شواهد پدوژنتیک تغییرات اقلیمی طی آخرین چرخه یخچالی-بین یخچالی کواترنری، مرکز و شمالشرق ایران

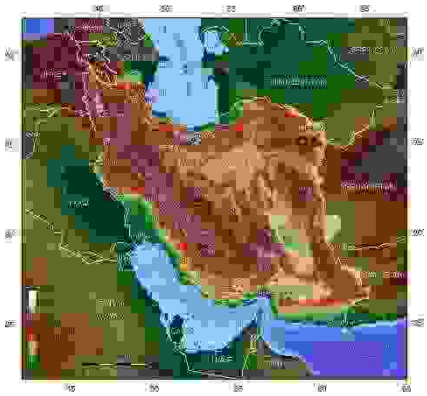
[1]امید بیات، [2] علیرضا کریمی
[1] گروه علوم خاک، دانشگاه صنعتی اصفهان، omid_bayat@ag.iut.ac.ir
[2] گروه علوم خاک، دانشگاه فردوسی مشهد، karimi-a@um.ac.ir

۱- مقدمه

با توجه به تغییرات اقلیمی شدید طی سال‌های اخیر، مطالعه تغییرات اقلیمی و محیطی گذشته مورد توجه بسیاری از پژوهشگران قرار گرفته است. در این مطالعات از شاخص‌ها و ویژگی‌های ژئومرفیک، ژئو شیمیایی و بیولوژیکی گوناگون، جهت باز سازی شرایط اقلیمی و محیطی گذشته استفاده شده است. خاکها بعلت آنکه در تماس مستقیم با پارامترهای اقلیمی تکامل پیدا می کنند، توانائی ارائه شواهدی از پارامتر های اقلیمی گذشته مانند دما، بارش، فصلیت، ترکیب گازهای گلخانه‌ای و تغییرات الگوهای گردش جو را دارا هستند (Dworkin et al, 2005, Sheldon and Tabor, 2009). طی سالهای اخیر تلاشهائی جهت تهیه اطلاعات اقلیمی کمی از ترکیبات خاک ساز (پدوژنیک) انجام شده است (Dworkin et al, 2005 Sheldon and Tabor, 2009). هدف از این پژوهش استخراج اطلاعات اقلیمی گذشته از خاکهای مناطق خشک و نیمه خشک شرق اصفهان و جنوب مشهد میباشد.

۲- مواد و روشها

دو پروفیل خاک یکی در منطقه خشک شرق اصفهان (۵۰ کیلومتری شرق شهر اصفهان) و دیگری در رسوبات لسی جنوب شهر مشهد (در منطقه رباط خاکستری) به روشهای استاندارد مورد تشریح و نمونه برداری قرار گرفت (شکل ۱). نمونه های خاک مورد آنالیزهای فیزیکوشیمیایی قرار گرفت و اندازه گیری آهک به روش تیتراسیون و توزیع اندازه ذرات به روش پیپت انجام شد (Soil Survey Staff, 2014). نمونه های خالص از کربنات های خاکساز تهیه شد و در دانشگاه کلن آلمان مورد اندازه گیری ایزوتوپی به روش استاندارد قرار گرفت (Hoefs, 2009). تعیین دماهای گذشته با استفاده از مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در کربناتها و معادلات پیشنهادی ورکین و همکاران (۲۰۰۵) و با استفاده از نرم افزار میپل ورژن ۹/۰۱ انجام شد.



شکل ۱. موقعیت سایتهای مورد مطالعه در شرق اصفهان (سایت ۱) و جنوب مشهد (سایت ۲)

منطقه اصفهان دارای میانگین دمای سالانه حدود ۱۶/۱ درجه سانتیگراد و بارش سالانه حدود ۱۱۰ میلیمتر هست در حالیکه منطقه جنوب مشهد دارای میانگین دما و بارش به ترتیب ۱۴/۲ درجه سانتیگراد و ۲۵۵ میلیمتر است. بنابراین در شرایط اقلیم فعلی، امکان شستشوی پروفیل خاک برای مناطق مورد مطالعه وجود ندارد و شواهد تکامل خاکها مربوط به شرایط اقلیمی گذشته هستند.

۳- نتایج

مورفولوژی خاک منطقه اصفهان نشانگر تشکیل و تکامل افق تجمع کربنات ها (کلسیک) و افق تجمع رس (آرجیلیک) است (جدول ۱) و دارای حداکثر مقدار آهک (۴۲٪) در افق کلسیک و حداکثر مقدار رس (۳۰٪) در افق آرجیلیک هست (جدول ۱). آخرین وقایع خاکسازی و تشکیل افق آرجیلیک در منطقه شرق شهر اصفهان به روش سن سنجی لومینسانس در حدود ۳۲ تا ۴۸ هزار سال پیش (MIS 3a) میباشد (Rashidi Koochi et al., 2017). پروفیل جنوب مشهد (رباط خاکستری) از یک لایه رسوبات لسی بر روی گرانیت تشکیل شده است و دارای یک افق تجمع کربنات‌های پدوژنیک (Bk) و یک افق آرجیلیک می‌باشد. رسوبات لسی این خاکرخ بین ۱/۸±۱۹/۶ تا ۱±۱۲/۵ هزار سال قبل، یعنی از زمان حداکثر شدت یخچالی (Last Glacial Maximum (LGM)) در محدوده مرحله دوم ایزوتوپ دریایی (MIS 2) تا هولوسن تشکیل شده است (Karimi et al., 2011). وجود افق Bk بر حاکمیت شرایط مرطوب‌تر طی هولوسن (ابتدایی تا میانی) نسبت به زمان حال دلالت داشته و امکان انتقال و تجمع کربنات‌ها فراهم شده است. افق قرمزرنگ Btk زیرین احتمالا شرایط گرمتر و مرطوبتری را تجربه کرده است. در این خاکرخ اثری از رسوبات دوره‌های MIS 3 و MIS 4 نبوده که ممکن است به‌دلیل فرسایش یا کم بودن میزان رسوب‌گذاری باشد (Karimi et al., 2011).

جدول ۱. تکامل پروفیلی، مقادیر رس و آهک و مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در کربناتهای افقهای کلسیک

افق	عمق (سانتیمتر)	رس (درصد)	آهک (درصد)	$\delta^{18}O$ (PDB)
شرق اصفهان				
A	۰-۱۱	۲۱	۳۴	-
Btk	۱۱-۳۱	۳۰	۳۵	-۶/۲۳
Bk	۳۱-۶۴	۲۶	۴۳	-۶/۸۵
جنوب مشهد				
A	۰-۱۵	۱۱	۲۷	-
Bk	۱۵-۴۰	۱۶	۴۲	-۵/۴۲
Btk	۴۰-۸۵	۱۷	۳۱	-۴/۷۳

۴- بحث و نتایج و یافته ها

نتایج نشانگر تشکیل افقهای کلسیک و آرجیلیک طی آخرین چرخه یخچالی-بین یخچالی کواترنری در خاکهای مناطق خشک و نیمه خشک مرکز و شمالشرق کشور هست . بطورکلی، افقهای کلسیک در خاکهائی با زهکشی مناسب و در شرایط اقلیمی نیمه خشک که آبشوئی برای حذف کامل کربنات ها از سیستم خاک کافی نباشد تشکیل میشوند. بارش سالانه به میزان ۴۰۰-۶۰۰ میلیمتر (بسته به فصل بارش) با توزیع فصلی جهت شستشوی کربنات ها و تشکیل افقهای کلسیک مورد نیاز است(Schaetzl and Anderson, 2015). بنابراین در دوره تشکیل افقهای کلسیک در مرکز و شمالشرق ایران حداقل بارش سالانه ۴۰۰ میلیمتر وجود داشته است.

تشکیل و تکامل افقهای آرجیلیک در شرایط با رطوبت موثر بیشتر نسبت به افقهای کلسیک انجام میشود(Schaetzl and Anderson, 2015). جهت تشکیل افقهای آرجیلیک لازم است ابتدا عناصر محلول و کربنات ها از محیط خاک خارج شوند و سپس انتقال و تجمع ذرات رس انجام شود. حذف کامل کربنات ها از سیستم خاک با مواد مادری آهکی نیازمند بارندگی زمستانه به مقدار سالانه ۶۰۰-۸۰۰ میلیمتر است (Gviritzman and Wieder, 2001). با توجه به مواد مادری آهکی و وقوع فرآیندهای هوادیدگی و اضافه شدن دائم کربنات‌ها، لازم است شستشوی خاکها بصورت دائم و بلند مدت انجام شود و سپس انتقال و تجمع ذرات رس و تشکیل افقهای آرجیلیک انجام شود(Schaetzl and Anderson, 2015). بنابراین، تشکیل افقهای

آرجیلیک وجود دوره های نیمه مرطوب (با بارش سالانه حداقل ۶۰۰ میلیمتر) طی ۴۰ هزار سال گذشته در مناطق خشک و نیمه خشک کشور را اثبات میکند.

در زمان تشکیل کربنات ها فرآیند تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین آب و یونهای کربنات رخ می دهد که این فرآیندی وابسته به دما است و مقادیر $\delta^{18}O$ در کربناتهای ثانویه وابسته به ترکیب ایزوتوپی آبی است که از آن تشکیل شده و دمای کریستالیزاسیون است(Sheldon and Tobar, 2009). این اصول در مدلسازی تخمین دماهای گذشته با استفاده از کربناتهای پدوژنیک مورد استفاده قرار گرفته و ورکین و همکاران (۲۰۰۵) با استفاده از بانک اطلاعاتی آژانس بین‌المللی انرژی اتمی و سازمان هواشناسی جهانی مدلی برای تخمین کمی دماهای گذشته با استفاده از کربنات‌های پدوژنیک در عرضهای میانی ارائه کردند (Dworkin et al, 2005). در توسعه این مدلها فرضیات زیر در نظر گرفته شده است: ۱) دما کنترل اصلی بر ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در آب بارش دارد. ۲) دمای خاک و دمای سطحی در تعادل قرار دارند. ۳) ترکیب ایزوتوپی اکسیژن آب بارش در کربنات ها حفظ شده و توسط فرآیندهای دیاژنتیک بعدی تغییر پیدا نکرده است. ورکین و همکاران (۲۰۰۵) بیان کرده اند مقادیر ایزوتوپی اکسیژن بین ۱- تا ۱۳- در هزار (بر حسب PDB) نشانگر دامنه دماهای تشکیل کربنات‌ها در خاکهاست و مقادیر خارج از این دامنه دلالت بر فرآیندهای تبلور مجدد و یا تبخیر شدید آب خاک است و مناسب برای تخمین دماهای گذشته نیست. مقادیر ایزوتوپی اکسیژن کربنات های مورد مطالعه در پژوهش حاضر در دامنه ۴/۷۳- تا ۶/۸۵- در هزار بر حسب PDB بوده (جدول ۱) و در دامنه مقادیر معتبر بیان شده توسط ورکین و همکاران (۲۰۰۵) قرار دارد. بازسازی دماهای گذشته با استفاده از $\delta^{18}O$ درافقهای کلسیک میانگین دمای سالانه در حدود ۸/۶ درجه سانتیگراد برای منطقه شرق اصفهان و حدود ۱۵/۲ درجه سانتیگراد برای منطقه شمالشرق ایران را نشان میدهد. آخرین دوره تشکیل خاک در منطقه شرق اصفهان در حدود ۴۸ تا ۳۲ هزار سال قبل بوده است (Rashidi Koochi et al., 2017) و نتایج مرفولوژی و ایزوتوپی کربناتها دلالت بر شرایط سرد و مرطوب طی این دوره در مناطق بیابانی شرق اصفهان دارد. در شمالشرق ایران تشکیل کربناتها طی هولوسن (ابتدایی تا میانی) رخ داده (Karimi et al., 2011) و بنظر میرسد در این دوره بین یخچالی، شرایط گرم و مرطوب با میانگین دما در حدود ۱ درجه سانتیگراد بیش از شرایط فعلی حاکم بوده است.

در مجموع بنظر میرسد خاکها قابلیت مناسبی برای ارائه اطلاعات کمی اقلیم گذشته بخصوص برای مناطق خشک و نیمه خشک کشور را باشند.

۵- کلمات کلیدی: تغییرات اقلیمی، خاک‌ها؛ دماسنجی دیرینه .

۶- مراجع

[1] Dworkin, S. I., Nordt L. and S. Atchley, **Determining Terrestrial Paleotemperatures Using the Oxygen Isotopic Composition of Pedogenic Carbonate**, Earth and Planetary Science Letters, 237, 56-68, 2005.

[2] Gvirtzman G., and M. Wieder, **Climate of the Last 53,000 Years in the Eastern Mediterranean, Based on Soil-Sequence Stratigraphy in the Coastal Plain of Israel**, Quaternary Science Reviews, 20, 1827-1849, 2001.

[3] Hoefs, J., **Stable Isotope Geochemistry**, Berlin, Springer-Verlag, 2009.

[4] Karimi, A., Frechen, M., Khademi, H., Kehl, M. and A. Jalalian, **Chronostratigraphy of Loess Deposits in Northeast Iran**, Quaternary International, 234, 24-132, 2011.

[5] Rashidi Koochi, Z., Sohbati, R., Karimi, A., Farpoor, M., Khormali, F., Thompson, W., Murray, A., **OSL dating of palaeosols in the arid environments of Iran**, Abstracts of the 15th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance, Dating, p. 166, Cape Town, South Africa, 2017.

[6] Schaetzl, T. J., and M. L. Thompson, 2015, **Soils Genesis and Geomorphology**, Cambridge, Cambridge University Press, 2015.

[7] Sheldon N. D., and N. J. Tabor, **Quantitative Paleoenvironmental and Paleoclimatic Reconstruction Using Paleosols**, Earth-Sciences Reviws, 95, 1-52, 2009.

[8] Soil Survey Staff, **Kellogg Soil Survey Laboratory Methods Manual**, Soil Survey Investigations Report No. 42, Version 5.0., Madison, U.S. Department of Agriculture, 2014.

تعیین نقش عوامل مؤثر بر حرکات ریزشی تاقدیس خاویز با استفاده از مدل آنتروپی

[۱]حمید بابلی موخر،[۲]علی رضا تقیان ،[۳]کورش شیرانی
[۱]دانشجوی دکترای ژئومورفولوژی، دانشگاه اصفهان، h.baboli52@yahoo.com
[۲]استادیار گروه جغرافیا، ژئومورفولوژی، دانشگاه اصفهان، a.taghian@geo.ui.ac.ir
[۳]استادیار و پژوهشگر مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان اصفهان k_sh424@yahoo.com

چکیده

پدیدهٔ ریزش های سنگی نیز، همچون دیگر پدیده های ژئومورفولوژی، نتیجه عملکرد چندین عامل و همچنین تأثیر متقابل عوامل مختلف بر یکدیگر است. ریزش با جنس سنگ های جداره ها و دامنه ها ارتباط دارد و با دخالت های انسان در محیط طبیعی تشدید می گردد. تاقدیس خاویز با ترکیب سنگی آهک آسماری و میان لایه ی مارنی-آهکی پابده گورپی مستعد وقوع پدیده ریزش می‌باشد. انحلال آهک آسماری از درون و همچنین تخریب سازندهای میان لایه ای شیلی- مارنی پابده و گورپی منجر به سقوط تخته‌سنگ‌ها و صخره‌های دیواره‌های بلند و عمودی گشته و از عوامل اصلی پدیده ریزش در تاقدیس خاویز می باشد. بخشی از واریزه‌های پای دامنه‌ها نیز نتیجه خردشدگی مکانیکی بخصوص نتیجه عملکرد شرایط ترموکلاستی در صخره‌های می باشد که به‌دلیل ضعف پوشش گیاهی، در طول سال در معرض مستقیم شرایط جوی قرار دارند. در این پژوهش پس از تهیه لایه های اطلاعاتی مختلف نقش عوامل تأثیرگذر در وقوع ریزش های حادث شده در تاقدیس خاویز مورد بررسی قرار گرفته و سهم این عوامل در چهارچوب مدل آنتروپی مشخص گردیده است. نتایج نهایی حاصل از اجرای مدل نشان داد که عامل شیب و لیتولوژی به ترتیب با وزن نهایی(Wj) ۰/۶۱۲ و ۰/۵۷۳ بیتشرین تأثیر را در وقوع ریزش‌های تاقدیس خاویز داشته است.

واژگان کلیدی: مخاطرات دامنه ای، ریزش، مدل آنتروپی، تاقدیس خاویز

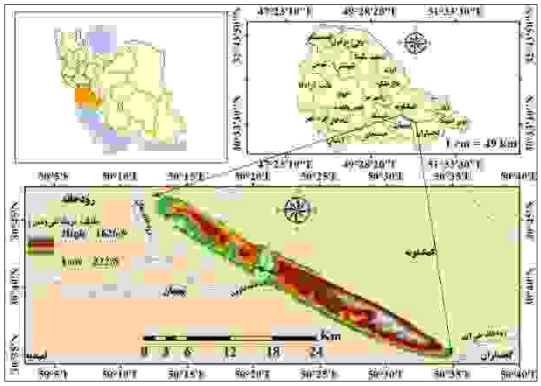
۱-مقدمه

سقوط سنگ‌ها حاصل جدا شدن قطعات بزرگ و کوچک از جدار پرتگاه‌های سنگی است. چنانچه قطعات ریز و درشت همزمان به صورت توده‌ای بزرگ سقوط کنند، آنرا ریزش می‌نامند(محمودی، ۱۳۷۴: ۳۸). ریزش سنگ شامل حرکت ناگهانی یا تند بلوک‌های لق‌شده یا مجموعه‌ای از سنگ‌های سخت جداشده از دیواره‌ها و پرتگاه‌های سنگی پرشیب است که بطور معمول در راستای سطوح لایه‌بندی درزه‌ها و مناطق گسلی یا سطوح گسلی رخ می‌دهد(چایو، تانگ و ونگ، ۲۰۰۴). براساس برآوردهای انجام گرفته، ۱۰ درصد جمعیت جهان در نواحی کوهستانی زندگی می‌کنند و ۳۶ درصد از اراضی جهان در نواحی کوهستانی واقع شده‌اند که بدلیل افزایش جمعیت جهان، فعالیت‌های انسانی در نواحی کوهستانی دور از دسترس نیز افزایش چشمگیری یافته است(کرم، ۱۳۹۲: ۷۶). ریزشهای سنگی یکی از انواع حرکات دامنه‌ای محسوب می‌شود که همه ساله در کوهستان‌های سنگی به وفور رخ می‌دهد و به هنگام وقوع در کنار ساختارهای انسانی، خساراتی را به همراه دارد. ارزیابی میزان خطر چنین وقایعی در هر مقطع زمانی ویژه، در علوم طبیعی و اقتصادی، از مهمترین موضوعاتی بوده که ذهن متخصصین امر را از دیرباز به خود مشغول داشته است(بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸: ۶۸). پدیدهٔ ریزش‌های سنگی نیز، همچون پدیده‌های دیگر ژئومورفولوژی، نتیجه عملکرد چندین عامل و حاصل تأثیر متقابل عوامل مختلف بر یکدیگر است. جنس بستر پدیدآمدن حرکات توده‌ای، شیب دامنه و دیواره دره، کاربری اراضی، گسل خطوط ارتباطی و زهکشی و مانند اینها، از دسته عوامل تأثیرگذار بر وقوع این پدیده‌ها هستند(جوکار سرهنگی، ۱۳۹۲: ۱۸۸).

