‌های هیدروگراف واحد SCS و کلارک در برآورد هیدروگراف سیل حوضه آبریز کسلیان، پنجمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران (مدیریت پایدار بلایای طبیعی)، کرج.
- ملکی، امجد؛ حصادی، همایون و پیروزی‌نژاد، نوشین. ۱۳۹۲. برآورد مقادیر سیلاب وارائه مدل سیل خیزی درحوضه آبخیز رازآور، نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۴۶، ۲۲۳-۲۳۹.
- جهانبخش اصل، سعید؛ رضایی بنفشه، مجید؛ گودرزی، مسعود؛ غفوری روزبهانی، عبدالمحمد و مهدیان، محمدحسین. ۱۳۸۹. ارزیابی کاربرد روش زمان- سطح و هیدروگراف واحد لحظه‌ای کلارک در برآورد دبی سیلاب بازفت کارون، نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی (دانشکده علوم محیطی و معماری)، سال ۱۶، شماره ۴۱، ۴۹-۶۶.
- جهانگیر، محمدحسین؛ صادقی، سعیده؛ سلیمانی، حدیث. ۱۳۹۳. تخمین مقدار دبی حداکثر سیلاب با استفاده از روش SCS برای مدیریت اراضی زیرحوضه منطقه کن، مجله اکوهیدرولوژی، دوره ۱، شماره ۱، صص ۴۷-۵۷.
- حجازی، اسدالله و مزبانی، مهدی. ۱۳۹۴. برآورد مقادیر ارتفاع و دبی حداکثر رواناب با استفاده از روش شماره‌ی منحنی (CN) (مطالعه‌ی موردی: حوضه آبریز سراب دره‌شهر)، نشریه هیدروژئومورفولوژی، دوره ۲، شماره ۵، صص ۶۳-۸۱.
- ذوالفقاری، حسن؛ طهماسبی‌پور، ناصر و بهاروندی، نسیم. ۱۳۹۲. شبیه‌سازی روابط بارش- رواناب حوضه‌ی آبریز کشکان در استان لرستان با روش SCS، جغرافیا و پایداری محیط، دوره ۴، شماره ۱، شماره پیاپی ۱۰، ۱-۱۲.
- سالاری جزی، میثم؛ قربانی، خلیل و عبدالحسینی، محمد. ۱۳۹۵. برآورد هیدروگراف رواناب در حوضه فاقد آمار

بدون استفاده از داده‌های پوشش خاک و کاربری اراضی، فصلنامه علمی پژوهشی مهندسی آبیاری و آب، سال هفتم، شماره ۲۶، ۴۶-۶۱.

شرکت سنجش از دور. ۱۳۸۷. گزارش پوشش گیاهی حوضه‌ی آبخیز رازآور، ص ۶۹.

شرکت سنجش از دور. ۱۳۸۷. گزارش خاک‌شناسی حوضه‌ی آبخیز رازآور، ص ۸۵.

صادقی، سیدحمیدرضا، مهدوی، محمد و رضوی، سیده لاله، ۱۳۸۷، واسنجی ضریب شاخص حداکثر ذخیره و شماره‌ی منحنی مدل SCS در حوزه‌های آبخیز امامه، کسلیان، درجزین و خانمیرزا، مجله علوم مهندسی آبخیزداری ایران، جلد دوم، شماره ۴، صص ۱۲-۲۴.

علیزاده، امین. ۱۳۷۹. اصول هیدرولوژی کاربردی، چاپ دوازدهم، مشهد، انتشارات فردوسی.

قنوتی، عزت‌الله و ندافیون، فریبا. ۱۳۹۵. بررسی پتانسیل سیلاب حوضه آبریز درکه با استفاده از روش بارش - رواناب SCS، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، علمی- پژوهشی، سال ۱۳، شماره ۴۹، ۶۵-۷۵.

کرکوتی، علیرضا؛ نظریه‌ها، مهرداد؛ باغوند، اکبر؛ جعفری سلیم، بابک؛ کرباسی، عبدالرضا و وثوق، علی. ۱۳۸۹. برآورد مقدار سیلاب حداکثر به روش‌های مشاهده‌ای، کریگر و SCS (مطالعه موردی: رودخانه قره‌سو در کرمانشاه)، محیط‌شناسی، سال ۳۶، شماره ۵۵، ۹۹-۱۱۰.

کریمی، مریم؛ ملکی‌نژاد، حسین؛ عبقری، هیراد و عزیزیان، محمدصادق. ۱۳۹۰. ارزیابی روش‌های شبیه‌سازی هیدروگراف سیل با استفاده از بستر نرم‌افزاری HEX-HMS (مطالعه موردی حوضه آبخیز چهل گزی)، مجله پژوهش آب ایران، سال پنجم، شماره نهم، ۲۹-۳۸.

مرادی‌نژاد، مریم؛ کریمی، کامران؛ نخعی نژاد فرد، سارا؛ خسروی، حسن و جورغلامی، مقداد. ۱۳۹۳. بررسی هیدروگراف سیل با استفاده از مدل شبیه‌سازی بارش- رواناب در حوزه آبخیز ایوان، پژوهش‌های آبخیزداری، شماره ۱۰۳، ۶۰-۵۲.

ملکی، امجد؛ همایون، حسادی و پیروزی‌نژاد، نوشین. ۱۳۹۳. بررسی رفتارهای هیدرولوژیکی سیلاب حوضه‌ی آبخیز رازآور با استفاده از روش‌های آنالیز آماری، مدل SCS و مقطع برداری از رودخانه، جغرافیا و توسعه، شماره ۳۴، ۱۲۰-۱۰۹.

واعظی، علیرضا و عباسی، محمد. ۱۳۹۱. کارایی روش مشاره منحنی رواناب (SCS-CN) در برآورد رواناب در حوزه آبخیز تهم چای، شمال غرب زنجان، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، سال شانزدهم، شماره ۶۱، ۲۰۹-۲۱۹.

Adib, A., M. Salarijazi, M. Vaghefi, M. M. Shooshtari, and A. M. Akhondali. 2010. Comparison between GcIUH-Clark, GIUH-Nash, Clark-IUH, and Nash-IUH models. Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences, 34(2), 91-104.

Adib, A., M. Salarijazi, M. Vaghefi, M., Mahmoodian-Shooshtari, and A. Akhondali. 2011. Comparison between characteristics of Geomorphoclimatic Instantaneous Unit hydrograph produced by GcIUH based Clark model and Clark IUH model. Journal of Marine Science and Technology, 19(2), 201-209.

Bales, J. & R. P. 1981. THE CURE Number rasa Hydrologic Index, Proceedings of International Symposium on rainfall – runoff hydrologic modeling, Mississippi, State University, pp. 371-386.

Choudhury, P., and J. Nongthombam. 2012. Application of NRCS Model to Watershed Having No Landcover Data. Environmental Management and Sustainable Development, 1(2), p1-13.

Ghahraman, B. 1995. Flood Forecasting as Affected by Complete Shape of IUH. Iran of Sci. and Tech. 19 (3), 289-300.

Hawkins, R. H. 1979. Runoff curve Number With Varying Site Moisture, Journal of Irrigation and drainage Division, American society of Civil Engineers, Vol. 10, No. IR4, pp. 389-398.

Huashi zhi, Li Dinchaen. 2009. NuFang fang. De Futin chang fonacai, Research on the SCS-CN.

Jeon, J. H., K. J. Lim, and B. A. Engel. 2014. Regional calibration of SCS-CN L-THIA.

Kabiri R., Chan. A., Bai, R. 2013. Comparison of SCS and Green-Ampt methods in surface Runoff- Flooding.

Labat D. 2004. Evidence for global runoff increase related to climate warming. Advances in Water Resources, 27(6): 631-642.

Luxon, N., M., Christopher, and C. Pius, (2013), Validating the Soil Conservation Service

triangular unit hydrograph (SCS-TUH) model in estimating runoff peak discharge of a catchment in Masvingo, Zimbabwe. *International Journal of Water Resources and Environmental Engineering*, 5(3): 157-162.

Majidi, A., M., Moradi, and H. Vagharfard. 2012. Evaluation of Synthetic Unit Hydrograph (SCS) and Rational Methods in Peak Flow Estimation (Case Study: Khoshehayeh Zarrin Watershed, Iran). *International Journal of Hydraulic Engineering*, 1(5): 43-47.

model: Application for ungauged basins. *Water*, 6(5): 1339-1359.

Morgan, P. E., and S. M. Johnson. 1962. Analysis of synthetic unit-graph methods. *Journal of the Hydraulics Division*, 3279, 199-220.

Mostaghimi, S., and J. K. Mitchell. 1982. Peak Runoff Model Comparison on Central Illinois Watersheds. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 18: 9-13.

Nearing M.A., et al. 2005. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *CATENA*, 61(2-3): 131-154

Noori, N., L., Kalin, P., Srivastava, and C. Lebleu. 2012. Effects of Initial Abstraction Ratio in SCS-CN Method on Modeling the Impacts of Urbanization on Peak Flows. In *Proceedings of the World Environmental and Water Resources Congress* (pp. 20-24).

Pilgrim, D. H. 1976. Travel times and nonlinearity of flood runoff from tracer measurements on a small watershed. *Water Resources Research*, 12(3): 487-496.

Rodríguez-Iturbe, I., M., González Sanabria, and R. L. Bras. 1982. A geomorphoclimatic theory of the instantaneous unit hydrograph. *Water Resources Research*, 18(4): 877-886.

Sahoo, B., Chatterjee, C., N. S., Raghuwanshi, R., Singh, and R. Kumar. 2006. Flood estimation by GIUH-based Clark and Nash models. *Journal of Hydrologic Engineering*, 11(6): 515-525.

Singh, V. P. 1988. *Hydrologic Systems: Rainfall-runoff modeling*, vol. 1. Englewood Cliffs, Prentice Hall, NJ.

Singh, V. P., and D. Frevert. 2002. *Mathematical models of small watershed hydrology and applications*. Water resources publications.

Sorman, A. U. 1995. Estimation of peak discharge using GIUH model in Saudi Arabia.

Journal of Water Resources Planning and Management, 121(4): 287-293.

Sule, B. F., and S. A. Alabi. 2013. Application of synthetic unit hydrograph methods to construct storm hydrographs. International Journal of Water Resources and Environmental Engineering, 5(11): 639-647.

Tessema, S. M., S. W., Lyon, S. G., Setegn, and U. Mörtberg. 2014. Effects of different retention parameter estimation methods on the prediction of surface runoff using the SCS curve number method. Water resources management, 28(10): 3241-3254.

## فناوری های نوین در ترسیم نقشه های ژئومورفولوژی ( مطالعه موردی: نقشه

ژئومورفولوژی ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو)

New technologies in drawing geomorphological maps (case study: geomorphological map  
1:250000 Maku)

\* عادل رسولی<sup>۱،۲</sup>، فرهاد جعفری<sup>۲</sup>، کامیار امامی<sup>۴</sup>، سید عبدالسلام حیدری

۱- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز zheo.tehran@gmail.com

۲- دکترای ژئومورفولوژی، سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح farhadjaafari@yahoo.com

۳- کارشناس ارشد هیدروژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی، دانشگاه تهران emami.kamyar@ut.ac.ir

۴- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز ssalamheydari@gmail.com

### چکیده

نقشه ژئومورفولوژی ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو منطبق بر شیت نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ سازمان نقشه برداری کشور در مختصات ۴۴ تا ۴۵ درجه شرقی و ۳۹ تا ۴۰ درجه شمالی قرار گرفته است. این شیت ۴۵۹۲ کیلومتر مربع از مساحت کشور ایران را پوشش می دهد. اهداف اصلی این تحقیق نحوی استفاده از روش نوین در تهیه نقشه های ژئومورفولوژی، تهیه نقشه ژئومورفولوژی شیت ماکو و در نهایت شناسایی و فرایند ایجاد اشکال ژئومورفولوژی موجود در محدوده می باشد. بخش اصلی تحقیق بر نحوه ترسیم نقشه ژئومورفولوژی تاکید دارد به نحوی که تمام ترسیم و مراحل تهیه نقشه ماکو با روش جدید و نوین در داخل محیط ArcMap تهیه و ترسیم شده است و تمام عوارض نقطه ای، خطی و سطحی با فن آوری نرم افزار ArcGIS ترسیم گشته اند. ناهمواری های منطقه ماکو از رخساره کالرملانژ به سن کرتاسه پایانی و همچنین تشکیلات قم و گدازه های بازالتی ساخته شده است. در این میان ساخت های بازالتی از عوارض طبیعی جالب در چشم انداز منطقه به شمار می روند. وجود کوهستان در شرق و جنوب شرق محدوده نیز در پایین دست دشت هایی را به وجود آورده است. این منطقه در زون زمین ساختی البرز-آذربایجان قرار دارد. نتایج تحقیق نشان می دهد که عارضه کوهستان بیشترین مساحت محدوده نقشه ماکو را در بر گرفته است و اراضی دشتی در مجموع ۲۱ درصد مساحت نقشه ماکو را اشغال کرده است. استفاده از فن آوری نوین و روش های جدید در ترسیم نقشه ژئومورفولوژی نتایج بهتر و دقیق تری را برای محقق فراهم می آورد و به کیفیت بالاتر تمام عوارض ژئومورفولوژیکی منجر می شود.

کلمات کلیدی: فن آوری های نوین، ArcMap، نقشه ژئومورفولوژی ماکو، شناسایی لندفرم ها

تهیه و به کارگیری نقشه در انواع و مقیاس های مختلف، برای توسعه هر کشور، امری ضروری و اجتناب ناپذیر است. نقشه های ژئومورفولوژیکی وسایل علمی مهم هم برای تحقیق و هم برای کارهای برنامه ریزی را بررسی می کند، عموماً به دلیل پیچیدگی ارائه و اطلاعات آن ها اسنادی با استفاده محدود هستند. بنابراین نقشه های ژئومورفولوژی نه تنها مبنای علمی و تحقیقی برای پژوهشگران مختلف بوده بلکه به عنوان یک ابزار جهت توسعه پایدار و پیشرفت تلقی می گردد. آشنایی با آن، نحوه ترسیم و تحولات آن، ضرورت و جنبه کاربردی بودن آن حائز اهمیت می باشد. مقاله هایی که با موضوع های ژئومورفولوژیکی نوشته می شوند اغلب حاوی تعدادی نقشه اند. این نقشه ها پراکندگی، طرح و ارتباط متغیرها و شکل های مورد بحث در آن مقاله را نشان می دهند. این مقاله ها عموماً به صورت مطالعه موردی نوشته شده اند و تنها مناطق محدودی را مطالعه کرده اند. بنابراین فراگیر نیستند و سلیقه تهیه کنندگان در ترسیم نقشه های موجود در این مقاله ها تأثیر زیادی داشته است. تهیه نقشه های ژئومورفولوژی به مفهوم امروزی در دهه ی ۱۹۵۰ میلادی به وسیله هلندی ها آغاز شد و هدف آن ها بیشتر برای برنامه ریزی های اقتصادی بود (رامشت، ۱۳۸۵). نقشه های ژئومورفولوژی برای عمران و آمایش حوضه های رودخانه ای کیراس در فرانسه در پی جاری شدن سیل و تولید خسارت- های سنگین در سال ۱۹۷۵، توسط ژان تریکار تهیه شد. این نقشه ها شامل جزئیات نیز بوده و مقیاس آن ها ۱:۵۰۰۰ است. چواکا و همکاران<sup>۲۷۵</sup> (۲۰۰۸) از عکس های هوایی جهت تولید نقشه ی منطقه ریبگورزای پیرنه اسپانیا که در عرض های میانی با ارتفاع خیلی زیاد قرار گرفته، استفاده نمودند. می<sup>۲۷۶</sup> (۲۰۰۸) با استفاده از ترکیب تصاویر ماهواره ای لندست و کورونا نقشه منطقه کوآبرادا دی پورماماراکا، جوجویی، در شمال غرب آرژانتین را تولید نمودند. برای نخستین بار نقشه ژئومورفولوژی ایران در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰۰ در زمره مجموعه ای از نقشه های منطقه خاور نزدیک در دانشگاه توبینگن آلمان در سال ۱۹۹۰ توسط ثروتی با همکاری بوشه و گرونرت تهیه و منتشر گردید. این نقشه با استفاده از نقشه های توپوگرافی، زمین شناسی، عکس های هوایی، تصاویر ماهواره ای، مقالات و کتب محدود درباره ژئومورفولوژی و تا حدودی مطالعات روی زمین تهیه گردید. این نقشه توسط ثروتی ترجمه و در سال ۱۳۷۰ سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح چاپ و منتشر گردید (ثروتی، ۱۳۸۱: ۶۷). این نقشه ژئومورفولوژی که تمامی ایران را پوشش داده است در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰۰ تهیه شده و سازمان جغرافیایی کشور آن را به چاپ رسانده است. ۵۰ برگ نقشه مورفولوژی در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰۰ برای ارتفاعات مکران (یمانی، ۱۳۷۵) تهیه شده که در این نقشه ها اغلب بر دو گروه اطلاعات مورفوگرافیک و مورفومتریک تأکید بیشتری شده است. این نقشه ها تک رنگ هستند و به صورت دستی با قلم های راپیدوگراف روی کاغذهای ترانس پرانت ترسیم شده است. ویسی (۱۳۹۹) با استفاده از شواهد میدانی و در قالب پروژه نخبگی ۴ شیت

<sup>275</sup>- Chueca, J, et al

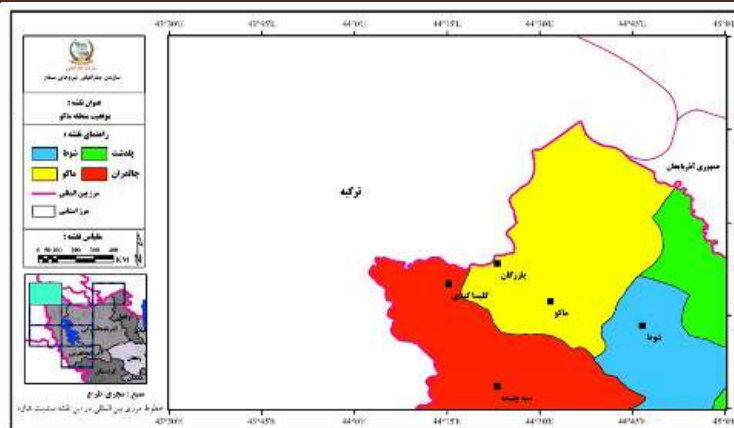
<sup>276</sup>- Jan-Hendrik May

۱:۲۵۰۰۰۰ در غرب ایران را برای سازمان جغرافیایی کشور با استفاده از نرم افزار ArcGis تهیه و ترسیم کرد.

### منطقه مورد مطالعه

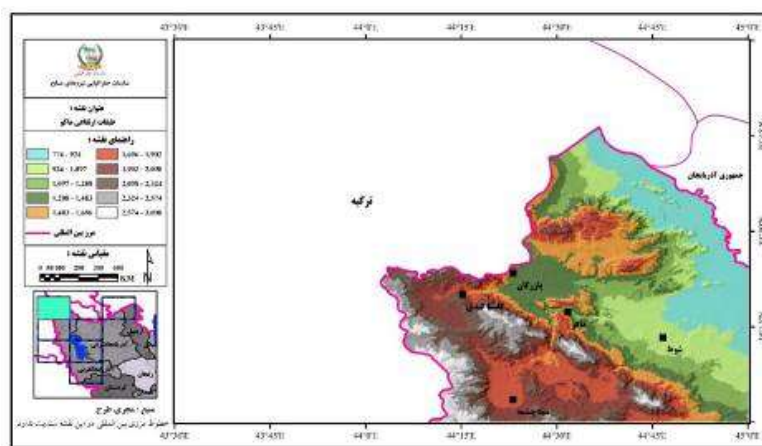
نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو در شمال‌ترین نقطه ایران (از نظر عرض جغرافیایی) و در شمال‌غرب ایران و در مرز ترکیه و جمهوری نخجوان واقع شده است. محدوده این نقشه در طول جغرافیایی ۴۴ درجه تا ۴۵ درجه و عرض شمالی ۳۹ درجه تا ۳۹ درجه و ۵۰ دقیقه واقع شده که کلاً در محدوده سیاسی استان آذربایجان غربی می‌باشد. از شهرهای قرار گرفته در محدوده نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو، به شهرهای بازرگان و ماکو (محدوده شهرستان ماکو)، سیه‌چشمه و کلیساکندی (محدوده شهرستان چالدران) و شهر شوط (محدوده شهرستان شوط) می‌توان اشاره نمود. از نظر محدوده شهرستان ۴ شهرستان ماکو، چالدران، شوط و پلدشت در این محدوده واقع شده‌اند. موقعیت شیت ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو به واسطه هم‌مرز بودن با ۲ کشور کلی نبوده و ۳۱ درصد کلی شیت در داخل محدوده کشور ایران قرار گرفته است (شکل ۱). از نظر آب‌وهوایی محدوده نقشه ماکو دارای آب و هوای نیمه خشک است. هوای شهر گرم و خشک در تابستان، و سرد همراه با بارش برف در زمستان است. بیشترین بارش ناشی از رگبارهای بهاری است. این منطقه دارای آب‌وهوای ملایم و زمستان سرد می‌باشد. هرچه از سمت دشت‌های شرقی به نوار مرزی با ترکیه به‌ویژه قسمت‌های جنوبی و غربی حرکت کنیم، میزان ناهمواری افزایش پیدا کرده و بارندگی‌ها نیز بیشتر می‌شود. بر اساس آمار ایستگاه‌های هواشناسی محدوده می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- ۱- بیشترین درجه حرارت و دمای ثبت‌شده در ماه مرداد (اوت) با ۳۷.۸ درجه سانتی‌گراد و در حالت میانگین نیز بیشترین دما مربوط به مرداد با ۲۹.۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.
- ۲- کمترین دمای ثبت‌شده در ماه بهمن (فوریه) با منفی ۲۳- درجه و میانگین سردترین ماه دی (ژانویه) با منفی ۷.۴- درجه می‌باشد.
- ۳- میانگین بارندگی سالیانه ۲۹۴ میلی‌متر می‌باشد که از نظر فصلی به ترتیب بیشترین بارش در فصل بهار (بیشترین اردیبهشت)، فصل پاییز (بیشترین مهر)، زمستان (بیشترین اسفند) و تابستان می‌باشد.

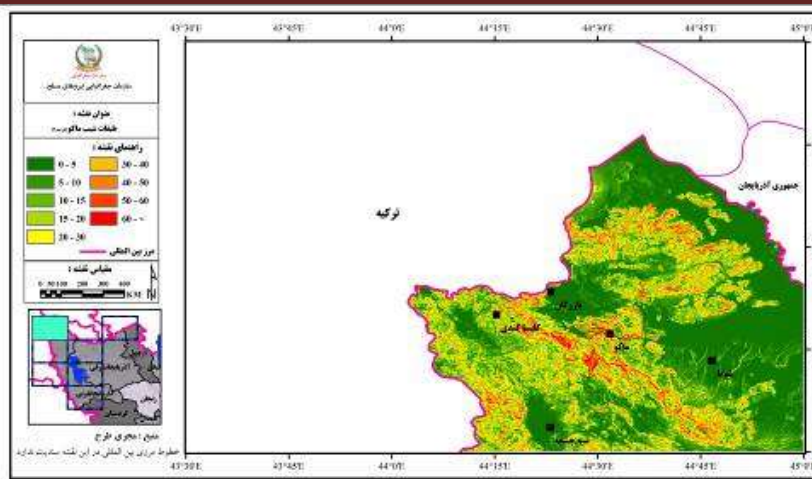


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی شیت ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو

ارتفاع محدوده از ۷۵۰ متر شروع شده و تا بالای ۳۰۰۰ متر ادامه دارد. مناطق با ارتفاع کمتر در شمال شرق محدوده در نوار مرزی با نخجوان و دشت های منتهی به رود ارس قرار دارند. بیشترین ارتفاع در دو منطقه مرکز محدوده و نوار مرزی با ترکیه قرار دارند که دارای ارتفاع بیشتر از ۳۰۰۰ متر می باشند. در کل دامنه ارتفاعی منطقه از ۷۵۰ در دشت های منتهی به رود ارس شروع و تا ۳۰۰۰ متر در نوار مرزی با ترکیه امتداد دارد (شکل ۲).



شکل ۲. دامنه ارتفاعی شیت ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو



شکل ۳. نقشه طبقات شیب شیت ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو

بیشترین مساحت از میان طبقات شیب به طبقات ۵-۰، ۵-۱۰ درصد می‌باشد. ۲۰۰۰ کیلومتر مربع (حدود ۴۵ درصد) در این دوطبقه قرار گرفته‌اند که اکثر دشت‌های سیلابی، آبرفتی و مخروط افکنه‌ای در این دوطبقه قرار گرفته‌اند. روند عمومی شیب از جهت مشخصی تبعیت نمی‌کند اما در کل می‌توان از بیشترین به کمترین درصد شیب روند جنوب-غربی-شمال شرقی را در نظر گرفت. بیشترین میزان شیب در مرکز محدوده و نوار مرزی ایران با ترکیه مشاهده می‌گردد که منطبق بر قله‌های مرتفع می‌باشد. درصد شیب نیز در دشت‌های شوط و دامنه آرات کم بوده و در کوهستان‌های جنوب ماکو و مناطق به بالاترین میزان خود می‌رسد (شکل ۳).

## مواد و روشها

کیفیت علائم مورد استفاده در نقشه در درجه اول به رعایت استانداردها و سلیقه کارتوگراف و سپس به اهداف و زمینه کاربری نقشه مربوط می‌شود. در هر صورت برای تهیه این نقشه‌ها باید سلسله مراتب تحقیق برای مطالعه ژئومورفولوژیک طی شود. کم‌وکاستی‌ها در فرایند تحقیق موجب ناقص شدن نقشه یا عدم کارایی مطلوب آن می‌شود. به منظور استخراج آبراهه‌ها در منطقه مورد مطالعه از نرم افزار Arc GIS، از Arc toolbox بعد Spatial analyst tools بعد قسمت hydrology به کار برده شد. که مراحل آن به ترتیب زیر آمده است و برای استخراج یال‌ها دقیقاً این مراحل را انجام می‌دهیم با این تفاوت که مدل رقومی ارتفاع را به صوت معکوس مورد استفاده قرار می‌دهیم که برای این کار از دستور Raster Calculator لایه DEM منطقه مورد مطالعه را در منفی ضرب می‌کنیم که بیشترین ارتفاع، کمترین ارتفاع را نشان می‌دهد. در نقشه‌های ژئومورفولوژی همه اطلاعات مربوط به سطوح با سمبل‌های ویژه روی نقشه منعکس می‌شود، به صورتی که بعد از پایان عملیات شناسایی و ضبط و ترسیم این اطلاعات، ما با نقشه خاصی مواجه خواهیم بود که چهار گروه اطلاعات را پوشش دهد. در نمایش این اطلاعات علاوه بر نمادها از رنگ نیز

استفاده می شود. برای این منظور، سمبل ها به رنگ متفاوت ترسیم می شوند. این رنگ ها اغلب ویژگی تداعی کننده دارند، مانند شبکه هیدروگرافی که با خطوطی به رنگ آبی ترسیم می شوند. عوارض کارست نیز به رنگ صورتی نشان داده می شوند. رنگ برخی از سمبل ها نیز با توجه به ماهیت ژنتیکی انتخاب می شود، مثلاً لندفرم های یخچالی به رنگ بنفش ترسیم می شوند که ماهیت سرد دارند. عوارض آتشفشانی نیز که ماهیت گرم دارند به رنگ قرمز و عوارض فرسایش بادی و مناطق گرم و خشک نیز در زمینه های رنگ زرد ترسیم می شوند. گسل ها که محل تنش اند با خطوطی به رنگ قرمز و رسوبات آبرفتی که بافت ریز و منفصل دارند و اغلب با رویشگاه های گیاهی انطباق دارند به رنگ سبز ترسیم می شوند (شکل ۴). برای تهیه نقشه ابتدا از برنامه گوگل ارث برای شناسایی لندفرم های کلی (کوهستان و دشت) در محدوده استفاده شد و در مرحله بعد برای اطمینان و شناخت دقیق از عارضه ها از تصاویر ماهواره ای مانند سنتینل ۲ و بازدید ها میدانی استفاده شد. سپس برای خروجی گرفتن اطلاعات به دست آمده در نرم افزار جی ای اس به صورت شیپ فایل های نقطه ای، خطی و پولیگونی تبدیل و هر عارضه طبق استانداردهای بین المللی و داخلی به آن شکل و رنگ خاص داده شد. پس از ترسیم تمامی عوارض شناسایی شده به صورت شیپ فایل، برای شناخت سن و فرایند لندفرم ها از نقشه زمین شناسی به عنوان پس زمینه استفاده شد. نمادهای موجود در نقشه های منطقه مورد مطالعه بر اساس نمادهای معرفی شده به وسیله اتحادیه بین المللی جغرافیا تهیه و ترسیم شده است. برای نخستین بار تمامی نمادها در محیط Arc Map تهیه شده است و نقشه های ژئومورفولوژی از حالت گرافیک محض خارج شده است به نحوی که فن آوری های نوین در تهیه و ترسیم نقشه های ژئومورفولوژی ارزش علمی کار را بیشتر و هزینه را کمتر و در نهایت دقت کار را بیشتر می کنند.

| ژنتیک             | فرایند                  | سین زمین شناسی |
|-------------------|-------------------------|----------------|
| مفلاً درونی       | تکونیک، آتشفشانی، نفوذی | هولوسن         |
| حرکات توده ای     | روانگرزی آبی            | کوارتاری       |
| هوازگی            | مکانیک، شیبهای، کارست   | نئوژن          |
| آبرفتی            | فرسایش آبی و جویانی     | پالئوژن        |
| پهچالی            | جریانی ناشی از توده یخ  | کواترنه        |
| دروایی، درواچه ای | فرایند داخلی            | زوراسیک        |
| یخچالی            | جریان یخچالی            | تسویس          |
| مجاور یخچالی      | پروافروست، جریانی ذوب   | پرمی           |
| بستای             | رقت و روپ بستای         | کربوناسفر      |
| ریشی              | تاکوژان گینه و چنابوری  | دولین          |
| انسانی            | تاکوژان انسانی          | مپاسوین        |
|                   |                         | اندوایسین      |
|                   |                         | کامبرین        |
|                   |                         | پراکامبرین     |

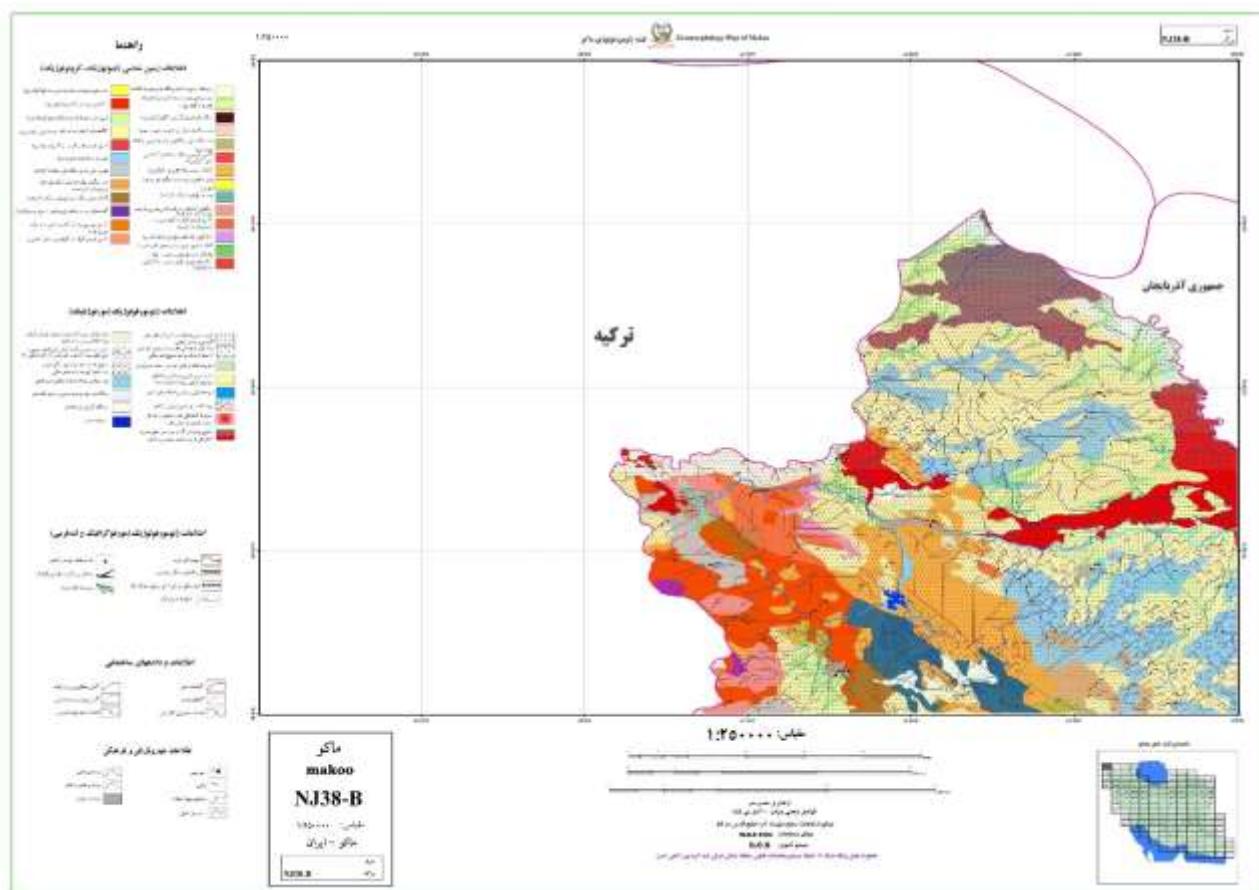
شکل ۴. اختصاص رنگ متفاوت برای نمایش دو ویژگی اساسی لندفرم ها، یعنی منشا و فرایند تشکیل آن ها و نیز ترتیب سنی رنگ ها برای نمایش جنس سنگ ها و مواد مادری

## نتایج

ناهمواری‌های منطقه ماکو از رخساره کالرملانژ به سن کرتاسه پایانی و همچنین تشکیلات قم و گدازه‌های بازالتی ساخته شده است. در این میان ساخت‌های بازالتی از عوارض طبیعی جالب در چشم‌انداز منطقه به شمار می‌روند. بارزترین اشکال گدازه‌ای، روانه‌های طولی می‌باشند که غالباً کف دره‌ها را پر کرده و گاهی تا چندین کیلومتر امتداد یافته‌اند. هر جا شبکه آبی از این دره‌ها جریان یافته، فرمایش آب گدازه‌ها را عمیقاً شکافته و در نتیجه بقایای آن‌ها را به صورت سطوح مرتفع شبه پادگانه آبرفتی (پادگانه بازالتی) در معرض دید قرار داده است (دره زنگمار، دره ساری سو، دره ماکو). در دره ماکو اختلاف سطح این قبیل سطوح به بیش از ۱۰ متر می‌رسد. شکل دیگر گدازه‌ها به صورت ساخت سفره‌ای است. ساخت‌های سفره‌ای در نتیجه روانه شدن گدازه‌ها در داخل دشت‌ها و چاله‌های ساختمانی ایجاد شده‌اند. در این موارد، سطح دشت‌ها را لایه نسبتاً نازک گدازه می‌پوشاند که سطح آن‌ها عموماً چروکیده است (شمال غربی پلدشت مجاور رود ارس). در مغرب بازرگان نیز ساخت‌های منشوری در گدازه‌ها را به خوبی می‌توان مشاهده کرد. ساخت‌های منشوری حاصل سرد شدن سریع گدازه و ایجاد ترک‌های برگشتی یا انقباضی در آن‌هاست (حوالی روستای کلیسا کندی). پهنه‌های گدازه‌ای منطقه ماکو (شکل ۵) به عقیده بعضی از زمین شناسان حاصل فعالیت‌های آتشفشانی کوه‌های آزارات در خاک ترکیه می‌باشد. بنا به ادعای این عده، به هنگام فعالیت آتشفشانی در کوه‌های آزارات، قسمتی از گدازه‌های آن به صورت روانه‌های طولی یا سفره‌ای وسیع به خاک ایران سرازیر شده و ساخت‌های موجود را به وجود آورده‌اند. به نوشته ساری صراف (۱۳۷۳)، گروهی دیگر نیز عقیده دارند که گدازه‌ها عمدتاً از طریق شکاف‌ها و گسل‌های محلی به سطح زمین راه یافته و چنین اشکالی پدید آورده‌اند. با توجه به نزدیکی کوه‌های آزارات به مرز ایران و دنبال نمودن جریان گدازه در مسیر گسل‌های محلی احتمالاً پهنه‌های گدازه از هر دو منشأ می‌باشند. به دلیل نزدیکی به دامنه کوه آزارات (کوه آزارات کلاً در خاک ترکیه واقع شده است) رودخانه‌های شعاعی شکل آن باعث به وجود آمدن دشت‌های مخروط‌افکنه‌ای در شمال محدوده شده‌اند. وجود کوهستان در شرق و جنوب شرق محدوده نیز در پایین دست دشت‌هایی را به وجود آورده است (شکل ۶).



شکل ۵. گدازه های بازالتی دره ایلان درسی (دره مارها) در ۲۵ کیلومتری جاده ماکو-چالدران



شکل ۶. نقشه ژئومورفولوژی ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو

عارضه کوهستان بیشترین مساحت محدوده نقشه ماکو را در بر گرفته است که علت اصلی آن وجود کوهستان های مرتفع و دره های پر شیب در قسمت غربی و جنوبی نقشه است که به وسیله خط مرزی از کشور ترکیه جدا شده است. در دامنه ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۱۳۰۰ متر در منطقه جنوبی شوط اراضی تپه ماهوری قرار گرفته اند که مرز بین کوهستان و دشت آبرفتی را پوشانده اند. در شمال نقشه و در دامنه کوهستان آرات (در ترکیه قرار گرفته است) اراضی مخروط - افکنه ای تا رود ارس کشیده شده اند. اراضی دشتی (مخروط افکنه، آبرفتی و سیلابی) در مجموع ۲۱ درصد مساحت نقشه ماکو را اشغال کرده است (جدول ۱).

جدول ۱. مساحت و درصد واحدهای ژئومورفولوژی شیت ۱:۲۵۰۰۰۰ ماکو

| واحد                 | گدازه<br>آتشفشانی (بازالت) | مخروط<br>افکنه | دشت<br>آبرفتی | دشت<br>سیلابی | کوهستان<br>ان | تپه<br>ماه‌ور | دریاچه<br>ه‌س‌دی | کل   |
|----------------------|----------------------------|----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|------------------|------|
| مساحت (کیلومتر مربع) | ۵۸۶.۲۱                     | ۸۴۰            | ۶۰.۳          | ۳۴.۴          | ۲۲۵۵.۴        | ۸۱۰           | ۵.۶۶             | ۴۵۹  |
|                      |                            |                | ۳             | ۰             |               |               |                  | ۲    |
| درصد                 | ۱۲.۷۷٪                     | ۱۸.۲۹٪         | ۱.۳۱٪         | ۰.۷۵٪         | ۴۹.۱۱٪        | ۱۷.۶۳٪        | ۰.۱۲٪            | ۱۰۰٪ |

## بحث و نتیجه گیری

منطقه ماکو در زون زمین ساختی البرز - آذربایجان قرار دارد. اراضی تپه ماهوری نیز در محدوده شهرستان شوط و قسمت شرقی بازرگان گسترش یافته اند. دشت چالدران حاصل فعالیت های یخچالی و فرسایش جنب یخچالی و همچنین برخی از حرکات تکتونیکی و گسل های طولی با روند شمال به جنوب بوده است که در عریض ترین قسمت ها در حدود ۸۶ کیلومتر عرض دارد. این دشت دارای ناهمواری ها و پستی و بلندی های تپه ماهوری با شیب ملایم است و برخلاف دشت های حاشیه کوهستان که صاف و یکدست هستند به دلیل پنهان شدن برخی از یخرفت های بزرگ در زیر لایه نازک خاک و نیز شکل فرسایش یخچالی بدین صورت درآمدن است. رودخانه ها و شعبات فرعی مهمی چون رودخانه سعدل، خضرو، از ارتفاعات غربی منطقه (چالدران) سرچشمه گرفته و ضمن عبور از داخل دشت در پای روستای مزرعه وارد سد بارون می شوند. قسمت جنوب شرقی محدوده (شهرستان شوط) دارای موقعیت کوهپایه ای است. مخروط افکنه ها و پادگانه های آبرفتی قدیم و جدید مهم ترین اشکال ناهمواری در این ناحیه می باشد. تراکم شبکه های آبراهه و شکل بریده بریده اراضی که توسعه فرسایش شیاری و عمیق شدن گالی ها در امتداد مسیل های اصلی دیده می شود در نتیجه

ماهیت و جنس رسوبات و سستی برخی از لایه‌هاست. در محدوده شمال نقشه (منطقه ماکو) به لحاظ ساختار توپوگرافی و جلوه‌های بصری ویژه حاصل از فرایندها و رخدادهای زمین‌ساختی و یا مورفودینامیکی دارای ارزش‌های ویژه می‌باشد. نتایج نشان داد که گدازه‌های بازالتی و کوهستانی از لندفرم‌های بارز در محدوده و دشت‌های حاصلخیز نیز ۲۰ درصد از محدوده را در بر گرفت و استفاده از روش‌های نوین در تهیه نقشه‌های ژئومورفولوژی دقت و سرعت را تهیه نقشه‌ها بالا می‌برد و ما را در تهیه نقشه‌های ژئومورفولوژی با مقیاس بزرگتر کمک می‌کند. استفاده از ابزارهای نوین در علوم جغرافیایی و علی‌الخصوص برای تهیه نقشه‌ها در سالیان گذشته پیشرفت زیادی داشته است و این ابزارها در تهیه نقشه ژئومورفولوژی ماکو با ترسیم کلی به صورت نرم‌افزاری و اتوماتیک در ArcMap برای تمام عوارض موجود در منطقه تحولی شگرف پدید آورده و کیفیت و سرعت داده‌ها را بیشتر نمایان ساخته است.

### تشکر و قدردانی

این مقاله از پروژه نخبگی (مرکز نخبگان و استعدادهای برتر) زیر نظر سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح (سازمان جغرافیایی کشور) استخراج شده و بدینوسیله از همکاری سازمان جغرافیایی کشور کمال تشکر و قدردانی را داریم.

### مراجع

رامشت، محمدحسین، (۱۳۸۵). نقشه‌های ژئومورفولوژی (نمادها و مجازها)، چاپ ششم (۱۳۹۲)، تهران انتشارات سمت

ثروتی، محمدرضا، (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی منطقه‌ای ایران، چاپ دوم (۱۳۸۷)، تهران، انتشارات سازمان جغرافیایی

May, J. H. (2008). A geomorphological map of the Quebrada de Purmamarca, Jujuy, NW Argentina. Journal of Maps, 4(1), 211-224.

Chueca, J, et al, 2008, Geomorphological map of the Alta ribagorza (Central Pyrenees, Spain), Journal of Maps.

## قابلیت‌های ژئودایورسیتی و میراث انسانی در توسعه گردشگری (مطالعه موردی حوضه بالادست سد طالقان)

سیدمروت افتخاری

استادیار دانشکده علوم جغرافیایی دانشگاه خوارزمی Eftekhari@khu.ac.ir

### چکیده

ژئودایورسیتی (تنوع زمین‌شناختی) به‌عنوان ظرفیت جدید در توسعه پایدار گردشگری محسوب می‌گردد، در سال‌های اخیر با شناخت دقیق میراث انسانی در کنار تنوع پدیده‌های زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی، هیدرولوژی، خاک‌شناسی می‌توان پایه‌های ژئومورفوسایت‌ها را برای برنامه‌ریزی منطقه‌ای ایجاد کرد. در پژوهش حاضر به‌منظور آشکارسازی قابلیت حوضه بالادست سد طالقان در توسعه گردشگری ابتدا منطقه براساس سیما و منظر و ویژگی‌های ژئومورفولوژی، زمین‌شناسی، هیدرولوژی به بخش، دامنه‌های جنوبی مشرف به سد G1 و دامنه‌های شمالی مشرف به سد G2 و حوضه اصلی بالادست سد G3 تقسیم گردید و ارزش ژئودایورسیتی‌ها با به‌کارگیری شاخص‌های توپوگرافی TPI، شاخص شانون (SHEI)، شاخص سیمپسون (SIDI)، شاخص تراکم (PRD)، شاخص منهنیک (MDI)، از نظر غنا و تنوع موردبررسی قرار گرفت، نتایج نشان می‌دهد شبکه هیدرولوژی از غنای یکنواختی در سطح کل منطقه برخوردار هست، لند فرم‌های زمین‌لغزش نیز در دو منطقه G1, G2 دارای تنوع نسبتاً یکسان بوده اما در G3 تنوع زمین‌شناختی بالا هست. همچنین با توجه به میراث انسانی و ویژگی‌های زمین‌شناسی می‌توان در منطقه ۱ و ۲ برای توسعه گردشگری سازه‌های سبک استفاده کرد و در منطقه ۳ با توجه به تنوع بالای زمین‌شناختی در کنار میراث انسانی نیاز به بررسی دقیق می‌باشد.

کلیدواژه: ژئودایورسیتی، میراث انسانی، شاخص توپوگرافی TPI، شاخص شانون SHEI، طالقان

امروزه بر اساس روش های علمی دقیق با شناخت قابلیت های محیطی (طبیعی و انسانی) می توان ارزیابی نسبتاً جامع و کاملی از ظرفیت های هر منطقه برای دستیابی پایه های برنامه ریزی توسعه پایدار داشت. باید اذعان نمود در بسیاری از کشورهای جهان صنعت گردشگری به عنوان یکی از شاخص اصلی توسعه پایدار هست که بر محور تنوع محیط های طبیعی و میراث های انسانی استوار است. سیمای و منظر یک سرزمین با کنار هم قرار گرفتن تنوع طبیعی و میراث های انسانی موجب افزایش توجه بیشتر انسان ها خواهد شد. واژه ژئودایورسیتی معادل تنوع زمین ریخت شناسی است که از نظر مفهومی به عناصر زنده و غیره قابل تقسیم است که از نظر کمی و کیفی قابل اندازه گیری است (بوتروید و مک هنری، ۲۰۱۹)<sup>۲۷۷</sup>. امروزه متخصصین علوم زمین مرتبط با گردشگری دیدگاه ها و تعاریف متفاوتی از ژئودایورسیتی دارند که موجب نابسامانی در این رشته گردیده که ضرورت دارد به منظور شکوفایی این علم در جهت بهره برداری و ارائه دیدگاه های علمی زمینه توسعه پایدار در صنعت گردشگری فراهم گردد. ژئودایورسیتی را می توان محدوده طبیعی از تنوع زمین شناختی (سنگ ها، معدنی و فسیل)، ژئومورفولوژی (فرآیندها و فرم ها) ویژگی های خاک تعریف کرد شامل مجموعه، روابط، ویژگی ها، تفسیرها است (مانوسو و د نوبر گا، ۲۰۱۶)<sup>۲۷۸</sup>. مفهوم ژئودایورسیتی را می توان در زمینه های مختلف مربوط به علوم، آموزش و توریسم به کار برده شود، بنابراین منبع ارزشمندی برای ایجاد سودهای اقتصادی و اجتماعی است (روبان، ۲۰۱۷)<sup>۲۷۹</sup>. در تعریف دیگر ژئودایورسیتی بخشی از ژئومورفودایورسیتی است که با تنوع ژئومورفولوژیکی یا کمیت و تعداد لندفرم ارتباط دارد (ملهلی و همکاران، ۲۰۱۷)<sup>۲۸۰</sup>. ژئودایورسیتی تشکیل شده از تنوع زمین شناسی، شامل؛ ساختار، کانی، هیدرولوژی، رسوبات، آب های سطحی، زیرزمینی، ژئومورفولوژی و لندفرم ها (هیجورت و همکاران، ۲۰۱۳)<sup>۲۸۱</sup>. ژئودایورسیتی به صورت مستقیم و غیرمستقیم در تکامل اکوسیستم ها نقش دارد (گوردن و بارون، ۲۰۱۳)<sup>۲۸۲</sup>. ژئودایورسیتی دارای چارچوبی از ترکیب عناصر زمین شناسی، ژئومورفولوژی، رسوبات و خاک ها، هیدرولوژی است که در اکوسیستم جلوه گری می کند (ناتان و همکاران، ۲۰۲۰)<sup>۲۸۳</sup> (شکل ۱). عمده مطالعات متخصصین صنعت گردشگری در زمینه قابلیت منظر ژئودایورسیتی معطوف بوده، نتایج به دست آمده در حوضه بالادست سد کرج نشان می دهد، حوضه سد کرج از ژئودایورسیتی بالای برخوردار هست و بیشتر ژئودایورسیتی در نقاطی قرار دارند که بیشتر در معرض تخریب قرار دارند (قهرودی و همکاران، ۱۴۰۱). در مطالعه انجام شده با استفاده از شاخص ژئودایورسیتی و سنجه سیما سرزمین به نتیجه می رسد که شاخص زبری توپوگرافی از اهمیت بیشتری از نظر تنوع

<sup>277</sup> - Boothroyd & McHenry

<sup>278</sup> - Manosso, & de Nóbrega

<sup>279</sup> - Ruban

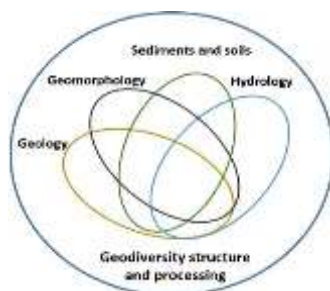
<sup>280</sup> - Melelli

<sup>281</sup> - Hjort & et

<sup>282</sup> - Gordon & Baron

<sup>283</sup> - Nathan & et

برخوردار است و شاخص سیما می تواند از طیف گسترده تری از تفاسیر را در اختیار محققین قرار دهد (صالحی پور میلانی و همکاران، ۱۴۰۰). نتایج تحقیق انجام شده در توسعه نقش ژئودایورسیتی در توسعه گردشگری شهرستان فیروزآباد با استفاده از شاخص های ضریب ناهمواری سیمپسون، ضریب ناهمواری شانون، ضریب دایورسیتی شانون، ضریب دایورسیتی سیمپسون و تراکم ناهمواری نشان داد که بیش ترین میزان ضریب ژئودایورسیتی از جمله همواری و تنوع سیمسون و شانون را حوضه فیروزآباد دارد در مقایسه با سایر حوضه های شهرستان پتانسیل گردشگری بالایی دارد (شفیعی و همکاران، ۱۴۰۱). در مطالعه انجام شده با استفاده از سیمای سنج سرزمین شاخص های ژئومورفولوژی دینامیکی و همچنین با قطعه بندی لندفرم ها به عنوان عامل تأثیرگذار با دخالت مورفومتریک و مورفوکلیماتیک را عامل شکل گیری ناهمواری ها دانسته است (انصاری فر و همکاران، ۱۳۹۳).

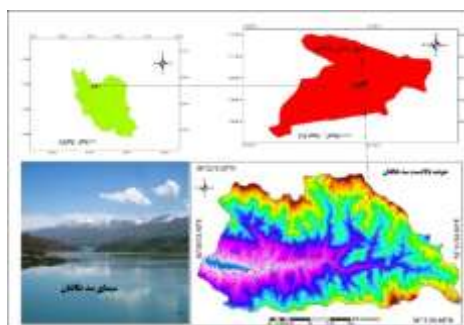


شکل (۱): ساختار ژئودایورسیتی در اکوسیستم، منبع، ناتان و همکاران، ۲۰۲۰

نتایج مطالعه انجام شده در حوضه شمال غربی استان فارس در تحلیل مقایسه ای ژئودایورسیتی نشان می دهد فاکتور زمین شناسی در حوضه فهلیان به دلیل تنوع و توسعه سازندها دارای بیشترین ارزش را در شاخص ها به خود اختصاص داده اما در نورآباد عامل مورفومتریک به دلیل، شیب، زبری، ارتفاع و درجه انحنا و اقلیم مرطوب موجب تنوع اشکال گردیده (مختاری و همکاران، ۱۳۹۷). در بررسی انجام شده؛ بررسی درآمدی بر ژئودایورسیتی به عنوان پایه ای برای ژئوتوریسم به این نتیجه رسیده ارزش های ذاتی، فرهنگی، زیباشناختی، اقتصادی در ارتباط هم می باشند و قرار گرفت ژئوپارک ها در نزدیکی مناطق شهری در معرض تهدید می باشند (یزدی و همکاران، ۱۳۹۴). همچنین نتایج بررسی ژئومورفودایورسیتی آتشفشان دماوند با روش GmI، با شاخص ژئومورفودایورسیتی پس از کنترل با نقشه های ژئومورفولوژی مناطق با ارزش ۲۰ الی ۲۵ عمده در شرق دماوند و در امتداد دره هراز قرارداد و برعکس مناطق دارای ارزش کمتر از ۵ الی ۱۰ در شمال غرب در دشت سرداغ و مخروط آتشفشان است (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۷). بیشتر تحقیقات خارجی و داخلی عمده معطوف به ویژگی های ذاتی ژئودایورسیتی بوده و کمتر به ارتباط ژئودایورسیتی و میراث انسانی پرداخته شده در تحقیق حاضر سعی گردیده ضمن بررسی ژئودایورسیتی در حوضه بالادست سد طالقان ارتباط آن با میراث انسانی و نقش آن در توسعه گردشگری پایدار در این منطقه پرداخته شود.

## مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه با مساحت تقریبی ۹۵۴ کیلومتر مربع بین عرض‌های جغرافیای ۳۶ درجه ۵ دقیقه تا ۳۶ درجه ۲۱ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۰ درجه ۲۶ دقیقه تا ۵۱ درجه ۱۱ دقیقه شرقی گسترش دارد (شکل ۲). حوضه بالادست سد طالقان یک منطقه کاملاً کوهستانی نسبتاً مرتفع در داخل البرز مرکزی است. کمترین ارتفاع در این حوضه در قسمت غربی پای دیواره سد در کنار روستای شهرآ سر با ارتفاع ۱۷۰۰ متر از سطح دریا و بیشترین ارتفاع در شمال حوضه در شاه کوه با ارتفاع ۴۲۰۰ متر مشاهده می‌شود، مهم‌ترین و بزرگ‌ترین رود این منطقه شاهرود می‌باشد که با جهت شرق، غرب در بستر ناودیدی جریان دارد. طولانی‌ترین شاخه آن پراچان رود است که در محل روستای جویستان پس از پیوستن ناریان رود و عالی زن رود شاهرود تشکیل می‌دهند. از ویژگی‌های منحصربه‌فرد منطقه استقرار سد طالقان و مناظر طبیعی بی‌همتا با لند فرم‌های دامنه‌ای از قبیل، توده‌های لغزشی جدید و قدیم، واریزه‌های دامنه‌ای، دیواره‌های سنگی، شبکه هیدرو گرافی، رسوبات قرمز دوران نئوژن و چشمه‌های نمکی «سوسوک» و همچنین میراث‌های انسانی از قلعه‌های تاریخی، اماکن زیارتی و روستاهای تاریخی می‌باشد.



شکل (۲): منطقه مورد مطالعه

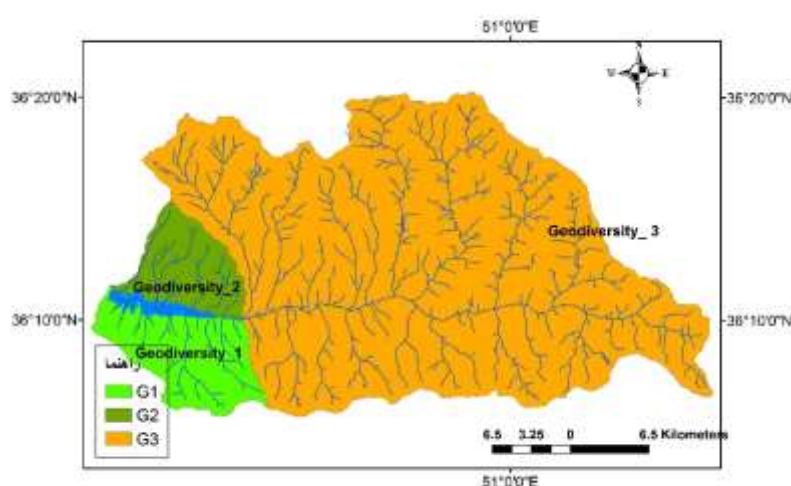
روش تحقیق در این پژوهش، تحلیلی، توصیفی و داده‌های تحقیق بر دو محور قرارداد ۱- داده‌های پایه‌ای ژئودایورسیتی، شامل؛ مدل رقومی ارتفاعی (DEM) ماهواره Alos-Palsar با تفکیک مکانی ۱۲/۵ متری به‌عنوان برای استخراج نقشه‌های لند فرم، هیدرولوژی، ژئومورفولوژی، شیب، سطوح ارتفاعی، TPI، ...، داده‌های ماهواره Landsat8، تصاویر ماهواره Sentinel2، برای استخراج کاربری اراضی، نقشه زمین‌شناسی شکران با مقیاس ۱۰۰۰۰۰ برای استخراج داده‌ها ساختمانی، سازندهای زمین‌شناسی ۲- اطلاعات و داده‌های مربوط به میراث انسانی سازمان‌های محلی و استانی از جمله؛ اداره کل میراث فرهنگی، گردشگری و صنایع‌دستی استان البرز، مطالعات کتابخانه و برداشت میدانی است.

نرم‌افزارهای بکار گرفته‌شده در این پژوهش؛ به ترتیب ArcGIS10.8 برای تولید مدل‌های ارتفاعی، طبقه‌بندی و مرزبندی حوضه، نقشه‌های جانمایی میراث انسانی، نرم‌افزار SAGS8.5.1 برای تولید نقشه ژئومورفولوژی، نقشه لندفرم

و شاخص  $TPI^{284}$  نرم افزار ENVI5.3 برای تحلیل خروجی نقشه های SAGS و نرم افزار SNAP برای تولید نقشه کاربری اراضی می باشد.

## مراحل کار

مرزبندی منطقه مورد مطالعه بر اساس سیما و منظر و چشم انداز ناهمواری ها مشرف به شاهرود به سه ژئودایورسیتی، جنوبی (G1)، شمالی (G2)، و حوضه اصلی شاهرود (G3) تقسیم گردید (شکل ۳).



شکل (۳): مرزبندی ژئودایورسیتی اصلی حوضه بالادست سد طالقان

استخراج نقشه های شاخص موقعیت توپوگرافی TPI و لند فرم ها، ژئومورفولوژی، هیدرولوژی، شیب، طبقات ناهمواری از مدل رقومی زمینی  $DEM_{12m}$  دریافتی از ماهواره ALO Palsar منظور بررسی ویژگی های ژئودایورسیتی  $G1, G2, G3$

تهیه نقشه سازندهای زمین شناسی از روی نقشه پایه شکران با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ به منظور بررسی حساسیت سنگ شناسی در مقابل فرسایش و تشکیل لندفرم ها.

تهیه نقشه کاربری اراضی از سایت  $Esri\ Land\ Cover^{285}$  به منظور بررسی تغییرات و جانمایی میراث انسانی.

تحلیل و بررسی ژئودایورسیتی ها با استفاده از شاخص ضریب ناهمواری شانون  $^{286}$  (SHEI)، (شانون، و ویور

<sup>284</sup> - Topographic Position Index

<sup>285</sup> - <https://livingatlas.arcgis.com/landcover/>

<sup>286</sup> - Shannon index diversity

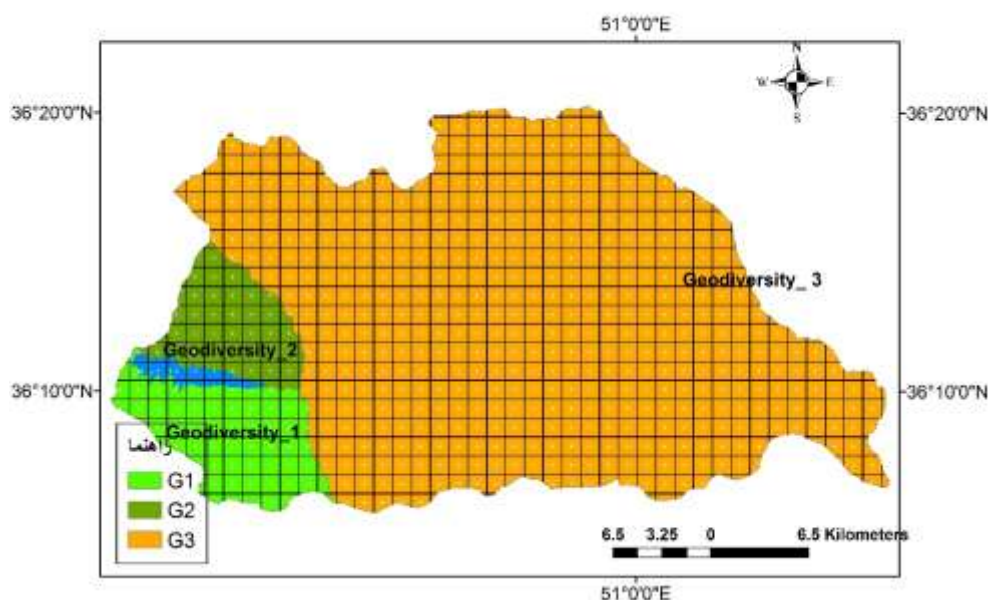
تحلیل و بررسی ژئودایورسیتی ها با استفاده از شاخص سیمپسون<sup>۲۸۸</sup> (SIDI).

تحلیل و بررسی ژئودایورسیتی ها با استفاده از شاخص تراکم ناهمواری<sup>۲۸۹</sup> (PRD).

تحلیل و بررسی ژئودایورسیتی با استفاده از شاخص غنای منهینیک<sup>۲۹۰</sup> (MDI).

تحلیل و بررسی میراث انسانی در ژئودایورسیتی ها با استفاده از روش مقایسه‌ای.

در ادامه با توجه به تراکم بالا ناهمواری منطقه مورد مطالعه با ۱۰۰ برابر کردن پیکسل‌ها به واحدهای ۱/۵\*۱/۵ تقسیم گردید (شکل ۴).



شکل (۴): شبکه‌بندی حوضه بالادست طالقان

پس از بررسی و مشاهدات میدانی از دامنه‌های شمالی (G2) سد (محدوده روستای های شهراسر، زمین لغزش آرموت، آردکان، گلینک) و دامنه‌های جنوب (G1) (زمین لغزش میان بیشه، میناوند، باریکان، چشمکان) حوضه اصلی سد طالقان (G3) (زمین لغز وشته، چشمه‌های نمکی سوسوک، نويزک، عروس گردان، دامنه‌های سنگی مهران و

<sup>287</sup> - Shannon & Weaver

<sup>288</sup> - Simpson index

<sup>289</sup> - Patch Richness Density

<sup>290</sup> - Menhinick's diversity index

سازندهای قرمز پراچان ( نمونه تهیه و برای شاخص غنا و تنوع و همچنین تطبیق با لندفرم ها، سنگ شناسی، کانی شناسی، هیدرولوژی بکار گرفته شد. برای انجام محاسبات با توجه به شبکه بندی منطقه در بخش های G1, G2, G3 هر منطقه بر اساس شاخص های (جدول ۱). در محیط نرم افزار ARC GIS مورد تجزیه تحلیل قرار می گیرد و سپس با هر کدام مقایسه و ارتباط آن با میراث های انسانی مورد بررسی قرار می گیرد.

جدول (۱): فرمول های شاخص دایورسیتی

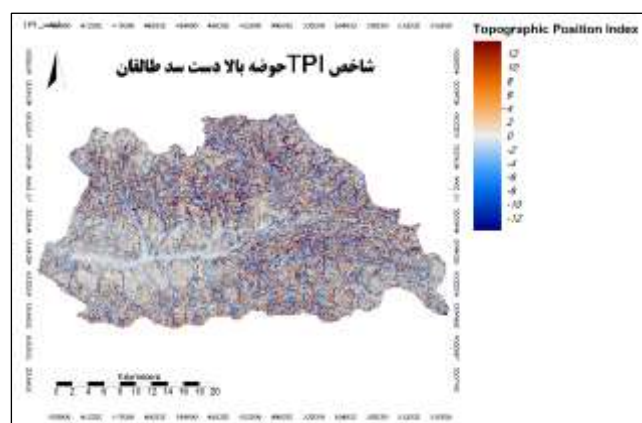
| شاخص                 | محدوده                 | فرمول                                 | واحد سطح km <sup>2</sup> |
|----------------------|------------------------|---------------------------------------|--------------------------|
| شاخص شانون (SHEI)    | $0 \leq SHEI \leq 1$   | $SHEI = - \sum_{i=1}^m (P_i \ln P_i)$ | ۱/۵                      |
| شاخص سیمپسون (SIDI)  | $0 \leq SIDI \leq 1$   | $SIDI = 1 - \sum_{i=1}^m P_i^2$       | ۱/۵                      |
| شاخص تراکم (PRD)     | $PRD > 0$              | $PRD = m/A * (104) (102)$             | ۱/۵                      |
| شاخص منهینک (MDI)    | $0 \leq D_{Mn} \leq 5$ | $D_{Mn} = S/\sqrt{N}$                 | ۱/۵                      |
| شاخص توپوگرافی (TPI) | $0 \leq TPI \leq 1$    | $TPI_i = Z_0 - \sum_{n=1} Z^n/n$      | ۱/۵                      |

## بحث و نتایج

### شاخص موقعیت توپوگرافی TPI

در سال های اخیر شاخص توپوگرافی به عنوان یکی از روش های پژوهشی در طبقه بندی لند فرم ها، مورفومتری، ژئومورفودایورسیتی، ژئومورفومتری، توسط متخصصین ژئومورفولوژی در سطح جهان (ویز، ۲۰۰۱؛ تکگیل، ۲۰۰۸؛ ریو، ۲۰۰۹؛ مقصودی، ۱۴۰۰، قهرودی، ۱۴۰۱، مکرم و نگهبان ...) کارا و مفید تشخیص داده شده است. این شاخص با مدل رقومی زمینی بر اساس ارتفاع هر پیکسل با پیکسل های پیرامونی را مقایسه کرده و عدد منفی نشان دهنده سطح ارتفاع پائین و عدد مثبت ارتفاع بالاتر است (ویز، ۲۰۰۱)<sup>۲۹۱</sup>. در این پژوهش با استفاده از نرم افزار SAGS8.5.1 از

DEM12.5 برای منطقه مورد مطالعه نقشه TPI تولید گردیده نشان می‌دهد وضعیت ناهمواری از ۱۲- تا ۱۲+ بسیار خشن می‌باشد (شکل ۵).



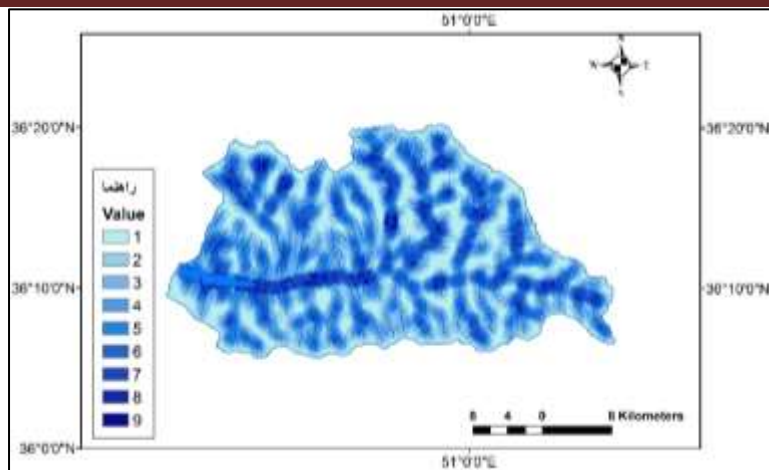
شکل (۵): نقشه وضعیت توپوگرافی (TPI) حوضه بالادست سد طالقان

### شاخص منهینگ

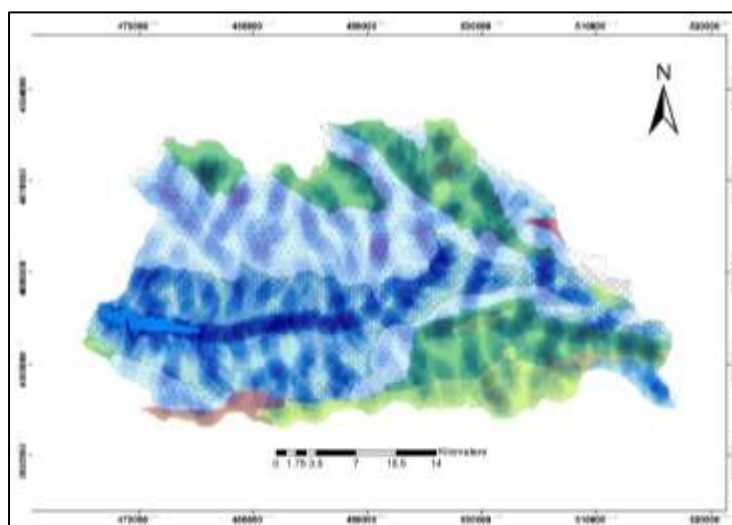
برای بررسی دقیق‌تر غنای منطقه از شاخص منهینگ استفاده شده است که نسبت تنوع پدیده‌ها به حداکثر تعداد به دست می‌آید به عبارت دیگر یکنواختی چگونگی توزیع پدیده را در بین کل پدیده‌ها نشان می‌دهد و مقدار آن بین ۱ تا صفر تغییر می‌کند. با توجه به نتایج مستخرج از شاخص TPI حدود ۷۴ درصد منطقه مورد مطالعه دارای را عدد مثبت نشان می‌دهد بر اساس رابطه جدول (۱) برای ناهمواری مثبت 0.73 را نشان می‌دهد بیانگر غنای کامل ناهمواری مرتفع منطقه است.

### شاخص تراکم PRD

در این تحقیق برای نشان دادن شاخص تراکم شبکه هیدرولوژی از مدل رقمی DEM12.5 استفاده شده ابتدا با استفاده از افزون هیدرولوژی شبکه رودخانه حوضه بالادست سد به دست آمد سپس با دستور Line Density تراکم شبکه به دست آمد (شکل ۶). برای مشخص کردن نحوی توزیع شبکه هیدرولوژی نقشه به دست آمده در ۹ کلاس طبقه‌بندی گردید با توجه به نقشه تراکم نشان می‌دهد تراکم شبکه هیدرولوژی در سطح منطقه تقریباً به صورت یکنواخت است، اما با تطبیق نقشه تراکم شبکه هیدرولوژی با نقشه زمین‌شناسی نشان می‌دهد بیشترین تراکم و غنا در بخش مرکزی که عمدتاً سازندها سست نئوژن قرار دارد (شکل ۷).



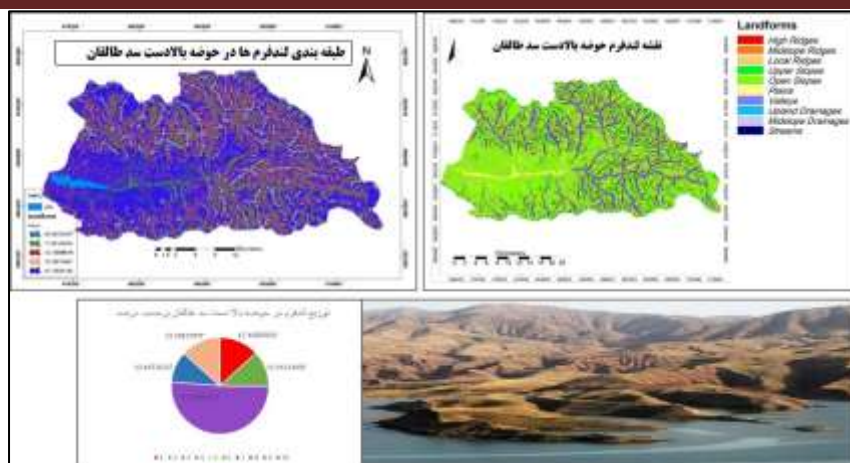
شکل (۶): تراکم شبکه هیدرولوژی در حوضه بالادست سد کرج



شکل (۷): نقشه تطبیق تراکم شبکه هیدرولوژی و زمین شناسی

### شاخص شانون (SHEI)

برای مشخص کردن میزان احتمال ویژگی های لندفرم منطقه مورد مطالعه با بیشترین تکرار از شاخص شانون با توجه به رابطه جدول (۱) استفاده گردید، ابتدا نقشه لندفرم منطقه مورد مطالعه در محیط نرم افزار SAGS8.5.1 تهیه گردید، (شکل ۸) سپس در محیط ARC GIS در ۵ طبقه کلاسه بندی گردید با توجه به نقشه لندفرم و نقشه طبقه شده و نمودار پراکندگی لندفرم های حدود ۵۱ درصد منطقه از لندفرم های دامنه ای تشکیل شده که بیشتر غنای منطقه را شامل می گردد.



شکل (۸): توزیع لند فرم‌های حوضه بالادست سد طالقان

### شاخص سیمپسون SIDI

برای بررسی شاخص سیمپسون در منطقه مورد مطالعه از نقشه ژئومورفولوژی تولید شده در محیط نرم‌افزار SAGS8.5.1 استفاده شده است (شکل ۹) با توجه به نقشه ژئومورفولوژی و تطبیق آن با نقشه زمین‌شناسی نشان می‌دهد منطقه مورد مطالعه از نظر ژئومورفولوژیکی با وضعیت زمین‌شناسی همخوانی کامل دارد به نحوی که بیشترین دره‌ها و زمین‌لغزش، منطبق بر سازندهای سست نئوژن بوده و پرتگاه‌ها و دامنه‌های سنگی با ستیغ‌های تند و منطبق بر سنگ‌های آتشفشانی است از طرف دیگر با توجه به محاسبات انجام شده با شاخص SIDI (جدول ۲) از سه نمونه واریزه‌های، دامنه‌های سنگی، زمین‌لغزش، در محیط ARC GIS نشان می‌دهد در منطقه G2 از محدوده بستر شاهرود به سمت شمال تا ارتفاع ۲۱۰۰ متری عمدتاً بیشترین توسعه با توده‌های لغزشی بوده و واریزه‌های سنگی در حداقل است اما از ارتفاع ۲۱۰۰ به بالا بیشتر مواجه با دامنه‌های سنگی هست، این وضعیت در منطقه G1 تقریباً مشابه می‌باشد اما در شمال غربی دیواره سد کاملاً تغییر کرده و گسترش با دامنه‌های سنگی است. در منطقه G3 تقریباً به‌طور کامل تا ارتفاع ۲۹۰۰ متری عمدتاً غالب منطقه توده‌های لغزشی گسترش دارد این وضعیت در محدوده روستاهای میناوند، باریکان، فشندک، زیدشت، ورکش و اطراف شهرک به حداکثر می‌رسد، بنا براین می‌توان اذعان نمود در دامنه‌های شمالی و جنوبی سد طالقان بیشترین پراکندگی اشکال ژئومورفولوژی با توده‌های لغزشی می‌باشد.



شکل (۱۰): نقشه ژئومورفولوژی و نمونه های برداشتی در حوضه بالادست سد طالقان

جدول (۲): نمونه های منتخب برای محاسبات شاخص SIDI

| عنوان لندفرم | شاخص SIDI | تعداد نمونه |
|--------------|-----------|-------------|
| واریزه       | 0.01      | 7           |
| دامنه سنگی   | 0.3       | 4           |
| توده لغزشی   | 0.25      | 10          |

### میراث انسانی

حوضه بالادست سد طالقان با چشم انداز و مناظر بسیار زیبا و تنوع پدیده های طبیعی و میراث انسانی می تواند به عنوان نمونه کامل برای توسعه پایدار گردشگری قلمداد گردد، علاوه بر مناظر طبیعی، میراث انسانی نیز موجب بالا رفتن ظرفیت و قابلیت گردشگری در این منطقه گردیده که در ارتباط تنگاتنگ با جلوه های طبیعی است. این منطقه می توان از نظر میراث انسانی به دو بخش ۱- میراث فرهنگی و تاریخی نسبتاً قدیم ۲- میراث انسانی جدید تقسیم کرد.

میراث انسانی قدیم، سنگ نوشته قاجاری گردنه عسلک روستای گراب، امامزاده اسماعیل و اسحاق (صالح) روستای گته ده؛ قلعه دختر روستای گته ده؛ حمام تاریخی روستای دهدر؛ محوطه باستانی لمبران؛ برج مقبره ای شیخ (پیر) حسین الهی روستای دیزان؛ محوطه باستانی مرجان تپه؛ تپه باستانی شاه کوه روستای نویز؛ امامزاده شاه محمد حنیفه روستای کرکبود؛ محوطه تاریخی قزوین دشت روستای اوانک؛ محوطه تاریخی - اسلامی تکیدر شهرک طالقان؛ محوطه باستانی هورسی بند شهرک طالقان؛ قلعه کیقباد روستای هرنج؛ قبرستان تاریخی روستای آرموت؛ تپه باستانی قلعه دیو روستای لهران؛ حمام تاریخی نسائی سفلی؛ قلعه ارژنگ روستای میناوند؛ غار پنجه علی روستای میناوند؛ روستای گلیرد.

میراث انسان جدید: سد طالقان؛ در دهه ۵۰ خورشیدی تصمیم بر احداث سدی بر روی شاهرود طالقان گرفته شد،

اما این سازه، باگذشت نزدیک به ۳۰ سال، در فروردین ماه ۱۳۸۱ خورشیدی عملیات ساخت سد آغاز شد و در سال ۱۳۸۵ مور بهره برداری قرار گرفت. سد و دریاچه طالقان یکی از سازه های زیبا و ارزشمند در شهر طالقان است که روی «رودخانه ی شاهرود» که از کوه های پراچان، ناریان، جویستان، گراب، گته ده سرچشمه می گیرد، احداث شده است. دریاچه ای که در پشت سد قرار دارد، تأثیر بزرگ و مهمی در زیباسازی و به وجود آمدن منظره ای چشم نواز داشته و منظره ای طبیعی و درعین حال فوق العاده را به دلیل ذخیره ی آب ایجاد کرده است. همچنین می توان از دیگر اثرات ارزشمند این سد، ایجاد شرایط اقلیمی مناسب و طبیعی بکر در منطقه دانست که به جذب گردشگر و توریست از سراسر ایران و جهان، کمک بسزایی کرده است. ب) روستای ایستا یا منتظران، یکی از روستاهای عجیب ایران که مردمان آن دارای عقاید خاص خود می باشند، اهالی این روستا نه تنها شبها پای تلویزیون نمی نشینند بلکه شب زنده داری هم نمی کنند. این افراد عروسی و عزا ندارند و مراسمی چون جشن تولد، سالگرد ازدواج و... برای آنان مفهومی ندارد. با شرط اینکه زنی به روستای آن ها وارد نشود، افرادی مهمان نواز نیز هستند؛ به عبارت دیگری می توان گفت که ورود زنان به روستای ایستا در طالقان ممنوع است. ج) جاده دسترسی قدیم که از دهه ۱۳۲۰ ساخته شده است، د) جاده دسترسی جدید از سال ۱۳۹۸ مورد بهره برداری قرار گرفته. ر) منطقه مسکونی با طرح سوئدی که در گردنه طالقان دارای جلوه خاص هست.

## نتایج

با توجه به نتایج تحقیق می تواند بیان نمود حوضه بالادست سد طالقان به سه بخش خاص گردشگری قابل تقسیم هست، که در هر بخش با توجه به تنوع لندفرم ها، شبکه هیدرو گرافی، چشم انداز و مناظر طبیعی، دامنه های لغزشی و منظره بسیار زیبای سد در کنار میراث انسانی به عنوان منطقه گردشگری پایدار تبدیل گردد. بر اساس شاخص های به کار گرفته شده دامنه های شمالی مشرف به سد G2 دارای ظرفیت گردشگری با ایجاد سازه های سبک و بدون آلاینده ها تبدیل به پارک طبیعی روستای گردد. دامنه های جنوبی مشرف به سد G1 علاوه بر دارا بودن ظرفیت محیط گردشگری می تواند به عنوان منطقه توریستی زمستانه تبدیل شود. حوضه بالادست G3 با دلیل اینکه از شرایط جلوه سد برخوردار نیست اما به دلیل میراث انسانی و روستاهای تاریخی در کنار لندفرم های ژئومورفولوژیک تبدیل می تواند به منطقه گردشگری علوم زمین تبدیل گردد.

## منابع:

- انصاری فر، مجتبی؛ حسین روشن‌رأی؛ عبدالرضا روشن‌ضمیری، ادریس، (۱۳۹۳). بررسی ژئودایورسیتی منطقه سد تنگ سهران بشاگرد، مکران (جنوب شرق ایران) اولین همایش ملی مجازی علوم زمین
- تالی، ق.، نوری، ع.، و نیا، ف. (۱۴۰۱). کاربرد ژئودایورسیتی در مدیریت محیط (مطالعه موردی حوضه بالادست سد کرج). پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۱۰(۴)، ۱-۱۷.
- شفیعی، نصیری، نوروزی، و پسندی، ش. (۱۴۰۱). بررسی نقش ژئودایورسیتی در توسعه گردشگری شهرستان فیروزآباد. فصلنامه جغرافیایی فضای گردشگری، ۱۱(۴۳)، ۱۱۷-۱۳۰.
- مقصودی، مهران، مقیمی، ابراهیم، یمانی، رضایی، . . . انور. (۱۳۹۷). بررسی ژئومورفودایورسیتی آتشفشان دماوند و پیرامون آن بر اساس شاخص GmI. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۸(۱)، ۵۲-۶۹.
- میلانی، ص. پ.، صدوق، و رفیعی. (۱۴۰۰). ارزیابی ژئودایورسیتی حوضه‌های آبریز مشرف به دریاچه نمک و حوض سلطان. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۱۰(۲)، ۸۴-۱۰۵.
- مختاری، گ.، نگهبان، و شفیعی. (۱۳۹۹). تحلیل مقایسه‌ای ژئودایورسیتی (تنوع زمین‌شناختی) در حوضه‌های شمال غربی استان فارس. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۷(۳)، ۱۵۱-۱۶۳.
- Boothroyd, A., & McHenry, M. (2019). Old processes, new movements: the inclusion of geodiversity in biological and ecological discourse. *Diversity*, 11(11), 216.
- Gray, M., Gordon, J. E., & Brown, E. J. (2013). Geodiversity and the ecosystem approach: the contribution of geoscience in delivering integrated environmental management. *Proceedings of the Geologists' Association*, 124(4), 659-673.
- Hjort, J., Gordon, J. E., Gray, M., & Hunter Jr, M. L. (2015). Why geodiversity matters in valuing nature's stage. *Conservation Biology*, 29(3), 630-639.
- 10- Manosso, F. C., & de Nóbrega, M. T. (2016). Calculation of geodiversity from landscape units of the Cadeado range region in Paraná, Brazil. *Geoheritage*, 8(3), 189-199
- 11- Fox, N., Graham, L. J., Eigenbrod, F., Bullock, J. M., & Parks, K. E. (2020). Incorporating geodiversity in ecosystem service decisions. *Ecosystems and People*, 16(1), 151-159.

12- Ruban, D. A. (2017). Geodiversity as a precious national resource: A note on the role of geoparks. *Resources Policy*, 53, 103-108.

13- Melelli, L., Vergari, F., Liucci, L., & Del Monte, M. (2017). Geomorphodiversity index: Quantifying the diversity of landforms and physical landscape. *Science of the Total Environment*, 584, 701-714 .

14- Weiss, A. (2001). Topographic position and landforms analysis. Paper presented at the Poster presentation, ESRI user conference, San Diego, CA.

## کارایی روش تلفیقی FANP در پهنه بندی ژئومورفولوژیکی اراضی دشت بجنورد

به منظور توسعه فیزیکی-محیطی شهر بجنورد

Application of FANP Compilation Method in Geomorphologic zonation of Bojnord Plain  
Lands for Physical-Environmental Development of Bojnord

<sup>۱</sup> ابراهیم تقوی مقدم، <sup>۲</sup> محمد سلمانی مقدم، <sup>۳</sup> ابراهیم امیری

۱- دانش آموخته پسادکتری ژئومورفولوژی دانشکده جغرافیا و علوم محیطی دانشگاه حکیم سبزواری taghavi21@gmail.com

۲- استادیار جغرافیا و برنامه ریزی شهری دانشکده جغرافیا و علوم محیطی دانشگاه حکیم سبزواری

۳- استادیار دانشگاه فرهنگیان خراسان شمالی

### چکیده

سالانه هزاران هکتار از اراضی مرغوب و حاصلخیز در حواشی شهرها با مدیریت ناکارآمد شهری تبدیل به اراضی مسکونی و شهری می شود. در حالی می توان با آمایش و مدیریت اراضی با استفاده از روش های نوین، کمترین لطمه به محیط زیست شهری وارد شود و اراضی به تناسب کاربری های مورد نیاز تخصیص می یابد. هدف از این پژوهش، پهنه بندی اراضی دشت بجنورد به منظور پهنه یابی اراضی جهت توسعه فیزیکی شهر بجنورد به عنوان مرکز استان خراسان شمالی، با استفاده از روش تلفیقی فازی- تحلیل شبکه (FANP) می باشد. در این تحقیق از نقشه های توپوگرافی زمین شناسی، تصاویر ماهواره ای استفاده شد. با توجه به خصوصیات جغرافیایی منطقه ۱۵ شاخص مهم و اساسی در ۴ گروه اصلی ژئومورفولوژی، زمین شناسی، کاربری و محیطی، دسترسی، دسته بندی و در ژئودیتابیس نرم افزار ARC MAP ذخیره و برای اعمال الگوریتم های فازی و روش تحلیل شبکه مورد استفاده قرار گرفت. در نهایت با استفاده از روش تلفیقی ANP-FUZZY بهترین پهنه های جهت توسعه فیزیکی کالبدی شهر بجنورد معرفی و مورد ارزیابی قرار گرفت. باتوجه به کوهستانی بودن منطقه، اختصاص زمین به این منظور محدودیت هایی وجود دارد. طبق محاسبات انجام شده روش فازی در اختصاص شرط های ریاضی و جبری و ایجاد لایه های اطلاعاتی دقیق و علمی و روش ANP در وزن دهی شایسته به آلترناتیوها بسیار کارا و مناسب است و روش تلفیقی آنها نقشه بسیار دقیق و جامعی برای پهنه بندی اراضی به منظور توسعه شهری ارائه می دهد. نتایج روش FANP نشان می دهد ۱۹/۱۱ درصد از مساحت دشت بجنورد در کلاس بسیار مناسب قرار دارند. نواحی غربی شهر بجنورد در مسیر جاده بجنورد به گرگان و نواحی شمالی شهر بجنورد و در حوالی روستای لنگر اراضی جنوب شرق شهر بجنورد در حوالی روستای برج و حمید مناسب و مستعد ذکر شده است که این نواحی از نظر فاکتورهای ژئومورفولوژیکی برای توسعه فیزیکی شهر بجنورد بسیار مناسب و قابل قبول به نظر می رسد.

کلمات کلیدی: بجنورد، توسعه فیزیکی، ژئومورفولوژی، تحلیل شبکه (ANP)، الگوریتم های فازی، روش تلفیقی FANP

## مقدمه

رشد جمعیت های شهری می تواند باعث ایجاد تغییرات فاحشی در اکوسیستم های زیست محیطی و تعاملات اجتماعی و اقتصادی ناحیه ای و زیرساخت ها بگذارد (Marshall 2007:1890). افزایش جمعیت در محیط های شهری تراکم جمعیت را بالا می برد و این خوشایند نیست باعث ایجاد مشکلات مدیریت شهری و زیست محیطی می گردد لذا شهر ها رشد کرده و تمامی اراضی مرغوب و حاصلخیز را در بر می گیرند (Sui 1992:114). دگرگونی های اقتصادی و فنی پس از انقلاب صنعتی موجب تغییر در معیشت مردم و به تبع آن تغییر در اندازه شهر ها و تسریع آهنگ شهرنشینی در بسیاری از شهر های اروپا شد (Chapin:2009.238) میزان رشد جمعیت ایران در دوره پنجاه ساله ۱۳۸۵-۱۳۳۵ در حدود ۳۶/۷۶ درصد بوده است (ساعی ۱۳۹۲:۴۴) این فرآیند در اثر دو رخداد گسترده در سطح کشور شامل افزایش جمعیت و در برابر آن مهاجرت به شهر ها رخ داد. این رخداد اگر چه بر اثر اتخاذ سیاست های جمعیتی و اصلاحات ارضی بوقوع پیوست اما تبعات و آثار آن مورد توجه قرار نگرفت و به دلیل عدم توجه به وجود امکانات و زیرساخت های لازم برای این اتفاق بزرگ، باعث ایجاد چالش ها و مشکلات عدیده ای در مدیریت شهری اکثر شهر های ایران شد. از سوی دیگر محیط های جغرافیایی محل استقرار انسان به عنوان وارث زمین کاملاً تحت تاثیر عوامل محیطی بویژه ژئومورفولوژی می باشد (شهماری اردهانی ۱۳۹۴:۸۷). زیرا عوارض و لندفرم های ژئومورفولوژیکی تاثیر زیادی در مکان گزینی، حوزة نفوذ، توسعه فیزیکی و مورفولوژیک شهرها دارد (ثروتی و همکاران ۱۳۸۸:۲۷) شهر بجنورد در دهه های گذشته شاهد تغییر و تحولات متعددی قرار گرفته که باعث شده محدوده وسیعی از روستا های منطقه تبدیل به شهر شده و اراضی بکر و حاصلخیز کشاورزی و مراتع تبدیل به اراضی کشاورزی شده است (Novin, and Khosravi ۲۰۱۷). در اثر تبدیل شهر بجنورد به مرکز استان خراسان شمالی در سال ۱۳۸۳ چهره روستا شهری این شهر کاملاً تبدیل به یک کلانشهر بزرگ شد و این در حالی بود که توپوگرافی و وضعیت خاص ژئومورفولوژی دشت بجنورد باعث رشد ناموزون و اختصاص زمین های نامناسب و عمدتاً پر شیب برای توسعه شهری شد (فارسی و یوسفی ۱۳۹۲)

دلیر و هوشیار ۱۳۸۵ دیدگاهها، عوامل و عناصر موثر در توسعه فیزیکی شهرهای ایران، ساعی ۱۳۹۲ به تحلیل روند تحولات شهرنشینی در استان های ایران و نصیری و ناصر مقبل ۱۳۹۵ به تشریح عوامل موثر در توسعه فیزیکی پرداخته است. نگارش ۱۳۸۲، کاربرد ژئومورفولوژی را در مکان گزینی شهر ها و پیامدهای آن مورد بررسی قرار داده است و نقش این علم را در جلوگیری از مخاطرات ژئومورفولوژیکی از جمله سیلاب، زلزله و... موثر می داند. حسین زاده و همکاران ۱۳۹۳ به بررسی محدودیت های ژئومورفولوژیک برای توسعه شهر کرمانشاه پرداخته اند و انصاری لاری و همکاران تنگناه های توسعه شهر ایلام را مورد ارزیابی قرار دادند. شایان و همکاران ۱۳۹۴ با بررسی آثار لندفرم های

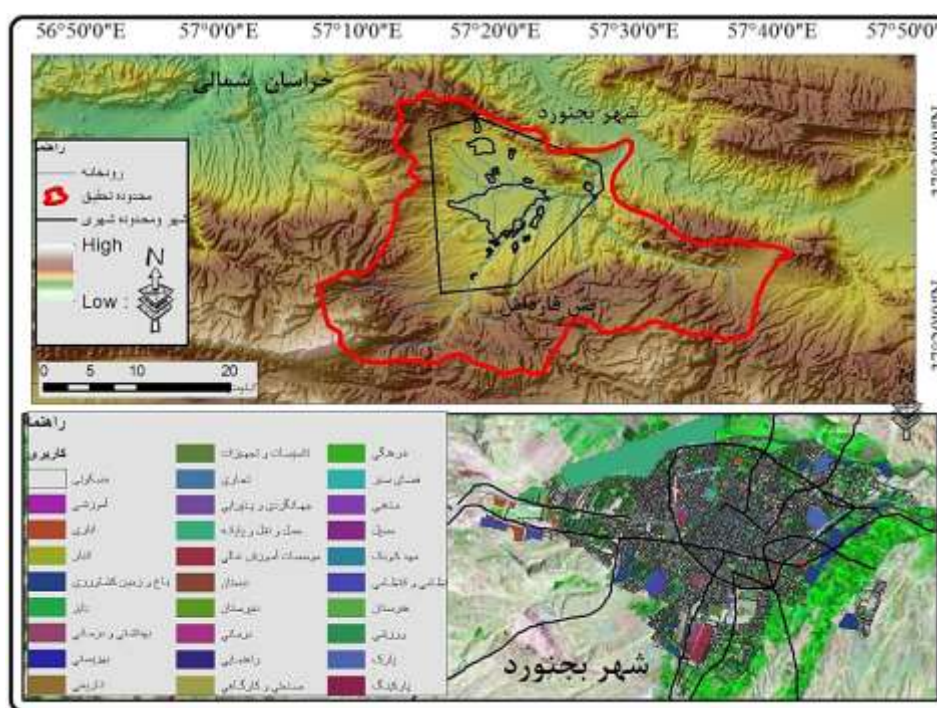
ژئومورفولوژیکی بر محور های توسعه فیزیکی شهر داراب را مورد بررسی قرار داده و قرآیند های حرکات توده ای، و ژئومورفولوژی جریان های منطقه را در روند توسعه شهر داراب موثر قلمداد می کند. Kabak و همکاران ۲۰۱۶ از روش ترکیبی SWOT-FANP به تدوین استراتژی مدیریت انرژی در ترکیه پرداخته است. Malmir و همکاران ۲۰۱۶ با استفاده از روش WLC به معرفی بهترین مناطق برای توسعه متروپلیتن اهواز پرداخته و برای تهیه لایه های اطلاعاتی خود از تحلیل شبکه و منطق فازی استفاده نموده تا بتواند بهترین لایه های اطلاعاتی برای مدل خود را تهیه نماید و نواحی شمالی اهواز را برای توسعه شهر مناسب معرفی و تلفیق مدل ANP-FUZZY را بسیار مناسب ارزیابی می کند. RazaviToosi & Samani ۲۰۱۶ به ارزیابی مدیریت آب در حوضه های آبخیز با استفاده از FANP پرداخته است. Khasay و همکاران ۲۰۱۸ از ترکیب روش فازی و AHP به ارزیابی زمین به منظور تعیین و توسعه کشت نیشکر در بخش Hintalo تیویپی نمودند و حاصلخیز ترین مناطق را براساس ۲۱ فاکتور اساسی مورد بهینه یابی و معرفی کردند. Purnamasari و همکاران ۲۰۱۹ با استفاده از ۹ فاکتور عمده ژئومورفولوژیکی به ارزیابی زمین به منظور کشت محصول کاسوا (نوعی ریشه نشاسته دار) در استان Banten در اندونزی اقدام نموده و بهترین مناطق برای کشت این محصول را معرفی نمودند.

هدف این پژوهش پهنه بندی اراضی دشت بجنورد به منظور تعیین بهینه جهات توسعه فیزیکی شهر بجنورد عنوان مرکزیت سیاسی و اداری استان خراسان شمالی با استفاده از روش تلفیقی فازی- تحلیل شبکه (FANP) می باشد. بدینوسیله با معرفی بهترین جهات توسعه شهری از رخداد مخاطرات ژئومورفولوژیکی جلوگیری و راهکار هایی مناسبی برای آمایش اراضی، مدیریت و برنامه ریزی شهری را در این شهر مهم و ارزشمند در شمال شرق کشور ارائه نمود.

## مواد و روشها

شهرستان بجنورد در شمال شرق استان خراسان شمالی قرار دارد که با شهرستان شیروان از شرق، مانه و سملقان از غرب، اسفراین از جنوب، جاجرم از جنوب غربی و با کشور ترکمنستان از شمال حدود ۲۰۷ کیلومتر مرز مشترک دارد. از لحاظ موقعیت جغرافیایی این شهرستان در گستره شمال شرقی ایران بین ۵۳-۵۷ درجه طول شرقی و ۳۶-۳۱ تا ۳۷-۱۷ درجه عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). این شهرستان به لحاظ وسعت ۲۲٪ و از لحاظ جمعیت ۴۰٪ کل جمعیت استان را به خود اختصاص داده است. شهرستان بجنورد بر روی دشتی نسبتاً پهنای بین کوه های آلاداغ در جنوب و غرب و کوه های کپه داغ (باباموسی) در شمال و شرق واقع شده است. وسعت دشت بجنورد یکصد

کیلومتر مربع بوده و ارتفاع آن از سطح دریا ۱۰۱۰ متر می باشد (سند توسعه استان خراسان شمالی، ۱۳۹۰) متوسط ارتفاع منطقه ۱۶۹۸ متر متوسط شیب منطقه ۱۵/۸ درصد است. سطح آب زیرزمینی در کل دشت بجنورد از ۱۰۲۵- ۱۰۷۲ متر اندازه گیری شده است. از لحاظ زمین شناسی دشت بجنورد بر رسوبات دوران دوم (در سازند های تیرگان، شورجه سنگانه و سرچشمه)، سوم (شامل تشکیلات سست نئوژن و کنگلومرا و تپه های آبرفتی پلیوستوسن) و چهارم زمین شناسی (تراس ها و مخروط افکنه ها و آبرفت ها) تشکیل شده است. دشت بجنورد به صورت یک ناودیس با جهت شمال غربی-جنوب شرقی می باشد. متوسط بارش سالانه در دشت بجنورد ۲۹۲ میلیمتر است که این میزان در ایستگاه سینوپتیک بجنورد ۲۷۲ میلیمتر اندازه گیری شده است. میانگین سالانه رطوبت هوا ۵۸ درصد و متوسط درجه حرارت ماهانه ۱۳/۳ درجه می باشد (طرح جامع شهر بجنورد ۱۳۸۹).

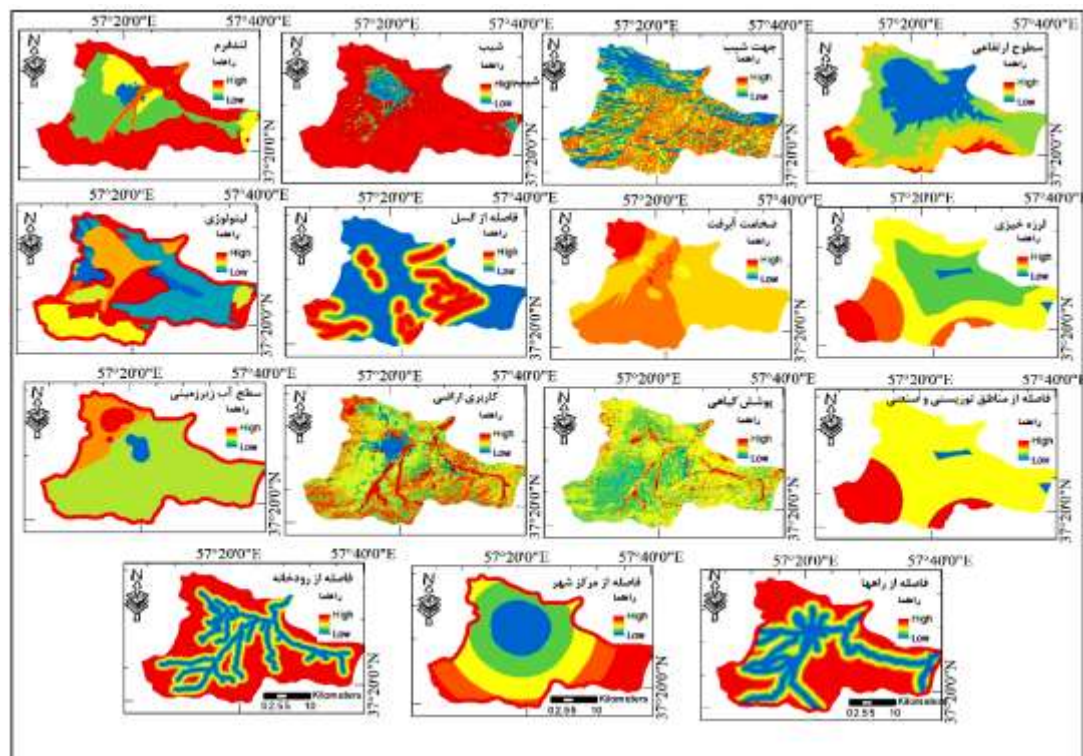


شکل ۱ نقشه منطقه مورد مطالعه

این تحقیق بر حسب محتوا از نوع کاربردی و از نظر ماهیت توصیفی و تحلیل است که به بررسی عوامل ژئومورفولوژیکی موثر در توسعه فیزیکی- کالبدی شهر بجنورد می پردازد. رویکرد تحقیق بر پایه اثبات گرایی ولی با نگاهی به روند ها و تحولات شهری می باشد. روش گردآوری اطلاعات مبتنی بر روش های اسنادی (کتابخانه ای)، مشاهدات (مطالعات میدانی)، و مستند سازی است. جامعه آماری تحقیق محدوده دشت بجنورد می باشد و در بخش تجزیه و تحلیل از مدل های MCDM و الگوریتم های FUZZY استفاده شده است (شکل ۲). در این تحقیق از نرم افزارهای ArcGIS 10.5، Envey 5.1، Globla Mapper، Super Decision، و.... استفاده شد. همچنین تمامی

اطلاعات لازم برای ساخت لایه های اطلاعاتی از منابع اطلاعاتی همچون : اطلاعات سطح آب زیرزمینی دشت بجنورد، نقشه های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد، نقشه های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد، مدل رقومی ارتفاعی ۳۰ متر تهیه شده از تصاویر ماهواره ای SRTAM ، تصاویر ماهواره ای ۱۹۷۳، ۱۹۹۹ و ۲۰۱۶ ماهواره لندست ، گردآوری و در ژئودیتابیس نرم افزار بر مبنای سیستم تصویر مرکاتور (UTM)، Zone 40, WGS 1984 دسته بندی شد. سپس با بررسی وضعیت جغرافیایی و محیطی دشت بجنورد و مصاحبه با متخصصین و متولیان امور شهری و همچنین سوابق تحقیق، از بین ۳۰ فاکتور محیطی، تعداد ۱۵ شاخص مهم و اساسی در ۴ گروه اصلی ژئومورفولوژی، زمین شناسی، کاربری و محیطی، دسترسی انتخاب و دسته بندی شد. زیرمعیارهای منتخب شامل نوع لندفرم، درصد شیب، جهت شیب، ارتفاع، لیتولوژی، فاصله از گسل، ضخامت آبرفت، لرزه خیزی، سطح آب زیرزمینی، کاربری اراضی، تراکم پوشش گیاهی، فاصله از مناطق صنعتی و توریستی، فاصله از رودخانه، فاصله از مرکز شهر و فاصله از راهها است.

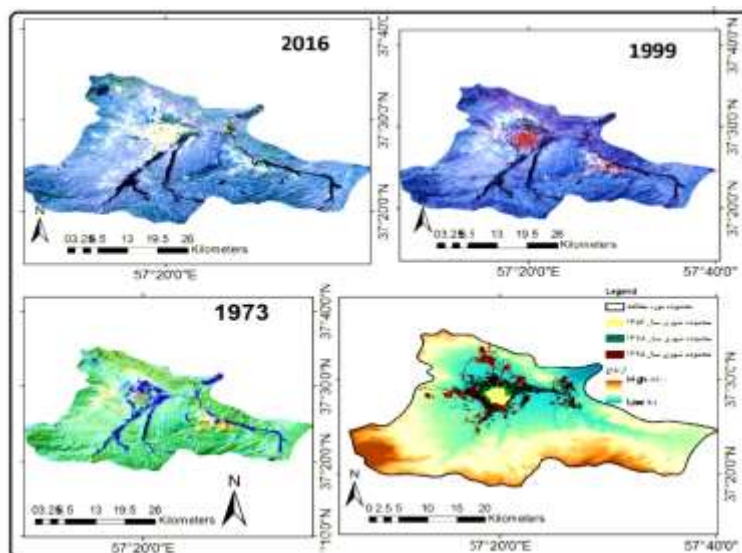
جهت اجرای روش ANP و FANP ابتدا لایه ها مذکور در محیط GIS با تکنیک های مناسب ساخته و به منظور استفاده در مدل تحقیقاتی در کلاس های استاندارد بازتولید شد. جهت وزن دهی لایه ها از چندین کارشناس متخصص (زمین شناس، برنامه ریز شهری، کارشناس منابع طبیعی در زمینه آبخیزداری، کارشناس مسکن و شهرسازی و متخصصان رشته ژئومورفولوژی) در ارتباط با شناختی که در زمینه معیارها و عوامل موثر منطقه داشته اند، استفاده شده این منظور تک تک عوارض موجود در منطقه اعم از مناطق توریستی، حفاظت شده، صنعتی، محدوده شهر و راههای مواصلاتی با استفاده از تصاویر ماهواره ای و google earth شناسایی و لایه دیجیتالی آن تهیه شد. برای تهیه لایه سیستم هیدرولوژیکی دشت از مدل رقومی ارتفاعی استفاده و با استفاده از اکستنشن Hydrology نرم افزار Arc Map سیستم زهکشی دشت به صورت اتوماتیک استخراج شد. تمامی این لایه ها با استفاده از عملگر Buffer Ring حائل بندی شده و جهت استفاده در مدل های تحقیق استاندارد شدند (شکل ۲). طبقه بندی هر یک از زیرمعیار های آورده شده است.



شکل ۲ زیرمعیارهای استاندارد شده برای استفاده در مدل های تحقیق

جمعیت شهر بجنورد بر اساس سرشماری سال ۱۳۸۵ ۲۷۱۹۷۰ نفر بوده که این رقم در سال ۱۳۹۰ به رقم ۳۰۶۸۶۲ نفر و در سال ۱۳۹۵ برابر ۳۲۴۰۷۳ نفر رسیده است (مرکز آمار ایران ۱۳۹۶). در خلال سال های ۱۳۹۱-۱۳۹۵ نرخ رشد جمعیت در شهر بجنورد ۱/۱ بوده است.

تاثیر این افزایش جمعیت در ساختار کالبدی و فیزیکی شهر در خلال سال های ۱۳۵۲، ۱۳۸۷ و ۱۳۹۵ بسیار تاثیرگذار بوده است. با استفاده از طبقه بندی نظارت شده محدوده شهری در سال های تحقیق استخراج شد. بدین منظور با استفاده از روش حداکثر احتمال نقشه محدوده شهری برای ۳ دوره تحقیق تهیه و این عرصه ها همپوشانی شدند. مطابق شکل ۳ میزان گسترش شهر بجنورد در بازه زمانی ۴۳ سال نشان داده شده است. نواحی زرد رنگ بافت قدیمی شهر بجنورد در سال ۱۳۵۲ است و رنگ سبز، نواحی شهری در سال ۱۳۷۷ و رنگ قرمز گسترش شهر بجنورد در سال ۱۳۹۵ را نشان می دهد



شکل ۳ روند تغییرات محدوده شهری بجنورد در خلال سال های ۱۹۷۳، ۱۹۹۹ و ۲۰۱۶

### روش تلفیقی تحلیل شبکه-فازی (FANP)

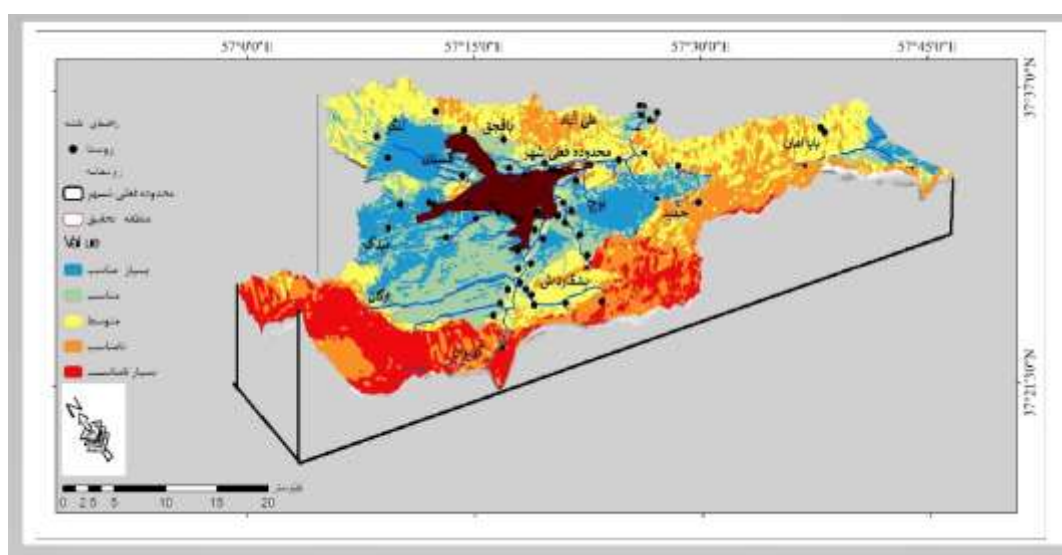
جهت ارایه نتایج بهتر برای پهنه بندی اراضی دشت بجنورد به منظور توسعه فیزیکی شهری، ابتدا لایه های استاندارد شده در محیط GIS، با الگوریتم های مناسب فازی سازی شد. سپس در وزن های معیار ها و زیرمعیار در همدیگر ضرب نموده و وزن نسبی معیار ها محاسبه شد. سپس در محیط Raster Calculator اوزان محاسبه شده به روش ANP در لایه های فازی شده ضرب نموده و در نهایت لایه های موزون با یکدیگر جمع شدند.

### رابطه ۱

$$(FANP)_{layer} = ("Fuzlandform" * 0.0005) + ("faslope1" * 0.0023) + ("faaspect22" * 0.0027) + ("Fuzelv" * 0.0009) + ("Fuzamin" * 0.0032) + ("Fuzfault1" * 0.0017) + ("Futallouvia1" * 0.0021) + ("Fueath1" * 0.00137) + ("Fupiso" * 0.0086) + ("Fuzzylanduse1" * 0.0004) + ("Fuzzylandcover" * 0.0002) + ("fuindusprotect" * 0.0001) + ("Furiver" * 0.0008) + ("fucenter" * 0.0007) + ("faroad" * 0.0003)$$

در نهایت نقشه حاصل از روش FANP بدست آمد. مطابق شکل ۴ بهترین اراضی برای توسعه فیزیکی شهر بجنورد مشخص شد طبق مطالعات انجام شده ۱۹/۱۱ درصد از مساحت دشت بجنورد در کلاس بسیار مناسب قرار دارند. این محدوده ها منطبق بر نواحی غربی شهر بجنورد در مسیر جاده بجنورد به گرگان قرار دارد. قطب های دیگر این کلاس نواحی شمالی شهر بجنورد و در حوالی روستای لنگر و جنوب شرق شهر بجنورد در حوالی روستای برج و حمید می باشد. ۲۵/۵۹ درصد منطقه در کلاس مناسب قرار دارد. ۱۹/۲ درصد در کلاس متوسط و به ترتیب ۲۳/۵۷ و ۱۲/۵۳

درصد از محدوده تحقیق در کلاس نامناسب و بسیار نامناسب قرار دارد. با توجه به الگوی توسعه شهر بجنورد که به صورت شعاعی و در راستای راههای ارتباطی می باشد. پهنه های معرفی شده بوسیله روش ANP منطبق به اراضی است که در طی سال های گذشته رشد داشته است و تصاویر ماهواره ای گویای آن است همچنین طبق بازدید های میدانی این مناطق بسیار مناسب بوده و گسترش شهر بر این اراضی هیچگونی آسیبی به محیط زیست وارد نمی کند. همچنین استقبال عمومی مردم نیز برای سکونت در این اراضی بیشتر است.



شکل ۴ نقشه سه بعدی عرصه های مناسب برای توسعه شهر بجنورد به روش FANP

## بحث و نتایج

طبق محاسبات انجام شده به روش تحلیل شبکه-فازی ۱۹/۱۱ درصد از مساحت دشت بجنورد در کلاس بسیار مناسب قرار دارند. این محدوده ها منطبق بر نواحی غربی شهر بجنورد در مسیر جاده بجنورد به گرگان قرار دارد. قطب های دیگر این کلاس نواحی شمالی شهر بجنورد و در حوالی روستای لنگر و جنوب شرق شهر بجنورد در حوالی روستای برج و حمید می باشد؛ و با توجه به اینکه روند رشد شهر بجنورد در ارتباط مستقیم با خطوط ارتباطی و مواصلاتی به شهر می باشد و این روند باعث ایجاد الگوی ستاره ای- شعاعی شهر بجنورد شده است و پیشنهاد می شود جهت توسعه شهر مطابق با طرح جامع در راستای غربی (جاده گرگان)، جنوب غربی (جاده اسفراین) و در صورت نیاز به احداث شهر های جدید در حوالی روستای لنگر، و پایین دست روستای حمید اقدام شود. نواحی جنوب شرقی، شرق و شمال شرق بجنورد به علت وجود جاذبه های اکوتوریستی و همچنین وجود مخاطرات سیلاب و همچنین وجود زمین های حاصلخیز به هیچ عنوان برای ساخت و ساز و توسعه شهر مناسب نبوده و شهرداری نیز باید با اتخاذ اقدامات

مناسب از حاشیه نشینی در این محدوده فوق‌العاده طبیعی جلوگیری نماید. نتایج پژوهش Novin, and Khosravi 2017 در زمینه شبیه سازی رشد هوشمند شهری نیز نشان می دهد نواحی شبیه سازی شده تا حدودی منطبق بر نقشه ارایه شده در روش FANP می باشد. لذا پس از بازدید میدانی و بررسی نقشه طرح تفصیلی شهر بجنورد صحت محدود های پیشنهادی توسط این روش تایید شد. در حالت کلی روستاهای حمزانلو، برج، ینگه قلعه نیز در حال رشد و الحاق آن به شهر بجنورد است و این مسئله می تواند از نقطه نظر مخاطرات طبیعی و معضلات اجتماعی و حاشیه نشینی در آینده، مشکلات عدیده ای در زمینه مدیریت شهری بجنورد ایجا نماید. این تحقیق می تواند در طرح های راهبردی - عملیاتی شهری مورد استفاده قرار گرفته و خط و مشی های توسعه شهری را دقیق و علمی تر نماید.

### منابع

- احمدی، طیبه، زنگنه اسدی، محمد علی، رامشت، محمد حسین، مقصودی، اکبر (۱۳۹۲)، محدودیت ها و قابلیت های فرآیندهای ژئومورفیک در توسعه و برنامه ریزی شهر خرم آباد . مطالعات جغرافیایی مناطق خشک. سال ۳ شماره ۱۱، صص ۱۹-۳۴
- اکبری، الهه، کاویان، فرزانه (۱۳۹۶)، ارزیابی تناسب اراضی برای توسعه فیزیکی شهر سبزوار به روش فازی سلسله مراتبی. مجله آمایش جغرافیایی فضا سال ۷ شماره ۲۵ صص ۸۹-۱۰۲.
- امیر احمدی، ابوالقاسم، شکاری بادی، علی، معتمدی راد، محمد، بینقی، مریم (۱۳۹۷). پهنه بندی خطر زمین لغزش با استفاده از مدل ANP مطالعه موردی: حوضه پیوه ژن دامنه جنوبی بینالود. پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی. ۴ سال ۴ شماره ۳، صص: ۲۱۴-۲۳۰.
- پورطاهری، مهدی، پاشانژاد، احسان، احمدی، حسن (۱۳۹۵). ارزیابی میزان روایی روش های تصمیم گیری چندشاخصه در تعیین پهنه های مناسب توسعه شهری (مطالعه موردی شهرستان آذرشهر). برنامه ریزی و آمایش فضا، سال ۲۰ شماره ۱، صص ۱-۲۰.
- تقوایی، مسعود، قیومی محمدی حمید، نصیری یوسف (۱۳۹۲). تحلیل فضایی توسعه فیزیکی شهر اقلید با استفاده از روش AHP. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸ شماره ۳ صص: ۳۱-۵۴.
- ثروتی، محمدرضا، خضری، سعید، رحمانی، توفیق (۱۳۸۹). بررسی تنگناهای طبیعی توسعه فیزیکی شهر سمنان. پژوهشهای جغرافیای طبیعی، سال ۴۱ شماره ۶۷، صص ۳۲-۵۱.
- حسین زاده، محمد حسین، ثروتی، محمد رضا، صرافی، مظفر، و اسماعیلی، رضا، پناهی، رویا. ۱۳۹۳. بررسی

محدودیت های ژئومورفولوژیک برای توسعه فیزیکی شهر کرمانشاه، فصلنامه آمایش محیط، سال ۲۶ شماره ۱:صص ۱۹-۳۸.

حسینی هاشم، کرم امیر، صفاری امیر، قنواتی عزت اله، بهشتی جاوید ابراهیم (۱۳۹۰). ارزیابی و مکان‌یابی جهات توسعه فیزیکی شهر با استفاده از مدل منطق فازی مطالعه موردی: شهر دیواندره. نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی ۱۱ سال ۱۱ شماره ۲۳

زبردست، اسفندیار، (۱۳۸۹). کاربرد فرآیند تحلیل شبکه‌ای (ANP) در برنامه‌ریزی شهری و منطقه‌ای. نشریه هنرهای زیبا، سال ۲ شماره ۴۱:صص ۷۹-۹۰.

Alonso, J. A., & Lamata, M. T., (2006), Consistency in the analytic hierarchy process: a new approach. International journal of uncertainty, fuzziness and knowledge-based systems, 14(04), 445-459.

Chang, N. B., Parvathinathan, G., & Breeden, J. B. (2008). Combining GIS with fuzzy multicriteria decision-making for landfill siting in a fast-growing urban region. Journal of environmental management, 87(1), 139-153.

Chapin F Stuart J. and Kaiser Edward J. 2009: urban Land use Planning, university of Illinois, Press urban and Chicago

Cheng, E. W., Li, H., & Yu, L. (2005). The analytic network process (ANP) approach to location selection: a shopping mall illustration. Construction Innovation, 5(2), 83-97.

Gebeyehu, M., & Shin-ei, T. (2007). Multi-Criteria Decision Making for Public Transportation Development Projects Using Analytic Network Process (ANP). In Proceedings of the Eastern Asia Society for Transportation Studies The 7th International Conference of Eastern Asia Society for Transportation Studies, 2007 (pp. 38-38

Regional Science, 3(1), 1-32.

RazaviToosi, S. L., & Samani, J. M. V. (2016). Evaluating water management strategies in watersheds by new hybrid fuzzy analytical network process (FANP) methods. Journal of hydrology, 534, 364-376.

Saaty, T. L. (1980). The Analytical Hierarchy Process, Planning, Priority. Resource Allocation. RWS Publications, USA.

Saaty, T. L. (2008). Decision making with the analytic hierarchy process. International journal of services sciences, 1(1), 83-98.

Saaty, T.L., (2005) Theory and Applications of The Analytic Network: Decision Making With Benefits, Opportunities, Costs And Risks. page.47, RWS.Publication USA, 2005.

Sabri, S., & Yaakup, A. (2008). Multi-criteria decision making for urban sprawl, using Analytic Network Process and GIS, Case of Iskandar Malaysia Region.

Sui , D. Z. (1992). A fuzzy GIS modeling approach for urban land evaluation. Computers, environment and urban systems, 16(2), 101-115.

Thornbush, M. (2015). Geography, urban geomorphology and sustainability. Area, 47(4), 350-353.

## کاربرد الگوریتم‌های پیشرفته داده‌کاوی در تهیه نقشه حساسیت خطر وقوع سیل

(مطالعه موردی: حوضه آبریز خانقاه، شهرستان خوی)

The application of advanced data mining algorithms in the preparation of flood risk sensitivity map (Case study: Khangah watershed, Khoy city)

<sup>۱</sup> توحید رحیم‌پور، <sup>۲</sup> دکتر محمدحسین رضائی مقدم

<sup>۱</sup> دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، t.rahimpour@tabrizu.ac.ir

<sup>۲</sup> استاد گروه ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، Rezmogh@tabrizu.ac.ir

### چکیده

هدف اصلی تحقیق حاضر ارزیابی دقت الگوریتم‌های پیشرفته داده‌کاوی در تهیه نقشه حساسیت خطر وقوع سیل در حوضه آبریز خانقاه واقع در استان آذربایجان غربی و شهرستان خوی می‌باشد. برای این هدف، ابتدا لایه‌های اطلاعاتی مربوط به ۱۳ پارامتر مؤثر در وقوع سیل شامل لیتولوژی، گروه‌های هیدرولوژیکی خاک، شاخص پوشش گیاهی، کاربری اراضی، ارتفاع، شیب، جهت شیب، فاصله از آبراهه، تراکم آبراهه، بارش، شاخص رطوبت توپوگرافیک، شاخص قدرت آبراهه و شاخص حمل رسوب با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS تهیه شدند. در گام بعدی جهت تهیه نقشه حساسیت خطر وقوع سیل از یک مدل ترکیبی نوین داده‌کاوی تحت عنوان FURIA-GA-AdaBoost در نرم‌افزار WEKA استفاده شده و نقشه نهایی در ۵ کلاس تهیه گردید. نقشه نهایی نشان داد که بیش از ۶۴ کیلومترمربع از کل مساحت حوضه مورد مطالعه در طبقات زیاد و خیلی زیاد از نظر خطر وقوع سیل قرار دارد. این مناطق دارای طبقات ارتفاعی پایین و نزدیک خروجی حوضه قرار دارند. میزان دقت نقشه نهایی با استفاده از منحنی ROC و سطح زیر منحنی (AUC) مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که مدل تحقیق با ضریب  $0.904$  از دقت خیلی خوبی برخوردار بوده است.

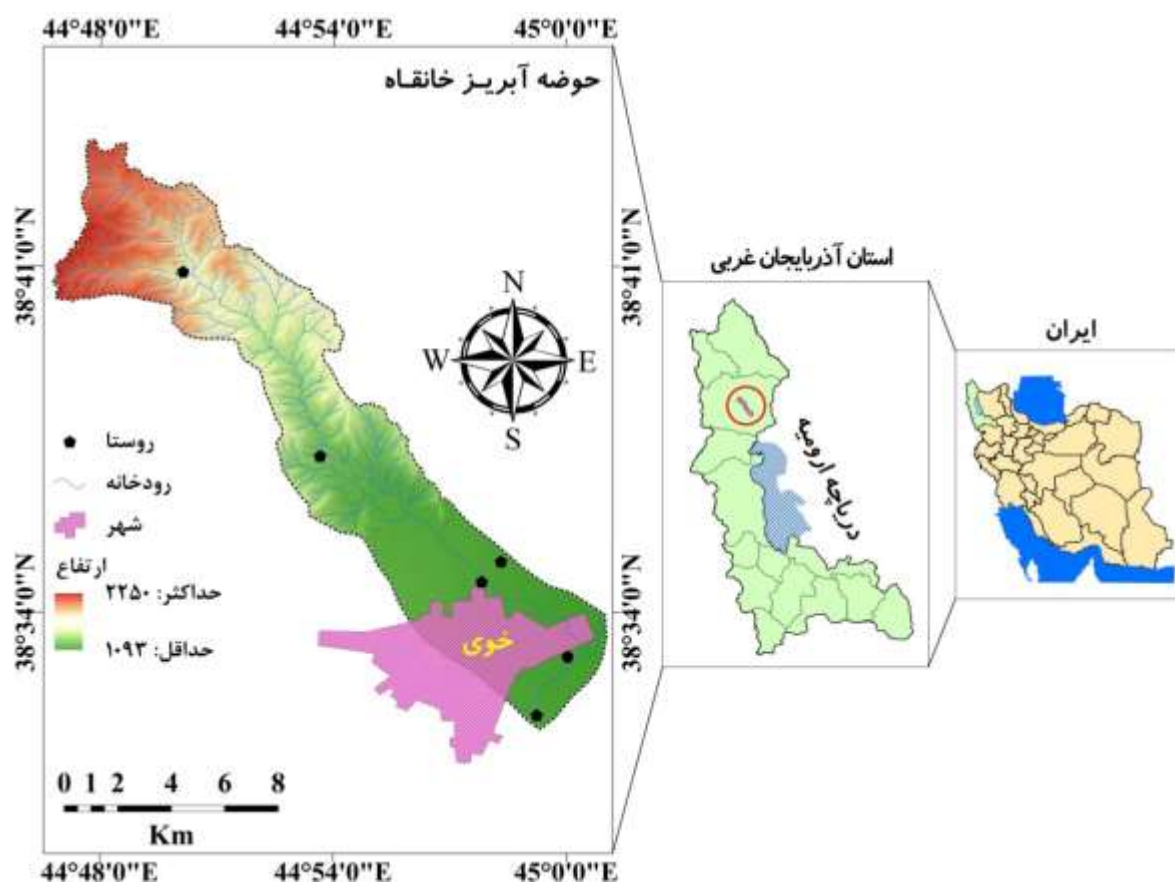
کلمات کلیدی: داده‌کاوی، سیل، FURIA، GIS، حوضه آبریز خانقاه

## ۱- مقدمه

سیل جریان شدید و ناگهانی آب است که بیش از ظرفیت کانال رودخانه می‌باشد (رحیم‌پور، ۱۴۰۰). افزایش جمعیت و رشد سریع توسعه شهری و ساخت‌وساز در کنار رودخانه، خطر سیل‌گیری را در بسیاری از مناطق افزایش داده است (احمدی شرف و همکاران، ۲۰۱۶). با وجود اینکه رابطه تنگاتنگی بین وقوع سیلاب و بارندگی وجود دارد، ولی استفاده نادرست از اراضی، تخریب پوشش گیاهی و همچنین توسعه سطوح غیرقابل نفوذ در حوضه‌های آبریز، پتانسیل سیل‌خیزی زیرحوضه‌ها را افزایش داده است (رحیم‌پور، ۱۴۰۰). روند وقوع سیل در سال‌های اخیر بیانگر این واقعیت است که اکثر مناطق کشور در معرض خطر سیلاب‌های ادواری و مخرب قرار دارند و ابعاد خسارات و تلفات جانی و مالی این مخاطره در حال افزایش است (خسروشاهی و ثقفیان، ۱۳۸۴). تحقیقات نشان می‌دهد که دخالت بی‌رویه انسان در محیط، در شکل‌گیری سیلاب‌ها نقش قابل توجهی دارد. افزایش روند شهرنشینی و توسعه پوشش‌های غیرقابل نفوذ بر سطح زمین، احتمال سیل‌خیزی را در مناطق مسکونی افزایش می‌دهد (غیور، ۱۳۷۵). از جمله عوامل انسانی که وقوع سیل را شدت می‌بخشند می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: ۱- دخالت در مسیل‌ها و دست‌کاری آبگذرها ۲- اشغال و تصرف مسیل‌ها و حریم نهایی رودخانه‌ها ۳- تغییرات کاربری اراضی و توسعه فیزیکی شهرها در دشت‌های سیلابی و ۴- تخریب جنگل‌ها و از بین بردن پوشش گیاهی مراتع (رحیم‌پور، ۱۴۰۰). بنابراین تحقیق حاضر با هدف تهیه نقشه حساسیت خطر وقوع سیل در حوضه آبریز خانقاه با استفاده از الگوریتم‌های پیشرفته داده‌کاوی و GIS انجام گرفته است.

## ۲- منطقه مورد مطالعه

حوضه‌ی آبریز خانقاه با مساحت ۱۰۶/۵ کیلومتر مربع در استان آذربایجان غربی و شهرستان خوی قرار دارد. این حوضه از نظر موقعیت جغرافیایی بین ۴۴°-۴۶'-۴۶" تا ۴۵°-۰۱'-۰۵" طول شرقی و ۳۸°-۳۱'-۳۷" تا ۴۳°-۳۶'-۴۳" عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). رودخانه اصلی این حوضه خانقاه نام دارد. رودخانه خانقاه یکی از شاخه‌های الندچای است که از ارتفاعات شمالی فیروزق سرچشمه می‌گیرد. این رودخانه در جهت جنوب شرقی جریان پیدا می‌کند و پس از عبور از روستاهای خانقاه و قرخ یاشار وارد شهر خوی شده و با رودخانه الندچای تلاقی پیدا می‌کند. طول این رودخانه حدود ۳۰ کیلومتر بوده که جریان آب آن فصلی می‌باشد (رحیم‌پور، ۱۴۰۰).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز خانقاه در ایران و استان آذربایجان غربی

### ۳- مواد و روش‌ها

پژوهش حاضر به لحاظ هدف از نوع تحقیقات کاربردی می‌باشد. برای تهیه نقشه حساسیت خطر وقوع سیل در منطقه از الگوریتم‌های پیشرفته داده‌کاوی و ۱۳ عامل مؤثر در وقوع این پدیده استفاده شده است. این پارامترها عبارتند از: لیتولوژی، گروه‌های هیدرولوژیکی خاک، شاخص پوشش گیاهی، کاربری اراضی، ارتفاع، شیب، جهت شیب، فاصله از آبراهه، تراکم آبراهه، بارش، شاخص رطوبت توپوگرافیک، شاخص قدرت آبراهه و شاخص حمل رسوب.

FURIA یک روش طبقه‌بندی فازی مبتنی بر قواعد است. این الگوریتم بر مبنای RIPPER که یک الگوریتم یادگیرنده قواعد یقینی می‌باشد (کوهن، ۱۹۹۵)، توسعه یافته است. این روش توسط هان و هالمریر در سال ۲۰۰۹ معرفی شده است. FURIA قوانین فازی را به جای قوانین مرسوم و مجموعه قوانین بی‌نظم را به جای فهرست قوانین یاد می‌دهد. این مدل به عنوان یک مدل طبقه‌بندی بسیار دقیق به نظر می‌رسد، که امکان تخمین مرزهای تصمیم‌گیری

را به روشی انعطاف پذیرتر ایجاد می کند. FURIA بازه های یقینی به دست آمده از الگوریتم RIPPER را به قوانین فازی که از توابع عضویت دوزنقه ای استفاده می کنند، تبدیل می کند (هان و هالمریر، ۲۰۰۹).

برای روش جستجوی استفاده شده توسط ارزیاب کننده FURIA، از الگوریتم ژنتیک استفاده شده است. الگوریتم ژنتیک یک روش فرا اکتشافی است که در سال ۱۹۷۵ توسط هالند ارائه شده است. الگوریتم ژنتیک یک فرآیند مشابه برای انتخاب طبیعی به کار می گیرد و عمدتاً به عنوان یک روش جستجو برای یافتن راه حل های بهینه از طریق نظرسنجی از راه حل های احتمالی استفاده می شود (کازوقلو و همکاران، ۲۰۱۵). انتخاب، تقاطع و جهش از عملگرهای پایه ای الگوریتم ژنتیک برای تکثیر هستند (میشل، ۱۹۹۶). از این فرآیند تکثیر بهترین اعضا، که با عملگر هزینه ارزیابی می شوند، به نسل بعدی منتقل می شوند. این فرآیند زمانی به پایان می رسد که آستانه های خاصی برای ارائه بهترین راه حل به دست می آیند (هپت و هپت، ۲۰۰۴).

AdaBoost یک الگوریتم یادگیری ماشین است که توسط فروند و شاپیر در سال ۱۹۹۷ معرفی شد. AdaBoost یک متا الگوریتم است که به منظور ارتقاء عملکرد، و رفع مشکل رده های نامتوزان همراه دیگر الگوریتم های یادگیری استفاده می شود (فروند و شاپیر، ۱۹۹۷). در این الگوریتم، طبقه بند هر مرحله جدید به نفع نمونه های غلط طبقه بندی شده در مراحل قبل تنظیم می گردد. AdaBoost را می توان به عنوان یک روش گرادیان با قید محدود کردن تابع خطا به یک مقدار حاشیه در نظر گرفت. AdaBoost طبقه بندی را با خطوط راست متصل به هم که یک منحنی را تشکیل می دهند انجام می دهد. AdaBoost نسبت به داده های نویزی و پرت حساس است؛ ولی نسبت به مشکل بیش برآزش از بیشتر الگوریتم های یادگیری برتری دارد. طبقه بند پایه که در اینجا استفاده می شود فقط کافی است از طبقه بند تصادفی (۵۰ درصد) بهتر باشد و به این ترتیب عملکرد الگوریتم با تکرارهای بیشتر بهبود می یابد (هان و همکاران، ۲۰۱۱).

در تحقیق حاضر به منظور ارزیابی دقت و کارایی مدل مورد استفاده، از منحنی مشخصه عملیاتی دریافت کننده یا منحنی مشخصه عملکرد سیستم (ROC) و سطح زیر منحنی (AUC) استفاده شده است. در منحنی ROC روی محور X مقدار تشخیص پذیری یا ویژگی Specificity (نسبت پیکسل های بدون سیل که به درستی به عنوان بدون سیل طبقه بندی شده اند) و روی محور Y مقدار حساسیت Sensitivity (نسبت پیکسل های سیل که به درستی به عنوان سیل طبقه بندی شده اند) مشخص می باشد.

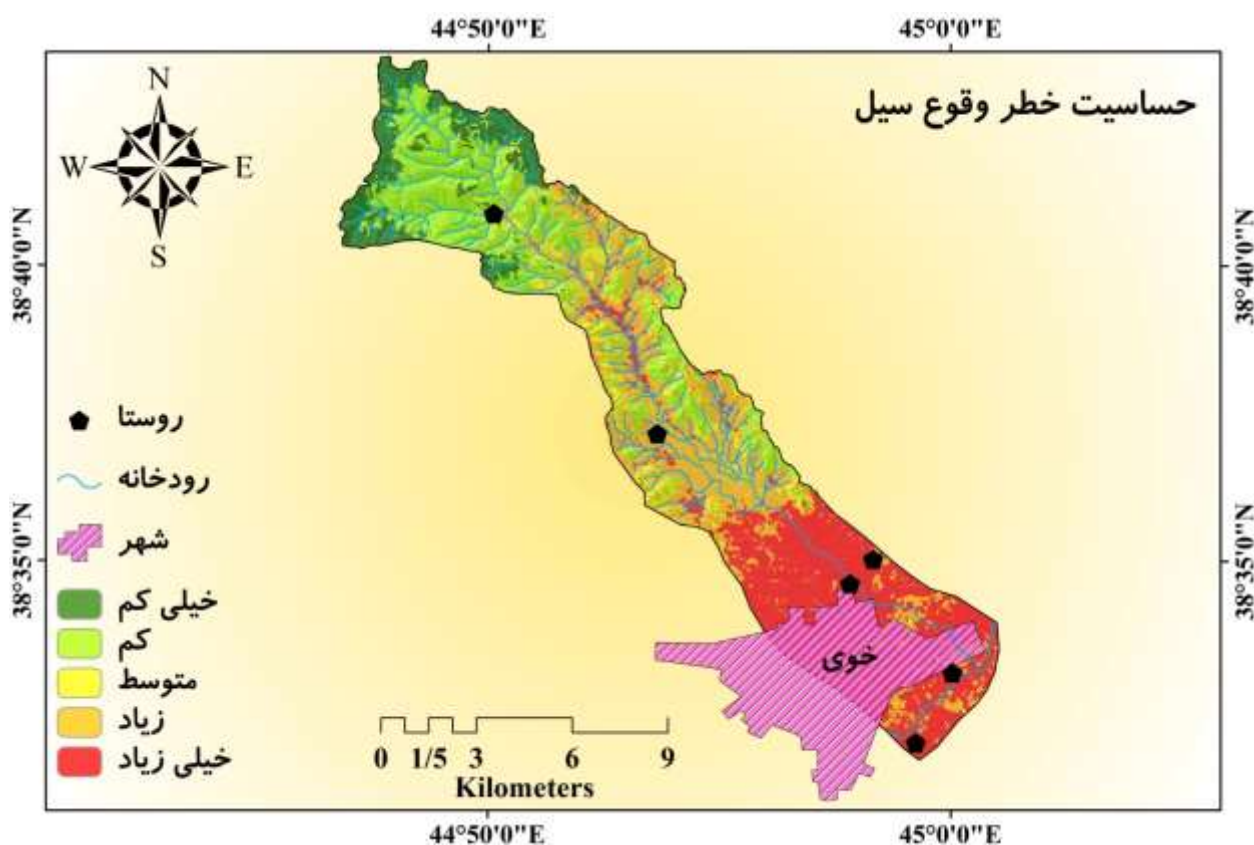
منحنی ROC یک روش کارآمد و مناسب جهت ارزیابی مدل ها می باشد (کومار و ایندراپان، ۲۰۱۱؛ روی و همکاران، ۲۰۱۹). منحنی ROC در زمینه های مختلفی از جمله مهندسی، پزشکی و فیزیک به کار برده شده، اما به طور عمده

برای ارزیابی نقشه های پیش بینی مخاطرات طبیعی استفاده می شود (لی و همکاران، ۲۰۱۲؛ پرادهان و همکاران، ۲۰۱۴؛ روی و ساها، ۲۰۱۹). سطح زیر منحنی ROC نشان دهنده توانایی یک مدل برای پیش بینی پیکسل های سیل و بدون سیل می باشد. مقدار AUC صفر بیانگر این است که مدل غیرواقعی می باشد و هر چقدر مقدار AUC بیشتر باشد عملکرد مدل در پیش بینی بهتر خواهد بود (تین بوی و همکاران، ۲۰۱۶).

#### ۴- نتایج

در تحقیق حاضر جهت تهیه نقشه حساسیت خطر وقوع سیل ابتدا پارامترهای مورد بررسی در نرم افزار ArcGIS تهیه شدند. سپس جهت اجرای مدل تحقیق تمامی لایه های اطلاعاتی وارد نرم افزار داده کاوی WEKA شدند. جهت اجرای مدل تحقیق خصوصیات زیر که پس از انجام آزمون و خطای گسترده به دست آمده اند، تعیین شدند. برای الگوریتم ژنتیک، احتمال هم گذری (crossover probability) بر روی ۰/۲، احتمال جهش (mutation probability) بر روی ۰/۳۵، اندازه جمعیت (population size) ۲۵۰ و تعداد نسل ها (number of generations) ۵۰ تنظیم شد. برای ارزیاب کننده FURIA یک تکنیک اعتبارسنجی متقاطع ۱۰ برابری با T-product Norm به عنوان عملگر اجتماع فازی به منظور ترکیب قوانین پیشین آموزش داده شد. در ادامه جهت اجرای الگوریتم AdaBoost تنظیمات زیر استفاده شد: اندازه بسته (Batchsize)، ۱۰۰؛ تعداد تکرار (number of iterations)، ۱۲؛ تعداد بذر یا دانه (seed)، ۱. همچنین درخت تصمیم گیری C4.5 به عنوان طبقه بندی کننده پایه انتخاب گردید. پس از اجرای هر یک از الگوریتم های داده کاوی بر روی تمامی لایه های اطلاعاتی، نتایج به دست آمده از این بخش جهت تبدیل به نقشه مصور به محیط نرم افزار ArcGIS انتقال داده شدند. در نهایت نقشه حساسیت خطر وقوع سیل با استفاده از روش Natural Break در ۵ کلاس تحت عنوان حساسیت خیلی کم، کم، متوسط، زیاد و خیلی زیاد تهیه گردید (شکل ۲). طبق نقشه نهایی مناطق پایین دست حوضه از پتانسیل بالایی نسبت به وقوع سیل برخوردارند. این مناطق هم ارتفاع پایینی دارند و هم از نظر شیب سطوح هموار و جلگه ای را شامل می شوند که آب های سطحی بالادست حوضه به این بخش ها جریان پیدا می کنند. بررسی مساحت هر یک از طبقات خطر وقوع سیل نشان می دهد که ۳۶ کیلومترمربع (۳۳/۸ درصد مساحت) از کل مساحت منطقه مورد مطالعه در طبقه خیلی زیاد از نظر حساسیت خطر وقوع سیل قرار دارد. این قسمت ها دارای طبقات ارتفاعی پایین و نزدیک خروجی حوضه قرار دارند. ۲۸/۷ کیلومترمربع از منطقه نیز در طبقه زیاد قرار دارد. در مقابل ۱۰ کیلومترمربع از مساحت منطقه معادل ۹/۴ درصد از کل مساحت منطقه در طبقه خیلی کم قرار دارد. این مناطق ارتفاعات منطقه را شامل می شوند که به دلیل داشتن شیب زیاد از ظرفیت نفوذپذیری پایینی برخوردارند. در نتیجه تمامی آب های حاصل از بارندگی در این بخش ها به رواناب سطحی

تبدیل شده و به سمت مناطق پایین دست حوضه جریان پیدا می کنند که سبب وقوع سیل در این مناطق می شوند. با توجه به قرار گرفتن شهر خوی در خروجی حوضه و پتانسیل بالای وقوع سیل در این قسمت ها، لزوم توجه به اقدامات حفاظتی جهت جلوگیری از وقوع سیل و کاهش خسارات احتمالی در این منطقه بیش از پیش احساس می شود.

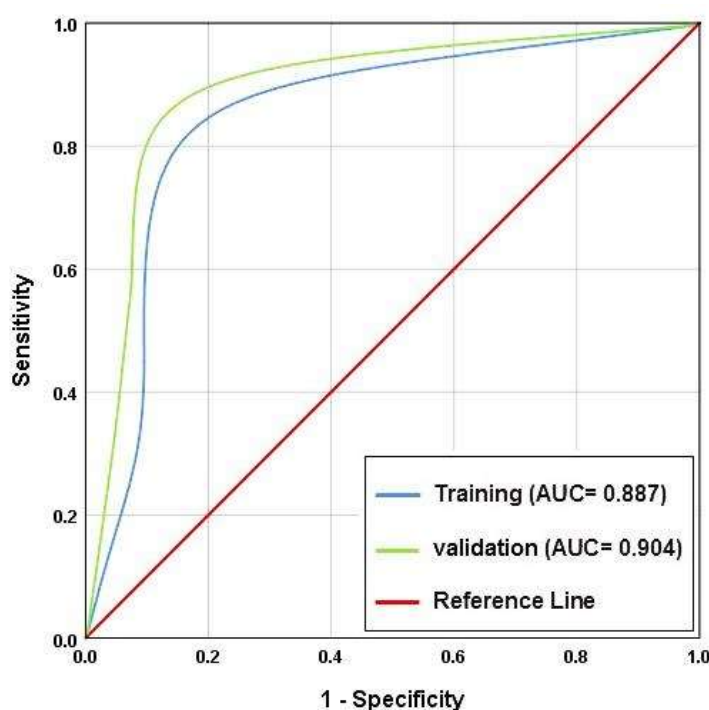


شکل ۲. نقشه حساسیت خطر وقوع سیل با استفاده از مدل FURIA-GA-AdaBoost

جدول ۱. مساحت و درصد مساحت هر یک از کلاس های خطر وقوع سیل

| کلاس      | مساحت | درصد مساحت |
|-----------|-------|------------|
| خیلی کم   | ۱۰    | ۹/۴        |
| کم        | ۲۴/۳  | ۲۲/۸       |
| متوسط     | ۷/۵   | ۷          |
| زیاد      | ۲۸/۷  | ۲۷         |
| خیلی زیاد | ۳۶    | ۳۳/۸       |

جهت ارزیابی دقت مدل تحقیق در تهیه نقشه حساسیت خطر وقوع سیل از منحنی ROC و سطح زیر منحنی (AUC) استفاده شده است. به همین منظور از ۷۰ درصد داده‌های برداشت شده از مناطق سیل گیر جهت آموزش مدل و ۳۰ درصد نیز جهت اعتبارسنجی استفاده گردید. نتایج این بخش از تحقیق نشان داد که مدل FURIA-GA-AdaBoost با ضریب ۰/۹۰۴ از عملکرد خیلی خوبی در پیش‌بینی مناطق سیل گیر برخوردار بوده است (شکل ۳). بنابراین می‌توان به نتایج به دست آمده از این مدل اعتماد کرده و اقدامات حفاظتی را در مناطقی که از پتانسیل بالایی نسبت به وقوع سیل برخوردار هستند جهت جلوگیری از وقوع سیل و یا کاهش خسارات احتمالی در صورت وقوع سیل انجام داد.



شکل ۳. منحنی ROC بر اساس داده‌های آموزشی و اعتبارسنجی

## ۵- بحث و نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر نقشه حساسیت خطر وقوع سیل در حوضه آبریز خانقاه با استفاده از الگوریتم‌های پیشرفته داده‌کاوی تهیه گردید. جهت تهیه نقشه خطر وقوع سیل از ۱۳ پارامتر مؤثر در وقوع این پدیده استفاده گردید. تحلیل اهمیت پارامترها در نرم‌افزار داده‌کاوی WEKA انجام شد. نقشه نهایی خطر وقوع سیل در ۵ کلاس از خطر خیلی کم

تا خیلی زیاد تهیه شد. نتایج تحقیق نشان داد که بیش از ۶۴ کیلومترمربع از کل مساحت منطقه مورد مطالعه در طبقات زیاد و خیلی زیاد از نظر حساسیت خطر وقوع سیل قرار دارند. مناطقی که در این طبقات قرار دارند قسمت‌های پایین‌دست حوضه را شامل می‌شوند که سطوح هموار و جلگه‌ای را شکل می‌دهند. در مقابل مناطقی که از حساسیت پایینی نسبت به وقوع سیل برخوردارند، قسمت‌های بالادست حوضه را شامل می‌شوند. این مناطق بیشتر ارتفاعات و دامنه‌های شیب‌دار را نشان می‌دهند.

## مراجع

خسروشاهی، محمد؛ ثقفیان، بهرام، تعیین حساسیت اثر برخی از عوامل مؤثر بر سیل‌خیزی زیرحوضه‌های آبریز با استفاده از تحلیل هیدروگراف خروجی حوضه و کاربرد مدل HEC-HMS، فصلنامه جنگل و مرتع، شماره ۶۷، صص ۲۸-۳۷، ۱۳۸۴.

رحیم‌پور، توحید، تحلیل تغییرات فضایی حساسیت خطر سیل و فرسایش خاک بر پایه رویکردهای هیدروژئومورفیک (مطالعه موردی: حوضه آبریز الوندچای، شمال غرب ایران)، رساله دکتری، استاد راهنما: دکتر محمدحسین رضائی مقدم، دانشگاه تبریز، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، ۱۶۷ صفحه، ۱۴۰۰.

غیور، حسنعلی، سیل و مناطق سیل‌خیز ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۰، صص ۱۲۰-۱۰۱، ۱۳۷۵.

Ahmadisharaf, E. Tajrishy, M. Alamdari, N. (2016), Integrating flood hazard into site selection of detention basins using spatial multi-criteria decision-making, *Journal of Environmental Planning and Management*, 59(8): 1397-1417. <https://doi.org/10.1080/09640568.2015.1077104>.

Cohen, W.W. (1995), Fast effective rule induction. In: Prieditis, A., Russell, S. (Eds.), *Proceedings of the 12th International Conference on Machine Learning*, 115-123. Morgan Kaufmann. <http://citeseer.ist.psu.edu/cohen95fast.html>.

Freund, Y. Schapire, R. (1997), A decision-theoretic generalization of on-line learning and an application to boosting, *Journal of Computer and System Sciences*, 55(1): 119-139. <https://doi.org/10.1006/jcss.1997.1504>.

Han, J. Kamber, M. Jian, P. (2011), *Data mining: concepts and techniques*, Morgan Kaufmann, Elsevier.

Haupt, L.R. Haupt, S.E. (2004), Practical Genetic Algorithms, 2nd edition. John Wiley & Sons, Inc.

Holland, J.H. (1975), Adaptation in Natural and Artificial Systems, University of Michigan Press, Ann Arbor.

Hühn, J. Hüllermeier, E. (2009), FURIA: an algorithm for unordered fuzzy rule induction, Data Mining and Knowledge Discovery, 19(3): 293–319. <https://doi.org/10.1007/s10618-009-0131-8>.

Kavzoglu, T. Sahin, E.K. Colkesen, I. (2015), Selecting optimal conditioning factors in shallow translational landslide susceptibility mapping using genetic algorithm, Engineering Geology, 192, 101–112. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.04.004>.

Kumar, R. Indrayan, A. (2011), Receiver operating characteristic (ROC) curve for medical researchers, Indian Pediatr. 48 (4), 277–287.

Lee, M.J. Kang, J.E. Jeon, S. (2012), Application of frequency ratio model and validation for predictive flooded area susceptibility mapping using GIS, Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International, pp. 895–898.

Mitchell, M. (1996), An Introduction to Genetic Algorithms, MIT Press, Cambridge, MA 9780585030944.

Pradhan, B. Abokharima, M.H. Jebur, M.N. Tehrany, M.S. (2014), Land subsidence susceptibility mapping at Kinta Valley (Malaysia) using the evidential belief function model in GIS, Nat. Hazards 73 (2), 1019–1042.

Roy, J. Saha, S. (2019), GIS-based gully erosion susceptibility evaluation using frequency ratio, cosine amplitude and logistic regression ensembled with fuzzy logic in Hinglo River basin, India, Remote Sensing Applications: Society and Environment 15, 100247. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2019.100247>.

Roy, J. Saha, S. Arabameri, A. Blaschke, T. Bui, D.T. (2019), A novel ensemble approach for landslide susceptibility mapping (LSM) in Darjeeling and Kalimpong districts, West Bengal, India. Remote Sens. 11 (23), 2866. <https://doi.org/10.3390/rs1123286>.

Tien Bui, D. Pradhan, B. Nampak, H. Bui, Q.T. Tran, Q.A. Nguyen, Q.P. (2016), Hybrid artificial intelligence approach based on neural fuzzy inference model and metaheuristic optimization for flood susceptibility modeling in a high- frequency tropical cyclone area using GIS. Journal of Hydrology, 540, 317–330. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.06.027>.

## کاربرد تکنیک ژئوالکتریک در ارزیابی و تحلیل مخاطرات ژئومورفولوژیکی

(ارزیابی و تحلیل دامنه مستعد زمین لغزش در منطقه پرا)

Application of geoelectrical technique in the evaluation and analysis of geomorphological hazards

(evaluation and analysis of landslide prone area in Pera region)

آیدین مرادی، سمیه عمادالدین

دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه شهید بهشتی ay\_moradi@sbu.ac.ir

استادیار دانشگاه گلستان s.emadodin@gu.ac.ir

### چکیده

پیشبینی زمان و مکان رخداد زمین لغزش از دانش فعلی بشر خارج است، بنابراین برای حساسیت دامنه‌ها به پهنه‌بندی خطر زمین لغزش می‌پردازند. از طرفی هرگونه عملیات عمرانی در سطوح شیبدار مستلزم هزینه‌های هنگفتی می‌باشد که ارزیابی دامنه‌ها را بیش از پیش طلب می‌نماید. یکی از تکنیک‌های ارزان در ارزیابی دامنه‌های مستعد لغزش روش ژئوالکتریک می‌باشد. هدف از تکنیک ژئوالکتریک به دست آوردن داده‌های لازم در رابطه با ساختار زیرسطحی، با صرفه اقتصادی و با دقت کافی می‌باشد. این در یک دامنه با جهت شیب شمالی - جنوبی و با ابعاد زمین ۵۰ متر در ۵۰۰ متر با شیب متوسط ۲۶ درصد قرار دارد. یک پروفیل مشتمل بر ۶ سونداژ الکتریکی مورد برداشت قرار گرفت. تغییرات ساختار زمین در توزیع مقاومت الکتریکی تاثیر گذاشته و بدین صورت با شناسائی آنومالی‌ها لایه‌های زیرین زمین نتایج قابل توجهی در اختیار می‌گذارد. نتایج مطالعه نشان داد که در ابتدا و انتهای زمین قشر نسبتاً ضخیم متشکل از ریزدانه‌ها و رس‌های با مقاومت الکتریکی کم بخش سطح زمین را تشکیل می‌دهند. آب زیرزمینی، شیب زیاد و ضخامت قشر سطحی در پای دامنه و باعث گردید تا این ناحیه به عنوان زون حساس از نظر احتمال رخداد زمین لغزش معرفی شود. تکنیک ژئوالکتریک به دلیل اقتصادی بودن و میسر بودن برداشت صحرائی نسبت به مطالعات حفر گمانه ژئوتکنیکی به عنوان روشی راه‌گشا در مطالعات مهندسی ژئومورفولوژی و مخاطرات ژئومورفولوژیکی معرفی گردید.