در زمینهٔ ریزش مطالعات ارزشمندی انجام گرفته است: لان، مارتین، ژویو و لیم(۲۰۱۰) برای ارزیابی خطر ریزش در امتداد راه آهن کانادا از داده های LIDAR مدل سه بعدی و از سوابق ریزش های رخ داده، برای درجه بندی فرآیندهای فیزیکی بهره گرفتند. تونسول اوغلو و زورلو(۲۰۰۹: ۹۶۳) به کمک مشاهدات میدانی و بااستفاده از نرم افزار Rackfall V.4 نقشهٔ پهنه‌بندی وقوع ریزش قلعه اورتا حصار در منطقهٔ کاپادوکیه در کشور ترکیه را ترسیم کردند. جوکار سرهنگی و همکار(۱۳۹۲) نسبت به اولویت‌بندی عوامل مؤثر بر ریزش و سپس تهیهٔ نقشه خطر آن بااستفاده از مدل‌های ارزش اطلاعات و فرایند تحلیل سلسله مراتبی دردره درهٔ هراز اقدام کرده‌اند. ارزیابی مد ل‌ها و نشان داد که مدل‌های ارزش اطلاعات و تحلیل سلسله مراتبی، به‌ترتیب با احتمال تجربی ۰/۷۳۷ و ۰/۸۴۲ برای پهنه‌بندی در منطقه مناسب هستند؛ اما در مقایسه، وزن‌دهی عوامل با استفاده از تحلیل سلسله مراتبی موجب افزایش دقت کار شده است. کرم و همکاران(۱۳۹۲) به منظور پهنه‌بندی خطر حرکات ریزشی در شهرستان ماکو از مدل‌های تاپسیس و فازی استفاده کرده و بیان می‌دارند که مدل گامای ۰/۹ مناسب‌ترین پهنه‌بندی را از حرکات ریزشی ارائه می‌دهد. بر اساس نقشه به‌دست آمده از این مدل، سطوح با پتانسیل بالای حرکات دامنه‌ای دارای شیبی بیش از ۳۰ درصد و ارتفاع حدود ۱۳۰۰ تا ۱۶۰۰ متر هستند و اغلب از سنگ آهک تشکیل شده‌اند. بیاتی خطیبی (۱۳۸۸) با استفاده از روش دو متغیره به ارزیابی سهم عوامل تأثیرگذار در وقوع ریز ش‌های سنگی در حوضه قرنقوچای پرداخته و نقشه پهنه‌بندی ریزش‌های سنگی حوضه را ترسیم کرده‌اند. نقشه حاصل نشان داد که، دامنه‌های متشکل از مواد آذرین(داسیت و آندزیت)، بویژه گدازه‌های میوسن، بیشترین تکه های سنگی را در اختیار پای دامنه‌ها قرار می‌دهند. از دیگر پژوهش‌های انجام شده در این زمینه می‌توان به مطالعات بولین و همکاران(۲۰۱۰) در تنگ هوی کشور چین و توپال و آکین(۲۰۱۲) در تحلیل خطر ریزش در کاستامونوی ترکیه اشاره کرد.

۲- موقعیّت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

تاقدیس خاویز به طول تقریبی ۴۲ و حداکثر عرض ۵/۲۲ کیلومتر و به مساحت تقریبی ۱۷۴/۶ کیلومتر مربع، در موقعیت جغرافیایی ´۳۴ °۳۰ تا ´۴۸ °۳۰ عرض شمالی و ´۱۲ °۵۰ تا ´۳۴ °۵۰ طول شرقی، از شرق به سمت شمال بهبهان کشیده شده است. این محور از شمال به دشت تشان و تاقدیس بنگستان(مرکب از کوههای ریش و حاتم) و از جنوب شرق به رودخانهٔ خیرآباد و از شرق به شهرستان دهدشت در استان کهگیلویه و بویراحمد و از غرب به دشت بهبهان محدود می‌شود(شکل۱). دره عرضی تنگ تکاب تاقدیس خاویز را به دو بخش جنوب شرقی کوه خاویز(کوه خیز) و بخش شمال غربی کوه بدیل تقسیم نموده است. رودخانه مارون از جهت شمال به تنگ تکاب وارد و از سمت جنوب از آن خارج و به دشت بهبهان وارد می شود.



شکل۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

۳- مواد و روش‌ها

در این پژوهش ابتدا نسبت به شناسایی نقاط ریزشی بااستفاده از تصاویر ماهواره‌ای Google earth اقدام و به منظور ارزیابی صحت تصاویر بازدیدهای مکرر میدانی از منطقه صورت گرفته و در نهایت نقشه پراکنش ریزش‌ها ترسیم گردید(شکل.....). باتوجه به پیشینه پژوهش‌های انجام‌شده عواملی که در وقوع ریزش مؤثر می‌باشد شناسایی و نقشه‌های آنها در محیط نرم افزار ArcGIS رقومی گردید(شکل۲). از آنجا که تئوری آنتروپی می‌تواند به عنوان یک رویکرد مدیریتی تأثیر به‌سزایی در شناسایی عوامل مؤثر و میزان تأثیر گذاری آنها داشته باشد در این پژوهش از مدل آنتروپی استفاده شده است. آنتروپی، یک رویکرد مدیریتی است که به منظور برخورد با بی نظمی، بی ثباتی، اغتشاش و عدم یقین های موجود در یک سیستم مورد استفاده قرار گرفته (یوفنگ[1] و همکار، ۲۰۰۹: ۸۳) و مبین مقدار عدم اطمینان در یک توزیع احتمال پیوسته است(ضرابی و همکاران، ۱۳۹۱: ۸۵). تئوری مذکور اولین بار توسط استفان بولتزمن (اصل دما پویا یا ترمودینامیک) مطرح و نهایاً توسط شانون (۱۹۴۸) بصورت کمی ارائه شد(شانون[2]، ۱۹۴۸: ۳۷۹). آنتروپی در حقیقت بیانگر آن است که چگونه از بین عوامل موثر یک هدف، می توان مهم ترین عوامل را تخمین زد یا به عبارتی متغیرهایی که بیشترین تأثیر را در رخداد یک واقعه دارند برای ما مشخص می نماید(پورقاسمی و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۸۴). از آنجا که وقوع ریزش، بسته به شرایط منطقه معمولاً فاکتورهای مختلفی تأثیرگذار می باشد بنابراین تئوری مذکور می تواند به عنوان یک رویکرد مدیریتی تأثیر بسزایی در شناسایی عوامل موثر و میزان تأثیر گذاری آنها داشته باشد(شارما[3]، ۲۰۱۰: ۴۲۱). بطورکلی به‌منظور اولویت‌بندی عوامل مؤثر بر وقوع ریزش و تهیه نقشه حساسیت‌پذیری آن بااستفاده‌از روش مذکور از رابطه‌های ۱ تا ۵ استفاده میگردد(بدناریک[4]، ۲۰۱۰ و پورقاسمی، ۲۰۱۲). که در آن: P_{ij}: تراکم ریزش هر طبقه، (P_{ij}): احتمال تراکم ریزش هر عامل و کلاسهای مرتبط با آن، H_j و H_{jmax} مقادیر آنتروپی و ماکزیمم آنتروپی، I_j ضریب اطلاعات و W_J: وزن نهایی هر عامل و با ضرب آن در کلاسهای عامل مذکور، نقشه‌های وزنی با هم جمع شده و نقشه نهایی حساسیت ریزش بدست می‌آید. طبقه‌هایی که از مقادیر عددی بیشتری برخوردارند، وزن بیشتری را در رخداد ریزش به خود اختصاص می دهند.

$$(P_{ij})=\frac{P_{ij}}{\sum_{j=1}^{Sj} P_{ij}} \qquad \text{رابطه ۱}$$

$$H_j=-\sum_{i=1}^{S_j}(P_j)log_2(P_{ij}), j=1,\dots.,n \qquad \text{رابطه۲}$$

$$H_{j\,max}=log_2 Sj \qquad Sj-number\ of\ classes \qquad \text{رابطه ۳}$$

$$I_j=\frac{H_{jmax}-H_j}{H_{jmax}}, I=(0,1), j=1,\dots,n \qquad \text{رابطه ۴}$$

[1]- Yufeng

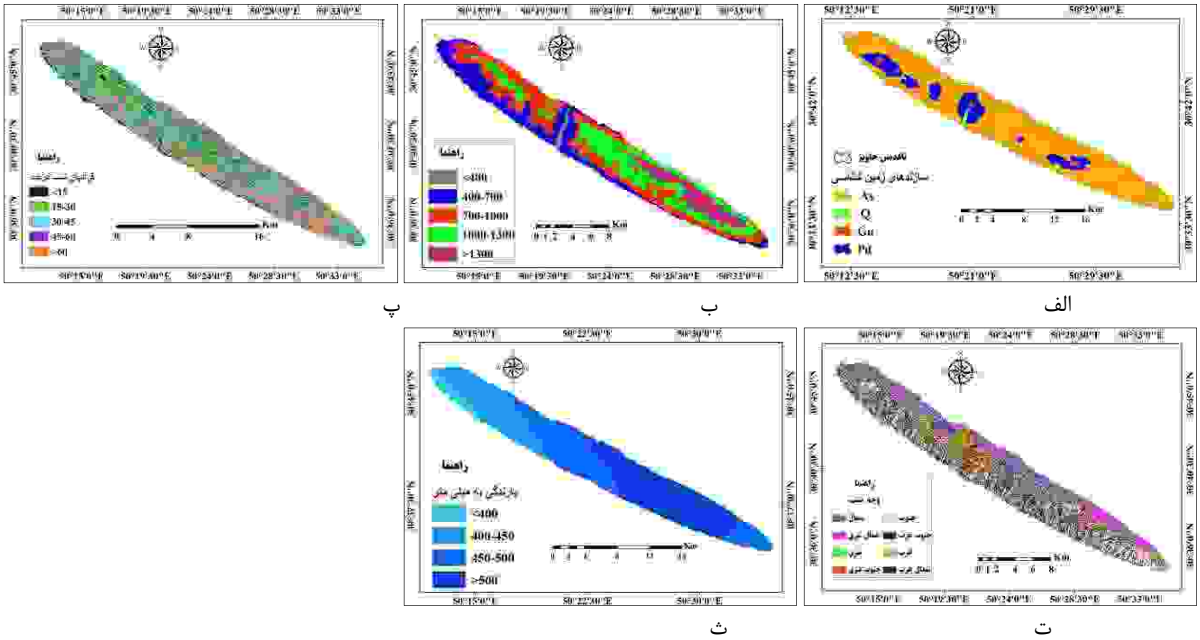
[2]- Shannoon

3- Sharma

[4]-Bednarik

رابطه ۵

$$W_J = I_j P_{ij}$$



الف ب پ

ت ث

شکل۲: نقشه عوامل مؤثر در ریزش، الف) نقشه سنگ شناسی، ب) نقشه طبقات ارتفاعی، پ) نقشه شیب، ت) نقشه وجه شیب، ث) نقشه بارندگی،

۴- ویژگی های زمین شناسی و تکتونیکی تاقدیس خاویز

با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۳ واحد سنگ شناسی در تاقدیس خاویز رخنمون دارند که قدیمی ترین آنها سازند گورپی می باشد که در اواخر کرتاسه بر جای گذاشته شده است و از رسوب های شیل و مارن تشکیل شده است. سازند جوانتر سازند شیلی پابده می باشد که در زمان ائوسن نهشته شده است. هر دوی این سازندها در حوضه های محوری رخنمون دارند. سومین واحد سنگ‌شناسی و در واقع مهمترین آنها، سازند آهکی آسماری می‌باشد که حدود ۹۵ درصد پوشش تاقدیس خاویز را تشکیل می دهد و سن آن الیگو-میوسن می باشد. این تاقدیس از نظر ساختاری در زون زاگرس چین‌خورد واقع شده و از سیستم چین‌خوردگی موازی حاکم بر رشته کوه زاگرس تبعیت کرده و به علت پیشرفت مراحل چین خوردگی دارای شکل نامتقارن است. دامنه شمالی آن دارای شیب بیشتری از دامنه جنوبی می باشد. از نظر زمین‌شناسی نیز دارای همان ویژگی‌های زاگرس چین‌خورده می‌باشد. حداقل ۲۴ گسله در تاقدیس خاویز وجود دارد که روند بیشتر آنها همان روند غالب زاگرس شمال‌غرب –جنوب‌شرق می باشد. ضمن اینکه در حاشیه جنوبی تاقدیس خاویز نیز ۳ گسله عمده به نامهای: گسل تشان- ارجان، گسل بهبهان و گسل کوچک ارجان وجود دارد(ثروتی و همکار، ۱۳۸۳: ۱۳). هر سه گسله دارای روند شمال غرب–جنوب شرق می‌باشد. درست در شمال بهبهان و در جنوب تاقدیس خاویز هر سه گسله دارای چنین موقعیتی هستند که گسله بهبهان به طول ۸۰ کیلومتر بین سازند گچساران در شمال گسله و آبرفت های شمالی دشت بهبهان در جنوب گسله قرار دارد. گسله تشان-ارجان به طول ۶۰ کیلومتر بین سازند گچساران در جنوب گسله و سازند آسماری تاقدیس خاویز در شمال گسله دیده می‌شود و گسله کوچک ارجان نیز به طول ۸ کیلومتر در حد فاصل دو گسله فوق قرار دارد(بربریان و قریشی، ۱۳۶۷: ۶). نتایج حاصل از تهیه نقشه ISODENSITY گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه نشان می‌دهد که بیشترین تراکم گسل و شکستگی در یال جنوبی تاقدیس خاویز می‌باشد(بهاروند و همکارن، ۱۳۹۴).

۵- بحث و نتایج و یافته های تحقیق

ریزش با جنس سنگ‌های جداره‌ها و دامنه‌ها ارتباط دارد. سنگ‌های طبقه طبقه، بخصوص وقتی که طبقات سخت و سست باشند، بیشتر تحت تأثیر ریزش قرار می‌گیرند. زمین‌های آهکی مستعد ریزش هستند(حریریان، ۱۳۶۹: ۱۸۲). تاقدیس خاویز با ترکیب سنگی آهک آسماری و میان لایه ی مارنی-آهکی پابده گورپی مستعد وقوع پدیده ریزش می‌باشد. انحلال آهک آسماری از درون و همچنین تخریب سازندهای میان لایه ای شیلی- مارنی پابده و گورپی منجر به سقوط تخته‌سنگ‌ها و صخره‌های دیواره‌های بلند و عمودی گشته و از عوامل اصلی پدیده ریزش در تاقدیس خاویز می باشد. بخشی از واریزه‌های پای دامنه‌ها نیز نتیجه خردشدگی مکانیکی بخصوص نتیجه وقوع پدیده ترموکلاستی در صخره‌های می‌باشد که به‌دلیل ضعف پوشش گیاهی در طول سال در معرض مستقیم شرایط جوی قرار دارند. نتایج نهایی حاصل از اجرای مدل آنتروپی نشان داد که عامل شیب و لیتولوژی به ترتیب با وزن نهایی(Wj) ۰/۶۱۲ و ۰/۵۷۳ بیشترین تأثیر را در وقوع ریزش‌های تاقدیس خاویز داشته است. مقدار عددی Pij حاصل از میزان تراکم ریزش (۴/۶۷) نشان می دهد که بیشترین ریزش‌های حادث‌شده در صخره‌ها و دیواره‌های آهکی با شیب بیش از ۰/۶۰ اتفاق افتاده است. همچنین در محل‌های که به دلیل تناوب سنگهای سخت و سست(آهک-مارن وشیل) لایه‌های شیلی و مارنی پابده-گورپی در زیر سری‌های ضخیم آهک آسماری قرار گرفته است به‌دلیل از بین رفتن لایه‌های سست وقوع پدیده ریزش چشمگیر می باشد. بطوریکه میزان Pij در این واحدهای

سنگی برابر با ۳/۴۷ می باشد. در بخش‌های از محور تاقدیس خاویز که‌در نتیجه فعالیت عوامل فرسایش آبی و شرایط لیتولوژی به تنگ تبدیل شده و یا به شکل دره‌های یالی(رو یا روز) در دامنه رو به جنوب تاقدیس گسترش یافته‌اند و در فرآیند تبدیل شدن به تنگ قرار گرفته است به دلیل خالی شدن پاشنه دیواره‌ها درصد وقوع ریزش بسیار بیشتر است.