کلمات کلیدی: مهندسی ژئومورفولوژی، ژئوالکتریک، زمین لغزش، مخاطرات ژئومورفولوژیکی

## مقدمه

زمین لغزش ها پدیده های محلی هستند که در مناطق مختلف با ویژگی های ژئومورفولوژیکی رخ می دهند. این پدیده می تواند توسط مکانیزم های مختلفی مانند زمین لرزه، بارندگی و یا سایر عوامل ایجاد شود که برخی از آنها هنوز شناخته شده نیستند (عمادالدین و مرادی، ۱۳۹۷). پیشبینی زمان و مکان رخداد زمین لغزش از دانش فعلی بشر خارج است، بنابراین برای حساسیت دامنه ها به پهنه بندی خطر زمین لغزش می پردازند (رجبی و همکاران، ۱۳۹۴). از طرفی هرگونه عملیات عمرانی در سطوح شیبدار مستلزم هزینه های هنگفتی می باشد که ارزیابی دامنه ها را بیش از پیش طلب می نماید. یکی از تکنیک های ارزان در ارزیابی دامنه های مستعد لغزش روش ژئوالکتریک می باشد. هدف از تکنیک ژئوالکتریک به دست آوردن داده های لازم در رابطه با ساختار زیرسطحی، با صرفه اقتصادی و با دقت کافی می باشد. توسعه روش های ژئوالکتریک و دستگاه های متناسب با این روش ها با دقت و حساسیت مناسب برای آشکار سازی نهشته ها و همچنین آشکارسازی ساختارهای زیرسطحی طراحی و ارائه می شود. (رحمانی و غریب رضا، ۱۴۰۱). روش مقاومت ویژه به دلیل تاثیرپذیری از ناپیوستگی جانبی با توجه به قرارگیری لایه هایی با خصوصیات متفاوت الکتریکی در مجاورت هم، تغییر خصوصیات الکتریکی آنها، ایجاد زون های خرد شده که منجر به تغییر خاص فیزیکی والکتریکی آن زون ها می گردد. تغییر در محتوای آب زیرسطحی و سایر موارد مرتبط که به طور ملموس اندیس مقاومت الکتریکی را به طور قابل ملاحظه ای در یک لایه زمین شناختی تحت تاثیر قرار می دهند موجب گشته تا متد مقاومت الکتریکی روش مناسب و دقیقی باشد (نقی لو و همکاران، ۱۳۸۹). در رابطه با مطالعات ژئوالکتریک می توان به مطالعات (Zohdy, 1974), (A.A.R., 1974), (Evien, H. M., 1938) و (Heilan, C. A., 1940) که از بنیانگذاران و مطالعات پایه هستند اشاره نمود.

## مواد و روش ها

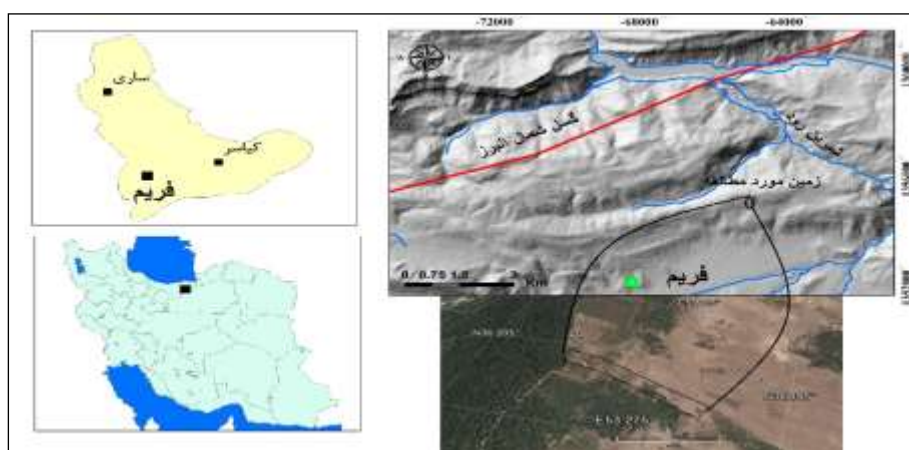
### ۱ منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در شمال شرق و با فاصله مستقیم حدودا ۳ کیلومتری شهر فریم و همچنین ۴۰ کیلومتری جنوب شرق شهر ساری، در منطقه ای به نام پرا واقع شده است (شکل ۱ - ۱). مختصات (UTM) مرکز محدوده  $x=704617$   $y=4008478$  بوده و شیب زمین با حداکثر مقدار ۳۰ درصد و میانگین ۲۶ درصد با جهت شمالی - جنوبی توزیع یافته است. محدوده مورد مطالعه در دامنه جنوبی ارتفاعات که در شمالی ترین بخش دشت فریم و در محدوده خط الراس قرار دارد واقع شده است. از مهم ترین موارد مهم در محدوده مورد مطالعه، محل فصل پهنه جنگلی (در شمال زمین مورد مطالعه) و مرتعی می باشد. این منطقه از نظر تقسیمات سیاسی واقع در استان مازندران، شهرستان

ساری، بخش دودانگه، دهستان فریم و اراضی روستای پرا است.

زمین مورد مطالعه در محدوده زیرحوضه شیرین رود که بخشی از حوضه رودخانه تجن است قرار دارد. از منظر ژئومورفولوژی محدوده مورد مطالعه جزء تقسیمات آب و هوای معتدل کوهستانی است. در این بخش با افزایش تدریجی ارتفاع از اراضی جلگه‌ای به سوی دامنه شمالی ارتفاعات البرز و دوری از دریای خزر، تغییرات خاصی در آب و هوای موجود می‌آید و شرایط آب و هوای معتدل کوهستانی را به وجود می‌آورد که زمستان‌های سرد یخبندان و طولانی و تابستان‌های معتدل و کوتاه دارد. از نظر تقسیمات ژئومورفولوژی کشور، ژئومورفولوژی عمومی منطقه، مشابه با سایر مناطق شمال ایران یعنی البرز شمالی است و سرشاخه‌های حوضه در کوه‌های مرتفع البرز قرار دارد. ارتفاعات این ناحیه از البرز در یک نگاه وسیع‌تر روند شمال شرقی - جنوب غربی دارند (نودهی، ۱۳۸۶).

مهم‌ترین گسل نزدیک به محل مطالعه، گسل شمال البرز می‌باشد که با جهت شرقی - غربی و در مابین سد شهید رجائی و زمین مورد مطالعه امتداد یافته است. به طور کلی میزان تراکم گسله‌ها در این منطقه قابل توجه بوده و روند تاقدیس‌ها و ناودیس‌های منطقه عموماً شرقی - غربی است (نودهی، ۱۳۸۶). تاثیر اولیه و مشخص گسل‌های اصلی و فرعی و همچنین تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها مرفولوژی خاص کوه‌ها و تپه‌ها را با جهت شرقی و غربی که بین آنها دره‌ها و آبراهه‌ها قرار دارد پدیدار نموده است. تاثیر دیگری که عوامل زمین‌ساخت بر منطقه دارند، کنترل آب‌های سطحی و زیرزمینی در اثر تشکیل دره‌های گسلی و درز و شکاف‌ها می‌باشد (نودهی، ۱۳۸۶). بر مبنای نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی مارن و آهک ساختار زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد که توسط قشر سطحی آبرفتی پوشیده شده است.



شکل ۱ - محدوده مورد مطالعه در دامنه شیبدار با جهت شیب شمالی - جنوبی

## ۲- متدولوژی

### ۲-۱ ژئوالکتریک آرایه شلمبرژه

در این مطالعه از آرایه شلمبرژه که به عنوان عمومی ترین آرایه در مطالعات ژئوالکتریکی محسوب می شود (Barker, R. D., 1989) استفاده شده است. بررسی مقاومت الکتریکی برای چندین دهه در تحقیقات هیدروژئولوژیکی، معدنی و ژئوتکنیکی مورد استفاده قرار گرفته است. اخیرا نیز برای بررسی های زیست محیطی مورد استفاده قرار گرفته است. اندازه گیری های مقاومت الکتریکی معمولا با تزریق جریان به زمین از طریق دو الکترود جریان و اندازه گیری ولتاژ حاصل در دو الکترود پتانسیل انجام می شود. از مقادیر جریان (I) و ولتاژ (V) یک مقدار مقاومت ظاهری ( $\rho_a$ ) محاسبه می شود. رابطه (۱) محاسبه مقاومت ظاهری ( $\rho_a$ ) را نشان می دهد.

$$\rho_a = KV/I \quad (1)$$

که در آن k ضریب هندسی بوده و به آرایش چهار الکترود بستگی دارد.

در این رابطه I شدت جریان ارسالی (بر حسب آمپر)،  $\Delta V$  اختلاف پتانسیل قرائت شده (بر حسب ولت) و  $\rho_a$  مقدار مقاومت ویژه ظاهری (بر حسب اهم متر) می باشد. در رابطه (۱) بحث هندسه زمین مطرح است و اعمال اثر فاصله الکترودها لازم است، بنابراین فاکتور هندسی آرایش الکترودی (K) توسط رابطه زیر تعریف می شود:

$$K = 2\pi / (1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN) \quad (2)$$

که در آن A و B مربوط به فاصله الکترودهای جریان، M و N مربوط فواصل الکترودهای پتانسیل می باشد.

یکی از شناخته شده ترین روش های ژئوالکتریک روش V.E.S می باشد. در مطالعات ژئوالکتریکی روش سونداژ الکتریکی قائم که در آن با افزایش طول الکترودهای جریان اعماق بیشتری مورد مطالعه قرار می گیرد. آرایش های الکترودی گوناگونی در این روش مورد استفاده قرار می گیرد که از رایج ترین آنها می توان به آرایه شلمبرژه اشاره نمود. از ویژگی بارز آن طول خیلی کمتر الکترودهای اندازه گیر اختلاف پتانسیل (MN) نسبت به طول الکترودهای جریان (AB) است، با توجه به همین خصوصیت، مقادیر اندازه گیری شده توسط این روش، کمتر تحت تاثیر تغییرات جانبی مقاومت الکتریکی<sup>۲۹۲</sup> قرار گرفته و بیشتر نسبت به عمق تغییرات رفتار منحنی مقاومت الکتریکی ظاهری<sup>۲۹۳</sup> سنجیده و بررسی می گردد. در چنین حالتی زمین شبیه مدلی با لایه های افقی فرض می شود که مقاومت ویژه الکتریکی

<sup>292</sup> Resistivity (Ohm.m)

<sup>293</sup> Apparent resistivity (Ohm.m)

آن در طول یک لایه ثابت است و از لایه‌ای به لایه دیگر به صورت منفصل تغییر می‌کند. چنین مدلی اصطلاحاً به نام «به صورت بخشی<sup>۲۹۴</sup> پیوسته» نامیده می‌شود و پارامترهای آن  $H_I$  (ضخامت لایه)،  $\rho_I$  (مقاومت الکتریکی لایه) می‌باشد. به عبارت دیگر می‌توان با معلوم بودن پارامترهای ضخامت و مقاومت الکتریکی، منحنی مقاومت الکتریکی ظاهری را نسبت به فاصله الکترودی ترسیم نمود.

معادله اساسی این روش در رابطه ۳ نشان داده شده است که در آن پارامتر مقاومت ویژه ظاهری بدست می‌آید. به عبارتی دیگر رابطه ریاضی حاکم بر یک مدل چند لایه که توسط کفوود در سال ۱۹۷۸ به تفصیل بسط داده است به این صورت تعریف می‌شود:

$$\rho_a(r) = \rho_1 \left[ 1 + r^2 \int_0^\infty R_n(\lambda) J_1(\lambda_r) d\lambda \right] \quad (3)$$

که در آن:

$\lambda$ : فرکانس فضایی

$J_1(\lambda_r)$ : تابع بسل از نوع اول و از مرتبه اول از  $(\lambda_r)$

$R_n(\lambda)$ : تابع کرنل که وابسته به پارامترهای  $\rho_i$  و  $h_i$  و  $n$  تعداد لایه‌هاست.

## ۲-۲ برآورد رابطه عمق تجسس با طول خط جریان

منحنی‌های سونداژ ژئوالکتریکی، مقادیر مقاومت الکتریکی ظاهری را در برابر طول‌های مختلف خط جریان (AB) نشان می‌دهند، با افزایش طول الکترودهای جریان، عمق نفوذ جریان افزایش می‌یابد (Nur, A., G.I. Obiefuna, & 2001). ولی نمی‌توان بدون تفسیر این منحنی‌ها مشخص کرد که این مقاومت‌های الکتریکی ظاهری برداشت‌شده مربوط چه عمق خاصی می‌باشند. مقدار عمق نفوذ در هر منطقه و حتی هر سونداژ با سونداژ دیگر فرق می‌کند و به ضخامت و مقاومت الکتریکی لایه‌ها بستگی دارد. در این رابطه (Apparao & Rao, 1973) عمق نفوذ جریان را برای بیشتر آرایش‌های جریان محاسبه کرده و برای آرایش شلومبرژه این عمق را برابر  $\frac{AB}{4}$  بیان کردند (Zohdy, A.A.R., 1974). آن‌ها همچنین این نکته را متذکر ساختند که عمق نفوذ جریان در یک منطقه مشخص فقط به طول الکترودهای جریان (AB) وابسته است ولی حجم جستجو<sup>۱</sup> هم به فاصله الکترودی جریان و هم

<sup>294</sup>Segment

<sup>۱</sup>حجمی از زمین که مقاومت حاصل از تفسیر، در ارتباط با آن است.

به فاصله الکترودهای پتانسیل بستگی دارد (Zohdy, A.A.R. & et all, 1974).

بر مبنای محاسبات به عمل آمده برای منطقه مورد مطالعه این مقدار از رابطه زیر پیروی میکند:

$$Depth = 0.496 \left( \frac{AB}{2} \right)^{1.0306} \quad (4)$$

بر اساس این رابطه عمق کاوش در این مطالعه حدود مقدار  $AB/4$  می باشد.

در برداشت صحرائی، مقاومت ظاهری در مقابل  $AB/2$  ( نصف طول الکترودهای جریان) بر روی کاغذ log-log ترسیم می شود. منحنی به دست آمده به عنوان یک منحنی خام شلومبرژه محسوب می شود که اثر ناهمگنی های سطحی بر روی آن تاثیر زیادی داشته و ممکن است با بزرگ کردن طول الکترودهای جریان ( $AB$ ) و یا الکترودها پتانسیل ( $MN$ ) به علت ناهمگنی جانبی محیط اطراف الکترودها (Beitollahi, A. & Khademi, M, 2000) و یا خطا در اندازه گیری، نشت جریان (به عنوان مثال از طریق دکل های فشارقوی برق و یا لخت بودن سیم جریان و اتصال آن به زمین) (CECCHINI, A. and ROCROL, J. P. 1980) شیب منحنی بدون اینکه ارتباطی به تغییر شرایط زیرسطحی و لایه های عمقی داشته باشد، تغییر کند (Dimitrev, V. I. And Beitollahi, A, 1998) که در منحنی های سونداژ شلومبرژه به راحتی قابل تشخیص هستند (Evien, H. M., 1938). وجود ناهمگنی در کنار الکترودهای پتانسیل و جریان سبب ظاهر شدن اثرات سطحی و وجود یک ناهمگنی سطحی کوچک در کنار یکی از الکترودهای پتانسیل ( $M$  یا  $N$ ) و قرارگیری آن در محیطی با مقاومت پایین تر نسبت به مرکز آرایش الکترودی (هنگام بزرگ کردن  $MN$ ) باعث می شود نقاط اندازه گیری شده در  $MN$  های خاصی تغییر مکان<sup>۲۹۵</sup> داده شوند. همچنین وجود یک ناهمگنی کوچک در کنار الکترودهای جریان  $A$  یا  $B$  نیز سبب آشفتگی کوچک و یا بزرگی در منحنی میشود (Frohlich, R. K & et all, 1996). علاوه بر این در آرایش شلومبرژه فرض بر افقی بودن لایه ها و همگن بودن زمین از جوانب بود (Heilan, C. A., 1940). بنابراین منحنی های  $V.E.S$  صحرائی باید آرام<sup>۲۹۶</sup> شوند، یعنی اثرات سطحیناشی از ناهمگنی جانبی، خطا در اندازه گیری، نشت جریان و سایر موارد را بر روی آن از بین برده و به عنوان محیطی که از جوانب همگن و لایه ها افقی هستند، تفسیر شوند (Ayers, J. F., 1990). پس از آرام سازی و وارد ساختن اعداد آرام شده به رایانه، منحنی ها تفسیر می شوند. تفسیر منحنی ها با هر نرم افزاری که انجام شود از ظرافت خاصی برخوردار بوده و برای انجام آن نکات بسیاری را باید رعایت نمود (Heilan, C. A., 1940).

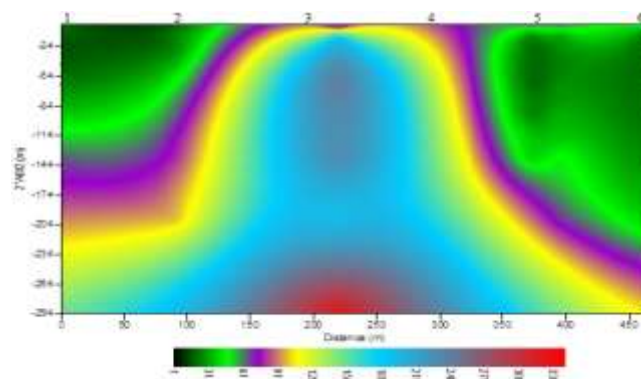
## ۲-۳ برداشت داده های ژئوالکتریک منطقه

ابعاد زمین مورد مطالعه به طول حدودا ۵۰۰ متر و عرض ۵۰ متر می باشد، مطالعات ژئوالکتریکی منطقه در طول ۱ پروفیل و ۶ سونداژ طراحی و انجام پذیرفت. داده های صحرائی به دست آمده از عملیات صحرائی و پردازش و تفسیر آنها منجر به تهیه نقشه ها و مقاطعی گردید که نتایج مفیدی به دست آورد.

### ۲-۳-۱ شبه مقاطع ژئوالکتریکی<sup>۲۹۷</sup>

شبه مقاطع ژئوالکتریکی پروفیل ها پس از ملایم سازی منحنی های سونداژ صحرائی مربوط به هر پروفیل، از ترسیم خطوط کنتور مربوط به مقادیر الکتریکی ظاهری نسبت به تمامی  $AB/2$  های (نصف طول الکترودهای جریان) اندازه گیری شده به دست آمد که توزیع مقاومت الکتریکی ظاهری را در طول پروفیل براساس طول الکترودهای جریان ( $AB$ ) نشان می دهد. شبه مقاطع قبل از تفسیر منحنی ها و فقط با در نظر گرفتن اعداد صحرائی ملایم شده ترسیم شد و مقاومت های ظاهری هر عمق تحت تاثیر مقاومت و ضخامت لایه های اطراف، به ویژه لایه های سطحی، قرار دارد. این تغییرات مقادیر مقاومت الکتریکی وابسته به پارامترهای پتروفیزیکی از قبیل تخلخل و املاح موجود در آب و درصد رطوبت بوده و مقدار نسبی مقاومت ظاهری در سونداژهای پروفیل با یکدیگر قابل مقایسه است.

شبه مقطع پروفیل در شکل ۳- نشان داده شده است. در ابتدا و انتهای پروفیل تا سطوح میانی توزیع مقاومت با مقدار کم و ر میانه پروفیل با مقدار زیاد و تا سطح زمین توزیع شده است. در سطوح تحتانی و در طول پروفیل توزیع مقاومت با افزایش مقدار همراه است.



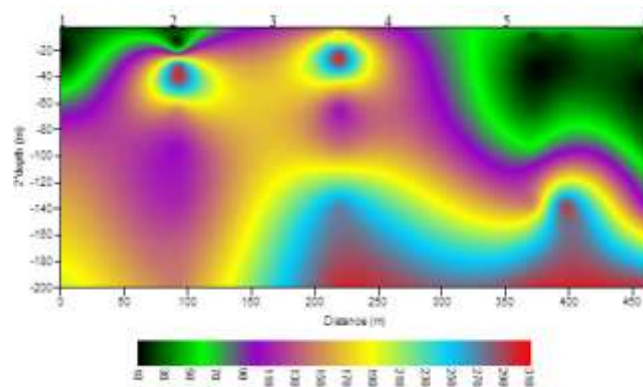
شکل ۳- ۳: شبه مقطع مقاومت ویژه الکتریکی

<sup>297</sup> Geoelectrical pseudo-section

## ۲-۳-۲ مقطع مقاومت ویژه الکتریکی<sup>۲۹۸</sup>

پس از ملایم سازی منحنی های صحرایی و پردازش این منحنی ها با در نظر گرفتن اصول تئوری برگردان D-1<sup>۲۹۹</sup> توزیع مقاومت الکتریکی نسبت به عمق به دست می آید که بر اساس آن میتوان مقطعی را تهیه نمود که محور عمودی آن عمق و محور افقی محل استقرار نقاط سونداژ است. چنین مقطعی مقاومت ویژه واقعی، پس از تفسیر داده ها را به ازای عمق های مختلف نشان می دهد.

مقادیر مقاومت ویژه نشان داد بخش های ابتدائی و انتهائی و تا عمق میانی توسط ریزدانه های رسی و نهشته ها با درصدی رطوبت بخصوص در انتهای پروفیل با آب زیرسطحی همراه می شود. در سطوح میانی مقدار مقاومت ویژه مربوط به آهک های مقاوم و نسبتا هوازده و در برخی زن ها با تراکم و مقاومت بالا است. در سطوح تحتانی از نیمه پروفیل تا انتها مقادیر مقاومت ویژه بدست آمده سنگ بستر مربوط به گروه آهک را نشان می دهد.



شکل ۴- مقطع مقاومت ویژه الکتریکی

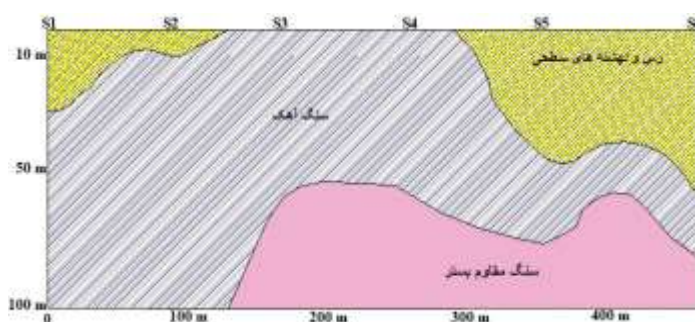
## نتایج

پس از تهیه مقطع ژئوالکتریک به منظور بصری سازی محیط و عمق های مورد مطالعه مقطع زمین شناسی تهیه گردید. در ابتدا و انتهای پروفیل قشری از ریزدانه های رسی بر روی سنگ های آهکی پوشیده شده است و ضخامت این بخش در انتهای پروفیل و در قسمت پای دامنه بیشتر از ابتدای پروفیل بدست آمد. به طوری که در قسمت انتهائی پروفیل ضخامت این بخش تا ۵۰ متر بدست آمده است. در میانه پروفیل پس از قشر بسیار کم ضخامت سطحی، آهک های مقاوم منطقه وجود دارد که در بخش های تحتانی بخصوص در انتهای پروفیل بسیار مقاوم و با بافت متراکم بستر منطقه را شکل می دهند. شکل ۵- مقطع زمین شناسی حاصل از مقطع ژئوالکتریک را نشان می دهد. عدم نفوذ آب در

<sup>298</sup> Resistivity section

<sup>299</sup> One dimensional inversion

عمق های تحتانی سخت و متراکم در انتهای پروفیل با در نظر گرفتن میزان شیب قابل ملاحظه طول پروفیل، این ناحیه را با حساسیت قابل توجه نسبت به رخداد زمین لغزش نشان می دهد.



شکل - ۵: مقطع زمین شناسی حاصل از مقاومت ویژه الکتریکی



شکل - ۶: محدوده حساس به لغزش در دامنه مورد مطالعه

## بحث و نتیجه گیری

امروزه استفاده از روش ها و تکنیک های سایر دانش ها در مطالعات ژئومورفولوژیکی بخصوص ژئومورفولوژی مهندسی بسیار کارگشا بوده و با نتایج واقع بینانه ای که در اختیار می گذارد می تواند در توسعه این دانش مهم مفید واقع شود. در مطالعه حاضر نتایج نشان داد که انتهای زمین مورد مطالعه به دلیل ضخامت قابل توجه قشر رسی و ریزدانه به همراه وجود آب زیرسطحی و همچنین عدم نفوذ جریانات زیر سطحی به عمق های زیاد، از نظر زمین لغزش دارای حساسیت بالائی است. به دلیل اینکه قشر سطحی در طول پروفیل تحت تاثیر رلیف سنگ بستر پیوستگی ندارد لذا در صورت انجام تمهیداتی همانند مسطح سازی، بالا دست دامنه مکان مناسبی به منظور احداث انواع سازه ها و تاسیسات می باشد. همانطور که پیشتر ذکر گردید، پیوسته نبودن قشر سطحی و عمق کم سنگ آهک به سطح زمین در میانه پروفیل از اکتشافات مطالعه حاضر می باشد.

علاوه بر شناسائی لایه های زیرسطحی زمین توسط تکنیک ژئوالکتریک می توان از نتایج آن در ارزیابی و تحلیل

فرسایش نیز استفاده نمود. همچنین با توجه به ارزان بودن هزینه مطالعه نسبت به حفر گمانه‌های ژئوتکنیکی در کنار مواردی از قبیل عدم مجهز کردن تجهیزات حفاری در سطوح پرشیب، این تکنیک می‌تواند در بسیاری از موارد راه‌گشا واقع گردد.

## مراجع

استکی، مصطفی، پردازش، مدلسازی و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه و لرزه نگاری انکساری و مقایسه و تلفیق نتایج تفسیر به منظور شناسایی دقیقتر لایه‌های زیرسطحی ساختگاه سد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، ص ۱۲، ۱۳۹۰.

رجبی، عصومه، ولیزاده کامران، خلیل، عابدی قشلاقی، حسین، ارزیابی و پهنه‌بندی زمین‌لغزش با استفاده از فرایند تحلیل شبکه عصبی مصنوعی، مطالعه موردی: حوضه آذرشهر چای، ۱۳۹۵، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال پنجم، شماره ۱ ص ۶۰ - ۷۴.

رحمانی، مهدی، غریب رضا، محمد رضا، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، بررسی ضخامت آبرفت مسیل آلا حوزه آبخیز جالیر با رهیافت ژئوالکتریک، شماره ثبت 62022، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، ۱۴۰۱.

عمادالدین، سمیه، مرادی آیدین، ارزیابی خطر زمین‌لغزش با استفاده از فرایند سلسله مراتبی (AHP)، تحلیل شبکه عصبی مصنوعی (ANN) و مطالعات میدانی با رویکرد کاهش ریسک (مطالعه موردی: محور جاده هراز)، پژوهش‌های کمی ژئومورفولوژی، شماره ۴، ۱۳۹۷. <https://dorl.net/dor/20.1001.1.22519424.1397.6.4.12.9>

نقی‌لو، بیتا، بیت‌اللهی، علی، هاشمی طباطبائی، سعید، برآورد همبستگی بین داده‌های ژئوالکتریک و سائیزمیک در شهر بم، فصلنامه زمین، سال پنجم، ص ۱۱۹ - ۱۳۱، ۱۳۸۹.

نودهی، سلیمه، بررسی اثرات زیست محیطی سد شهید رجائی، کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین، ص ۶ و ۲۶، ۱۳۸۶.

Apparao, A., Rao, T.G., 1974. Depth of investigation in resistivity methods using linear electrodes. *Geophysical Prospecting* 22: 211-223.

Barker. R. D., 1989. Depth of investigation of collinear symmetrical four electrode arrays. *Geophysics* 54, 1031-1037.

Beitollahi, A. &Khademi, M. (2000). The stable method of evaluation of ground resistivity, 15<sup>th</sup> international power conference, Tehran, Iran.

CECCHINI, A. and ROCROL, J. P. 1980, Effect of the Relief in Electrical Prospecting, Geophysical Prospecting 28, 977- 993.

Dimitrev, V. I. And Beitollahi, A. (1998). The solution of 2-D VES inverse problems in spectral domain, Jour. Of Math. And Comp. , Faculty of numerical computing and cybernetics, Moscow University.

Evien, H. M., 1938. Depth factors and resolving power in electrical measurement. Geophysics, 3: 75-78.

Frohlich, R. K., Fisher, J. J., and Summerly, E. 1996. Electric-hydraulic conductivity correlation in fractured crystalline bedrock: Central Landfill, Rhode Island, USA. 35: 249-259

Heilan, C. A., 1940. Geophysical exploration. Prentice Hall, NewYork, N.Y.

Kalenov, E. N., 1957. Interpretation of vertical Electrical sounding curves. Moscow, Gostoptekhizdat, 471 p. (In Russian).

Muiuane, E.A., and Pedersen, L.B. 1999. Automatic 1D interpretation of DC resistivity sounding data. Journal of Applied Geophysics 42: 35-45.

Nur, A., G.I. Obiefuna and N.E. Bassey, 2001. Interpretation of Geoelectrical Data of the Federal University of Technology. Yola, Nigeria, Journal of Environmental Hydrology vol. 9, 3.

Schlumberger, C., and Schlumberger, M., 1932. Depth of Investigation attainable by potential methods of electrical exploration. A.I.M.E. Trans., Geophysical prospecting., pp. i27-133.

Zohdy, A.A.R., 1974. Use of Dar Zarrouk curves in the interpretation of vertical electrical sounding data. U.S.Geological Survey Bulletin 1313-D. p. 41.

Zohdy, A.A.R., G. P. Eaton, and D. R. Mabey. 1974. Application of surface geophysics to ground-water investigations. U.S. Geological Survey. Techniques of water-Resources Investigation. Book 2, Chap. D1, p. 116.

## کاربرد فناوری تصاویر راداری در تهیه نقشه سیلاب

### Application of Radar image technology in flood mapping area

وحید محمدنژاد آروق

گروه جغرافیای دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران، Geovahid@yahoo.com

#### چکیده

سیل یکی از مخاطرات محیطی شایع و گسترده در سطح جهان به شمار می‌رود. بسته به شدت بارندگی‌ها و سایر عوامل موثر در وقوع سیلاب، ممکن است موجب وارد آمدن خسارت‌های شدید جانی و مالی برای افراد درگیر با آن شود. در مقاله حاضر به بررسی تصاویری راداری سنتینل ۱ و کاربرد آنها در تهیه نقشه گسترش سیلاب در جنوب شرق ایران (محدوده خلیج گواذر) پرداخته شده است. هدف پژوهش تولید نقشه‌ایست که از تصاویر راداری (SAR)، استخراج شده و محدوده گسترش سیلاب ۱۶ ژانویه ۲۰۲۰ را نشان می‌دهد. داده‌های اصلی تحقیق تصاویر ماهواره سنتینل ۱ قبل و بعد از وقوع سیلاب است. بدین منظور ابتدا پیش پردازش‌ها و تصحیحات لازم روی تصاویر مختلف صورت گرفت. سپس تصاویر قبل و بعد از سیلاب با استفاده از روش آستانه‌گذاری آتسو تحلیل گردید و در نهایت محدوده سیلاب از طریق طبقه‌بندی تصاویر استخراج شد. بدین منظور از نرم‌افزارهای SNAP و ArcGIS استفاده شد. نتایج نشان می‌دهد با توجه به شیب کم منطقه سیلاب در سطح وسیعی پخش شده و همچنین تصاویر سنتینل ۱ یک قارند در هر شرایط آب و هوایی داده‌های مناسبی از سطح زمین را در اختیار ما قرار بدهند.

کلمات کلیدی: سیلاب، تصاویر رادار، سنتینل ۱، جنوب شرق ایران

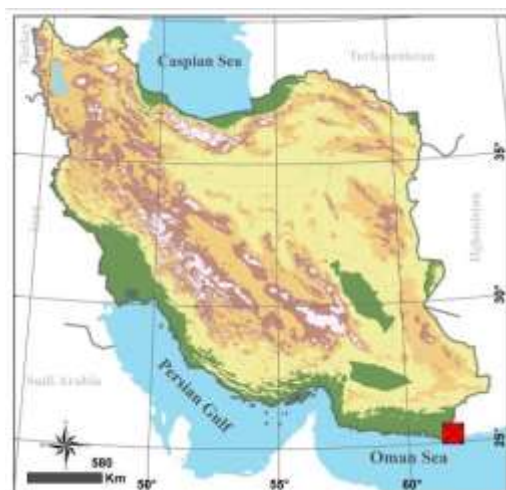
سیل یکی از مخاطرات محیطی شایع و گسترده در سطح جهان به شمار می‌رود. بسته به شدت بارندگی‌ها و سایر عوامل موثر در وقوع سیلاب، ممکن است موجب وارد آمدن خسارت‌های شدید جانی و مالی برای افراد درگیر با آن شود. این خسارت‌ها می‌تواند حوزه‌های اقتصادی، کشاورزی، اجتماعی و ... را تحت تاثیر قرار دهد (Revellino et al, 2018; Paul and Sharif, 2019). روش‌های متعددی برای پیش سیلاب وجود دارد. با این وجود میتوان این روش‌ها را به دو بخش اصلی تقسیم کرد. گروه اول مبتنی بر روش‌ها و مدلسازی‌های هیدرولوژیکی و هیدرولیکی است (bates, 2004; Khan et al., 2011; Zeng et al., 2020).

گروه دوم روش‌های بررسی سیلاب، استفاده از داده‌های سنجش از دور است که با سرعت زیادی در حال رشد می‌باشد. امروزه سنجنده‌های متعددی وجود دارد که با اهداف مختلفی به فضا پرتاب شده‌اند. تعدادی از این سنجنده‌ها اطلاعات لازم در مورد سطح زمین را در اختیار محققان قرار می‌دهند که با استفاده از آن می‌توان به مطالعه سیل پرداخت. برای مثال تصاویر ۲۵۰ متر مودیس و ۳۰ متر ماهواره لندست را می‌توان نام برد (Brakenridge and Anderson, 2006; Carrol et al., 2009). اما باید به این نکته توجه داشت که یکی از ضعف‌های استفاده از داده‌های اپتیکی مذکور، وجود پوشش ابر در آسمان است. با توجه به اینکه قبل و همزمان با وقوع سیلاب معمولاً پوشش ابری وسیعی در آسمان وجود دارد و این ابرها مانع از رسیدن امواج الکترومغناطیسی سطح زمین به سنجنده می‌شود در نتیجه تصویری از سطح زمین تولید نخواهد شد و یا تصویر تولید شده بسیار ناقص خواهد بود (Zeng, 2020). بنابراین این تصاویر برای مواقعی که پوشش ابری وجود ندارد مناسب خواهند بود. برای حل مشکل وجود پوشش ابر می‌توان از تصاویر راداری (Synthetic Aperture Radar: SAR)، استفاده کرد. از این داده‌ها می‌توان جهت مطالعه سیلاب استفاده کرد. چرا که تصاویر راداری در هر شرایط آب و هوایی و هر لحظه از شبانه روز اطلاعات دقیقی را از شرایط سطح زمین در اختیار ما قرار داده (Matgen et al, 2007; Kussul et al, 2019)، و همچنین دارای قدرت تفکیک مکانی مناسبی نیز هستند (Shen et al., 2019; Ban et al., 2015). ایران از جمله کشورهایی است که همه ساله در نقاط مختلف آن، سیلابهایی با شدت متفاوت رخ می‌دهد. سیل سالهای اخیر گلستان، خوزستان، پلدختر و سیستان و بلوچستان که سه مورد اخیر در سال ۱۳۹۸ روی داده‌اند مثال‌هایی از این نمونه به شمار می‌روند. با توجه به وقوع و اهمیت مطالعات سیلاب در سطح جهان و ایران، مطالعات زیادی در این زمینه صورت گرفته است که اغلب به پهنه بندی خطر سیلاب و همچنین تاثیر کاربری‌های بر وقوع سیلاب استوار بوده و اغلب از تصاویر ماهواره ای اپتیکی و سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی استفاده شده است (برای مثال: امیدوار و کیانفر، ۱۳۸۹؛ جهان بخشی و همکاران، ۱۳۹۵؛ رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۹۵؛ رجبی و همکاران، ۱۳۹۵؛ غفاری و امینی، ۱۳۸۹، نگهبان و همکاران، ۱۳۹۵). مطالعات

دیگری در زمینه سیلاب با استفاده از تکنیک های سنجش از دور و سیستم های اطلاعات جغرافیایی صورت گرفته است (Vishnu et al, 2019; Hermas et al, 2020; Akter et al, 2020; Xang et al, 2020; Feng et al, 2020; Grimaldi et al, 2020; Dasgupta et al, 20018). در این پژوهش با استفاده از تصاویر SAR ماهواره سنتینل ۱، نقشه حدود و گستره سیلاب ۱۶ ژانویه ۲۰۲۰ در منتهی الیه جنوب شرقی ایران بررسی و تهیه شده است.

## مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه جنوب شرقی ترین بخش ایران شامل قسمتی از ایران و پاکستان (خلیج گوادر) را شامل می شود. این محدوده بین ۲۴ درجه و ۵۶ دقیقه تا ۲۵ درجه ۵۰ دقیقه عرض شمالی و ۶۰ درجه ۵۷ دقیقه تا ۶۲ درجه ۲۰ دقیقه طول شرقی واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱: محدوده مورد مطالعه

## تصاویر SAR ماهواره سنتینل ۱

همانطور که قبلا نیز اشاره شد، مهمترین ویژگی و مزیت تصاویر SAR این است که در هر شرایط آب و هوایی و شبانه روز اطلاعات دقیقی از سطح زمین به ویژه محدوده های آبی، ارایه می دهند. پهنه های آبی در این تصاویر به رنگ تیره مشاهده می شوند. در حالیکه سایر پهنه ها با توجه به زبری سطح خود انرژی زیادی از امواج رادار را به سمت سنجده ارسال می کنند. این شرایط موجب اختلاف شدید بین آب و خاک می شود (Vilches, 2013). به منظور تعیین پهنه های سیلابی در منطقه مورد مطالعه از تصاویر Sentinel 1A مربوط به قبل و بعد از وقوع سیلاب استفاده شده

است (سایت سازمان فضایی اروپا).

## پیش پردازش تصاویر

تصاویر مربوط به منطقه مورد مطالعه از سایت آژانس فضایی اروپا برای قبل و بعد از وقوع سیلاب دانلود شد (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>). پیش پردازش های مورد نیاز برای تصاویر سنتینل ۱ و ۲ با استفاده از نرم افزار SNAP صورت گرفت. تصاویر دریافتی وارد نرم افزار SNAP شد و فرایند پیش پردازش روی آنها اعمال گردید. این فرایند به صورت اتوماتیک و با استفاده از افزونه های نرم افزار اجرا شد که شامل کالیبراسیون رادیومتریکی تصاویر و تبدیل آنها به سیگمای صفر، تصحیحات ارتفاعی به روش Range Doppler و با استفاده از مدل های رقومی ارتفاعی و اعمال فیلتر نقطه ای (Speckle Filtering)، است. در مرحله بعد به منظور کاهش نویز داده های راداری از فیلتر لی (Lee filter) با اندازه پنجره ۳\*۳ استفاده شد. این فیلتر با اعمال بر روی سطوح همگن و حفظ لبه های عناصر تصویر، موجب حفظ ساختار تصویر می شود. در واقع در ارتباط با سیلاب با اعمال این فیلتر، الگوها و ساختار و مورفولوژی سیلاب مشخص می شود. در نهایت پس از اعمال این پردازش ها قادر هستیم تا چندین تصویر با زمان های متفاوت را باهم دسته بندی کنیم (Tsyganskaya et al., 2018). پس از انجام مراحل فوق، ارزش رقومی پیکسل های هر یک از تصاویر (Digital Number)، به ضرایب مقیاس دسیبل تبدیل شد (رابطه ۱).

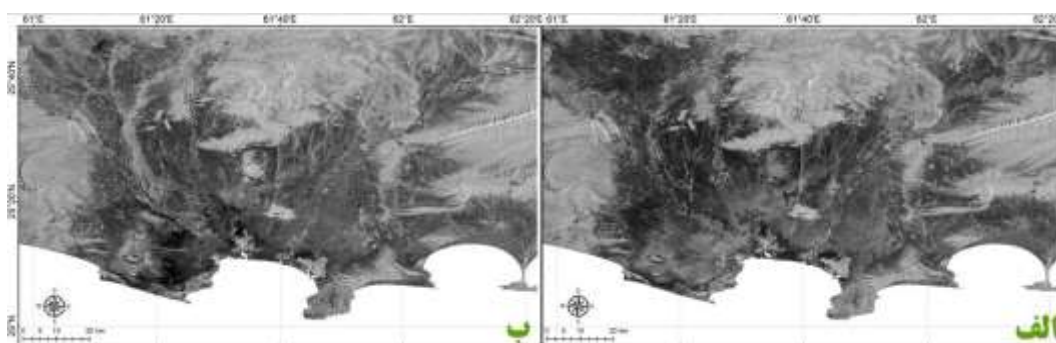
$$\sigma_{ref}^0 = \frac{\sigma_{\theta}^0 \cos^2(\theta_{ref})}{\cos^2(\theta)} \quad :1$$

در این رابطه،  $\sigma_{ref}^0$  ضریب بازپخش نرمال شده،  $\sigma_{\theta}^0$  ضریب بازپخش اندازه گیری شده،  $\theta_{ref}$  زاویه برخورد موج در مرکز سنجنده و  $\theta$  زاویه برخورد محلی بر اساس بیضوی مبنا است. به منظور انجام پیش طبقه بندی تصاویر از روش های آستانه گذاری استفاده شده است. روش های آستانه گذاری به دلیل سادگی و انعطاف پذیری بالا، معمولاً در طبقه بندی نظارت نشده استفاده می شوند. جهت اعمال آستانه از روش اتسو (Otsu) استفاده شد. این روش پیکسل های آبی و بدون آب را به تصاویری تقسیم می کند که دارای هیستوگرام دو حالت هستند و اغلب برای تهیه نقشه سیلاب از تصاویر SAR توسط محققان دیگر استفاده شده است (Zeng et al., 2020; Huang et al., 2018a; Schlaffer et al., 2015; Schumann et al., 2010).

## نتایج

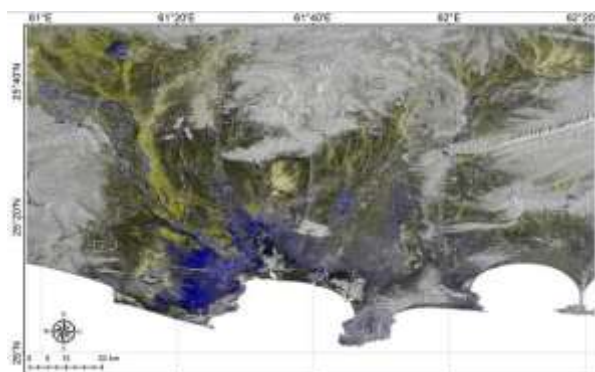
شکل ۲ تصاویر سیگمای صفر ماهواره سنتینل ۱ برای قبل از سیلاب و بعد از آن را نشان می دهد. روی این تصاویر پیش پردازش های لازم انجام شده و نتیجه به صورت سیگمای صفر قابل مشاهده است. همانطور که مشاهده می شود

در مسیر رودخانه‌های منطقه بین دو تصویر الف (قبل از وقوع سیل) و ب (هنگام وقوع سیل)، اختلاف اساسی وجود دارد. این اختلاف را می‌توان در سایر بخش‌های منطقه بخصوص در غرب و جنوب غرب که سیلاب بیستر گسترش یافته است را نیز مشاهده کرد. چرا که رودخانه‌ها در این بخش وارد دشت هموار با شیب بسیار پایین می‌شود و این سبب پخش سیلاب به دشت سیلابی رودخانه شده است. در واقع اگر دو تصویر باهم دیگر مقایسه شود مشاهده می‌گردد که مساحت مناطق آبی (سیلابی)، در تصویر ب افزایش چشمگیری داشته است.



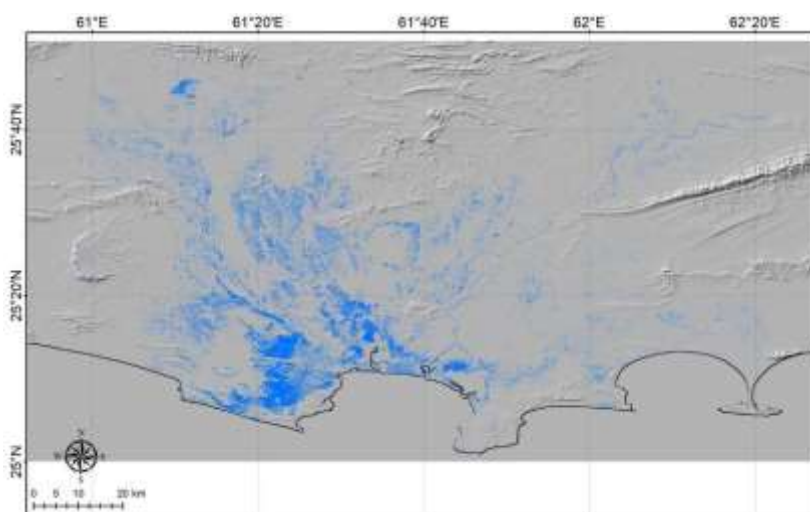
شکل ۲: تصاویر سیگمای صفر قبل از سیلاب (الف) و بعد از سیلاب (ب)، تصاویر SAR سنتینل ۱

جهت طبقه بندی تصاویر SAR به پوشش‌های آبی و غیر آبی، از روش اتسو استفاده شد است. این روش آستانه گذاری بر روی هر دو تصویر قبل از وقوع سیلاب و هنگام وقوع سیلاب اعمال شد. پس از اعمال آستانه‌های اتسو روی دو تصویر SAR منطقه و جهت تحلیل راحت‌تر این تصاویر و مشخص کردن مناطق سیلابی هنگام وقوع سیل، دو تصویر با زمان‌های متفاوت با همدیگر به صورت یک لایه واحد ادغام شدند. این فرایند سبب می‌شود تا یک تفسیر بصری از پهنه‌های سیلابی به دست آید. پس از ادغام لایه‌ها، اقدام به ایجاد تصویری رنگی کاذب از آنها شد. بخش‌های آبی رنگ در شکل ۳ نشان دهنده مناطقی هستند که به زیر آب رفته است.



شکل ۳: مناطق آبی نشان دهنده حد گسترش سیلاب هستند

در مرحله بعد جهت استخراج دقیق مناطق سیل زده اقدام به نمونه برداری و طبقه بندی تصویر گردید. پس از نمونه برداری از پیکسل هایی که سیلاب را نشان می دهند، کل تصویر در محیط نرم افزار ArcGIS طبقه بندی گردید. نتیجه اینکه کل منطقه به پیکسل های آبی و غیر آبی طبقه بندی گردید. با توجه به وجود رطوبت زیاد در سایر نواحی و تشکیل حوضچه های بسیار کوچک در نتیجه بارش، نه تنها محدوده سیلابی بلکه پیکسل های دیگری نیز به عنوان محدوده سیلابی استخراج شدند. پس از این مرحله روی تصویر الگوریتم های پسا پردازش اعمال گردید (مانند Classification sieve)، تا پیکسل های مشابه سیلاب که در واقع جزء سیلاب نبودند حذف شوند. با این روش برخی از خطاهای طبقه بندی رفع شد. فیلتر Majority نیز از جمله الگوریتم های پسا پردازش تصاویر است که روی داده های رستری اعمال گردید تا تک پیکسل هایی که اطراف آنها را آب فرا گرفته بود اصلاح شوند (شکل ۴).



شکل ۴: حد گسترش سیلاب

## بحث و نتیجه گیری

هدف پژوهش حاضر تهیه نقشه محدوده گسترش سیلاب در جنوب شرق ایران با استفاده از تصاویر راداری (SAR)، ماهواره سنتینل ۱ است. نتیجه اینکه استفاده از داده های راداری، محدودیت های زمانی و مکانی مطالعه و برآورد سیل را از بین می برد و ابزار مفیدی در این زمینه است. چرا که این تصاویر در هر شرایط آب و هوایی قابل استفاده می باشند. همچنین نتایج حاصل از این مطالعه نشان می دهد که با استفاده از تصاویر SAR ماهواره سنتینل ۱ با قدرت تفکیک ده متری که در فواصل زمانی چند روزه (بسته به عرض جغرافیایی)، از یک منطقه دو بار گذر می کند می توان جزئیات دقیق سیلاب ها را مطالعه و حد گسترش آن را مشخص کرد تا در برنامه ریزی های آتی بتوان از آن استفاده کرد. همچنین می توان بیان داشت که تعیین آستانه، جهت طبقه بندی منطقه به آبی و غیر آبی از طریق الگوی توزیع ضریب بازگشت امواج (روش اتسو)، می تواند در آستانه گذاری روی تصاویر راداری و استخراج پهنه های آبی بسیار موثر و دقیق

باشد. از طرف دیگر نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که تصاویر راداری قادر به نشان دادن پهنه‌های آبی در کمترین زمان ممکن و بدون هرگونه هزینه هستند. به نحوی که با شناسایی پهنه‌های سیلابی، به مدیران اجرایی کمک می‌کند تا بتوانند بهترین تصمیمات را برای مقابله با سیل‌های احتمالی آینده اخذ کرده و از وارد آمدن خسارات جانی و مالی گسترده جلوگیری کنند.

## مراجع

امیدوار، کمال؛ کیانفر، آمنه (۱۳۸۹)، پهنه بندی پتانسیل سیل خیزی رودخانه بالخوچای، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۲، صص، ۷۳-۹۰

تراهی، علی اصغر؛ حسنی مقدم، حسن (۱۳۹۸)، تعیین گستره سیل با استفاده از داده‌های سنجنده OLI (مطالعه موردی: سیل سال ۱۳۹۵ دزفول)، مجله محیط زیست و مهندسی آب، شماره ۵، صص، ۲۴-۳۵

حسین زاده، محمدمهدی؛ بیرانوند، سعیده؛ حسینی اصل، امین؛ صدوق، حسن (۱۳۹۲)، شبیه سازی سیلاب رودخانه کشکان، مجله سنجش از دور و GIS ایران، شماره ۱، صص: ۷۱-۸۴

رجبی، معصومه؛ عابدی، حسن؛ لطفی، شهرام؛ بهادری، حسن (۱۳۹۵)، پهنه بندی سیل خیزی در حوضه آبریز آذرشهر چای با استفاده از مدل تحلیل شبکه ANP، دومین کنگره بین المللی علوم زمین و توسعه شهری، تبریز، شرکت کیان طرح دانش، پژوهشکده جهاد دانشگاهی واحد استان آذربایجان شرقی

نگهبان، سعید؛ موسوی، سیده معصومه؛ رخشانی مقدم، سعید؛ حسین زاده، سید محسن (۱۳۹۵)، ارزیابی و پهنه بندی خطر سیل خیزی با استفاده از منطق فازی TOPSIS در محیط GIS (مطالعه موردی حوضه آبخیز شهر باغملک)، شماره ۱۰، صص ۷۹-۹۸

کاظمی، آفاق؛ رضایی مقدم، محمدحسین؛ نیکجو، محمدرضا؛ حجازی، اسدالله؛ خضری، سعید (۱۳۹۵) پهنه بندی و مدیریت مخاطرات سیلاب در رودخانه سیمینه رود با استفاده از مدل هیدرولیکی HEC-RAS، مدیریت مخاطرات محیطی (دانش مخاطرات سابق) شماره ۴، صص ۳۷۹-۳۹۳

Akter, A., Tanim, A. H., & Islam, M. K. (2020). Possibilities of urban flood reduction through distributed-scale rainwater harvesting. Water Science and Engineering.

Ban, Y., Jacob, A. and Gamba, P., (2015). Spaceborne SAR data for global urban mapping at 30 m resolution using a robust urban extractor. ISPRS Journal of Photogrammetry and

Remote Sensing, 103, pp.28-37.

Brakenridge, R., Anderson, E., (2006). MODIS-based flood detection, mapping and measurement: the potential for operational hydrological applications. In Transboundary floods: reducing risks through flood management. Springer, Dordrecht, pp. 1–12.

Feng, Y., Brenner, C., & Sester, M. (2020). Flood severity mapping from Volunteered Geographic Information by interpreting water level from images containing people: a case study of Hurricane Harvey. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 169, 301-319.

Grimaldi, S., Xu, J., Li, Y., Pauwels, V. R., & Walker, J. P. (2020). Flood mapping under vegetation using single SAR acquisitions. Remote Sensing of Environment, 237, 111582.

Ruzza, G., Guerriero, L., Grelle, G., Guadagno, F.M. and Revellino, P., (2019). Multi-Method Tracking of Monsoon Floods Using Sentinel-1 Imagery. Water, 11(11), p.2289.

Schlafler, S., Matgen, P., Hollaus, M. and Wagner, W., 2015. Flood detection from multi-temporal SAR data using harmonic analysis and change detection. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 38, pp.15-24.

Tsyganskaya, V., Martinis, S., Marzahn, P. and Ludwig, R., (2018). Detection of temporary flooded vegetation using Sentinel-1 time series data. Remote Sensing, 10(8), p.1286.

Viala, E., (2008). Water for food, water for life a comprehensive assessment of water management in agriculture. springer

Vilches, J.P., (2013), March. Detection of Areas Affected by Flooding River using SAR images. In Seminar: Master in Space Applications for Emergency Early Warning and Response (p. 40).

## مخاطرات جانمایی نامناسب چاه های نفت در پیرامون رودخانه ها (منطقه مورد مطالعه: میدان

### نفتی مارون، رودخانه جراحی)

Unsuitable locating oil wells around of rivers (Case study: Maroun oil field, Jarahi river)

امیر احمدی

شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب geoamirahmadi@gmail.com

## چکیده

پتانسیل ایجاد مخاطرات دو سویه چاه های نفت و رودخانه ها بر یکدیگر از مهمترین تهدیدهای است که در صنعت نفت کشور ما چندان مورد اهمیت واقع نشده است. چاه های نفت حفاری شده تاقدیس و میدان نفتی مارون در بستر و حریم قانونی رودخانه جراحی واقع در جنوب شهرستان رامهرمز از جمله این موارد می باشد که در این مقاله به آن پرداخته شده است. در این پژوهش از مطالعات میدانی و همچنین نقشه های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ و نقشه های توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰ و از نرم افزارهای Arc GIS و Global mapper استفاده گردید. از تصاویر ماهواره ای لندست ۸ سال ۲۰۲۲ و تصاویر ماهواره ای Aster باند ۱-۳ جهت تهیه نقشه های ژئومورفولوژی و نقشه های DEM استفاده گردید. نتایج حاصل از این پژوهش نشان می دهد که از ۷ حلقه چاه پیرامون رودخانه جراحی در محدوده تاقدیس مارون، ۳ حلقه چاه نفت در بستر رودخانه جراحی حفاری شده است. از مهمترین مخاطرات رودخانه جراحی بر چاه های نفت واقع در حریم قانونی رودخانه می توان به پیشروی و زیربری بخش کوژ مئاندرها و همچنین اختلاف ارتفاع اندک چاه های نفت پیرامون با کانال رودخانه نام برد. همچنین ۲ حلقه چاه دیگر درون حریم قانونی رودخانه و ۲ حلقه در فاصله ای نزدیک به حریم رودخانه حفاری شده اند. جانمایی چاه های نفت و گذر لوله های جریانی در محدوده آبراهه های فصلی منجر به نشت و آلوده شدن زمین های پایین دست مسیر سیلاب ها و آبراهه های رودخانه جراحی در میدان مارون شده است. نتیجه گیری این پژوهش نشان می دهد که جانمایی نامناسب موقعیت چاه های نفت در محدوده و بستر رودخانه جراحی بدلیل عدم مطالعات مخاطرات ژئومورفولوژی می باشد که در صورت وقوع می تواند منجر به زنجیره ای از مخاطرات زیست محیطی، مخاطرات آلودگی منابع آبی، کشاورزی و ... گردد.

کلمات کلیدی: رودخانه جراحی، میدان نفتی مارون، مخاطرات رودخانه ای، جانمایی چاه نفت.

## مقدمه

در گذشته جانمایی و مکان گزینی چاه های نفت نسبت به موقعیت و رعایت حریم رودخانه ها چندان اهمیتی نداشت. این امر نیز خود سبب مخاطرات دو سویه چاه های نفت بر رودخانه ها و رودخانه ها بر چاه های نفت داشته است (هارمون و همکاران، ۲۰۲۳، بی و همکاران، ۲۰۱۱). حفاری چاه های نفت در بستر رودخانه ها و یا عدم رعایت حریم قانونی رودخانه ها از جمله مشکلات و مخاطرات دو سویه ای است که رودخانه ها و چاه های نفت بر یکدیگر دارند. امروزه با گسترش دانش حفاری کج<sup>۲۰</sup>، تا اندازه ای مشکلاتی از این دست کمتر و کمتر شده است. برای رسیدن به مخازن نفتی واقع در زیر مناطق مسکونی یا دریاچه ها و رودخانه و یا نقاط سخت گذر از حفاری کج استفاده می شود (اینجلس، ۱۹۸۷). در ایران از این روش حفاری استفاده می شود. این هجوم صنایع بویژه نفتی سبب مشکلات و آلودگی های زیادی برای رودخانه ها در سراسر دنیا شده است. برای نمونه آلودگی رودخانه یلوستون در آمریکا (امرسون و همکاران، ۲۰۲۱) تا مخاطرات خطوط لوله های نفتی در گذر از رودخانه ها (ریزکالا و رید، ۲۰۱۹)، و آلودگی های ناشی از نشت مواد نفتی چاه نفت در مناطق نفت خیز جنوب در رودخانه کارون، منطقه جهانگیری در سال ۱۳۸۸ (مشاهده بوسیله نگارنده) آثار بسیار ناخوشایندی بر منابع آب رودخانه ها گذاشته است. با توجه به بحران کمبود آب در ایران و اهمیت جلوگیری از آلودگی آنها، جانمایی موقعیت چاه های نفت نیز در این زمینه از اهمیت خاصی برخوردار می باشد. نبود مطالعات و نقشه های مخاطرات ژئومورفولوژی سبب بروز مشکلات زیادی اعم از تجاوز به حریم رودخانه ها در این بخش از کشور مانند رودخانه جراحی شده است، بطوریکه شماری از چاه های میدان نفتی مارون در بستر رودخانه جراحی و یا در حریم قانونی آن حفاری شده است که این نشان از عدم شناخت مخاطرات رودخانه ای می باشد. تاثیر مخاطرات چاه های نفت بر رودخانه جراحی از دیدگاه آلودگی زیست محیطی و منابع آب و همچنین تاثیر و تهدید سیلاب های با دوره بازگشت رودخانه جراحی بر چاه های نفت از جمله مخاطرات دو سویه ای است که از نظر مدیریت مخاطرات محیطی و ژئومورفولوژی مورد توجه واقع نشده است. همچنین با توجه به اهمیت منابع آبی در کشور بویژه مناطق خشکی مانند استان خوزستان، توجه به نقشه های مخاطرات ژئومورفولوژی و محیطی و همچنین پدافند غیر عامل در ارتباط با مکان گزینی چاه های نفت و رودخانه ها از اهمیت شایانی برخوردار می باشد که لزوم حفظ فاصله و جانمایی چاه های نفت را توجیح می کند.

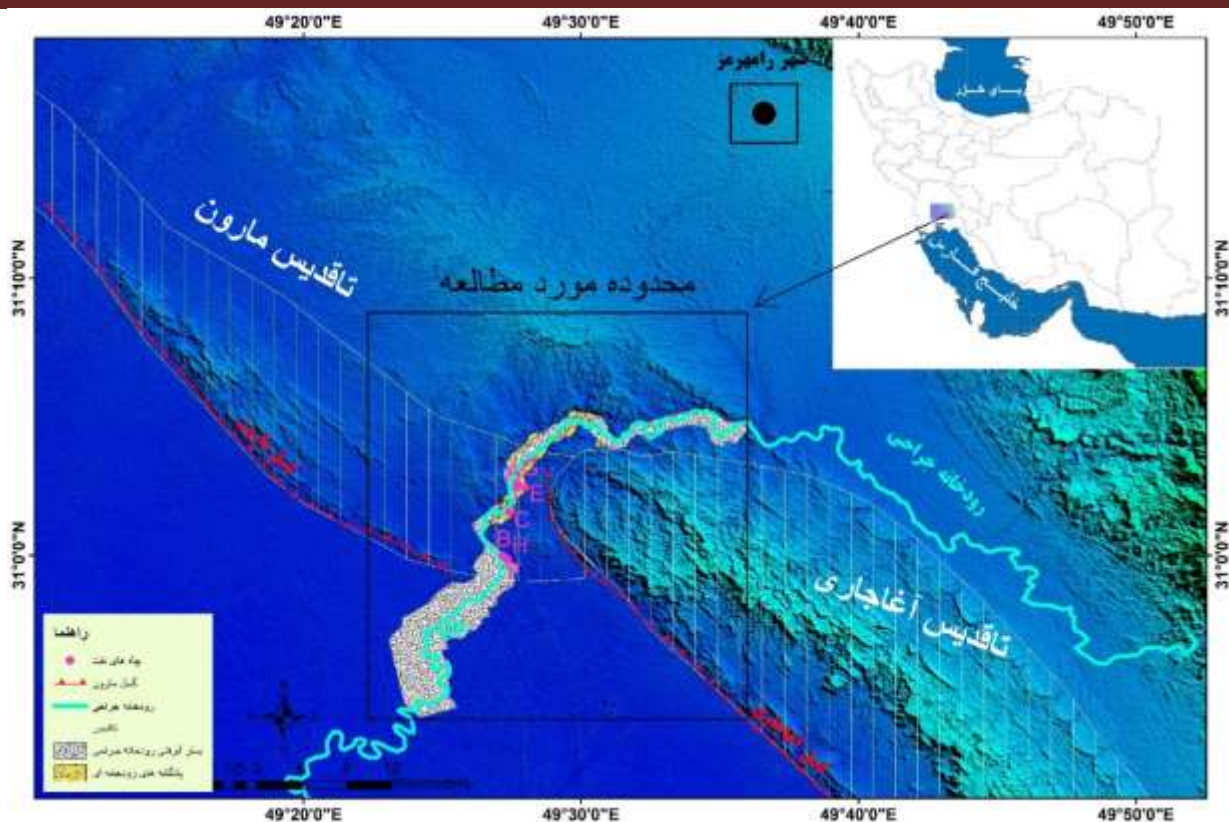
## منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوب شرقی استان خوزستان و جنوب شهرستان رامهرمز می باشد (شکل ۱). میدان نفتی یا تاقدیس مارون در بخش جنوب غربی فروافتادگی دزفول واقع می باشد (نورایی نژاد و همکاران، ۱۳۹۱). اقلیم

منطقه مورد مطالعه گرم و خشک و با میانگین بارندگی کمتر از ۲۰۰ میلیمتر در سال می باشد. رودخانه مارون در بخش پایینی دشت جیزان بهبهان بعد از پیوستن رودخانه علاء تا خلیج فارس به رودخانه جراحی نامیده می شود (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۶). این رودخانه از ارتفاعات غربی استان کهگلویه بویر احمد و خوزستان سرچشمه می گیرد. دبی رودخانه مارون بطور میانگین ۵۵ متر مکعب در ثانیه می باشد (وزارت نیرو، ۱۳۸۸). رودخانه جراحی در جنوب رامهرمز از بخش شرقی تاقدیس و میدان نفتی مارون با روند شمال شرقی - جنوب غربی گذر می کند (شکل ۱). بلندترین نقاط ارتفاعی منطقه مورد مطالعه منطبق بر برونزدگی های ماسه سنگی تاقدیس آجاجاری و مارون تا حداکثر ارتفاع ۲۵۰ متر از سطح دریا در تاقدیس آجاجاری می باشد. در میدان نفتی مارون بیشتر از ۴۸۰ حلقه چاه نفتی حفاری شده است.

### زمین شناسی و ژئومورفولوژی

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه شامل تاقدیس مارون و تاقدیس آجاجاری که هر دو تاقدیس نیز به دو نام میدان معروف مارون و آجاجاری شناخته شده و منطبق می باشند. این دو تاقدیس در بخش جنوبی بوسیله گسل روراندۀ محدود شده اند (شکل ۱). برونزدگی های بخش لهری سازند آجاجاری شامل مارن های قرمز رنگ همراه با میان لایه های ماسه سنگی می باشد. در مسیر رودخانه جراحی نیز رسوبات آبرفتی بصورت پادگانه های مسلط بر رودخانه دیده می شود. مارن های سازند آجاجاری از شدت فرسایش پذیر می باشند. میدان نفتی مارون منطبق بر تاقدیس مارون می باشد و هم مرز با تاقدیس آجاجاری در سمت شرق می باشد. رودخانه جراحی این گسل را در بخش جنوبی روستای مشراکه بریده و بسوی دشت پایین دست خود ادامه مسیر می دهد. از دیدگاه ژئومورفولوژی، لندفرم های عمده منطقه شامل: تیغه های و واریزه های سنگی ماسه سنگ آجاجاری، مارن های فرسایش یافته و تپه ماهورهای مارنی و لندفرم های رودخانه ای نیز در بخش گذر رودخانه از تاقدیس شامل مئاندرهای پیوسته، پوینت بارها، و پادگانه های آبرفتی می باشد. در جایی که رودخانه از تاقدیس می گذرد، مسیر رودخانه مستقیم و در بعد از خط گسلی واقع در یال جنوبی تاقدیس بصورت سیسنوسی و پیچانرودی در می آید. رودخانه جراحی پس از گذر از تاقدیس مارون بلافاصله وارد دشت شادگان می شود که ژئومورفولوژی و چشم انداز این دشت و تالاب شادگان شدت متاثر از این رودخانه و عملکرد آن می باشد (رحیمی و همکاران، ۱۳۹۱. عبیات و همکاران، ۱۳۹۴).



شکل (۱) نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه و چاه‌ها نفت واقع در بستر و حریم رودخانه جراحی

## مواد و روشها

در این مقاله از داده‌های نقشه رقومی موقعیت چاه‌های ۱/۲۵۰۰۰ میدان مارون و آغاجاری شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب و همچنین نقشه رقومی زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ و داده‌های نقشه برداری جهت تعیین دقیق ارتفاع سطح زمین در منطقه مورد مطالعه استفاده شد. از نرم افزار Arc GIS جهت ترسیم نقشه‌ها و از داده‌های نقشه برداری جهت تعیین موقعیت و ارتفاع چاه‌ها از سطح دریا استفاده شد. همچنین با پیمایش و مطالعات میدانی موقعیت پادگانه‌های آبرفتی مشخص گردید که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ سال ۲۰۲۲ و تصاویر ماهواره‌ای Aster باند ۱-۳ جهت تهیه نقشه‌های ژئومورفولوژی و نقشه‌های DEM استفاده گردید. این مقاله با روش تحلیلی کمی و کیفی داده‌های موجود و بدست آمده به بررسی موقعیت چاه‌های نفت مارون و رودخانه جراحی در ایجاد مخاطرات محیطی می‌پردازد.

## نتایج

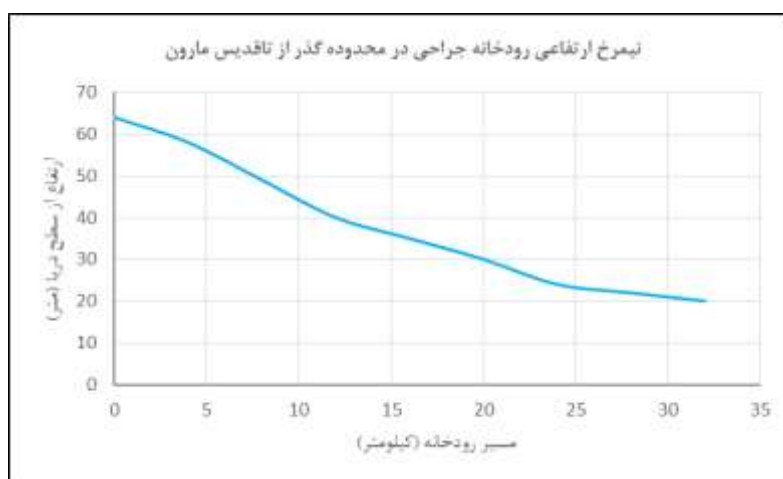
نتایج حاصل از بررسی موقعیت چاه‌های نفت در حفاری شده در میدان نفتی مارون در پیرامون رودخانه جراحی نشان می‌دهد که سه حلقه چاه شماره B, F, H در بستر رودخانه جراحی حفاری شده‌اند. ارتفاع از سطح دریا این دو چاه نیز به ترتیب ۳۸ و ۳۲ متر می‌باشد. چاه شماره B و F در درون حریم قانونی رودخانه حفاری شده‌اند (جدول ۱). همچنین این سه حلقه چاه در موازات با مسیر شرقی پیچ رودخانه می‌باشند (شکل ۱). کمترین فاصله از کانال رودخانه را چاه شماره ۵۳ با فاصله ۱۹۹ متری از کانال رودخانه و درون یک پادگانه آبرفتی مسلط به رودخانه حفاری شده است. از هفت چاه مورد مطالعه، تعداد ۴ چاه در پادگانه‌های آبرفتی رودخانه و سه چاه دیگر در بستر رودخانه جراحی حفاری شده‌اند. در ارتباط با ارتفاع از سطح دریا نیز از تعداد ۷ حلقه چاه مورد بررسی، هیچکدام بیشتر از ۳۹ متر از سطح دریا ارتفاع نداشته و شیب توپوگرافی موقعیت چاه‌های مورد مطالعه به سمت رودخانه جراحی می‌باشد. اختلاف ارتفاع چاه F با کانال رودخانه جراحی ۴ متر می‌باشد.

جدول شماره ۱- فاصله چاه‌های نفت مارون از کانال رودخانه جراحی

| ارتفاع از سطح دریا (متر) | فاصله از حریم (۱۵۰ متری)<br>رودخانه (متر) | فاصله از کانال رودخانه | شماره چاه |
|--------------------------|-------------------------------------------|------------------------|-----------|
| ۳۴                       | ۲۰                                        | ۳۶۱                    | A         |
| ۲۶                       | درون حریم رودخانه                         | ۲۳۹                    | B         |
| ۳۷                       | ۸۴                                        | ۱۹۹                    | C         |
| ۳۹                       | ۵۴۰                                       | ۸۴۱                    | D         |
| ۳۸                       | ۱۲۹                                       | ۳۶۴                    | G         |
| ۳۰                       | درون حریم رودخانه                         | ۳۰۶                    | F         |
| ۳۲                       | ۳۲                                        | ۴۷۷                    | H         |

بررسی نیمرخ ارتفاع طولی رودخانه نیز بیانگر شیب متوسط تا ملایم در مسیر مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۲). بطوریکه نرخ کاهش ارتفاع مسیر رودخانه در بازه ۳۲ کیلومتری، ۱/۴ متر کاهش ارتفاع به ازای هر ۱۰۰۰ متر می‌باشد. پهنای بستر رودخانه مارون در بازه مورد مطالعه بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ متر در نوسان می‌باشد. رودخانه در این بازه از نوع گیسویی و چند کاناله می‌باشد. مطالعات میدانی عمده رسوبات رودخانه جراحی از سیلت و و ماسه ریز تشکیل شده‌اند،

بطوریکه عبیات و همکاران (۱۳۹۶)، کمی پایین‌تر از منطقه مورد مطالعه، در یک مطالعه رسوبی، رسوبات سیلت رودخانه جراحی را ۸۱٪ و ماسه ۱۶/۵٪ و کمتر از نیم درصد گراول مشخص کرده است. پادگانه‌های آبرفتی در دو سوی رودخانه بسیار جوان بوده و از نوع رسوبات ریزدانه سیلتی می‌باشد. جوان بودن و انفصال ذرات خاک و دانه‌ها منجر به توسعه کشاورزی در این پادگانه‌های آبرفتی شده است و همین امر فرسایش‌پذیری آنها را بوسیله فرایندهای آبی نیز مستعدتر کرده است.



شکل (۲) نیمرخ ارتفاعی رودخانه جراحی در محدوده گذر از تاق‌دیس مارون

با توجه به اینکه شمار زیادی از چاه‌های میدان نفتی مارون و میدان نفتی آغا‌جاری در محدوده حوضه آبریز رودخانه جراحی می‌باشند، علاوه بر حفر چاه نفت در حریم قانونی رودخانه جراحی، حریم آبراهه‌ها حوضه آبریز رودخانه جراحی نیز مورد تجاوز قرار گرفته است که سبب نشت مواد نفتی به درون آبراهه‌های فصلی از طریق فرسودگی و ترکیدگی لوله‌های نفت جریانی از چاه‌ها به سمت واحدهای نمک زدایی و پالایشگاه‌ها شده است (شکل ۳)، در فصل بارندگی بدلیل جریان آب در آبراهه‌های فصلی سبب حرکت مواد نفتی به سمت رودخانه جراحی می‌گردد که نمونه‌های زیادی از این نوع آلودگی در محدوده تاق‌دیس و میدان نفتی مارون دیده شده است.



شکل (۳). آلودگی و نشت لوله جریانی از چاه نفت به سمت واحدهای نمکزدایی و تشکیل آبشار نفتی در یک آبراهه فصلی در محدوده میدان نفتی مارون.

## بحث و نتیجه گیری

نتایج حاصل از این پژوهش نشان می دهد که از ۷ حلقه چاه پیرامون رودخانه جراحی در محدوده تاقدیس مارون، ۳ حلقه چاه نفت در بستر رودخانه جراحی حفاری شده است و همچنین ۲ حلقه چاه دیگر درون حریم قانونی رودخانه و ۲ حلقه در فاصله ای نزدیک به حریم رودخانه حفاری شده اند. در مجموع میانگین فاصله ۷ حلقه چاه در فاصله ۴۰۰ متری از کرانه شرقی کانال رودخانه جراحی می باشند. علاوه بر حفاری چاه های نفت درون بستر رودخانه جراحی، اختلاف ارتفاع سطح آب کانال رودخانه جراحی با برخی از چاه ها از جمله چاه F حدود ۴ متر می باشد که در صورت وقوع سیلاب و شستشو مستقیماً در معرض سیلاب های با دوره های بازگشت بلندمدت دارد. همچنین با توجه به اینکه چاه شماره C در بخش کوژ مئاندر رودخانه جراحی قرار دارد که فرایند فرسایش و زیربری رودخانه منجر به پیش روی رودخانه به سمت موقعیت این چاه نفت خواهد شد که با توجه به آبرفتی بودن جنس رسوبات دیواره کوژ مئاندر، سرعت و نرخ فرسایش بویژه سیلاب ها یک پتانسیل بالقوه مخاطرات رودخانه ای برای این چله نفت می باشد که همین شرایط برای چاه های نفت شماره B, H, F نیز قابل تکرار می باشد. نیمرخ ارتفاعی رودخانه جراحی در محدوده گذر از تاقدیس مارون دارای شیب کم تا متوسط (کمتر از ۱٪) که گواه آن فرم پیچانرودی بودن رودخانه، رسوبات ریزدانه سیلت و ماسه بستر (بیش از ۹۷٪) و پهنای زیاد بستر رودخانه آن می باشد. بطوریکه در محدوده گذر رودخانه جراحی از تاقدیس مارون، عرض رودخانه تا ۱۱۰۰ متر مشاهده شده است که دلیل آن وجود بستر ضخیم مارنی فرسایش پذیر سازند

آگاهاری در محدوده تاقیدیس مارون می باشد. عدم مطالعات و نقشه های ژئومورفولوژی و رودخانه ای بویژه مخاطرات رودخانه ای بوسیله شرکت های نفتی و مجریان، سبب حفاری چاه های نفت در بستر رودخانه جراحی و حریم قانونی رودخانه شده است که این علی رغم وجود دانش حفاری کج چاه های نفت در کشور می باشد. ذکر این نکته ضروری است که تنها مخاطرات رودخانه ای تهدید کننده چاه های نفت پیرامون رودخانه جراحی نیست بلکه مخاطرات نشت و آلودگی چاه های نفت بر اکوسیستم رودخانه نیز از مخاطرات متقابل و دو سویه چاه های نفت بر رودخانه جراحی می باشد که باید در برنامه جانمایی چاه های نفت بویژه رودخانه جراحی به آن توجه ویژه داشت که در صورت وقوع آن سبب زنجیره ای از مخاطرات مانند، مخاطرات زیست محیطی، مخاطرات منابع آب، مخاطرات آب کشاورزی و ... خواهد شد.

## مراجع

رحیمی بلوچی، لیلا. زرع کار، آزاده. ملک محمدی، بهرام. بررسی تغییرات زیست محیطی با استفاده از سنجش از دور و شاخص کیفیت آب (مطالعه موردی: تالاب بین المللی شادگان). مجله کاربرد سنجش از دور و GIS در علوم منابع طبیعی، شماره ۴، ص ۴۳ - ۵۵. سال ۱۳۹۱.

عبیات، احمد. اژدری، علی. جودکی، محمد. درویشی خاتونی، جواد. بررسی و تفکیک محیط های رسوبی کواترنری در دشت خوزستان. مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۲۵، سال ۱۳۹۶.

عبیات، احمد. جودکی، محمد. اژدری، علی. درویشی خاتونی، جواد. بررسی محیط های رسوبی کواترنری دشت خوزستان، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت جنوب باختری، ۲۷۲ صفحه، ۱۳۹۴.

نورایی نژاد، خیرالله. امیری بختیار، حسن. محمدیان، روح انگیز. عزیزی، عبدالفیاض. بررسی متغیرهای هندسی و جنبشی شکستگی های مخزن آسماری میدان مارون. مجله علوم زمین، شماره ۹۳، ص ۳۷-۴۶. سال ۱۳۹۳.

مقصودی، مهران. زمان زاده، سید محمد. یمانی، مجتبی. حاجی زاده، عبدالحسین. ارزیابی تغییرات الگوی پیچانرودی رودخانه مارون و تحلیل هیدروژئومورفولوژی منطقه مطالعه موردی: رودخانه مارون (از سرچشمه تا ورودی آن به رودخانه جراحی). فصلنامه جغرافیای طبیعی، شماره ۳۵، سال ۱۳۹۶.

B. Harmon, Lauren H. Logan, Christopher E. Spiese, R. Rahrig. Flow alterations in rivers due to unconventional oil and gas development in the Ohio River basin. Science of the Total Environment. Volume 856, Part 2, 2023.

T. A. Inglis. Petroleum engineering and development studies. Vol 2, Published by Graham and Trotman limited, 1987.

B. Harmon, Lauren H. Logan, Christopher E. Spiese, R. Rahrig. Flow alterations in rivers due to unconventional oil and gas development in the Ohio River basin. *Science of the Total Environment*. Volume 856, Part 2, 2023.

Madeline R. Emerson, Damon M. Hall, Susan. J. Gilbertz. Pipeline pipedreams: Oil spills, pipeline accidents, and the local truths embedding fossil fuels in the Yellowstone River Valley, United States. *Energy research and social science*. Vol., 72. 2021.

M. Rizkalla, R. S. Read, Pipeline Geohazards: Planning, Design, Construction and Operations. Published by ASME. 2end edition. 2019.

Fragmentation effects of oil wells and roads on the Yellow River . X. Bi, B. Wang, Q. Lu Delta, North China. *Ocean & Coastal Management*. Volume 54, Issue 3, Pages 256-264, 2011.

## مخاطرات طبیعی و مصیبت‌ها Natural Hazards and Disasters

<sup>۱</sup>نازیلا یعقوب نژاد اصل، دکترای ژئومورفولوژی گرایش مخاطرات ژئومورفولوژیک

<sup>۱</sup> هلال احمر - پایگاه مرکز پاسخگویی اضطراری کرج، nazila.yaghoob.nejad@gmail.com

### چکیده

مخاطرات، فرآیندهای طبیعی هستند که تهدیدی برای مردم یا دارایی آن‌ها ایجاد می‌کنند. یک رویداد بزرگ زمانی تبدیل به یک مصیبت یا کاتاستروف می‌شود که مردم یا دارایی‌شان تحت تأثیر قرار گیرد. این مقاله با استفاده از روش تحلیلی- توصیفی- استنباطی و با مطالعه گزارش‌های آماری به تحلیل پیش‌بینی کاتاستروف‌ها و روابط بین این رویدادها با هدف تغییر نگرش مسئولین و مردم نسبت به محیطی که در آن زندگی می‌کنیم و آمادگی داشتن در مواجهه با مخاطرات و به حداقل رساندن تأثیرات آن‌ها می‌پردازد. نتایج پژوهش مورد نظر نشان داد که: ۱- رویدادها معمولاً نه چرخه‌ای هستند و نه کاملاً تصادفی. ۲- اگرچه نمی‌توان تاریخ دقیق و زمان وقوع یک مصیبت را پیش‌بینی کرد، اما درک فرآیندهای طبیعی مستقر در پشت مصیبت‌ها این امکان را می‌دهد تا احتمال وقوع یک مصیبت قابل توجه را در یک ناحیه خاص پیش‌بینی شود. ۳- رویدادهای کوچک بی‌شماری اما رویدادهای نادر عظیم‌تری وجود دارد. ۴- پیش‌بینی‌های آماری یا محاسبه دوره‌های بازگشت در سطح میانگین است و بر اساس آن چیزی است که در گذشته رخ داده است. ۵- بسیاری از ویژگی‌ها و فرایندهای طبیعی فراکتال هستند. یعنی رویدادهای بزرگ تمایل دارند که خصوصیات مشابه با رویدادهای کوچک‌تر داشته باشند. ۶- انواع مختلفی از مخاطرات طبیعی اغلب باهم تعامل دارند، یا بر یکدیگر تأثیر می‌گذارند، یا یکی از آن‌ها بر دیگری تأثیر می‌گذارد. ۷- هم‌پوشانی تأثیرات چندین عوامل متعدد باهم می‌تواند به رویدادهای فوق‌العاده بزرگی منجر شود که اغلب به مصیبت‌ها تبدیل می‌شوند. دولت‌ها و افراد موظفانند تا احتمال خطر را ارزیابی و خود را برای مواجهه با آن آماده سازند و تأثیرات آن‌ها را از طریق اقدامات مهندسی به همراه اجرای سیاست‌های دولتی از قبیل برنامه‌ریزی استفاده از زمین، بیمه، دخالت دولت‌ها از طریق ایجاد مراکز پایش خطر و آموزش‌های عمومی به حداقل برسانند.

کلمات کلیدی: کاتاستروف‌ها در طبیعت، پیش‌بینی کاتاستروف‌ها، روابط بین رویدادها، کاهش مخاطرات، زندگی با طبیعت

بسیاری از مردم جهان در نواحی که به عنوان مکان های خطرناک شناخته شده اند نظیر نزدیکی به نواحی آتشفشانی، جلگه های سیلابی و یا در خطوط عمیق گسلی زندگی و یا کار می کنند. برخی از مردم از پتانسیل مصیبت ها در زندگی در این گونه نواحی هیچ گونه اطلاعی ندارند، اما برخی دیگر، حتی خانه های ویران شده در طی مصیبت های قبلی را نیز بازسازی کرده و مجدداً در آن زندگی می کنند. به عنوان مثال، نواحی اطراف آتشفشان ها خاک های بسیار خوبی برای کشاورزی دارند و علت آن این است که خاکسترهای آتشفشانی بعد از طی یک مدتی تبدیل به خاک های حاصلخیز می شوند. جلگه های سیلابی عظیم جمعیت زیادی را در خود جذب می کنند که این به علت وجود خاک های کشاورزی حاصلخیز، زمین های ارزان و دالان های طبیعی برای حمل و نقل های آبی در این نواحی است. بنا به دلایل معقول، چنین مردمی زندگی خود را در مکان های نادرست برگزیده اند. بسیاری از مردم بنا به دلایل واهی و پوچ در نواحی مخاطره آمیز تمرکز یافته اند. برخی از کارشناسان که نگران وقوع حوادث کاتاستروف هستند می گویند که چنین افرادی تصمیم به زندگی در یک "منطقه نابخردانه" را گرفته اند. برای مثال، می توان به احداث ساخت و سازهای غیر مجاز در حریم رودخاندانر امامزاده داوود اشاره کرد که وقوع سیل های ناگهانی مرداد سال ۱۴۰۱ باعث کشته شدن تعداد زیادی از مردم و خسارات عظیم مالی به این منطقه شد (خبرگزاری ایسنا، ۱۴۰۱). مردمی که عمداً زندگی در چنین نواحی مخاطره آمیزی را انتخاب می کنند، برای مثال، ممکن است تصمیم بگیرند که اتومبیل های خود را در مسیر یک راه آهن به ندرت پرتدد پارک کنند. زیرا قطارها به ندرت ممکن است از این نواحی عبور کنند. اما این احتمال وجود دارد که قطار بعدی ممکن است در هر زمانی عبور کند و به این اتومبیل ها برخورد نماید. درواقع می توان گفت که این افراد به نوعی خسارت را پذیرفته اند (مقیمی، ۱۳۸۲: ۱۳۲). بنابراین، مردم بدون این که فکر کنند که در آینده ممکن است با چنین حوادث سلسله وار غم انگیزی مواجه شوند، در مسیر مصیبت حرکت می کنند. وقایع مخاطره آمیز امروز یا فردا ما را غافلگیر نخواهند کرد، بلکه مشمول زمان می شود. در این راستا این سوال پژوهشی مطرح می شود: چرا این مردم زندگی و دارایی خود را در معرض خطر قرار می دهند؟ این پژوهش به دنبال پاسخ به این پرسش پژوهشی است.

## ۲- مواد و روشها

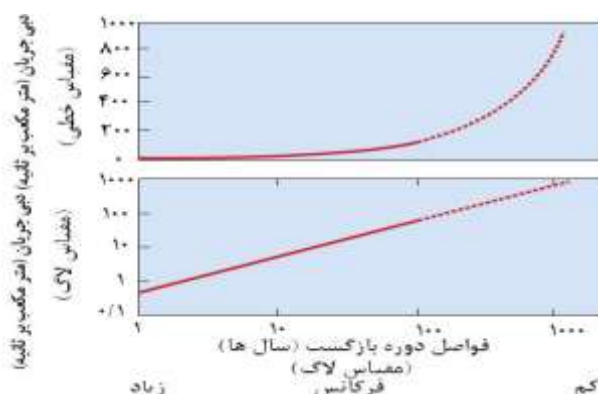
روش پژوهش مقاله حاضر توصیفی-تحلیلی-استنباطی است. در ابتدا از طریق مشاهدات میدانی و مطالعات اسناد و کتب مرتبط با وقوع مخاطرات در دهه های اخیر اقدام به شناسایی مخاطرات گردید؛ سپس، با مطالعه گزارش های آماری درمورد وقوع چندین مخاطره اقدام به پیش بینی کاتاستروف ها و روابط بین رویدادهای مخاطره آمیز گردید و در نهایت راه های تعامل با مخاطرات تشریح گردید.

### ۳-۱- پیش‌بینی کاتاستروف

یک رخداد کاتاستروفیک غیرقابل توقف است، بنابراین بهترین راه برای جلوگیری از آن، پیش‌بینی وقوع آن و خارج شدن از مسیر آن است. متأسفانه، مشکلات زمانی به وجود می‌آیند که وقوع یک فاجعه طبیعی را در یک تاریخ خاص پیش‌بینی می‌کنند. تاکنون، موارد پیش‌بینی کاملاً دقیقی مستند نشده است و حتی شاید بتوان گفت که از روی خوش‌شانسی پیش‌بینی شده باشند. مشکل اصلی اینجاست که استفاده از تکنیک‌های مشابه در شرایط مشابه باعث هشدارهای غلط شده یا نتوانسته به‌طور درست وقوع یک مصیبت را زمانی که رخ داده، پیش‌بینی کند. به‌عنوان نمونه، شهر توکیو بیشتر از ۵۰۰ سال است که در معرض زلزله‌های ویرانگر با دوره بازگشت تقریباً ۷۰ ساله قرار گرفته است. آخرین زلزله‌ای که در سال ۱۹۲۳ رخ داد منجر به ویرانی شهر توکیو شد، به‌طوری‌که بعد از ۷۰ سال از آن تاریخ یعنی در سال ۱۹۹۳ همه با نگرانی منتظر رخداد مجدد چنین زلزله شدیدی بودند. با افزایش جمعیت طی آن سال‌ها، خطر نیز به‌طور پیوسته افزایش یافت و کشش نیز در تمام منطقه گسلی به‌طور مداوم ایجاد شده بود؛ اما ۱۵ سال بعد و بیشتر از آن، زلزله بزرگی رخ نداد (هینمن، ۲۰۱۰).

بسیاری از افراد به دنبال یافتن چرخه‌های قابل پیش‌بینی در رخداد‌های طبیعی بودند. رویداد‌های طبیعی که در فواصل قابل پیش‌بینی اتفاق می‌افتند، حوادث چرخه‌ای نامیده می‌شوند. باین‌حال، حتی بیشتر حوادثی که به‌طور مکرر روی می‌دهند، به‌طور کلی چرخه‌ای نیستند. متغیرهای زیادی رفتار حوادث طبیعی را کنترل می‌کنند. حتی زمانی که وقایع چرخه‌ای روی می‌دهند، اما زمانی که این چرخه‌ها باهم هم‌پوشانی می‌شوند معلوم می‌شود که درواقع غیر چرخه‌ای هستند که این می‌تواند بر پیش‌بینی یک رخداد تأثیر بگذارد؛ به‌طوری‌که هرکسی می‌تواند بگوید که بیشتر وقایع، بزرگ و کوچک، به‌طور تصادفی روی می‌دهند و درواقع فواصل آن‌ها غیرقابل پیش‌بینی است. تقویم وجود این گونه حوادث را پیش‌بینی نمی‌کند. باین‌وجود، افرادی که کارهای پژوهشی برای درک مصیبت‌های طبیعی انجام می‌دهند، به‌اندازه کافی در مورد مخاطرات مطالعه کرده اند تا راهنمایی‌های لازم را برای افرادی که در معرض خطر هستند ارائه دهند. این افراد نمی‌توانند به‌طور دقیق پیش‌بینی کنند که یک رویداد چه موقع رخ خواهد داد. باین‌حال، بر اساس تجارب گذشته، این افراد اغلب می‌توانند پیش‌گویی کنند که طی چند دهه یا صدها سال آینده و با یک احتمال تقریبی درصد، یک رویداد مخاطره‌آمیز چه موقع اتفاق خواهد افتاد. درواقع، پیش‌گویی، استفاده از نظریه‌های آماری و گزارش‌های تاریخی وقایع گذشته در جهت تخمین احتمال آینده یا تجدید وقایع مشابه است. چون نتایج کار برحسب میانگین احتمالات بیان می‌شود، بنابراین، معلوم نیست یک واقعه معین در چه زمان دقیقی ممکن است رخ دهد. پیش‌گویی‌ها برحسب تعریف، نسبتاً به ایام درازمدت مربوط می‌شوند.

بیشتر پیش‌بینی‌ها از هر نوع که انجام می‌شوند، بر اساس پیش‌بینی‌های خطی از تجربیات گذشته هستند. البته استفاده از تجربیات گذشته همیشه شاخص خوبی از آنچه که در آینده قرار است اتفاق افتد، نیست. پیش‌بینی‌های آماری به‌سادگی شفاف‌کننده تجربیات ثبت‌شده در گذشته هستند. آن‌ها به‌صورت دوره‌های بازگشت بیان می‌شوند. برای مثال، تاریخیچه گذشته یک گسل ممکن است بیانگر این باشد که احتمالاً به‌طور متوسط هر صدسال یک‌بار زمین‌لرزه‌ای با اندازه معین ایجاد کند. به‌عنوان مثال، درمورد زلزله توکیو برآورد دوره بازگشت، علی‌رغم سابقه تاریخی ۵۰۰ ساله ژاپن در برابر زلزله‌های مخرب، منجر به پیش‌بینی رخدادهای با دوره‌های بازگشت یکسان نشد. با این وجود، علم دانشمندان درباره نحوه الگوی وقایع زلزله در اینجا به آن‌ها کمک می‌کند تا خطر را ارزیابی کرده و برای زلزله نهایی آماده شوند. دوره بازگشت، یک برنامه ثابت زمانی برای رخداد وقایع ندارد. دوره‌های بازگشت به ما می‌گویند که احتمالاً یک سیل ۵۰ ساله در چند دهه آینده اتفاق خواهد افتاد؛ اما این گونه نیست که گفته شود چنین سیل‌هایی در فواصل ۵۰ سال رخ می‌دهند. اغلب مردم متوجه خطر ذاتی یک دوره بازگشت غیرمعمول نیستند، یا این که معتقدند که در طول زندگی آن‌ها برایشان اتفاق نمی‌افتد زیرا اعتقاد دارند که چنین حوادثی معمولاً به‌ندرت رخ می‌دهد. همچنین استنتاجی غالباً به‌طور غلط فرض می‌کند که احتمال وقوع یک رویداد شدید دیگر، پس از گذشتن طی زمان قابل توجهی از رویداد بزرگ قبلی کمتر است. برای درک برآورد دوره بازگشت یک نوع خاص از یک رویداد طبیعی، یک نمودار از اندازه هر رویداد در برابر فاصله زمانی بین رویدادهای متوالی به‌طور جداگانه طرح می‌کنیم. چنین طرح‌هایی اغلب خطوط منحنی را ایجاد می‌کند که قادر به برون‌یابی قابل‌اعتماد برای رویدادهای بزرگ‌تر که ممکن است در آینده در کمین ما باشد، نیست (شکل ۱). ترسیم همین داده‌ها در مقیاس لگاریتمی اغلب منجر به ایجاد یک نمودار با خط صاف می‌شود که این نمودار قادر به برون‌یابی مقادیر بزرگ‌تر از مقادیر موجود در سابقه تاریخی آن نوع رویداد خاص می‌شود. اما این که برون‌یابی واقعاً یک نتیجه معقول ایجاد می‌کند یا نه خود سؤال دیگری است.



شکل ۱- نموداری از بزرگی یک رویداد: ترسیم دبی یک رودخانه رودخانه در برابر با فرکانس بزرگی همان رویداد. در ترسیم نمودار لگاریتمی، خط مستقیمی به وجود آمد که قادر به برون‌یابی مقادیر بزرگ‌تر است. همچنین توجه فرمایید که رویدادهای با مقیاس کوچک‌تر تمایل به تکرار شدن دارند، درحالی‌که رویدادهای با مقیاس بزرگ‌تر گرایش به کمتر شدن دارند

احتمال وقوع یک رویداد با بزرگی آن رویداد ارتباط دارد. در حال حاضر، شاهد تعداد بسیار زیادی از رویدادهای کوچک هستیم و تعداد بسیار کمی از رویدادهای بزرگ را مشاهده می کنیم. درواقع می توان این طور گفت که ممکن است فقط شاهد یک رویداد عظیم می توانیم باشیم. رابطه بین فرکانس و بزرگی به صورت رابطه (۱) است:

$$M \propto 1/f \quad \text{رابطه (۱)}$$

که در این رابطه، بزرگی ( $M$ ) یک رویداد به طور معکوس متناسب با فرکانس ( $f$ ) آن نوع رویداد است.

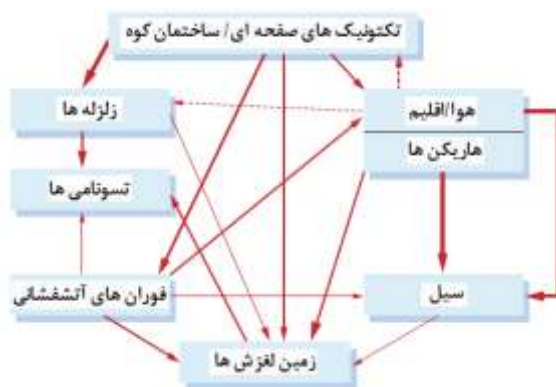
مطالعه وقوع نادر رویدادهای نادر و عظیم نیز بسیار دشوار است، اما مطالعه رویدادهای کوچکتر راحت تر است؛ زیرا ممکن است این رویدادها، درواقع، مدل های با مقیاس کوچکتر از همان رویدادهای بزرگ نادر باشند که ممکن است در آینده رخ دهند.

بسیاری از عوارض زمین شناسی صرف نظر از اندازه شان به نظر می رسد که یکسان باشند، یعنی یک ویژگی که به آن ها بعد فراکتالی می دهد. الگوی رویدادها از این بعد فرکتالی تبعیت می کند. این بدین معنی است که رویدادهای کوچک ممکن است این تفکر را فراهم آورد که این ها درواقع همان رویدادهای عظیمی هستند که در گذشته های دور اتفاق افتاده اند، اما از آنچه که در سابقه تاریخی آن ها ثبت شده است درواقع بزرگتر هستند؛ اگر بیشتر بررسی کنیم، حتی ممکن است شواهدی از این رویدادهای بزرگ نیز بیابیم. مقیاس برخی از کاتاستروف های طبیعی که بر روی زمین تأثیر گذاشته اند و مجدداً نیز این کار را انجام خواهند داد، آن قدر بزرگ است که به سختی قابل فهم هستند. مثال های دربرگیرنده کاتاستروف ها، وجود شکست ها در پهلوه های آتشفشان های اقیانوسی یا برخورد سیارک های بزرگ به زمین هستند. رخداد این کاتاستروف ها بسیار وحشتناک تر از تصور آن ها است. در حال حاضر، وجود هر یک از این رویدادها در تاریخچه زمین به خوبی مستند شده است که باید از احتمال چنین رویدادهای شدیدی در آینده آگاهی یابیم.

### ۳-۲- روابط بین رویدادها

اگرچه تصادفی بودن ویژگی پیش بینی مصیبت ها است، اما تمام رویدادهای طبیعی مانند سیل ها به طور تصادفی رخ نمی دهند. برخی از رویدادها مستقیماً به رویدادهای دیگر مرتبط هستند؛ این ها درواقع، نتیجه مستقیم یک رویداد دیگر هستند (شکل ۲). به عنوان مثال، حرکت آهسته لایه های عظیم بیرونی زمین که با یکدیگر برخورد می کنند یا در کنار هم سر می خوردند، به خوبی نیروهای محرک پشت فوران های آتشفشانی و زلزله ها را توضیح می دهد. بارش های سنگین یا طولانی شدن مدت آن منجر به وقوع سیل یا زمین لغزش می شود؛ اما آیا برخی وقایع بی ارتباط هستند؟ اگر

زلزله در هنگام یک فوران آتشفشانی روی دهد، آیا فوران آتشفشان مسئول پیدایش زلزله می شود یا این که زلزله منجر به فوران آتشفشان می شود؟ یا هیچ کدام از این ها؟ و یا این که آیا این زمین لرزه باعث باعث فوران نهایی شده است؟ آیا می توان هر یک از فلش های شکل (۲) را معکوس کرد؟ با توجه به تمام این احتمالات درهم پیچیده، تغییر پذیری و عدم قطعیت ها، می توان شکل (۲) را یک "شبکه کیاس" برای مخاطرات طبیعی نامید.



شکل ۲- روابط بین رویدادها: این نمودار نشانگر تعامل بین مخاطرات طبیعی است. فلش های پررنگ تر بیانگر تأثیرات قوی بین مخاطرات است

روابط بین وقایع همیشه روشن نیست. به عنوان مثال، در مورد زلزله بزرگ تری که در لحظه انفجار کوه آتشفشانی سنت هلن صبح روز ۱۸ ماه مه رخ داد، همچنان که گسترش برآمدگی آتشفشان طی برخاسته شدن ماگما رخ می داد، در نهایت، هنگام ریزش منجر به وقوع یک زمین لغزش عظیم شد. نه زمین لغزش و نه زمین لرزه ها باعث شکل گیری ماگمای مذاب نشده اند. پس از شکل گیری ماگما، هیچ کدام از زمین لغزش و زمین لرزه ها باعث برخاسته شدن ماگما نشدند؛ اما آیا آن ها واقعاً مسئول فوران نهایی بوده اند؟ اگر چنین باشد، کدام یک آغازگر دیگری بودند؟ زلزله، زمین لغزش، یا فوران؟ آیا این رویدادها مستقیماً به هم مربوط بودند؟ یعنی، آیا یکی علت وقوع دیگری شد؟ در مورد حرکت ناگهانی جریان های گلی که بلافاصله پس از فوران رخ داد، چه فکری می کنید؟ آن روز، روز قبل از فوران، یک صبح بسیار زیبا و دل انگیز بود. آیا ریزش خاکسترها به اندازه کافی آنقدر گرم بود که قادر به ذوب برف روی کوه آتشفشان باشد؟ یا آیا فوران باعث ذوب شدن برف ها و حرکت آن ها شده است؟ یکی یا بیشتر از یکی از این احتمالات می تواند در حالت های مختلف درست باشد.

حوادث گذشته همچنین می توانند شرایطی ایجاد کنند که بر روی رویدادهای آینده تأثیر گذارند. به طور مثال، درست است که حرکت ناگهانی یک گسل باعث ایجاد زمین لرزه می شود؛ اما همین حرکات مشابه می تواند فشار را بر روی بخش های دیگر گسل و احتمالاً در سایر گسل های منطقه نیز تغییر دهد، بنابراین، احتمالاً زلزله بعدی با گذشته تفاوت چشمگیری خواهد داشت. به همین ترتیب، روابط پیچیده ای با بسیاری از انواع دیگر رویدادهای طبیعی مخرب به وجود می آید.

بعضی اوقات، رویدادهای طبیعی بزرگ مقدم بر سری هایی از رویدادهای پیشرو کوچک هستند که ممکن است در واقع، هشدار برای یک فاجعه قریب الوقوع باشند. رویدادهای پیشرو دانشمندان را به دنبال یک رویداد بزرگ تر می برد، اما حوادثی که به نظر می رسد رویدادهای پیشرو باشند همیشه با یک رویداد بزرگ دنبال نمی شوند.

رویدادها نیز می توانند باهم هم پوشانی داشته باشند تا اثر یک واقعه را قوی تر کنند. بیشتر مصیبت های طبیعی هنگامی اتفاق می افتند که تعدادی از متغیرهای نامربوط باهم هم پوشانی داشته باشند، به گونه ای که آن ها یکدیگر را تقویت کرده تا منجر به تقویت یک اثر دیگر شوند. اگر آب زیاد حاصل از یک موج طوفانی سهمگین زمانی که به یک ساحلی که جزر و مد شدید روزانه داشته باشد، برسد، این دو یکدیگر را تقویت کرده و طوفان بسیار بیشتری را ایجاد می کنند (شکل ۳). اگر این اتفاق در بخشی از ساحل رخ دهد که از بخت بد جمعیت زیادی داشته باشد، این وضعیت می تواند به یک فاجعه بزرگ تبدیل شود. وقوع چنین حوادث مقارن باهمی، باعث ایجاد یک طوفان فاجعه آمیز شد که در سال ۱۹۹۰ در شهر گالستون - تگزاس منجر به کشته شدن ۸۰۰۰ نفر شد (هینمن، ۲۰۱۰).



شکل ۳- هم پوشانی بین رویدادها: اگر رویدادها باهم هم پوشانی داشته باشند، اثرات آن ها می تواند یکدیگر را تقویت کند. در این مثال، یک موج طوفانی (خط سبز رنگ) اگر هم زمان با جزر و مد بالا باشند (خط آبی رنگ) قدرت یک موج طوفانی را می تواند بسیار زیاده تر کند. ترکیب این ها باهم به صورت خط نارنجی رنگ می شود

#### ۴- نتایج

در حال حاضر و با توجه به دانش کنونی ما، این که قادر به پیش بینی بسیاری از رویدادهای طبیعی باشیم غیرممکن است، حتی اگر به طور کلی درک کرده باشیم که چه چیزی آن ها را کنترل می کند. مشکل اجتناب جستن از مصیبت های طبیعی مانند همان مشکلی است که رانندگان اتومبیل با آن مواجه هستند که سعی می کنند تا از برخورد قطارها با اتومبیلشان جلوگیری کنند. آن ها نمی توانند هیچ کاری برای جلوگیری از حرکت قطارها انجام دهند و فقط می توانند ناظر و شنونده باشند. هیچ راهی برای دانستن از نحوه متوقف و جلوگیری کردن از مخاطرات طبیعی یک زمین لغزش، گسل یا آتشفشان وجود ندارد. حتی به طور کلی فاقد این دانش هستیم که چه تغییراتی دارد در حال حاضر در عمق زمین روی می دهد؛ اما می توانیم اطمینان داشته باشیم که سرانجام زمین لغزش، حرکت گسل یا فوران آتشفشان رخ

خواهد داد. فقط می‌توانیم به‌طور منطقی درک کنیم که این رویدادها شامل چه چیزی خواهند شد وقتی که آن‌ها سرانجام رخ بدهند.

## ۵- بحث و نتیجه گیری

از آنجایی که مصیبت‌های طبیعی به‌آسانی قابل پیش‌بینی نیستند، لذا، دولت‌ها و افراد موظف‌اند تا احتمال خطر را ارزیابی و خود را برای مواجهه با آن آماده سازند و تأثیرات آن‌ها را به حداقل برسانند. به کاهش رساندن، یعنی تلاش‌هایی در جهت آماده شدن در مقابله با یک مصیب و به حداقل رساندن خسارت آن است. به کاهش رساندن می‌تواند شامل اقدامات مهندسی مانند احداث بانکت‌ها، به همراه اجرای سیاست‌های دولتی از قبیل برنامه‌ریزی استفاده از زمین، بیمه، دخالت دولت‌ها از طریق ایجاد مراکز پایش خطر و آموزش‌های عمومی باشد.

رویدادهای کاتاستروفیک دارای ماهیت طبیعی هستند و انتظار وقوع آن‌ها می‌رود، اما متداول‌ترین واکنش انسان در برابر یک رویداد کاتاستروفیک یا احتمالی این است که تلاش کند تا با کنترل طبیعت جلوی آسیب‌های مداوم را بگیرد. در دنیای مدرن کنونی، گاهی اوقات سخت است که باور کنیم دانشمندان و مهندسان نمی‌توانند با پیش‌بینی مصیبت‌ها یا ایجاد موانع، ما را در برابر مصیبت‌های طبیعی محافظت کنند؛ اما محدودیت‌هایی برای درک علمی و توانایی‌های مهندسی وجود دارد. در حقیقت، گرچه دانشمندان و مهندسان چیزهای زیادی در مورد دنیای طبیعی می‌دانند، اما آن‌ها کمتر قادر به درک آن چیزی هستند که بسیاری از مردم تصور می‌کنند. علاوه بر این، متأسفانه نمی‌توانیم رفتار سیستم طبیعی را تغییر دهیم، چون نمی‌توانیم قوانین طبیعی را تغییر دهیم. به‌طور معمول، تلاش‌های ما صرفاً در جهت توقف موقت فرآیندهای طبیعی صورت می‌پذیرد و این در حالی است که انتقال انرژی مضر سیستم طبیعی را به سایر نقاط هدایت می‌کنیم. در موارد دیگر، تلاش‌های ما باعث می‌شود انرژی ایجاد شود و بعداً صدمات شدیدتری ایجاد کند. به عنوان مثال، اگر اقدام به احداث بانکت در طول رودخانه نمایید تا از جاری شدن سیل در یک جلگه سیلابی و وارد آمدن خسارات آن به دارایی‌تان جلوگیری نمایید، سطح سیل از بانکتی که بلندتر ساخته‌اید با توجه به سابقه گذشته آن سیل از روی بانکت عبور کرده و بر روی زمین جاری شود. محدود کردن جریان رودخانه از طریق احداث بانکت نیز به بازگشت احتمالی سیل منجر خواهد شد و باعث جاری شدن سیل از بالادست رودخانه در مکانی دیگر و ایجاد خسارات به دارایی دیگری خواهد شد. بنابراین، تک‌تک همه ما باید یاد بگیریم در طبیعت زندگی کنیم، نه این‌که سعی در کنترل آن داشته باشیم. اقدامات لازم در جهت کاهش مخاطرات، به‌طور معمول، شامل جستجوی راه‌هایی به‌منظور جلوگیری یا حذف یک خطر از طریق کارهای مهندسی می‌شود. گرچه چنین تلاش‌هایی نیاز به تأمین مالی دارد، حالا، یا از طرف دولت یا از طرف افراد و یا از طریق گروه‌هایی که احتمالاً تحت تأثیر خطر قرار دارند. کاهش خطر نیاز به تغییر رفتار انسان دارد که این بینش در بین اکثریت کمتر معمول است اما بیشتر محتمل‌تر

است. تغییر بینش از طریق تغییر رفتار معمولاً بسیار ارزان تر و پایدارتر از اقدامات مهندسی لازم تمام می شود. می توان از طریق بررسی اشتباهات خود، یادگیری این درس را شروع کرد که رفتار خود را عوض کنیم. به عنوان مثال، در چند مکان در امتداد رودخانه های میسوری و ساکرامنتو، بعضی از این بانکت ها از رودخانه برداشته شدند تا رودخانه قادر به جاری شدن در تمام سطح جلگه سیلابی هنگام وقوع سیل باشد. این به عنوان نمونه یکی از کارهایی است که می توانیم انجام دهیم تا تاثیرات سیل را به حداقل برسانیم.

## مراجع

اسمیت، کیت، مخاطرات محیطی، مقیمی، ابراهیم، تهران، سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاه ها (سمت)، ۱۳۹۱.

خبرگزاری دانشجویان ایران (ایسنا)، چرا سیل امامزاده داوود رخ داد؟ کد خبر: ۱۴۰۱۰۵۱۲۰۹۴۷۱، نشانی:  
<https://www.isna.ir/news/1401051209471/%DA%86%D8%B1%D8%A7-%D8%B3%DB%8C%D9%84-%D8%A7%D9%85%D8%A7%D9%85%D8%B2%D8%A7%D8%AF%D9%87-%D8%AF%D8%A7%D9%88%D8%AF-%D8%B1%D8%AE-%D8%AF%D8%A7%D8%AF>

Hynman, D., Hynman, D, Natural Hazards and Disasters, United States, Brooks/Cole, 2010

## مدل LAPSUS و کاربرد آن در تغییرات چشم انداز خاک

### LAPSUS model and its application in soil landscape changes

مهدی مزبانی<sup>۱</sup>، محمد حسین رضایی مقدم<sup>۲</sup>

۱- دکترای مخاطرات ژئومورفولوژیک، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، Mahdi\_mz65@yahoo.com

۲- استاد گروه ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، rezmogh@yahoo.com

## چکیده

مدل LAPSUS یک مدل تحول چشم انداز (LEM) دینامیک است که نتایج حاصل از فرآیندهای مختلف منجر به شکل‌گیری و تغییر شکل چشم انداز را بر روی یک مدل دیجیتال قابل بروزرسانی مانند مدل رقومی ارتفاع (DEM) نشان می‌دهد. اصل این مدل در ارزیابی تحول و تغییر چشم انداز، تنها فرسایش و رسوبگذاری را با استفاده از رواناب سطحی شبیه‌سازی می‌کند. اما در مراحل بعدی توسعه مدل، فرایندهای بیشتری همچون هوازدگی فیزیکی و بیولوژیکی، خزش خاک، سولفلیکسیون، اثرات پوشش گیاهی، تکتونیک، فرسایش حاصل از شخم، زمین لغزش و مکانیسم جریان اشیاعی به آن اضافه گردید. در این پژوهش از مدل LAPSUS به عنوان یک مدل در روندیابی و برآورد فرسایش و رسوب استفاده شده است. این مدل حجم رواناب، فرسایش و رسوب را طی چهار مرحله: بارش مؤثر، روندیابی جریان سطحی، محاسبه ظرفیت حمل رسوب و محاسبه میزان حمل رسوب محاسبه می‌کند. به همین منظور ابتدا، پنج لایه شامل: مدل رقومی ارتفاعی ۱۰ متری، عمق خاک، لایه کلاس‌بندی شده کاربری اراضی، میانگین سالانه بارندگی، میانگین سالانه نفوذ با فرمت ASCII تهیه و به برنامه LAPSUS 5.0 وارد شد. در گام بعدی به تعریف ضریب  $p$  (همگرایی)، ضرایب ویژه دبی و شیب، عامل فرساینده  $K_{es}$  و ته نشست  $P_{es}$  برای حوضه مورد مطالعه اقدام گردید. در نهایت خروجی مدل به صورت نقشه تجمعی فرسایش و رسوب ابتدا با فرمت اسکی و در نهایت بصورت رستری ارائه گردید.

کلمات کلیدی: تکامل چشم انداز، مدل LAPSUS، روندیابی جریان‌ات سطحی، برآورد فرسایش و رسوب، حوضه سیکان.

ارزیابی و برآورد رواناب و فرسایش خاک و رسوب امری مهم و ضروری برای توسعه روش های جلوگیری از فرسایش به منظور مدیریت پایدار اراضی و منابع آب است (ریلینگ و همکاران<sup>۳۰۱</sup>، ۲۰۰۲). محاسبه میزان رواناب و رسوب در یک حوضه آبریز در صورت موجود بودن آمار دقیق و کافی از دبی و رسوب و با به کارگیری روش های آماری امکان پذیر می باشد. اما به دلیل پیچیدگی فرایندها و کمبود آمار مناسب و فقدان ایستگاه های اندازه گیری در زمینه فرسایش خاک و تولید رسوب در بسیاری از حوضه های کشور، کاربرد مدل های تجربی را برای برآورد فرسایش خاک الزامی می کند. مدل های تجربی متکی بر حالات طبیعی فرسایش می توانند محل و زمان وقوع فرسایش را پیش بینی کنند و به این ترتیب طراحان برنامه های حفاظت خاک را کمک کنند تا با تمرکز تلاش های خود، فرسایش خاک را کاهش دهند LAPSUS یک مدل تغییر چشم انداز<sup>۳۰۲</sup> (LEM) است که در برآورد فرسایش و رسوب حوضه سیکان شهرستان دره شهر در استان ایلام مورد استفاده قرار گرفته است. مدل های تغییر چشم انداز نتایج حاصل از فعالیت فرایندهای مختلف را روی یک مدل دیجیتال قابل به روزرسانی از چشم انداز مانند مدل رقومی ارتفاع<sup>۳۰۳</sup> (DEM) نشان می دهند (شورل و همکاران<sup>۳۰۴</sup>، ۲۰۰۰؛ شورل، ۲۰۰۲). دقت مکانی این مدل می تواند از سطح دامنه، زیرحوضه تا حوضه آبریز و شبکه سلولی از ۱ تا ۱۰۰۰ مترمربعی تغییر کند. از نظر زمانی نیز در بازه های زمانی از چند رگبار تا فصلی، سالانه، دهه و دوره های شبیه سازی از یک سال تا هزار سال می تواند مورد استفاده قرار گیرد (شورل و ولدکمپ، ۲۰۰۱). ویژگی های ممتاز مدل لاپسوس از جمله دامنه مقیاس زمانی و مکانی وسیع، ساده سازی پیچیده گی های فرآیندهای محیطی، ورودی های محدود و در دسترس، خاصیت فرآیند محور بودن آن، در نظر گرفتن فرآیندهای موثر در سطح دامنه ها و شبیه سازی شرایط نزدیک به شرایط طبیعی، این امکان را فراهم می سازد که به عنوان یک مدل کارا و مناسب جهت مطالعات تغییرات چشم انداز خاک در ایران مورد بررسی قرار گیرد. در این مدل شبیه سازی فرسایش و رسوب بر اساس دو فرض اساسی انجام می گیرد. فرض نخست بیان می دارد که انرژی پتانسیل جریان سطحی نیروی لازم برای انتقال رسوب را فراهم می کند. در فرض دوم تفاوت بین رسوب ورودی و خروجی از هر پیکسل برابر با افزایش خالص در ذخیره رسوب بیان می شود. (عشقی زاده و همکاران، ۱۳۹۵). کاربرد مدل LAPSUS در یک منطقه برای نخستین بار نیازمند تعیین پارامترهای اولیه برای منطقه است؛ به طوری که در تمامی مطالعات صورت گرفته توسط این مدل، تعیین پارامترهای و ضرایب ورودی برای این مدل لازم و ضروری است. اجرای این مدل در ایران جزو اولین پژوهش هایی

<sup>301</sup>. Vrieling

<sup>302</sup>. Landscape Evolution Model

<sup>303</sup>. Digital Elevation Model

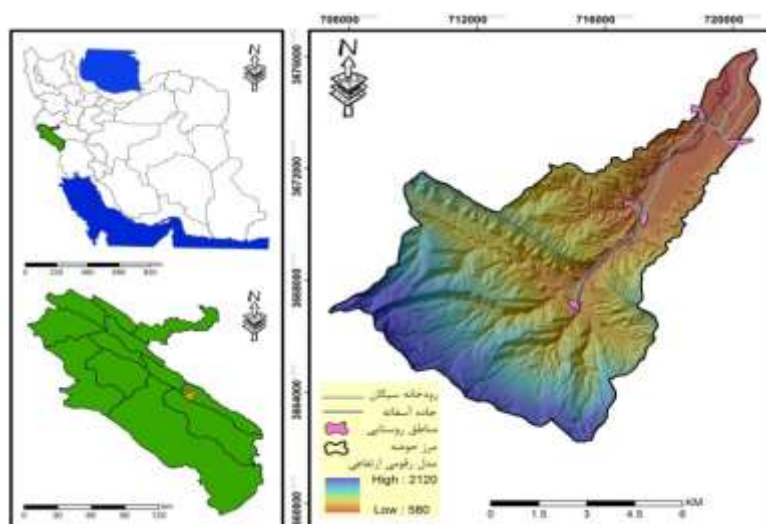
<sup>304</sup>. Schoorl et al

است که در یک حوضه طبیعی رودخانه ای بدون داده اجرا می گردد تا ضمن معرفی این مدل به ویژه در حوضه علم ژئومورفولوژی، نتایج و کارایی آن به عنوان یک مدل روندیابی و برآورد فرسایش و رسوب برای منطقه مورد مطالعه و مناطق مشابه مورد بررسی قرار گیرد و در سایر حوضه های ایران بسط و گسترش یابد.

## ۲- مواد و روش ها

### ۲-۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه:

حوضه آبریز رودخانه سیکان با مساحت ۷۴/۵ کیلومتر مربع در محدوده طول جغرافیایی ۴۷° ۱۵' تا ۴۷° ۲۲' و در عرض جغرافیایی ۳۳° ۵' تا ۳۳° ۱۰' در غرب مرکز شهرستان دره شهر در استان ایلام و در حد فاصل رشته کوه کبیرکوه در جنوب و رودخانه سیمره در شمال واقع شده است. حوضه آبریز سیکان بخش کوچکی از حوضه رودخانه آبریز سیمره بوده که خود از زیر حوضه های رودخانه کرخه می باشد. حداکثر ارتفاع حوضه رودخانه سیکان در منتهی الیه جنوب غربی قله رشته کوه کبیرکوه با ارتفاع ۲۱۲۰ متر از سطح دریاهای آزاد واقع شده است و پست ترین نقطه در شمال شرقی و حاشیه رودخانه سیمره با ۵۸۰ متر قرار دارد. بر اساس نقشه همباران منطقه میانگین بارندگی حوضه مطالعاتی ۵۶۵/۹ میلی متر می باشد (شکل ۱).

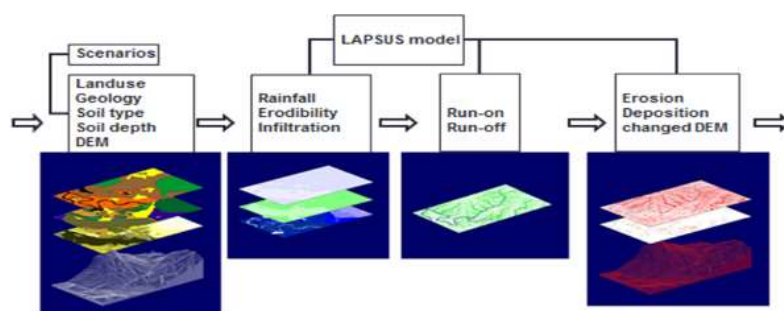


شکل ۱. موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز سیکان

### ۲-۲ مواد و ابزار پژوهش:

داده ها و لایه های مورد نیاز جهت اجرای این مدل شامل مدل رقومی ارتفاعی ۱۰ متری، آمار بارندگی (در یک باز زمانی ۱۸ ساله از ۲۰۰۲ تا ۲۰۲۰)، نقشه خاک (نوع، عمق خاک و ...)، نقشه فرسایش پذیری (k) و پتانسیل رسوب

(p) لایه زمین شناسی، لایه پوشش گیاهی، لایه نفوذپذیری، آمار تبخیر و تعرق و لایه کاربری های اراضی می باشند که باید از لحاظ وضوح پیکسل سایز با DEM که ورودی اصلی مدل است مطابقت داشته باشند. لازم به ذکر است قبل از اجرای روندیابی، باید یک پیش پردازش بر روی مدل رقومی ارتفاعی به منظور حذف اشتباهات احتمالی آن مانند چاله ها و گودال های غیر طبیعی (Sinks, Pits) که در طی محاسبات رستری بوجود می آید صورت گیرد (شورل و ولدکمپ، ۲۰۰۱؛ لشن و همکاران<sup>۳۰۵</sup>، ۲۰۰۹). تصحیح مدل رقومی ارتفاعی از طریق پر کردن گودال ها و چاله ها در نرم افزار ArcGIS یا ArcFLAT صورت می گیرد. (حسن و پیلسجو<sup>۳۰۶</sup>، ۲۰۱۱). ورودی های اصلی و پایه مدل LAPSUS در بصورت مدل رقومی ارتفاع (DEM)، مقادیر بارندگی، ضریب رواناب، عامل همگرایی، ضرایب  $m$  و  $n$ ، عامل فرساینده (K<sub>es</sub>) و عامل ته نشست (P<sub>es</sub>) به برنامه LAPSUS5.0 معرفی و اجرا می شود.



شکل ۲. چارپوب اصلی مدل LAPSUS

## ۲-۲ روش تحقیق

### ۲-۳-۱- مراحل اجرای مدل LAPSUS

مراحل اجرای مدل شامل ۴ مرحله: محاسبه ی بارش مؤثر، روندیابی جریان سطحی، محاسبه ظرفیت حمل رسوب و محاسبه میزان حمل رسوب می باشد. دبی در مدل LAPSUS براساس بارش مؤثر محاسبه شده و به طرف پیکسل های پایین دست روندیابی می گردد. این دبی در واحد طول پیکسل (dx) در حالت سه بعدی می تواند بر حسب متر مکعب بر متر مربع در واحد زمان (m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup> time) بیان شود. بارش مؤثر در این مدل بر اساس خصوصیات نفوذپذیری محاسبه می شود. سپس این دبی به طرف پیکسل های پایین دست دامنه بر اساس الگوریتم جریان متعدد روندیابی شده و مقدار تجمعی آن برای هر پیکسل سطح شبکه و انتهای دامنه محاسبه می گردد. در روندیابی جریان متعدد

<sup>305</sup>. Lesschen et al

<sup>306</sup>. Hasan & Pilesjö

درصد دبی خارج شده از یک پیکسل به هر یک از پیکسل های پایین دست مجاور با استفاده از یک فاکتور وزنی مشخص برای هر جهت محاسبه می گردد (هولمگرن<sup>۳۰۷</sup>، ۱۹۹۴؛ عشقی زاده و همکاران، ۱۳۹۵). روندیابی جریان متعدد ویژگی های واگرایی جریان را روی سطوح محدب و ویژگی های همگرایی جریان را روی سطوح مقعر شبیه سازی می نماید. ویژگی واگرایی و همگرایی جریان در این روش با استفاده از فاکتور همگرایی (p) تعریف می گردد که رابطه بین شیب و توزیع جریان را نشان می دهد (پیلسجو و همکاران<sup>۳۰۸</sup>، ۱۹۹۸). بر اساس مقدار فاکتور همگرایی دو نوع الگوریتم توزیع جریان متعدد و منفرد توسط این روش قابل تعریف است. این مقدار با توجه به مقیاس مطالعه شده (دامنه، حوضه) و شرایط غالب توپوگرافی منطقه مطالعه شده (شیب و همگرا و واگرایی جریان) تنها یک مقدار بین ۱ تا ۱۰ در نظر گرفته می شود (بارتمن و همکاران<sup>۳۰۹</sup>، ۲۰۱۲؛ بویس و ولدکمپ<sup>۳۱۰</sup>، ۲۰۰۸؛ تما و ولدکمپ<sup>۳۱۱</sup>، ۲۰۰۹). وقتی مقدار این فاکتور برابر با ۱ باشد توزیع جریان بر اساس الگوریتم جریان متعدد خواهد بود. اما وقتی مقدار این فاکتور به سمت بی نهایت سیر کند و از مقدار ۱۰ فراتر باشد، توزیع جریان بر اساس الگوریتم جریان منفرد محاسبه می گردد (حسن و همکاران، ۲۰۱۱). بخش رسوب مدل لاپسوس بر اساس معادله پیوستگی حرکت رسوب بنا شده است (فوستر و مایر<sup>۳۱۲</sup>، ۱۹۷۵؛ کربای<sup>۳۱۳</sup>، ۱۹۸۶). این مدل نرخ انتقال رسوب را با استفاده از ظرفیت حمل رسوب جریان از یک پیکسل به سایر پیکسل ها به صورت یک تابع از دبی جریان سطحی و مقدار شیب محاسبه می کند. پس از روندیابی جریان سطحی به طرف پیکسل های پایین دست و محاسبه مقدار تجمعی آن برای هر پیکسل سطح شبکه در بازه زمانی معین، ظرفیت حمل رسوب در هر پیکسل در بازه زمانی تعیین می گردد. پس از محاسبه ظرفیت حمل رسوب، نرخ حمل رسوب با مقایسه مقدار رسوب ورودی و ظرفیت حمل در هر پیکسل محاسبه می شود. در صورتیکه مقدار رسوب ورودی به پیکسل کمتر از ظرفیت حمل باشد ( $S_0 < C$ ) شرایط فرسایش در آن پیکسل حاکم بوده و در صورتیکه مقدار رسوب ورودی به پیکسل بیشتر از ظرفیت حمل باشد ( $S_0 > C$ ) شرایط رسوبگذاری در آن پیکسل حاکم می باشد. با جمع این مقادیر در خروجی مورد نظر مقدار فرسایش و رسوب نیز قابل محاسبه است. علاوه براین می توان مدل رقومی ارتفاع و یا نقشه عمق خاک را بر اساس داده های حاصل برای هر پیکسل بروزرسانی نمود. هر کدام از این ۴ مرحله در مدل LAPSUS با استفاده از معادلات و ضرایب مربوط به خود قابل محاسبه می باشد که به صورت کد برنامه نویسی شده در محیط  $C^{++}$  قابل اجرا است؛ اخیرا این چهار گام توسط تیم تحقیقاتی شورل و همکاران بصورت یک برنامه

<sup>307</sup>. Holmgren

<sup>308</sup>. Pilesjö et al

<sup>309</sup>. Baartman et al

<sup>310</sup>. Buis, & Veldkamp

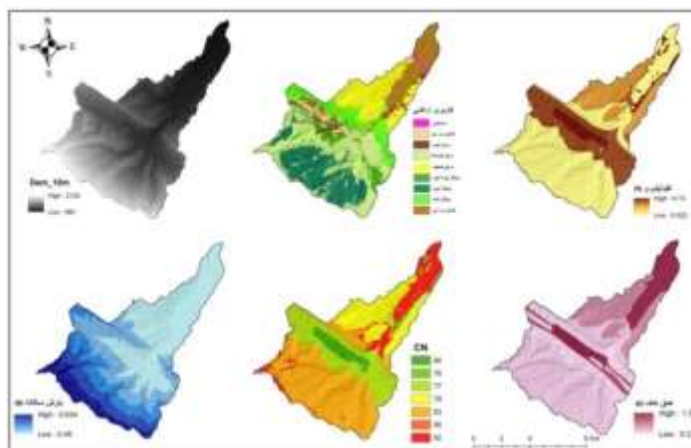
<sup>311</sup>. Temme & Veldkamp

<sup>312</sup>. Foster & Meyer

<sup>313</sup>. Kirkby

اجرائی تحت عنوان LAPSUS 5.0 طراحی شده است که با معرفی داده ها، لایه ها و ضرایب مخصوص هر منطقه، این چهار مرحله اجرا می شود و خروجی آن با فرمت ASCII و در نهایت بصورت رستر و جدول ارائه می گردد (شکل ۴).

در مدل لاپسوس دو گروه ورودی شامل گروه لایه های اطلاعاتی از محیط GIS و یک گروه مقادیر و ضرایب ثابت برای پارامترها تعریف شده است. در گروه اول مدل رقومی ارتفاعی ۱۰ متری بعنوان ورودی اصلی و نقشه کاربری اراضی، نقشه زمین شناسی، نقشه عمق خاک به عنوان لایه های فرعی با تبدیل به فرمت اسکی (ASCII) فراخوانی می شوند. در گروه دوم مقدار بارش از طریق کاربر وارد شده و مقادیر ثابت نفوذپذیری، فاکتور همگرایی، ضرایب  $m$  و  $n$  و فاکتور فرساینده گی ( $K_{es}$ ) و ته نشست ( $P_{es}$ ) برای مدل بصورت مقادیر به محیط برنامه اضافه می گردد. در بین داده ها گروه اول، مدل رقومی ارتفاع ورودی اصلی و پایه مدل می باشد و لایه های زمین شناسی، کاربری و عمق خاک تنها جهت محاسبه بارش مؤثر و اصلاح ضرایب فرساینده گی، ته نشست و نفوذپذیری استفاده می شود. همچنین از بین ورودی های گروه دوم مقدار ثابت نفوذپذیری نیز به عنوان یک ضریب برای محاسبه بارش مؤثر به کار گرفته می شود. به طوری که بارش مؤثر و ارتفاع رواناب بوسیله یک مقدار ثابت برای نفوذپذیری و تبخیر و تعرق از بارش محاسبه می شوند. مقدار در نظر گرفته شده برای نفوذ تابع عمق خاک بوده و بر اساس اطلاعات دریافتی از نقشه خاک و کاربری اراضی مقادیر بدست آمده با یک ضریب برای هر نوع خاک و کاربری اصلاح می شود. در پژوهش حاضر مقدار نفوذ با روش SCS, CN و مقادیر پتانسیل فرسایش پذیری سطح ( $K_{es}$ ) و فاکتور پتانسیل رسوبگذاری سطح ( $P_{es}$ ) بر اساس اطلاعات دو لایه زمین شناسی و کاربری و با استفاده از یک ضریب ثابت برای هر نوع کاربری و مواد مادری تعریف می شود. در نهایت خروجی مدل به صورت نقشه تجمعی فرسایش و رسوب ارائه می گردد.



شکل ۳. ورودی های اولیه برنامه LAPSUS

جدول ۱. مقادیر تعیین شده ضرایب مدل لاپسوس در حوضه سیکان

| ضریب | ضریب | فاکتور  | فاکتور             | فرسایش             | فاکتور | پتانسیل |
|------|------|---------|--------------------|--------------------|--------|---------|
| دبی  | شیب  | همگرایی | پذیری              | رسوبگذاری          |        |         |
| (m)  | (n)  | (P)     | (K <sub>es</sub> ) | (P <sub>es</sub> ) |        |         |
| ۱/۷  | ۲    | ۷       |                    | ۰/۰۰۳              |        |         |
|      |      |         | ۰/۰۰۳              |                    |        |         |

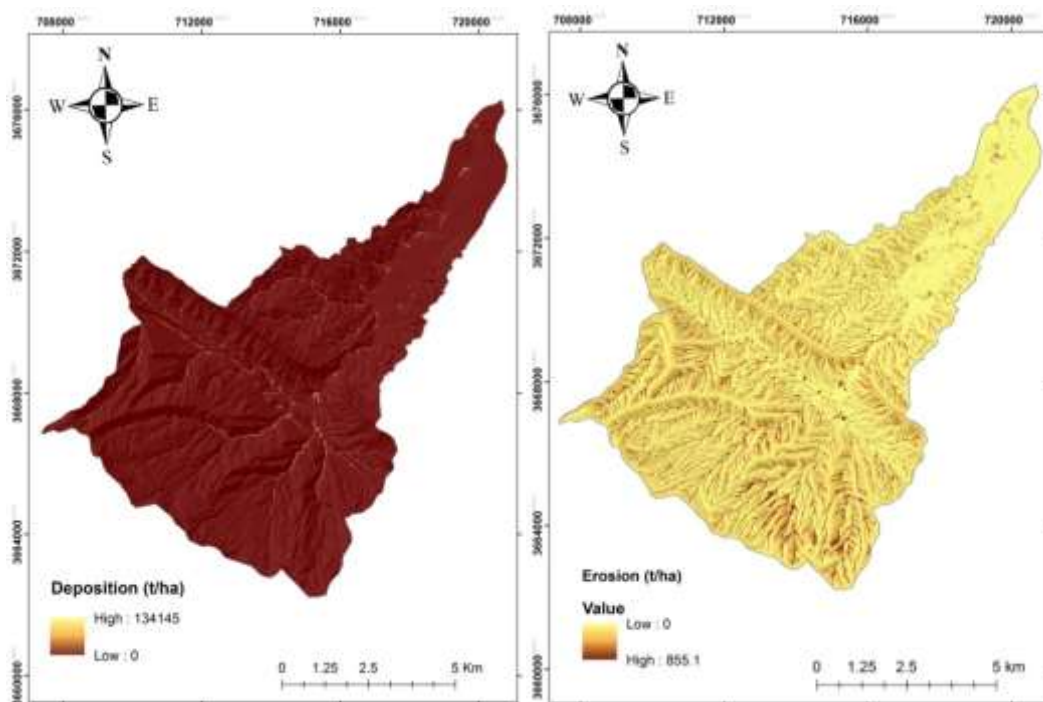


شکل ۴. محیط برنامه LAPSUS 5.0

### ۳- نتایج

پس از ورود داده ها و تعیین ضرایب مورد نیاز، حجم رواناب و مقدار فرسایش و رسوب خروجی به صورت دو نقشه تجمعی رواناب سطحی و نقشه تجمعی فرسایش و رسوب به عنوان خروجی مدل ارائه گردید. با توجه به موضوع تحقیق فقط خروجی های تجمعی فرسایش و رسوب ارائه شده است. در نقشه فرسایش یا رسوب مقدار هر پیکسل نشان دهنده تفاضل رسوب خروجی و ورودی از پیکسل است ( $ds = S - S_0$ ) که از بالادست توسط مدل روندیابی شده است. بنابراین پیکسل خروجی حوضه مقدار کل فرسایش یا رسوب خارج شده از حوضه را نشان می دهد. با توجه به مدل فرسایش حوضه، مقادیر تجمعی فرسایش خاک در حوضه مورد مطالعه بین ۰ تا ۸۵۵/۱ تن در هکتار در سال در سطح پیکسل متغیر می باشد. میزان فرسایش در کل حوضه آبریز سیکان ۸۹۳۴۹۹۰/۳ تن برآورد گردید و حداکثر مقدار تجمعی فرسایش خاک برابر با ۸۹۳۵۰۵ تن در هکتار در سطح پیکسل می باشد. میانگین مقادیر فرسایش خاک در منطقه مورد مطالعه ۱۱۹/۷۸ تن در هکتار در سال برآورد شده است (شکل ۵). مقادیر تجمعی رسوب خاک نیز بین ۰ تا ۱۳۴۱۴۵ تن در هکتار در سال در سطح پیکسل متغیر می باشد. میزان رسوب در کل حوضه آبریز سیکان برابر با ۸۸۹۶۶۲۰۳/۹

تن می باشد و بیشترین مقدار تجمعی رسوب خاک نیز ۸۸۹۶۶۸ تن در هکتار در سطح پیکسل می باشد. میانگین رسوب نیز ۱۱۹/۲۷ تن در هکتار در سال برآورد شده است. مقادیر رسوب بیشتر در کف آبراهه مخصوصاً در قسمت هایی که شیب آبراهه کم است بصورت تله ای بجا مانده اند و حجم کمی از آن به خروجی حوضه راه پیدا کرده است. یکی دیگر از دلایل تثبیت رسوب و عدم انتقال آن به خروجی حوضه سنگلاخی بودن کف آبراهه ها می باشد که باعث ته نشست رسوب تولید بالادست شده است. یکی دیگر از دلایل تثبیت رسوب و عدم انتقال آن به خروجی حوضه سنگلاخی بودن کف آبراهه ها می باشد که باعث ته نشست رسوب تولید بالادست شده است. مقدار SDR حوضه در مدل لاپسوس برابر ۰/۰۰۴ می باشد که تنها ۳۸۳۷ تن از کل رسوب حوضه به خروجی حوضه تحویل داده شده است که به آن فرسایش خالص گفته می شود. این مقدار کمتر از نیم درصد کل رسوب می باشد.



شکل ۵. نقشه فرسایش حوضه سیکان در مدل لاپسوس      شکل ۶. نقشه رسوب حوضه سیکان در مدل لاپسوس

#### ۴- نتیجه گیری:

در این پژوهش روندیابی جریانات سطحی و برآورد کمی خاک با استفاده از مدل LAPSUS و در چارچوب سیستم اطلاعات جغرافیایی در حوضه رودخانه سیکان برای یک دوره ۱۸ ساله بکار گرفته شد. بعد از ورود لایه های مورد نیاز و تعیین ضرایب و اجرای آن در برنامه LAPSUS 5.0، خروجی مدل به صورت نقشه تجمعی فرسایش و رسوب محاسبه و ارائه گردید که در روندیابی، برآورد و توزیع مجدد خاک کاربرد و قابلیت بسیار خوبی را از خود نشان داد. با

توجه به اینکه در مراحل توسعه‌ی این مدل، فرایندهای بیشتری همچون هوازدهی فیزیکی و بیولوژیکی، خزش خاک، سولفلیکسیون، اثرات پوشش گیاهی، تکتونیک، فرسایش حاصل از شخم، زمین لغزش و مکانیسم جریان اشباعی اضافه گردیده است، می‌تواند به عنوان یک مدل کاربردی و با قابلیت بالا در حوزه علم ژئومورفولوژی و به منظور مدل‌سازی فرایندهای ژئومورفولوژیکی و تغییرات چشم انداز خاک، معرفی و مورد استفاده پژوهشگران قرار گیرد.

## ۵- منابع:

عشقی‌زاده، مسعود؛ طالبی، علی؛ دستورانی، محمد تقی؛ عظیم‌زاده، حمیدرضا. ۱۳۹۵. کاربرد مدل لاپسوس در برآورد رواناب و رسوب در حوضه زوجی کاخک شهرستان گناباد، اکوهیدرولوژی، دوره ۳، شماره ۱، صص ۱۱۹-۱۰۷.

Baartman, J.E.M., Van Gorp, W., Temme, A.J.A.M. and Schoorl, J.M. 2012. Modelling river interactions: incorporating fluvial behaviour in sediment dynamics due to hillslope-landscape evolution model LAPSUS. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, pp. 923-935.

Buis, E., Veldkamp, A. 2008. Modelling dynamic water redistribution patterns in arid catchments in the Negev Desert of Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(1), 107-122.

Foster, G.R., Meyer, L.D. 1975. Mathematical simulation of upland erosion by fundamental erosion mechanics. In: Anonymous (Ed.), *Present and Perspective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources*. Proceedings of the Sediment Yield Workshop, Oxford 1972, United States Department of Agriculture, Washington, DC, pp. 190-207.

Hasan A., Pilesjö, P., and Persson A. 2011. Estimating surface flow over digital elevation models using a new improved form-based algorithm, *River Basin Management VI*, 146, pp. 201-211.

Holmgren, P. 1994. Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: an empirical evaluation. *Hydrological Processes*, 8, 327-334.

Kirkby, M.J. 1986. A two-dimensional simulation model for slope and stream evolution. In: Abrahams, A.D. (Ed.), *Hillslope Processes*. Allen & Unwin Inc., Winchester, US, pp. 203-222.

Lesschen, J. P., Schoorl, J.M., Cammeraat, L.H. 2009. Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity.

- Pilesjö, P., Zhou, Q., Harrie, L. 1998. Estimating flow distribution over Digital Elevation Models using a Form-Based Algorithm. *Geographic Information Science*, 4: 44-51.
- Schoorl, J. M., Sonneveld, M.P.W., Veldkamp, A. 2000. Three-dimensional landscape process modelling: the effect of DEM resolution. *Earth Surf.Proc.Landforms*, 25, 1025-1034
- Schoorl, J. M., Veldkamp, A. 2001. Linking land use and landscape process modelling: a case study for the Alora region (South Spain). *Agric.Ecosyst.Environ*, 85, 281-292
- Schoorl, J.M, 2002. Addressing the Multi-scale Lapsus of Landscape. Ph.D. thesis Wageningen University
- Temme, A. J. A. M., Veldkamp, A. 2009. Multi-process Late Quaternary landscape evolution modelling reveals lags in climate response over small spatial scales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(4), 573 - 589.
- Vrieling, A., G. Sterk., and N. Beaulieu. 2002. Erosion risk mapping: a methodological case study in the Colombian Eastern Plains. *J. of Soil and Water Conserve*. 57(3): 158-163

## معادن استخراج سنگ: ناپایداری محیطی یا جاذبه ژئوتوریستی

نمونه موردی: معادن خرم بید- استان فارس

سعید نگهبان<sup>۱</sup>، سعیدرضا اکبریان رونیزی<sup>۱</sup>، زهرا کارگر شهرآبادی<sup>۲</sup>

۱-دانشیار بخش جغرافیا، دانشکده اقتصاد، مدیریت و علوم اجتماعی، دانشگاه شیراز

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد جغرافیا و برنامه ریزی روستائی (مدیریت توسعه پایدار)، دانشکده اقتصاد، مدیریت و علوم اجتماعی، دانشگاه شیراز

### چکیده

بررسی تأثیرات فعالیت‌های انسان بر ویژگی‌های مختلف محیط طبیعی و انسانی همواره دارای اهمیت زیادی بوده است که در این راستا از روش‌های مختلفی به منظور بررسی و سپس ایجاد تعادل بین فعالیت‌های بشر و محیط زیست استفاده شده است که هدف استفاده از این روش‌ها، اصلاح و کاهش تأثیرات منفی فعالیت‌های بشری با استفاده از مجموعه‌ای از اقدامات پیشگیرانه و بهسازی است. این پژوهش سعی دارد که معادن استخراج سنگ در شهرستان خرم بید را مورد بررسی قرار دهد بدین صورت که باعث ناپایداری محیط شده اند و یا اینکه می‌توان آنها را به عنوان یک جاذبه زیبای ژئوتوریستی معرفی کرد. جهت این کار ابتدا از طریق بازدیدهای میدانی از معادن و محیط‌های مجاور آنها، به بررسی محیطی منطقه مورد مطالعه پرداخته شد، سپس با استفاده از مطالعات کتابخانه‌ای و جمع‌آوری اطلاعات از منابع متعدد، اجزا و عناصر محیط زیست منطقه و اثر پذیری آنها و همچنین جاذبه‌های ژئوتوریستی معادن منطقه مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که معادن استخراج سنگ در شهرستان خرم بید، هر چند باعث ناپایداری محیط در منطقه شده اند و تخریب‌هایی را ایجاد کرده اند ولی از نظر ژئوتوریستی و ردشری نیز بسیار زیبا هستند و می‌توانند به عنوان مقاصد گردشگری در منطقه معرفی شوند.

کلمات کلیدی: استخراج سنگ، معدن، پایداری، ژئوتوریسم، خرم بید

## مقدمه

معدنکاری به عمل استخراج کانی‌های ارزشمند یا دیگر مواد از زمین و معمولاً از معادن گفته می‌شود. موادی که از این کانسارها به دست می‌آید شامل فلزات، زغال سنگ، شیل نفتی، سنگ‌های قیمتی، الماس، سنگ آهک، سنگ بعد، سنگ نمک، طلا، نقره، پتاس، شن، خاک، رس و مواردی از این دست می‌شود. معدنکاری برای به دست آوردن هر ماده‌ای که نمی‌توان از طریق فرآیندهای کشاورزی رشد داد، یا به طور مصنوعی در آزمایشگاه‌ها یا کارخانه تولید کرد، لازم است. در یک تعریف کامل‌تر معدنکاری شامل استخراج هر گونه منبع تجدید ناپذیر مانند نفت، گاز طبیعی یا حتی آب نیز می‌شود. استخراج سنگ و فلز از زمان‌های پیش از تاریخ توسط انسان انجام می‌شده است. فرآیندهای معدنکاری مدرن شامل جست و جوی بدنه معادن، تجزیه و تحلیل پتانسیل سود یک معدن پیدا شده، استخراج موارد مورد نظر و احیای نهایی زمین پس از بسته شدن معدن است. عملیات استخراج، هم در طول دوره فعالیت معدن و هم پس از بسته شدن آن، معمولاً بر روی بر محیط زیست اثرات مخربی ایجاد می‌کند. از این رو، اکثر کشورهای جهان مقرراتی را برای کاهش این تأثیرات منفی تصویب کرده‌اند. موضوع ایمنی کار نیز، مدت‌های طولانی است که نگران کننده است و شیوه‌های مدرن به‌طور قابل توجهی باعث بهبود ایمنی در معادن شده‌است.

استخراج معادن و معدن کاری فعالیت است که به طور مستقیم منابع معدنی را استخراج کرده و با ایجاد تغییراتی در این مواد آنها را مورد بهره‌برداری قرار می‌دهد نقشی حیاتی در بسیاری از مناطق دنیا بخصوص ایران دارد، به طوری که بهره‌برداری از مواد معدنی فلزی و غیر فلزی و صنایع وابسته به آنها بخش عمده در مسائل اقتصادی از جمله درآمد و اشتغال‌زایی بسیاری از مناطق دنیا را شامل می‌شود. بهره‌برداری از این منابع علاوه بر اقتصاد، در توسعه اجتماعی نیز نقش تعیین کننده‌ای دارد. در عین حال معادن و صنایع معدنی آثار زیست‌محیطی بسیار گسترده‌ای بر منابع آب، خاک، هوا و موجودات زنده دارد. بنابراین به منظور حفاظت از محیط زیست، کنترل طبقات اجتماعی و ایجاد یک اقتصاد پویا، شناخت و بررسی اثرات استخراج معادن حائز اهمیت است. (ایلخانی، عطایی و خالو کاکایی، ۱۳۹۵: ۹۳). پژوهش‌های بسیاری در زمینه معدنکاری و پیامدهای منفی و تخریب زیست محیطی صورت گرفته است (آذری و ردایی، ۱۳۸۹؛ گرامی و سلطانی، ۱۳۸۹؛ حافظی مقدس و دیگران، ۱۳۸۷؛ کامکار، ۱۳۸۴). امینی (۱۳۷۵).

شهرستان خرم‌بید به دلیل موقعیت خاص زمین‌شناسی و همچنین جغرافیایی خود که در مرز بین زون زاگرس و سهند-سیرجان واقع شده است دارای معادن سنگ بسیار غنی می‌باشد و این امر باعث گردیده که از قدیم الایام، معادن مختلف استخراج سنگ در قسمت‌های مختلف این شهرستان ایجاد شود. این معادن علاوه بر تأثیرات مستقیم بر ویژگی‌های اقتصادی مناطق روستایی شهرستان، تأثیرات مختلفی بر ویژگی‌های محیط زیستی مناطق روستایی

شهرستان دارد که بررسی این تاثیرات دارای ارزش و اهمیت بسیار زیادی است.

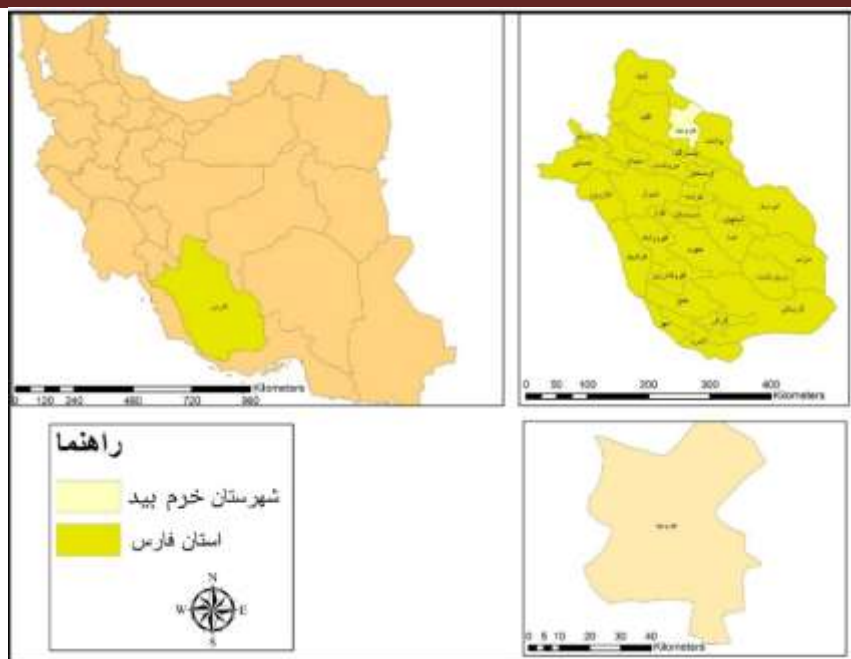
هدف اولیه انجام مطالعات ارزیابی اثرات فعالیت‌های مختلف انسانی بر محیط زیست، بررسی سیاست‌ها و اهداف تعیین شده در برنامه‌ها و فعالیت‌های یک پروژه در راستای قوانینی محیط زیستی است، به همین دلیل پژوهش‌های مرتبط با آن باید کلیه مباحث مربوط به اثرات مهم و برجسته فعالیت‌های مورد نظر را در بر بگیرد،

### مواد و روشها

جهت انجام این پژوهش، ابتدا از طریق بازدیدهای میدانی از معادن و محیط‌های مجاور آنها، به بررسی محیطی منطقه مورد مطالعه پرداخته شد، سپس با استفاده از مطالعات کتابخانه‌ای و جمع‌آوری اطلاعات از منابع متعدد، اجزا و عناصر محیط زیست منطقه و اثر پذیری آنها و همچنین جاذبه‌های ژئوتوریستی معادن منطقه مورد بررسی قرار گرفت.

### منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه شامل شهرستان خرم‌بید می‌شود. این شهرستان در شمال استان فارس واقع شده (شکل شماره ۱). مرکز این شهرستان، شهر صفاشهر بوده که از طرف جنوب ۱۸۰ کیلومتر با شیراز فاصله دارد و از طرف شمال ۸۰ کیلومتر با شهر آباده فاصله دارد. این شهرستان در بین طول‌های جغرافیایی ۵۲ درجه و ۱۷ دقیقه و ۵۲ درجه و ۴۴ دقیقه شرقی و در بین عرض‌های جغرافیایی ۳۰ درجه و ۲۵ دقیقه و ۳۱ درجه و ۵ دقیقه شمالی واقع شده است. این شهرستان ۲ بخش دارد که نام آنها مرکزی و مشهدمرغاب می‌باشد و همچنین ۳ دهستان به نام‌های قشلاق، خرمی و شهیدآباد در آن واقع شده است. ارتفاع متوسط این شهرستان از سطح دریا ۳۳۰۰ متر می‌باشد.



شکل ۱: موقعیت محدوده مورد مطالعه

## نتایج

نتایج این پژوهش در دو بخش خلاصه می گردد. یک بخش از آن، ناپایداری هائی که معادن سنگ در منطقه ایجاد کرده اند و بخش دیگر جاذبه هائی که از لحاظ ژئوتوریستی برای منطقه دارند.

## ناپایداری های محیطی

هر فعالیت توسعه، اثرات مخربی بر محیط زیست می گذارد که این اثرات ممکن است کوچک یا بزرگ، موقت یا دائمی باشند. فعالیت معدن کاری در منطقه مورد مطالعه نیز باعث گردیده بر ویژگیهای مختلف محیطی تاثیرات منفی وارد شود. ویژگیهای مختلفی از قبیل اقلیم، خاک، آب، پوشش گیاهی، حیات وحش و .. تحت تاثیر فعالیت های معدن کاری اثرات منفی زیادی به آنها وارد شده است. همچنین آلودگی های محیط زیستی در منطقه تحت تاثیر معدن کاری بسیار زیاد شده است. در بلند مدت این فعالیت ها محیط زیست منطقه را با تهدیدات جدی مواجه می کنند. شکل شماره ۲ تخریب خاک و پوشش یاهی در اثر فعالیت مدن کاری را در یکی از معادن شهرستان خرم بید نشان می دهد.