۶- مراجع

[۱] بهاروند، سیامک، سوری، سلمان و قاسمی، مریم(۱۳۹۴) تحلیل گسل‌ها و شکستگی‌های تاقدیس نفت خیز خاویز با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور، فصلنامه زمین‌شناسی محیط زیست، سال نهم، شماره۳۳.

[۲] بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۸۸) تحلیل و ارزیابی سهم عوامل تأثیرگذار در وقوع ریزش‌های سنگی بااستفاده از روش دو متغیره، مطالعه موردی: حوضه قرنقوچای(واقع در دامنه شرقی توده کوهستانی سهند، شمال غرب ایران)، فصلنامه جغرافیای سرزمین، شماره ۲۲، ۸۳-۶۷.

[۳] پورقاسمی، حمیدرضا، مرادی، حمیدرضا و فاطمی عقدا، سید محمود(۱۳۹۲) اولویت بندی عوامل موثر بر وقوع زمین لغزش و پهنه بندی حساسیت آن با استفاده از شاخص آنتروپی شانون، مجله ی علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، شماره ۷۰.

[۴] ثروتی، محمدرضا و اسکانی کزازی، غلام حسین(۱۳۸۳) ژئومورفولوژی کارست در تاقدیس خاویز(شمال شرق بهبهان)، فصلنامه جغرافیای سرزمین، سال اول، شماره۳، ص ۲۵-۱۰.

[۵] جوکار سرهنگی، عیسی(۱۳۹۲) اولویت‌بندی عوامل مؤثر بر ریزش و تهیهٔ نقشهٔ خطر آن بااستفاده از مدل‌های ارزش اطلاعات و فرآیند تحلیل سلسله مراتبی(مطالعهٔ موردی: درهٔ هراز)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، شماره۲، ۱۹۸-۱۸۷.

[۶] حریریان، م (۱۳۶۹) ژئومورفولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران.

[۷] ضرابی، اصغر، دیوسالار، اسدالله و کنعانی، محمدرضا(۱۳۹۱)، تحلیل فضایی سکونتگاه های شهری بر اساست توان های محیطی (مطالعه ی موردی: استان مازندران)، برنامه ریزی و آمایش فضا، دوره شانزدهم، شماره ۲، صص ۱۰۰-۷۸.

[۸] کرم، امیر، قلی زاده، آیلا، آقاعلیخانی، مرضیه و افشار منش، حمیده(۱۳۹۲) کاربرد مدل‌های تاپسیس و فازی در پهنه‌بندی خطر حرکات ریزشی (مطالعه موردی: شهرستان ماکو)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، شماره۳، صص ۹۴-۷۵.

[۹] محمودی، فرج الله(۱۳۸۰) ژئومورفولوژی دینامیک، انتشارت دانشگاه پیام نور، تهران.

[10] Bolin, H., Chen, L., Xuanming, P., Guanning, L., Xiaoting, C., Haogang, D., Tianci, L., 2010, Assessment of the risk of rockfalls in Wu Gorge, Three Gorges, China, Landslides, Vol. 7, No 1, PP. 1-11.

[11] Bednarik, M. Et al., "Lanslide Susceptibility Assessment of the Kral ' Ovany –Liptovsky' Mikulas Railway Case Study" , Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 35, Pp. 162-171, 2010.

[12] Chau, K. T., Tang. Y.F., Wong, R. H. C., 2004, GIS-Based Rock Fall Hazard Map for Hong Kong. The Journal of Rock Mechanics and Mining, Science, Vol. 41, PP. 846-851.

[13] Lan, H., Martin, C. D., Zhou, Ch., Lim, Ch. H., 2010, Rockfall Hazard Analysis Using LIDAR and Spatial Modeling, Geomorphology, Vol. 118, No. 1-2, PP. 213-223.

[14] Purghsemi, H. R, M. Mohammady, and B. Pradhan. 2012a. Lanslide Susceptibility mapping using index of entropy and Conditional probability models in GIS. Safarood Basin, Iran, Catena 97: 71-84.

[15] Tunusluoglu, M. C., Zorlu, K. 2009, Rockfall Hazard Assessment in a Cultural and Natural Heritage (Ortahisar Castle, Cappadocia, Turkey), Environmental Geology, Vol. 56, No. 5, pp. 963-972.

[16] Sharma, L.P., N. Patel, M.K. Ghose and P. Debnath. 2010. Influence of Shannon's entropy on Landslide-Causing Parameters for Vulnerability Study and Zonation-a Case Study in Shikkim, India. Arab.J. Geosic. 5(3): 421-431.

[17] Shannoon, C.E. 1948. A mathematical theory of Communication. Bulletin System Technol.J. 27: 379-423.

[18] Topal, T., Akin, M. K. and Akin, M. 2012, Rockfall hazard analysis for an historical Castle in Kastamonu (Turkey), Nat Hazards, Vol. 62, No. 2, PP. 255-274.

[19] Yufeng, S. and J. Fengxiant. 2009. Landslide Stability Analysis Based on Generalized Information Entropy, International Conference on Environmental Science and Information Application Technology. 83-85. DOI 10.1109/ESIAT.2009.258.

بررسی مکانیسم ایجاد کلوتک های منطقه شیب آب شهرستان زابل

[۱] الهام خمر ، [۲] دکتر حسین نگارش [۳] دکتر صمد فتوحی
[۱] دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه سیستان و بلوچستان، elhamkhammar.68@gmail.com
[۲] عضو هیأت علمی دانشگاه سیستان و بلوچستان، h_negaresh@Yahoo.com
[۳] عضو هیأت علمی دانشگاه سیتان و بلوچستان، samadfotohi@yahoo.com

چکیده

کلوت‌ها یکی از مهم‌ترین پدیده‌ها و مناظر ژئومورفولوژیکی در دنیا هستند که از تنوع نسبتاً زیادی برخوردارند. در ایران نیز چنین پدیده‌هایی وجود دارد، به گونه‌ای که کلوت‌های ایران نمونه منحصر به فردی از نظر عظمت و وسعت می‌باشند که در استانهایی همچون کرمان، سیستان و بلوچستان و غیره شکل گرفته‌اند. هدف از این پژوهش بررسی مکانیسم و چگونگی تشکیل کلوتک‌های منطقه شیب آب می‌باشد. بدین منظور ابتدا با حضور در منطقه و بازدید میدانی مهم‌ترین پارامترهای کلوتک‌ها از جمله نحوه قرارگیری کلوتک‌ها در ارتباط با هم، جنس رسوبات، جهت باد غالب، ارتفاع و تشخیص نوع فرسایش دخیل در تشکیل این پدیده شناسایی شده و همچنین با استفاده از روش کتابخانه‌ای سایر اطلاعات جمع‌آوری شده است. نتایج مشاهدات میدانی نشان می دهد که این پدیده فرسایشی حاصل عملکرد مشترک اب و باد(هیدروائولین) می‌باشد اما در حال حاضر به علت خشکسالی های اخیر در منطقه و کمبود ریزش های جوی بالاخص بارش، فرایند غالب تشکیل چنین فرمی بادهای ۱۲۰ روزه و فرسایش بادی می باشد.

۱-مقدمه

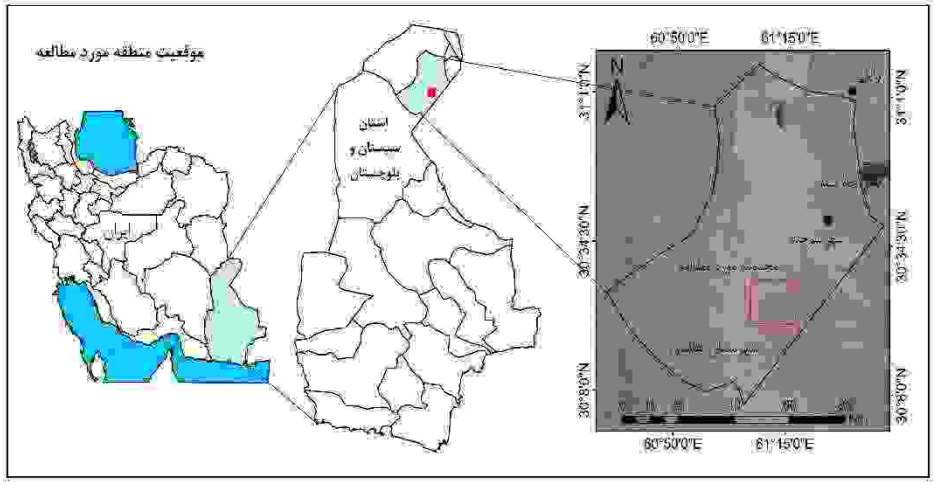
ایران ازجمله کشورهایی است که با دارا بودن اقلیم خشک و نیمه خشک، دارای بهترین کلوت‌های دنیا می‌باشد. نمونه بارز این عارضه در بیابان لوت به صورتی بسیار منظم و در سطح وسیعی گسترش یافته است که بزرگ‌ترین عارضه کلوخی طبیعی دنیا و منحصر به فردترین و زیباترین عارضه را در جهان به نمایش گذاشته‌اند (نگارش،۱۳۹۱). عارضه کلوت یک ژئو فرم بادی بوده و در تشکیل آن عوامل و فرایندهای متعددی موثر هستند که مهم‌ترین آنها سایش و بادکندگی است. فرایند سایش و بادکندگی بادهای غالب تک جهته به صورت نیروی محرک سبب ورود انرژی بادی و خروج مواد از سیستم کلوت شده و فرایندهایی نظیر رسوب شناسی (سختی، جنس و اندازه ذرات مواد) به صورت نیروی مانع در برابر بادکندگی واکنش نشان داده و مقاومت می‌کند. در نتیجه برآیند این دو نیرو باعث سایش، کندن و جابه‌جایی مواد از نواحی با مقاومت کمتر شده و این فرایند منجر به تشکیل دالان‌ها و پشته‌هایی به صورت موازی می‌گردد. در طی این پروسه قدرت نیروهای محرک و مقاوم نواحی تحت تسلط باد متفاوت بوده و سبب تشکیل کلوت‌های متعدد با ابعاد و ژئومورفومتری گوناگون می‌گردد(موسوی ۱۳۹۴). از اشکال کاوشی باد، تپه‌های کوتاه تا بلندی است که در قلمرو رسوب‌های ریزدانه جوان مانند رس و سیلت ساخته شده‌اند. سایش بادی بخشی از رسوب‌ها را با خود می‌برد و بقایای آن به صورت پشته‌هایی باقی می‌مانند. پشته‌ها گاهی منفرد و در مواردی به هم پیوسته می‌باشند. اصطلاح عمومی این پدیده «یاردانگ » و معادل فارسی آن کلوتک است(علایی طالقانی۱۳۸۴). طول یاردانگ های لوت ایران ۱۵۰ کیلومتر، عرض آن‌ها ۷۰ کیلومتر و ارتفاع آن‌ها حداکثر ۸۰ متر می‌باشد. کلوت ها را می‌توان ازلحاظ طول به خرد مقیاس(۱متر)، متوسط مقیاس(۱۰۰متر) و بزرگ مقیاس(۱۰۰۰متر) طبقه‌بندی کرد (احمدی،۱۳۷۷). حمل ماسه به وسیله بادهای فرساینده، یکی از مهم‌ترین فرایندهای باد در مناطق خشک و نیمه‌خشک است (صادقی و همکاران،۱۳۹۴). کلوت ها در سازندهای مارنی در حوضه آبخیز بسته لوت در جنوب شرقی ایران واقع گردیده است. کلوت های لوت هرچند که در حال حاضر تحت تأثیر فرسایش بادی انتخابی می‌باشد، ولی بررسی‌های فیزیوگرافی- ژئومورفولوژی نشان داده که هم فرایند فرسایش آبی و هم فرسایش بادی در شکل‌گیری آن‌ها دخالت داشته‌اند (مشهدی و همکاران،۱۳۸۱). کلوت زمین‌هایی با رسوبات دانه‌ریز و متوسط است. ته‌نشین شدن رسوبات در دریاچه دشت لوت، ضخامتی در حدود ۳۰۰ تا ۷۰۰ متر را به وجود آورده‌اند که بنام سازند لوت یا کلوت نامیده می‌شود. در این رسوبات فرسایش بادی سبب ایجاد چینه‌بندی متقاطع شده و گاهی دیواره‌های قائمی را در جهات مختلف به وجود آورده است که حالتی شبیه به یک شهر ویران‌شده را مجسم می‌کند. گاهی عمل فرسایش شیارهای طویلی را با عمق بسیار زیاد به وجود می‌آورد که به آن‌ها یاردانگ می‌گویند که در شرق لوت این شیارها با جهات شمال غربی - جنوب شرقی و به عمق بیش از ۲۵ متر دیده می‌شود (درویش زاده و محمدی،۱۳۹۱). عمدتاً جهت باد و قدرت آن در شکل سازی و تشکیل یاردانگ‌ها نقش عمده‌ای را ایفا می‌کند (Murty & Desai 2016). طوفان‌های مجهز به ماسه‌های سخت، براثر ضربات متوالی، به‌تدریج شیارهایی بر سطح دشت‌های بیابانی، به وجود آورده و از بقایای رسوب‌های دشت، تپه‌های برجسته‌ای به‌جای می‌گذارد که اصطلاح رایج درباره‌ی آن‌ها یاردانگ می‌باشد. یاردانگ‌ها حتی در سنگ‌های مقاوم، مانند ماسه‌سنگ‌ها نیز به وجود می‌آیند. اگر رسوب‌های تخریبی، سیمان مقاومی نداشته باشند، تشکیل آن‌ها آسان‌تر و در سطحی وسیع‌تر صورت می‌گیرد. رسوب‌های تخریبی میوسن و میو-پلیوسن که بیشتر از ماسه ، رس ، لیمون ، گچ و نمک تشکیل‌شده‌اند، مناسب‌ترین شرایط

را در تشکیل یاردانگ‌ها به وجود می‌آورند. یکی از نواحی مناسب برای تشکیل یاردانگ ها دق‌ها می‌باشند از این نواحی می‌توان به دشت سیستان اشاره کرد علاوه بر آن می‌توان به مناطقی دیگر همچون دشت لوت و دشت کویر اشاره کرد (محمودی،۱۳۸۷). بدیهی است میزان فرسایش بادی و حجم نقل‌وانتقال مواد به ویژگی‌های سرعت، جهت و فراوانی باد و از سویی به ویژگی‌های سطح زمین و مواد رسوبی وابسته است (عباس نژاد و ذهاب ناظوری ،۱۳۹۱).

۲-مواد و روش ها

۲-۱-موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه سیستان با مساحت ۱۵۱۹۷ کیلومتر مربع در محدودهٔ جغرافیایی بین ´۱۵ °۶۰ تا ´۵۰ °۶۱ طول جغرافیایی و ´۵ °۳۰ تا ´۲۸ °۳۱ عرض جغرافیایی قرار دارد (میری و همکاران، ۱۳۸۸). منطقه مورد مطالعه با مساحت ۲۵۰ کیلومتر مربع، بخش کوچکی از مساحت سیستان را شامل می‌شود و در محدودهٔ جغرافیایی ´۰۶ °۶۱ تا ´۱۶ °۶۱ طول جغرافیایی و ´۲۰ °۳۰ تا ´۲۸ °۳۰ عرض جغرافیایی قرار دارد.



شکل شماره ۱- نقشه منطقه مورد مطالعه

۲-۲-روش تحقیق

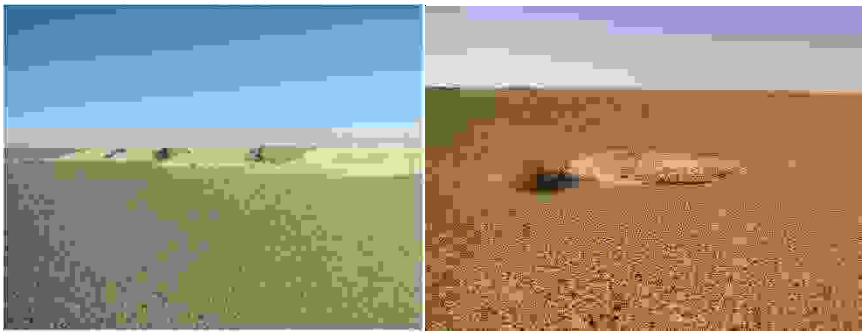
روش انجام این تحقیق به شرح زیر است:

۱-مطالعات کتابخانه‌ای: در مطالعات کتابخانه‌ای برای به دست آوردن اطلاعات از کتب، مقالات داخلی و خارجی، نشریه‌های دانشگاهی و پایان نامه‌هایی که در زمینه‌ی موضوع مورد مطالعه کار شده است، و همچنین کسب اطلاعات به‌صورت اینترنتی و از سایت‌های مختلف و معتبر، استفاده شده است.

۲-بازدید میدانی: در این روش به صورت میدانی و با حضور در منطقه از کلوتک‌های مورد مطالعه بازدید شده است و پارامترهای لازم جهت انجام تحقیق، ازجمله مشاهده‌ی کلوتک‌ها از نظر جنس، اندازه، شکل، ارتفاع، نوع فرسایش دخیل در تشکیل این پدیده و همچنین عکس‌برداری از کلوتک ها در بازدید میدانی انجام گرفته است.

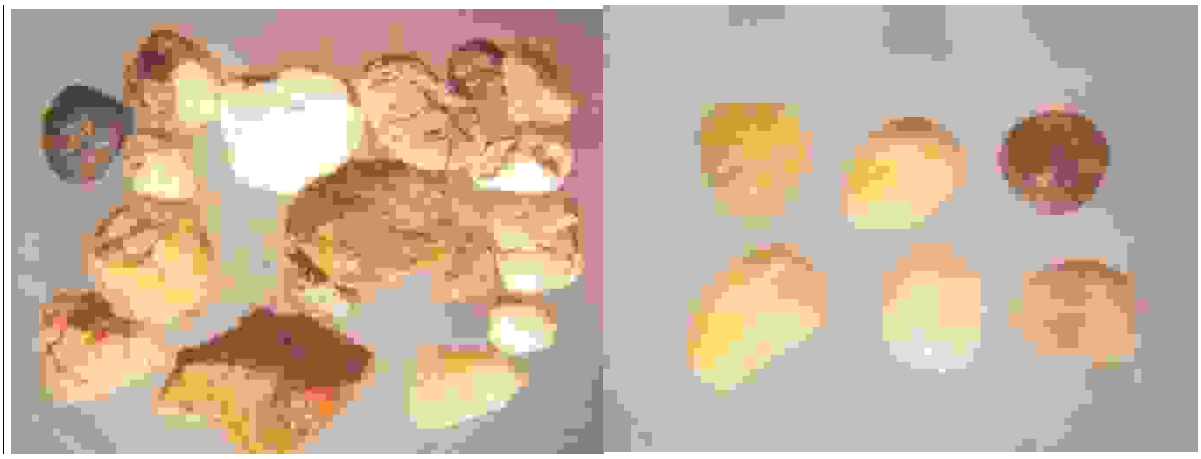
۳-یافته ها

با توجه به تصویر شماره ۲ همان گونه که مشاهده می‌کنید نحوه قرارگیری کلوتک ها به شکل خطی و در کنار همدیگر می باشد. همچنین از نظر ارتفاع، ارتفاع آنها متغیر بوده به گونه‌ای که برخی از کلوتک‌ها در اثر فرسایش، کاملاً ساییده شده است و ارتفاع قابل ملاحظه ای ندارد، و درمقابل برخی کلوتک‌ها ارتفاع آنها به بیش از ۵ متر می‌رسد.



تصویر شماره ۲- کلوتک‌های منطقه مورد مطالعه

با توجه به نمونه برداری‌های انجام شده از رسوبات کلوتک ها مشخص شد که نوع فرسایش این رسوبات نمونه برداری شده، هم فرسایش آبی و هم فرسایش بادی بوده بنابراین نتیجه می‌گیریم که نوع فرسایش این کلوتک ها حاصل فرایند مشترک آب و باد (فرسایش هیدروائولین) می‌باشد. تصویر شماره ۳ نشان دهنده دانه‌هایی از کلوتک‌های منطقه است که شفافیت و بدون زاویه بودن آنها نشان دهنده فرسایش آبی در منطقه می‌باشد. تصویر شماره ۴ نیز دانه‌هایی از رسوبات کلوتک‌های منطقه است که فرسایش بادی را نشان می‌دهد زاویه‌دار بودن و مات بودن آنها مربوط به فرسایش بادی است .



تصویر شماره ۳- فرسایش آبی در منطقه مورد مطالعه

تصویر شماره ۴-فرسایش بادی در منطقه مورد مطالعه

۴-بحث و نتیجه گیری

با توجه به روش تحقیق که بازدید میدانی از منطقه شیب آب بوده است نتیجه می‌گیریم که این منطقه در زمانهای قدیم به صورت دریاچه‌ی بسیار وسیعی بوده که به دلیل شیب کم منطقه همه رودها و آبراهه‌ها، به این دریاچه سرازیر می‌شدند. رودها و آبهای جاری اطراف، در مسیر خود، رسوبات و موادی را با خود حمل می‌کرده‌اند و نهایتاً در این دریاچه بر جای می‌گذاشتند، لذا رسوبات کف این دریاچه اکثرا ریزدانه می باشند. این دریاچه بعد از خشک شدن به صورت یک دشت کاملا مسطح و بدون شیب درآمده و این دشت‌های متشکل از رسوب‌های تخریبی یا سنگ بستر نرم و سست می‌باشند. بنابراین نحوهٔ شکل‌گیری کلوتک‌های این منطقه بدین‌گونه است که در فصول مرطوب با بارندگی‌هایی که در سطح این منطقه رخ می‌داده است. رواناب‌های حاصل از سیلاب‌ها به صورت خطی در سطح دشت جاری می‌شدند که این امر باعث حفر بستر دریاچه گردیده است و حفره‌های ایجاد شده توسط آب‌ها کم‌کم بزرگتر شده و پس از بارندگی‌های موقتی در بیابان، آب در داخل حفره‌ها و چاله‌های کوچک انباشته شده و ماده خمیری شکلی را بوجود می‌آورند که پس از خشک شدن، سست گردیده و در فصول خشک و کم باران با وزش بادهای غالب و شدید، رسوبات حاصل از فرسایش در فصول مرطوب، توسط باد جابه‌جا شده و حفره‌ها و چاله‌ها بتدریج بزرگتر و به صورت بریدگی‌های طویلی و دالان‌های u شکل درآمده است. این چرخه(حفر توسط آبهای جاری و جابه‌جایی رسوبات توسط باد) درطی سالیان زیاد تکرار شده و در نتیجه عوامل فرسایشی، کلوتک‌هایی به شکل امروزی ایجاد کرده است. در حال حاضر به دلیل گرم و خشک بودن منقطه طی خشکسالی‌های اخیر و کمبود بارش در منطقه فرسایش آبی نسبت به گذشته، به شدت کاهش یافته است. اما در مقابل تاثیر فرسایش بادی به دلیل بادهای غالب ۱۲۰ روزه در این منطقه بسیار شدید می‌باشد.

کلوتک‌های این منطقه در مقایسه با کلوت‌های منطقه شهداد در استان کرمان دارای ابعاد بسیار کوچکتر بوده و همچنین از نظر وسعت، دارای وسعت کمتری می‌باشند.

۵- کلمات کلیدی :کلوتک، فرسایش آبی، فرسایش بادی، شیب آب، زابل

۶- مراجع

۱- احمدی ، حسن، ژئومورفولوژی کاربردی، جلد دوم ، (بیابان و فرسایش بادی) ، تهران، انتشارات دانشگاه تهران ، ۱۳۷۷

۲-احمدی، حسن، ژئومورفولوژی کاربردی (جلد دوم) بیابان _ فرسایش بادی ، چاپ چهارم ، تهران ، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۹۱

۳-احمدی، حسن، فیض نیا، سادات، سازندهای دوره کواترنر ، تهران ،انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۷۸

۴-درویش زاده، علی، مهین محمدی، زمین شناسی ایران (رشتهٔ جغرافیا)، انتشارات پیام نور ، چاپ اول ، ۱۳۹۱

۵-صادقی، معصومه، کریمی احمد آباد، مصطفی، اختصاصی، محمد رضا، رجبی، محمدرضا، تاثیر بادهای فرساینده بر مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای دشت سمنان ، مجله مهندسی و مدیریت آبخیز، شماره ۱، صص ۶۳-۵۳ ، سال هفتم، ۱۳۹۴

۶-عباس نژاد، احمد، ذهاب ناظوری، سمیه، شناسایی اشکال فرسایش بادی دشت رفسنجان، مجله پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، شماره ۲، ۱۳۹۱

۷-علایی طالقانی، محمود، ژئومورفولوژی ایران، تهران، نشر قومس، ۱۳۸۴

۸-محمودی، فرج الله، ژئومورفولوژی ساختمانی _تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور ، چاپ دوم، ۱۳۸۷

۹-مشهدی، ناصر، علوی پناه، سید کاظم، احمدی، حسن، مطالعه ژئومورفولوژی یاردانگ‌های لوت، مجله بیابان، جلد ۷، شماره ۲، صص ۴۳-۲۵، ۱۳۸۱

۱۰موسوی، سید حجت، تحلیل کمی ژئومورفومتری کلوت‌های واقع در غرب بیابان لوت، مجله پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، شماره ۲، سال چهارم، صص ۱۲۰-۱۰۵، ۱۳۹۴

۱۱-میری، عباس، پهلوانروی، احمد، مقدم نیا، علیرضا، بررسی وقوع طوفانهای گردوخاک در منطقه سیستان پس از وقوع خشکسالی های تناوبی، فصلنامهٔ علمی_پژوهشی تحقیقات مرتع و بیابان ایران، جلد ۱۶، شمارهٔ ۳، صص ۳۴۲_۳۲۹ ، ۱۳۸۸

۱۲-نگارش، حسین، ژئومورفولوژی ساختمانی و دینامیک، مشهد، انتشارات مرندیز مشهد، ۱۳۹۱

13-Desai, A. J and Murty, S.V.S, Morphology of Yardangs Within Nicholson Crater Mars:Records of Past Fluvial and Aeolian Activities, Journal of the Indian society of Remote sensing, 44:933-948 (2016)

بررسی وضعیت بارندگی کاشان و تاثیر آن بر روی نوسانات سطح آب زیرزمینی منطقه

[1]ریحانه سازمند، [2]نسرین نیک اندیش

[1]دانشجوی کارشناسی ارشد آب و هواشناسی دانشگاه پیام نور آران و بیدگل sazmand51@gmail.com

[2]استادیار گروه جغرافیا دانشگاه پیام نور آران و بیدگل nasrinnikandish@yahoo.com

۱.مقدمه:

از آن جایی که آب‌زیرزمینی حدود ۲۰٪ از آب مصرفی جهان را تامین می‌کند، همواره مطالعه در مورد تغییر اقلیم و تاثیر آن بر روی بارش و تغییرات کمی و کیفی آب‌های زیرزمینی و هم‌چنین مدیریت بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی مد نظر بسیاری از محققین در اقصی نقاط جهان از جمله ایران بوده است. نتایج تحقیق برروی روند بارش در مجارستان درارتباط با تغییرات اقلیمی بزرگ مقیاس نشان دادکه مجموع بارش سالانه طی قرن بیستم در این کشور حدود ۲۰-۱۵ درصد کاهش یافته است (دومونکس ، ۲۰۰۳) . ویلیام و همکاران(۱۹۹۱) ، مدیریت منابع آب را در شرایط خشکسالی مطالعه کردند. پائل و همکاران (۱۹۹۵)، تحلیل منابع آب زیرزمینی را با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی بررسی کردند. گرلس وهمکاران (1994) تحلیل سری های نوسانات تراز سطحی آب زیرزمینی را در کشور هلند انجام دادند. نتایج آن ها نشان دهنده کاهش تراز آب در بخش گسترده ای از منطقه می باشد که در نتیجه زهکشی آب‌زیرزمینی، خشکسالی و برداشت بی رویه آن توسط کشاورزان بوده است.

ایران از نظر جغرافیایی در منطقه‌ای واقع شده است که متوسط بارندگی سالانه آن ۲۵۰ میلی‌متر (یک سوم متوسط بارندگی سالانه جهان) است.(علیزاده ۱۳۸۸) از آنجایی که بیشتر شهرهای ایران در مناطق خشک و نیمه‌خشک قرار دارند مطالعه بر روی وضعیت روند بارندگی و هم‌چنین نوسانات آب‌های زیر زمینی حائز اهمیت است چرا که به علت محدود بودن منابع آب سطحی در بسیاری از نقاط ایران، آب‌های زیرزمینی مهم‌ترین منبع آب مصرفی می‌باشند؛ حتی در مناطقی که بارندگی زیاد است برای جبران کمبود آب از آب‌های زیرزمینی استفاده می‌شود. مرزبان و همکاران(۱۳۹۳) در مطالعه بر روی تراز آب‌زیرزمینی دشت دهلران به این نتجه رسیدند که یکی از دلایل افت آب در منطقه در سالهای ۲۰۰۱ و ۲۰۱۳ علاوه بر برداشت بی‌رویه، کاهش بارندگی بوده است. زحمتکش و همکاران (۲۰۰۱) نوسانات سفره های آب زیرزمینی کم‌عمق حاشیه پلایا در سمنان را برای 10 چاهک در سال آبی ۲۰۰۰-۱۹۹۹ بررسی نمودند .نتایج نشان داد که مقدارمتوسط کاهش سطح ایستابی 10 چاهک در طی یک سال حدود ۶/۵ سانتی متر است که احتمالاً نشان دهنده قرار داشتن منطقه در یک دوره خشکی می‌باشد. قاسمی وهمکاران (۲۰۰۷) به مطالعه سطح آب زیرزمینی دشت همدان -بهار پرداختند و نتایج نشان داد که سطح آب از سال 1991 تا سال 2006 در حدود 11 متر افت داشته است. مطالعه فلاح و همکاران (۲۰۱۲) بر روی منابع آب زیرزمینی دشت داراب استان فارس، تغییرات سطح آب زیرزمینی دشت داراب برای دوره 18 ساله (۲۰۱۰- ۱۹۹۳) بوده است. نتایج حاصل از اندازه گیری سطح آب در 39 چاه پیزومتری نشان داد که متوسط افت آب زیرزمینی در دشت داراب در طول دوره مطالعاتی برابر۲۷/۲ متر بوده است. جهانبخش و کریمی (۱۳۸۸) ارتباط خشکسالی و منابع آب زیرزمینی دشت تبریز را در خصوص ۴۰ حلقه چاه عمیق و نیمه عمیق در دوره آماری ۱۳۸۱-۱۳۷۰ بررسی کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که تراز آب زیرزمینی دشت دارای روند منفی بوده و در دوره آماری مورد بررسی در حدود ۳/۹۴ افت داشته است. بررسی پیشنه مطالعات بیان‌گر این است که نتایج اغلب مطالعات نشان‌دهنده کاهش بارندگی و سطح آب‌های زیرزمینی در جهان و ایران است. زارع ابیانه و همکاران (۱۳۹۱) نوسانات سطح آبهای زیرزمینی آبخوان دشت ملایر را به علت کاهش بارندگی،برداشت‌های بی‌رویه و حفاری‌های غیرمجاز اعلام کردند.

در این پژوهش تغییرات بارندگی کاشان در دوره آماری ۱۳۹۰-۱۳۷۰بررسی شده و در ادامه به بررسی تغییرات نوسانات سطح آبهای زیرزمینی منطقه پرداخته شده است و در نهایت همبستگی مابین این دو مورد بررسی قرار گرفته شده است. منابع آب کاشان شامل رودخانه ها ، چاههای عمیق ، نیمه عمیق و چشمه سارهاست . مهمترین رودخانه های این شهر رودخانه های هنجن ، قهرود ، لتحر و چم رود می‌باشند که همگی فصلی است و بیش از ۱۳۰ رشته قنات در اطراف شهر وجود دارد که بین ۴۰ الی ۵۰ رشته آن هـم اکنون مورد بهره برداری قرار می‌گیرد. مطالعات حیدری و همکاران (۱۳۹۵) بر روی وضعیت آب‌زیرزمینی ۴۹ چاه پیزومتری دشت کاشان در چهار دهه اخیر نشان دهنده‌ی افت چشمگیر سطح آب‌های زیرزمینی منطقه است به گونه‌ای که میزان افت متوسط سالانه به حدود ۵۲ سانتی‌متر می‌رسد.

۲.روش تحقیق:

در این تحقیق ابتدا بر اساس داده‌های مربوط به بارش و سطح نوسانات آب‌های زیرزمینی (اخذ شده از ایستگاه هواشناسی کاشان و سازمان آب و فاضلاب کاشان) در بازه زمانی ۱۳۹۰-۱۳۷۰، روند مورد بررسی قرار گرفته شده است. به منظور بررسی روند بر اساس داده‌های در دسترس نمودار من – کندال برای بارش و نوسانات سطح آبهای زیرزمینی منطقه رسم شده است. این آزمون به هر دو روش زیر انجام گرفته شده است:

۱- آزمون آماره من-کندال ۲- آزمون نموداری من-کندال

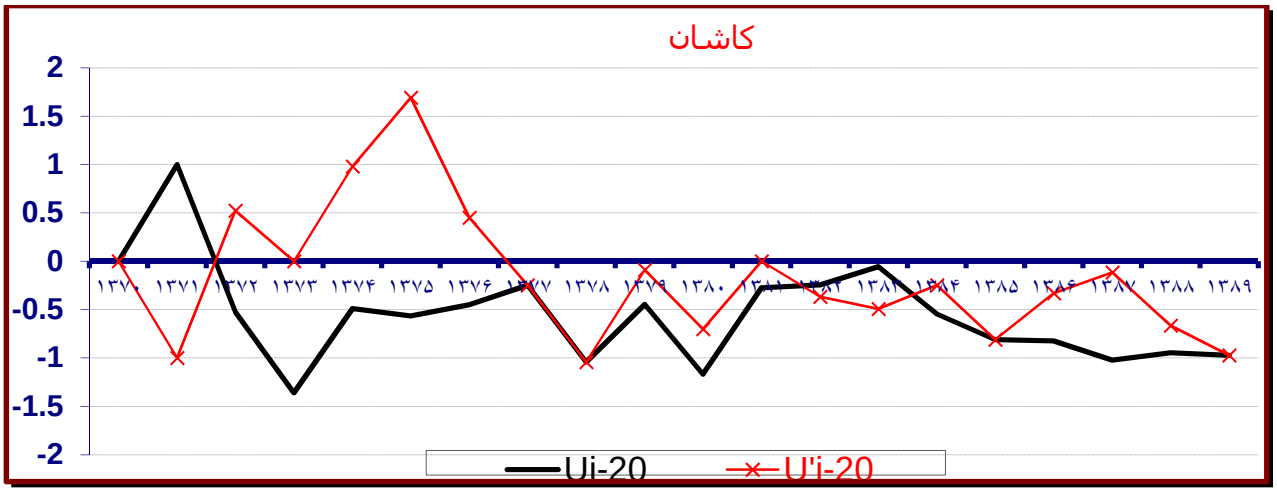
نتایج آزمون آماره من کندال در جدول ۱ ارایه گردیده است. مقادیر مثبت آماره آزمون بیانگر روند صعودی و مقادیر منفی بیانگر روند نزولی می باشد. مشاهده می شود که نوسانات سطح آب زیر زمینی دارای روند نزولی و بارش بدون روند معنادار می باشد.