شکل شماره ۲: تخریب خاک در اثر معدن کاری در یکی از معادن شهرستان خرم بید

### جاذبه های ژئوتویستی

فعالیت های معدن کاری، در کنار اثرات مخربی که دارد و در بالا به آن اشاره شد، یکی از جاذبه های گردشگری ساخته دست انسان را نیز به نمایش می گذارد. این فعالیت ها به دلیل اینکه بخش های بزرگی از کوهستان ها را تخریب می کنند و به وسیله برش سنگ های مختلف انجام می شود، همواره زیبایی های خاص خود را دارد و معولا چشم انداز های ساخته دست انسان را به صورت زیبا به تصویر می کشد. شکل شماره ۳ نمونه ای از چشم اندازهای ژئوتوریستی معادن شهرستان خرم بید را نمایش می دهد.





شکل شماره ۳: معادن شهرستان خرم بید به عنوان جاذبه ژئوتوریستی

### بحث و نتیجه گیری

بعضی تغییرات ژئومورفیک، نتیجه تخریب عمدی و گسترده در سطح زمین، نظیر حفاری و گودبرداری زمین، استخراج سنگ معدن و معدنکاری است. در مواردی هم، آشکارترین آثار یک عملکرد یا یک سیاست خاص ممکن است مربوط به اکولوژی یا زیبایی شناسی باشد که در این صورت تغییرات ژئومورفولوژیک نامحسوس تر باشد. در مناطقی که موقعیت مناسبی برای معدنکاری دارند تخریب بیشتری نیز اتفاق می افتد. به سخن دیگر، در جایی که معدنکاری صورت می گیرد باید منتظر تخریب چشم اندازهای طبیعی و ژئومورفولوژی بود. به عبارتی دیگر، با مشاهده یک منظره تخریب شده طبیعی یکی از تصوراتی که در ذهن ما شکل می گیرد این است که شاید روزی این منطقه نیز شاهد عملیات معدنکاری بوده باشد. در این پژوهش فعالیت های معدن کاری در شهرستان خرم بید مورد بررسی قرار گرفت و مشخص شد که این فعالیت ها علاوه بر اینکه تاثیرات مخرب و جبران ناپذیری بر طبیعت می گذارند، باعث ایجاد یک جاذبه ژئوتوریستی ساخته دست انسان می شوند که چشم انداز زیبائی را به منطقه می دهد.

### مراجع

- امینی، آرش. (۱۳۷۵). فرسایش و رسوب در معادن روباز. سمینار ملی فرسایش و رسوب. ۵۷-۳۵.
- آذری دهکردی، فرود و مهجبین ردایی. (۱۳۸۹). ارزیابی آثار محیط زیستی بهره برداری از معدن سرب و روی در منطقه حفاظت شده کالمند- بهادران. چهارمین کنفرانس ملی روز جهانی محیط زیست، نقش اقتصاد سبز در مدیریت محیط زیست. ۲۰۲.

- حافظی مقدس، ناصر غلامحسین، کاظمی. حمید رضا، امیری مقدم. رضا، سنجولی و فاطمه سادات، حجازی نژاد. (۱۳۸۷). اثرات زیست محیطی معدنکاری در منطقه اولنگ استان گلستان (جنوب رامیان). علوم زمین. ۱۰۸-۱۰۳.
- کامکار روحانی، ابوالقاسم. (۱۳۸۴). بررسی آلودگی زیست محیطی ناشی از باطله های معادن طلا- آنتیموان منطقه هیل گرو در شمال نیوساوت ولز استرالیا. دومین کنفرانس معادن رو باز ایران. ۲۸۵-۲۷۷.
- گرامی، محمد مهدی و ابراهیم سلطانی لرگانی. بررسی اثرات تخریبی زیست محیطی معدن ذغال سنگ گلند رود و کارخانه ذغالشویی چمستان. چهارمین کنفرانس ملی روز جهانی محیط زیست، نقش اقتصاد سبز در مدیریت محیط زیست. ۲۰۳.

## مقایسه روشهای رایج در ارزیابی کمی تنوع زمینی، مطالعه موردی استان گلستان

<sup>۱</sup> رضا اسماعیلی، <sup>۲</sup> فاطمه زهرا گلی

<sup>۱</sup> گروه جغرافیای دانشگاه مازندران r.esmaili@umz.ac.ir

<sup>۲</sup> گروه جغرافیای دانشگاه مازندران

### چکیده

ارزیابی ژئودایورسیتی (تنوع زمینی) طی دو دهه اخیر شروع شد و در حال گسترش است. این تحقیق با هدف ارزیابی کمی ژئودایورسیتی در استان گلستان و مقایسه دو روش رایج سرانو و روئیز فلانو (۲۰۰۷) و روش پیرا و همکاران (۲۰۱۳) انجام شده است. برای ارزیابی تنوع زمینی، چهار شاخص اصلی زمین شناسی، ژئومورفولوژی، خاکشناسی و هیدروگرافی مورد استفاده قرار گرفتند. تعداد عوارض هر شاخص در شبکه‌های مربعی با ابعاد ۵\*۵ کیلومتر شمارش شدند و با تلفیق و ترکیب آنها مقادیر نهایی حاصل شد. نقشه نهایی حاصل از دو روش در ارزیابی کمی ژئودایورسیتی نشان داد که در روش اول و دوم به ترتیب ۱۴ و ۹ درصد از مساحت استان در گروه تنوع زمینی بسیار زیاد قرار گرفته‌اند. اعتبارسنجی متقابل دو روش برای پیش‌بینی نقاط مجهول نشان می‌دهد که روش سرانو و روئیز فلانو اصلاح شده، خط رگرسیون مناسب‌تری را برای ایجاد نقشه نهایی را ارائه نموده است.

کلمات کلیدی: تنوع زمینی، استان گلستان، ارزیابی کمی ژئودایورسیتی

## مقدمه

محیط بیجان کره زمین تنوع بی‌شماری دارد که در اصطلاح ژئودایورسیتی (تنوع زمینی) نام دارد. این واژه به گوناگونی خصوصیات زمین‌شناسی، ژئومورفولوژیکی، اشکال خاک و هیدرولوژی اطلاق می‌شود. گری (۲۰۰۴) اهمیت تنوع زمینی را در ۶ گروه اصلی شامل ارزشهای ذاتی، زیبایی، فرهنگی، کارکردی، اقتصادی و تحقیقاتی و ۳۲ گروه فرعی طبقه‌بندی نموده است. از طرفی دیگر فعالیت‌ها و دخالت‌های انسانی در محیط طبیعی موجب تخریب این تنوع محسوب شده و به عنوان عامل تهدید کننده شناخته می‌شود. لذا لازم است جهت حفاظت از تنوع زمینی در ابتدا شناسایی و ارزیابی مطلوبی از ژئودایورسیتی انجام پذیرد. روشهای مختلفی برای ارزیابی ژئودایورسیتی طی سالهای گذشته توسط محققین مختلف پیشنهاد شده است که در یک مقاله مروری توسط زولنسکی و همکاران (۲۰۱۸) طبقه‌بندی شده است. عمده این روشها جهت ارزیابی کمی تنوع زمینی صورت گرفته است. در ایران هم طی سالهای اخیر ژئودایورسیتی در برخی از مناطق مورد ارزیابی قرار گرفته است که می‌توان به کارهای گلی مختاری و همکاران (۱۳۹۷)، مقصودی و همکاران (۱۳۹۸)، صالحی‌پور و همکاران (۱۴۰۰)، قهرودی تالی و همکاران (۱۴۰۰) و باتجربه و همکاران اشاره کرد.

هدف از این تحقیق ارزیابی کمی ژئودایورسیتی در استان گلستان و مقایسه دو روش رایج در این زمینه یعنی روش سرانو و روئیز فلانو (۲۰۰۷) و روش پیرا و همکاران (۲۰۱۳) بوده است.

## مواد و روشها

### منطقه مورد مطالعه

استان گلستان در شمال ایران و در شرق دریای خزر قرار دارد. مساحت این استان ۲۰۳۶۷ کیلومتر مربع است. حدود دو سوم مساحت استان در منطقه دشت و بقیه در منطقه کوهستانی واقع شده است. منطقه کوهستانی این استان جزیی از محدوده البرز شرقی محسوب می‌شود و از نظر زمین‌شناسی سنگهای متعددی از پرکامبرین تا عهد حاضر را شامل می‌شود. حداکثر و حداقل ارتفاع استان به ترتیب ۳۸۲۷ و ۲۷- متر متغیر است. میانگین بارش سالانه استان ۴۶۰ میلیمتر و میانگین دمای سالانه ۱۷/۲ درجه سلسیوس گزارش شده است (اداره کل هواشناسی استان گلستان، ۱۴۰۰).

### روش تحقیق

در این پژوهش چهار شاخص اصلی زمین شناسی، ژئومورفولوژی، خاک و هیدروگرافی برای ارزیابی کمی ژئودایورسیتی مورد استفاده قرار گرفتند. برای شاخص زمین شناسی از دو زیرشاخص واحد سنگی و سن سنگها استفاده شد. برای شاخص ژئومورفولوژی از دو زیرشاخص ناهمواری زمین (TRI) و شاخص موقعیت توپوگرافی (TPI) استفاده شد. این شاخص ها با استفاده از مدل رقومی ارتفاع (DEM) با اندازه پیکسل ۳۰ متر در نرم افزار SAGA محاسبه شدند. بر اساس شاخص TPI، نقشه لندفرم منطقه در ده کلاس تهیه شد. نقشه ناهمواری زمین بین ۶۴-۰ به صورت خودکار محاسبه شدند. اما برای استفاده در کار، میانگین اختلاف ارتفاع با استفاده از دستور zonal statistic در نرم افزار QGIS برای هر شبکه مربعی محاسبه شد و در ۵ کلاس طبقه بندی شدند.

در نقشه خاک، رده خاکهای منطقه به عنوان شاخص مورد ارزیابی قرار گرفتند. برای شاخص هیدروگرافی، با استفاده از توابع هیدرولوژیکی در نرم افزار ARC GIS شبکه رودخانه های استان تهیه شد و بر اساس رتبه بندی استرالر طبقه بندی شدند.

برای تهیه نقشه ژئودایورسیتی، شبکه های مربعی به اندازه ۵\*۵ کیلومتر تهیه شد. سپس تعداد عوارض موجود از شاخص های فوق، در هر شبکه مربعی در نرم افزار QGIS شمارش شدند. بر اساس دو روش رایج در ارزیابی ژئودایورسیتی یعنی روش سرانو و روئیز فلانو (۲۰۰۷) اصلاح شده و روش پیرا و همکاران (۲۰۱۳) به عدد نهایی تبدیل شدند. در ادامه، عنوان این دو روش به ترتیب به نام های روش اول (رابطه ۱) و روش دوم (رابطه ۲) به کار برده می شود. در روش اول مجموع عناصر شمارش شده در هر شبکه در کلاس شاخص ناهمواری ضرب می شوند (استوچیکویچ، ۲۰۲۲) و در روش دوم شاخص ناهمواری با مجموع سایر مقادیر جمع بسته می شود. بعد از محاسبه عدد نهایی، این لایه ها به لایه نقطه ای تبدیل شدند و با استفاده از روش کریجینگ معمولی درونیابی شدند.

$$G = E_g R \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$Gr = E_g + E_t \quad \text{رابطه (۲)}$$

G : شاخص ژئودایورسیتی،  $E_g$  : تعداد عناصر ژئودایورسیتی در هر شبکه، R: شاخص ناهمواری است.

Gr : شاخص ژئودایورسیتی،  $E_g$  : تعداد عناصر ژئودایورسیتی در هر شبکه،  $E_t$  : تعداد کلاسه های ناهمواری در هر

شبکه

## نتایج

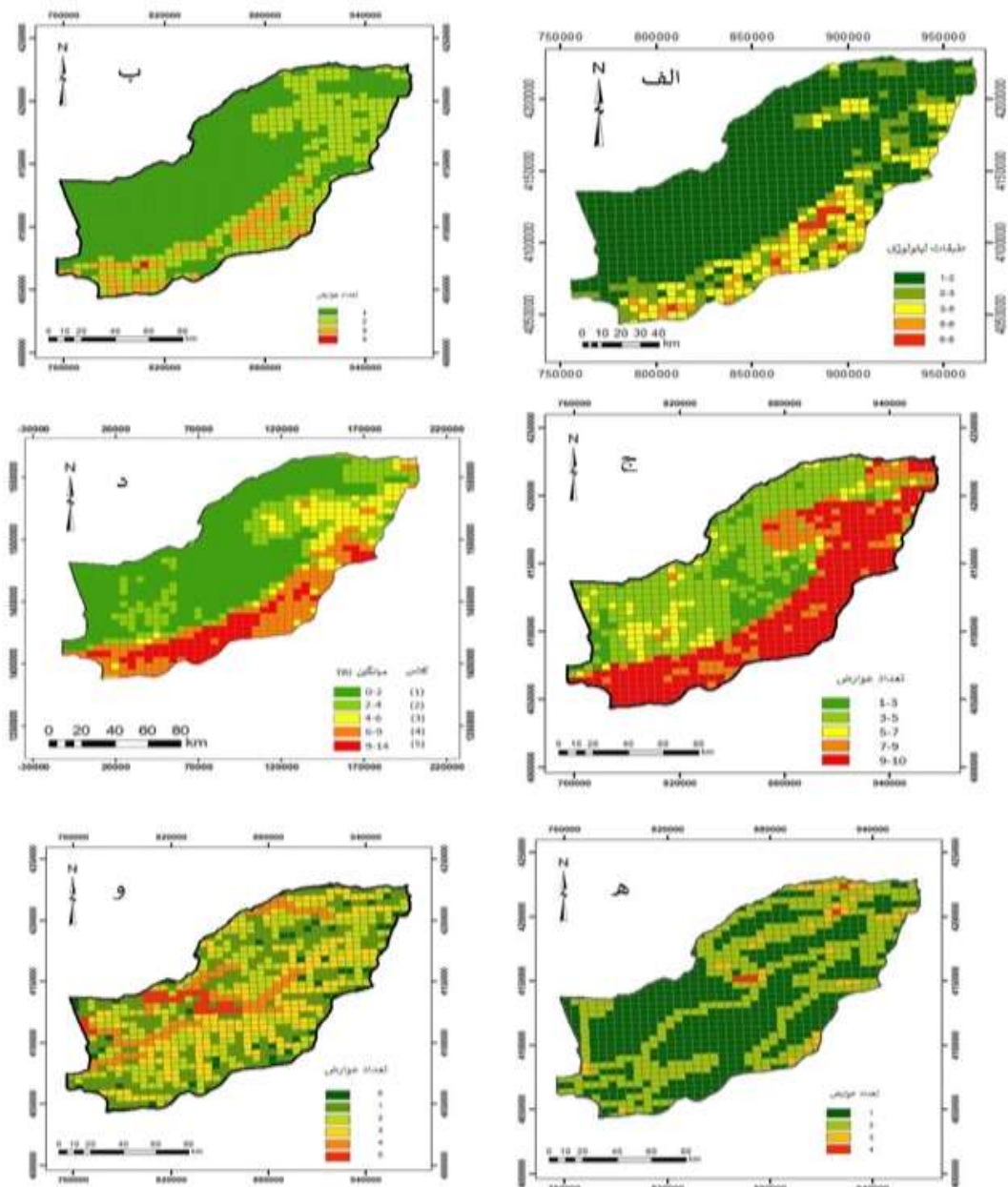
زمین‌شناسی: در شاخص زمین‌شناسی دو مورد لیتولوژی و سن مورد بررسی قرار گرفت. از نظر لیتولوژی ۵۴ ارزش ویژه (Unique Value) در منطقه وجود داشته است که با توجه به تعداد این عوارض در هر شبکه به پنج کلاس طبقه‌بندی شدند (شکل ۲، الف). با این شاخص، مناطق کوهستانی جنوب حوضه تنوع بیشتری داشته‌اند. سن زمین‌شناسی از زیرشاخص‌های مورد بررسی بوده که بر اساس دوره زمین‌شناسی (Era) به چهار دوره سنوزوئیک، مزوزوئیک، پالئوزوئیک و پروتوزوئیک طبقه‌بندی شده است (شکل ۳، ب). قسمت‌هایی از جنوب استان دارای سنگ‌هایی از ۳ تا ۴ دوره زمین‌شناسی هستند (شکل ۱ ب).

ژئومورفولوژی: در این قسمت لندفرم‌ها به ده کلاس آبراهه، دره‌های میانی، زهکش‌های مرتفع، دره، دشت، شیب‌های باز، شیب‌های بالایی، یالهای موضعی، یالهای میانی و قله طبقه‌بندی شده‌اند. لایه لندفرم بر اساس تعداد عوارض در هر شبکه به ۵ کلاس طبقه‌بندی شدند (شکل ۱، ج) که در قسمت‌های جنوب و جنوب شرقی استان تنوع لندفرم‌ها بیشتر بوده است. شاخص ناهمواری TRI با توجه به میانگین مقادیر به ۵ کلاس طبقه‌بندی شدند که بالاترین کلاس در جنوب حوضه قرار گرفته است (شکل ۱ د).

خاک‌شناسی: در شاخص خاک‌شناسی رده خاک مورد بررسی قرار گرفته است که در استان گلستان ۴ رده اصلی وجود دارد. بخش کوچکی از قسمت میانی و شمال شرقی استان تنوع بیشتری نسبت به سایر مناطق داشته‌اند (شکل ۱ ه).

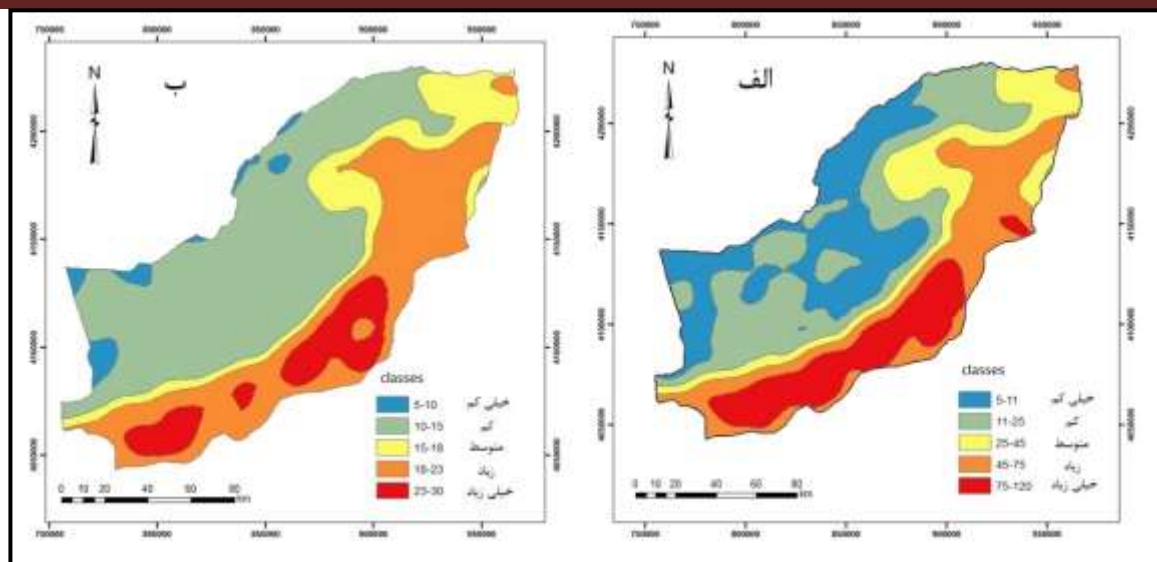
شبکه رود: بالاترین رتبه رود بر اساس روش استرالر در شبکه رودخانه‌های حوضه رتبه ۵ بوده است (شکل ۱ د) و امتیاز هر شبکه بر اساس بالاترین رتبه رود صورت گرفته است. مناطق فاقد شبکه رود هم امتیاز صفر داده شد.

نقشه ژئودایورسیتی: نقشه ژئودایورسیتی استان گلستان با هر دو روش مورد استفاده به پنج کلاس طبقه‌بندی شدند (شکل ۲). در روش سرانو و روئیز فلانو (۲۰۰۷) ۱۴/۳۸ و ۱۹/۱ درصد از مساحت استان به ترتیب در کلاس‌های بسیار زیاد و زیاد قرار گرفتند (جدول ۱). با روش پیرا و همکاران (۲۰۱۳) به ترتیب ۹/۳ و ۲۷/۴۵ درصد در طبقات بسیار زیاد و زیاد قرار گرفتند (جدول ۱).



شکل ۱: نقشه تعداد عناصر ژئودایورسیتی در شاخص‌های مختلف، الف) سنگ شناسی، ب) دوره‌های زمین شناسی، ج) TPI، د) TRI

ه) خاک و شبکه رود



شکل ۲: نقشه نهایی ژئودایورسیتی استان گلستان، الف: روش سرانو و روئیز فلان اصلاح شده، ب: روش پیرا و همکاران (۲۰۱۳)

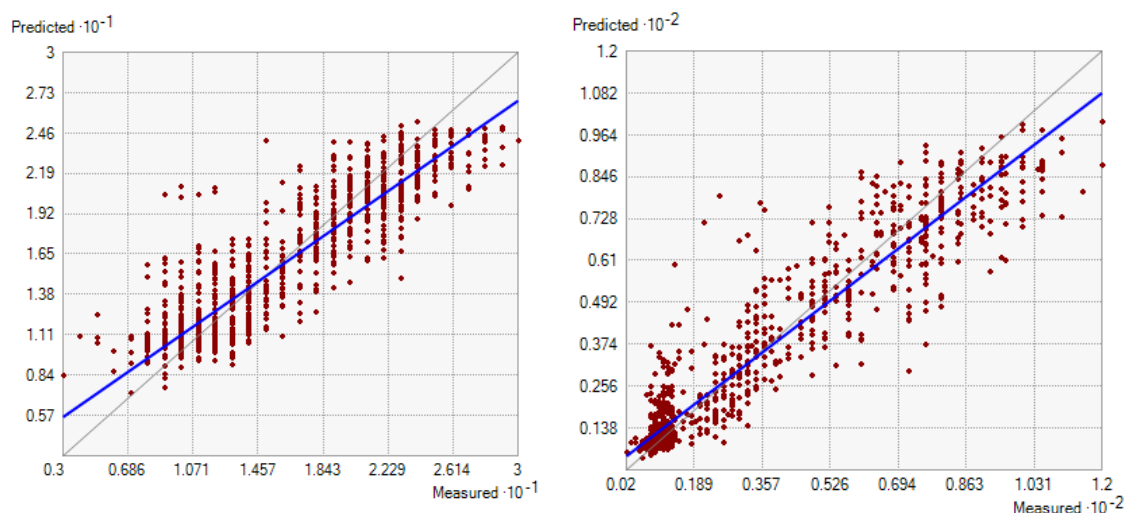
جدول ۱: مساحت کلاسه‌های ژئودایورسیتی در استان گلستان

| طبقه‌بندی بر اساس روش سرانو و روئیز فلانو (۲۰۰۷) |           |        | طبقه‌بندی بر اساس روش پیرا و همکاران (۲۰۱۳) |           |       |
|--------------------------------------------------|-----------|--------|---------------------------------------------|-----------|-------|
| درصد مساحت                                       | توصیف     | کلاس   | درصد مساحت                                  | توصیف     | کلاس  |
| ۲۳.۵                                             | خیلی کم   | ۵-۱۱   | ۲.۸                                         | خیلی کم   | ۵-۱۰  |
| ۲۷.۹                                             | کم        | ۱۱-۲۵  | ۴۷                                          | کم        | ۱۰-۱۵ |
| ۱۵                                               | متوسط     | ۲۵-۴۵  | ۱۳.۴                                        | متوسط     | ۱۵-۱۸ |
| ۱۹.۱                                             | زیاد      | ۴۵-۷۵  | ۲۷.۴۵                                       | زیاد      | ۱۸-۲۳ |
| ۱۴.۳۸                                            | خیلی زیاد | ۷۵-۱۲۰ | ۹.۳                                         | خیلی زیاد | ۲۳-۳۰ |

## بحث و نتیجه گیری

نقشه ژئودایورسیتی استان گلستان با روش کریجینگ معمولی درونیابی شدند. نمودار اعتبارسنجی متقابل (Cross Validation) حاصل از مقادیر اندازه‌گیری شده و مقادیر پیش‌بینی شده نشان می‌دهد خط رگرسیون روش اول نسبت به خط ۱:۱ پیش‌بینی مناسب‌تری را نسبت به روش دوم نشان می‌دهد (شکل ۳). این صحت در تخمین داده‌های با مقادیر کمتر (کلاسه‌های پایین‌تر) بیشتر قابل مشاهده است. در نقشه نهایی حاصل از روش دوم کلاسه‌های بسیار کم و

بسیار زیاد درصد مساحت کمتری را شامل شده‌اند اما در روش اول مقادیر در همه کلاسها توزیع شده‌اند و نسبت مساحت کلاسهای بسیار کم و بسیار زیاد افزایش یافته است.



شکل ۳: نمودار اعتبار سنجی (Cross validation)، سمت راست با روش اول و سمت چپ با روش دوم

## مراجع

- باتجربه، ملیحه، حسین زاده، سید رضا، محسنی، ندا، لکزیان، امیر، (۱۴۰۱)، ارزیابی ژئودایورسیتی حوضه آبریز رودخانه درونگر با استفاده از روش اصلاح شده سرانو و رویز-فلنو. پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، Doi: 10.22034/gmpj.2022.334069.1340
- صالحی پور میلانی، علیرضا، صدوق، سید حسن، رفیعی، رسول، (۱۴۰۰)، ارزیابی ژئودایورسیتی حوضه‌های آبریز مشرف به دریاچه نمک و حوض سلطان. پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، سال دهم شماره ۲، صص. ۸۴-۱۰۵.
- قهرودی تالی، منیژه، علی نوری، خدیجه، فرجادی‌نیا، سجاد، (۱۴۰۱)، کاربرد ژئودایورسیتی در مدیریت محیط (مطالعه موردی حوضه بالادست سد کرج)، پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، سال دهم شماره ۴، صص. ۱۷-۱.
- گلی مختاری، لیلا، نگهبان، سعید، شفیع، نجمه، (۱۳۹۷)، تحلیل مقایسه ای ژئودایورسیتی (تنوع زمین شناختی)

در حوضه‌های شمال غربی استان فارس، پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، سال هفتم شماره ۳، صص. ۱۵۱-۱۶۳.

مقصودی، مهران، مقیمی، ابراهیم، یمانی، مجتبی، رضایی، ناصر، مرادی، انور، (۱۳۹۸)، بررسی ژئومورفودایورسیتی آتشفشان دماوند و پیرامون آن بر اساس شاخص GmI، پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، سال هشتم شماره ۱، صص. ۵۲-۶۹.

Gray, M. (2004). Geodiversity: valuing and conserving abiotic nature. John Wiley & Sons.

Pereira, D.I., Pereira, P., Brilha, J., and Santos, L., 2013. Geodiversity assessment of Paraná State (Brazil): an innovative approach. Environmental management, 52(3), pp. 541-552.

Serrano, E., and Ruiz-Flaño, P., 2007. Geodiversity: a theoretical and applied concept. Geographica helvetica, 62(3), pp.140-147.

Stojilković, B. (2022). Towards transferable use of terrain ruggedness component in the geodiversity index. Resources, 11(2), 22.

Zwoliński Z, Najwer A, Giardino M (2018) Methods for assessing geodiversity. In Geoheritage (pp. 27-52). Elsevier

## مقدمه‌ای بر مورفولوژی و منشأ ساختاری بیرون زدگیهای سنگی زگیلی شکل در فلیش‌های جنوب شرقی ایران (منطقه خاش)

An introduction to the morphology and structural origin of wart-shaped rock outcrops in the flyschs of southeastern Iran (Khash region)

<sup>۱</sup>بابک خردمند، <sup>۲</sup>بهنام رحیمی، <sup>۳</sup>ناصر حاغظی مقدّس

<sup>۱</sup>کارشناس ارشد زمین شناسی شرکت مهندسی و توسعه گاز ایران و مدرّس مدعوّ دانشگاه kheradmand\_babak@yahoo.com

<sup>۲</sup>عضو هیأت علمی دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی b-rahimi@um.ac.ir

<sup>۳</sup>عضو هیأت علمی دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی nhafezi@um.ac.ir

### چکیده

فلیش‌های جنوب شرق ایران از ویژگی‌های مورفولوژیکی و ساختاری خاصی برخوردار هستند. یکی از مشخصه‌های آنها وجود برجستگی‌های سنگی زگیلی شکلی است که در بسیاری از مناطق جنوب شرق ایران قابل مشاهده هستند. ارتفاع آنها نسبت به محیط اطراف از کمتر از یک متر تا ده ها متر متغیّر می باشد. از نظر سنگ شناسی تنوّع زیادی دارند و بیشتر بصورت بلوک‌های آذرین، آهکی و ماسه سنگی دیده می شوند. محیط تشکیل آنها محیط‌های فعال تکتونیکی است که همزمان با رسوب گذاری مؤثر بوده اند. اختلاف مقاومت بلوک‌ها و سنگهای میزبان و اثر فرسایش تفریقی، باعث نمود برآمدگی‌ها و برجستگی‌های حال حاضر شده است.

کلمات کلیدی: مورفولوژی، منشأ ساختاری، فلیش، زگیلی شکل، خاش.

## مقدمه

بطور کلی فلیش های جنوب شرق ایران گسترش زیادی در مناطق زاهدان، خاش، سراوان و جنوب پیرانشهر (مکران) دارند (شکل ۱). زمین ساخت این مناطق دارای ویژگی های خاصی است. در این مقاله سعی شده است تا با مطالعه میدانی از رخنمون های مختلف، وضعیت این گونه ساخت ها مورد بررسی قرار گرفته و وجوه تشابه و تمایز بیرون زدگی های اطراف منطقه خاش در جنوب شرقی ایران مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد

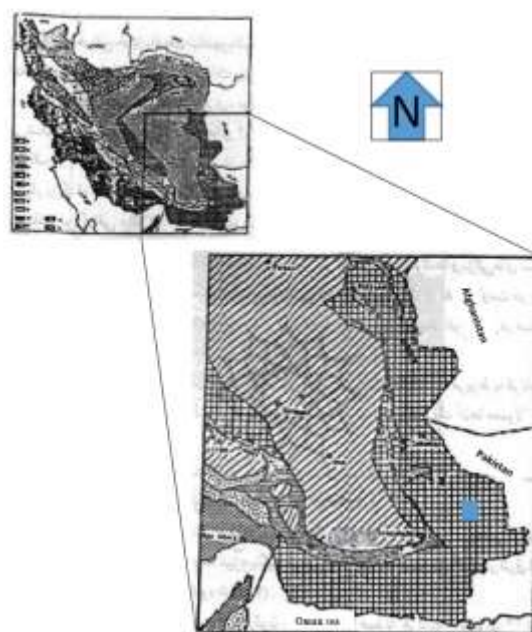
یکی از ساختمانهای جالب توجه و اثرگذار در این مناطق، وجود بلوک های سنگی بیگانه در داخل مجموعه فلیش ها است که بیرون زدگی های زگیلی شکل را به نمایش می گذارند. مطالعاتی که توسط زمین شناسان ایرانی و خارجی از جمله هوپر (۱۹۷۷)، بربریان و همکاران (۱۹۸۱)، ارشدی و همکاران (۱۹۸۳)، شهرابی (۱۹۹۵)، مک کال و همکاران (۱۹۸۵)، مک کال (۱۹۸۵) و مریدی فراهانی (۲۰۰۰) انجام شده، نشان می دهند که این رسوبات در زمان تشکیل خود در اثر فرآیند رسوبگذاری، همزمان با تأثیر فعالیت های تکتونیکی تشکیل گردیده و در نهایت، در برخی مقاطع زمانی منجر به تشکیل فلیش بلوک دار یا فلیش های وحشی شده اند. برخی زمین شناسان از آنها به عنوان آمیزه رسوبی یاد کرده اند (McCall et al. 1985) و برخی نیز این قطعات را به عنوان الیستولیت در داخل فلیش ها یاد کرده اند (Leonov et al. 1987). این بلوک ها بصورت پراکنده و در اندازه های بسیار متنوع، نمای جالب توجهی را بوجود آورده اند که در این مقاله منشأ ساختاری، مورفولوژی، انواع، نحوه شکل گیری و پراکندگی آنها در ناحیه مورد بررسی (منطقه خاش) مورد بحث قرار می گیرند.

## بحث

در اغلب مناطق جنوب شرق ایران، یکی از ساختارهای زمین شناسی شاخص وجود برآمدگی های زگیلی است که بهترین رخنمون های آنها را می توان در نزدیکی خاش مشاهده کرد.

این رخنمون ها از نظر شکل ظاهری، مورفولوژی های عدسی شکل، مدور و در برخی موارد بی شکل را بوجود می آورند (شکل های ۲، ۳، ۴ و ۵). اختلاف ارتفاع آنها نسبت به محیط اطراف از یک متر تا حدّ ده ها متر نوسان دارد و اندازه آنها از حدّ چند سانتی متر تا بلوک های بسیار بزرگ که ارتفاعات را تشکیل می دهند، متغیر است. از نظر وضعیت مکانی در موقعیت های مختلف توپوگرافی واقع شده اند. از جمله در دامنه ها و یالها، ارتفاعات و خطّ الرأس ها، درّه ها و... لذا نمی توان موقعیت مکانی خاصی برای آنها در نظر گرفت. بلوک ها ویژگی های سنگ شناسی متنوعی

دارند؛ ولی اغلب آنها از سنگ هایی تشکیل شده اند که از نظر مقاومت در برابر فرسایش، مقاوم تر بوده اند و حاصل فرسایش دیفرانسیلی یا تفریقی هستند. انواع زیر در منطقه قابل مشاهده اند که تقریباً اغلب آنها از سنگ های میزبان قدیمی تر می باشند:



شکل ۱: موقعیت و گسترش فلیش های جنوب شرق ایران (بخش های چهارخانه) (منطقه مورد مطالعه با مربع آبی نشان داده شده است. بدون مقیاس (برگرفته از افتخار نژاد، ۱۳۵۹).

الف) بلوک های آذرین (اولترابازیک و گابرویی): قدمت این بلوک ها عمدتاً مربوط به کرتاسه است که پراکندگی آنها در شمال خاش قابل توجه است. رنگ آنها معمولاً سبز تیره است (شکل ۴)؛

ب) بلوک های آذرین (بازالتی): سنّ این بلوک ها عمدتاً مربوط به کرتاسه است که بیشتر در مناطق شمال خاش پراکنده اند و رنگ آنها معمولاً تیره است (شکل ۵)؛

بلوک های نوع الف و ب بیشتر در نواحی آمیزه رنگین گسترش دارند، ولی در بعضی از موارد این گونه بلوک ها را در خارج محدوده آمیزه رنگین نیز می توان مشاهده کرد.

ج) بلوک های آهکی و ماسه سنگی دگرگون شده: سنّ آنها عمدتاً کرتاسه- پالئوسن است که بطور پراکنده در

شمال خاش دیده می شوند. این بلوک ها به دلیل عدم سنخیت با محیط اطراف، مورفولوژی های شاخصی را بوجود آورده اند؛

د) بلوک های آهکی با سنّ ائوسن و پراکنده در محیطهای شیلی که زیباترین مورفولوژی های زگیلی مناطق شمال و غرب خاش را پدید آورده اند (شکل ۲)؛

ه) بلوک های ماسه سنگی با سنّ ائوسن و الیگوسن که در اغلب مناطق ذکر شده قبلی دیده می شوند. اندازه آنها بسیار متنوع و عمدتاً بلوک های کوچک را تشکیل می دهند و در بعضی از موارد کاملاً گرد شده هستند (شکل ۳)؛

و) بلوک های شیلی: سنّ آنها از ائوسن تا الیگوسن متغیر است و با توجه به هم جنس بودن با محیط اطراف، مورفولوژی های برجسته ای را بوجود نیاورده اند.

نحوه تشکیل بلوکها را می توان با دو موضوع محیط رسوبگذاری و فرسایش تفریقی مورد توجه قرار داد. از نظر زمین شناسی محیط تشکیل آنها را می توان محیطهای فعال تکتونیکی ذکر کرد که همزمان با رسوب گذاری، در منطقه موثر بوده اند. فعالیت گسل های معکوس در حاشیه حوضه های

رسوبی که این نوع بلوک ها در آنها شکل می گیرند نقش اساسی دارد؛ یعنی زمانی که حاشیه حوضه رسوبی فعال است، گسل ها، حاشیه ها را به سمت ارتفاع بیشتر می رانند و همین امر موجب ناپایداری ثقلی رسوبات می گردد.

در پی این فرآیند، محیط مساعدی برای ایجاد بلوک برای بخشهای پایین تر فراهم می گردد. چنانچه محیط بالا آمده و حالت صخره ای داشته باشد، معمولاً سنگ ریزش ها را ایجاد می کند و در غیر این صورت انواع مختلف لغزش های ثقلی از جمله ساخت های واریزه ای، قطعات شکسته، جریانهای توربیدیتی و ... را بوجود می آورند (Stow 1993).



شکل ۲. نمایی از بلوک‌های موجود در رسوبات شیلی ائوسن (جنوب خاش).



شکل ۳. تصویر قطعه آهکی ائوسن در داخل شیل (۵ کیلومتری جنوب خاش).



شکل ۴. ساختار زگیل مانند بوضوح در سمت چپ تصویر قابل مشاهده است.



شکل ۵. ساختار زگیل مانند بوضوح در وسط تصویر قابل مشاهده است.

## نتیجه گیری

محیط رسوب گذاری فلیش ها زمینه مساعدی برای تشکیل بلوک ها بوده و در نتیجه، ساختارهای زگیلی شکل در سطح زمین ایجاد می کنند. تشکیل این بلوک ها مستقیماً به محیط رسوب گذاری بستگی داشته و مورفولوژی فعلی و تظاهر سطحی آنها، ارتباط مستقیم با فرسایش تفریقی نسبت به محیط اطراف دارد؛ بطوریکه با توجه به مقاومت بیشتر، نسبت به سنگ های میزبان برجسته تر می باشند و به صورت قطعات بی ریشه یا با ریشه های محدود در سطح

تظاهر می نمایند. رسوبات سخت شده، تحت فرآیندهای فعال تکتونیکی و حرکت گسل ها، به بخش های پایین تر محیط رسوبی حرکت نموده و واریزه ها، عدسی ها و بلوک ها را با اندازه ها و شکل های مختلف بوجود می آورند. مورفولوژی آنها بستگی به شکل، اندازه و نوع رخساره دارد. مورفولوژی های گرد و مدور با اختلاف ارتفاع کمتر بیشتر از جنس سنگهای بازالتی و گابرویی- پریدوتیتی است و کمتر به صورت بلوک های کوچک دیده می شوند؛ در حالی که بلوک های آهکی، حالت صخره ای داشته و بیشتر عدسی شکلند. با توجه به متغیر بودن ضخامت لایه های ماسه سنگی، این بلوک ها اندازه بسیار متنوع داشته و کمتر صخره ساز هستند.

## مراجع

افتخارنژاد، ج، (۱۳۹۵)، تفکیک بخشهای مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، صص ۲۸-۱۹.

خردمند، ب. (۱۴۰۰). مدل سازی گسل های فعال و بررسی اثرات زمین شناختی و لرزه- زمین ساختی در طراحی و مسیریابی شریان های حیاتی (مطالعه موردی: طراحی بهینه سیستم انتقال گاز سراسری در حوضه فلیشی شرق ایران در محدوده میرجاوه- ایرانشهر)، پایان نامه دوره دکترای رشته زمین شناسی در گرایش تکتونیک، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی.

شهرابی، م، (۱۳۷۴)، شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش خاش، مقیاس ۱/۲۵۰،۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور، ص ۳۳.

مریدی فریمانی، ع.الف، (۱۳۸۰)، بررسی مورفولوژی ساختاری بیرون زدگی های سنگی زگیلی شکل در فلیشهای جنوب شرق ایران، مجله علوم انسانی دانشگاه سیستان و بلوچستان، ویژه نامه جغرافیا و توسعه، صص ۲۰۳-۱۹۱.

Huber, H, 1977, Geological map of Iran, sheet No. 6, south-east Iran, 1:1/000/000, NIOC.

Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian journal of earth science, vol. 18, No.2, pp.210-265.

Arshadi, s., Forster, H., 1983, Geological structure and ophiolites of Iranian Makran, Geodynamic project in Iran, R.G.S.I. rep. No.51, pp.479-488.

McCall, G.J.H., Eftekhar-Nezhad, J., Samini-Namin, M., 1985a, East Iran Project, north Makran and south Balouchestan, Geol. Surv. Iran. Rep. No. 57. Pp 283-304.

McCall, G.J.H., Eftekhar-Nezhad, J., Samini-Namin, M, Arshadi, S., 1985b, Explanatory text of the Pishin quadrangle map, 1:250/000, Geol. Surv. Iran. No.M14. p 170.

McCall, G.J.H., Eftekhar-Nezhad, J., Samini-Namin, M, Arshadi, S., 1985c, Explanatory of the Fanuj quadrangle map 1:250/000, Geol. Surv. Iran. No.K14. pp 216-219.

McCall, G.J.H., Eftekhar-Nezhad, J., 1993, Explanatory text of the Nikshahr quadrangle map, 1:250/000, Geol. Surv. Iran. No.L14. pp 181-197.

McCall, G.J.H., 1995, the inner Mesozoic to Eocene ocean of south and central Iran and the associated micro continents. Geotectonic, 6, 45-52.

McCall, G.J.H., 1996, the post-tectonic fanglomerates of the Makran accretionary prism, Iran, Geoscientist, 6(6), 11-13.

McCall, G.J.H., 1997, the geotectonic history of Makran and adjacent area of southern Iran, Journal of Asian earth science, vol, 15.No.6, pp.517-531.

Leonov, Yu.G, Khain, V.E., 1987, Global correlation of tectonic movements, John Wiley, p.26-36.

Stow.D.A.V, 1993, Deep clastic seas, in (Reading, H.G) Sedimentary environments and facies, Blackwell Scientific publication, pp.399-445

## نظریه کیاس در تبیین تغییرات الگوی ریزگردها در تهران

### Chaos Theory in explaining dust storm pattern changes in Tehran

<sup>۱</sup>دکتر منیژه قهرودی تالی، <sup>۲</sup>دکتر رامین رحیمی

<sup>۱</sup>گروه جغرافیای طبیعی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، m-ghahroudi@sbu.ac.ir

<sup>۲</sup>گروه جغرافیای طبیعی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، raminrahimi96@gmail.com

#### چکیده

نظریه کیاس در خصوص سیستم های دینامیکی پیچیده غیر خطی که رفتار آشوبناک، تصادفی و غیر قابل پیش بینی و حساس به شرایط اولیه مطرح شده است. این پژوهش با استفاده از داده های روزهای وقوع ریزگردها بر اساس آمار شرکت کنترل ترافیک هوای شهر تهران و همچنین ایستگاههای سینوپتیک تهران و تصاویر مودیس در مقطع زمانی ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ (۱۳۸۴ الی ۱۳۹۶) انجام شده است. روش تحقیق شامل استفاده از مدل های رهگیری بسته های هوای ورودی به شهر تهران (Back Trajectory Analysis) و استفاده از شاخص های آشکار سازی ریزگردها بوده است. نتایج نشان داد که پدیده ریزگردها از لحظه شروع بر روی نقاط کانونی تا لحظه ورود به شهر تهران از یک سری الگوها و مسیرهای مشخص پیروی می کند ۵ الگوی کلی بر وقوع این پدیده حاکم است که طی سالهای مورد نظر تغییراتی با الگوی پرتکرار آن نشان می دهد. بنابراین فراوانی مسیر الگوهای ورود ریزگرد به شهر تهران تغییراتی قابل مشاهده است، تغییرات فراوانی مسیر ریزگردها از طریق ارتباط آن با منابع ورودی قابل تبیین نیست. بلکه بیشتر به نظر می رسد که سیستم حرکتی ریزگردها در صدد برقراری نظم عمیق تر است که به دلیل تغییرات در مبدا و مقصد نیست. بلکه ورودی ریزگردها به این سیستم حرکتی در طول حرکت در داخل سیستم دچار تغییراتی شده است.

کلمات کلیدی: ریز گرد، کیاس، تهران

## مقدمه

نظریه کیاس در دستگاه معرفت شناسی فضایی یا سیستمی مطرح است و به سیستم های دینامیکی پیچیده غیر خطی که رفتار آشوبناک، تصادفی و غیر قابل پیش بینی و حساس به شرایط اولیه، اشاره می کند. بر خس ژئومورفولوژیستها معتقدند که این رفتار در برخی از سیستم های ژئومورفیک قابل مشاهده است (رامشت، ۱۳۸۲، کرم، ۱۳۸۹، رامشت و باباجمالی ۱۳۹۸). تئوری کیاس برای اولین بار در سال ۱۹۹۵ توسط ادوارد لورنز در هواشناسی به کار رفت و وی آن را به یک علم تبدیل کرد. گریک (۱۹۸۷) و پرسپول (۱۹۸۹) سیر تاریخی آن را تبیین کردند و استوارت (۱۹۸۹) و جنسین (۱۹۸۷) به توضیح و تشریح مبانی اساسی این تئوری پرداختند. در ایران برخی تحقیقات با دیدگاه نظری کیاس تبیین شده است برای مثال در منطقه حدفاصل کاشان و نایین، دره های هنجن و طامه علیرغم حاکمیت تسطیح شدگی سطح دشتسر، به صورت استثنایی دارای دره های کاویده شده عمیقی هستند که دشتسر را برش داده اند (رامشت و باباجمالی ۱۳۹۸). همچنین الگوهای فراکتالی در پلایاهای حوض سلطان و گاو خونی مطالعه شد که نتیجه اش در میکرو لندفرمهای موجود در تالاب گواه بی نظمی یا آشوب در سیستم شکل زایی حاضر و گذر آن به سیستم پلایاگونه بود (قهرودی و نوری ۱۳۹۳، قهرودی و خدروی ۱۳۹۲) همچنین (قهرودی و درفشی، ۱۳۹۳) با مدل فرکتال به بررسی آشفستگی در الگوی خطر سیلاب در تهران پرداختند و نتیجه گرفتند که سیلاب اگرچه خود یک مخاطره یا بی نظمی محسوب میشود و لیکن بی نظمی در الگوهای رخداد آن میتواند حاکی از تغییرات ماهیت آن باشد تبیین کیاس یا بی نظمی و آشفستگی در مخاطره سیلاب با هندسه فرکتال قابل ردیابی است. نظریه کیاس در دستگاه معرفت شناسی سیستمی اشاره به رخداد نظمی عمیقتر دارد. بدین مفهوم که اصولاً هر پدیده در جهان دارای نظمی است ممکن است در آن بی نظمی دیده شود. اما در هر بی نظمی نظمی نهفته وجود دارد که با تغییر دیدگاه این بی نظمی به نظمی عمیق تغییر می کند. داداش زاده و همکاران (۱۳۹۳) با استفاده از تئوری کیاس و تحلیل فرسایش قهقرایی و ایجاد پدیده اسارت در چاله اردبیل آن را سرمنشا تغییرات بزرگ هیدرولوژیکی و تحولات کشاورزی و جمعیتی در آن محدوده قلمداد نمودند.

فلیپس در ۱۹۸۸ دریافت که فرسایش خط ساحلی در طول خلیج دلاوار با زیرآب رفتن ساحلی مرتبط است و پیچیدگی زیاد الگوی خط ساحلی نشأت گرفته از نرخ فرسایش ثبت شده است. همچنین مطرح نمود در شرایطی که سیستم کیاس باشد لازم است الگوهای فضایی بی نظم از واکنش مرداب به فرایندهای غیرخطی قطعی قابل استناد باشد و هیچ ضرورتی برای توضیح تغییرات محلی به دلیل کنترلهای محیطی وجود ندارد هر چند بعداً می تواند الگوهای نامنظم را برای مشاهده شدن تشریح کند. احتمالاً فیدبک مثبت و خود افزایشی علامت شناسایی رفتار کیاسی است. مثل واکنش تالاب ها به بالا آمدن سطح دریا است که نشان دهنده ناپایدار آنها می باشند (Phillips, 1989).

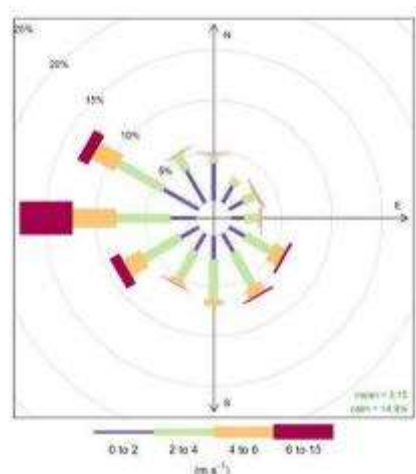
## منطقه مورد مطالعه

در پای دامنه جنوبی ارتفاعات البرز و حدفاصل بزرگترین شبکه های دائمی این ناحیه، یعنی رودهای کرج در مغرب و جاجرود در مشرق، پایتخت و بزرگترین شهر ایران و یکی از بزرگترین شهرهای دنیا استقرار یافته است. از شمال و مشرق به ترتیب وسیله کوههای توچال، سه پایه و بی بی شهربانو محصور شده و از مغرب و جنوب، ارتباط آزادی با دشت پایکوه دارد. به استثنای چند عارضه کوهستانی کوچک و محدود (کوههای آراد، مره و ۰۰۰۰)، با بیابان های داخلی (مسيله و دشت کویر) در ارتباط مستقیم است. بنابراین هم از امکانات مساعد نواحی کوهستانی بهره مند است و هم مشکلات نواحی بیابانی را تحمل می کند. با توجه به محدودیت امکانات محیط، بار سنگینی بر دوش طبیعت این ناحیه است. هرچند روستای سابق تهران خود مولود شرایط نسبتاً مناسب محلی بوده، اما گسترش بی حد، ناهماهنگی و سریع آن بسیاری از این امکانات رایا آلوده ساخته و یا از بین برده است.

## مواد و روشها

در ایران منطقه تحت تاثیر پدیده ریزگرد ابتدا در خوزستان و برخی استانهای غربی مشاهده شده است ولی منطقه تحت تاثیر هر سال گسترده تر شده است تا جایی که در سال ۱۳۸۹ علاوه بر جنوب غرب، غرب، و شمال غرب کشور در مناطق مرکزی شامل استان های تهران، زنجان، اصفهان و ... نیز وقوع پدیده گزارش شده است و در حال حاضر تعداد استان های تحت تاثیر به ۲۱ استان رسیده است. و معمولاً چنین پدیده ای به فصل گرم سال محدود می گردد ولی در سالهای اخیر در فصل بهار و بعضی اوقات در زمستان هم رخ داده است. از طرفی با توجه به اینکه ماهواره ترا (سنجنده مودیس) از سال ۱۹۹۹ در مدار قرار گرفته و آرشیو تصاویر آن موجود است و همچنین به خاطر وقوع متعدد پدیده ریزگرد در حوالی سالهای ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ و برخی عوامل دیگر (وجود آرشیو اطلاعات محلی و...) مقطع زمانی ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ (۱۳۸۴ الی ۱۳۹۶) برای این پژوهش انتخاب گردید. روزهای وقوع ریزگردها بر اساس آمار شرکت کنترل ترافیک هوای شهر تهران و همچنین ایستگاههای سینوپتیک تهران انجام شده است که در این رابطه با همپوشانی روزهای با دید افقی کمتر از ۳۰۰۰ متر و نیز شاخص  $PM_{10}$  بالاتر از حدود ۱۵۰ ppm به عنوان شاخص انتخاب ریزگرد در نظر گرفته شده است که بر این اساس حدود ۴۲ روز وقوع پدیده ریزگرد در طول بازه فوق الذکر در تهران شناسایی شد. با اخذ دیتاهای مربوط به ایستگاههای سینوپتیک تهران مهر آباد، چیتگر، امام خمینی، لواسان از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ و بررسی کدهای فوق برخی از روزهایی که احتمال وقوع ریزگرد در آنها محسوس بود مشخص گردیده است. در این تحقیق از داده های ساعتی گرد و غبار (قدرت دید افقی و کدهای هواشناسی) ایستگاه سینوپتیکی کشور در سال های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ استفاده شده است. در گلباد بلند مدت ایستگاه های شاخص جهت باد غالب استان تهران در اکثر ماهها بیشتر متمایل به غرب و جنوب را نشان میدهد که البته در بازه مورد تحقیق گلباد سالهای ۸۵

تا ۹۰ و ۹۰ تا ۹۵ نیز تهیه شده است (شکل ۱).



شکل ۱: گلباد مربوط به سالهای ۹۰ تا ۹۵ شهر تهران (شرکت کنترل کیفیت هوای تهران)

روش کار برای استخراج الگوی ریز گردها به شرح زیر می باشد:

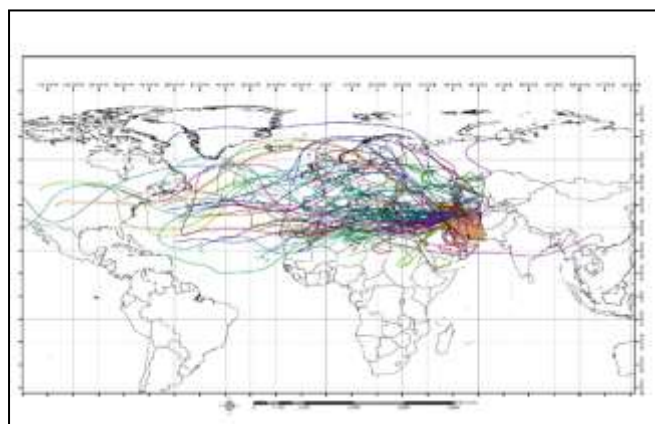
۱- رهگیری بسته های هوای ورودی به شهر تهران با استفاده از مدل Back Trajectory Analysis : جهت تعیین حدود نسبی کانون های گرد و غبارهای منطقه ای، از نقشه های سرعت و جهت باد و برای مشخص نمودن مسیر آنها و مدل رهگیری بسته های هوا (HYSPLIT) بهره گرفته میشود. استفاده از نقشه های جوی و مدل رهگیری باد به عنوان مکمل تصاویر ماهواره ای جهت افزایش اعتبار نتایج تحقیق برای تمامی موارد گرد و غبار مورد استفاده قرار گرفته اند. در این مدل (به عنوان بسته های حامل ذرات گرد و غبار) در منطقه درگیر با این پدیده، از زمان ثبت گرد و غبار در ایستگاه های هواشناسی با حرکت زمانی عقب گرد (Backward) بوسیله مدل (HYSPLIT) انجام شده است. اگر بسته های هوای رسیده به منطقه از مناطق مولد توده های گرد و غبار که بوسیله تصاویر ماهواره ای یا نقشه های سرعت و جهت باد تعیین شده اند، عبور نمایند، می توان آن مسیر را بعنوان محل عبور توده های گرد و غبار شناسایی نمود.

۲- استفاده از شاخص های آشکار سازی ریزگردها شامل شاخص BTD اکرمین که از ارزش های BTD (اختلاف درجه حرارت روشنایی) کمتر از ۰ درجه کلوین را به معنی وجود گرد و غبار و ارزش های BTD بزرگتر و مساوی 0 درجه کلوین را نشان دهنده عدم وجود گرد و غبار در نظر گرفت، روش شاخص گرد و غبار که در این روش، تشخیص گرد و غبار فقط برای هنگام روز انجام می شود در این روش آزمونهای درجه حرارت روشنایی و بازتابندگی، بر روی باندهای مرئی و حرارتی سنجنده مودیس اعمال می گردد در این روش هم مانند روش قبل، آزمون های آستانه با استفاده از هیستوگرام برای مراحل مختلف انجام می شود و آستانه ها برای هر رویداد تنظیم میگردد. خروجی این

روش به شکل یک شاخص (شاخص گرد و غبار) است که در آن ارزش ۱ نشان دهنده وجود گرد و غبار و ارزش ۰ نشان دهنده عدم وجود گرد و غبار است، روش میلر که این الگوریتم که اطلاعات را از باندهای مرئی چندگانه با مادون قرمز نزدیک و دور ترکیب می کند، توانایی بهبود یافته را برای تشخیص مناطق گرد و غبار از ابرهای یخی و سطح روشن بیابان در تصاویر رنگی کاذب فراهم می کند (Miller, ۲۰۰۳)، روش TIIDI: این الگوریتم تشخیص گرد و غبار بر پایه اختلاف درجه حرارت روشنایی چهار باند مادون قرمز حرارتی را به کار می برد و روش DUST RGB که این روش برای پایش تکامل و شناسایی طوفان های گرد و غبار روی بیابان در هم هنگام شب و هنگام روز طراحی شده است. این الگوریتم نیز بر روی باندهای مودیس اعمال می گردد.

## نتایج

با استفاده از تصاویر مودیس و کنترل آن با مدل اقلیمی طی سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ مشخص گردید که این پدیده ریزگردها از لحظه شروع بر روی نقاط کانونی تا لحظه ورود به شهر تهران از یک سری الگوها و مسیرهای مشخص پیروی می کند لازم به توضیح است که براساس رخداد این پدیده بر روی تصاویر ماهواره ای این پدیده به صورت منظم و خطی جریان پیدا نمی کند بلکه ممکن است در اطراف محور حرکت، کیلومترها آن طرف تر را نیز تحت الشعاع خود قرار دهد.



شکل ۲: خروجی مدل BTA مربوط به HYSPLIT

شکل ۲ الگویی است که بیشتر در تیر ماه به وقع می پیوندد و شروع جریان شمال شرق سوریه میباشد که به تدریج با پیشروی در کشور عراق تقویت شده و با عبور از بیابانهای داخلی موجب بیشتر شدن بار رسوبی این جریانات می گردد در واقعه فوق الذکر هسته اولیه توده گرد و غبار بر روی شروع این الگو شکل گرفته، اما با ورود به جنوب شرق

عراق تقویت شده و باعث افزایش گستره جغرافیایی و غلظت توده گرد و غبار بر روی تصاویر ماهواره ای شده است. علت تفاوت مدل اقلیمی با گستره ریزگرد بر روی تصاویر ماهواره ای همین تشدید و تقویت پدیده در محدوده جنوب شرق عراق است. شکل ۳ الگویی را در اواخر زمستان و اوایل بهار نشان می دهد. این الگو با عبور از خلیج فارس گرد و غبار های برخاسته از صحاری عربستان خاصه ربع الخالی را به داخل فلات مرکزی ایران حمل میکند این الگو چون سد کوهستانی مهمی در مسیر خود ندارد گاها گستره خود را تا تهران میرساند ونمونه بارز آن گردو غبار ناشی این الگو در تاریخ جمعه ۱۱ اسفند ۱۳۸۵ در تهران است. البته شایان ذکر است ممکن است رفتارهای ورود ریزگرد در این الگو از لحاظ هندسی انحرافات داشته باشد.



شکل ۳: الگوی ورود ریزگرد به ایران در ۱۱ اسفند ۱۳۸۵

شکل ۲: الگوی ورود ریزگرد به ایران در ۱۴ تیر ۱۳۸۸

شکل ۴ الگویی با محور بیشتر غربی - شرقی را نشان می دهد که منطبق با جریانهای غربی است رابطه معنی دار مشخصی با فصول و ماههای سال ندارد ولی به طور کلی وقوع آن در بیشتر در ماههای گرم سال رخ میدهد منشا آن بیشتر صحراهای شمال عربستان (شرق جوف وسکا که ) است همچنین ممکن است این هسته های تراکم گرد و غبار پس از تشکیل در شرق آفریقا و روی عربستان سعودی به عراق و ایران حرکت می نماید و در صورت تقویت کویت را هم تحت تاثیر قرار خواهد داد و در نهایت پس از عبور از زاگرس و ادامه حرکت شهر تهران را تحت تاثیر خواهد گذاشت.

شکل ۵ الگوی طوفان ۱۳ آوریل ۲۰۱۱ با ایجاد هسته تراکم بر روی جنوب شرق عراق و تا حدودی دشت خوزستان ایران است این گرد غبارها همانطور که در نقشه رهگیری بسته هوا مشهود است به رنگ قرمز مشخص است در سطح پایین جریان داشته و پنهان شدن توفانهای گرد و غبار در زیر ابرهای متوسط تا بلند مانند آلتواستراتوس در

تصاویر مودیس بیان کننده حرکت این طوفانها در نزدیک سطح زمین است (قهرودی، ۱۳۹۱).



شکل ۵: الگوی طوفان ۲۵ فروردین ۱۳۹۱

شکل ۴: وقوع طوفان ریزگرد با الگوی شرقی-غربی

شکل ۶ الگوهای گاهها به صورت ترکیبی و یا بی نظم که نمونه آن طوفان گرد و غبار ۳ خرداد ۱۳۹۱ که از غرب کشور می باشد و طوفانهای ۱۹ و ۲۰ فروردین ۱۴۰۰ و ۱۷ و ۱۸ اردیبهشت ۱۴۰۱ می باشد. در طوفانهای ریزگرد سال ۱۴۰۱ و به ویژه طوفانهایی که به محدوده شهر تهران رسیده اند، کانونهای ریزگرد واقع در خارج از کشور، نقش بسیار پر رنگتری از کانونهای داخلی داشته اند، سهم عمده طوفانهای ۱۹ و ۲۰ فروردین ماه ۱۴۰۰ مربوط به کانونهای واقع در کشورهای عراق، سوریه و اردن بوده و در طوفانهای ۱۷ و ۱۸ اردیبهشت ماه ۱۴۰۰ جاری نیز کانونهای واقع در کشورهای عراق و عربستان، نقش اصلی را داشتند.



شکل ۶: الگوهای بی نظم

## بحث و نتیجه گیری

نظریه کیاس به مطالعه سیستم های دینامیکی کیاتیک (Chaotic) (آشوبناک) و بیان نوعی نظم در چهارچوب روندی بی نظم می پردازد. این تئوری نوع پیشرفته ای از تئوری دستگاه های پویا (dynamical systems theory)

شاخه ای از ریاضیات که با دستگاه هایی که حرکتشان بر اساس قوانین ساده ای هستند در رابطه می باشد. نتایج تحقیق نشان میدهد که در فراوانی مسیر الگوهای ورود ریزگرد به شهر تهران تغییراتی قابل مشاهده است، تغییرات فراوانی مسیر ریزگردها از طریق ارتباط آن با منابع ورودی قابل تبیین نیست. بلکه بیشتر به نظر می رسد که سیستم حرکتی ریزگردها در صدد برقراری نظم عمیق تر است که به دلیل تغییرات در مبدا و مقصد نیست. بلکه ورودی ریزگردها به این سیستم حرکتی در طول حرکت در داخل سیستم دچار تغییراتی شده است که مقایسه با نتایج رحیمی و همکاران در سال ۱۴۰۰ بیانگر دخالت مناطق خشکی در میان داد سیستم است که نظم سیستم را متحول می کند و نظم عمیق تر برقرار می کند. احتمالاً منابع میان داد به صورت پس خوراند مثبت، در سیستم دینامیکی حرکت ریزگردها سبب تغییر در الگوی حرکت ریزگردها به سمت تهران شده است که قابلیت پیش بینی مسیر حرکت را با مشکل مواجه می کند. مقایسه نتایج این تحقیق با تحقیقات قهرودی و علی نوری ۱۳۹۳ و قهرودی و خدیری ۱۳۹۲ نشان داد که رخداد کیاس می تواند سبب برقراری نظم متفاوت و عمیق تر شود که خود سبب ناپایداری مکانی و زمانی و به طور کلی رفتار متفاوت و غیر قابل پیش بینی سیستم شود.

## مراجع

داداش زاده، زهرا؛ گلی، لیلا؛ آرا، گلی؛ کیاس فرسایشی و تحولات پیش بینی نشده چاله اردبیل؛ مجله برنامه ریزی محیطی؛ پاییز ۱۳۹۳

رامشت، محمد حسین، نظریه کیاس در ژئومورفولوژی، مجله جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان ۱۳۸۲،

رامشت، محمد حسین، باباجمالی، فرهاد، ژئومورفولوژی تحلیلی ایران، انتشارات سمت، ۱۳۹۸.

رحیمی، رامین، قهرودی تالی، منیژه، صدوق، حسن، الگوها و منابع داخلی ریزگردهای تهران، پژوهشهای دانش زمین، سال دوازدهم، شماره ۴۸، زمستان ۱۴۰۰،

شایان، سیاوش، مقصودی، مهران، گل علیزاده، موسی، شریفی کیا، محمد و فاطمه نوربخش، تحلیل فضایی لندفرم های بادی با استفاده از نظریه فرکتالی ( مطالعه موردی :ریگ اردستان)، پژوهش های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۸، شماره ۲، صص ۲۴۵-۲۳۱، تابستان ۱۳۹۵

شرکت کنترل کیفیت هوای تهران، گزارش کیفیت هوای تهران ۱۳۹۰-۱۳۹۵. مرکز چاپ نشر شهر

علمی زاده، هیوا، و شایان، سیاوش.. نظریه آشوب در ژئومورفولوژی جریانی (مطالعه موردی تغییرات بستر رود کل، هرمزگان). جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، ۲۵ (۳) (پیاپی ۵۵)، ۲۱۷-۲۳۰، ۱۳۹۳

قهرودی، منیژه، پلایاها تشدید کننده ریزگرد ها، اولین همایش انجمن ایرانی ژئومورفولوژی، اسفند ۱۳۹۱

قهرودی، منیژه. میرزاخانی، بهاره. پدیده کویر زایی در تالابهای ایران، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره چهارم،

۱۳۹۱

قهرودی تالی، منیژه؛ خدیری غریب وند، لادن، رویکرد فرم شناسی در استراتژی مدیریت تالابها و پلایاها بررسی

موردی: پلایای گاوخونی، دوره ۱۴، شماره ۲، تیر ۱۳۹۵، صفحه ۱۰۹-۱۱۸، ۱۳۹۲

قهرودی، منیژه. درفشی، خه بات، بررسی آشفتگی در الگوی خطر سیلاب در تهران مجله تحلیل فضایی مخاطرات

محیطی، سال دوم، شماره ۲، ۱۳۹۳

قهرودی، منیژه. علی نوری، خدیجه، ردیابی مخاطرات پلایای حوض سلطان با بررسی آشفتگی در میکروکلندفرم

ها. مجله دانش مخاطرات، دوره ۱، شماره ۲، ۱۳۹۳.

کرم، امیر، نظریه آشوب (فرکتال) و سیستم های غیر خطی در ژئومورفولوژی، فصلنامه جغرافیای طبیعی، تابستان

۱۳۸۹

Harrison, R., Biswas, D. Chaos in light. Nature 321, 394-401 (1986).  
<https://doi.org/10.1038/321394a0>

Lorenz, E. N. J. atoms. Sci. 20, 130 (1963)

Miller, G. A. The cognitive revolution: A historical perspective. Trends in Cognitive Sciences, 7(3), 141-144. 2003. [https://doi.org/10.1016/S1364-6613\(03\)00029-9](https://doi.org/10.1016/S1364-6613(03)00029-9)

Phillips, J.D. 1992. Qualitative chaos in geomorphic systems, with an example from wetland response to sea level rise. Journal of Geology 100: 365-374.

Phillips, J.D. 2006. Deterministic chaos and historical geomorphology: A review and look forward. Geomorphology 76: 109-121

Phillips, J.D. 2011. Evolutionary geomorphology: thresholds and nonlinearity in landform response to environmental change. Models and Applications of Chaos Theory in Modern Sciences (E. Zeraoulia, ed.). CRC Press. (Reprint of Phillips, 2006, Hydrology and Earth System Sciences 10: 731-742).

## نقش پادگانه های رودخانه ای در تدفین؛ مطالعه موردی: گورستان لما، له سواره و ده پایین

(استان کهگیلویه و بویراحمد)

Impact of Alluvial Fan in Burial; Case Study: Lama Cemetery, Lah\_Savareh, Deh\_Paein  
(Kohgiluyeh and Boyer – Ahmad Province)

<sup>۱</sup> اصغر نویدفر، <sup>۲</sup> علیرضا سرداری زارچی

۱- دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تهران navidfar32@ut.ac.ir

۲- استادیار پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری sardary@yahoo.com

### چکیده

ارتباط جوامع انسانی یک جانشین و کوچ رو با لندفرم های طبیعی در قالب مطالعات زمین باستان شناسی مورد توجه پژوهشگران قرار دارد. در این پژوهش با استفاده از شواهد و مطالعات میدانی به بررسی گورستان های لما، له سواره و ده پایین در حوضه آبریز رودخانه خرسان پرداخته شد. قدمت گورستان های مورد بررسی به هزاره اول و قدیمی تر برمی گردد. در مرحله اول الگوی رودخانه بشار و خرسان و فرم و فرآیند در طول رودخانه مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. بطور کلی الگوی رودخانه مئاندردی و فرم زمین در طول حوضه به صورت طاقدیس و ناودیس هایی که در بخش هایی تحت تاثیر جریان فرسایشی رودخانه بصورت عوارض تنگ درآمده است و همچنین دامنه های کاو و کوژ در طول رودخانه که در حال حاضر محل استقرار خانه های روستایی و زمین های کشاورزی است. با توجه به اینکه مطالعات میدانی همزمان با کاوش های باستانی در این محوطه ها بود، لذا ویژگی های رسوب شناسی گورهای شناسایی شده، مورد بررسی قرار گرفت و با سطوح تراس های رودخانه ای و تقدم و تاخر زمانی آن مورد بررسی قرار گرفت. بطور کلی ۳ سطح پادگانه ای در حاشیه رودخانه بشار و در ادامه رودخانه خرسان شکل گرفته است که بطور مشخص گورستان های له سواره و لما با سطح ۳ تراس رودخانه ای مرتبط است و به طور مشخص در گورستان لما، عمل تدفین بعد از تشکیل پادگانه های رودخانه ای انجام شده است و عدم بهم خوردگی لایه های طبیعی رسوبات رودخانه بیانگر و تایید کننده این مطالب است. به عنوان نتیجه گیری کلی بایستی اشاره کرد با توجه به فرم زمین و شیب تا روستای ده پایین به جهت وجود زمین های صاف امکان تشکیل پادگانه های آبرفتی وجود داشته و لذا امکان شناسایی گورستان های دیگری غیر از این سه مورد وجود دارد ولی به جهت افزایش شیب بعد از روستای ده پایین و تنگ شدن مجرا عملا هیچ گونه گورستانی قابل شناسایی نبوده و تعداد سکونتگاه های فعلی هم نسبت به بخش های بالادست کمتر می باشد.

کلمات کلیدی: تدفین، پادگانه های رودخانه ای، رودخانه خرسان.

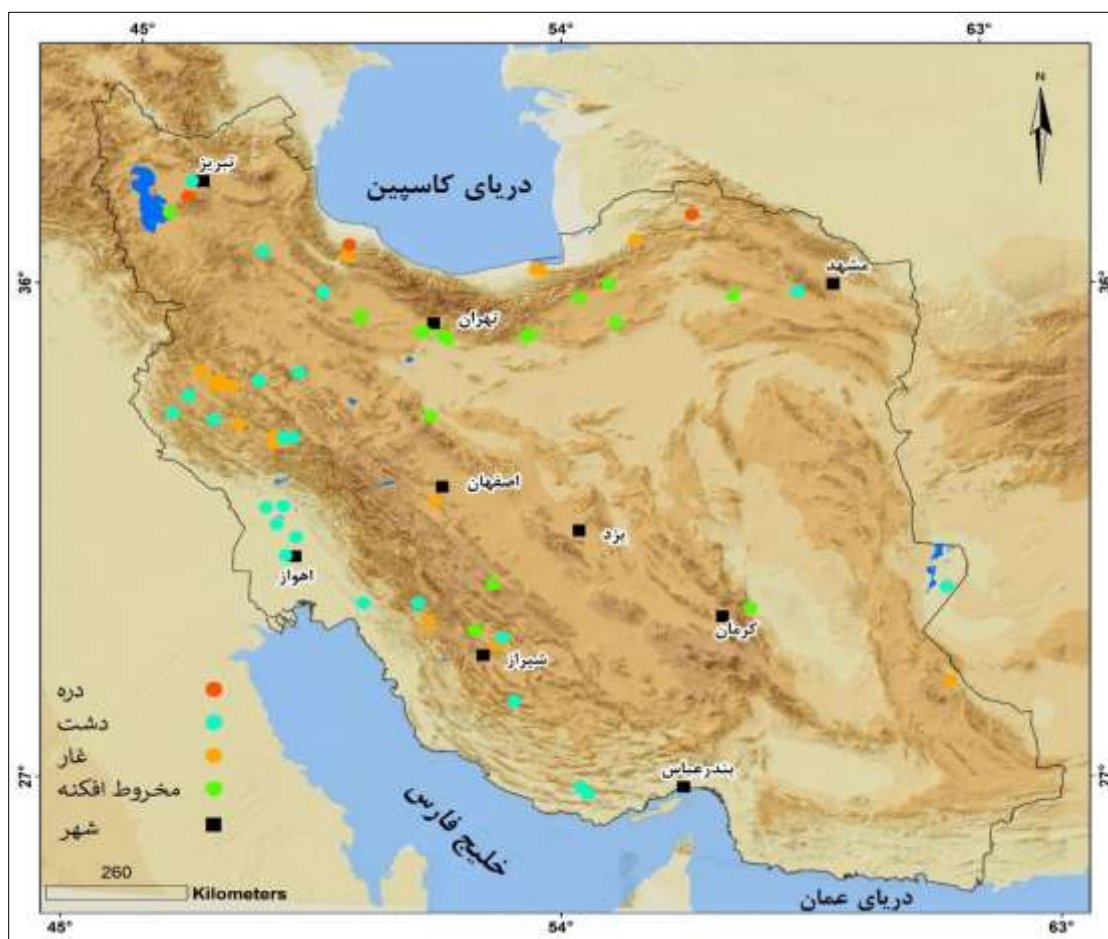
## مقدمه

یکی از داده های منسجم باستان شناسی که بیشترین اطلاعات را درباره جنبه های معنوی فرهنگ های پیش از تاریخ در اختیار باستان شناسی قرار می دهد قبور و سنت های تدفینی جوامع پیش از تاریخ می باشد (طلایی، ۱۳۸۱). بر اساس شواهد موجود شیوه ها و سنت های تدفین مردگان در فلات ایران از آغاز کشاورزی و استقرار دائم در روستاها (حدود ۸۰۰۰ ق.م) تحت تاثیر باوردهای دینی جوامع آن روزگار بوده است (طلایی، ۱۹۹۹). در این دوره مردگان را در زیر کف محل های مسکونی دفن می کردند. سنت های تدفین در اغلب مناطق ایران بدون تغییرات محسوسی تا هزاره سوم پیش از میلاد تداوم داشته است. در این دوره که همزمان با آغاز شهرنشینی در بعضی مناطق ایران است، سنت دفن مردگان در زیر کف خانه های مسکونی متروک گردیده و مراحل آغازین شیوه ها و سنت های تدفین جدیدی به صورت دفن مردگان در قبرستان ها که عموماً در خارج از محل زیست و فعالیت های تولیدی قرار داشت، معمول شده است. در طول عصر آهن مردمان ساکن در ایران، مردگان خود را در مکان ویژه ای که قبرستان نامیده می شود، دفن می کردند. در این زمینه تفاوت های عمده ای بین جوامع یکجانشین و کوچنده وجود نداشته است (طلایی، ۱۳۸۱).