جدول۱-مقادیر آماره آزمون من-کندال برای داده های بارش و نوسانات سطح آب زیرزمینی

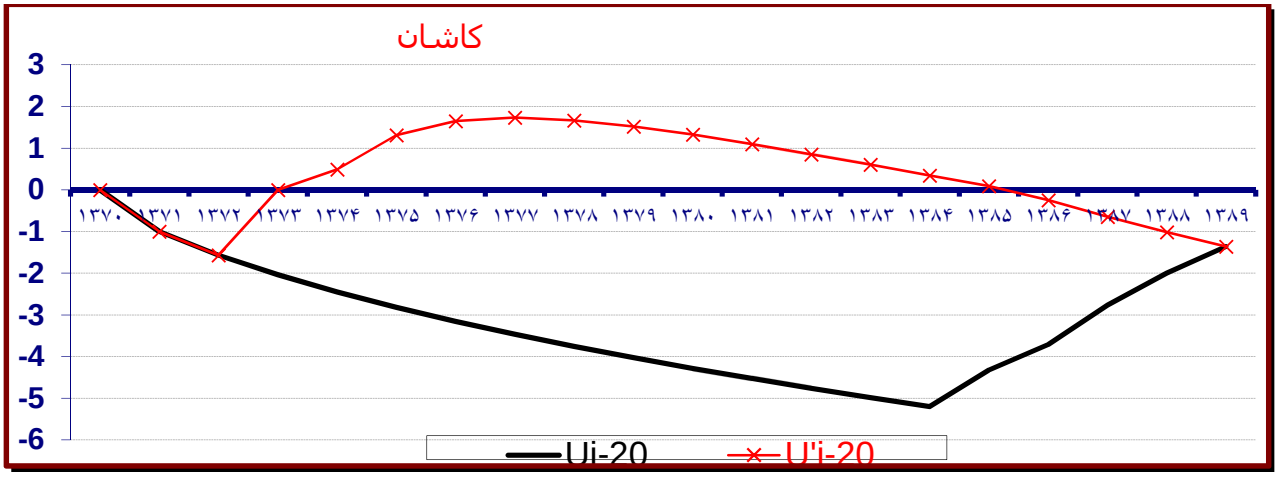
نام ایستگاه	پارامتر	ضریب Zm (آماره من کندال)	معنی داری	وضعیت
کاشان	نوسانات سطح آب‌زیرزمینی	-۰,۲۶۷	۰,۰۹۶۷	روند کاهشی
	بارش	-۰,۲	۰,۲۱۵	بدون روند

آزمون نموداری من –کندال را می توان در زیر مشاهده کرد (نمودار ۱و ۲). با توجه به نمودار ها نیز روند نزولی برای نوسانات سطح آب زیرزمینی مشاهده می گردد. گرچه نمودار من-کندال بارش بدون روند است ولی در سال های آخر یک جهش کاهشی را می توان مشاهده نمود.

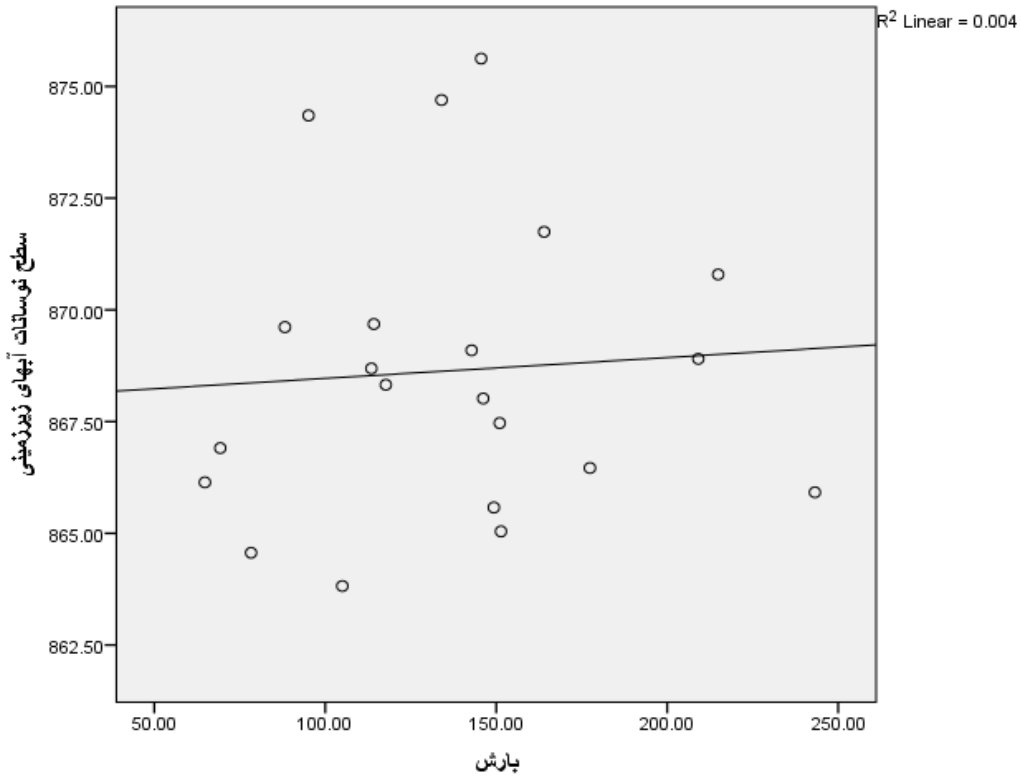
نمودار۱ : بررسی روند بارش به روش رتبه‌ای من کندال- ایستگاه کاشان



نمودار۲: بررسی نوسانات سطح آب زیرزمینی کاشان



به منظور بررسی ارتباط بارش و نوسانات سالانه سطح آب‌های زیرزمینی کاشان ، دیاگرام پراکنش داده‌ها در شکل زیر نشان داده شده است.



نتایج آزمون اسپیرمن نشان می‌دهد که ارتباط معناداری بین بارش و نوسان سطح آب‌زیرزمینی منطقه وجود ندارد. نتایج در جدول ۲ قابل مشاهده اند.

جدول ۲- نتایج آزمون اسپیرمن

بارش و نوسانات آب های زیرزمینی	آماره اسپیرمن	سطح معنی داری
	۰،۰۷۵	۰،۷۴۶

۳.نتیجه‌گیری:

در دو دهه اخیر منطقه کاشان همانند دیگر نقاط ایران و جهان تحت تاثیر تغییر اقلیم ، شاهد کاهش نزولات جوی بوده است که همین امر بی‌تاثیر بر روی کمیت و کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه نبوده است. بررسی آماری در بازه زمانی ۱۳۹۰-۱۳۷۰ حکایت از کاهش بارش و درنتیجه افت سطح آب‌های زیرزمینی منطقه داشته است، البته با توجه به نتایج بررسی همبستگی مابین این دو و ضریب همبستگی ۰/۰۷۵ به دست آمده، ارتباط معناداری مشاهده نمی‌شود که این خود بیانگر آن است که علاوه بر کاهش بارش عوامل دیگری همچون افزایش جمعیت، بهره‌برداری بی‌رویه از منابع آب به منظور مصارف مختلف از جمله کشاورزی و غیره نیز بر روی افت سطح آب زیرزمینی تاثیرگذار بوده است. بررسی و ریشه‌یابی این عوامل بسیار حائز اهمیت است چرا که بی‌توجهی به این عوامل در تصمیم‌گیریها و عدم مدیریت صحیح در بهره‌برداری از منابع آب در منطقه با توجه به افزایش گرما،کاهش بارش و خشکسالی ممکن است عواقبی همچون نشست زمین، کاهش آبدهی و عمر چاه‌های موجود، آلودگی منابع آب‌های زیرزمینی، نفوذ آبهای شور، اثرات زیست محیطی و حتی بحران‌های اجتماعی به دنبال داشته باشد. با توجه به اهمیت موضوع بازنگری در الگوهای بهره‌برداری و مصرف منابع آب و الگوهای کشاورزی در منطقه حائز اهمیت است.

۴.کلید واژه:

بارش، آب زیرزمینی، کاشان، آزمون من-کندال

۵.مراجع :

۱. جهان بخش و کریمی(۱۳۸۸) :" ارتباط بین خشکسالی و منابع آب زیرزمینی"، گزارش نهایی از پروژه تحقیقاتی دانشگاه تبریز
۲. حیدری،محمدمهدی ، دلخواه ،علی ، جعفرزاده،مهدی و قندی،امیر (۱۳۹۵) : " بررسی نوسانات و تغییرات آب‌زیزمینی دشت کاشان طی چهار دهه‌ی اخیر" ، اولین همایش ملی عرضه و تقاضای آب شرب و بهداشت، چالش‌ها و راهکارها " دانشگاه صنعتی اصفهان
۳. زارع ابیانه، ح.، بیات ورکشی، م. و معروفی (۱۳۹۱) :" بررسی نوسانات عمق آب زیرزمینی در دشت ملایر" نشریه دانش آب و خاک ، جلد ۲۲، شماره۱۷۳
۴. زحمتکش ،علوی پناه و زهتابیان (۲۰۰۱) :" مطالعه نوسانات سطح آبهای زیرزمینی کم عمق حاشیه پلایا در سمنان "
۵. علیزاده، ا (۱۳۸۸):" هیدرولوژی کاربردی" ،انتشارات دانشگاه امام رضا(ع.)، مشهد
۶. فلاح، قبادی‌نیا و شکرگزار دارابی و قربانی دستکشی (۲۰۱۲) : " بررسی پایداری منابع آب‌زیرزمینی دشت داراب استان فارس "
۷. قاسمی ، زارع ابیانه و معروفی (۲۰۰۷) : " بررسی سطح آب‌های زیرزمینی در دشت همدان-بهار " ، دومین کنفرانس تخصصی محیط زیست
۸. مردانه،مهدی و افلاطونی، محمد و بوستانی، فرید (۱۳۹۱) : "بررسی همبستگی بین بارندگی و سطح آب‌زیرزمینی در دشت شیراز "، مجله‌ی مهندسی منابع آب،سال پنجم، تابستان ۹۱
۹. مرزبان، فرامرز و یعقوبی،ثریا و کریمی،کامران (۱۳۹۳) : " اثر تغییرات کاربری اراضی روی افت تراز آب‌زیرزمینی (مطالعه موردی روی دشت دهلران، استان ایلام) "، فصلنامه مدیریت آب در مناطق خشک ،جلد۱،شماره،دو، پاییز و زمستان ۹۳

۱. Domonkos (2003), Recent Precipitation Trends in Hungary in the Context of Larger Scale Climatic Changes, Natural Hazards 29 , p255-271.
۲. Gehreles, J.C., Van Geer, F.C., and De Vries, J.J. 1994. Decomposition of groundwater level fluctuations using transfer modeling in an area with shallow to deep unsaturated zones. J. Hydrol. 157: 105-138.
3. Paul, E., Albertson, R. (1995), Groundwater Analysis a Geography Information System Following finite-differenced and Element Techniques, Engineering Geology. USA.

بررسی ژئومورفولوژی غارها و پهنه های کارستی در حوضه آبریز آل-کوشک آباد

فرزانه نجفی زرمهری

کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی-دانشگاه آزاد اسلامی مشهد farzane.najafi52@gmail.com

چکیده:

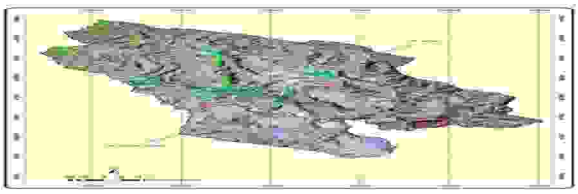
غار آل و غار بیمارآب دو پدیده کارستی منحصر به فرد در حوضه آل –کوشک آباد هستند. این غارها در آهک دولومیتی و مارن سازند مزدوران و چمن بید شکل گرفته اند. غار آل در دره آل در نزدیکی روستایی به همین نام در ۴۸ کیلومتری شمال مشهد شکل گرفته است. دهانه غار آل در عرض جغرافیایی ۳۶درجه و۴۰ دقیقه ۱۵,۹ ثانیه و ۵۹ درجه و۴۰ دقیقه و۳۷,۶ ثانیه طول جغرافیایی قرار دارد. و غار بیمارآب نیز در ۳۰ کیلومتری شمال غرب مشهد واقع شده است. دهانه این غار در عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۳۹ دقیقه و ۳۱,۹ ثانیه و طول جغرافیایی ۵۹ درجه ۳۶ دقیقه و ۴۱,۹ثانیه قرار دارد.

در این پژوهش از روش تحقیق از روش تجربی همراه با بازدیدهای میدانی استفاده شده است.و نتایج این تحقیق نشان می دهد که غار آل و غار بیمارآب پدیده های جالب توجه برای گردشگری و تحقیقات مربوط به کارست می باشند. غار بیمارآب بر خلاف غار آل که تقریبا خشک به نظر می آید، دارای رطوبت است. بازدید کنندگان غارها در حال تخریب اشکال درون آنها می باشند. از اشکال درون غار آل و بیمارآب می توان به استالاگمیت،استالاگتیت، ستون آهکی، ریلن کارن و برکه درون غار بیمارآب اشاره کرد. نقشه غار آل توسط هیات غارنوردان خراسان رضوی در سال ۱۳۹۱تهیه شده است.

واژه های کلیدی : غار، کارست، ژئومورفوتوریستی، ژئومورفولوژی

مقدمه

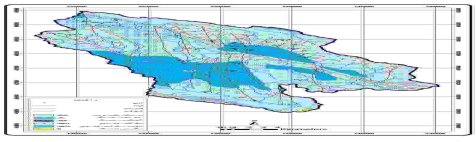
لندفرمهای کارست و اشکال مرتبط با آنها مانند غارها در سراسر دنیا پراکنده اند، ارزش زیادی دارند و بسیاری از آنها در نواحی حفاظت شده قرار دارند. با توجه به اینکه وسعت سازندهای آهکی در استان های خراسان، حدود ۲۰ هزار کیلومتر مربع می باشد که عمدتا از دوران مزوزوئیک هستند (بهنیافر،۱۳۸۳ : ۱۲۴). ۲۷٪پوسته زمین از کارست تشکیل گردیده است. (قبادی،۱۳۸۶ : ۳-۶).بررسی های ژئومورفولوژیکی شامل : مناظری منحصر به فرد با نمایش نمونه های ظریف و جذاب، ژئومورفولوژی غار را به نمایش می گذارد. غارها برای ما زمینه خوبی ایجاد می نماید، تا به زمین از دید سه بعدی بنگریم. مدیریت محیطی مطلوب در مناطق کارستی، مبتنی بر اصول پذیرش عمومی است که روابط هماهنگ روشنی بین سیستم های سطحی و زیرزمینی ارایه داده و این که این ارتباط هماهنگ، دارای اهمیت بنیادی در عملکرد سیستم کارست می باشند. (گیلیسون،۱۳۸۶ : ۴۱۲). با توجه به اینکه مناطق کارست و بویژه غارها دسترسی به زیرزمین امکان پذیرمی سازد به عنوان پنجره ای برای درک هیدرولوژی ناحیه ای مورد توجه قرارگیرند. (خوش رفتار، ۱۳۸۹:۱۳).باید اینگونه ازعان داشت که تمرکز این پژوهش بر روی بررسی ژئومورفولوژی پهنه های کارستی و غارهای حوضه آل - کوشک آباد، به دلیل تنوع ژئومورفیکی و ژئومورفوتوریستی این منطقه می باشد. ویژگیهای پهنه های کارستی بخصوص غارها در حوضه آبریز آل –کوشک آباد منحصر به فرد است. با توجه به اینکه هر دو این غارها در محل برخورد دو سازند چمن بید و مزدوران شکل گرفته اند. آیابه لحاظ وجود تشکیلات آهکی یکسانند یا عوامل تاثیرگذاری چون آب و هوا، زمین شناسی و عوامل آنتروپوژنتیک و....توانسته تنوع زیادی ایجادکند، البته باید اذعان داشت که در منطقه کوشک آباد علاوه بر سنگ آهک، مارن نیز به چشم می خورد و فرورفتن این منطقه در مارن می تواند موید این مطلب باشد که با گوناگونی اشکال کارستی در منطقه روبر شویم.



۴,۱

۴,۲ تصویر ماهواره ای حوضه آبریز آل – کوشک آباد، نگارنده،۱۳۹۶

با اقتباس از: سازمان آب منطقه ای خراسان رضوی



۴,۳ نقشه زمین شناسی حوضه آبریز آل – کوشک آباد، نگارنده،۱۳۹۶

با اقتباس از: سازمان آب منطقه ای خراسان رضوی

۱-اقلیم منطقه مورد مطالعه

میزان متوسط بارش سالیانه درایستگاه آل نسبت به ایستگاه کارده ۱۰۰ میلیمتر افزایش بارش رانشان می دهد. در حوضه مورد مطالعه بر اساس روش دو مارتن با توجه به ضریب به دست آمده، اقلیم از نوع نیمه خشک می‌باشد

۲-اشکال و پدیده های ژئومورفولوژیکی کارست

۲-۱-غار(Cave): به بیان دقیق علمی، غار عبارت است از : یک حفره طبیعی در سنگ که به عنوان یک مجرا، در جهت جریان آب، بین نقاط ورودی (مانند جریان نفوذی) و نقاط خروجی (مانند چشمه ها و زهکش ها)عمل می کند. ممکن است که زمانی این نوع مجرا قطری بزرگتر از ۵ تا ۱۵میلی متر داشته باشد ولی احتمال دارد که قطر آنها تا۳۰ متر نیز برسد، اما شکل اولیه و خصوصیات هیدرولوژیکی آن تغییر چندانی نمی کند. » (گیلسون ۱۳۸۶ :۱۵) .« غارها تلفیقی از فرایندهای زمین ریخت شناسی سطحی و زیرزمینی هستند ». (ولایتی،بهنیافر،۱۳۸۶ :۲۰)

۲-۲- غار آل و غار بیمارآب و ویژگی های ژئومورفیکی آنها

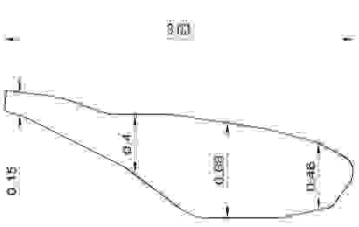
«غار بیمارآب در ۶ کیلومتری دهکده کوشک آباد از توابع مشهد واقع شده است. غار بیمارآب در بلندی قرار گرفته و آب فراوانی در کف آن جریان دارد. ساکنین محلی چون از آب غار بیمارآب جهت معالجه حیوانات اهلی استفاده می کنند به احتمال زیاد این نام را بر آن نهاده اند.» (زنده دل و دستیاران، ۱۳۸۷ :۱۱) دهانه غار حدود یک متر ارتفاع و ۲ متر عرض آن می باشد.غار بیمار آب، روستای ماریان به سمت کوشک آباد در (۳۰ کیلو متری شمال غرب مشهد) واقع شده است. مختصات غار طبق "GPS که در محل غار زده شد 36˚39'31.9 شمالی و 59˚36'41.9 شرقی برآورد شد.ارتفاع دهانه از سطح دریا۱۶۱۳ متر می باشد. طول غار ۹۰ متر اندازه گیری شد. و عمق آن در حدود ۲۵متر می باشد. دهانه ورودی غار بصورت یک دهلیز به طول ۳ متر است.در ابتدای این غار یک چاه عمودی ۱۵ متری وجود دارد، آبهای چکیده از سقف غار جمع شده و تشکیل یک حوضچه نسبتا عمیق را داده است.وجود همین چاه باعث شده که تنها گروه های کوهنوردی و غارنوردان حرفه ای وارد غار شوند و بدلیل دور بودن غار از دسترس کوهپیمایان و افراد عادی، بافت داخلی دست نخورده و سالم باقی مانده است غار بیمارآب در حد فاصل بین سازند مزدوران و سازند چمن بید واقع شده است، که در آن علاوه بر آهک میکریتی، مارن (بازمانده اززوراسیک)هم به وضوح یافت می شود. طول غار بر اساس اندازه گیری نگارنده ۹۰ متر اندازه گیری شد.انتهای چاه یک دالان باریک به طول ۵ متر و به شکل v است که عرض آن در پایین حدود ۱متر است و به طرف سقف غار عرض آن افزایش می یابد. کف دالان را آب فرا گرفته است. بالاتر از سطح آب و بصورت پا گستری دالان را طی می کنیم و به یک تالار به طول ۴ و عرض ۳ متر می رسیم که سقف بسیار بلندی دارد و کف آن را نیز آب فرا گرفته است و حوضچه نسبتا عمیقی را بوجود آورده است. دیواره غار در سمت راست حوضچه دارای گیره های نسبتا مناسبی است که علیرغم شیب منفی آن می توان با کمی دقت از کنار حوضچه بصورت تراورس عبور کرد. برای رسیدن به تالار سوم و انتهای غار باید از دیواره سمت راست تالار دوم حدود ۵ متر صعود کنیم. چندین دخمه و دهلیز در این تالار وجود دارد که دیدن آنها نیز خالی از لطف نیست پس از گرفتن عکس از این غار زیبا و بکر، از همان مسیر برمی گردیم. پلان غار در انجمن غارنوردان ایران در حال نقشه برداری و آماده شدن است.

غارآل معروف به غاراسکلت، در دره آل که به سمت روستایی به همین نام است قرار دارد.«روستای کارده در فاصله ۴۸ کیلومتری شمال مشهد واقع گردیده و غار آل در ۳ کیلومتری آن قراردارد. دهانه غار به صورت یک شکاف سنگی است که عرض تقریبی آن ۱تا ۳متر و طول آن حدود۱۰۰ متر می باشد. این غار کاملا خشک است و پرتگاههای خطرناک دارد. کوهنوردان، اسکلت هایی از انسان مربوط به زمان های قدیم را درون این غار مشاهده کرده اند.» (زنده دل و دستیاران، ۱۳۸۷ :۱۵). مختصات غار آل با Gps در محل دهانه غار "36˚40'15.9 شمالی و "59˚40'37.6 شرقی برآورد شد. ارتفاع از سطح دریا ۱۴۵۸متر و طول غار، طبق اندازه گیری های انجام شده، ۴۲۵متر برآورد شد. و عمق آن ۱۲متر اندازه گیری شد.ورودی غار به شکل مثلث با ارتفاع ۲متر و عرض آن در قاعده مثلث، ۵۰ سانتی متر اندازه گیری شد. تمام مسیر بخصوص ۵۰ متر اول باید به صورت سینه خیز حرکت کرد. دارای دو تالاروسیع است. که برای رسیدن تالار اول به علت ارتفاع بسیار کم سقف می بایست به حالت سینه خیز یا نشسته حرکت کرد. تالار دوم معروف به تالار خفاش با سقفی مرتفع خودنمایی می کند. از این پس راهروهای بسیار تنگ و باریک و گاهی پیچیده دارد. که توصیه می شود هیچگاه برای بازدید آن بدون افراد ورزیده اقدام نشود.

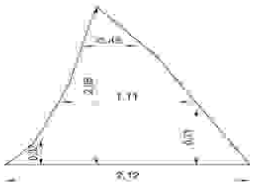
۲-۳- اشکال داخل غار بیمار آب و غار آل :

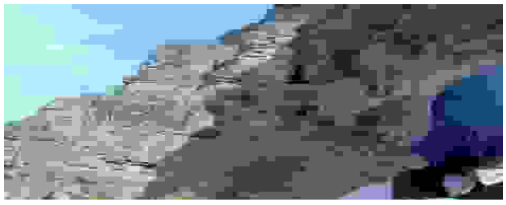
ستون آهکی درغارآل،نگارنده،۱۳۹۶

۴،۴ پرده آهکی غاربیمارآب،نگارنده،۱۳۹۶



ترسیم دهانه غار بیمارآب بانرم افزار اتوکد،نگارنده،۱۳۹۶



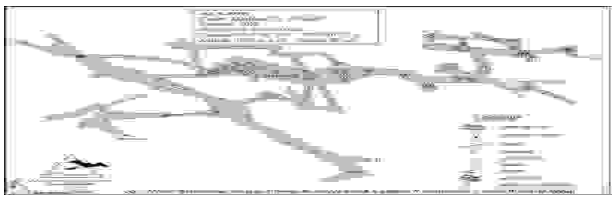


ترسیم دهانه غار آل بانرم افزار اتوکد، نگارنده،۱۳۹۶

اشکال داخل غار آل و بیمارآب- منبع : نگارنده،۱۳۹۶

ردیف	نام	غار آل	غار بیمار آب
۱	ریزش های سنگی	بیشمار	بیشمار
۲	ستون آهکی	۱مورد	۱ مورد
۳	استالاگمیت	۵ مورد	۴ مورد
۴	پایه های سنگی	۳ مورد	۲مورد
۵	پرده های آهکی	۴مورد	۶مورد
۶	اشک شمع	۲مورد	۳مورد
۷	کوچه های طبیعی	۱مورد	۱مورد
۸	ربلن کارن	۲مورد	۱مورد
۹	برکه	-	۱مورد
۱۰	استا لاگتیت	بیشمار	بیشمار
۱۱	چاه غار	۶مورد	۳مورد

نقشه غارآل تهیه شده توسط انجمن غارنوردان ایران



نتیجه گیری وپیشنهادات

غار بیمارآب وغارآل از مهمترین عوارض ژئوموفولوژیک در منطقه می باشند. در منطقه آل- کوشک آباد اشکال کارستی دیگری دیده شد، از جمله پدیده های موجود در منطقه می توان به دره، کارن ها، تافونی ها، چشمه های کارستی و غارهای کوچک اشاره کرد اما باید اذعان داشت که مهمترین عارضه همان غار بیمارآب وآل در منطقه بود. با وجود تسلط سیستم درز و شکافی در ابتدای هر دو غار، اشکال متنوعی از آهک های چکیده و چکنده و پرده های آهکی وجوددارد. پس از بازدید از هر دو غار و تهیه عکس از این پدیده ها این نتیجه حاصل شد که گسترش سیستم درز وشکافی در غارها همراه با استقرار سیستم انحلالی موجب شده تا اشکال متنوعی مانند : اشکال کله قندی پستانکی، پرده های آهکی، اشک شمع، استالاگمیت و استالاگتیت و ستون آهکی به وجود آید. و هر چه به درون غار نزدیک ترمی شویم تعداد و تنوع اشکال نیز افزایش می یابد. اشکال هودویی مانند سر پرندگان و خفاش و همچنین به شکل کتیبه زیبایی آن را افزون می کند. این اشکال همچنان مرطوب هستند و تکامل آنها ادامه دارد.، اگر چه تکامل غار بسیار کند صورت می گیرد ولی این نشانه خوبی برای ادامه حیات غاراست.فرصتهای اولیه برای ایجاد وتوسعه گردشگری در منطقه وجود دارد. این مسئله را با چند بار بازدید از منطقه و پرسش و پاسخ از اهالی محل و گردشگران که برای سپری کردن اوقات فراقت به منطقه می آیند را می توان پاسخ گفت. در بازدیدهای میدانی از منطقه در فصول مختلف به راحتی می توان دریافت که افراد زیادی از روستاها و شهر مشهد این منطقه را انتخاب می کنند راه آسفالته و فضای بسیار زیبا و آرامش بخش یکی از اثرات مثبت در افزایش گردشگری در منطقه است. و همچنین ناگفته نماند که در منطقه بیمار آب وجود آبگیر نزدیک به غار موجب شده که گردشگران از محیط زیبا لذت ببرند.غار آل و غار بیمارآب در معرض بازدید گردشگران هستند و در حال

تخریب اند. «آب و هوای غار برای پرورش انواع گوناگون قارچ های خوراکی مناسب است» (گف،۱۳۸۳ : ۲۹)حجم بازدید کنندگان غارها آسیب زیادی به فضای غارها زده و هر ساله مقدار زیادی زباله به محیط آن افزوده می شود. و طبیعتا نتیجه آن به هم خوردن اکوسیستم غارها و به خطر افتادن زندگی غار زیانی همانند خفاش ها شده است. و دلیل این مدعا تالار خفاش غار آل است که روزگاری مملو از خفاش بوده و اینک فقط تعداد اندکی در محل رویت شد. با توجه به اهمیت این دو غار برای ساکنین و بازدید کنندکان، می بایست در حفظ و نگهداری آن کوشش نمود و محیط غار را حفظ کرد. حفظ حوضه آبریز کارستی همانند آل – کوشک آباد ضروری است.

منابع

۱-بهنیافر، ثروتی عوامل بالقوه آلایندگی منابع آب کارستی در حوضه آبریز کارده ۱۳۸۳
۲-خوش رفتار، رضا، « حفاظت مناطق کارست و غارها »۱۳۸۹ نشر حق شناسی، رشت
۳-زنده دل ، حسن ودستیاران، راهنمای غارهای ایران، ۱۳۸۷نشر ایرانگردان، تهران
۴-قبادی، محمدحسین، زمین شناسی مهندسی کارست،۱۳۸۶انتشارات دانشگاه بوعلی سینا
۵-گیلیسون، دیوید « غارشناسی فرایندها، توسعه، مدیریت » ترجمه ولایتی،سعدالله، بهنیافر، ابوالفضل، نشر سخن گستر مشهد ۱۳۸۶
۶-گف، جکی، « چراهای شگفت انگیز (غارها) » ترجمه صالحی طالقانی، امیر، ۱۳۸۳ تهران انتشارات محراب قلم

برآورد و مقایسه‌ی پتانسیل تولید رسوب با استفاده از مدل هیدروفیزیکی در زیر حوضه‌های خرکت، سیج و آل کارده با استفاده از سیستم جغرافیایی (GIS)

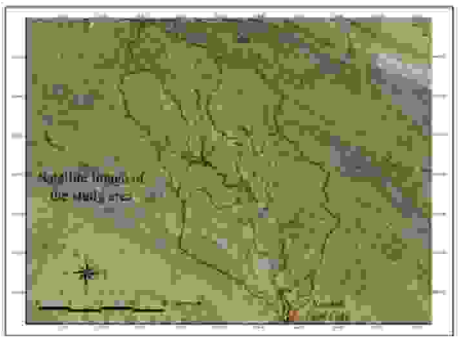
[۱]حمید نژادسلیمانی، [۲]مجید ابراهیمی، [۳]مهوش نداف‌سنگانی

[۱]دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه فردوسی مشهد، solayman2024@yahoo.com
[۲]دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه حکیم سبزواری، majid_ebrahimi2@yahoo.com
[۳]دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه فردوسی مشهد، mahvash.naddaf@yahoo.com

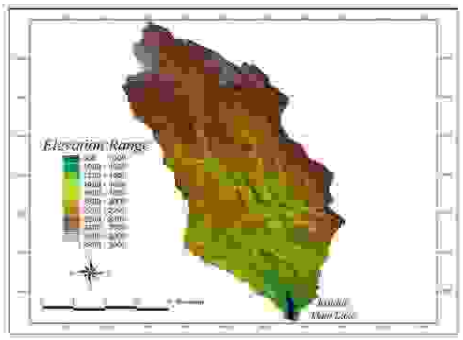
مقدمه

فرسایش خاک یعنی جابجایی افقی خاک از محلی به محل دیگر توسط آب و یا باد. (کنده شدن خاک از محلی و انباشته شدن آن در محل دیگر (کردوانی۲۲۷:۱۳۷۵) فرسایش بر دو نوع است: الف- فرسایش طبیعی یا نرمال[۱۰۱] (ژئولوژیکی) ب- فرسایش تشدیدی یا غیر نرمال (سریع، مخرب[۱۰۲]) (الیاس آذر،۴۴:۱۳۷۴). فرسایش یکی از برجسته‌ترین اشکال تجزیه زمین (رورفتگی خاک، کاهش حاصلخیزی، ناپایداری شیب) می‌باشد که بیشتر تحت تأثیر مدیریت و استفاده از زمین است. بعضی عوامل متغیر (آب، پوشش آبهای سطحی و زندگی گیاهی) و نامتغیر (اندازه آبخیز، عوارض زمین و سنگ‌شناسی) هم تأثیراتی بر میزان فرسایش و تولید رسوب دارد. تغییر شکل زمین بیشتر در نواحی روستایی که در آن گستردگی فعالیت‌های بی‌ثبات کشاورزی در تجزیه خاک به‌طور غیر قابل پیش‌بینی همکاری دارد روی می دهد (Ai De et al., 1995). بسیاری از مطالعات نشان داده‌اند که تمام تغییرات استفاده از زمین با فعالیتهای بشر در دوران معاصر روی داده است. با این وجود، شرایط زیستی- فیزیکی زمین مانند ویژگی‌های خاک، آب و هوا، توپوگرافی و پوشش گیاهی، الگوی فضایی کاربرد زمین و تغییرات کاربرد زمین را تعیین می‌کنند (Veldkamp et al.,1996). فرسایش سطحی و تولید رسوب عوامل مهمی هستند که باید در برنامه ریزی پروژه های منابع طبیعی تجدید شدنی در نظر گرفته شوند. روش‌ها برای برآورد تولید رسوب، ابتدا برای تحلیل تأثیرات فعالیت‌های کشاورزی توسعه یافت. اولین مدل استفاده شده معادله هدر رفت خاک جهانی یا Usle بود (Wischmeier et al.,1978). اکنون رایج‌ترین مدل‌های مورد استفاده فرسایش و رسوب: Musle (معادله‌ی اصلاح شده جهانی فرسایش خاک)، Weep (پروژه پیش‌بینی تحلیل آب) Rusle (معادله‌ی معکوس جهانی فرسایش آب)، Psiac و Epm و هیدروفیزیکی (روش پتانسیل فرسایش) است (Mati et al., 2000). مدل هیدروفیزیکی بر مبنای عامل می‌باشد که به معنای آن است که یک سری از عوامل که هرکدام یک یا چند فرایند و فعل و انفعال آنها را تعیین می‌کنند، برای تولید یک برآورد کلی از هدر رفت خاک ترکیب شده‌اند. اخیرا کاربردهای سیستم اطلاعاتی (GIS) و تکنیک‌های حسگر از از راه دور در فرسایش و ارزیابی تولید رسوب توسعه یافته اند. هدف مطالعه موجود بررسی و مقایسه پتانسیل رسوب‌دهی و فرسایش مناطق خرکت و سیج و آل از زیرحوضه‌های منطقه نیمه خشک، حوضه‌ی آبخیز کارده در شمال شرق ایران با روش هیدروفیزیکی با استفاده از تکنیک GIS می‌باشد. ازجمله تحقیقات و تألیفاتی که در مورد فرسایش و رسوب توسط افراد در این حوزه صورت گرفته می‌توان از دکتر حسین سعادت تحت عنوان فرسایش ورسوبات حوضه آبخیز سدکارده ورابطه آن با سنگ مادر درسال ۱۳۷۲ نام برد. لازم به ذکر است که مطالعات هیدروفیزیکی بر روی این حوضه تحت عنوان پایان نامه تاکنون تنها به صورت تک حوضه توسط مهندس محمد اعظمی‌راد و درسال شهریور ۱۳۷۷ صورت گرفته است. تحقیقاتی که در این حوضه توسط سازمانهای مسئول انجام شده با اهداف آبخیزداری و جلوگیری از فرایش خاک صورت گرفته است. مجری این تحقیقات عمدتا جهاد کشاورزی وسازمان آب منطقه‌ای خراسان و سرجنگلداری کل استان خراسان بوده است. هرچند گزارشاتی نیز درمورد بعضی از زیرحوضه‌ها توسط دانشگاه فردوسی مشهد درسال ۱۳۶۵ ارائه شده است. بیشتر گزارشات درمورد اقلیم، زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی، خاک، پوشش گیاهی، فرسایش، هیدرولوژی ومطالعات اجتماعی واقتصادی حوضه بوده است. دراین پژوهش بعد از انتخاب عنوان به بررسی پتانسیل رسوبدهی با استفاده از روش هیدروفیزیکی از طریق روش استقرایی و قیاسی، کتابخانه‌ای و میدانی و با استفاده از نرم افزار (GIS) گردآوری شده است. زیرحوضه‌های سیج و آل و خرکت متعلق به حوضه آبریز کارده می‌باشد، که از نظر مختصات جغرافیایی در ۳۶ درجه و ۳۷ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۵۸ دقیقه عرض جغرافیایی و ۵۹ درجه و ۲۶ دقیقه تا ۵۹ درجه و ۳۷ دقیقه طول جغرافیایی با مساحتی حدود ۵۴۹ کیلومتر مربع در بخش شرقی زون کپه داغ و در شمال شهرستان مشهد قرار دارد.