لندفرم ها و بطور مشخص لندفرم های آبرفتی نقش بسیار مشخص و تعیین کننده ای در استقرار جوامع انسانی گذشته، سکونت و تدفین داشته است. بر اساس مطالعه مقصودی و همکاران (۱۳۹۸) لندفرم های مختلف (دره، دشت، مخروط افکنه، غار) نقش تاثیر گذاری در استقرار جوامع انسانی گذشته داشته اند. در این بین نقش لندفرم های دشت و مخروط افکنه و بطور کلی محیط های رودخانه ای بسیار بارز و تاثیرگذار بوده است. بیشتر مطالعات زمین باستان شناسی صورت گرفته در ایران عمدتاً به بررسی محوطه های پیش از تاریخ و تاریخی که در محدوده لندفرم های رودخانه ای شکل گرفته است پرداخته اند (شکل ۱). مطالعات متعددی در حوزه زمین باستان شناسی محیط های آبرفتی انجام شده است که به برخی از این مطالعات اشاره می شود:

در دشت تهران، گیلور و همکاران با بررسی رسوب های منطقه قرچک ورامین در محوطه باستانی تپه پردیس، علاوه بر بررسی شرایط محیطی گذشته، به آثاری از یک شبکه آبیاری مصنوعی دست پیدا کردند که نشان دهنده تلاش انسان های دوره مس -سنگی برای دستیابی به فناوری برداشت آب بوده است (گیلور و همکاران، ۲۰۰۹، ۲۰۱۱). مقصودی و همکاران در پژوهشی توزیع سکونتگاه های پیش از تاریخ روی مخروط افکنه جاجرود و حاجی عرب را مورد بررسی قرار دادند. نتیجه تحقیق نشانگر این بود که اکثر سکونتگاه های پیش از تاریخ برای دسترسی به خاک مناسب و آب کافی برای کشاورزی و ساخت سفال روی بخش های میانی و انتهایی مخروط افکنه ها استقرار یافته اند (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۱). مقصودی و همکاران در دشت بهبهان به بازسازی شرایط محیطی زیستگاه های انسانی

هولوسن با استفاده از شواهد ژئومورفولوژیکی پرداختند. نتایج مطالعه نشان داد که در کنار سکونتگاه چاه نفت ناحیه پستی در اثر عوامل تکتونیک و فرآیندهای رودخانه‌ای شکل گرفته بود، که در نهایت رسوبات مخروط افکنه‌ای رودخانه مارون سبب پرشدن این ناحیه پست و در نهایت مدفون شدن زیستگاه چاه نفت شده است (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۶).



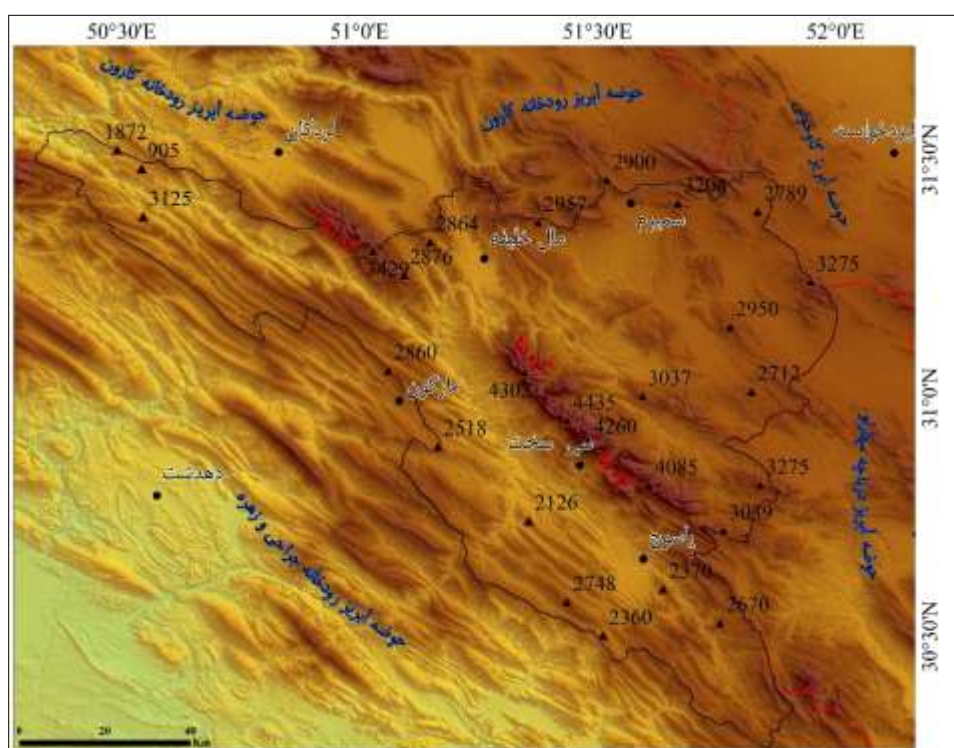
شکل ۱. نقشه پیشینه مطالعات زمین باستان‌شناسی در ایران (منبع: مقصودی و همکاران، ۱۳۹۸).

محیط‌های آبرفتی غیر از اینکه شرایط مناسب برای استقرار و کشاورزی را فراهم می‌کرد، به عنوان مکانی برای دفن و قبرستان هم مورد استفاده قرار می‌گرفته است. لذا بر اساس مطالعات باستان‌شناسی انسان‌های گذشته نیز به دنیای بعد از مرگ معتقد بوده‌اند و در انتخاب مکان برای دفن مردگان نیز نهایت دقت و شناخت کافی از محیط اطراف را داشته‌اند که اجساد مردگان برای قرن‌ها دست نخورده و سالم باقی بماند. غیر از انسان‌های یکجانشین، انسان‌های کوچ‌نشین که در غرب کشور نظام گسترده‌ای داشته‌اند، نسب به لندفرم‌های اطراف خود شناخت کافی داشته‌اند، لذا حاشیه رودخانه و پادگانه‌های رودخانه‌ای محل مناسبی برای دفن مردگان به شمار می‌رفت. بطور کلی مطالعات

زمین باستان شناسی در طی سال های گذشته در کشور صرفا به نقش عوامل محیطی در استقرار و سکونت متمرکز بوده است و به بررسی نقش لندفرم های مختلف برای سایر کاربری های انسانی از جمله تدفین توجه نشده است. در پژوهش سعی شده است که با استفاده از شواهد میدانی، پادگانه های حاشیه رودخانه بشار و خرسان مورد مطالعه و اثرگذاری آن در تدفین مورد مطالعه قرار بگیرد.

## معرفی منطقه

حوضه آبریز رودخانه خرسان در استان کهگیلویه و بویراحمد با مساحت ۹۱۳۴ کیلومتر مربع قرار دارد. بیشترین ارتفاع منطقه در محدوده شهرستان سی سخت با ارتفاع ۴۴۳۵ متر و کمترین ارتفاع حوضه نیز در منتهی به محدوده سد خرسان به میزان ۷۸۱ متر است. مهم ترین ناهمواری های این حوضه شامل کوه های خرسان با ارتفاع بالاتر از ۴۰۰۰ متر و کوه ریگ در قسمت جنوبی لردگان با ارتفاع ۳۴۲۹ متر است (شکل ۲).

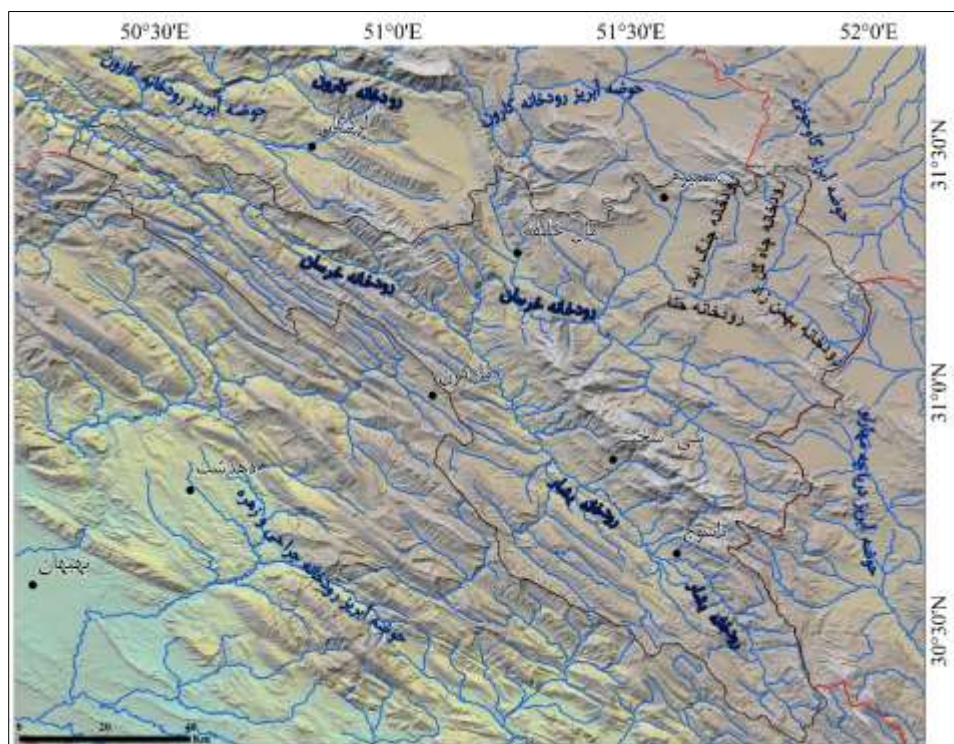


شکل ۲. نقشه توپوگرافی حوضه آبریز رودخانه خرسان.

طول رودخانه خرسان در شمال شرق حوضه آبریز رودخانه خرسان از ارتفاعات کوه مروارید تا تلاقی رودخانه بشار ۱۴۲ کیلومتر و تا سد خرسان ۲۴۸ کیلومتر است. مهم ترین شاخه های رودخانه خرسان در ارتفاعات کوه مروارید؛

رودخانه های بهمن زار و شش بلوکی و رودخانه چاه گل که از ارتفاعات کوه آبدراز سرچشمه گرفته و به سد حنا منتهی می شود.

روند عمومی جریان رودخانه به تبعیت از روند کلی حوضه جنوب شرقی - شمال غربی است (شکل ۳). شیب متوسط رودخانه از ارتفاعات کوه مروارید تا خروجی حوضه در محدوده سد خرسان ۱۶ درجه است. بیشترین شیب در طول رودخانه ۶۲ درجه و کمترین میزان شیب ۰/۱۲ درجه بدست آمد. شیب متوسط رودخانه بشار از سرچشمه تا محل تلاقی با رودخانه خرسان در محدوده شهرهای مال خلیفه و مارگون (حد فاصل روستای دوزک و دو راه) ۸ درجه است. بیشترین مقدار شیب در طول رودخانه بشار ۳۸ درجه محاسبه شد.



شکل ۳. نقشه شبکه زهکشی حوضه آبریز رودخانه خرسان.

رودخانه خرسان بر اساس الگوی کلی رودخانه جزو رودخانه های مائدری است و لذا اکثر سکونتگاه های در طول این رودخانه در قسمت های کوثر مجرای رودخانه قرار گرفته است. گورستان های شناسایی شده در طول مسیر رودخانه نیز بطور مشخص در دامنه های کوثر رودخانه در داخل رسوبات رودخانه ای قرار گرفته است. بر اساس پهنه دشت سیلابی، بیشترین محدوده دشت سیلابی در حاشیه رودخانه، مربوط به بخش های بالادست شهر پاتاوه تا محدوده دشت بز و روستای ده پایین است. بطور کلی بعد از این بخش از رودخانه بشار و خرسان، مجرای رودخانه در داخل دره و بستری دره ای جریان پیدا می کند و به جهت جنس سازندهای در طول مسیر رودخانه، امکان گسترش جانبی

رودخانه و تشکیل دشت سیلابی نیست. غیر از بخش هایی که شرایط لازم برای استقرار و کاربری مربوط به آن را دارا می باشد، محدوده آتشفشان و همچنین بخش انتهایی حوضه در تلاقی رودخانه خرسان به رودخانه کارون نیز دشت های سیلابی گسترده در حاشیه مجرای رودخانه وجود دارد. در قسمت های شمالی حوضه، بخش اعظم شیب زمین کمتر از ۱۵ درجه است و دشت های سیلابی گسترده ای شکل گرفته است که نیازمند بازدید های میدانی و بررسی دقیق تر خواهد بود.

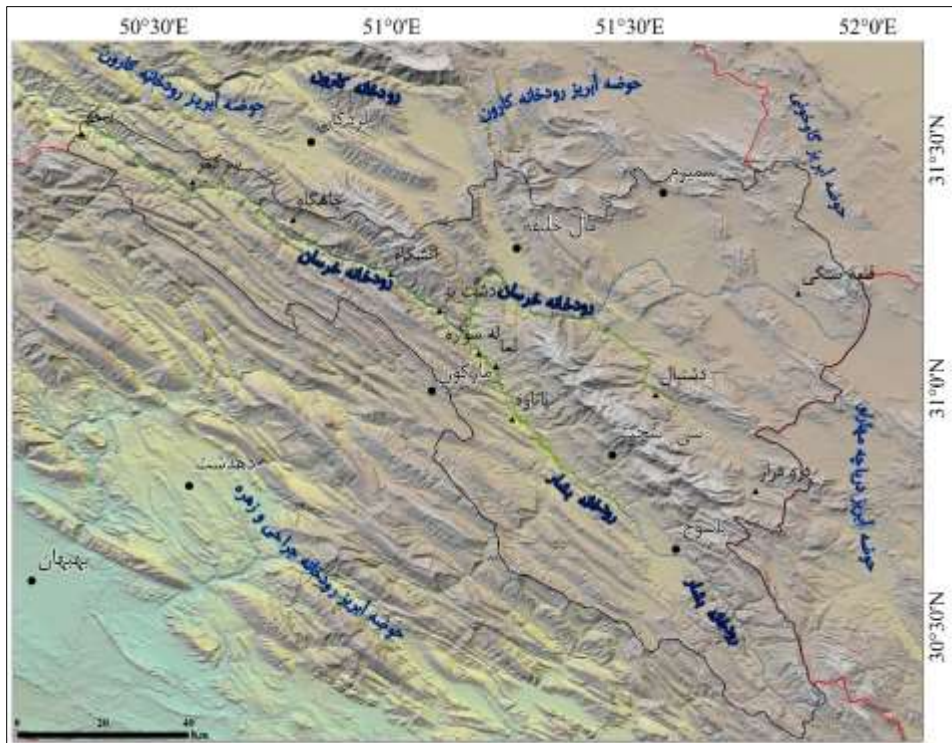
## مواد و روش ها

شروع مطالعات زمین باستان شناسی نیازمند شناسایی و وجود یک محوطه است. در محوطه حوضه آبریز رودخانه خرسان، در طی عملیات های عمرانی از جمله جاده سازی برخی از محوطه های باستانی از جمله گورستان لما شناسایی شد. با تمرکز فعالیت های باستان شناسی در حوضه آبریز خرسان، سایر محوطه ها نیز شناسایی و در طی چند فصل مورد کاوش و بررسی قرار گرفت. در این پژوهش در مرحله اول، الگوی رودخانه بشار و خرسان شناسایی و بخش های مستعد برای شکل گیری گورستان شناسایی شد. در مرحله دوم پژوهش با تمرکز بر روی گورستان های لما، له سواره و ده پایین تعداد پادگانه های رودخانه ای شناسایی و رژیم رودخانه شنایی و همچنین ارتباط مراحل مختلف تدفین با سطح های مختلف پادگانه آبرفتی شناسایی و بازسازی شد. بطور کلی روش شناسی این پژوهش مبتنی بر بازدید میدانی و روش های میدانی است.

## یافته های تحقیق

از نظر تنوع لندفرمی، غیر از لندفرم مربوط به رودخانه مئاندری (دامنه های کاو و کوژ)، لندفرم تنگ هم به فراوانی در مسیر رودخانه خرسان و حوضه های فرعی که به این رودخانه وصل می شود را می توان مشاهده کرد. قطع شدگی محور تقادیس ها در مسیر رودخانه ها نیز از جمله پدیده های محدوده زاگرس بختیاری است که در بخش هایی بطور مشخص در محدوده روستای له سواره قطع شدگی محور تقادیس کاملاً مشخص است. لذا وجود تقادیس ها در مسیر رودخانه سبب شده است که رودخانه در دوره های گذشته بخشی از بار رسوبی را بر روی دامنه ها نهشته گذاری بکند. نهشته های رودخانه ای با فاصله مناسب از بستر اصلی به عنوان بستری مناسب و پایدار برای دفن بزرگان

اقوام گذشته و کوچ نشینانی که در مسیر خوزستان تا زردکوه در رفت و آمد بودند، مورد استفاده قرار گرفته است. در ادامه بصورت موردی به بررسی ویژگی های محیطی و مطالعات میدانی روستاهای لما، له سواره و ده پایین پرداخته می شود.



شکل ۴. نقشه دشت سیلابی و مناطق مستعد جهت کاربری گورستان در حوضه آبریز رودخانه خراسان.

## گورستان لما

گورستان لما در موقعیت  $31^{\circ} 2' 42''$  عرض جغرافیایی و  $51^{\circ} 13' 1''$  طول شرقی قرار گرفته است. ارتفاع محوطه نسبت به سطح آب های آزاد ۱۴۶۱ متر است. تعداد ۳ سطح تراس در محدوده گورستان لما شناسایی شد.



شکل ۵. محدوده گورستان تاریخی لما و قدیمی ترین سطح پادگانه ای در بالا دست محوطه (تصویر سمت راست) - محدوده گورستان تاریخی لما در کنار بستر فعال رودخانه بشار و سطوح مختلف پادگانه های آبرفتی که زیر کشت قرار دارد.

ضخامت رسوبات تراس سوم که گورها در داخل رسوبات رودخانه ای قرار داشتند، ۴ متر بوده است. بر اساس تغییرات لایه ها، تعداد ۷ لایه شناسایی شد و نمونه برداری هم بر اساس تغییرات لایه ها جهت مطالعات دقیق رسوبات شناسی و بررسی تغییرات دینامیکی رودخانه انجام شد.



شکل ۶. دهانه گور در محدوده روستای لما (تصویر سمت راست) - رسوبات پادگانه آبرفتی که در گورها در داخل این رسوبات حفر شده است.

مشاهدات و ارزیابی های اولیه از گورستان لما، بیانگر این مطلب است که بعد از رسوب گذاری رودخانه بشار، گورها در داخل رسوبات رودخانه کنده شده و هیچگونه تغییرات بافتی ناشی از دخالت انسانی در توالی رسوبی تراس مشاهده نمی شود. لذا گورها در داخل یک تراس طبیعی کنده شده است. به جهت ضخامت زیاد رسوبات و پایداری آن، گورها در طول چند هزار سال سالم و بدون تخریب حفظ شده است.

## گورستان له سواره

گورستان له سواره در موقعیت  $31^{\circ} 4' 44''$  عرض جغرافیایی و  $51^{\circ} 11' 1''$  طول شرقی قرار گرفته است. ارتفاع محوطه نسبت به سطح آب های آزاد ۱۴۱۲ متر است. تعداد ۳ سطح تراس در محدوده گورستان له سواره شناسایی شد. سطح تراس اول و دوم در حاضر برای کشت برنج اختصاص پیدا کرده بود.



شکل ۷. محوطه روستای له سواره (تصویر بالا سمت راست) - بستر رودخانه بشار (تصویر بالا سمت چپ) - طاقدیس فرسایش یافته که لایه های آن تحت تاثیر نیروی رودخانه بشار بریده شده است (تصویر پایین سمت چپ) - سطح تراس اول رودخانه بشار که برنج کاری شده است (تصویر پایین سمت چپ).

روستای له سواره در محل یک تنگ که رودخانه محور تاقدیس را بریده قرار دارد و ادامه لایه های تاقدیس را در دو طرف رودخانه می توان مشاهده کرد. به جهت اینکه محور تاقدیس تغییراتی در مسیر جریان رودخانه بشار ایجاد کرده بود و این مانع طبیعی سبب رسوبگذاری رودخانه بر روی دامنه و یال های تاقدیس های فرسایش یافته ساحل راست رودخانه شده است. گورستان له سواره نیز منطبق بر ساحل راست رودخانه و در داخل بستر قله سنگی رودخانه قرار داشته است. بر اساس مشاهدات و ارزیابی های اولیه در مقطع زمانی، رودخانه در محل گورستان فعالیت داشته است. یک بستر قدیمی که گورها در داخل این رسوبات قرار گرفتند و رسوبات جدیدی که بعداً بر روی گورها قرار

گرفته است. جهت رسوبگذاری منطبق بر جهت کلی جریان جنوب شرقی - شمال غربی است. مرتفع بودن روستای له سواره به جهت این مسئله است که رسوبگذاری رودخانه بر روی بقایای تاقدیس فرسایش یافته قرار گرفته است و بقایای تاقدیس در اطراف روستای له سواره و گورستان قابل مشاهده است.

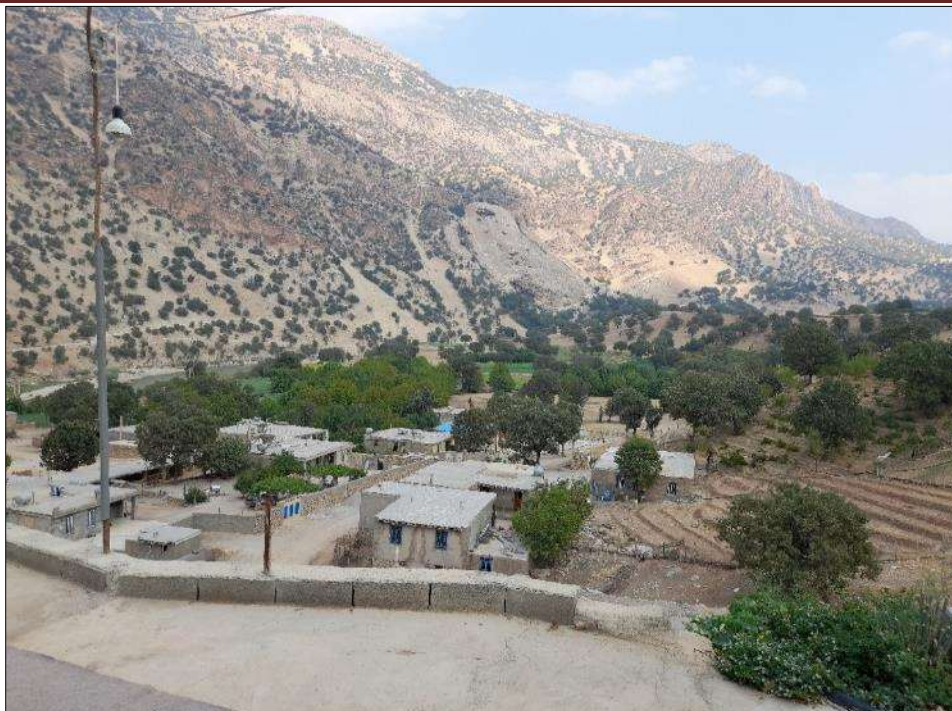


شکل ۸. گور شناسایی شده در محوطه له سواره (تصویر سمت راست) - رسوبات آبرفتی که در داخل گورستان له سواره شناسایی شده است (جهت رسوب گذاری منطبق بر جهت جریان رودخانه است).

بر خلاف گورستان لما، در گورستان له سواره گمانه های متعددی در بخش های آن ایجاد شد و با توجه به تغییرات بافت رسوبی و لایه بندی، از تمامی گمانه ها نمونه برداری جهت مطالعات رسوب شناسی برداشته شد.

### گورستان ده پایین

گورستان ده پایین در موقعیت  $31^{\circ} 9' 21''$  عرض جغرافیایی و  $51^{\circ} 6' 32''$  طول شرقی قرار گرفته است. ارتفاع محوطه نسبت به سطح آب های آزاد ۱۳۴۴ متر است. تعداد ۲ سطح تراس در محدوده روستای ده پایین شناسایی شد. سطح تراس اول و نزدیک به رودخانه به عنوان گورستان استفاده شده است و سطح تراس ۲ در کنار جاده اصلی و بالاتر از سطح تراس ۱ قرار گرفته است.



شکل ۹. چشم انداز روستای ده پایین در حاشیه رودخانه خرسان.

در محدوده روستای ده پایین به جهت اینکه شرایط توپوگرافی اجازه گسترش دامنه کوژ را فراهم کرده است، لذا سطح دشت سیلابی و تراس های رودخانه خرسان بیشتر و بزرگ تر از روستای له سواره است. شرایط مناسب رسوبی (پایداری رسوبات، فاصله مناسب از بستر فعال رودخانه) سبب شده است تعداد گورها در این گورستان بیشتر از روستای له سواره باشد. ارزیابی اولیه در گورستان ده پایین بیانگر رسوبگذاری رودخانه و قرار گیری گورها در داخل رسوبات رودخانه و مجدد شاهد رسوبات رودخانه ای هستیم. بقایای رسوبات رودخانه با نظم و بافت طبیعی و جهت رسوبات گذاری که هماهنگ با جهت جریان است، بیانگر و تایید فعالیت رودخانه بعد از به خاک سپاری است. تغییرات لایه رسوبی در محدوده روستای ده پایین بیشتر از روستای لما و له سواره است. در محدوده روستای ده پایین در سطح تراس اول تعداد ۱۶ لایه شناسی و نمونه برداری بصورت کلی بر اساس تغییرات لایه ها و بافت رسوبی انجام شد. از تراس اول رودخانه به ضخامت ۴۶۰ سانتی متری تعداد ۱۸ نمونه جهت مطالعات رسوب شناسی برداشته شد.



شکل ۱۰. پادگانه آبرفتی حاشیه رودخانه خرسان (تصویر سمت راست) - گور در محوطه ده پایین (سنگ بزرگ بر روی گور و سنگ چینی به همراه لایه های شیل به عنوان سیمان).

## بحث و نتیجه گیری

شیوه های مختلف تدفین در جوامع یکجانشین و کوچ رو در تمام دوره های پیش از تاریخ و تاریخی متاثر از لندفرم ها بوده است. در بین لندفرم ها، لندفرم های رودخانه ای بیشتر در شکل گیری هسته های اولیه یک سکونتگاه و رشد و گسترش آن نقش داشته است. بطور کلی جوامع یکجانشین به جهت ماندگاری در یک مکان، نسبت به آن مکان و رژیم رودخانه اطلاعات جامعی داشتند. برای جوامع کوچ رو هم به جهت اینکه این افراد مسیرهای مشخصی را برای سالیان سال طی می کردند لذا شناخت لازم نسبت به محیط اطراف خود داشتند. در این پژوهش سه محوطه لما، له سواره و ده پایین در حاشیه رودخانه بشار و خرسان مورد مطالعه قرار گرفت. بطور کلی رودخانه خرسان و در ادامه جریان رودخانه بشار دارای الگوی مئاندری بوده و در طول رودخانه دامنه های کوژ محل سکونت جوامع فعلی قرار دارد و در کنار این جوامع فعلی روستایی، گورستان های قدیمی جوامع کوچ رو هم شناسایی می شود که در طی چند هزار سال سالم باقی مانده اند. در بین سه گورستان، گورستان لما در تراز ارتفاعی بالاتری قرار گرفته و به نوعی از تغییرات جانبی مجرای رودخانه بشار مصون باقی مانده است. گورستان له سواره در حاشیه رودخانه بشار، در طی چند مرحله عمل تدفین انجام شده است و عمده تدفین های صورت گرفته در این گورستان مربوط به پادگانه سطح ۳ رودخانه بشار است. گورستان دی پایین و دامنه کوژ رودخانه خرسان در این قسمت به بیشترین وسعت خود رسیده است و حجم عظیمی از رسوبات در محوطه گورستان برجای گذاشته شده است. مورد جالب توجه در هر سه گورستان، عمل تدفین بعد از رسوبگذاری رودخانه است هرچند که بعد از تدفین آثار رسوبگذاری مشاهده می شود ولی بطور کلی بعد از اینکه محیط کاملاً تثبیت شده است، عمل تدفین صورت گرفته است. بعد از روستای ده پایین به جهت افزایش شیب زمین و باریک شدن مجرای رودخانه، امکان تشکیل بخش های کوژ در کنار رودخانه وجود ندارد و لذا از نظر

لندفرمی بهترین مکان‌ها برای گورستان و تدفین تا روستای ده پایین است و بعد از آن شرایط طبیعی اجازه جریان با الگوی مائندری را نداده و لذا جریان رودخانه بصورت مستقیم ادامه پیدا می‌کند.

## مراجع

طلایی، حسن، سنت‌ها و شیوه‌های تدفین در عصر آهن ایران (حدود ۸۰۰ – ۱۴۵۰ ق.م)، مجله مطالعات باستان‌شناسی، ص ۱۷۳ – ۱۹۲، ۱۳۸۱.

حاجی زاده، عبدالحسین، بازسازی شرایط محیطی زیستگاه‌های انسانی هولوسن با استفاده از شواهد ژئومورفولوژیکی دشت بهبهان، رساله برای دریافت درجه دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا، ص ۴۱۲، ۱۳۹۶.

مقصودی، مهران؛ زمانزاده، سید محمد؛ فاضلی نشلی، حسن؛ چزغه، سمیرا؛ نقش ساختارهای طبیعی در الگوی استقرار محوطه‌های پیش از تاریخ دشت تهران با استفاده از GIS، مجله مدرس علوم انسانی – برنامه ریزی و آمایش فضا، دوره ۱۶، شماره ۴، ص ۱۰۹ – ۱۳۷.

مقصودی، مهران؛ فاضلی نشلی، حسن؛ عزیزی، قاسم؛ گیل‌مور، گوین؛ اشمیت، آرمین؛ نقش مخروط افکنه‌ها در توزیع سکونتگاه‌های پیش از تاریخ از دیدگاه زمین‌شناسی مطالعه موردی: مخروط افکنه جاجرود و حاجی عرب، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۴، ص ۱ – ۲۲، ۱۳۹۲.

مقصودی، مهران؛ لک، راضیه؛ زمانزاده، سید محمد؛ سرداری، علیرضا؛ نویدفر، اصغر؛ بازسازی محیط دیرینه محوطه‌های باستانی با استفاده از تحلیل‌های ژئومورفولوژیکی، مطالعه موردی: تل ملیان (انسان) استان فارس، رساله برای دریافت درجه دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، دانشکده جغرافیا، ص ۲۷۲، ۱۳۹۸.

Gillmore, G. K., Coningham, R. A. E., Fazeli, H., Young, R. L., Magshoudi, M., Batt, C. M., & Rushworth, G. (2009). Irrigation on the Tehran Plain, Iran: Tepe Pardis—The site of a possible Neolithic irrigation feature?. *Catena*, 78(3), 285-300.

Gillmore, G. K., Stevens, T., Buylaert, J. P., Coningham, R. A., Batt, C., Fazeli, H., ... & Maghsoudi, M. (2011). Geoarchaeology and the value of multidisciplinary palaeoenvironmental approaches: a case study from the Tehran Plain, Iran. *Geological society, london, special Publications*, 352(1), 49-67.

Talai, H. (1999) "FUNERAL Rite at Zagheh: a Neolithic Site the Qazvin Plain" *Documenta Praehistorica*. Vol. xxvi, 1999.

## نقش تحلیل های مورفومتری در مطالعه لندفرم های پیت و ماند

مطالعه موردی: جنگل تحقیقاتی خیرودکنار، استان مازندران

The role of morphometric analyzes in the study of peat and mande landforms

Case study: Khairudkanar research forest, Mazandaran province

<sup>۱</sup> سمیرا شکر بهجتی، <sup>۲</sup> فریبا اسفندیاری درآباد، <sup>۳</sup> عباس رستمی

<sup>۱</sup> دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه محقق اردبیلی، samirabehjati@yahoo.com

<sup>۲</sup> دانشگاه محقق اردبیلی، fariba.darabad@gmail.com

<sup>۳</sup> اداره منابع طبیعی نوشهر، rostami.abas@yahoo.com

### چکیده

جنگل یک سیستم است که از چندین بعد مختلف (پوشش گیاهی، اقلیم، توپوگرافی، جانوران و حشرات، خاک، زمان و ...) درکنار یکدیگر، یک اکوسیستم پیچیده و پویا به وجود می آورند. در این مطالعه سعی شده است اشکال ژئومورفیک مرتبط با پوشش گیاهی در منطقه گرازین در جنگل تحقیقاتی دانشگاه تهران در شهر نوشهر، استان مازندران شناسایی و مورفومتری این اشکال و مساحت تحت پوشش آنها با روش های مورفومتری مورد بررسی قرار گیرد. بدیهی است که نتایج حاصل از این پژوهش می تواند یافته های جدیدتری از ارتباط بین پوشش گیاهی و شکل گیری اشکال ژئومورفیک به دنبال داشته باشد. طی بازدیدهای میدانی، اقدام به پیاده کردن یک قطعه ۶۰ هکتاری با تعداد ۴۲ پلات با مساحت ۱ هکتاری به شکل دایره و با استفاده از شبکه آمار برداری منظم و تصادفی با ابعاد ۱۵۰×۱۰۰ متر شد. در هر پلات اشکال ژئومورفیک پیت و ماند شناسایی و با GPS مختصات آنها ثبت شد. همچنین با استفاده از روش های مورفومتری اقدام به اندازه گیری طول و عرض و دیگر مختصات اشکال ژئومورفیک شد. مساحت و خصوصیات پیت و ماندها در هر پلات و کل منطقه مورد مطالعه بررسی و محاسبه شد. بر اساس نتایج تحقیق بیشترین فراوانی تعداد پیت و ماندها برای فرم های یک تا چند متری به میزان ۳۱ درصد و کمترین فراوانی برای فرم های با اندازه ۳ تا ۴ مترمربعی به میزان ۶ درصد بدست آمد. نتایج مورفومتری پیت و ماندها بیانگر این است که محیط تپه ها بیشتر از گودال ها است و همینطور ارتفاع تپه ها از عمق گودال ها بیشتر است.

کلید واژه: پیت و ماند، مورفومتری، گرازین، بیوژئومورفولوژی

## مقدمه

سیستم مورفوزنیک عبارت است از مجموعه عواملی که شکل بندی سطح زمین و تغییرات آن را به عهده دارد. گیاهان در عین حال که در بعضی موارد موجب تعادل مورفودینامیک محیط می شوند، در تغییر شکل زمین نیز کمک کرده و در سیستم مورفوزنر وارد می شوند. درختان به عنوان مهمترین عناصر یک مجموعه گیاهی با توجه به پویایی مستمر و مداوم اثرات پیوسته های بر شکل گیری اشکال مختلف زمین دارند (پاولیک، 2013<sup>314</sup>). برای مطالعه یک سیستم باید همه ارکان تشکیل دهنده آن را شناخت و روابط حاکم بین آنها را بررسی کرد تا بتوان یک سیستم را مدیریت کرد. بدیهی است اشکال ژئومورفیک تشکیل شده در این محیط متأثر از این اکوسیستم است. برای درک بهتر این اکوسیستم و اشکال ژئومورفیک موجود در محیط جنگل، حفاظت از این عرصه ها و پیشگیری از مخاطرات و پیامدهای ناگوار محیط زیستی، نیاز به اطلاعات کمی است تا شناخت دقیقی از مکانیسم اثرگذاری پوشش گیاهی بر سیستم ها و اشکال ژئومورفیک ارائه گردد.

در جنگلهای طبیعی تعدادی از درختان بر اثر رقابت یا شرایط نامساعد جوی (توفان، باد، کولاک، برف) و شیوع آفات و بیماری ها، یا با رسیدن به سن دیرزیستی از درون پوک شده و تحت تاثیر شرایط محیطی و ضعف فیزیولوژیک می میرند و ریشه کن می شوند (پاولیک، 2016<sup>315</sup>، کیانی و همکاران، 2007، کوچ و همکاران، 2012). طی ریشه کن شدن درختان، درخت همراه با حجم زیادی از ریشه ها روی زمین می افتد و ریشه ها از خاک بیرون می افتد که باعث آشفته گی و بهم خوردگی لایه های خاک نیز می شود. ایجاد حفره در جای ریشه سقوط کرده، خاک و سنگ روی صفحه ریشه، میکروتوبوگرافی بر روی سطح خاک ایجاد می کنند (فیلیپس و همکاران، 2008<sup>316</sup>). ریشه کن شدن درختان و ایجاد میکروتوبوگرافی پیت و ماند<sup>317</sup> باعث ایجاد شرایط ناهمگن و غیریکنواخت در اکوسیستم خاک می شوند و با توجه به طولانی بودن فرایند پیدایش خاک، برهم خوردن خاک نقش بسزایی در پدیده تشکیل خاک خواهد داشت (سنجایی، 2012، ثاقبی، 2002). درختان بالغ ریشه کن شده معمولاً 12 تا 16 متر مربع از خاک تا عمق یک متری را برهم می زنند. (کارپلی، 1982<sup>318</sup>، پارزوچ و همکاران، 2001<sup>319</sup>). بنابراین می توان گفت پیت و ماندها تغییراتی اساسی در ویژگی های خاک ایجاد می کنند (ملکوئی و همکاران، 1991، کنتون<sup>320</sup> و همکاران، 2002).

<sup>314</sup> Pawlik

<sup>315</sup> Pawlik

<sup>316</sup> Phillips et al

<sup>317</sup> Pit and Mound

<sup>318</sup> Sharpley

<sup>319</sup> Parzoch

<sup>320</sup> Cantón et al

پاولیک (2015) اقدام به بررسی منشا و پیامدهای ناشی از فرآیند ریشه کن شدن درختان و وضعیت توزیع بیوژنیک در دامنه های پارک ملی کارکونسوز<sup>321</sup> و پارک ملی کوهستانی استولو<sup>322</sup> پرداخته است. از روش های نقشه برداری و اندازه گیری های ژئومورفیک از صفحات ریشه درختان به تازگی ریشه کن شده و پیت و ماندهای به جامانده از آن و اندازه گیری قطر سینه درختان و حجم صفحه ریشه پرداخته و همچنین در این پژوهش مجموعه ای از اشکال که به صورت مستقیم از ریشه کن شدن درختان تشکیل شده اند مورد پردازش قرار داده و اهمیت ریشه کن شدن درختان و تکامل رسوبات و خاک و اختلال خاک بررسی کرده است. همچنین پاولیک و همکاران (2016) در پژوهشی به نقش درختان و جنگل ها به عنوان یک جز حیاتی زیست کره و سیستم کمتر شناخته شده زمین اشاره کرده اند و عمل کرد ریشه های درخت و تاثیر آن بر هوازدگی بیوشیمیایی و بیومکانیکی بررسی کرده اند. نقش ریشه در جابه جایی خاک توسط ریشه در حال رشد، در پرکردن حفره ها و توسعه شعاعی و مستقیم ریشه و اثرات غیر مستقیم در ریزوسفر و میکروریزوسفر و تغییرات در تخلخل، نفوذپذیری و هیدرولوژی خاک در منطقه ریشه را مورد تجزیه و تحلیل قرار داده اند. علاوه بر این پاولیک و همکاران (2016) در تحقیقی به اثرات مستقیم و غیرمستقیم ریشه کن شدن درختان در اثر باد در تشکیل اشکال ژئومورفیک با استفاده از مجموعه داده ها از مناطق کوهستانی در لهستان مورد بررسی قرار دادند. که نقش شرایط محلی در تاثیرگذاری بر شکل زمین در اثر ریشه کن شدن درختان مورد توجه است. سقوط درختان در مقیاس کوچک باعث برهنه کردن دامنه ها شده است. وضعیت و ساختار توپوگرافی و خصوصیات رگولیت ها و اثر فعالیت های انسانی تاثیر در شکل گیری اشکال ژئومورفیک منطقه دارد. کوچ و همکاران (2012) به بررسی تاثیر باد افتادگی درختان در سه منطقه با شکل های خرد متفاوت از زمین پرداختند و به اهمیت شکل گیری اشکال خرد زمین شامل چاله ها و تپه ها بر ویژگی های زیستی و فیزیکی خاک پرداختند. امبلتون هامن<sup>323</sup> (2004) در مقاله ای به بررسی چشم انداز دامنه های کوهستانی آلپ که دارای پوشش جنگلی و مرتعی هستند پرداخته که شامل تپه های متناوب با چاله ها است. شیب ملایم محدب و مقعر بین تپه ها و چاله ها با هم یک نظم قابل توجه در یک الگوی عمومی توزیع شده اند و چشم انداز موجی شکل به زمین داده اند. دو تئوری متضاد برای منشا این اشکال مطرح شده است که این عوارض میکرو حاصل فرآیند کارست و یا یخزدگی زمین است، که با نقشه برداری زمینی و بررسی ساختار داخلی تپه ها و چاله ها و داده های رادیوکربن به این نتیجه دست یافت که انحلال سنگ آهک باعث تشکیل چشم انداز شده است. با توجه به مطالعات صورت گرفته نیاز اساسی به مطالعه اثرات پوشش های گیاهی به ویژه اکوسیستم های جنگلی در شکل گیری و توسعه لندفرم های ژئومورفیک وجود دارد که در قالب روش ها و شیوه های بررسی بیوژئومورفیک

<sup>321</sup> Karkonosze National Park

<sup>322</sup> Stolowe Mountains National Park

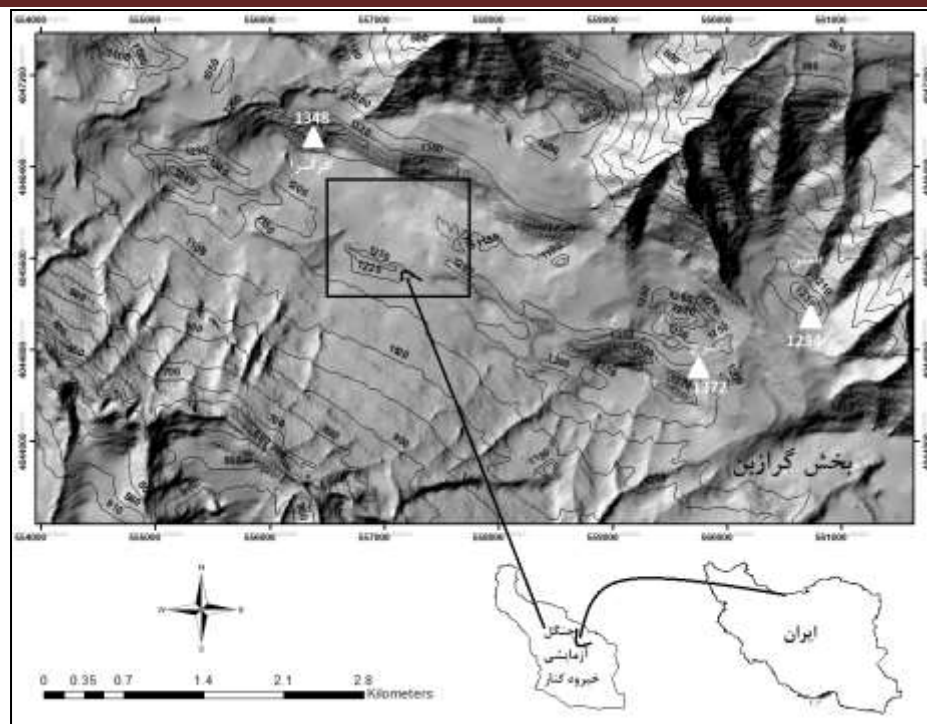
<sup>323</sup> Embleton

<sup>324</sup> بیان می شود. مطالعه حاضر تلاشی در جهت رسیدن به شناخت کافی از اشکال ژئومورفیک تشکیل شده در محیط- های جنگلی در شمال ایران که بی شک می تواند با زاویه دید از نگاه یک ژئومورفولوژیست، رهنمودی برای شناخت هرچه بهتر اکوسیستم جنگل و تلاش برای حفظ این اکوسیستم شگفت انگیز باشد. تا به حال در ایران پژوهش جامعی در ارتباط با پوشش گیاهی و ارتباط مستقیم آن با تشکیل اشکال ژئومورفیک منتشر نشده، هرچند در رشته اکولوژی جنگل تحقیقات زیادی در مورد پیت و ماندها صورت گرفته است. در جنگل های شمال ایران که دارای قدمت بسیار طولانی است و همینطور جنگل حفاظت شده مورد مطالعه، توده های طبیعی و کف جنگل کمتر دچار تخریب و تغییر بوده اند، لذا یافته های این پژوهش می تواند مورد توجه قرار گیرد. در این مطالعه اشکال ژئومورفیک موجود در این محیط مورد بررسی قرار می گیرد، بدیهی است که نتایج حاصل از این پژوهش می تواند یافته های جدیدتری از ارتباط بین پوشش گیاهی و شکل گیری اشکال مورفولوژیک به دنبال داشته باشد.

## مواد و روشها

### منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در جنگل آموزشی و پژوهشی خیرود واقع در ۷ کیلومتری شرق نوشهر و در غرب استان مازندران بین  $36^{\circ} 40' 0''$  و  $36^{\circ} 27' 0''$  عرض شمالی و بین  $51^{\circ} 32' 0''$  و  $51^{\circ} 43' 0''$  طول شرقی قرار گرفته است. این جنگل از شمال به نوار ساحلی و روستای نجارده و از جنوب به ییلاقات و روستای کلیک و از غرب به رودخانه خیرود محدود می شود. منطقه خیرود واقع در دامنه شمالی سلسله جبال البرز است. ریشگاه مورد مطالعه، منطقه گرازبن در ارتفاع ۱۰۵۰ تا ۱۳۰۰ متری منطقه به مساحت حدود ۳۰ هکتار است. کار میدانی در ۴۲ هکتار از مناطق کوهستانی جنگلی خیرودکنار که صد درصد از درختان راش، ممرز، افرا، توسکا و بلوط پوشیده شده انجام شد. این تحقیق در بخش گورازبن جنگل آزمایشی خیرود در شمال ایران انجام می شود که برای اهداف آموزشی، تحقیق و حفاظت در مالکیت و مدیریت دانشگاه تهران قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در جنگل آموزشی خیرودکنار

دامنه ارتفاعی در منطقه مورد مطالعه بین ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۵ متغیر است. بر اساس گزارش ایستگاه کليما تولوژی نوشهر و با توجه به گرادیان بارش، میزان بارندگی سالانه در منطقه مورد مطالعه ۱۳۶۰-۱۴۱۰ میلیمتر بوده که حداقل آن در تیرماه و حداکثر آن در مهر ماه است. به لحاظ زمین‌شناسی، در منطقه خیرودکنار تشکیلات دووسن از دوران پرمین قدیمی‌ترین تشکیلات منطقه محسوب می‌شود. تشکیلات الیکا در قسمت زیرین شامل آهک ورقه‌ای نازک لایه تا آهک شیلی است که به طور کلی آهک مارنی و تا ارتفاع هزار متری به طور پراکنده گسترش دارد. تشکیلات کرتاسه مخلوطی از سنگ آهک و کنگلومرا، سنگ آهک و ماسه سنگ، دولومیت می‌باشد. این تشکیلات از ارتفاعات حدود ۱۰۰۰ تا ۱۷۰۰ متری منطقه گسترش دارند و تشکیلات دوران چهارم شامل کنگلومرا تراس‌های دریایی و آبرفتی رودخانه‌ای می‌باشد (بی‌نام، ۱۳۸۹). سنگ بستر منطقه گرازین آهکی و متعلق به دوران ژوراسیک علیا است (طرح جنگلداری بخش گرازین، ۱۳۸۹). عمده خاک‌های تشکیل دهنده از هوازدگی سنگ آهک و تجزیه و تخریب مواد آلی به وجود آمده که کاملاً اسیدی هستند و در رده آلفی سولها<sup>۳۲۵</sup> قرار می‌گیرند (بی‌نام، ۱۳۸۹).

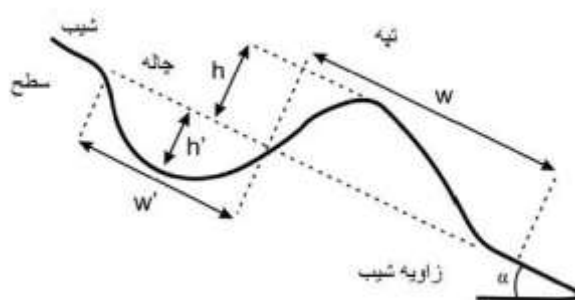
<sup>۱</sup> Alfisol

## روش کار

بخش گرازبن از جنگل آزمایشی خیرودکنار با ارتفاعات مختلف، شرایط آب و هوایی و پوشش جنگلی ۱۰۰ درصد و ساختار زمین شناسی به ویژه سنگ بستر آهکی واقع شده است. بازدید میدانی از منطقه در دو مرحله صورت گرفت که شامل پیش مطالعه در تابستان ۱۳۹۶ برای شناسایی لندفرمها در منطقه مورد مطالعه و تابستان ۱۳۹۷ در طی دو ماه در قسمت های از گرازبن که دارای پوشش گیاهی دست نخورده بود به صورت انتخابی تعیین و سپس اقدام به پیاده کردن ۴۲ پلات یک هکتاری دایره ای شکل یک هکتاری در یک شبکه منظم  $150 \times 100$  متری به طور تصادفی با استفاده از یک روش نمونه برداری تصادفی منظم انجام شد. در هر پلات ما یک یا چند پیت و ماند اندازه گیری کردیم و با استفاده از GPS، ۲۰۱ پیت و ماند در ۴۲ پلات ثبت شد و از روش مورفومتری برای اندازه گیری طول، عرض و عمق و ارتفاع پیت و ماندها استفاده شد. همچنین خصوصیات ظاهری پیت و ماندها ثبت شد.

## مورفومتری پیت و ماند

دراثرریشه کن شدن درختان صفحه ریشه از خاک بیرون آمده و درخت ریشه کن می شود. در اثر فرسایش بدنه درخت به مرور زمان پوسیده و حذف می شود و سنگ و خاک روی صفحه ریشه تشکیل تپه و حفره حاصل از ریشه کن شدن درخت، چاله ایجاد می کند. در نهایت یک تپه و یک چاله در مجاورت و کنار هم به وجود می آید. وجود این تپه و چاله ها یک تغییر در سطح کف جنگل به وجود می آورد (پاولیک<sup>326</sup> و همکاران، ۲۰۱۶). برای اندازه گیری مشخصات مورفومتری پیت و ماند از الگوی زیر استفاده کردیم (شکل ۲). مساحت، محیط و تراکم هر پیت و ماند در هر پلات و کل منطقه مورد مطالعه محاسبه شد.



شکل ۲. الگو هندسی مورد استفاده در مورفومتری پیت و ماندها (پاولیک، ۲۰۱۳)

تحقیقاتی بر روی عوامل ایجاد و همینطور تاثیر این اشکال بر روی محیط انجام شده است که در این پژوهش تلاش می‌شود تا نکات و ابعاد جدیدی از این اشکال مورد بررسی قرار دهیم.

### اشکال ژئومورفیک تشکیل شده و مرتبط با پوشش گیاهی

در اثر ریشه‌کن شدن درختان به دلایل متفاوتی مانند بادهای شدید غالب فصلی، درختان پوسیده یا بیمار، وزن برف روی درختان، فرسایش شیمیایی ریشه در سنگ بستر آهکی، کم عمق بودن خاک، صفحه ریشه از خاک بیرون آمده و درخت ریشه‌کن می‌شود. صفحه ریشه درخت در سطح رخنمون شده و در بین ریشه‌های درخت تکه‌های سنگ و خاک نیز به روی سطح می‌آید و حفره خالی به جا مانده از ریشه درخت نیز در کنار صفحه ریشه به خوبی قابل مشاهده و در معرض است (شکل شماره ۳ و ۴).



شکل شماره ۳. صفحه ریشه حاصل از ریشه‌کن شدن درخت



شکل شماره ۴. خاک و قطعات سنگ همراه با صفحه ریشه درخت ریشه‌کن شده در مرحله اولیه تشکیل پیت و ماند

دراثر فرسایش بدنه درخت که به آن خشکه‌دار گفته می‌شود به مرور زمان پوسیده و حذف می‌شود و سنگ و خاک روی صفحه ریشه تشکیل تپه و حفره حاصل از ریشه‌کن شدن درخت، چاله را ایجاد می‌کند. در نهایت یک تپه و یک چاله<sup>327</sup> در مجاورت و کنار هم به وجود می‌آید (شکل شماره ۵، ۶). وجود این پیت و ماندها یک تغییر در سطح کف جنگل به وجود می‌آورد و باعث بهم‌ریختگی لایه‌های خاک، رخنمون شدن سنگ بستر، و ایجاد روزنه در لایه‌های خاک و سنگ بستر شده و به فرسایش و نفوذ آب و تشدید فرسایش در لایه‌های زیری کمک می‌کند (پاولیک<sup>328</sup> و همکاران، ۲۰۱۶).

<sup>327</sup> Pit and Mound

<sup>328</sup> Pawlik



شکل شماره ۵. پیت و ماندهای شناسایی شده در منطقه گرازبن در جنگل خیرودکنار با رخنمون سنگ بستر در سطح پیت بر اثر ریشه کن شدن صفحه ریشه



شکل شماره ۶. پیت و ماندهای شناسایی شده در منطقه گرازبن در جنگل خیرودکنار با سطح فرسایش یافته و چاله کناری پر شده از رسوب، لاشبرگ و سنگ بستر رخنمون شده در اثر ریشه کن شده صفحه ریشه درخت

## نتایج مورفومتری پیت و ماندها

در مجموع تعداد 201 پیت و ماند در منطقه مورد مطالعه (60 هکتار) شناسایی شد. بعد از شناسایی پیت و ماندها در هر پلات، هر کدام از پیت و ماندها را به وسیله GPS ثبت شد و اطلاعاتی مانند ارتفاع، شیب، آزیموت، به وسیله شیب سنج و قطب نما اندازه گیری و برداشت شد.

همچنین به وسیله متر، طول و عرض پیت و ماند به صورت جداگانه، ارتفاع هر تپه و عمق هر چاله اندازه گیری شد. این اندازه گیری ها در برآورد مساحت و محیط هر شکل به ما کمک کرد. طول تپه ها بین 1 تا ۶.۴۵ متر، عرض تپه ها نیز بین 75 سانتیمتر تا 5 متر برداشت شد. بیشترین و کمترین طول چاله ها از 60 سانتیمتر تا 7 متر و بیست سانت، و به همین ترتیب عرض چاله ها از 40 سانتیمتر تا 7 متر، عمق بین 1 تا 4 متر و شیب بین 4 تا 47 درجه ثبت و آماربرداری شد. مساحت هر تپه و چاله در مترمربع اندازه گیری و با فرمول زیر محاسبه شد (کورپل و همکاران<sup>329</sup>، 1995).

(۱) رابطه

$$\text{مساحت} = \mu \times a \times b$$

که  $a$  در واقع مقدار  $\frac{\text{عرض}}{2}$  و  $b$  ارتفاع تپه یا عمق چاله است.

مساحت کل پیت و ماندهای منطقه 519/60 متر مربع است، بیشترین مساحت 15/63 متر مربع و کمتر از نیم مترمربع که کمترین مساحت اندازه گیری شده است. در همه پلات ها پیت و ماند شناسایی شده است اما در بعضی پلات ها تعداد بیشتری ثبت شده، بیشترین تعداد پیت و ماند در یک پلات 12 و کمترین تعداد 1 پیت و ماند است (جدول ۱).

جدول ۱. مشخصات مساحت و تعداد پیت و ماندهای شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه

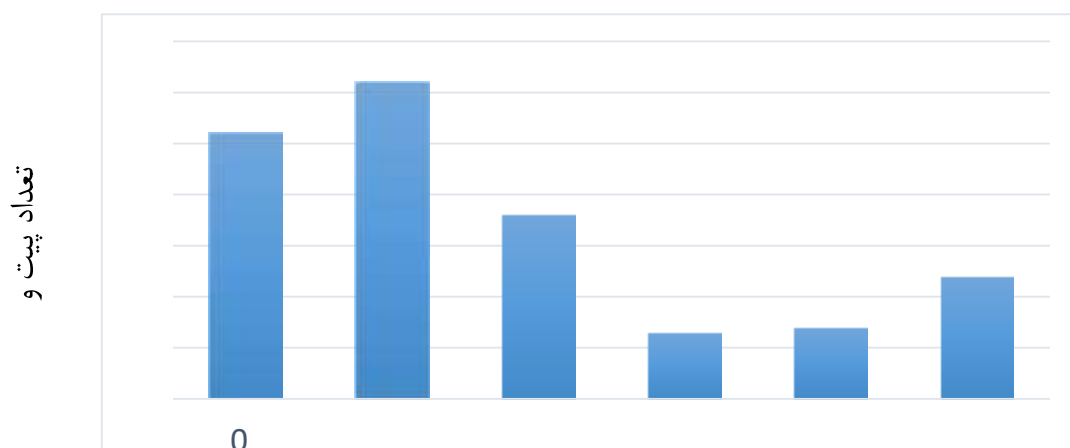
| تعداد در هر پلات | مجموع | مساحت تپه | مساحت گودال | پلات |
|------------------|-------|-----------|-------------|------|
| 6                | 19.32 | 16.71     | 2.61        | 1    |
| 4                | 9.9   | 6.4       | 3.5         | 2    |
| 3                | ۳۲.۴۷ | 23.71     | 8.76        | 3    |
| 4                | 25.91 | 22.53     | 3.38        | 4    |
| 5                | 8.16  | 5.54      | 2.62        | 5    |
| 1                | 1.72  | 1.2       | 0.52        | 6    |
| 4                | 6.23  | 3.28      | 2.94        | 7    |

<sup>329</sup> Korpel et al

|    |      |       |       |    |
|----|------|-------|-------|----|
| 8  | 0.94 | 5.9   | 6.84  | 5  |
| 9  | 0.42 | 2     | 2.42  | 3  |
| 10 | 0.93 | 5.55  | 6.48  | 7  |
| 11 | 0.52 | 3.1   | 3.62  | 4  |
| 12 | 2.55 | 15.08 | 17.63 | 6  |
| 13 | 0.75 | 3.24  | 4     | 4  |
| 14 | 1.32 | 5.29  | 6.61  | 6  |
| 15 | 1.94 | 8.73  | 10.68 | 5  |
| 16 | 1.3  | 4.45  | 5.75  | 3  |
| 17 | 0.45 | 1.3   | 1.75  | 1  |
| 18 | 1.48 | 6.94  | 8.42  | 3  |
| 19 | 4.06 | 18.53 | 22.59 | 5  |
| 20 | 0.75 | 5.71  | 6.46  | 1  |
| 21 | 1.87 | 9.31  | 11.18 | 4  |
| 22 | 4.43 | 21.82 | 26.25 | 10 |
| 23 | 0.85 | 7.02  | 7.87  | 3  |
| 24 | 1.2  | 5.73  | 6.93  | 5  |
| 25 | 1.34 | 4.26  | 5.6   | 6  |
| 26 | 4.22 | 20.73 | 24.96 | 12 |
| 27 | 2.46 | 6.39  | 8.85  | 8  |
| 28 | 1.4  | 8.1   | 9.5   | 4  |
| 29 | 0.38 | 2.06  | 2.44  | 2  |
| 30 | 0.2  | 1.4   | 1.61  | 1  |
| 31 | 1.9  | 12.1  | 14    | 3  |
| 32 | 0.94 | 2.16  | 3.1   | 1  |
| 33 | 1.51 | 4.87  | 6.38  | 4  |
| 34 | 1.97 | 10.47 | 12.43 | 8  |
| 35 | 1.16 | 9.87  | 11.03 | 5  |
| 36 | 0.91 | 7.92  | 8.83  | 4  |
| 37 | 1.64 | 13.31 | 14.95 | 5  |

|    |      |       |       |   |
|----|------|-------|-------|---|
| 38 | 3.41 | 32.14 | 35.55 | 8 |
| 39 | 2.69 | 10.34 | 13.03 | 7 |
| 40 | 7.22 | 23.45 | 30.67 | 7 |
| 41 | 7.86 | 21.59 | 29.44 | 7 |
| 42 | 7.39 | 20.65 | 28.05 | 7 |

با اندازه گیری مورفومتریک پیت و ماندها به این نتیجه رسیدیم که محیط تپه ها بیشتر از گودال ها است و همینطور ارتفاع تپه ها از عمق گودال ها بیشتر است همینطور در عرض و طول، با تقسیم بندی و طبقه بندی مقدار مساحت آنها فراوانی پیت و ماندها را بر اساس مساحت در (شکل ۷) ترسیم کرده ایم.



مساحت (متر مربع)

شکل ۷. فراوانی و طبقه بندی تپه و گودال ها بر اساس مساحت در منطقه مورد مطالعه

بیشترین فراوانی 31٪ در تعداد پیت و ماندهای یک تا دو متری و سپس 26٪ مساحت زیر نیم متری مربعی دارند 18٪ بین 2 تا 3 مترمربع، 12٪ بالای 5 مترمربع، 7٪ بین 4 تا 5 متر مربع و کمترین فراوانی پیت و ماندها، 6٪ بین 3 تا 4 متر مربع بدست آمده اند. بیشترین مساحت محاسبه شده 15/63 متر مربعی بوده است. در سطح تپه ها قطعات

سنگ و همینطور نهال و درختان رشد کرده و گیاهان علفی وجود دارد.

### بحث و نتیجه گیری

عرض تپه ها بیشتر از عرض گودال است به این علت که گودال ها با رسوبات حاصل از فرسایش تپه ها و رسوبات حاصل از حرکات خاک در اثر انتقال آب در کف جنگل پر می شوند در حالی که میزان سرعت فرسایش تپه ها به خاطر وجود صفحه ریشه و همینطور رشد گیاهان و بعضا درخت به کندی صورت می گیرد. تاثیر دیگری که وجود این لندفرم در رابطه با پوشش گیاهی دارد این است که تپه ها به خاطر ارتفاع بیشتر از سطح جنگل محل مناسبی برای استقرار نهال ها است و با سرعت بیشتری تا محیط اطراف رشد می کنند که علت اصلی آن دسترسی بیشتر نهال به نور است اما این درختان آمار مرگ بیشتری دارند که علت آن ادامه فرسایش تپه ها است (روا و همکاران<sup>330</sup>، 1998).

### مراجع

- ۱- بی نام. ۱۳۸۵، طرح جنگلداری بخش گرازبن جنگل خیرود مازندران، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران، صص ۳۵۷.
- 2- Abrahams, A.D. and Parsons, A.J., 1991. Relation between infiltration and stone cover on a semiarid hillslope, southern Arizona. *Journal of Hydrology*, 122, pp.49–59.
- 3- Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A. and Puigdefábregas, J., 2002. Influence of soil surface types on the overall runoff of the Tabernas badlands (SE Spain). *Field data and model approaches. Hydrol. Process*, 16, pp. 2621–2643.
- 4- Korpel, S., 1982, Degree of equilibrium and dynamic change of the forest an example of natural forest of Slovakia, *Act Faculties Firestails, Zvolen, Cezchoslovakia*, 24:9-30.
- 5- Korpel, S., 1995, *Die Urwald der Westkarpaten*. Gustav ficher velg, Stuttgart, p 310.
- 6- Kooch, Y., Hosseini, S.M., Mohammadi, J., Hojjati. S.M. 2012. Effects of uprooting tree on herbaceous species diversity, Woody species regeneration status and soil physical characteristics in a temperate mixed forest of Iran. *Journal of ForesNtry Research*. 23 (1): 81-86.
- 7-Kooch, Y., Hosseini, S.M. and Akbarinia, M. 2008. The ecological effects of pit and mounds created by a windthrow on understory of hyrcanian forest. *Journal of Silva Balcanica*, 9(1): 13-28.

<sup>330</sup> Rao et all

8-Embleton-Haman, C. 2004. Processes responsible for the development of a pit and mound microrrelief. *Catena*, 57(2): 175-188.

9-Norton D.A. 1989. Tree windthrow and forest soil turn over. *Canadian Journal of Forest Research*, 19:386-389.

10-Parzoch K. 2001. Contemporary geomorphic processes in the Karkonosze MTS. Under human impact. Unpublished Phd thesis, Department of Geomorphology, Wroclaw University, Poland, (in polish).

11-Pawlik, L. 2013. The role of trees in the geomorphic system of forested hill slopes a review. *Earth Science Reviews*, 126:250-265.

12-Pawlik, L. 2015. Biogenic Imprint on Hill slopes in the sudety MTS-origin and consequences of the tree uprooting process, *Studia Geomorphologica carpatho – balcanica*, 17-34.

13-Pawlik, L., Migon. P., Szymanowski. M. 2016. Local- and regional scale biomorphodynamics due to tree uprooting in semi-natural and managed montane Forests of the Sudetes Mountains, Central Europe. *Earth Surface Processes and Landforms*, <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3950>.

14-Pawlik, L., Phillips, J.D., Samonil, P. 2016. Roots, rock, and regolith: Biomechanical and biochemical weathering by trees and its impact on hill slopes – A critical literature review, *Earth-Science Reviews*, 159: 142-159.

15-Rao, K.P., Steenhuis, T. S., Cogle, A. L., Srinivasan, S. T., Yule, D. F., & Smith, G. D. (1998). Rainfall infiltration and run-off from an Alfisol in semi-arid tropical India. *Soil Tillage Research*, 48, 61–69.

16-Sagheb-Talebi, K., Schutz, J.P., 2002. The structure of natural oriental beech (*Fagus orientalis*) Forests in the Caspian region of

17-Skribanek, A., Deak, GY, Veress, M. 2012. Effect of dwarf pine vegetation on Karrendissolution. *Zeitschrift Fur Geomorphologies*,

56. 2:143-157.

## نقش توپوگرافی بر الگوی و مورفولوژی رودخانه جاجرود

The role of topography on the pattern and morphology of Jajrud river

۱ علی گلستانی، ۲ محمدمهدی حسین زاده

۱- کارشناس ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، Golestani@ut.ac.ir

۲- دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، m\_hoseinzadeh@sbu.ac.ir

### چکیده

رودخانه‌ها از بهترین مناظر ژئومورفیکی هستند که در آن ارتباط بین سیستم نیرو و اشکال ناهمواری‌ها به روشنی قابل درک است. هرگونه تغییرات زمین ساختی و تغییرات توپوگرافی در محیط رودخانه باعث ایجاد واکنش‌های مورفودینامیکی رودخانه به منظور بازسازی و تعادل انجام خواهد شد؛ که این پاسخ مورفودینامیکی می‌تواند به صورت تنظیم پروفیل طولی و تغییر شکل الگو باشد. منطقه مورد مطالعه قسمتی از رودخانه جاجرود بعد از پل تاریخی جاجرود است. با استفاده از استخراج عرض و شاخص شریانی ریچاردز و مقایسه خروجی‌ها می‌توان گفت پس از کاهش عرض یا در همان مقطع یا چند مقطع بعدی با افزایش سرعت که در پی کاهش عرض به وجود آمده است هیچ رسوب و مانع میانی ایجاد نمی‌شود. در مقطعی که برجستگی‌های توپوگرافی و برون‌زدگی‌ها میدان عملکرد کانال را محدود می‌کنند الگوی شریانی حتی با وجود افزایش کم عرض، کمتر افزایش میابد.

کلمات کلیدی: الگو رودخانه، توپوگرافی، پیوستگی جریان، الگوی شریانی

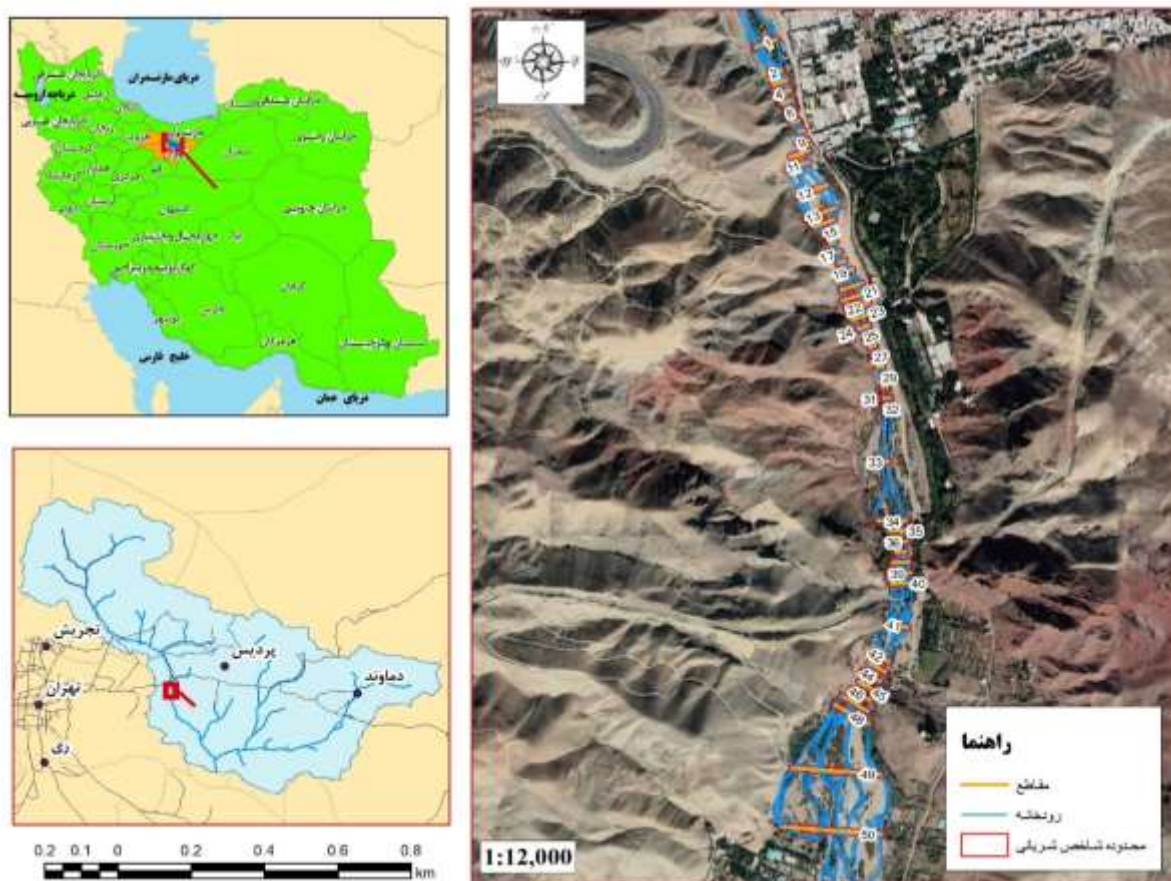
## مقدمه

رودخانه‌ها از بهترین مناظر ژئومورفیکی هستند که در آن ارتباط بین سیستم نیرو و اشکال ناهمواری‌ها به روشنی قابل درک است، زیرا همین سیستم نیروها هستند که به‌طور انحصاری در تعیین ابعاد و اشکال آبراه دخالت دارند. چون آبراهه‌های آبرفتی از مواد رسوبی فرسایش پذیر تشکیل شده‌اند و فشار وارده به علت نیروی جریانی آب بیش از مقاومت رسوب‌های دربرگیرنده آن است، لذا بستر و دیواره آبراهه، به‌صورت طبیعی در طول زمان تغییر می‌کند (چورلی و همکاران، ۱۳۷۹). در سیستم مورفولوژیک، روابط بین عناصر و ویژگی‌ها بر پایه اندازه‌گیری شکل یا رابطه بین اشکال است. به عبارت دیگر، شکل یا مورفولوژی یک سیستم را بر پایه ارتباط بین اجزا و عناصر آن می‌توان شناخت (حسین زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴). با توسعه شهرنشینی و برداشت‌های بی‌رویه از رودخانه، شهرک‌سازی‌ها (صمدی و تکلدانی، ۱۳۹۴)، تجاوز به حریم رودخانه، ساخت سازه‌های فروان تقاطعی و تغییر در سطح اساس رودخانه، این روند تغییرات لند فرم‌ها در بسیاری از موارد تسریع شده است. روند تغییر الگوی رودخانه ممکن است با توجه به جنس بستر کانال، دوری و نزدیکی به سطح اساس، میزان دبی، میزان تنش برشی، سنگ‌بستر، میزان شیب و توپوگرافی تغییر کند. البته روند تغییر شکل و الگو می‌تواند تحت تأثیر فعالیت‌های انسانی نیز باشد به‌ویژه می‌توان تغییرات الگوی رودخانه را در وضعیت فعلی در مناطق با کاربری مسکونی و یا نزدیک این مراکز بیشتر مشاهده کرد. آبراهه‌ها در مناطقی که از نظر تکنیکی فعال هستند به فرایندهای مثل چین‌خوردگی و گسل‌ها حساس و این فرایندها می‌تواند در زمینه انحراف، تغییر الگو و تغییر اشکال ژئومورفیک درون و حاشیه رودخانه مآثر باشند. هرگونه تغییرات زمین ساختی و تغییرات توپوگرافی در محیط رودخانه باعث ایجاد واکنش‌های مورفودینامیکی رودخانه به‌منظور بازسازی و تعادل انجام خواهد شد؛ که این پاسخ مورفودینامیکی می‌تواند به‌صورت تنظیم پروفیل طولی و تغییر شکل الگو باشد. کمیت و کیفیت فرسایش در رودخانه‌ها تا حد زیادی تابع الگوی رودخانه‌ها است. عملکرد سیستم رودخانه موجب می‌شود هر تغییری در مؤلفه‌های کانال رود، بر سایر متغیرها نیز تأثیر گذارد (حسین زاده و اسماعیلی، ۱۳۹۴)؛ بنابراین یکی از مهم‌ترین عوامل مآثر بر شکل کانال وجود برون‌زدگی‌ها و تنگ‌های توپوگرافی است؛ که با توجه به مفهوم پیوستگی جریان برای برقراری تعادل باعث کاهش و افزایش سرعت جریان می‌شوند.

## منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه قسمتی از رودخانه جاجرود بعد از پل تاریخی جاجرود است. در بخش پایین دست سد لتیان واقع شده و در امتداد شهر سعیدآباد جاجرود قرار گرفته است که فاصله بسیار کمی با تهران دارد و بیشترین جریان خود را از سد لتیان دارد. رودخانه از نوع گراولی است و در میان رسوبات حال حاضر جریان دارد. میانگین بارش برای حوضه سد لتیان در حدود ۵۴۰ میلی‌متر در سال و دبی ره‌اشده در بین سال‌های ۱۳۶۵ تا ۱۳۹۳ اعدادی مانند ۲۰۶۳

مترمکعب بر ثانیه را نشان می دهد. (شکل شماره ۱)



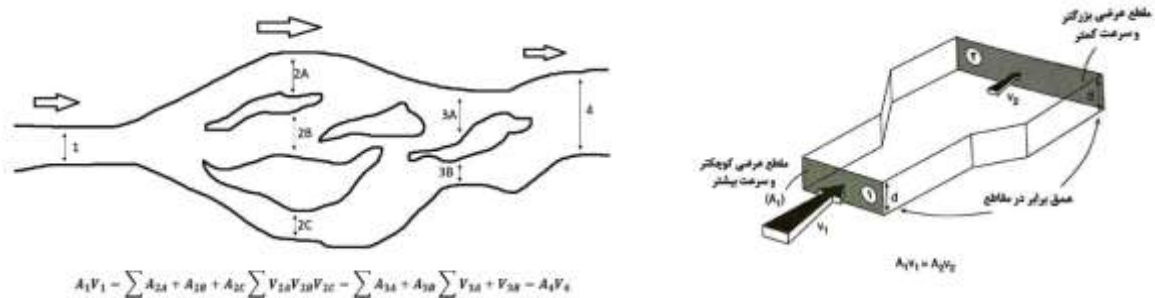
شکل شماره ۱ (نقشه منطقه مورد مطالعه)

## مواد و روش ها

در این پژوهش برای بررسی تأثیر توپوگرافی بر روی الگوی رودخانه از تصویر گوگل ارث سال ۱۴۰۱ استفاده شد، پس از ترسیم پلان رودخانه، استخراج اطلاعات مورفومتریک کانال در ۵۰ مقطع میزان انشعابی بودن کانال با روش ریچاردز به دست آمد. (فرمول شماره ۱)

$$P = (l_1 + l_2 + l_3 \dots + l_x) / L$$

که در این فرمول  $P$  میزان انشعابی بودن کانال،  $l$  طول هر یک از کانال های فرعی و  $L$  طول بازه، برای سنجش تأثیر اصل پیوستگی جریان (شکل شماره ۲) نیز عرض کانال در راستای برون زدگی ها و انحرافات سخت توپوگرافی و مقاطع قبل و بعد این اشکال مورد اندازه گیری قرار گرفت است.