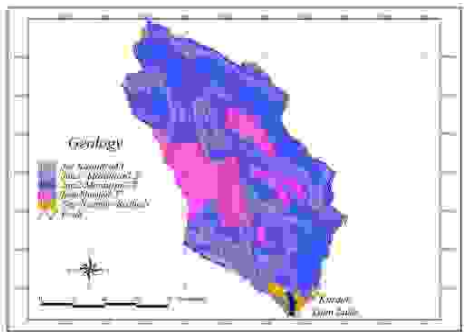
101. Geologic erosion
102. Accelerated erosion



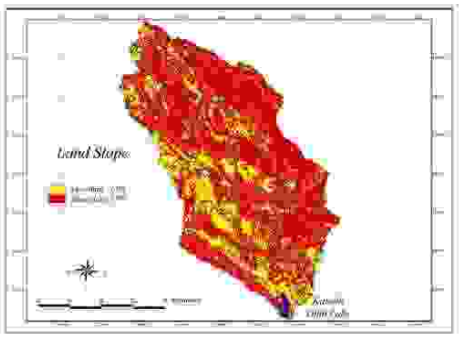
شکل۱: تصویر ماهواره‌ای زیر حوضه‌ها



شکل ۲: نقشه‌ی ارتفاعی زیرحوضه‌ها



شکل ۳: زمین‌شناسی زیر حوضه‌ها



شکل ۴: شیب زیرحوضه‌ها

مواد و روش‌ها

به طور کلی بر اساس روش فوق تغییرات پتانسیل رسوبدهی در زیر حوضه‌های یک حوضه به وضعیت هیدروفیزیکی حاکم در آن همیشگی و ارتباط مستقیم دارد. لذا بررسی و شناخت عوامل هیدروفیزیکی در حوضه و ارزیابی کمی هر یک از آنها اساسی‌ترین مرحله کار در استفاده از این روش بشمار می‌آید. مهمترین این عوامل شامل: مساحت، شیب، قابلیت فرسایش واحدهای سنگ‌شناسی، پوشش گیاهی و بارندگی سالیانه حوضه می‌باشد.

پتانسیل رسوبدهی یک حوضه آبریز با روش هیدروفیزیکی از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$GSY_x = A^s . R . E . V . P$$ رابطه ۱

GSY_x= میزان رسوب دهی A^s= عامل مساحت حوضه R= عامل توپوگرافی E= عامل قابلیت فرسایش V= عامل پوشش گیاهی P= عامل هیدرولوژی (احمدی، ۱۳۸۸: ۵۲۴).

محاسبه عامل مساحت A^s و عامل هیدرولوژی زیر حوضه‌ها

جهت تعیین عامل مساحت حوضه از رابطه $a=A^s$ استفاده کرده که در آن A: مساحت هر یک از زیر حوضه ها به کیلومتر مربع و S: ضریب تناسب حوضه که مقدار آن بر اساس تحقیقات بین ۱-۶ ٪ متغیر است که در حوضه های بزرگ ۰/۶ و حوضه‌های متوسط و کوچک ۱ می‌باشد (احمدی، ۱۳۸۸: ۵۲۵) در این مطالعه مقدار آن برابر یک در نظر گرفته شده است. عامل هیدرولوژی عبارت از میانگین نزولات جوی سالانه به میلیمتر (P) در این روش به عامل هیدرولوژی اهمیت زیادی داده شده است. زیرا عامل اصلی تهیه رسوب محسوب می شود (اعظمی راد وهمکاران، ۱۳۷۷: ۶). بدین منظور مقدار متوسط بارندگی سالیانه هر یک از زیرحوضه‌ها براساس آمار بارندگی ایستگاه‌های هواشناسی منطقه مشخص شده که در جدول (۱) نشان داده شده است.

جدول ۱: محاسبه عامل مساحت (A^s) و عامل هیدرولوژیکی در هر یک از زیر حوضه‌ها

نام زیرحوضه	مساحت (Km^2) (A)	ارزش	AS2	بارندگی سالیانه به میلیمتر (P)
خرکت	۹۷/۳۹	۱	۹۷/۳۹	۳۷۴/۳۰
سیج و آل	۱۴۶/۴۷	۱	۱۴۶/۴۷	۳۲۵/۳۰

با توجه جدول بالا زیر حوضه‌ی سیج و آل دارای بیشترین عامل مساحت بوده و با توجه به شکل ۲ و جدول بالا زیر حوضه‌ی خرکت به علت ارتفاع بیشتر آن نسبت به زیر حوضه سیج آل دارای عامل هیدرولوژیک بیشترب دارد.

محاسبه پوشش گیاهی

بر اساس مطالعات انجام شده در منطقه ۱۰ تیپ پوشش گیاهی با درصد تراکم پوشش گیاهی مشخص شناسایی و در زیرحوضه مورد بررسی قرار گرفت و بر اساس آن عامل پوشش گیاهی (V) از رابطه زیر به دست آمد:

رابطه ۲

$$V=A\frac{1}{\sum_1^n V_n X an}$$

که در این فرمول: A: مساحت زیرحوضه به کیلومتر مربع؛ Vn: درصد پوشش گیاهی در هر تیپ؛ an: مساحت هر یک از تیپ‌های گیاهی بر حسب کیلومتر مربع. حاصل این ارزیابی برای زیرحوضه‌های کارده در جدول (۲) نشان داده شده است. نتایج حاصله نشان می‌دهد در هر زیر حوضه چندین واحد کاری با تراکم پوشش گیاهی متفاوت وجود دارد. برای به‌دست آوردن نزدیک‌ترین میانگین تراکم پوشش گیاهی به واقعیت موجود، در تفکیک قطعات با تراکم‌های مختلف سعی گردیده دقت کافی مبذول و ارزیابی اجمالی تراکم پوشش پرهیز گردد. تراکم ۵۰ و ۸۳ درصد مربوط به اراضی زراعی و باغی است و کمتر از ۵۰ درصد به اراضی مرتعی تعلق دارد (احمدی، ۱۳۸۸: ۵۲۶).

جدول ۲: محاسبه‌ی عامل پوشش گیاهی زیر حوضه‌های کارده

نام زیر حوضه	Vn: درصد پوشش گیاهی	An: وسعت پوشش گیاهی بادرصد Vn	Vn× an	مساحت زیرحوضه Km^2	V= $\frac{A}{\sum_1^n V_n an}$	s_1^n Vn an
خرکت	۶۰ ۵۰ ۷۶ ۶۶ ۶۱ ۷۰ ۴۷ ۳۸	۳ ۲/۷۴ ۱۸/۲۶ ۱۲/۷۰۱ ۲۸/۱۳ ۲/۱۷ ۲۷/۰۷ ۲/۷۱	۲۱۶ ۱۳۷ ۱۳۸۷/۷۶ ۸۳۸/۸۶ ۱۷۱۵/۹۳ ۱۵۱/۹۰ ۱۲۷۲/۲۹ ۱۰۲/۹۸	۹۷/۳۹	۰/۰۱۶۷	۵۸۲۲/۷۲
سیج وآل	۶۰ ۵۰ ۴۹ ۲۵ ۲۶	۱۲/۶۵ ۱۴ ۳۷/۶۱ ۶۱/۷۲ ۲۰/۴۹	۷۵۹ ۷۰۰ ۱۸۴۲/۸۹ ۱۵۴۳ ۵۳۲/۷۴	۱۴۶/۴۷	۰/۰۲۷۲	۵۳۷۷/۶۳

باتوجه به جدول بالا وشکل (۲) زیرحوضه خرکت به علت ارتفاع بیشتر دارای عامل هیدرولوژی (بارندگی) بیشتر و درنتیجه عامل پوشش گیاهی ۴۰٪ به بالا را نسبت به حوضه‌ی سیج و ال دارد.

محاسبه کمیت قابلیت فرسایش (حساسیت به فرسایش) E

طبق جدول (۳) واحدهای سنگی هر کدام دارای مقاومت و حساسیت مختلفی به فرسایش بوده و بر اساس روش فوق کمیت فرسایش واحدهای سنگی را بر اساس مقاومت آنها از ۱ تا ۱۰ توصیف کرده که عدد کمتر برای واحدهای مقاوم و عدد بیشتر برای واحدهای حساس در نظر گرفته می‌شود پس از تعیین کمیت فرسایش هر یک از واحدها و با توجه به مساحت هر واحد سنگی می‌توان عامل قابلیت فرسایش (E را در هر حوضه از رابطه زیر بدست آورد:

رابطه ۳

$$E=\frac{\sum e_n a_n}{A}$$

e_n = کمیت قابلیت فرسایش که بر حسب مقاومت سنگ مشخص می گردد.a_n= مساحت اشغال شده توسط e_n به کیلومتر مربع A = مساحت زیرحوضه یا حوضه به کیلومتر مربع می‌باشد. نتایج محاسبه همچنین نوع سنگ و مساحت و کمیت قابلیت فرسایش واحدهای سنگی حوضه در جدول (۳) نشان داده شده است. باتوجه به جدول (۳) زیر حوضه‌ی خرکت دارای دارای تنوع سازند زمین‌شناسی نسبت به زیر حوضه سیج و آل می‌باشد ولی زیرحوضه‌ی سیج وآل به خاطر مساحت بیشتر و همچنین وسعت قابل توجه این زیر حوضه را سازند مزدوران ۱ و ۲ تشکیل داده است و این سازند دارای کمیت فرسایش بالایی می‌باشد درنتیجه حوضه‌ی سیج و آل دارای کمیت فرسایش بالاتری در جدول ۳ نسبت به حوضه‌ی خرکت می‌باشد.

جدول ۳: قابلیت فرسایش در زیرحوضه‌ها

نام زیرحوضه	سازند زمین شناسی	وسعت سازند $an\ km^2$	کمیت قابل فرسایش en	en× an	E= $\frac{s_1^n\ en\ an}{A}$
	JmZ_1 JmZ_2	۵۴/۹۷	۱/۵	۸۲/۴۵	

خرکت	Jch_1	٪۵۰	۲/۵	۱/۲۵	۳/۰۳
	Ksh_1	٪۷۳	۳	۲/۱۹	
	Jka	٪۴۳	۴	۱/۷۲	
	ksh^a	۲۹/۶۷	۴/۵	۱۳۳/۵۱	
	Jch	۳/۴۸	۵	۱۷/۴۰	
	Ksh	۱/۶۵	۵/۵	۹/۰۷	
	N	٪۲۹	۶/۵	۱/۸۸	
	ksh^m	۴/۶۲	۸	۳۶/۹۶	
	Ql_2	۱/۰۵	۹	۹/۴۵	
سیج و آل	JmZ_2	۷۷/۳۶	۱/۵	۱۱۶/۰۴	۳/۴۴
	JmZ_1	۱۰/۲۳	۲/۵	۲۵/۵۷	
	Jch_1	۹	۴/۵	۱۱۱/۳۷	
	Ksh_1	۱۴/۹۵	۶	۸۹/۷۰	
	Jch	۹/۹۹	۸	۷۹/۹۲	
	Jch^m	۹/۱۹	۹	۸۲/۷۱	

جدول ۴: برآورد پتانسیل رسوبدهی به روش هیدروفیزیکی

شماره زیر حوضه	عوامل هیدروفیزیکی					پتانسیل رسوبدهی X (CSY) تن در سال
	AS Km^2	R%	E	V	P	
خرکت	۹۷/۳۹	۰/۰۵۲۹	۳/۰۳	۰/۰۱۶۷	۳۷۴/۴۰	۹۷/۶۰
سیج و آل	۱۴۶/۴۷	۰/۰۴۷۶	۳/۴۴	۰/۰۲۷۲	۳۲۵/۳۰	۲۱۲/۲۱

بحث و نتایج و یافته‌ها

بر اساس مطالعات انجام شده در زیر حوضه های سیج و آل و خرکت مهمترین اشکال فرسایش شده عبارتند از فرسایش‌های سطحی، شیاری، آبراهه‌ای، آبکندی، کنار رودخانه‌ای، لغزشی، ریزش و تخریب فیزیکی خاک می‌باشد که هریک از این اشکال در اثر عوامل مختلفی بوجود می‌آید. مهمترین این عوامل شامل خصوصیات هیدرولوژیکی، اقلیمی، زمین‌شناسی، پوشش گیاهی توپوگرافی، و نحوه بهره‌برداری و مدیریت انسان از اراضی می‌باشد لذا با توجه عوامل فوق ضرورت برآورد تولید رسوب با روشی که بتواند اکثر عوامل فوق را در منطقه در نظر بگیرد کاملا محسوس به‌نظر می‌رسد از اینرو روش هیدروفیزیکی با توجه به داشتن شاخص‌های مناسب برای بررسی پتانسیل رسوبدهی منطقه روشی مناسب به‌نظر می‌رسد. با توجه به داده‌های به‌دست آمده در جدول شماره (۴) زیر حوضه سیج و آل با پتانسیل رسوب دهی ۲۱/۲۱۲ تن در سال دارای پتانسیل رسوبدهی بیشتری نسبت به زیر حوضه خرکت می‌باشد که عامل مساحت و همچنین قابلیت سازند زمین‌شناسی نقش زیادی در پتانسیل این زیر حوضه را دارند لذا از نظر برنامه‌های مدیریتی و اجرایی آبخیزداری باید به زیر حوضه سیج و آل دقت بیشتری نموده و در اولویت برنامه‌های خود قرارداد.

کلمات کلیدی: پتانسیل رسوبدهی، مدل هیدروفیزیکی، زیر حوضه‌های کارده

مراجع

- احمدی، حسن (۱۳۸۸)، **ژئومورفولوژی کاربردی جلد دوم**، انتشارات دانشگاه تهران.
- الیاس‌آذر، خسرو (۱۳۷۴)، **خاک شناسی(عمومی وخصوصی)**، انتشارات جهاد دانشگاهی ارومیه، چاپ دوم.
- کردوانی،پرویز (۱۳۷۵)، **مناطق خشک(جلد دوم)**، انتشارات دانشگاه تهران.
- Aide, TM ., Zimmeran, J.K., Herrera, L., Rosario, M., Seran, M (1995), **Forest recovery in abandoned tropical pastures in puerto Rico**. Forest Ecology and Management, 77(1-3): 77-86.
- Mati, B.M.,Morgan, R.P. C., GichuKi, F.N., Quintion, J. N.,Brewer ,T.R., Lininger, H. P (2000), **Assesment of erosion hazard with the USLE and GIS:a case study of the upper Ewaso ngiro North basin of Kenya**, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 2(2):78-86
- Veldkamp, A., Fresco, L.O (1996).**CLUE:A conceptual model to study the conversion and its effects**. Ecological modelling, 85(2-3), 253-270.
- Wischmier, W.H, smith, D.D (1978). **Predicting Rainfall Erosion Losses:A Guide to conservation Planning**, Agricultural Handbook (no.5370), Washinngton D C :US Department of Agricult.

شواهد ژئومورفولوژیکی زمین ساخت فعال در حوضه آبخیز دره درام(استان زنجان)

عقیل مددی
دانشیار ژئومورفولوژی دانشگاه محقق اردبیلی ahhil48madadi@yahoo.com

۱-مقدمه

تقریباًهیچ ناحیه ای را در کرۀ زمین نمی توان یافت که در طول چند هزار سال اخیر تحت تغییرات تکتونیکی قرار نگرفته باشد(Keller and Pinter,1996:5). ارزیابی کامل فعّالیّتهای تکتونیکی و به خصوص حرکات تکتونیکی معاصر و جوان و خطرات ناشی از آن نیاز به شناخت کامل از سرعت و آرایش فرآیندهای ژئومورفولوژی دارد. برای این منظور روشهای ژئومورفولوژیکی نقش مهمّی را می توانند ایفاء نمایند. با توجّه به مطالب بالا این مطالعه سعی دارد تا با استفاده از چند شاخص ژئومورفولوژی مثل گرادیان رودخانه، نسبت پیچ و خم رودخانه، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن و... میزان فعال بودن نیروهای درونی را در دره درام مورد مطالعه و ارزیابی قرار دهد. در رابطه با ژئومورفولوژی دره ها افراد زیادی کار کرده اند؛ از پیشگامان تشریح دره ها می توان به Sant and Karant (۱۹۹۳) اشاره نمود که تحول دره های نارمادا در غرب هند را در ارتباط با نحوه نهشته گذاری در دوره های مختلف زمین مورد مطالعه کرده اند. Nash (۱۹۹۴) از محققین دیگری است که از دیدگاه متفاوت تحول دره ها را مورد تحلیل قرار داده و در این زمینه آثار بسیار با ارزشی ارائه نموده است. Tipping (۱۹۹۴) نیز با استفاده از تراسهای رودخانه ای، تحول یکی از دره های اسکاتلند را تحلیل نمود. Zelidies (۲۰۰۰) نیز تحول دره ها را در ارتباط با تکتونیک مورد بررسی قرار داده است. جداری عیوضی(۱۳۶۷) ژئومورفولوژی دره اهر مورد بررسی قرار داده و چنین نتیجه گرفته که بخش جنوبی حوضه برای وقوع زمین لغزه بسیار مساعد است. مددی و همکاران(۱۳۸۳) فعّالیّت های نئوتکتونیک را با استفاده از روش های ژئومورفورلوژی در دامنه های شمالغربی تالش مورد بررسی قرار داده اند. مختاری (۱۳۸۶) به تحلیل زمین ساخت – رسوبی چاله تکتونیکی و در حال گسترش مرند پرداخته است. گورابی و نوحه گر(۱۳۸۶) به بررسی ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبخیز درکه پرداخته اند. کرم (۱۳۸۸) بخشی از زمین منظرهای شمال غرب شیراز را از نظر واحدهای ژئومورفولوژیکی طبقه بندی نموده است. خاوری و همکاران(۱۳۸۹) به بررسی زمین ساخت فعال حوضه کرج بر اساس شاخص های زمین ریختی پرداخته اند. کرمی(۱۳۸۹) فعالیتهای تکتونیکی حوضه ی آبریز سعیدآبادچای را تحلیل و بررسی نموده است.