شکل شماره ۲ (پیوستگی جریان)

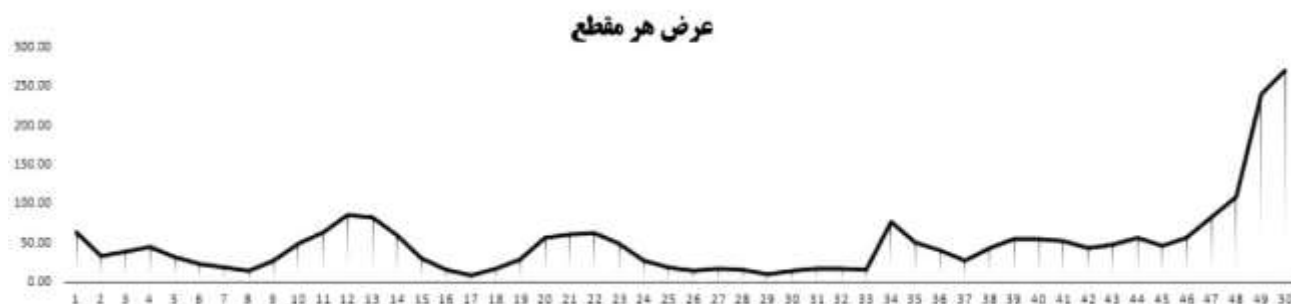
## نتایج

با بررسی عرض و شاخص شریانی رودخانه روند کاهش و افزایش عرض به این صورت بود که از ابتدای مقطع شماره ۴ تا مقطع شمار ۸ روند عرض کاهشی شده است. این بازه دقیقاً بازه تماس برون زدگی سنگی توف سبز با کناره رودخانه است. در نقطه انتهایی یعنی مقطع شماره ۸ برون زدگی در بیشترین تماس با رودخانه قرار دارد به صورتی که مقداری از بستر رودخانه نیز بر روی همین سنگ های یکپارچه جریان دارد و بعد از همین مقطع برون زدگی و برجستگی توپوگرافی تمام می شود. به محض پایان عارضه توپوگرافی شاهد گسترش عرض و توسعه کانال هستیم. شاخص شریانی در این قسمت دقیقاً پس از عبور از تنگنای توپوگرافی کاهش میابد و تا قبل از شروع برون زدگی بعدی روندی افزایشی می یابد.

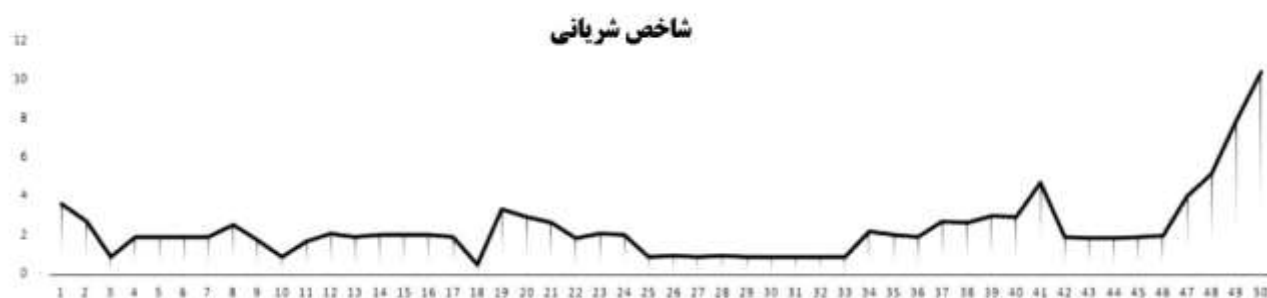
از بازه و مقطع شماره ۱۳ که شروع برجستگی توپوگرافی لایه سخت به سمت کناره رودخانه می باشد، روند عرض کانال کاهشی و در مقطع شماره ۱۷ که دقیقاً محل برخورد به سنگ های آهک و ماسه سنگ می باشد به کمترین عرض خود می رسد. با عبور از مقطع شماره ۱۷ عرض رو به افزایش می گذارد. الگوی شریانی این بازه هم پس از برون زدگی کاهش ناگهانی داشته و دوباره افزایشی می شود. روند کاهش عرض در بازه شماره ۲۳ با برون زدگی و امتداد برجستگی توپوگرافی تا بازه ۲۹ ادامه میابد که در مقطع شماره ۲۹ کمترین عرض را شاهد هستیم و پس از این مقطع عرض با روندی کند اما افزایشی است. در مورد الگو شریانی در این بازه باید عنوان کرد که قبل از رسیدن به برون زدگی مقطع ۲۹ در مقطع شماره ۲۴ میزان شریانی بودن کاهشی می شود و تا بازه ۳۳ روند ثابت است و رودخانه شریانی نیست. در این قسمت شاهد نهشته های کناری هستیم اما الگو غیر شریانی است.

در بازه بعدی از مقطع ۳۴ رودخانه با برجستگی توپوگرافی برخورد پیدا می کند و تا مقطع شماره ۴۱ ادامه دارد؛ اما در بازه شماره ۳۷ کمترین عرض قسمت کانال را شاهد هستیم روند عرض کانال بعد از این مقطع افزایشی با شیب بسیار کم است، بعد با رسیدن به مقطع و بازه شماره ۴۵ که یک برون زدگی ماسه سنگی است، عرض کمی کاهش یافته

سپس تا مقطع آخر به شدت افزایش میابد. روند الگو اما پس از خروج از حالت تک کانال در بازه شماره ۳۳ روند شریانی رو به رشدی را نشان می‌دهد و در بازه ۴۲ تا ۴۵ روند کاهش دارد اما تک کانالی نمی‌شود. (شکل شماره ۳ و ۴)



شکل شماره ۳ (تغییرات عرض کانال رودخانه)



شکل شماره ۴ (تغییرات شاخص شریانی رودخانه)

## بحث و نتیجه‌گیری

در امتداد مسیر کانال برون‌زدگی‌ها و برجستگی‌ها توپوگرافی در کل باعث کاهش عرض کانال شده است. روند کاهش و افزایش عرض تا حد زیادی با توجه به مقاطع برداشت‌شده بستگی به فاصله برون‌زدگی و برجستگی‌ها از هم دارد به صورتی که اگر این فواصل کم باشد عرض کانال کمتر افزایش میابد. به صورت کلی روند شریانی شدن نسبت به عرض کانال انطباق دارد با کاهش عرض کانال میزان شاخص شریانی با کمی تأخیر متأثر از افزایش سرعت و در پی این افزایش قدرت حمل بیشتر کاهش پیدا می‌کند. می‌توان گفت پس از کاهش عرض یا در همان مقطع یا چند مقطع بعدی در حدود ۰ تا ۶۰ متر با افزایش سرعت که در پی کاهش عرض به وجود آمده است، هیچ رسوب و مانع میانی ایجاد نمی‌شود اما عرض به مرور افزایش میابد و پس از آن با کاهش سرعت و افزایش عرض کانال در صورت وجود طول مناسب تا کاهش عرض بعدی موانع میان شروع به رشد و افزایش می‌کنند.

در مقاطعی که برجستگی‌های توپوگرافی و برون‌زدگی‌ها میدان عملکرد کانال را محدود می‌کنند الگوی شریانی

حتی باوجود افزایش کم‌عرض یا تغییرات در عرض، کمتر افزایش میابد و ممکن است تأثیر افزایش رسوب‌گذاری در کناره‌های کانال باشد که نقشی در افزایش میزان شریانی بودن رود ندارد.

برای بررسی بهتر پیشنهاد بر توسعه مدل‌های شریانی بروزتر با شاخص‌ها دقیق‌تر و حذف عوامل دیگر در کاهش عرض و میزان شریانی شدن پیشنهاد می‌گردد.

## مراجع

- جولین پیر وای، فرسایش و رسوب‌گذاری، ترجمه فرهودی، جواد، تهران، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۸۹
- حسین زاده محمدمهدی، اسماعیلی رضا، ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، تهران، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۹۴
- حسین زاده محمدمهدی، اسماعیلی رضا، متولی صدرالدین، تکنیک‌های میدانی در ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، تهران، انتشارات لاهوت، ۱۳۹۰
- صمدی امیر، امیری تکلدانی، ابراهیم فرسایش توده‌ای سواحل رودخانه‌ها فرایندها و سازوکارها - انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۹۴
- چورلی. ری. ج. شوم. اس. ای؛ و سودن. د. ای. ژئومورفولوژی جلد سوم ترجمه معتمد، احمد - انتشارات سمت، ۱۳۷۹
- حسینقلی رفاهی، فرسایش آبی و کنترل آن، تهران، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۸۸.
- گلستانی علی، بررسی تغییرات الگوی رودخانه جاجرود با تأکید بر فرسایش کرانه‌ای، کارشناسی ارشد، شهید بهشتی، تهران، ۱۳۹۷
- گلستانی علی، حسین زاده محمدمهدی، بررسی تغییرات الگوی شریانی رودخانه جاجرود بر اساس شاخص‌های شریانی بريس، ریچاردز و واربردن (حداصل سد لتیان تا سد ماملو)، پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، ۱۴۰۱

## نقش ژئومورفولوژیک زمین در مکانیابی دفن زباله در شهرستان بم The geomorphological role of land in the location of landfill in Bam city

۱ محمدصادق طالبی، ۲ مهدیه مهدوی کندلجی، ۳ مینا باقری

۱- استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه میبد talebi@meybod.ac.ir

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه محقق اردبیلی mahdiehmadhavi76@gmail.com

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد برنامه ریزی روستایی دانشگاه شهید بهشتی Mina.bagheri1376@gmail.com

### چکیده

هدف اصلی مقاله حاضر، در نظر گرفتن نقش عوامل زیست محیطی و ژئومورفولوژیکی چه از لحاظ سازندهای منطقه دفن و چه از لحاظ شرایط و فرایندهای حاکم بر این منطقه در آینده به کمک اعمال انواع عملیات تحلیلهای مکانی، با بهره گیری از سامانه اطلاعات جغرافیایی به منظور مکان یابی مناسب برای دفن پسماندهای شهری است. به همین منظور، عوامل موثر در مکان یابی محل دفن مواد زائد شهر در نظر گرفته شد و با رقومی کردن و وزن دهی ۸ لایه بر اساس استانداردهای موجود شامل: توپوگرافی، زمین شناسی، شیب، گسل، آبراهه ها، خطوط ارتباطی، فاصله از شهرستان بم و وارد کردن لایه های مذکور به محیط نرم افزارهای expert choice و ArcGis و تشکیل پایگاه های اطلاعاتی ویژه دفن زباله و اجرای مدلهای مختلف تصمیم گیری چند معیاره تحلیلی نظیر تحلیل سلسله مراتبی بر لایه های موجود اقدام شد. نتایج پژوهش حاکی از این است که هر دو روش در مرحله اولیه در شهرستان بم با انتخاب چهار مکان و در نهایت با انتخاب مکان نهایی جهت دفن مواد زائد با توجه به نقشه نهایی، در جنوب شرق شهرستان در اطراف شهر رحمت آباد بیشترین فضاهای بهینه دفن پسماند و مواد زائد، قدرت تصمیم گیری بیشتری را در امر مکان یابی محل دفن با تفاوت هایی لحاظ میکنند.

کلمات کلیدی: عوامل ژئومورفولوژیک، مکان یابی دفن زباله شهری، Arc Gis، بم

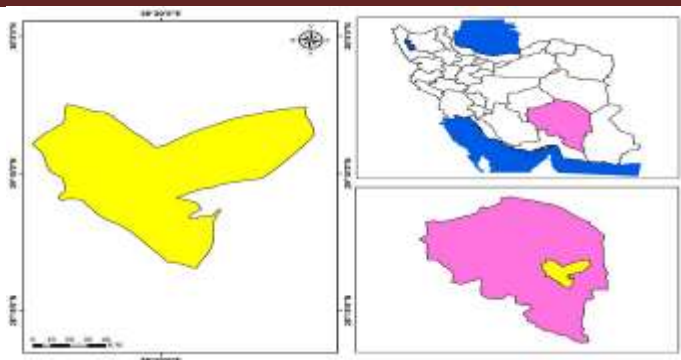
## مقدمه

مکان یابی و یافتن محل مناسب برای دفن زباله یکی از مهمترین بخشهای سیستم مدیریت مواد زائد جامد شهری است و از طرف دیگر علم ژئومورفولوژی باتوجه به ماهیت خود که به منشاء و تحول اشکال زمین، فرآیندهای تشکیل آنها یا ترکیب مواد سازنده آن مربوط می شود، در امر مکان یابی نقش بسزایی دارد. معیار و عوامل متعددی در انتخاب محل مناسب دفن بهداشتی مواد زائد جامد شهری دخالت دارند که هر کدام به نوبه خود از اهمیت خاصی برخوردارند و محدودیت هایی را در انتخاب محل ایجاد خواهند کرد (عبدلی، ۱۳۷۹). از مهمترین معیارها و پارامترهای ژئومورفولوژیکی سنگ بستر، اراضی ناپایدار، گسل، شیب و... می باشد (اصغری مقدم، ۱۳۷۸). علاوه بر معیارهای ژئومورفولوژی عوامل مختلفی نظیر عمق آب های زیر سطحی، وضعیت اقلیم، عوامل زیست محیطی، کاربری اراضی، شبکه جاده ها و... نیز در انتخاب مکان دفن زباله موثرند (عزیزی و سعیدی، ۱۳۸۸). شناخت مکانی که به عنوان دفن مواد زائد شهری انتخاب می شود بسیار ضروری است و این ضرورت به طور عام باید ملاحظات جغرافیای طبیعی و به طور خاص باید ژئومورفولوژی را دربر بگیرد.

## منطقه مورد مطالعه:

شهرستان بم از شهرستان های استان کرمان در جنوب شرقی ایران است. مرکز این شهرستان شهر بم است، که از نظر جغرافیایی در ۵۸ درجه و ۲۱ دقیقه طول شرقی و ۲۹ درجه و ۶ دقیقه عرض شمالی و ارتفاع از سطح دریا ۱۰۵۰ متر می باشد. مساحت شهرستان بم

۱۷۷۵۵ کیلومتر مربع می باشد. شهر بم در ۱۹۵ کیلومتری جنوب شرقی کرمان و در منطقه شرق استان واقع شده است و این شهر مرکزیت فرهنگی، اجتماعی، اقتصادی، اداری منطقه شرق استان کرمان است.



نقشه جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

### داده ها و نرم افزارهای مورد استفاده:

جهت مکان یابی در سامانه اطلاعات جغرافیایی می بایست عوامل موثر، معیارها و محدودیت ها بصورت لایه های نقشه تهیه شده و مورد پردازش و تحلیل قرار گیرند در این مطالعه از نقشه های ۱:۲۵۰۰۰ توپوگرافی جهت تهیه نقشه شیب و جهت شیب استفاده شده است، نقشه خطوط ارتباطی و خاک از تصاویر ماهواره ای و نقشه های توپوگرافی استخراج شدند، و لایه آبهای سطحی و فاصله از چاهها، لایه فاصله از مراکز شهری، نقشه گسلها، از نقشه زمین شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ تهیه گردید. در این پژوهش از مدل جهت مکان یابی دفن مواد زائد شهرستان بوم استفاده شده است. در این پژوهش ابتدا لایه های اطلاعاتی مورد نیاز تهیه و سپس استاندارد سازی شد. در مرحله بعد نقشه مستعد مکان دفن زباله های شهری با توجه در نظر گرفتن وزن معیارهای مورد نظر از روش تحلیل سلسله مراتبی در محیط



نرم افزار GIS تهیه و طبقه بندی گردید. سپس مکانهای کاملاً مناسب را از نقشه مستعد طبقه بندی شده محل دفن زباله شهری استخراج و با در نظر گرفتن مشاهدات عینی و نظر کارشناسان اقدام به اولویت بندی گزینه ها گردید.

## الگوری مراحل انجام کار

روش فرآیند سلسله مراتبی تحلیلی (AHP)، که توسط "ساعتی" در سال ۱۹۸۰ ارائه گردیده بر مبنای سه اصل می باشد: تجزیه، قضاوت تطبیقی و سنتز اولویتها. "اصل سنتز" هر یک از اولویتهای مکانی دارای مقیاس نسبتی تعیین شده را در سطوح متعدد سلسله مراتب به دست میدهد و مجموعه مرکبی از اولویتهای را برای عناصر در پایین ترین سطح سلسله مراتب ایجاد میکند (پورخباز و پورخباز، ۱۳۹۰).

## آماده سازی معیارها و یکنواخت سازی فاکتورها

یکی از شروط لازم برای روی هم گذاری نقشه های رقومی، هم مختصات بودن لایه ها است. در این مطالعه برای تمام لایه ها از سیستم مختصات UTM استفاده شد و زون شمالی تعریف کردید. شرط دوم برای روی هم گذاری نقشه های رقومی هم مرز بودن آنهاست. برای هم مرز شدن نقشه ها تمام لایه های اطلاعاتی با مرز منطقه مورد نظر برش داده شد به طوری که در لایه های رستری تعداد سطر و ستون تمام نقشه ها به ترتیب ۲۵۹۵ و ۳۱۹۱ و اندازه سلول آنها ۳۰ × ۳۰ متر تعیین شد. لازم به ذکر است از نرم افزار GIS جهت آماده سازی لایه ها استفاده شده است.

جدول ماهیت توجیهی معیارهای مورد استفاده و مبنای ارزش گذاری دامنه تغییرات مقادیر آن ها

| نام معیار            | نحوه ارزش گذاری مطلوبیت دامنه تغییرات ثبت شده از معیارها                                                                                                                                                               |
|----------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| شیب                  | عدم مطلوبیت شیب های هموار به لحاظ راکد ماندن شیراب، عدم مطلوبیت شیب های تند به دلیل هزینه ی بالا دفن بهداشتی، گود برداری و خاکریزی و نیز امکان نفوذ شیرابه در مناطق پست، درجات متغیر مطلوبیت در حد فاصل شیب ۱-۱۵ درصد. |
| فاصله از خطوط گسل    | عدم مطلوبیت فواصل کمتر از ۶۰۰ متر با توجه به افزایش نفوذ پذیری شیرابه ها در درزها و شکاف های حاصل از گسل و خطر تخریب و دفن در مواقع زمین لرزه، افزایش مطلوبیت فواصل بیش از ۲۰۰ متر.                                    |
| فاصله از محدوده شهری | ضرورت رعایت حریم زیست محیطی شهرها، ضرورت رعایت فاصله ۳ کیلومتری از شهر                                                                                                                                                 |
| فاصله روستایی        | رعایت حداقل فاصله ۱۰۰۰ متری از مراکز روستایی با توجه به لحاظ ملاحظات زیست محیطی                                                                                                                                        |
| منابع آبی            | رعایت فواصل مناسب تعیین شده از چاه ها، سدها و آب بندها، رودخانه ها، تالاب، قنات ها، چشمه ها، برای حفظ ویژگی های کمی و کیفی آنها و رعایت ملاحظات زیست محیطی                                                             |
| فاصله از مراکز صنعتی | رعایت حداقل فاصله ۱۰۰۰ متری از شهرک های صنعتی به دلایل ملاحظات زیست محیطی                                                                                                                                              |

|                       |                                                                                                            |
|-----------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| فاصله از خطوط ارتباطی | ضرورت رعایت موقعیت مناسب به خطوط ارتباطی و در عین حال، رعایت حداقل فاصله تعیین شده از سوی سازمان محیط زیست |
| جهت باد غالب منطقه    | عدم قرارگیری در بالا دست بادهای غالب منتهی به شهر                                                          |

با بررسی ضوابط و دستور العمل های محیط زیست و بهداشت، مطالعه تحقیقات انجام شده در گذشته و همچنین بررسی وضعیت منطقه مورد نظر ۸ معیار موثر و مناسب آن ها انتخاب و تعیین شدند باید در نظر داشت که انتخاب معیارها بستگی به شرایط طبیعی و قانونی هر منطقه مورد مطالعه دارد. در مرحله بعد پس از تعیین معیارها به دلیل مقایسه ناپذیری عوامل استاندارد سازی صورت گرفت. هر ناحیه بسته به میزان نزدیکی معیار به میزان استاندارد درجه مرغوبیتی میگیرند.

برای تعیین وزن نسبی معیار ها از روش فرایند تحلیل سلسله مراتبی استفاده شده است. سطح اول یا همان هدف، انتخاب مکان مناسب برای دفن بهداشتی مواد زاید جامد در شهرستان بم است. سطح دوم یا معیارها شامل فاصله از مناطق مسکونی و صنعتی، فاصله از منابع آبی و فاصله از معادن و کانسار ها، جهت باد غالب منطقه، شیب، و فاصله از خطوط ارتباطی است. و در نهایت سطح سوم یا گزینه ها شامل مکان هایی هستند که برای دفن مناسب اند. به منظور تعیین ضریب اهمیت (وزن) معیارها دو به دو باهم مقایسه شدند همچنین به هر سوال امتیازی یک تا پنج داده شده است که نمره یک نشان دهنده اهمیت یکسان دو عنصر و نمره پنج نشان دهنده اهمیت بسیار زیاد است. مرحله آخر در فرایند تحلیل سلسله مراتبی محاسبه نرخ سازگاری است اگر نرخ سازگاری معادل یا کمتر باشد میتوان سازگاری مقایسات را پذیرفت. در غیر این صورت باید مقایسات دوباره انجام گیرد (صدوق ونینی و همکاران، ۱۳۸۸ و زیردست و همکاران ۱۳۹۰).

### طبقه بندی و امتیازدهی معیارها

علی رغم اینکه سالها از عمر دفن بهداشتی زباله های شهری می گذرد و روشهای دیگر دفع مواد زاید مثل احیای زباله

و غیره نیز سالهاست که مورد توجه قرار گرفته اند ولی هنوز هم دفن مواد در لازمین متداول ترین روش دفع زباله های

شهری در جهان است. به طور کلی عوامل مختلفی مانند عوامل اقتصادی، بافت شهری، کاربری های لازمین، عوامل فرهنگی تراکم واحد در سطح فصول سال و عادات اجتماعی در کیفیت و کمیت پسماند مؤثر هستند. به همین دلیل

طراحی سیستم برنامه ریزی و مدیریت زباله های شهری از حساسیت و ویژگی های خاصی برخوردار است (شهابی، ۱۳۸۷). بر همین اساس جهت تسهیل در روند کار مبنی بر امتیازدهی نقشه طبقه بندی شده و در نهایت تعیین مکان مناسب دفن زباله شهری معیارهای مورد استفاده را به دو دسته معیارهای اکولوژیکی و معیارهای اقتصادی و اجتماعی تقسیم بندی شد (مهندسین مشاور نقش پیرواش، ۱۳۸۳). لازم به ذکر است که امتیازات تخصیص داده شده به طبقات معیارها به صورت اعداد صحیح ۱ تا ۵ است به این صورت که عدد ۱ نشان دهنده کمترین ارزش طبقه مورد نظر و عدد ۵ نشان دهنده بیشترین ارزش طبقه مورد نظر جهت دفن زباله های شهری میباشد.

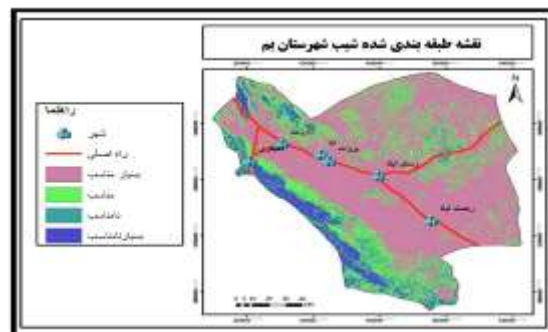
وزن های تعیین شده برای معیارها و زیر معیارها در نظر گرفته شده در تعیین محل دفن پسماند

|       |          |                                            |
|-------|----------|--------------------------------------------|
| ۰.۵۰۰ | ۳-۰٪     | توپوگرافی (شیب/)                           |
| ۰.۳۷۵ | ٪۷-۳     |                                            |
| ۰.۱۴۵ | ٪۱۰-۷    |                                            |
| ۰.۴   | <٪۱۰     |                                            |
| ۰.۰۶۵ | وزن      |                                            |
| ۰.۰۲۸ | ۱۵۰-۰    | فاصله از مناطق شهری، روستایی و صنعتی (متر) |
| ۰.۰۳۹ | ۳۰۰-۱۵۰  |                                            |
| ۰.۰۶۵ | ۹۰۰-۴۵۰  |                                            |
| ۰.۱۱۷ | ۱۲۰۰-۹۰۰ |                                            |
| ۰.۲۴۸ | <۱۵۰۰    |                                            |
| ۰.۳۹  | وزن      |                                            |
| ۰.۰۵۵ | ۲۵۰-۰    | فاصله از آب های سطحی (متر)                 |
| ۰.۰۹۰ | ۵۰۰-۲۵۰  |                                            |
| ۰.۱۵۵ | ۷۵۰۰-۵۰۰ |                                            |
| ۰.۲۵  | ۱۰۰۰-۷۵۰ |                                            |
| ۰.۴۲۵ | < ۱۰۰۰   |                                            |

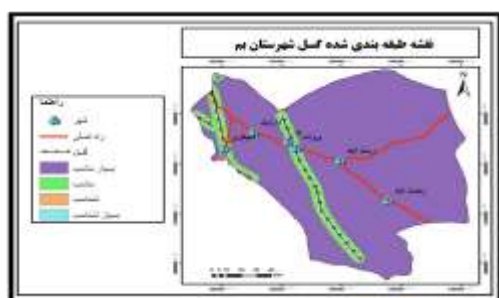
|       |          |                                |
|-------|----------|--------------------------------|
| ۰.۲۵  | وزن      | فاصله از آب های سطحی (متر)     |
| ۰.۰۲۵ | ۱۵۰-۰    | فاصله از راه های ارتباطی (متر) |
| ۰.۰۴۰ | ۳۰۰-۱۵۰  |                                |
| ۰.۰۶۰ | ۹۰۰-۴۵۰  |                                |
| ۰.۱۱۰ | ۱۲۰۰-۹۰۰ |                                |
| ۰.۲۴۰ | <۱۵۰۰    |                                |
| ۰.۰۵  | وزن      | فاصله از گسل (متر)             |
| ۰.۰۷۵ | <۵۰      |                                |
| ۰.۰۴۵ | ۱۰۰-۵۰   |                                |
| ۰.۰۲۵ | ۱۵۰-۱۰۰  |                                |
| ۰.۰۱۵ | ۲۰۰-۱۵۰  |                                |
| ۰.۰۹  | ۱۰۰-۲۵۰  | فاصله از گسل (متر)             |
| ۰.۰۵  | ۲۵۰      |                                |
| ۰.۱۵۰ | وزن      |                                |



نقشه طبقه بندی توپوگرافی شهرستان بام



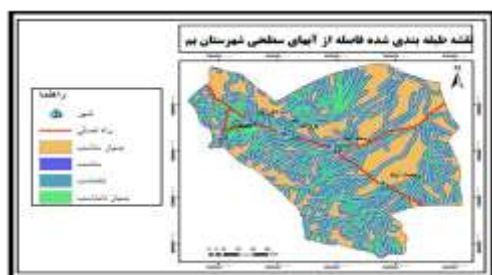
نقشه طبقه بندی شده شیب شهرستان بام



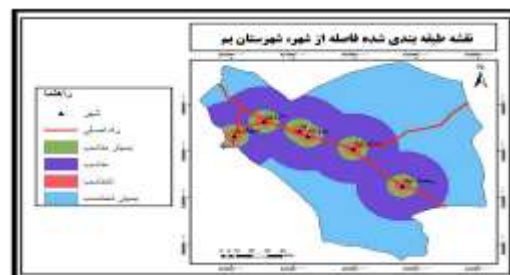
نقشه طبقه بندی شده گسل شهرستان بام



نقشه طبقه بندی شده راه ارتباطی شهرستان بام

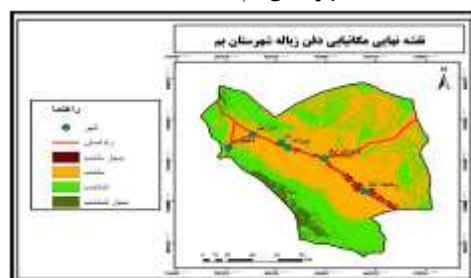


نقشه طبقه بندی شده فاصله از آبراهه



نقشه طبقه بندی شده فاصله از نقاط شهری شهرستان بام

شهرستان بام



نقشه نهایی مکانیابی دفن زباله شهرستان بام

## نتیجه گیری:

در مطالعه حاضر با استفاده از لایه های اطلاعاتی و به روش همپوشانی ساده افزایشی و با استفاده از قابلیت نرم افزار GIS و expert choice در نظر گرفتن وزن لایه ها، محیط های مناسب برای دفن زباله شهری بم به چهار دسته بسیار مناسب به رنگ قرمز، مناسب به رنگ نارنجی، نامناسب به رنگ سبز تیره تقسیم شده است. با توجه به لایه هایی که استفاده شده و نقشه هایی که از این لایه ها به دست آمده، مساعدترین مکان برای دفن مواد زائد در بم، در امتداد راه ارتباطی میباشد. با توجه به نقشه نهایی، در جنوب شرق شهرستان در اطراف رحمت آباد بیشترین فضاهای بهینه دفن پسماند و مواد زائد شهری قرار دارد و بالعکس در شمال غرب شهرستان، در اطراف دارزین، کمترین فضاهای بهینه جهت دفن پسماند داریم.

## منابع و مأخذ:

۱. اصغری مقدم، م. ر. ۱۳۷۸. جغرافیای شهری ۱ (ژئومورفولوژی) دانشگاه آزاد اسلامی ایران، انتشارات مسعی.
۲. پورخباز. حمید رضا. علیرضا. پورخباز. سعیده. جوانمردی، (۱۳۹۰). ارزیابی و مکان یابی دفن بهداشتی مواد زائد جامد شهری، انتشارات شهرداری ها. ۲۷-۲۱.
۳. زبردست. لعبا. یاوری، احمد رضا. صالحی. اسماعیل. مخدوم. مجید. استفاده از متریک اندازه موثر شبکه در تحلیل از هم گسیختگی پوشش های جنگلی محدوده اثر جاده در پارک ملی گلستان. دوره ۳۷، شماره ۵۸. شهریور ۱۳۹۰، صفحه ۱۵-۲۰.
۳. شهابی، ه.، خضری، س، نبری، ه. ۱۳۸۷. بررسی فاکتور های موثر در مکانیابی ایستگاه های امداد و نجات جاده سقز- سنندج با استفاده از مدل ترکیب خطی وزنی، چهارمین کنفرانس بین المللی مدیریت جامع بحران و پدافند غیر عامل در پایداری ملی، تهران.
۴. صدوق ونینی، سید حسن، توکلی نیا ج و زراعی، ا، (۱۳۸۸). پهنه بندی زمین برای توسعه فیزیکی شهر شیراز با استفاده از GIS و AHP فصلنامه سپهر، دوره هجدهم، شماره ۷۲. ص ۳۹-۳۲.
۵. عزیزی عابسی، محسن سعیدی، (۱۳۸۸). انتخاب مکان مناسب دفن پسماندهای خطرناک با استفاده از تکنیک GIS و اولویت بندی سایت ها مثال موردی: پسماند یک نیروگاه در استان قزوین فصلنامه علوم محیطی دوره ۶، شماره ۴: تابستان ۱۳۸۸.
۶. عبدلی، م. ع. ۱۳۷۹. معیارهای مکانیکی محل دفن مواد زائد جامد شهری (جلد ۲)، انتشارات سازمان شهرداری

های کشور.

۷. قدسی پور، ح. ۱۳۸۴. فرایند تحلیل سلسله مراتبی AHP، انتشارات دانشگاه صنعتی امیر کبیر.

۸. مهندسین مشاور، نقش پیرواش ۱۳۸۳. طرح تجدید نظر طرح جامع شهر سقز.

## نقش و اهمیت بررسی بازه های مرجع در طراحی کانال های طبیعی (احیا و بازسازی رودخانه)

(river The role and importance of reference reach survey in natural channel design and reclamation) restoration

محمد مهدی حسین زاده

گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی m\_hoseinzadeh@sbu.ac.ir

### چکیده

رودخانه یک سیستم پویا و پیچیده است که نه تنها کانال فعال، بلکه دشت سیلابی و پوشش گیاهی حاشیه آن را نیز در بر می گیرد. درک، پیش بینی و توصیف فرآیند پیچیده ناشی از روابط متقابل متغیرهای مستقل و وابسته که کانال جریان را در آب و هوای کنونی شکل می دهند و حفظ می کنند، مهندسان رودخانه را برای قرن ها به چالش کشیده است. از دست دادن عملکرد فیزیکی و بیولوژیکی در این سیستم های رودخانه ای تغییر یافته باعث واکنش نامطلوب در مقیاس بزرگ توسط عموم مردم در سراسر جهان شده و آنها می خواهند رودخانه ها به وضعیت اولیه خود برگردانده شوند. احیای رود یا بازسازی رودخانه، مجموعه ای از فعالیت ها را توصیف می کند که به بهبود سلامت محیطی یک رودخانه یا رود کمک می کند. طراحی کانال طبیعی یکی از تکنیک هایی است که اغلب در پروژه های احیای رودخانه استفاده می شود. یکی از مهمترین وظایف در طراحی کانال طبیعی، تدوین معیارهای طراحی است که می توان از بررسی بازه های مرجع تهیه نمود. یک بازه مرجع ژئومورفیک بخشی از کانال رود است که پایدار است و از عملکردهای سطح بالایی که برای حوضه آبخیز و مورفولوژی دره مناسب است را حفظ و تقویت می کند. یک بررسی بازه مرجع شامل بررسی دقیق ابعاد کانال، الگو، نیم رخ طولی و مواد بستر جریان است. بر اساس بررسی ابعاد کانال، الگو و نیم رخ طولی بازه مرجع، پارامترهای مورفولوژیکی و نسبت هایی که شرایط بازه مرجع را توصیف می کنند، می توانند توسعه یابند. داده های مورفولوژیکی جمع آوری شده برای ارزیابی رودخانه و برون یابی تشخیص بازه های آشفته یا ناپایدار در انواع دره های مشابه برای اهداف بازسازی، تقویت رودخانه، تثبیت، و طرح های طبیعی سازی رود استفاده می شود.

کلمات کلیدی: بازسازی رودخانه، طراحی کانال های طبیعی، بازه مرجع، مورفولوژی رودخانه

## مقدمه

از رودخانه ها برای اهداف بسیاری از جمله تامین آب، زیستگاه حیات وحش، تولید انرژی، حمل و نقل و تفریح استفاده می شود. رودخانه یک سیستم پویا و پیچیده است که نه تنها کانال فعال، بلکه دشت سیلابی و پوشش گیاهی حاشیه آن را نیز در بر می گیرد. یک سیستم رودخانه ای طبیعی پایدار خواهد بود در صورتی که طیف وسیعی از جریان ها و رسوبات تولید شده در حوضه خود را حمل می کند و حالت "تعادل دینامیکی" را حفظ می کند. هنگامی که تغییرات در کانال، دشت سیلابی، پوشش گیاهی، جریان یا ذخیره رسوب به طور قابل توجهی بر این تعادل تأثیر می گذارد، رود ممکن است ناپایدار شود و شروع به تنظیم به سمت یک حالت تعادل جدید کند. این انتقال ممکن است زمان زیادی طول بکشد و تغییرات بزرگی در کیفیت آب، زیستگاه و ویژگی های مجاور ایجاد کند.

درک، پیش بینی و توصیف فرآیند پیچیده ناشی از روابط متقابل متغیرهای مستقل و وابسته که کانال جریان را در آب و هوای کنونی شکل می دهند و حفظ می کنند، مهندسان رودخانه را برای قرن ها به چالش کشیده است. الزامات تمدن های مدرن استرس زیادی بر رودخانه ها و حتی خواسته های بیشتری بر مهندسان رودخانه ها وارد کرده است. فعالیت های کنترل رودخانه، تجاوز به دشت سیلابی، کانال سازی، ساخت خاکریز، و تثبیت با بتن، رپ رپ، بلوک های به هم پیوسته و سایر اقدامات کنترلی «سخت» باعث شده است که کانال ها از وضعیت رودخانه های طبیعی خارج شوند.

از دست دادن عملکرد فیزیکی و بیولوژیکی در این سیستم های رودخانه ای تغییر یافته باعث واکنش نامطلوب در مقیاس بزرگ توسط عموم مردم در سراسر جهان شده و آنها می خواهند رودخانه ها به وضعیت اولیه خود برگردانده شوند. با این حال، آنها همچنین می خواهند رودخانه هایشان پایدار باشد و خانه هایشان از سیل محافظت شود. این سوالات جدید مهندسان رودخانه را به دلیل اهداف متضاد و متناقض اغلب در یک دوراهی واقعی قرار داده است. با توجه به مشکلات و مسائل موجود، مدیران رودخانه ایی به دنبال احیای رودخانه یعنی ایجاد مجدد ساختار کلی، عملکرد و رفتار خودنگهدار سیستم رود که قبل از اختلال وجود داشته هستند. این یک فرآیند کل نگر است که مستلزم درک تمام اجزای فیزیکی و بیولوژیکی سیستم رود و حوضه آن است. بازسازی شامل طیف وسیعی از اقدامات، از جمله حذف اختلالات حوضه آبخیز که باعث ناپایداری رودخانه می شود؛ نصب سازه ها و کاشت پوشش گیاهی برای حفاظت از سواحل رودخانه ها و ایجاد زیستگاه؛ و تغییر شکل یا جایگزینی بازه های ناپایدار رودخانه به رودخانه های با عملکرد مناسب طراحی شده مناسب و دشت های سیلابی همراه آن است.

بازسازی موفقیت آمیز رودخانه مستلزم درک علل تخریب رودخانه همچنین دانش خاص از وضعیت فعلی رود؛ و درک پایدارترین بعد، الگو و نیمرخ رودخانه بر اساس نوع دره و رژیم جریان فعلی آن است. علاوه بر این، دانش کمی

از رودخانه های پایدار برای تعیین ابعاد، الگو و پروفیل پایدار ضروری است تا بتوان در اجرای طرح بازسازی رودخانه مورد استفاده قرار گیرد. رودخانه پایدار یعنی توانایی یک رود، در طول زمان (در اقلیم کنونی)، برای انتقال جریان ها و رسوب تولید شده توسط حوضه آبخیز آن رود به گونه ای که ابعاد، الگو و نیمرخ بدون فروسایی یا فراسازی حفظ می شوند. راستی آزمایی پایداری بازه های مرجع با استفاده از سطح چهار روش طبقه بندی سلسله مراتبی روزگن انجام می شود (روزگن، ۱۹۹۴). عکس های هوایی می توانند برای ارائه شواهد اضافی از پایداری رودخانه با به تصویر کشیدن تغییرات زمانی در مقایسه وضعیت مورفولوژیکی قبل و بعد از سیل استفاده شوند.

### احیا و بازسازی رودخانه (river restoration)

احیای رود (Stream restoration) یا بازسازی رودخانه (river restoration)، که گاهی اوقات در بریتانیا احیای رودخانه (river reclamation) نامیده می شود، مجموعه ای از فعالیت ها را توصیف می کند که به بهبود سلامت محیطی یک رودخانه یا رود کمک می کند. هدف از این فعالیت ها بازگرداندن وضعیت طبیعی و عملکرد سیستم رودخانه در حمایت از تنوع زیستی، تفریح، مدیریت سیل و توسعه چشم انداز است (ECRR, 2014).

بهبود سلامت ممکن است با گسترش زیستگاه برای گونه های مختلف (مانند ماهی، حشرات آبی، سایر حیات وحش) و کاهش فرسایش کناره رودخانه نشان داده شود (MCDEP, 2016). بهبودها همچنین ممکن است شامل بهبود کیفیت آب (به عنوان مثال کاهش سطوح آلاینده و افزایش سطح اکسیژن محلول) و دستیابی به یک رژیم جریان کارا و خودپایدار در سیستم رود باشد که نیازی به مداخله دوره ای انسان، مانند لایروبی یا ساخت سیستم کنترل سیل ندارد (گیلمن و جارود، ۲۰۰۹). سازه های پروژه های بازسازی رود همچنین می توانند ارزش دارایی را در مناطق مجاور افزایش دهند.

احیای رودخانه، ایجاد عملکردهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی سیستم رودخانه است که خود تنظیم می شوند و شکل پایدار طبیعی را در محدودیت های تحمیل شده توسط شرایط چشم انداز بزرگ تر تقلید می کنند. یک سیستم رودخانه ای نه تنها شامل کانال رودخانه، بلکه اجزای مرتبط با آن، از جمله دشت های سیلابی مجاور، مناطق مستعد سیل (تراس کم ارتفاع به علاوه دشت سیلابی فعال)، تالاب ها و جوامع حاشیه رودخانه (ریپارین) همراه با آن است.

احیای کانالهای پایدار طبیعی، به عنوان ایجاد ابعاد، الگو و نیمرخ یک نوع رودخانه پایدار مناسب به منظور بازیابی عملکرد فیزیکی و بیولوژیکی آن تعریف شده است. مشاهدات در مورد علت ناپایداری و وضعیت فعلی نوع رود موجود ضروری است. دانستن اینکه رود در کجای توالی تکاملی تنظیم کانال قرار دارد، اغلب به انتخاب نوع رود پایدار مناسب

کمک می‌کند. مدل تکاملی ارائه شده توسط هوپ و سیمون (۱۹۹۱) را می‌توان مقایسه کرد با روابط کمی و مورفولوژیکی بر اساس نوع رودی که در ارتباط با مراحل مختلف تکامل کانال نشان داده شده است. بازسازی اغلب باعث "سرعت بخشیدن" به روند تکامل، به سمت بهبود سریعتر شکل پایدار کمک می‌کند. احیای یک رودخانه آسیب‌دیده یک سرمایه‌گذاری قابل تحسین و با ارزش است، همچنین به دلیل پیچیدگی، عدم اطمینان و ریسک ذاتی، یکی از چالش‌برانگیزترین اقدامات است.

### طراحی کانال طبیعی (Natural Channel Design)

طراحی کانال طبیعی یکی از تکنیک‌هایی است که اغلب در پروژه‌های احیای رودخانه استفاده می‌شود، همچنین در پروژه‌هایی که بازسازی زیستگاه اکوسیستم هدف اولیه نیست، مانند پروژه‌های کنترل سیل نیز بکار می‌رود. پروژه‌هایی که تکنیک‌های بازسازی و طراحی کانال طبیعی را اجرا می‌کنند، معمولاً بخشی از یک برنامه جامعی است که برای اهداف مختلف از جمله بهبود کیفیت آب، احیای جوامع ریه‌پارین، فراهم کردن فرصت‌های تفریحی و رسیدگی به نگرانی‌های ناشی از سیل کاربرد دارد (روزگن، ۲۰۱۱).

رویکرد طراحی کانال طبیعی (NCD) برای احیای رودخانه، از سیستم‌های رودخانه‌های طبیعی تقلید می‌کند و در ابتدا توسعه داده شد برای کمک به تغییر مسیر و رویه آبی که در آن اقدامات سنتی قبلی صورت گرفته در محیط رودخانه بر سیستم‌های رودخانه‌های طبیعی تأثیر گذاشته است. طراحی کانال طبیعی به دنبال بازیابی عملکردهای جریان در یک نظم منطقی است، با تشخیص اینکه عملکردهای سطح بالاتر توسط عملکردهای سطح پایین پشتیبانی می‌شوند.

یکی از مهمترین وظایف در طراحی کانال طبیعی، تدوین معیارهای طراحی است. معیارهای طراحی، دستورالعمل‌های عددی را برای طراحی ابعاد، الگو و پروفیل کانال ارائه می‌کنند. این معیارها باید از منابع متعددی از جمله بررسی بازه‌های مرجع، مدل‌سازی و نتایج مطالعات پایش و نظارت تهیه شده باشند. اگر از داده‌های بازه مرجع استفاده می‌شود، بهتر است از یک پایگاه داده ترکیبی به جای یک سایت بازه مرجع استفاده شود. برای داشتن یک مجموعه داده ترکیبی، مجموعه‌ای از بازه‌های مرجع مورد نیاز نیست. با این حال، به طور کلی بهتر است تا حد ممکن از تعداد بیشتری بازه‌های مرجع استفاده گردد (روزگن، ۲۰۱۱).

اکثر طرح‌های مهندسی رودخانه بر اساس دبی آب شفاف، تئوری مرزی صلب، جریان یکنواخت، بستر صاف و مواد کانالی یکنواخت استوار است (چو، ۱۹۵۹). این مفروضات اساسی و اولیه اغلب در رودخانه‌های طبیعی نقض می‌شوند،

بنابراین اعتبار آنها برای استفاده در طراحی کانال های طبیعی باید آزمایش شود. معادلات تجربی رژیم استخراج شده، که اغلب برای تعیین ابعاد و شیب کانال استفاده می شوند، می توانند بسیار مناسب باشند، اگر جریان بازسازی و اصلاح شده، مشابه جریانی باشد که روابط از آن استخراج و تهیه شده است. با این حال، در کتابچه های طراحی، تعیین منبع جریان مبنای تهیه روابط و یا نوع جریانی که یک مدل نشان می دهد دشوار است. بنابراین، مطلوب است که معادلات رژیم طبقه بندی شوند مرتبط و مشابه با انواع رودهایی که این معادلات از آنها استخراج شده اند.

اگر وضعیت رودخانه در حال بازسازی بسیار ناپایدار باشد، معمولاً یک معضل در انتخاب نوع رود مناسب و دارای ویژگی های مورفولوژیکی مرتبط برای یک رژیم جریان و رسوب مشخص، شیب دره و مواد کانال وجود دارد. داده های بازه های مرجع با استفاده از نسبت های بدون بعد می توانند برای تعیین مقادیر طراحی مورد استفاده قرار گیرند تا زمانی که بازه مرجع نماینده و حاکی از همان نوع دره و رژیم رسوبی باشد. استفاده از یک پایگاه داده بازه مرجع، که مشخصه مورفولوژی کانال پایدار برای یک نوع دره مشابه (واحد) است می تواند یک رویکرد یکپارچه را ارائه دهد که دارای ابعاد، الگو و نیمرخ پایدار است تا رود را از فروسایی و فراسازی حفظ کند. اندازه گیری های مورفولوژیکی باید با انواع رودهای یکسان به منظور برون یابی این داده ها به دست آید. استفاده از یک سیستم طبقه بندی برای این منظور به منظور گروه بندی متغیرها بر اساس شباهت مورفولوژیکی و کاهش واریانس آماری بین گروه ها ضروری است.

### بازه مرجع ژئومورفیک (Reference Reach)

یک بازه مرجع ژئومورفیک بخشی از کانال رود است که پایدار است و از عملکردهای سطح بالایی که برای حوضه آبخیز و مورفولوژی دره مناسب است را حفظ و تقویت می کند. بازه مرجع رسوبات و آب تولید شده توسط حوضه آبخیز خود را عبور می دهد و در عین حال ابعاد، الگو و نیمرخ را بدون فروسایی و فراسازی (حفر یا رسوبگذاری) در طول زمان حفظ می کند. بازه باید به دشت سیلابی متصل باشد، به طوری که جریان های بزرگتر از دبی لبالبی بر روی یک دشت سیلابی فعال گسترش یابد. و باید یک پهنه ریپارین عریض از گونه های بومی مناسب برای دره های رودخانه ای در منطقه را ارائه دهد (هارمن و همکاران، ۲۰۱۲).

بازه مرجع یک بخش پایدار رودخانه است که نشان دهنده یک کانال پایدار در یک دره با مورفولوژی خاص است. بازه های مرجع الگوی عددی را ارائه می دهد که می تواند برای بازه های ناپایدار بکار رود. روابط مورفولوژیک برای کانال های رودخانه ای مرجع، ابزارهای ارزشمندی برای متخصصان بازیابی رودخانه هستند. طراحان و ناظران باید از بازه های مرجع برای تعیین ابعاد، الگو و مشخصات کانال های رودخانه ایی مناسب برای انواع مختلف رودخانه

و شرایط حوضه استفاده کنند.

بازه مرجع برای توسعه معیارهای طراحی کانال طبیعی بر اساس روابط مورفولوژیکی اندازه‌گیری شده مرتبط با مرحله دبی لبالبی برای یک نوع رود پایدار خاص استفاده می‌شود. داده‌های خاص در مورد بعد، الگو و نیمرخ کانال جریان جمع‌آوری و با نسبت‌های بدون بعد بر اساس نوع جریان ارائه می‌شوند. بازه مرجع بخشی از یک قطعه رودخانه است که نشان دهنده یک کانال پایدار در یک مورفولوژی دره خاص است. داده‌های مورفولوژیکی جمع‌آوری شده برای برون‌یابی بازه‌های آشفته (دست خورده) یا ناپایدار در انواع دره‌های مشابه برای اهداف بازسازی، بهبود جریان، تثبیت، و طرح‌های طبیعی‌سازی جریان استفاده می‌شود.

بررسی‌های بازه مرجع، ارزیابی‌های میدانی هستند که برای مستندسازی کمی وضعیت بازه مرجع انجام می‌شوند. چنین بررسی‌هایی عموماً شامل اندازه‌گیری الگوی جریان، ابعاد مقطع در اشکال بستری مختلف، و اندازه‌گیری پروفیل طولی برای ارزیابی کانال، عمق اشکال بستر و شیب‌ها است. بسته به اهداف پروژه و محل بازه مرجع در رابطه با پروژه، بررسی‌های بازه مرجع می‌تواند شامل ارزیابی مواد بستر، زیستگاه‌های درون رودخانه، جوامع گیاهی، پارامترهای کیفیت آب و زندگی آبزیان باشد.

سه کاربرد اصلی از بررسی بازه مرجع وجود دارد: یک معیار برای ارزیابی آسیب مورفولوژیکی، کمک به طراحی کانال طبیعی، و ارزیابی پس از بازسازی. شرح هر یک در زیر ارائه شده است (هارمن و همکاران، ۲۰۱۲).

۱- بازه‌های مرجع با نشان دادن شکل پایدار و طبیعی یک جریان، به عنوان معیاری برای ارزیابی درجه آسیب و تخریب در رودخانه است: بازه‌های مرجع کانال‌های رودخانه پایدار و بسیار کارآمد را از منظر هیدرولوژیکی، هیدرولیکی و ژئومورفیک نشان می‌دهند. بنابراین، داده‌های جمع‌آوری شده از بازه‌های مرجع استاندارد را ارائه می‌دهند که می‌توان رودهای با کیفیت پایین‌تر را با آن مقایسه کرد. به عنوان مثال، داده‌های جمع‌آوری شده ممکن است نشان دهد که بازه‌های مرجع برای یک نوع دره خاص نسبت عرض به عمق بین ۶ تا ۱۰ دارند. رودهای آسیب‌دیده که فرسایش کرانه و تعریض قابل توجهی را تجربه می‌کنند، احتمالاً نسبت‌های عرض به عمق بالاتری را نشان می‌دهند، با درجه انحراف از شرایط مرجع نشان‌دهنده سطح تخریب و آسیب رودخانه هستند. به طور مشابه، رودخانه‌های آسیب‌دیده که به طور فعال در حال حفر بستر هستند، احتمالاً نسبت عرض به عمق کمتری را با افزایش متناظر به نسبت ارتفاع کرانه نشان می‌دهند. چنین مقایسه‌هایی با شرایط مرجع می‌تواند برای ارزیابی پایداری عمودی و جانبی، پیوستگی دشت سیلابی، فرسایش پذیری کرانه و تنوع شکل بستر مورد استفاده قرار گیرد.

۲- کمک به طراحی کانال طبیعی: داده‌های بازه مرجع نقش مهمی در فرآیند طراحی کانال طبیعی دارند. داده

های بازه مرجع، وضعیت پایداری کانال را نشان می‌دهند که قرار است از طریق طراحی بازسازی به دست آید. استفاده از داده‌های مرجع به عنوان شرایط طراحی، همیشه مناسب نیست، اما طرح‌های بازسازی در حالت ایده آل به گونه‌ای تکمیل می‌شوند که به رود اجازه می‌دهد تا در طول زمان به سمت شرایط مرجع تکامل یابد.

۳- ارزیابی پس از بازسازی: مشابه بحث بالا، داده‌های بازه مرجع ابزاری برای ارزیابی عملکرد بازسازی فراهم می‌کند. با گذشت زمان، بازه بازسازی باید شروع به نشان دادن ثبات و عملکردهای مشابه با بازه مرجع کند.

داده‌های بازه‌های مرجع را نباید با داده‌های نوع رود از تجزیه و تحلیل سطح دو طبقه بندی روزگن اشتباه گرفت، زیرا این داده‌های خلاصه شده از رودهای مختلف از همان نوع رود، همیشه شکل پایدار را نشان نمی‌دهند.

### معیارهای انتخاب بازه مرجع

رودخانه‌های مرجع لزوماً بکر (کاملاً بدون آسیب) نیستند. در عوض، یک بازه ایی است که یک مورفولوژی پایدار را در محیط خود مشخص و نشان می‌دهد. عواملی که بر انتخاب بازه مرجع تأثیر می‌گذارند شامل کاربری اراضی حوضه آبخیز، مورفولوژی دره و رودخانه و رژیم جریان است. رودخانه‌های انتخابی برای بازه مرجع باید دارای حوضه‌های آبخیز پایدار و بدون تغییرات چشمگیر در کاربری اراضی در پنج سال گذشته باشند. کانالی که سطح آب در مرحله دبی لبالی در بالای کرانه است و بدون علائم ظاهری از حفر بستر یا حفر در بالادست؛ کرانه رودخانه ای پایدار، با پوشش گیاهی خوب، با شیب ملایم؛ و با حدود مشخص و اشکال بستری با موقعیت قرارگیری مناسب. مهمترین معیارهای انتخاب بازه مرجع شامل موارد ذیل است.

- طول بازه ۲۰ برابر عرض کنال در وضعیت دبی لبالی یا دو برابر طول موج پیچانرودی برای نشان دادن تنوع طبیعی ذاتی در سیستم‌های رودخانه ایی باشد.

- ابعاد، الگو و پروفیل پایدار با تحلیل روند زمانی تأیید شده است.

- دارای کرانه‌های کانالی عمدتاً پایدار است.

- مواد بستر مشابه با بازه مورد اجرای پروژه دارد.

- از نظر نوع رود و نوع دره بر اساس طبقه بندی روزگن مشابه نوع رود بازه مشخص شده برای اجرای پروژه باشد.

- حاشیه کانال محدود نبوده و برای انجام تنظیمات لازم آزاد باشد.

- امکان تخمین دبی لبالی وجود داشته باشد تا بتوان با استفاده از آن منحنی‌های منطقه ای، شاخص‌های دبی

لبالبی و تحلیل شاخص اندازه گیری را انجام داد.

- برای پروژه هایی با گونه های هدف خاص، بازه مرجع بتواند به طور ایده آل از آن جامعه هدف پشتیبانی کند (DNR, 2018).

کانال هایی که نباید به عنوان بازه های مرجع مورد استفاده قرار گیرند، شامل رودهایی با تغییرات یا اصلاحات اخیر در کاربری اراضی حوضه؛ فرسایش کرانه ایی فعال و زیربری کرانه؛ درختان کج شده با ریشه های بیرون زده و ناپایدار؛ دارای حفر بستر کانال؛ و عملکرد ضعیف یا قرارگیری اشکال کانال در موقعیت نامناسب (به عنوان مثال، عدم وجود چالاب یا خیزآب در قوسهای پیچانرودی). برای هر طرح بازسازی، حداقل یک رودخانه از نوع مناسب و مشابه با رودخانه مورد بازسازی (منطقه هیدروفیزیوگرافی مشابه؛ و نوع دره مشابه، نوع و اندازه حوضه، و توزیع مواد بستری) بررسی گردد.

### اندازه گیری ها و نسبت های محاسبه شده در بررسی بازه مرجع

یک بررسی بازه مرجع شامل بررسی دقیق ابعاد کانال، الگو، نیمرخ طولی و مواد بستر جریان است. این بررسی همچنین ممکن است شامل ارزیابی های اضافی مانند زیستگاه های درون رود، جوامع پوشش گیاهی، پارامترهای کیفیت آب و حیات آبی باشد. بر اساس بررسی ابعاد کانال، الگو و نیمرخ طولی بازه مرجع، پارامترهای مورفولوژیکی و نسبت هایی که شرایط بازه مرجع را توصیف می کنند، می توانند توسعه یابند. به طور کلی، نقاط بررسی زیر در امتداد بازه مرجع مورد نیاز است تا بتوان محاسبات و نسبت های لازم را تهیه کرد (هارمن و همکاران، ۲۰۱۲).

- نقاط پایانی منطقه مستعد سیل

- بالای کرانه رودخانه

- شکستگی شیب در امتداد مقطع و نیمرخ عرضی کانال.

- مکان های قرار گیری پادگانه ها.

- شاخص های دبی لبالبی شامل ارتفاع اشکال رسوبی، تغییر پوشش گیاهی، شیب یا شکست های توپوگرافی در امتداد کرانه، تغییر در اندازه ذرات مواد کرانه، زیربری در کرانه و خطوط مشخص بر روی کرانه.

- خط القعر (عمیق ترین نقطه در بستر کانال).

- اندازه گیری مواد بستر و کرانه

-جوامع گیاهی

اندازه گیری ها و داده های به دست آمده در بررسی میدانی بازه مرجع برای ایجاد نسبت های بدون بعد بر اساس پارامترهای دبی لبالبی مانند عرض یا عمق استفاده می شوند. برای مثال، نسبت شعاع انحنا با تقسیم اندازه گیری شعاع انحنا (RC) بر عرض خیزآب در وضعیت دبی لبالبی (W<sub>I</sub>) محاسبه می شود. با ایجاد نسبت های بدون بعد برای بازه های مرجع، ممکن است مقادیر برای بازه های مرجع با اندازه های مختلف مقایسه شوند و برای ایجاد محدوده های نسبت های تیپیک برای مقایسه با بازه های آسیب دیده استفاده شوند. نسبت های بدون بعد بازه های مرجع نیز به طراحی کانال طبیعی کمک می کند. با دانستن عرض، عمق و مساحت دبی لبالبی یک بازه مورد مطالعه تخریب شده، پارامترهای طراحی پایدار را می توان با ضرب مقادیر دبی لبالبی بازه مورد مطالعه در نسبت های بدون بعد بازه مرجع تخمین زد. در بررسی بازه های مرجع اندازه گیری ها می تواند به سه بخش شامل ابعاد، الگو و نیمرخ طولی تقسیم بندی شود.

### محاسبات ابعاد کانال در مقطع عرضی

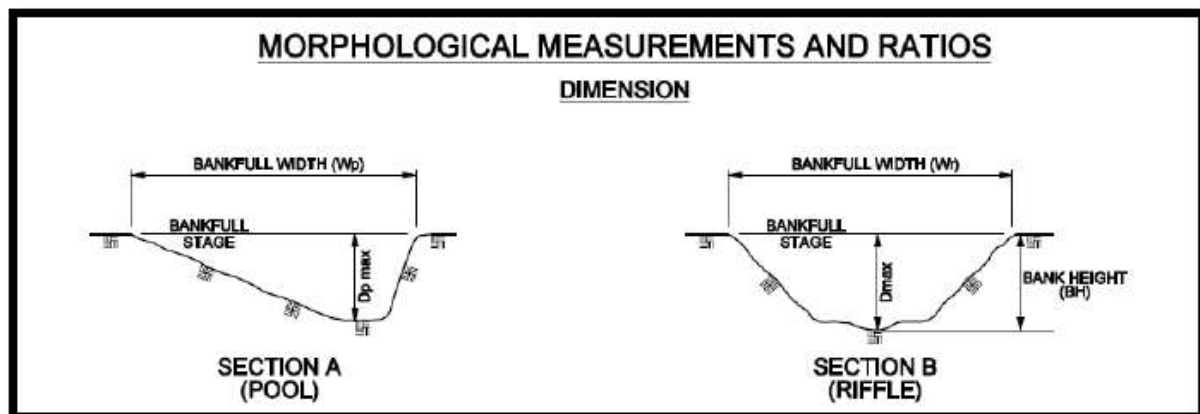
محاسبات ابعاد کانال بر اساس اندازه گیری های نشان داده شده در شکل ۱ فهرست شده است. سرعت متوسط و دبی ها را می توان با استفاده از معادلات مانینگ، HEC-RAS یا اندازه گیری جریان واقعی تخمین زد. پارامترهای مورد اندازه گیری در مقطع عرضی یک بازه مرجع شامل موارد ذیل است (هارمن و همکاران، ۲۰۱۲).

□ □ Maximum Depth (D<sub>max</sub>)

□ □ Width (W)

□ □ Area (A)

□ □ Mean Depth (D<sub>bkf</sub>)



شکل ۱: اندازه گیری های مورفولوژیک و نسبت های ابعاد در یک مقطع کانال

نسبت های مورد اندازه گیری در مقطع عرضی یک بازه مرجع شامل موارد ذیل است.

□ □ Mean Pool Depth / Mean Riffle Depth ( $D_p / D_{bkf}$ )

(Mean depths are calculated by dividing the bankfull cross-sectional area by the bankfull width.

□ □ Pool Width / Riffle Width ( $W_p / W_r$ )

□ □ Pool Area / Riffle Area ( $A_p / A_r$ )

□ □ Maximum Pool Depth / Mean Riffle Depth ( $D_{pmax} / D_{bkf}$ )

□ □ Lowest Bank Height / Maximum Riffle Depth ( $BH_{low} / D_{max}$ )

□ □ Maximum Riffle Depth / Mean Riffle Depth ( $D_{max} / D_{bkf}$ )

□ □ Riffle Width / Mean Riffle Depth ( $W_r / D_{bkf}$ )

□ □ Run Depth / Mean Riffle Depth ( $D_m / D_{bkf}$ )

□ □ Glide Depth / Mean Riffle Depth ( $D_{gl} / D_{bkf}$ )

□ □ Estimated Mean Velocity ( $u$ ) at Bankfull Stage

□ □ Estimated Discharge ( $Q$ ) at Bankfull Stage

### محاسبات مرتبط با الگوی کانال

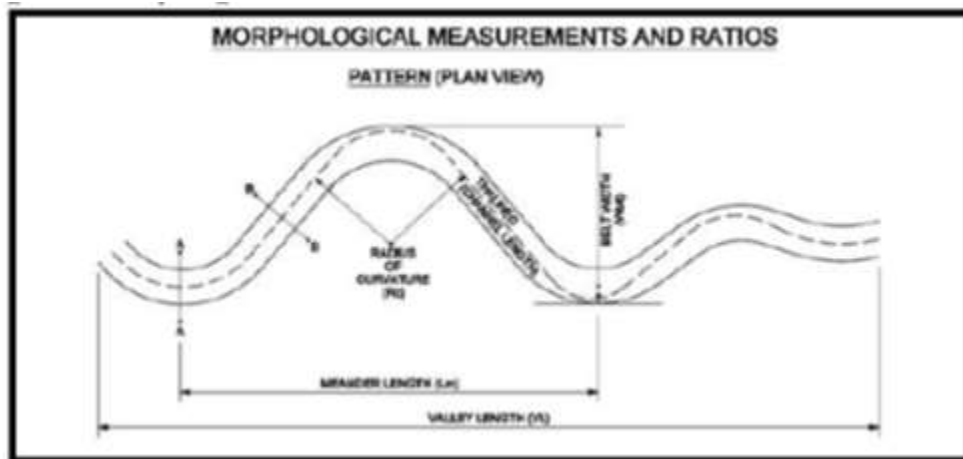
محاسبات الگوی کانال بر اساس اندازه گیری های نشان داده شده در شکل ۲ فهرست شده است. پارامترهای مورد

اندازه گیری در ارتباط با الگوی یک بازه مرجع شامل موارد ذیل است (هارمن و همکاران، ۲۰۱۲).

length ( $L_m$ ) -linear meander

-radius of curvature ( $R_c$ )

-belt width ( $W_{blt}$ )



شکل ۲: اندازه گیری های مورفولوژیک و نسبت های ابعاد در الگوی کانال

نسبت های مورد اندازه گیری در ارتباط با الگوی یک بازه مرجع شامل موارد ذیل است.

□ □ Radius of Curvature / Riffle Width ( $R_c / W_r$ )

□ □ Meander Length / Riffle Width ( $L_m / W_r$ )

□ □ Meander Width Ratio (MWR) = Belt Width / Riffle Width ( $W_{blt} / W_r$ )

□ □ Sinuosity ( $K$ ) = Channel Length / Valley Length

**محاسبات مرتبط با نیمرخ طولی کانال**

محاسبات مرتبط با نیمرخ طولی کانال بر اساس اندازه گیری های نشان داده شده در شکل ۳ فهرست شده است. پارامترهای مورد اندازه گیری در ارتباط با نیمرخ طولی کانال در یک بازه مرجع شامل موارد ذیل است (هارمن و همکاران، ۲۰۱۲).

□ □ Valley Slope ( $VS$ )

□ □ Average Water Surface Slope ( $S$ )

□ □ Riffle Slope ( $S_{rif}$ )

□ □ Pool Slope (Spool)

□ □ Pool to Pool Spacing (P-P)

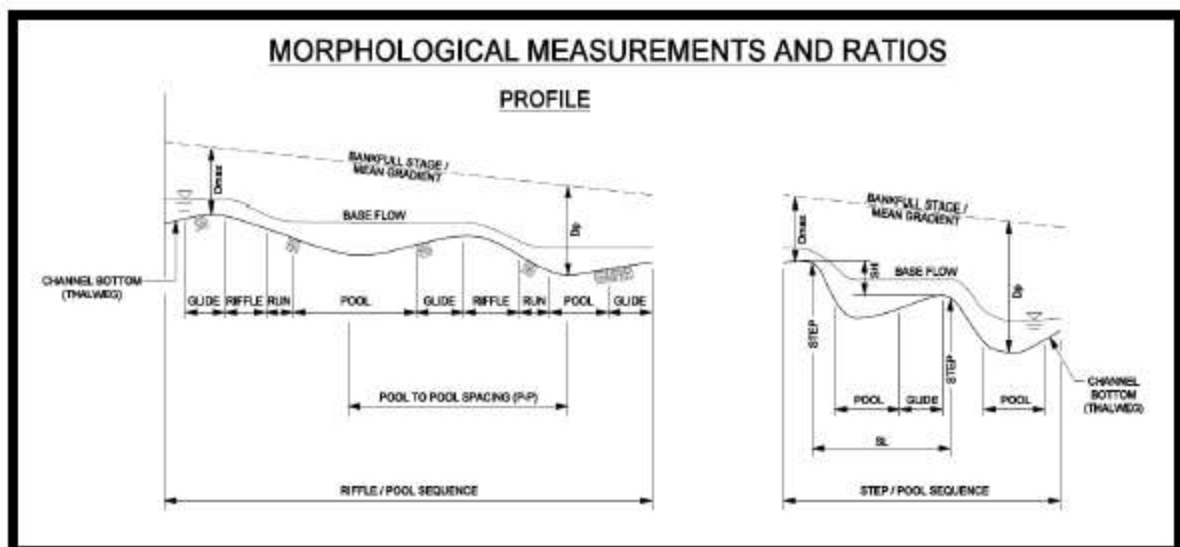
□ □ Pool Length (PL)

□ □ Run Slope (Srun)

□ □ Glide Slope (Sglide)

□ □ Step Height (SH)

□ □ Step Length (SL)



شکل ۲: اندازه گیری های مورفولوژیک و نسبت های ابعاد در نیمرخ طولی کانال

نسبت های مورد اندازه گیری در ارتباط با نیمرخ طولی کانال در یک بازه مرجع شامل موارد ذیل است.

□ □ Riffle Slope / Average Water Surface Slope (S<sub>rif</sub> / S)

□ □ Pool Slope / Average Water Surface Slope (S<sub>pool</sub> / S)

□ □ Run Slope / Average Water Surface Slope (S<sub>run</sub> / S)

□ □ Glide Slope / Average Water Surface Slope (S<sub>glide</sub> / S)

□ □ Pool Length / Riffle Width (PL / W<sub>r</sub>)

□ □ Pool to Pool Spacing / Riffle Width (P-P / W<sub>r</sub>)

روابط مورفولوژیکی استخراج شده می تواند در طراحی بازسازی کانال مورد استفاده قرار گیرد. مجموعه ای از داده ها از چندین بازه مرجع ترجیح داده شود.

## ملاحظات مرتبط با بازه های مرجع

کاربران باید ملاحظات زیر را هنگام ارزیابی نیازها و استفاده از ارزیابی بازه های مرجع در یک پروژه خاص بررسی کنند.

۱- بررسی بازه مرجع ممکن است برای همه پروژه ها مورد نیاز نباشد.

داده های بازه مرجع عموماً برای کمک به طراحی بازسازی کامل کانال و جابجایی آن مورد استفاده قرار می گیرد، جایی که در آن تعریف پارامترهایی ابعاد، الگو، پروفیل کانال و مواد بستری کانال مورد نیاز است. طرح هایی که شامل تنظیم مجدد یا جابجایی کانال می شوند، شامل تغییراتی در هندسه کانال می شوند و از طریق استفاده از اطلاعات بازه مرجع سود خواهند برد. برای پروژه هایی که شامل تغییراتی در هندسه کانال نیستند، بررسی بازه مرجع ممکن است ضروری نباشد. برای مثال، پروژه های کوچک تثبیت کرانه و توسعه طرح های تثبیت نیازی به بررسی بازه مرجع ندارند.

همچنین باید توجه داشت که اگر داده های بازه مرجع کافی از قبل برای یک نوع رود مشخص در دسترس باشد، بررسی های اضافی بازه مرجع ممکن است ضروری نباشد. این امر به ویژه در صورتی صادق است که از داده های بازه مرجع موجود برای توسعه طرح های بازسازی موفق استفاده شده باشد که عملکرد خوبی دارند.

۲- استفاده از داده های بازه مرجع در پروژه های دارای محدودیت.

برای انجام احیای کامل یک نوع جریان C یا E بر اساس طبقه بندی روزگن، یک دشت سیلابی وسیع و منطقه ریزش مورد نیاز است. این پروژه ها معمولاً در مکان هایی با محدودیت کمتر، مانند مناطق روستایی، که در آن رویکرد طراحی با محدودیت های سایت محدود نمی شود، انجام می شود. در مناطق محدودتر، اغلب یک رویکرد عملی تر، تقویت عملکرد رودخانه موجود است. برای رویکردهای بهبود، داده های بازه مرجع که الگوی کانال را توصیف می کنند، برای اجرای طراحی اهمیت کمتری دارند و چنین داده هایی مورد نیاز نیستند. داده های بازه مرجع برای طراحی ابعاد خیز آب و چالاب مناسب و پروفیل کانال هنوز مورد نیاز است (هارمن و همکاران، ۲۰۱۲).

## نتیجه گیری

ارزیابی های ژئومورفیک قبل از شروع طراحی بازسازی رودخانه انجام می شوند. این ارزیابی ها وضعیت فعلی رودخانه و خروج آن از وضعیت پایدار بالقوه که منطبق با شرایط حوضه آبخیز و دره است را ارزیابی می کند. علاوه بر این، ارزیابی ژئومورفیک شناسایی نوع ناپایداری رودخانه (به عنوان مثال ناپایداری عمودی، ناپایداری جانبی)، شناسایی میزان اختلال و آشفته گی ایجاد شده در رودخانه (به عنوان مثال موضعی، گسترده)، شناسایی علت (های) اختلال رودخانه، ارائه مشخصات دبی لبالبی و دبی برای سایت اجرای پروژه، بحث در خصوص تعیین دبی لبالبی و اعتبارسنجی فرآیند و نتایج را نیز شامل می شود.

بازه مرجع یک بخش رودخانه است که نشان دهنده یک کانال پایدار در یک مورفولوژی دره ایی خاص (یکی از انواع دره ها بر اساس مورفولوژی) است. بازه مرجع برای توسعه و تهیه معیارهای طراحی کانال طبیعی بر اساس روابط مورفولوژیکی اندازه گیری شده مرتبط با مقدار و سطح دبی لبالبی برای یک نوع رودخانه پایدار خاص استفاده می شود. داده های خاص در مورد ابعاد کانال رود، الگو، نیمرخ و مواد کانال اندازه گیری و مستند می شود. متغیرهای مورفولوژیکی کانال، تحلیل شده و به صورت نسبت های بدون بعد بر اساس نوع رود توسعه می یابند. داده های مورفولوژیکی جمع آوری شده برای ارزیابی رودخانه و برون یابی تشخیص بازه های آشفته یا ناپایدار در انواع دره های مشابه برای اهداف بازسازی، تقویت رودخانه، تثبیت، و طرح های طبیعی سازی رود استفاده می شود.

## منابع

- Chow, V.T., (1959). Open channel hydraulics. London: McGraw-Hill.
- Rosgen, D.L., (1994). A classification of natural rivers. Catena, 22, 169-199. Elsevier Science, B.V. Amsterdam.
- Harman, W. H., Tweedy, K.L., Hunt, W.S., Calmbacher, J., Norton, T., Van Stell, K. and Kaiser. C.H., (2012). Natural Channel Design Protocol, v1. San Antonio River Authority, San Antonio, TX.
- European Centre for River Restoration., (2014). "What is river restoration, and how to do it?". Utrecht, Netherlands: 09-19.
- Montgomery County Department of Environmental Protection., (2016). "What is Stream Restoration?". Rockville, MD: (MCDEP). 03-22.
- Gilman, J. B. and Jarrod, K., (May 2009). "Challenges of Stream Restoration as a

---

Stormwater Management Tool; Part 1: A designer's perspective". Stormwater. 10 (3). ISSN 1531-0574. Archived from the original on 2015-02-07.

-Rosgen, D.L., (2011). Natural Channel Design: Fundamental Concepts, Assumptions, and Methods. In A. Simon, S.J. Bennett, J.M. Castro (Eds.), Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems: Scientific Approaches, Analyses, and Tools, Geophysical Monograph Series 194, pp. 69–93. Washington, D.C.: American Geophysical Union.

-Iowa Department of Natural Resources., (2018) River Restoration Toolbox Practice Guide 5, 38 p.

## هرج و مرج در مفاهیم علم ژئوتوریسم و میراث ژئومورفولوژی ایران

### Bias in the Concepts of Geotourism and Geomorphological Heritage in Iran

بهرام نکویی صدی

عضو کارگروه جهانی ژئومورفوسایت‌ها و مسئول کمیته تخصصی ژئوتوریسم انجمن علمی طبیعت گردی ایران Bahram.sadry@usc.ac.ir

#### چکیده

در یک دهه اخیر در ایران، واژه ژئوتوریسم (زمین گردشگری) به شدت مورد استقبال پژوهشگران و دانشجویان مقاطع تحصیلات تکمیلی قرار گرفته است که خوشبختانه سرمایه انسانی - علمی بزرگی را در مقایسه با سایر کشورهای منطقه خاورمیانه پدید آورده است. این مطالعه کیفی از نوع اسنادی است که با نگاهی به تاریخچه معرفی واژه (و نه علم) ژئوتوریسم از ۲۲ سال پیش تاکنون و به پیامدهای بعدی حاصل از آن در بسط مفاهیم نظری و کاربرد عملی آن در ایران می پردازد<sup>۳۳۱</sup>. یافته ها حاکی از آن است که توسعه مفاهیم ژئوتوریسم با تبلیغ، ترویج و نشر عجولانه و بدون رسیدن به بلوغ فهمی از قضایا انجام شده است و متعاقباً بازنشر این مطالب و برداشتهای خام با رسوخ در پایان نامه ها و مقالات علمی پژوهشی منجر به هرج و مرج و گاهی سردرگمی بیشتر شده است. در این مطالعه در تبیین ایجاد این هرج و مرج، منشاء آن به دובخش داخلی و جهانی تقسیم بندی شد و مصادیق آن ذکر شده است. در بخش داخلی از جمله می توان سرمنشاء آن را مغلطه صرفاً زیبایی های فرم و فرآیندها (که پنداشت اشتباه ترویج شده در طول دست کم یک دهه از سوی سازمان زمین شناسی کشور بوده) قلمداد کرد و تعقیب چنین مفهومی توسط ژئومورفولوژیستهای داخلی (با ساخت واژه ژئومورفوتوریسم و ...) و همچنین عدم درک درست از تلاشهای اولیه مربوط به شناسایی میراث زمین شناختی (زمین شناسی و ژئومورفولوژی) در سطح اروپا با توسعه مفاهیم واقعی ژئوتوریسم و ارتباط آن با مدیریت کاربری زمین و حفظ محیط زیست در سطح جهان دانست. از طرف دیگر مغفول ماندن رکن تفسیر میراث زمین شناختی (از ارکان گردشگری و مدیریت آموزش غیررسمی گردشگران) و عدم درک از این علم و هنر در ترویج و مطالعه ژئوتوریسم و نهایتاً ناکامی در بُعد عملی در کاربست چنین مفاهیمی در ژئوپارکهای قشم و ارس را می توان در طول بیش از یک دهه اخیر نام برد که مطالعات پژوهشی بر روی بررسی ابزار، امکانات و ارائه تفسیر، گویای فاصله بسیار زیاد ژئوپارک قشم با ایده آل های جهانی نیز بوده است. در بخش ایجاد هرج و مرج در سطح بین المللی که شوربختانه آثاری از برخی پژوهشگران داخلی را آلوده به خود کرده است می توان به ترویج گسترده مفاهیمی غیرقابل پذیرش (نزد زمین شناسان و ژئومورفولوژیستهای جهان)، ارائه شده از سوی ناشنال جئوگرافی در سال ۲۰۰۷ میلادی را تحت عنوان کدایی ژئوتوریسم اشاره کرد که در کنار نشر عقاید اخیر چینی ها از ژئوتوریسم (بدون استناد به هیچ یک از پژوهشهای قبلی جهان) مبنی بر هرآنچه در آسمانها و زمین و پیرامون انسان است، جاذبه ژئوتوریسم است! (در کتابی تحت عنوان: اصول ژئوتوریسم Principles of Geotourism، چاپ ۲۰۱۵ به زبان انگلیسی)، باعث سردرگمی بیشتر پژوهشگران جوان در سطح داخلی و جهانی شد. بخشی از این سردرگمی ها در سایه عدم توجه به سرچشمه ها و بی اطلاعی از تعریف اولیه ژئوتوریسم از توماس هوز انگلیسی در سال ۱۹۹۵ میلادی در جهان است. همچنین در سطح داخلی در سالهای بعدی - یعنی پس از یک دهه از طرح واژه در ایران- می توان منشاء آن را گاهی از بی مهری و همچنین بی توجهی به نخستین کتاب تالیف و تصنیف و منتشر شده به زبان فارسی (تحت عنوان: مبانی زمین گردشگری با تاکید بر ایران، چاپ نخست ۱۳۸۸ از سازمان

علاقه مندان جهت بررسی و غور بیشتر به هفت منبع ذکر شده در بخش منابع این چکیده مراجعه فرمایند. 331

سمت) دانست که مفاهیم و چارچوب نظری این علم را در داخل کشور برای نخستین بار تبیین کرده بود. به هر حال هرچند به کندی اما علیرغم فراز و نشیب های زیاد پس از دو دهه در گسترش مفاهیم، افزایش آگاهی ها، چاپ منابع نو و ثبت ژئوپارکها توفیقاتی در سطح ملی بدست آمده است. در نتیجه با توجه به نیاز جوامع و افزایش آگاهی ها در قرن بیست و یکم، همانا شناسایی و مرزبندی، ارزیابی و معرفی اصولی ژئومورفوسایت ها برای حفاظت از میراث ژئومورفولوژیک کشور در کنار کمک به قانون گذاری جهت حفاظت از چنین میراث طبیعی جزو شرح وظایف جدید و اصلی ژئومورفولوژیستهاست که باعث اشتغال زایی و توسعه حفاظت از محیط زیست نیز می شود. در این مجال، راهکارهایی همچون تشکیل کارگروه های مطالعاتی ژئومورفوسایتها در دانشگاههای گوناگون کشور و ایجاد ارتباط نظام مند با یکدیگر و با محافل علمی اروپایی برای به روز رسانی تحقیقات و پرهیز از عملکرد جزیره ای و اختراع دوباره چرخ و توجه بیشتر به میراث ژئومورفولوژیک جهت به رسمیت شناختن در بین سایر میراث طبیعی کشور، با محوریت انجمن ایرانی ژئومورفولوژی پیشنهاد شد.

کلمات کلیدی: ژئومورفوسایتها، میراث زمین شناختی، هرج و مرج در مفاهیم ژئوتوریسم، نشنال جئوگرافی، اصول و مبانی ژئوتوریسم.

## مراجع

نکوئی صدری بهرام (۱۳۹۱) "نگاهی بر صنعت ژئوتوریسم: پیشرفت ها، باورهای غلط و تعاریف در ایران" سخنران کلیدی در دومین همایش ملی جایگاه مطالعات ژئومورفولوژی در آمایش سرزمین و مدیریت محیط-دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکزی ۱۳ و ۱۴ اردیبهشت ماه.

نکوئی صدری بهرام (۱۳۹۷) "تاریخچه ژئوتوریسم در ایران" مجله نظام مهندسی معدن ایران. شماره ۳۹، فصل پاییز، صص ۳۲ الی ۳۴.

نکوئی صدری، بهرام؛ قورچیان، نادرقلی؛ محمد داودی، امیرحسین (۱۴۰۱) "تدوین مدل مفهومی تفسیر میراث در ژئوپارکها بر اساس روشهای معتبر جهانی". فصلنامه علمی پژوهشی گردشگری و توسعه، دوره یازدهم، شماره ۱، شماره پاییزی ۳۰، فصل بهار (فروردین ماه)؛ صص ۶۹ الی ۸۵.

نکوئی صدری، بهرام (۱۴۰۱) "مقدمه ای بر میراث زمین شناختی ایران (ژئوسایتها و ژئومورفوسایتها)". تهران: انتشارات مهکامه و با حمایت معنوی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی؛ ۴۸۷ ص.

Sadry, B.N.; Mohammadi-Aragh, A.; Fehrest, F.; Bayatani, A.; Haji-Moradi, A.(2021) Identifying and Assessing Geodiversities Around Takht-e Soleyman World Heritage Site to Propose the Territory as the Third Geopark in Iran. In: R. B., Singh; D. Wei; S. Anand (Eds.) Global Geographical Heritage, Geoparks and Geotourism: Geoconservation and Development (pp: 15-42); Springer Nature Singapore Pte Ltd.

Sadry, B.N.(2021) The Scope and Nature of Geotourism in the 21st Century. In: B.N.Sadry (Ed.) The Geotourism Industry in the 21st Century: The Origin, Principles, and Futuristic Approach; Palm Bay, Florida: Apple Academic Press (pp. 3-21).

Sadry, B.N.; Mohamed Abdel Maksoud, K.; Zahabnazouri, S. (2023) Geotourism Development in the Middle East: A comparative study of Iran, Saudi Arabia, Oman and Jordan. In: S.Kladou, K. Andriotis, A. Farmaki, and D. Styliadis (Eds.) Tourism Planning and Development in the Middle East (pp 126-141); CABI publishing, UK.

## واکاوی پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه کاری؛ مطالعه موردی

### استان بوشهر

Analyzing the links between technology, entrepreneurship and geomorphology in the fight against crime; A case study of Bushehr province

<sup>۱</sup> جلال الدین حسانی، <sup>۲</sup> ساغر کیهان، <sup>۳</sup> عارفه سلیمی

۱- مدرس گروه حقوق مرکز آموزش عالی علمی-کاربردی جهاد دانشگاهی بوشهر hassanijalal@gmail.com

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد مدیریت کارآفرینی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران مرکز، مدیر کارآفرینی و اشتغال جهاد دانشگاهی بوشهر

۳ کارشناس ارشد مهندسی کامپیوتر-نرم افزار، رییس مرکز آموزش های کوتاه مدت جهاد دانشگاهی بوشهر

### چکیده

ژئومورفولوژی در روزگار ما دانشی شکوفا است که باید با توجه اهمیت راهبردی آن چشم اندازهای نوین آن دانسته شود. این نوشتار که با روش توصیفی-تحلیلی نگاشته شده، درصدد است بدین پرسش پاسخ دهد که پیوندهای کارآفرینی، فناوری و ژئومورفولوژی در راه پیکار با بزه کاری چیست؟ جامعه خطر، پیچیدگی جرم و جرم شناسی گذار از نظریه به اقدام برخی از مهم ترین مبانی رهیافت پیش گفته است. پیگیری این رهیافت با چالش های روش شناختی از یک سو و کمبود پژوهش های محیطی در کارآفرینی بر پایه انگاره های ژئومورفولوژیک از دیگر سو رویارو است. واکاوی فناوریانه ژئومورفولوژیک کانون های جرم خیز، آگاهی از توانمندی های کارآفرینی فناوریانه بر پایه ژئومورفولوژی و هم افزایی کنشگران نظام عدالت کیفری و گستره های ژئومورفولوژی و کارآفرینی برخی از راهبردهای پیونددهی فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه کاری است. پیروزمندی در این راه برآیندهای سازنده ای را همانند پدیداری بیشینه ای سنجه های مدیریت کیفری، اهمیت یافتن کارآفرینی فناوریانه و کاربردی تر شدن دانش ژئومورفولوژی به همراه دارد. این پژوهش دریافته است که از جمله در استان بوشهر پیش بینی پیوندهای کارآفرینی فناوریانه و انگاره های ژئومورفولوژیک می تواند چشم اندازهای نوینی را در راه پیکار با بزه کاری پدید آورد.

کلمات کلیدی: بزه کاری، ژئومورفولوژی، کارآفرینی، نظام عدالت کیفری، فناوری

## مقدمه

معمای جرم از دیرباز چالشی مهم در برابر جوامع انسانی بوده و بایستگی آشکار پیاده‌سازی راهبردهایی کارآمد را برای مهار آن به میان آورده است. در این صورت می‌توان به کاستن از هزینه‌های گوناگون ناشی از جرم بر جامعه که در روزگار ما به دلیل اثرپذیری از عواملی همانند پدیده جهانی شدن فزونی یافته است، امیدوار بود. همگام با پیچیدگی مفهوم جرم، نظام عدالت کیفری باید راهبردهایی گوناگون و متناسب با هر یک از عوامل جرم‌زا را در دستور کار خود قرار دهد. بدین ترتیب کارآفرینی به عنوان یک گستره مطالعاتی مهم در پرتو پیشرفت‌های شتابان فناورانه انسان می‌تواند دورنمای امیدارکننده‌ای را در راه پیکار با بزه‌کاری پدیدار سازد.

در این میان دانش ژئومورفولوژی با پیشرفت‌های نظری شتابان خود و پدیدارسازی امکان کاربردهای عملی توانمندی‌های مناسبی را برای یاری‌رسانی به دست‌اندرکاران نظام عدالت کیفری ایران در راه پیکار با جرم دارد. اگرچه این توانمندی‌های همچنان گمنام مانده و به گونه مناسبی در دستور کار کنشگران رسمی و جامعه‌ی پیکار با جرم جای ندارد، اما واکاوی‌های روزآمد در این گستره می‌تواند نویدبخش دستیابی به نتایجی پایدار در این راه باشد. بر پایه این مراتب، این نوشتار درصدد است بدین پرسش اصلی پاسخ دهد که پیوندهای کارآفرینی، فناوری و ژئومورفولوژی در راه پیکار با بزه‌کاری چیست؟ برای دستیابی به این هدف، هر یک از مبانی، چالش‌های فراو، راهبردهای عملیاتی و سرانجام برآیندهای رهیافت پیش‌گفته در مبحثی مستقل از نظر گذرانده می‌شود.

## مواد و روش‌ها

این نوشتار با روش توصیفی-تحلیلی و با بهره‌گیری از رویکرد پژوهش‌های میان-رشته‌ای نگاشته شده است.

### ۱- مبانی واکاوی پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه‌کاری

بررسی پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه‌کاری بر پایه مبانی ویژه‌ای استوار است که در ادامه شماری از این مبانی به گونه‌ای فشرده از نظر گذرانده می‌شود.

## ۱-۱- جامعه خطر

یک مبنای بسیار مهم برای واکاوی پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه کاری، رهیافت جامعه خطر یا جامعه ریسک مدار است که توجه بدان می توان هر یک کنشگران راهبردی سیاست جنایی را به پیاده سازی روندهای عملیاتی مناسب در این راه فرا بخواند.

اولریش بک آلمانی با اشاره به چالش های فراروی انسان در آغاز هزاره سوم میلادی به مفهوم جامعه خطر اشاره کرد. او در کتاب خود به نام جامعه خطر و مدرنیته ۳۳۲ و در هنگام بررسی مهم ترین ویژگی های جهان در آغاز هزاره سوم، افکار عمومی را به مخاطرات برخاسته از پیچیدگی های گوناگون زندگی در این دوره زمانی آگاه ساخت و دست اندرکاران نظام های گوناگون اجتماعی را به درپیش گرفتن راهبردهای نوین و کارآمد در برابر آن فرا خواند. بر پایه رهیافت جامعه خطر، به کارگیری رویکردهایی عملیاتی مانند مدیریت ریسک جرم، رسالتی بنیادین برای نظام های عدالت کیفری در سرتاسر جهان به شمار می آید. چرا که مفروض اصلی این نظریه، وجود خطر در هر یک از ساختارهای جوامع است. برای مهار و مدیریت تکانش این خطرات نیز در پیش گرفتن رویکردهای عملی و اثرگذار همانند مدیریت ریسک جرم می تواند سودمند به شمار آید. از همین رو به نظر می رسد که نظریه جامعه خطر به مفهوم یادشده، گذشته از دامنه و قلمرو جامعه شناختی آن، تأثیرات آشکاری را دست کم بر برخی از نظام های عدالت کیفری نهاد تا با استفاده از توجیهاتی همانند ضرورت پاسخ دهی در برابر مهم ترین خطرات فراروی جامعه و نیز استناد به شماری از اصول بنیادین حقوقی بتوانند پاسخ هایی عملگرا را در برابر بزه کاری پیاده سازند. بر پایه این مراتب باید پذیرفت که واقعیات گوناگون ژئومورفولوژیک نیز می تواند به نوبه خود خطر ارتکاب جرم را در هر یک از سطوح افزایش دهد. برای نمونه، ساختار پدیده هایی همانند کوهستان های استان بوشهر فرصت های مناسبی را برای گریز بزه کاران از دست کنشگران نظام عدالت کیفری و ارتکاب اقدامات مجرمانه فراهم می سازد. در نتیجه برای چیرگی بر این خطر استفاده از راهبردی همانند کارآفرینی فناورانه گامی مناسب و بسیار سودمند است تا از این راه بتوان به اهمیت توجه فراگیر به هر یک از واقعیات موجود برای گذار از احتمال ارتکاب جرم در جامعه امیدوار بود.

## ۱-۲- پیچیدگی جرم

دکترین بین‌المللی علوم جنایی جرم را پدیده‌ای پیچیده می‌داند. از همین‌رو برای ارزیابی هر یک از جنبه‌های این پدیده پیچیده، شاخه‌ای مستقل در علوم جنایی وجود دارد که البته با وجود پیشرفت‌های گوناگون نظری همچنان نتوانسته از ویژگی پیچیدگی این چهره از کنش‌های جامعه‌ستیزانه انسان بکاهد. بدین ترتیب این امکان وجود دارد که در گستره‌ای همانند استان بوشهر، واقعیات گوناگون ژئومورفولوژیک در راه تشویق شهروندان به ارتکاب جرم اثرگذار اشد. در نتیجه مناسب است با استفاده از راهبردی عملیاتی همانند پیونددهی کارآفرینی فناورانه با این واقعیات، پیکاری سودمند با بازه‌کاری پدید آورد.

## ۱-۳- جرم‌شناسی گذار از نظریه به سیاست جنایی

این گرایش نوین در پژوهش‌های جرم‌شناسی از نزدیک به بیست سال پیش به قلمرو پژوهش‌های نظری و کاربردی درباره

مناسب‌ترین و مؤثرترین رویکردهای مبارزه با جرم وارد شده است. با وجود تازگی و به ویژه مخالفت ظاهری با روندهای جاری سیاستی در کشورهای گوناگون، این رهیافت می‌تواند ابزاری مناسب برای پیاده‌سازی رهیافت‌های کارآمد سیاست جنایی به ویژه در پهنه‌هایی باشد که در آنها احتمال رخداد کنش‌های مجرمانه بسیار زیاد است.

جرم‌شناسی گذار از نظریه به سیاست جنایی به زبان ساده بیان می‌کند که یافته‌های به‌دست‌آمده از پژوهش‌های نظری در  
جرم‌شناسی باید با نگاهی کاربردی در عرصه عملی نیز به خوبی مورد استفاده قرار گیرند. این اندیشه ناظر به یکی از ویژگی‌های بنیادین دانش جرم‌شناسی یعنی مرکب بودن است که به دارا بودن دو جنبه نظری و عملی در این گرایش مطالعاتی از علوم جنایی اشاره دارد.

پیوندهای رهیافت مطالعاتی پیش‌گفته با سیاست جنایی آشکار است و از ارزیابی آموزه‌های جرم‌شناختی در عمل و کوشش برای شناسایی و پیاده‌سازی پاسخ‌های مناسب در برابر جرایم گوناگون با استفاده از این آموزه‌ها به دست می‌آید. یکی از چالش‌های موجود در جرم‌شناسی، کاربرد مجموعه فزاینده داده‌های آن در سیاست‌ها و عملکردهای نظام عدالت کیفری و ارتباطات جرم‌شناسان با دیگران است. (Davis, 2017: 27) چالش‌های عملی می‌تواند و البته باید سیاست جنایی را به برنامه‌ریزی مناسب‌ترین راهکارهای مدیریتی در برابر آنها وادارد که در این راستا از جمله می‌توان به بایستگی پیونددهی کارآفرینی فناورانه و انگاره‌های ژئومورفولوژی در راه پیکار با بازه‌کاری‌های روی داده در استان

بوشهر اشاره کرد.

## ۲- چالش‌های فراروی پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه‌کاری

چالش‌های گوناگونی فراروی پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه‌کاری دارد که آگاهی از آنها به واکاوی راهبردهای مناسب برای گذار از آنها بیانجامد. شماری از این چالش‌ها در بندهای پستر بررسی می‌شود.

### ۲-۱- چالش روش‌شناختی

اغلب روش‌شناسی را به عنوان فرایندی هنجاری یا تجویزی از چگونگی انجام تحقیق توسط جامعه علمی مطرح می‌کنند. در عین حال هر روش‌شناسی که نتواند با واقعیات عملی در صحنه طبیعت و یا جامعه مرتبط شود به احتمال مطلبی غیر علمی و فاقد ارزش تلقی می‌شود. (شایان و دهستانی، ۱۳۹۵: ۲۴۹) بدین ترتیب با وجود مناسب بودن رهیافت پیش‌گفته در راه پیکار با بزه‌کاری تردیدی نیست که چالش‌ها روش‌شناختی گوناگونی در برابر آن وجود دارد. چرا که هنوز هم با وجود اهمیت پژوهش‌های میان-رشته‌ای علوم جنایی، زیرساخت‌های لازم برای آن در نظام عدالت کیفری ایران پدید نیامده است.

به طور کلی بر خلاف سنت دانشکده‌های عدالت کیفری در اروپا و آمریکای شمالی، آموزش و پژوهش در گستره جرم‌شناسی همچنان در دانشکده‌های حقوق انجام می‌شود. حال آن که در کشورهای پیش‌گفته، انجام این کارویژه در دانشکده‌های علوم اجتماعی به بهره‌مندی جرم‌شناسان از روش‌های مطالعاتی آن رشته منجر شده است. در نتیجه می‌توان امیدوار بود که در این سنت، راهبردی همانند استفاده از انگاره‌های ژئومورفولوژیک به گونه‌ای مناسب انجام شود.

### ۲-۲- کمبود پژوهش‌های محیطی در کارآفرینی بر پایه انگاره‌های ژئومورفولوژیک

دیگر چالش موحود در راه راهبرد پیش‌گفته، کاستی در پژوهش‌های محیطی کارآفرینی بر پایه انگاره‌های ژئومورفولوژیک است. با وجود گسترش بیش از پیش پژوهش در کارآفرینی، به نظر می‌رسد همچنان نمی‌توان از پیوندهای کارآفرینی و ژئومورفولوژی به گونه‌ای سزاوار آن سخن گفت.

به طور کلی پژوهش‌های محیطی کارآفرینی در گستره‌ای همانند استان بوشهر با توجه به واقعیات ژئومورفولوژیک می‌تواند کارآفرینان و فعالان حوزه‌های اشتغال را از جمله در روستاها و مناطق کم‌برخوردار به کنشگری وادار کند.

پدیداری جاذبه‌های گوناگون اقتصادی و سودآوری از این راه قابل انتظار است و بی‌گمان راهبردی سازنده در این مناطق در برابر بزه‌کاری به شمار می‌آید.

### ۳- راهبردهای پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه‌کاری

بهره‌گیری از پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه‌کاری مستلزم پیاده‌سازی راهبردهایی است که در ادامه به برخی از آنها پرداخته می‌شود.

#### ۳-۱- واکاوی فناوری ژئومورفولوژیک کانون‌های جرم‌خیز

شناسایی کانون‌های جرم‌خیز همواره یکی از علایق کنشگران نظام عدالت کیفری بوده است تا با تمرکز توان عملیاتی خود بر آنها بتوانند گام‌های اثرگذاری را در راه پیکار با جرم بردارند. در این راستا ارزیابی پیوندهای میان انگاره‌های ژئومورفولوژیک با پدیداری کانون‌های جرم‌خیز اهمیت بسیاری دارد. در واقع تردیدی نیست که در برخی از موارد واقعیات زمین‌ساختی فرصت‌های مناسبی را برای بزه‌کاران فراهم می‌سازد تا از فرودستی آماج‌های جرم استفاده کرده و آنها را بزه‌دیده خود سازند.

استفادن از فناوری‌های گوناگون و متناسب می‌تواند پیوندهای این واقعیات ژئومورفولوژیک را با هر یک از کانون‌های جرم‌خیز به خوبی روشن ساخته و توجیهی سزاوارانه برای راهبردهای کارآفرینی در این مناطق به منظور پیکاری سازنده با بزه‌کاری باشد. در استان بوشهر نیز برخی از مناطق که به دلیل این واقعیات توان مدیریت استان و یا مدیریت شهری را در راه اداره آنها کاهش داده‌اند، باید آماج رویدادهای مناسب کارآفرینی قرار گیرند تا از این راه امواج بزه‌کاری در آنها به گونه آشکاری مهار شود.

#### ۳-۲- آگاهی از توانمندی‌های کارآفرینی فناوری بر پایه ژئومورفولوژی

هنگامی می‌توان با استفاده از کارآفرینی به پیکاری مناسب با بزه‌کاری دست زد که از جمله توانمندی‌های کارآفرینی فناوری بر پایه ژئومورفولوژی به خوبی برای هر یک از کنشگران حاکمیتی و جامعه‌ی پیکارگر به خوبی شناسایی شده باشد. جهان امروز شاهد انقلاب اطلاعات و ارتباطات بوده و تحولات اجتماعی عظیمی در آن بوجود آمده بطوری که در اثر این تحولات، قرن جاری به نام فناوری اطلاعات و ارتباطات به ثبت رسیده است. فناوری اطلاعات و ارتباطات بر کلیه فعالیت‌های اجتماعی از جمله کارآفرینی اثر گذاشته و در بسیاری از آنها تحولات اساسی به وجود آورده است. فعالیت‌ها، مشاغل، مهارت‌ها، فرهنگ‌ها، نیازها و نظایر آن تحت تاثیر این فناوری قرار گرفته و متحول شده‌اند.

کارآفرینی در انزوا و بدون حمایت نهادها، سازمانها و انسانها امکانپذیر نیست. کارآفرینی مستلزم کشف یک نیاز اجتماعی است. در شناسایی نیاز هر فعالیت کارآفرینانه، ایده پرداز میبایست نسبت به محیط بینش و بصیرت داشته باشد و بداند چه راه حل‌هایی برای رفع آن نیاز، در نقاط دیگری از دنیا ارائه شده است؛ بنابراین اطلاعات و ارتباطات از ملزومات هر فعالیت کارآفرینی است. (علی‌پور و مقبلی، ۱۳۹۸: ۶۷) این واقعیت از جمله اید در پیوند با ژئومورفولوژی نیز مورد توجه قرار گیرد.

از همین‌رو بخش مهمی از کوشش‌ها باید معطوف به نمایش هر چه بیشتر پیوندهای میان کارآفرینی فناورانه یا ژئومورفولوژی باشد. از این راه می‌توان انتظار داشت که هر یک از کنشگران حوزه‌های پیش‌گفته تا آنجا که ممکن است در راه استفاده از مزایای در دسترس خود برای پیکار با بزه کوشا باشند.

### ۳-۳- هم‌افزایی کنشگران نظام عدالت کیفری و گستره‌های ژئومورفولوژی و کارآفرینی

شاید بتوان بنیادی‌ترین راهبرد برای گذار از چالش‌های گفته‌شده در مبحث پیشین را هم‌افزایی کنشگران نظام عدالت کیفری و گستره‌های ژئومورفولوژی و کارآفرینی دانست. در غیر این صورت هر یک از راهبردهای بیان‌شده در این راستا کاملاً انتزاعی بوده و سرانجام ناکام خواهند ماند. بدین ترتیب کنشگران ستادی و یا عملیاتی نظام عدالت کیفری باید در راه استفاده از هر یک از یافته‌های ژئومورفولوژیک در پیوند با راهبردهای کارآفرینانه توجیه شوند. برای نمونه، در استان بوشهر می‌توان به آگاه‌سازی هر یک از کنشگران نظام عدالت کیفری از توانمندی‌های آشکار ژئومورفولوژیک این استان در راه پیکار با جرم پرداخت که البته باید با راهبردی همانند کارآفرینی نیز آراسته شود.

### ۴- برآیندهای واکاوی پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه‌کاری

واکاوی پیوندهای فناوری، کارآفرینی و ژئومورفولوژی در پیکار با بزه‌کاری برآیندهای ویژه‌ای را به همراه دارد که در ادامه برخی از آنها بررسی می‌شود.

#### ۴-۱- پدیداری بیشینه‌ای سنجه‌های مدیریت کیفری

مدیریت کیفری کارویژه بنیادین نظام عدالت کیفری است و افزون بر سنجه‌های برخاسته از سیاست جنایی، از الگوهای پذیرفته‌شده در دانش مدیریت نیز بهره‌می‌گیرد. در این راستا در روندهای کارزار با بزه‌کاری به عنوان آشکارترین چهره از جامعه‌ستیزی، لازم است از هر یک از

توانمندی‌های در دسترس استفاده شود تا بتوان به تحقق بیشترین میزان از بهره‌وری در این استا امیدوار بود. با توجه به واقعیات آشکار ژئومورفولوژیک در استان بوشهر که به طور طبیعی جاذبه‌های گردشگری ویژه‌ای را نیز پدیدار ساخته است، استفاده از فناوری‌های مناسب برای بازنمایی این جاذبه‌ها به شکوفایی جایگاه اثرگذار کارآفرینی انجامیده و سبب افزایش توان عملیاتی نظام عدالت کیفری در راه مبارزه با جرایم ارتكابی در گستره این استان و فراتر از آن می‌شود.

## ۲-۴- اهمیت یافتن کارآفرینی فناورانه

آگاهی از انگاره‌های ژئومورفولوژیک و پیونددهی سزاوارانه آن با توانمندی‌های کارآفرینی فناورانه به گونه آشکاری در راه دنبال کردن هر یک از رهیافت‌ها و سیاست‌های اجتماعی و از جمله مهار هر چه بیشتر پدیده مجرمانه اثرگذار بوده و سبب می‌شود که اهمیت و ارزش عملی کارآفرینی از این دیدگاه بیش از گذشته روشن شود.

بی‌گمان افزایش داده‌های ژئومورفولوژیک می‌تواند با پدیداری فرصت‌های مناسب برای کارفرینی فناورانه امکان برخورداری جامعه را سودمندی‌های فراوانی از این دیدگاه فراهم کند.

## ۳-۴- کاربردی‌تر شدن دانش ژئومورفولوژی

برون‌رفت از گستره نظری و کاربردی‌تر شدن هر چه بیشتر دانش‌های گوناگون یکی از مهم‌ترین واقعیات در شاخه‌های گوناگون علوم انسانی است که می‌تواند افزون بر نمایش سودمندی‌های عملی این شاخه‌ها در راه افزایش تولید دانش نیز اثرگذار باشد. شاید در نگاه آغازین ژئومورفولوژی پیوند چندانی با مهار بزه‌کاری نداشته باشد. اما روشن است که همان‌گونه که در این نوشتار بدان پرداخته شد، کاربست رویکردهای کارآفرینانه به ویژه با استفاده از فناوری‌های گوناگون اطلاعات و ارتباطات در یافته‌های ژئومورفولوژیک می‌تواند با نمایش کارآمدی‌های عملی این دانش از دیدگاه مهار پدیده‌ای چون بزه‌کاری که در سرتاسر تاریخ دغدغه بسیار مهم بشریت بوده است، زمینه‌های نوینی را برای شکوفایی هر چه بیشتر آن فراهم کند.

## ۵- نتیجه گیری

پیروزمندی در پیکار با بزه کاری در هر زمان مستلزم نوسازی راهبردهای عملیاتی نظام عدالت کیفری است تا از این راه هر یک از تکانش‌های پدیدار و ناشی از پیچیدگی‌های روزافزون پدیده مجرمانه در بیشترین میزان خود مهار شود. پیشرفت‌های شتابان ژئومورفولوژی می‌تواند در راستای شماری از آموزه‌های دانش جرم‌شناسی فرصت‌های مناسبی را برای پیکار با بزه کاری در دسترس کنشگران نظام عدالت کیفری و نیز بازیگران جامعه‌ی قرار دهد. اما اصل بنیادین در این راستا بهره‌گیری از رویکردهایی متناسب با ژئومورفولوژی است و بدون این راهبرد دستیابی به هدف پیش‌گفته با تنگنایهای بسیاری روبرو می‌شود. یکی از رویکردهای متناسب پیش‌گفته، استفاده از کارآفرینی فناورانه است که خود در روزگار ما به یک شاخه مطالعاتی و عملیاتی بسیار کارآمد تبدیل شده است. در واقع در صورتی که با استفاده از واکاوی‌های ژئومورفولوژیک بتوان بسترهای مناسب کارآفرینی را بر پایه واقعیات محلی پدید آورد، این احتمال وجود دارد که تکانش‌های برخاسته از پدیده بزه کاری در بیشترین میزان خود مهار شود.

با این وجود تردیدی نیست که پیاده‌سازی این راهبرد مستلزم در نظر گرفتن بایسته‌های گوناگونی است که بی-توجهی بدانها به محروم ماند جامعه از مزایای سودمند آن در راه پیکار با بزه کاری می‌انجامد. در پیش گرفتن هم‌افزایی میان-رشته‌ای و عملیاتی فناوران ژئومورفولوژی و کارآفرینی با نظام عدالت کیفری یک از بنیادی‌ترین بایسته‌های پیش‌گفته است.

در استان بوشهر که بسترهای بسیاری برای راهکنش‌ها و پژوهش‌های ژئومورفولوژیک وجود دارد، نظام عدالت کیفری ایران باید با استفاده از رویکردهای کارآفرینی و در پرتو برخورداری از فناوری‌های هم‌پیوند، توان عملیاتی خود را در برابر بزه کاری تقویت کند. در این راستا متناسب‌سازی کارآفرینی محلی بر پایه فراوردهای بومی استان بوشهر و واقعیات ژئومورفولوژیک آن رویکردی ستودنی است که به افزایش توان عملیاتی نظام عدالت کیفری در این استان منجر می‌شود. در راستای یافته‌های این پژوهش پیشنهاد می‌شود نظام عدالت کیفری در هر یک از کانون‌های جرم‌خیز خود به پیمایش‌های ژئومورفولوژیک دست زده و سپس کارآفرینی را به عنوان راهبردی پیشگیرانه از بزه کاری یا در جایگاه یک رویکرد بازپرورانه در دستور کار قرار دهد. افزون بر این، بسترهای مناسبی برای میان-کنش فناوران ژئومورفولوژی، کارآفرینی و نیز نظام عدالت کیفری نیز در نظر گرفته شود.

## مراجع

- {۱} شایان، سیاوش، دهستانی، هدیه، ژئومورفولوژی؛ تبیین روش‌های پژوهش و مطالعه با تأکید بر مطالعات ژئومورفولوژی رودخانه‌ای، مجله برنامه‌ریزی و آمایش فضا، دوره بیستم، شماره ۲، صص ۲۷۲-۲۴۹، تابستان ۱۳۹۵
- {۲} صمدزاده، رسول، صلحی، سینا؛ نعمت‌اللهی، فاطمه، نو تعریفی از ساختار فرم‌شناسی بنیادین در دانش ژئومورفولوژی، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی شماره ۳۸، صص ۲۲۸-۲۱۵، پاییز ۱۴۰۰
- {۳} علیپور، حامد، مقبلی، فرزانه، نقش فناوری اطلاعات بر کارآفرینی، اولین همایش ملی آموزش، کارآفرینی، توسعه (فرصت‌ها، چالش‌ها، راهکارها)، ۱۳۹۸

{4}-Davis, Mark.s, The Role of State Agencies in Translational Criminology: Connecting Research to Policy, Springer Press, 2017, New York

## وضعیت موفولوژیک شهر تاریخی میبد

<sup>۱</sup> عبدالمهدی همت پور، <sup>۲</sup> مریم کلبادی نژاد

۱- پژوهشگر پژوهشکده باستان شناسی کشور، دانشجوی دکتری باستان شناسی دانشگاه آزاد تهران

(hemmatpourmehdi@yahoo.com)

۲- عضو هیئت علمی (استادیار) دانشگاه آزاد اسلامی تهران مرکزی (kolbadnejadmaryam@yahoo.com)

### چکیده

در ارزیابی بافت یک شهر یا روستای تاریخی، با قدمت، ارزش و ویژگی های یکسان مواجه نشده ، بلکه با حوزه های مختلفی با دوره های تاریخی متفاوت، توپوگرافی های خاص، مورفولوژی گوناگون و تیپولوژی متنوع روبرو شده چراکه تنوع و تغییرات به گونه ایست که هرچه پهنه قدمت بیشتری داشته باشد، دارای لایه ها و تغییرات گوناگون تر و پیچیده تری است؛ بنابراین ویژگی های جغرافیایی، اقلیمی، زمین شناسی، تاریخی، شهرسازی، معماری، فرهنگی و اجتماعی زمینه ای که نیازمند حفاظت است را باید با دقت و به روش مطالعه میدانی و کتابخانه ای بازشناسی و سپس به تصمیم گیری در خصوص حفاظت یا بازآفرینی و توسعه ی آن اقدام نمود. برخی از محلات منظومه شهری دارای چند هزار سال سابقه استقرار و تغییر و تداوم بوده و حتی لایه های زیرین نیز تماماً حاصل انباشت مواد فرهنگی و باستان شناسی هزاره های پیش از میلاد هستند. درحالی که محلاتی نیز وجود دارند که در دوران قاجار توسعه یافته و هیچ گونه آثاری را نمی توان در بستر آنها یافت. مهم ترین و بارزترین ویژگی میبد، کامل بودن ساختار و شالوده ی کهن آن است که متشکل از سه بخش عمده ی ارگ (کهندژ)، شارستان (شار میانی) و ربض (بیرونه) است که نمونه ای بارز و نشانه ای زنده از شهرسازی کهن ایرانی ست . میبد از نمونه شهرهای کهن ایرانی است که ساختار و نظام قدیمی خود را حفظ کرده و تا به امروز نیز زندگی در آن جاری ست.

کلمات کلیدی: مورفولوژی، میبد، شهر تاریخی، الگو، شهرسازی

## مقدمه

بررسی‌های اخیر باستان‌شناسی در میبد، سابقه‌ی استقرار در منطقه را تا عصر پارینه‌سنگی عقب برده است. درک کمیت و کیفیت چنین استقرارهایی در ارتباط با هسته‌های تمدنی دور و نزدیک در منطقه و به صورت پیوسته با آنچه که از میبد امروز می‌شناسیم، نیازمند تلاشی گسترده برای شفاف‌سازی و تبیین است. با این حال در موضعی که امروزه میبد خوانده می‌شود و به‌ویژه در محدوده‌ی اطراف نارین قلعه حداقل تداوم ۶۰۰۰ سال استقرار و دگرگونی‌های ساختاری را می‌توان در لایه‌لای اندام‌های معماری جستجو کرد (گاه مشهود، اما بیشتر در پس‌لایه‌های جدید) و آن را تا شهر امروز در یک روند تحول تدریجی ترسیم و بازخوانی نمود. از مهم‌ترین ویژگی‌هایی که می‌توان به صورت خلاصه در اهمیت میبد عنوان کرد عبارتند از: نمونه ویژه و آرکی تایپ<sup>۳۳۳</sup> از شهرهای کوچک ایرانی که سابقه‌ی مدنی کهنی را در خود ضبط کرده است، موقعیت استراتژیک قرارگیری آن در ارتباط با شبکه راه‌ها. در پرده‌ی اول و از نگاه ناظر غیر بومی که شهر را از طرفین خطوط اصلی خیابان‌های مدرن آن فهم می‌کند، شهر میبد تفاوت چندانی با دیگر شهرهای کوچک ندارد و مملو از آشفتگی، ناهماهنگی و ناامنی است و حاکی از استفاده‌ی ناشیانه از آنچه که معماری و شهرسازی مدرنش می‌خوانیم. این آشفتگی در خیابان‌ها، فلکه‌ها و میدان‌های آن و کیفیت ساختمان‌های جدید یک تا سه طبقه ساخته شده در طرفین این خیابان‌ها، هویداست. میبد از این منظر واجد هیچ برتری نیست و شخصیت مشخصی ندارد. چیزی که آن را معماری و شهرسازی میبد خوانده می‌شود لایه‌ای است که به محض ورود به محلات قدیمی شهر، با ویژگی خاصش، خود را عرضه می‌کند و انسان را به تحیر وادار می‌دارد و مستقیماً با قلب و روح او ارتباط برقرار می‌کند. میبد از این منظر حرف‌های بسیار روشن و شایسته‌ای نه تنها در مقیاس محلی و ملی، بلکه در سطح بین‌المللی برای گفتن دارد. به‌طوری که وزارت میراث فرهنگی کشور آن را در فهرست آثار ملی ایران به ثبت رسانده و در صدد است که میبد را به عنوان الگویی از شهرسازی کهن ایرانی در فهرست میراث جهانی به ثبت برساند. فهم ساختار جغرافیایی و

<sup>333</sup> Archetype

تاریخی و یا به عبارت بهتر فهم مکانی و زمانی شهر بدون درک سازمان مورفولوژیک آن امکان پذیر نیست. درک سازمان شهرسازی چند هزار ساله ی میبد در قالب مطالعات مورفولوژی و تقسیم بندی آن به فازهای تیپولوژیک معماری و فضاهای شهری آن وقتی کامل می شود که بنیان های چنین عناصر کالبدی و فضایی را بشناسیم و چنین ساختارهای فیزیکی را درک کنیم. مورفولوژی شهری به عنوان یک متدولوژی مورفولوژی شهری شاخه ای از علم است که اساساً با فرم، فیزیک و الگوی توسعه ی شهری و ویژگی های درونی و بیرونی آن سر و کار دارد؛ در عین حال نسبت به مسائل اجتماعی-اقتصادی نیز تأکید دارد. در واقع مورفولوژیست ها تحولات شهر را از مراحل اولیه ی پیدایش تا دگرگونی های بعدی، مطالعه و تلاش می کنند که از طریق بازخوانی محتویات فیزیکی آن، روند تاریخی و دگرگونی های یک زیستگاه را مطالعه کنند. آن ها آنچه را که توسط انسان ساخته شده یا به عبارتی موجود و قابل رؤیت است، در یک جریان تاریخی تحلیل می کنند. به عقیده ی آن ها، فرم ها تجسد کالبدی ایده های زمان خود هستند. ایده هایی که کیفیت های اجتماعی-اقتصادی و مفاهیم فرهنگی را در خود دارند. این شاخه ی علمی در اروپا توسعه یافته است. جایی که اسناد تاریخی و نقشه های فراوانی از قرن ۱۶ میلادی به این سو وجود دارد. از قرن ۱۸ به بعد، نقشه های نظامی و نقشه برداری های شهری انجام شده است؛ هر چند که در انگلیس سازمان نقشه برداری<sup>۳۳۴</sup> از نیمه ی دوم قرن نوزدهم شکل گرفت که نقشه های با جزئیات نظیر حدود مالکیت، کاربری ها و حتی نام مالکان را نیز گه گاه در بر می گرفت. این گونه اسناد و نقشه های تاریخی فرصت های کم نظیری را برای مطالعات مورفولوژی شهری به وجود می آورند. از روش های مورفولوژی شهری به عنوان چارچوبی نظام مند بهره برده می شود هر چند که اسناد تاریخی و نقشه ها در بسیاری از شهرهای ایران وجود ندارند و در دسترس نمی باشند. دو دلیل اصلی برای به کار گرفتن این روش در کنار روش های دیگر، وجود دارد. اول اینکه علیرغم فقر اسناد تاریخی و نقشه ها در شهرهای کوچک تاریخی در ایران، هزاران سال انباشت لایه های تاریخی وجود دارد و توسعه که بقایای فیزیکی آن در منظر و لابه لای محیط مصنوع شهر به نوعی ضبط شده است و این نیازمند

<sup>334</sup> Survey Ordinance

مطالعه‌ی فیزیکی و سازمان فضایی شهر می‌باشد که خود می‌تواند تا حدود زیادی ضعف فقدان اسناد مکتوب را جبران کند. دوم اینکه لایه‌های تاریخی و بقایای توسعه‌های هزاران ساله در این شهر در معرض تهدید جدی طرح‌های توسعه‌ی شهری قرار دارند؛ بنابراین به‌منظور دستیابی به چگونگی حفاظت و احیاء در شهر، درگیر شدن با بقایای فیزیکی و ابعاد ساختاری آن اجتناب ناپذیر است. در واقع همین ساختار کالبدی و فضایی شهر است که به عنوان میراث ملموس مطرح شده و خود محمل حیات اجتماعی، اقتصادی و فرهنگی و حاوی میراث غیر ملموس می‌باشد. در یک نگاه کلی میباید امروز، ترکیبی است از ویژگی‌های جدید و قدیم، نو و کهن و خیابان‌ها و ساختمان‌های جدید محلات قدیمی شهر را پشت خود پنهان کرده‌اند و میباید قدیم به صورت مجمع‌الجزایر در لایه لای خیابان‌های جدید تکه تکه شده است. در یک دسته‌بندی بر اساس مصالح، ساختمان‌ها را می‌توان به دو دسته ساختمان‌های خشتی - گلی با انواع طاق‌های سنتی و ساختمان‌های مدرن با مصالح بتنی، آهنی و آجری و سقف‌های صاف و مسطح دسته‌بندی کرد. از لحاظ قدمت نیز ساختمان‌های سنتی با مصالح خشتی - گلی و با سابقه‌ی چند هزار ساله و ساختمان‌های با مصالح جدید که کمتر از ۶۰ سال قدمت دارند، در میباید دیده می‌شود. اولین طرح توسعه و عمران که برای میباید تهیه شده، طرح هادی در سال ۱۳۶۵ است. در این طرح همانند سایر شهرها و روستاهای ایران، یک شبکه‌ی شطرنجی سنگین بر شهر تحمیل شد و سبب دگرگونی‌های کلان و تخریب بخش‌های مهمی از سازمان کهن و سلسله مراتب شهری آن گردید و محلات و مرکز محلات در اثر چنین اقدامی به حاشیه رفت و نسبتاً متروکه گشت و خیابان‌های جدید جایگزین آن شد. عکس هوایی سال ۱۳۳۵ میباید، آن را به عنوان شهری با تمامی ساختارهای کهن معماری و شهرسازی، باغات و مزارع آن معرفی می‌کند. این پژوهش با روش مطالعه میدانی و کتابخانه‌ای، مروری است اجمالی بر تحولات و توسعه‌ی تاریخی و مورفولوژیک این شهر و به سه بخش اصلی تقسیم می‌شود: نظری اجمالی به جغرافیای طبیعی شهر، ارائه سازمان فضایی شهر و توسعه‌ی تاریخی آن در ادوار مختلف با استفاده از منابع مکتوب، یافته‌های باستان‌شناسی و پژوهش‌های معماری و شهرسازی انجام شده تاکنون، مطالعه و معرفی هسته‌های تاریخی و اصطلاحاً بیرونه‌های میباید.

## معرفی اجمالی جغرافیای شهر

دشت یزد\_ اردکان که از حوزه های شاخص جغرافیایی در فلات مرکزی ایران است، به مثابه یکی از مفاصل ارتباطی کهن میان حوزه های تمدنی شمال، جنوب غرب و جنوب شرق کشور به شمار می رفته است. میبد با طول جغرافیایی ۵۴، ۱۰ و عرض جغرافیایی ۳۲، ۱۴ و ارتفاع ۱۰۹۰ از سطح دریا در میانه ی آن قرار گرفته است. طبق سرشماری سال ۱۳۹۵ جمعیت شهرستان میبد ۸۲۸۴۰ نفر و وسعت آن حدود ۱۲۶۶ کیلومتر مربع و جمعیت شهر میبد نیز ۶۶۹۰۷ نفر و مساحت آن حدود ۳۱۸۱ هکتار است. شهر میبد در فاصله ی ۶۰ کیلومتری شمال یزد و ۶۰ کیلومتری جنوب عقدا قرار گرفته و با اردکان، به واسطه ی خیابانی در جبهه ی شمالی مرز مشترک دارد. از سمت غرب به کوهپایه ها و ارتفاعات جنوبی عقدا منتهی می شود و اراضی شرقی و شمالی آن، دشتهای هموار است.



تصویر ۱- نقشه موقعیت میبد و شهرهای همجوار در نقشه ی کشوری

## عوارض طبیعی محدودکننده بافت شهر تاریخی میبد

دشت وسیع یزد- اردکان با داشتن منابع آبی رو زمینی و زیرزمینی که طی دوره‌های زمین‌شناسی در خود ذخیره ساخته همواره مکان مناسبی برای سکونت و زندگی بوده است. شهرهای آبادی چون یزد، میبد، اردکان و عقدا در دامن این دشت رسوبی به وجود آمده و ادامه حیات داده‌اند. در گذشته تمامی سیلاب‌های فصلی از سمت جنوب به سمت میبد جریان داشته و در آنجا از طریق مسیل‌های طبیعی در سطحی هموار آرام می‌گرفته است. این مسئله در جنس خاک بسیار مناسب منطقه برای سفالگری، کشاورزی و احداث ابنیه خشت و گلی تأثیر فراوانی داشته است. شکل شهر و توسعه‌ی آن و همچنین ریخت کالبدی موجود نیز از تراس جغرافیایی رسی موجود پیروی کرده و بر اساس بهره‌برداری مناسب از آن به وجود آمده است. نشانه‌های ژئومورفولوژیک و اسناد و روایات تواریخی حاکی از آن است که پیش از دوره هوای کم باران و خشکسالی در هزاره‌های اخیر، نهرها و جویبارها و چشمه‌سارهای متعددی به‌صورت آب‌های سطحی از جنوب به شمال دشت جریان داشته و منشأ پیدایش کانون‌های تجمع انسانی گردیده که امروزه از برخی از آن آب‌وهوا هنوز اندک مایه‌ای بازمانده است (پویا، ۱۳۷۹: ۱۷). میبد در دامن شیب تند شمال به جنوب دشت قرار دارد طوری است که درست در مکان شارستان میبد افتادگی زیادی پیدا می‌کند. پدیده مزبور که توده فشرده رس است، یک تراس طبیعی است. به عقیده‌ی سید عبدالعظیم پویا (۱۳۷۹) توده‌های عظیم رس که به شکل یک امتداد شمال غربی - جنوب شرقی صفحات غرب و جنوب و شرق میبد را در برگرفته است، به‌عنوان یک پدیده جغرافیایی، بعدها در پیدایش نخستین مراکز دائمی ده‌نشین و شهرسازی میبد مؤثر افتاده است؛ بدین ترتیب کوه هسته‌ی اولیه‌ی آبادی‌های باستانی منطقه یعنی میبد، بیده و بارجین در منطقه‌ی مناسبی از این تراس سرتاسری شکل گرفته است. میبد قدیم محصور دارای ۸۰۰ متر طول و حدود ۶۰۰ متر عرض است و در مجموع مساحتی بیش از ۳۶۳۳۸۵ مترمربع نزدیک به ۳۷ هکتار دارد. به نظر می‌رسد در اطراف کهن دژ و حصار شارستان میبد (خندق) در گذشته مسیل‌های تاریخی وجود داشته است و شهر در میان آنها و بر روی بلندای تپه‌ای گلی ساخته شده است (تصویر ۲).



تصویر ۲- عکس ماهواره‌ای از موقعیت دره مانند حوزه‌ی مشترک جغرافیایی دشت یزد- اردکان  
 شهرهای عقدا، اردکان، میبد، یزد و مهریز به ترتیب در امتداد این حوزه‌ی ممتد شمال غربی - جنوب شرقی قرار گرفته اند.

اختلاف درجه حرارت در تابستان و زمستان و در شب و روز بسیار زیاد است. این نوسان از ۴۵ درجه سانتی گراد بالای صفر تا ۲۰ درجه سانتی گراد زیر صفر را در بر می‌گیرد. منابع تغذیه سفره‌های آب زیر زمینی و قنوات میبد، از نزولات جوی ارتفاعات شیرکوه است. بخش اعظم آب مورد نیاز از طریق حفر قنات از دامنه‌های شیرکوه در فاصله ۱۰ تا ۴۰ کیلومتری شهر است. و از مجموع ۳۲۴۰ قنات در منطقه یزد، تعداد ۱۷۶ قنات را به میبد و اردکان منسوب دانسته‌اند. میزان بارندگی سالیانه به طور متوسط حدود ۶۰ میلیمتر است. گاه ۵۰ درصد این بارش در ۲۴ ساعت صورت می‌گیرد و شامل فصل بهار و زمستان می‌شود. بنابراین میزان بارندگی سالیانه بسیار کم و به شدت متغیر و نامنظم است. بادهای مختلف بر بستر لخت دشت‌ها و کوه‌ها به شدت در جریان هستند. تعداد روزهای طوفانی در دشت یزد- اردکان ۴۰ تا ۶۰ روز در سال است که از اسفند آغاز شده و تا خرداد ادامه دارد. سرعت بادهایی که به شکل طوفان سهمگین شنی، منطقه را در حالت مرگبار و خوفناک فرو می‌برد، گاه به ۹۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد. آرام‌ترین فصل سال پاییز و نا آرام‌ترین آن بهار است (قبادیان، ۱۳۶۱: ۳۸) جنس

خاک منطقه یزد، ترکیبی از خاک‌های رس روشن است که نسبت آن در مکان‌های مختلف متفاوت است. وسیع‌ترین و ضخیم‌ترین معادن خاک رس استان در حوالی یزد تا اردکان گسترده شده است و خالص‌ترین و ریزدانه‌ترین آنها در محدوده میبد است که از گذشته‌های دور علاوه بر استفاده در کوره‌های آجرپزی، باعث رونق صنعت سفالگری، سرامیک‌سازی و کوزه‌گری در منطقه شده است.

### ساختار و نظام کهن شهرسازی میبد

بر مبنای بررسی‌های باستان‌شناسان، پژوهشگران، مرمت‌گران و نیز اسناد تاریخی، نظام و سازمان فضایی - کالبدی شهرهای نخستین از مراتب زیر تشکیل شده است: بخش اصلی مدیریت و سازماندهی و مرکز اداری - سیاسی شهرهای قدیم، جایگاه حاکم و شاه‌نشین بوده که در بهترین و در صورت امکان بلندترین نقطه‌ی شهر بر پا می‌شد و با حفاظ و استحکاماتی بسته از سایر بخش‌ها مجزا بود؛ بخش دیگر، محل سکونت اشراف، سپاهیان، مأموران دولتی، بزرگان و بازرگانان بود که بسته به قدرت دولت مرکزی اهمیت می‌یافت؛ جغرافی‌نویسان اولیه‌ی اسلامی، این بخش را با عنوان‌های شهرستان، شارسران و یا مدینه نام برده‌اند؛ محدوده‌ی پیرامونی این بخش از شهر، محل سکونت پیشه‌وران، کشاورزان و مزارع و باغ‌های آنها بوده که مورخان سده‌های نخست اسلامی، آن را ربض یا سواد شهر خوانده‌اند. بر پایه‌ی اسناد اندکی که از شهرهای کهن ایرانی مانند کرمان، اصفهان، بم، نایین و میبد ارائه شده، همه‌ی آنها دارای همین ساختار سه‌گانه‌اند. بنابراین، میبد، نمونه‌ای بارز، کهن و زنده از شهرسازی کهن ایرانی‌ست که تا امروز، ساختار و نظام اصیل خود را حفظ کرده است (تصویر ۳).

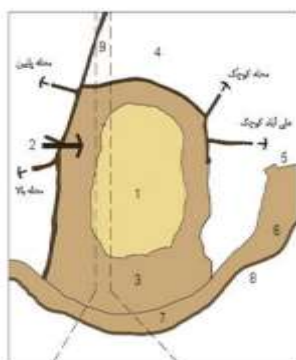


تصویر ۳-عکس هوایی سال ۱۳۳۵) وضعیت گذشته و اصلیل شهر قدیم در پای تراس جغرافیایی میبد(منبع: سازمان جغرافیایی ارتش

## کهندژ

کهندژ یا همان آکروپولیس در یونان باستان، نام قلعه یا دژ کهنی ست که در آغاز پیدایش شهرها بر پا داشته‌اند که بیشتر در عهد ماد، هخامنشی و اشکانی به صورت ساختمان‌هایی منفرد و پرتراکم ساخته می‌شدند(پویا، ۱۳۹۵: ۲۳). کهندژ با داشتن نقش تعیین کننده در مدیریت، سازماندهی و برقراری امنیت در منطقه، به عنوان با اهمیت-ترین نقطه‌ی شهر، با بهره‌گیری از عوارض طبیعی و صفه‌های مصنوعی ساخته شده و با دیوارهای سنگی محافظت می‌شد. به گونه‌ای که دور از دسترس قرار گیرد و دفاع از آن میسر باشد. نارین قلعه میبد بر بالای مرتفع‌ترین نقطه‌ی شهر بر روی پشته‌ای گلی، به ارتفاع ۲۵ متر ساخته شده است. موقعیت استراتژیک قلعه به گونه‌ای ست که بر همه‌ی محلات شهر اشراف دارد و از فراز آن، تمام چشم انداز تاریخی-طبیعی شهر با مجموعه‌های به هم پیوسته‌ای از ساخت و سازهای خشت و گلی و باغات درهم تنیده پیداست. این بر آمدگی طبیعی منطبق بر لبه‌ی تراس جغرافیایی میبد است. سازه و ساختار اصلی فضاها‌ی قلعه که حاصل انباشت و در هم تنیدگی لایه‌های ادوار مختلف است، بخش‌های زیادی از بستر رسی و زمین‌های اطراف را از آن خود ساخته و خود را مانند پیکره‌ای

ممتاز و برجسته نمایان ساخته است. این قلعه با مساحت حدود ۱۱۵۲۵ در پنج طبقه و به شکل بیضی نامنظم ساخته شده است و در حاشیه‌ی باروی جنوبی شهر، متمایل به شرق، محصور در پنج حصار مستحکم برپا گشته از سوی جنوب و جنوب شرقی با باروی شهر مماس است و خندقی ژرف، دورتادور آن را فرا گرفته است؛ در حالی که باروهای دوگانه‌ی جنوبی شهر، شرایط دفاعی مضاعفی را برای دژ پدید می‌آورده است. در این میان مجموعه‌ای از فصیل‌ها، برج‌ها و مکان‌های نگهبانی، دربندها و باروهای ستبر، موقعیت نفوذناپذیری را فراهم آورده که گشودن شهر و فتح دژ به دست مهاجمان را بسیار دشوار می‌ساخته است (تصویر ۴).

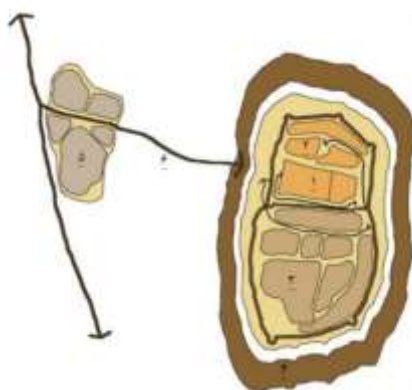


تصویر ۴- وضعیت گذشته‌ی محوطه‌ی نارین قلعه میبد (پیش از احداث خیابان امام و فلکه شهرداری) (منبع: نگارنده)

۱. نارین قلعه ۲. درگاه ورودی نارین قلعه ۳. خندق قلعه ۴. گذر پشت خندق قلعه ۵. حصار اصلی شهر ۶. حصار دوم شهر ۷. خندق شهر ۸. گذر پشت خندق ۹. خیابان جدید امام

به احتمال قوی، نارین قلعه، در ابتدا به مثابه یک سکونت‌گاه در کنار شاه‌راه باستانی مطرح بوده و شکل‌گیری یک هسته‌ی ابتدایی روستائینی در بیرون آن و سپس گسترش و توسعه‌ی محلات بیرونی، آن را به‌صورت شهر بزرگی در آورده است که تا امروز نیز در حال گسترش است. از ویژگی‌های برجسته قلعه، انسجام و وحدت‌ساز

فضاهای داخلی قلعه و استقلال کالبدی آن در مقایسه با فضاهای پیرامون و بافت شهری آن است. شاید بتوان مقیاس فضاهای قلعه و ساختار تشکیل دهنده ی سازه ی عظیم خشتی آن را ناشی از پیشینه و کهنسالی و جنبه ی مدیریتی- حکومتی آن دانست. بخش های مختلف آن شامل شاه نشین، بخش ویژه، بخش های مسکونی (شار درونی)، دیوارها، برجها، دربندها، خندق، تیرکش ها و جان پناه ها می باشد (تصویر ۵).



تصویر ۵- بخش های نارین قلعه: ۱. ارگ حاکم نشین ۲. بخش ویژه ۳. محله ی مسکونی (شار درونی) ۴

. خندق و حصار ۵. هسته ی زیستی ۶. راه

(منبع: اسفنجاری کناری، ۱۳۸۵: ۳۳)

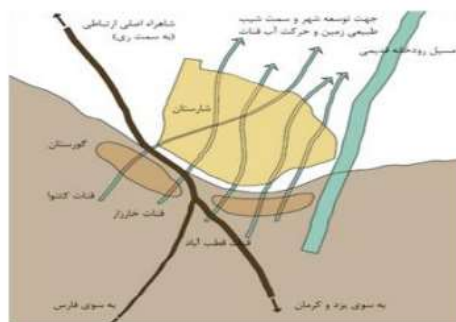
## شارستان میبد

منطقه ی میبد در میانه های دشت فرونشسته یزد- اردکان، که شیبی ملایم از جنوب به شمال دارد، واقع شده است. شارستان میبد درست در لبه ی تراس طبیعی زمین واقع شده، در نتیجه شیبی تند از شمال به جنوب دارد. این شیب در محله ی بالا بیشتر است و در بخش های مرکزی و مسجد جامع، کاهش یافته و در محله ی پایین میبد به کمترین حد خود می رسد. شیب تند محله بالا به اندازه ای است که سطح پشت بام مسجد

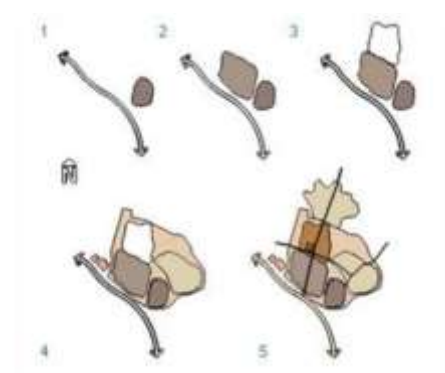
A hand-drawn topographic profile of the road from the station to the village of Khatam. The profile shows a road starting at a station (marked with a circle and '1000') and rising to a village (marked with a cluster of buildings). The road is labeled '1000' at the station and '1000' at the village. The profile is drawn on a grid with a horizontal axis labeled 'محله کتات' (Khatam Village) and a vertical axis labeled 'ارتفاع از سطح دریا' (Elevation from sea level). The profile shows a road starting at a station (marked with a circle and '1000') and rising to a village (marked with a cluster of buildings). The road is labeled '1000' at the station and '1000' at the village. The profile is drawn on a grid with a horizontal axis labeled 'محله کتات' (Khatam Village) and a vertical axis labeled 'ارتفاع از سطح دریا' (Elevation from sea level).

محدوده‌ی اصلی شارستان (حصار‌بست) در دامنه‌ی پایین دست تراس طبیعی زمین واقع است و به واسطه‌ی همین شرایط خاص توپوگرافی، از آب چندین رشته قنات برخوردار است. شکل کلی شارستان از سمت جنوب، به وسیله‌ی یک حصار طبیعی، کاملاً مشخص و محدود شده است. به‌طوری‌که لبه‌های حصار جنوبی شهر بر لبه‌های بالایی تراس زمین منطبق است. مرز شرقی حصار بست را یک مسیل بسیار قدیمی محدود کرده و به مثابه یک خندق طبیعی عمل می‌کرده است. بخش غربی شار درجوار راه باستانی ری به کرمان - شاهراه اصلی فلات مرکزی ایران - قرار دارد که به یک مجموعه‌ی بین‌راهی و منزلگاهی شامل رباط، یخچال، چاپارخانه و آب‌انبار محدود شده است (اسفنجاری کناری، ۱۳۸۵: ۳۹) (تصویر ۷) اظهار نظر دقیق‌تر درباره‌ی مراحل توسعه و گسترش شارستان نیازمند ادامه‌ی پژوهش و بررسی‌های میدانی‌ست؛ ولی گفتنی‌ست محدوده‌ی فعلی شارستان، کامل‌ترین هیئت‌ی است که پس از چندین مرحله رشد و توسعه، پیرایش یافته است و به‌نظر می‌رسد که سرآغاز آخرین تغییرات جدی

آن، از دوره‌ی آل مظفر بوده است. از آن پس تا اواسط قرن اخیر- که تغییرات و دخل و تصرفات وسیعی به واسطه‌ی شهرسازی جدید بر پیکره‌ی این شهر وارد شده- دگرگونی و تغییرات کلانی در شاکله‌ی آن به وقوع نپیوسته است (اسفنجاری، ۱۳۸۵: ۳۹) (تصویر ۸).



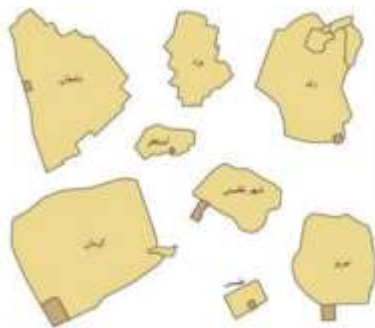
تصویر ۷- نقشه کلی شارستان میبد در رابطه با بستر طبیعی، آب و راه (منبع: اسفنجاری کناری، ۱۳۸۵: ۴۱)



تصویر ۸- مراحل کلی شکل‌گیری و توسعه شارستان میبد بر اساس مطالعات انجام شده: ۱. راه باستانی و دژ میبد ۲. راه باستانی، دژ و

محلۀ بالا ۳. راه باستانی، کهندژ، محلۀ بالا و پایین به همراه مسجد جامع ۴. راه باستانی، کهندژ، محلۀ بالا و پایین و محلۀ کوچک ۵. راه باستانی، کهندژ، محلۀ بالا، پایین و کوچک و محلۀ بشنیغان در بیرون حصار شهر و مجموعه بین راهی رابط شاه عباسی میبد (منبع: اسفنجاری کناری، ۱۳۸۵: ۴۲)

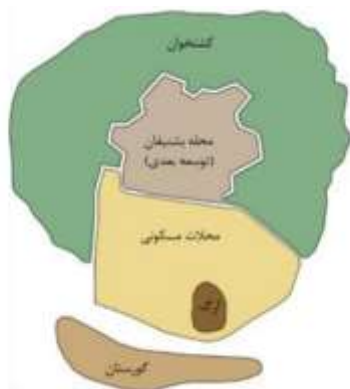
شکل کلی بیشتر شهرهای قدیم ایران همچون ری، کرمان، یزد، دامغان، تبریز و استخر، به استثنای طبس، غیر هندسی ست و نشانگر آن است که این شهرها ضمن گزینش و مکان یابی دقیق، بر اساس محیط طبیعی و وضعیت مورفولوژی و بستر طبیعی خود شکل گرفته اند. ویژگی مشترک و بسیار برجسته ای این شهرها این است که در همه ی آنها ارگ در گوشه ای از شهر قرار داشته و از یک جبهه به حصار و برج و باروی شهر چسبیده است و این مکان یابی به احتمال قریب به یقین به خاطر قدمت مکانی بیشتر این نقطه نسبت به سایر بخش های شهر و همچنین به دلایل امنیتی و استحفاظی در برابر هجوم به شارستان و تسخیر آن و نیز امکان استقلال و امنیت قلعه و ارتباط مستقیم آن با بیرون شهر بوده است (تصویر ۹).



تصویر ۹- نقشه کلی چند نمونه از شهرهای قدیمی محصور، با توجه به وضعیت ارگ و شارستان

شیب زمین، مسیر حرکت قنوات شهر، جنس خاک و همچنین شرایط ژئومورفولوژیک محل سبب شده که در همه ی اعصار و دوره ها، توسعه ی میبد منطبق با جهات اقلیمی و شیب زمین، از جنوب به شمال شکل یابد .

کرانه های جنوبی پشت حصار، به سبب وجود زمینهای خشک و بایر و شرایط سخت و ناامن، مزار و گورستان بوده است. بنابراین، عرصه های عملکردی بیشتر محلات میبد، از جنوب به شمال، به ترتیب گورستان، بافت محله و پس از آن باغها و مزارع بوده است؛ گه گاه در دوره های پررونق، بافت مسکونی اندکی در باغها و بخش های مزروعی نفوذ می کرده است (اسفنجاری کناری، ۱۳۸۵: ۴۲) (تصویر ۱۰).



تصویر ۱۰ - عرصه های کارکردی شارستان میبد (منبع: اسفنجاری کناری، ۱۳۸۵: ۴۲)

ویژگی های مشترک گورستان ها و مزارهای مختلف محلات میبد عبارتند از: ۱- در بیرون محله و حصار بوده اند؛ هر چند که هنگام جنگ و حمله، گورستان موقت درون محله ای نیز وجود داشته است. ۲- عموماً تدفین در بخش های مرتفع تر جنوب محله، زمین های بدون آب و غیرقابل کشت و سکونت انجام می گرفته است. ۳- مکان آن در جهت عکس توسعه ی شهر و محله قرار داشته است. ۴- در جهتی، عکس جهت بادهای خوش منطقه (بادهای بادگیری) قرار گرفته اند؛ در میبد گورستان تقریباً در راستای جهت قبلی محله های مسکونی بوده است. ویژگی های یاد شده درباره ی بیشتر محله های کهن میبد از جمله میبد مرکزی، بارجین، فیروزآباد و مهرجرد مصداق دارد. از ویژگی های بارز شهر میبد، مکان یابی و بستر استراتژیک و ویژه ی آن در پای تراس طبیعی زمین است، که هیئت خاصی برای شهر میبد به وجود آورده است. خط آسمانه ی شهر، پیرو ناهمواری های زمین، منعکس کننده ی

خطوط و دندانه های طبیعی زمین است. دورنمای شمالی شهر که خطوط آسمان آن نرم و متحرک است، به واسطه ی چند عامل ممتاز شکسته شده است؛ حتی امروزه نیز این حالت تحذب در آسمان شهر دیده می شود. سه عنصر قدرتمند نارین قلعه، مسجد جامع و یخچال، هر یک با آهنگی دگرگون، تجلی خود را در دوردست ها اعلام می دارند. مسجد جامع حضور قدرتمند و نمادین خود را بر بام سایر خطوط معماری شهر عرضه می کند. ارگ نارین قلعه به سیمای شهر تشخیصی تاریخی می بخشد. یخچال خشت و گلی میبد با گنبد رفیع و مخروطی شکل خود پس از مسجد جامع و ارگ، بیش از هر عنصر معماری دیگری در شهر خودنمایی می کند. مجموعه ی بافت محصور شهر نیز در یک وحدت و هماهنگی کلی به لحاظ تناسب و مقیاس، بافت پر و خالی، رنگ مصالح و حجم های همگون معماری، عناصر یکدست و تکرار شونده، خطوط صاف و عمودی بادگیرها و صفه های بلند، همه و همه در عین یکپارچگی، تنوع و هویتی خاص دارند و در مجموع عصاره ی فرهنگ کالبدی این شهر کویری را عرضه می دارند (اسفنجاری، ۱۳۸۵: ۴۴).

### ربض یا بیرونه

میبد قدیم شهری است متشکل از یک بخش مرکزی و منظومه ی زیستی دور و نزدیکی که در میانه ی کرانه های سرسبز و غنی باغ ها و مزارع که در گذشته به جز سه محله ی بالا، پایین و کوچک – که در داخل حصار میبد واقع شده و به نام خود میبد خوانده می شدند- همه ی محلات دیگر در بیرون حصار یا ربض قرار داشته و به منزله ی سواد شهر بوده و هر یک نام جداگانه ای داشتند. در نظام شهرسازی قدیم هنگامی که مرکز اداری یک ناحیه به عنوان شهرستان معرفی می شد، آن را با خندق و برج و باروی محکمی محصور می کردند؛ محلاتی که بیرون از حصار و دروازه ها قرار داشتند، بیرونه، ربض یا سواد شهر می خواندند. تهیه ی نیروی انسانی، مواد غذایی، کشاورزی، صنایع و به طور کلی حیات اقتصادی شهر عمیقاً به بیرونه ها بستگی داشت. به این معنی که این محله های بیرونی به همراه یک مرکز اداری، بازرگانی و خدماتی (شارستان) و به اتفاق مرکز سیاسی، مدیریتی و حکومتی شهر یعنی

ارگ، مجموعه‌ی شهر را تشکیل می‌دادند (پویا، ۱۳۷۴: ۱۰۹) از این رو هرچند که خود شارستان میبد نیز در چندین مرحله‌ی توسعه و گسترش، بنیان یافته و به شکل محصور کنونی درآمده است، ولی به مرور با گسترش و رونق شهر و ازدحام جمعیت، شارستان و محلات کهن پیرامونی در خارج از حصارهای خود رشد کرده‌اند؛ این توسعه و گسترش شهری در قالب محله‌های مسکونی تکامل یافته‌ای شکل گرفته و رفته رفته با رونق و پویایی بیش از پیش شهر، به دامنه‌ی محلات شهر نیز افزوده شده است. پیشینه‌ی برخی محلات مانند بیده به دوران پیش از اسلام و برخی دیگر همانند حسن‌آباد و امیرآباد به دوران قاجار می‌رسد. هر یک از این محلات حصار جداگانه‌ای داشتند و از طریق گذرهای اصلی و دروازه‌هایی به شهر مادر متصل می‌شدند. در کنار بیشتر محلات کهن میبد همچون فیروزآباد، مهرجرد، بشنیغان، ده‌آباد، بفروئیه، بدرآباد، رکن‌آباد و بارجین، قلعه‌ای کوچک برای نگهداری اموال و اجناس با ارزش و به‌عنوان پناهگاه وجود داشته است که امروزه برخی از آنها همچون قلعه‌ی بارجین، قلعه‌ی بدرآباد و قلعه‌ی مهرجرد هنوز پابرجا هستند. محلاتی را که تا به امروز باقی مانده و بخشی از ساختار و استخوان‌بندی شهر میبد محسوب می‌شوند، می‌توان به دو بخش شمالی، که بیشتر محلات متعلق به این دسته‌اند، و جنوبی دسته‌بندی کرد. همچنین محلات شمالی شارستان را می‌توان به دو حوزه‌ی شرقی و غربی تقسیم کرد که راه قدیمی ارتباطی محلات (راه میبدی) از میانه‌ی آنها می‌گذشته است؛ بعدها در امتداد و در بخش‌هایی بر روی همین محور، خیابان جدید امام ایجاد شده است. محلات غربی حوزه‌ی شمال شارستان: بیده، مهرجرد، خانقاه، کوچه‌باغ، ده‌آباد، بفروئیه و حسن‌آباد و محلات شرقی آن: فیروزآباد، بارجین و دستکرت‌های آن (شهو، موسی خان...) شورک، یخدان، اکبرآباد، محمودآباد، شاه جهان‌آباد و امیرآباد هستند. محله‌ی بشنیغان چسبیده به حصار شارستان و بخشی از توسعه‌ی آن است. از محلات جنوبی میبد، محله‌ی بدرآباد، رکن‌آباد و شمس‌آباد، قدیمی‌تر و محلات ده‌شیخی، مهرآباد و کاظم‌آباد متأخرند.

## نتایج

به لحاظ ساختارهای مورفولوژیک، منظومه شهری تاریخی را می‌توان حداقل به چهار دسته بزرگ زیر تقسیم‌بندی کرد. در درون هر یک از این ساختارهای مورفولوژیکی مسائل اجتماعی-فرهنگی و بافت انسانی و شیوه خاص از زندگی و سکونت در جریان است که نمی‌توان به صورت یکسان با آنها برخورد کرد. این‌ها عبارتند از: ساختار محلات کهن: فشرده و ارگانیک با ساختاری بسته و مسدود و بدون عرصه‌های سرسبز شهری، ساختار محلات تاریخی: با ساختاری نیمه‌باز و ترکیبی متفاوت از عناصر ساخته‌شده و باغات هم پیوند با آن. محلات پایین اغلب پس از ورود اسلام شکل گرفته‌اند، محلات با ساختار خطی و هندسی: که در عرصه‌های هموار و با ساختمان‌های در ترکیب باغ و عرصه‌های طبیعی شکل گرفته‌اند. محلات هندسی در ادوار متأخر اسلامی، به خصوص دوره قاجار، ایجاد شده‌اند، ساختار مشبک معاصر که با خیابان‌های پهن مدرن بر ساختار قدیمی سه‌گانه‌ی فوق مسلط شده و آن را تضعیف و تکه‌تکه کرده است.

## بحث و نتیجه‌گیری

مهم‌ترین و بارزترین ویژگی میبد، کامل بودن ساختار و شالوده‌ی کهن آن است که متشکل از سه بخش عمده‌ی ارگ (کهندژ)، شارستان (شار میانی) و ربض (بیرونه) است که نمونه‌ای بارز و نشانه‌ای زنده از شهرسازی کهن ایرانی است. میبد از نمونه شهرهای کهن ایرانی است که ساختار و نظام قدیمی خود را حفظ کرده و تا به امروز نیز زندگی در آن جاری است. هر چند که تحرک و جریان زندگی در پیکره‌ی این شهر تاریخی باعث حفاظت و تداوم تاریخی آن شده است ولی تغییر الگوی سکونت و سرعت ساخت و ساز و اقدامات شهرسازی جدید در سه دهه‌ی اخیر، به تهدیدی جدی برای آن تبدیل شده است. از آنجا که تمامیت و کلیت نظام شهرسازی میبد مهم‌ترین مشخصه‌ی آن است، حفاظت و پاسداشت ارزش‌های شهرسازی کهن و میراث شهری آن، بیش از هر چیزی ضرورت دارد.

## منابع

- افشار، ایرج، (۱۳۵۴)، یادگارهای یزد، تهران: انجمن آثار ملی
- اسفنجاری کناری، عیسی، (۱۳۸۱)، طرح ساماندهی، توان بخشی و مرمت شهری محله بالای میبد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه هنر اصفهان
- پویا، عبدالعظیم، (۱۳۷۴) سیمای باستانی شهر میبد، میبد: دانشگاه آزاد میبد
- توسلی، محمود، (۱۳۸۱) ساخت شهر و معماری در اقلیم گرم و خشک ایران، تهران: پیم؛ پیوند نو
- حبیبی، سید محسن، (۱۳۷۵) از شار تا شهر، تهران: دانشگاه تهران
- مجیدزاده، یوسف، (۱۳۶۷) آغاز شهرنشینی در ایران، تهران: مرکز نشر دانشگاهی
- حیدرزاده، محمود، (۱۳۵۷) بلوک میبد، تهران: چکیده
- ستوده، حسینعلی، (۱۳۴۶) تاریخ آل مظفر، تهران: دانشگاه تهران
- فلامکی، محمدمنصور، (۱۳۷۵)، باز زنده سازی بناها و بافت‌های تاریخی، تهران: دانشگاه تهران
- قبادیان، عطاء الله، (۱۳۶۱)، سیمای طبیعی استان یزد در ارتباط با مسائل کویری، یزد: استانداری یزد
- طرح هادی میبد، (۱۳۶۵)، یزد: دفتر فنی استانداری یزد
- طرح جامع شهر میبد، (۱۳۸۰)، شرکت عرصه، سازمان مسکن و شهرسازی استان یزد