۲- مواد و روش‌ها

معرّفی منطقه:

حوضه‌آبریز دره درام بامساحتی در حدود ۱۶۶ کیلومترمربع و محیط ۷۱/۵ کیلومترمربع در شهرستان طارم (استان زنجان) قرار دارد و رود اصلی سیاهورود (درام) از آن عبور کرده و به قزل اوزن می ریزد. این حوضه در عرض جغرافیایی ۳۷ درجه و۱۲ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۳۰ دقیقه و طول جغرافیایی ۴۸ درجه و ۴۶ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۵۵ دقیقه قرار گرفته است(شکل۱).

شکل۱-موقعیت منطقه ی مورد مطالعه

دره مورد مطالعه از نظر زمین شناسی جزء زون البرز غربی و آذربایجان محسوب می شود(درویش زاده،۱۳۸۳: ۱۱۱)و از نظر ژئومورفولوژی در بخش تالش جنوبی قرار دارد(علایی طالقانی،۱۳۸۶: ۸۴).این منطقه دارای آب و هوای نیمه خشک و سرد با متوسط درجه حرارت ۱۲/۵ درجه سانتی گراد و میزان بارش سالانه ۳۴۰ میلی متر است(منابع طبیعی شهرستان طارم،۱۳۸۴: ۹).

برای بررسی میزان فعالیّت تکتونیکی و به خصوص فعالیّتهای نئوتکتونیکی در دره درام، از شاخص های ژئومورفولوژی استفاده شده است.بدین منظور ابتدا نقشه توپوگافی منطقه مورد مطالعه رقومی گردید؛ سپس شاخص های مربوطه در محیط arc Gis مورد ارزیابی قرار گرفت و برای اطمینان از صحت سقم نتایج بدست آمده مشاهدات میدانی از منطقه صورت گرفت. همچنین برای به دست آوردن اطلاعات لازم ازنقشه های توپوگرافی، زمین شناسی و تصاویر ماهواره‌ای استفاده گردیده است.

۳- بحث و نتایج و یافته ها

شاخص شاخص گرادیان رودخانه(SL) یکی از شاخصهای ژئومورفیک می باشد که برای سنجش میزان فعالیّت نیروهای درونی و تکتونیکی مورد استفاده قرار می گیرد و از رابطهٔ زیر بدست می آید:

$$SL = (\Delta H / \Delta L).L$$

در این رابطه :Sl : شاخص گرادیان رودخانه، ΔH: اختلاف ارتفاع در یک مقطع خاص از رودخانه، ΔL: فاصلهٔ افقی همان محل و L: طول رودخانه از نقطهٔ مرکزی همان محل تا سرچشمهٔ رودخانه می باشد.

در منطقه‌ی مورد مطالعه شاخصSL برای ۵ زیرحوضه ی اصلی دره‌ی درام محاسبه شد و میزان متوسط شاخص گرادیان رودخانه برای این حوضه ها از ۲۷۵ در حوضه‌ی(۲) تا ۶۴۷ در حوضه ی (۵) در نوسان می باشد.متوسط میانگین شاخصSL برای دره‌ی مورد مطالعه برابر ۴۵۴ است که این عدد نشان دهنده ی فعالیت تکتونیکی بالا در این دره است.در این میان حوضه ی ۵ دارای بیشترین مقدار شاخصSL می باشد که این امر بعلت بالا بودن تکتونیک فعال در این بخش(شرق حوضه)و همچنین تشکیل این بخش از سنگهای مقاوم و سخت می باشد. بازدیدهای میدانی از دره نیز مؤید همین مطلب است. بالا بودن شاخص SL را می توان در این بخش با گسل بندرگاه - نوکیان در ارتباط دانست. همچنین کمترین مقدارSL مربوط به حوضه ی ۲(شمال حوضه) می باشد که بر اساس بازدیدهای میدانی و بررسی نقشه های زمین شناسی می توان گفت که علت این امر فعالیت تکتونیکی ضعیف تر در این بخش می باشد. همچنین لیتولوژی این بخش در مقایسه با سایر بخشهای دره‌ی مورد مطالعه از نوع رسوبات نرم بوده که هوازدگی در سطح آنها خیلی زیاد است.

شاخص پیچ و خم آبراهه(S) که برای بررسی فعالیّت تکتونیک در این مطالعه بکار رفته، پیچ و خم آبراهه اصلی است. برای ارزیابی پیچ و خم رودخانه از رابطه‌ی زیر استفاده می شود:

$$S = C / V$$

در این رابطه: S: میزان سینوزیته یا پیچ و خم رودخانه، C: طول رودخانه یا جریان و V: طول دره است(شکل ۳).

هرچه مقادیر عددی بدست آمده زیاد باشد، حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل است و هر چه کمتر باشد، دلیل فعّال بودن تکتونیک در منطقه است. با مطالعاتی که بر روی ۵ زیر حوضه‌ی اصلی دره‌ی درام انجام گرفته، میزان سینوزیته‌ی رودخانه ها از ۰/۸ در حوضه‌ی ۴ تا ۱/۱ در حوضه‌ی ۳ بدست آمد، و میانگین شاخص مورد نظر در دره برابر ۱/۰۲ می باشد(جدول ۱).بنابراین با توجّه به این شاخص می توان نتیجه گرفت که منطقهٔ مورد مطالعه از نظر تکتونیکی به حالت تعادل نرسیده و نیروهای درونی و زمینساختی هنوز هم در تحوّل مورفولوژی منطقه نقش بسزائی دارند.

شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن(Vf) برای بررسی میزان فعّالیّت نیروهای زمین ساختی در منطقه استفاده شده است. برای بدست آوردن این شاخص از فرمول زیر استفاده می شود:

$$VF = 2\ VFW / [(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]$$

در این فرمول VF شاخص نسبت عرض کف بستردره به ارتفاع آن، Vfw: پهنای کف دره، Eld: ارتفاع خط تقسیم آب در سمت چپ دره، Erd: ارتفاع خط تقسیم آب در سمت راست دره (شکل۴) و Esc: ارتفاع متوسط دره ازسطح آبهای آزاد است. در دره‌ی مورد مطالعه این شاخص برروی دو دره‌ی اصلی منطقه یعنی دره های شیرین سو و تازه کند به شرح زیر بدست آمده است:

Vf = ۲×۱۵۰/ (۲۳۰۰–۱۵۰۰) + (۲۳۰۰– ۱۵۰۰) = ۰/۳: دره تازه کند

Vf = ۲×۱۵۰/ (۲۱۰۰–۱۰۰۰) + (۲۰۰۰– ۱۰۰۰) = ۰/۱۴: دره شیرین سو

Vf = ۰/۲: میانگین

همانطور که ملاحظه می شود اعداد بدست آمده در دو دره و نیز میانگین بدست آمده از منطقه از عدد یک کمتر بوده و با توجه به مطالب ارائه شده توسط بال و مک فادن(۱۹۷۷)این امر نشان دهنده‌ی فعالیتهای نو زمین ساختی و بالا بودن تکتونیک فعال در منطقه است.لازم به ذکر است که

نقشه های توپوگرافی،عکسهای هوایی،مشاهدات میدانی و پروفیل های ترسیم شده بر روی دره های یاد شده نیز گفته های بالا را تایید می کنند و این مسئله حفر قائم رودخانه ها و وجود دره های V شکل و جوان رانشان می دهد.

شاخص شاخص شکل حوضه(BS) جهت بررسی وضعیت تکتونیکی مناطق کوهستانی بویژه حوضه ها به کار می رود.

$$Bs=BL/BW$$

که در این فرمول BS شاخص شکل حوضه، BL اندازه ی طول دورترین نقطه ی حوضه تا خروجی آن و BW اندازه ی پهن ترین بخش حوضه در عرض حوضه است. برای حوضه ی مورد مطالعه شاخص شکل حوضه ۲/۹۴ بدست آمده است. همانطور که ملاحظه می شود عدد بدست آمده از عدد۲ بالاتر بوده (جدول ۲) و باتوجه به توضیحات ارائه شده در بالا این نتیجه گرفته می شود که دره‌ی مورد مطالعه از نظر تکتونیکی فعال بوده و شکل طولی دارد.

جدول ۲-مقدار شاخصهای VF و BS در دره ی مورد مطالعه

نام دره	شاخص VF	شاخص BS
تازه کند	/۳	-
شیرین سو	/۱	-
میانگین	/۲	۲/۹۴

شاخص نا متقارن بودن حوضه(Af) روشی برای تشخیص وجود کج شدگی ناشی از فعالیتهای تکتونیکی در حوضه هایزهکشی می باشد(همدونی و همکاران، نقل از یمانی و همکاران،۱۳۸۹: ۱۱). شاخص نامتقارن بودن حوضه به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$AF = 100 (Ar / At)$$

که در این فرمول Af شاخص عدم تقارن، Ar مساحت طرف راست رودخانه و At مساحت کل حوضه آبریز می باشد. اقلیم و لیتوژی برای تمامی حوضه تا حدودی یکسان می‌باشد، بنابراین بررسی این شاخص در منطقه منطقی به نظر می‌رسد. شاخص Af در حوضه دره درام ۴۴/۶ بدست آمده است که نشان دهنده کج شدگی حوضه به طرف راست می باشد و بیانگر فرسایش زیاد در طرف چپ رودخانه است (شکل ۵).

منحنی هیپسومتریک و انتگرال منحنی هیپسومتریک توزیع و پراکندگی ارتفاعات در سطح یک ناحیه از زمین ، یک حوضه آبریز یا تمام سیاره زمین را توضیح می‌دهد (Keller & Pinter,1996:122). انتگرال هیپسومتریک بیانگر مساحت زیر منحنی است که از صفر تا یک متغییر است، اگر مقدار آن به صفر نزدیکتر باشد نشاندهنده فرسایش زیاد و اگر به یک نزدیک باشد نشاندهنده فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی می باشد. در منطقه مورد مطالعه انتگرال هیپسومتریک به صورت زیر بدست آمده است:

$$Hi= Hmean- Hmin \div Hmax – Hmin$$
$$Hi=2050-440/3080-440$$
$$Hi==0.61$$

شاخص انتگرال هیپسومتریک بالا بیانگر توپوگرافی جوان می باشد . مقدار میانه و متوسط انتگرال هیپسومتریک بیانگر مرحله بلوغ و چنانچه منحنی هیپسومتریک به صورت هلالی شکل باشد ، دلالت بر مرحله پیری حوضه زهکشی دارد(گورابی و نوحه گر، ۱۳۸۶: ۱۸۲). مقادیر بالای انتگرال هیپسومتریک در حوضه درام (۰/۶۱) دلالت بر وجود پستی، بلندی و توپوگرافی بالا نسبت به میانگین حوضه زهکش است و نشاندهنده جوان بودن حوضه از نظر ژئومورفولوژی می باشد. مرحله ای که با برش های عمیق و برجستگی های ناهموار و ناصاف توصیف می شود.

بطور کلی با توجه به مطالعه شاخص های فوق و بازدیدهای متعدد میدانی و مشاهده لندفرم های مختلف می توان گفت که دره درام در دوره های مختلف زمین شناسی تحت تأثیر حرکات تکتونیکی متعدد قرار داشته است؛ این حرکات در حال حاضر به پایان نرسیده و هنوز هم به صورت بطئی و کند به فعالیت خود ادامه می دهند.

۴- مراجع

۱. جداری عیوارضی، جمشید، ۱۳۶۷، ژئومورفولوژی دره اهر، پژوهشهای جغرافیایی، شماره ۲۴،صص ۵-۷۲.
۲. خاوری،رضوان(۱۳۸۹)، نشانه های زمین ریختی زمین ساخت فعال حوضه رودخانه کرج در دامنه جنوبی البرز مرکزی،نشریه علوم زمین، شماره ۷۵، صص ۶۷-۷۴.
۳. درویش زاده، علی. محمدی، مهین، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، چاپ هفتم، انتشارات پیام نور، تهران، ۳۰۰ صفحه.
۴. سلیمانی،شهریار، ۱۳۷۸، رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه شناسی، انتشارات موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ۱۲۵صفحه.
۵. سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح ،۱۹۹۷، نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ ماسوله
۶. سازمان زمین شناسی کشور،۱۹۹۷ ، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ ماسوله.

۷. علایی طالقانی، محمود(۱۳۸۶)،ژئومورفولوژی ایران. چاپ چهارم، تهران: انتشارات قومس،۳۸۸صفحه.
۸. فریفته ، جمشید، ترجمه (۱۳۷۰)،تحلیل‌های کمی در ژئومورفولوژی ، تهران : انتشارات دانشگاه تهران ، ۳۶۸ صفحه.
۹. کرم، عبدالامیر(۱۳۸۸)، طبقه بندی زمین منظرهای ژئومورفولوژیکی براساس پارامترهای توپوگرافی در محیط GIS، جغرافیا و توسعه، ش۱۴، ص ۸۲-۱۰۰.
۱۰. کرمی، فریبا(۱۳۸۹)،ارزیابی ژئومورفیک فعالیتهای تکتونیکی در حوضه زهکشی سعید آباد چای،پژوهشهای جغرافیای طبیعی،شماره ۶۹، ص۶۷-۸۲.
۱۱. گورابی، ابوالقاسم ، نوحه گر، احمد (۱۳۸۶)،شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه ی آبخیز درکه، پژوهشهای جغرافیایی، ش ۶۰، ص۱۷۷-۱۹۶.
۱۲. مختاری،داود(۱۳۸۶)، تحلیلهای زمین ساخت – رسوبی چاله های تکتونیکی و در حال گسترش مرند.پژوهشهای جغرافیایی، ش ۶۰، ص۱۲۹-۱۴۶.
۱۳. مددی، عقیل، رضایی مقدم، محمدحسین، رجایی، عبدالحمید(۱۳۸۳)، تحلیل فعالیتهای نئوتکتونیک بااستفاده از روش های ژئومورفولوژی در دامنه های شمالغربی تالش، پژوهشهای جغرافیایی، ش۴۸،ص ۱۲۳-۱۳۸.
۱۴. منابع طبیعی شهرستان طارم(۱۳۸۴)،طرح مرتعداری سیاهورود،۱۲۰ صفحه.
۱۵. یمانی، مجتبی، کامرانی دلیر ، حمید ، باقری، سجاد (۱۳۸۹)، مورفومتری و ارزیابی شاخص های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نو زمین ساخت در حوضه آبریز چله (زاگرس شمال غربی)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۷، ص۱-۲۶.

16. Bull, W.B, MCFaden,L.D. (1977), “Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California”; annual Geomorphology symposium; state university of New yorkP.115-138.
17. Bull, William, knuepfer, peter L.K. (1987), Adjustments by the Charwell River, newzland, touplift and climatic changes; Geomorphology P.15-32.
18. Burbank, Douglas. W, Anderson, Robert. S (2000), Tectonic Geomorphology, Blackwell publisher.
19. Keller, Edward .A. Pinter, Nicholas .1996; Active tectonics; Prentice Hall publisher, Newjersey,P 338.
20. Nash, D (1994), Dugieurust development and valley evolution, Earth surface and landforms.11:7001-117.
21. Rüdiger, Z.R. Fodor, L. Horváth, E.Telbisz, T.(2009) Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary, Geomorphology, Volume 104, Issues 3-4, P 203-217.
22. Sant,D.A and R.V.karanth (1993)Drainage evolution of the lower VaramadaValley.Westernindia Geomorphology.8:22-224.
23. Strahler, Arthur N (1964); “Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks” Hand book of applied hydrology, Mc grow-Hill, P38-73.
24. Tipping (1994) fluvial chronology and valley floor evolution of the upper Bowmontvalley. Bordersregion. Scotland Earth surface processes and land forms.19: 614-657
25. 22)Zelidis , A(2000)Drainage evolution in a rifted basin Corinth graben Greece. Geomorohology.35:69-85.

ارزیابی پتانسیل ژئومورفوسایت‌ها در محوطه‌های توریستی منطقه ساحلی خلیج فارس

[۱] امیر صفاری، [۲] مهدی احمدی، [۳] زهرا عبدی.
[۱] دانشیارژئومورفولوژی، دانشگاه خوارزمی، saffari@khu.ac.ir
[۲] دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه خوارزمی، m.ahmadi@ut.ac.ir
[۳] کارشناسی علوم تربیتی دانشگاه پیام نور واحد اشکنان(فارس)، ahmadi.m.geo@gmail.com

مقدمه

ژئومورفوتوریسم یکی از رویکردهای نوین در حوزه‌ی مطالعات علوم زمین و گردشگری است که به طور کلی بر شناخت ژئومورفوسایت‌ها، تو سعه‌ی‌گرد شگری و حفاظت میراث ژئومورفیک به طور توام ا ستوار ا ست و رویکردی م سئولانه، حفاظتی و علمی درباره عوارض و پدیده‌های زمین شنا سی و ژئومورفولوژی ا ست که در پی تو سعه زمین گرد شگری به منظور تو سعه اقت صادی و اجتماعی جامعه بومی می‌با شد. از آن‌جا که در ایران به‌رغم وجود ژئومورفوسایت‌های متنوع در زمینه‌ی ارزیابی این چشم اندازها از منظر پایداری و توانمندسازی گردشگری و در مجموع مدیریت گردشگری مطالعات سازمان یافته‌ای صورت نمی‌گیرد (جدول ۱) پیشینه برخی مطالعات انجام شده در داخل و خارج از کشور در زمینه ژئومورفوسایت‌ها را نشان می‌دهد . بنابراین ارائه روش‌های ارزیابی جامع در تحقق توسعه ارزش‌های علمی، فرهنگی، اقتصادی و مانند آن در این راستا ضروری به نظر می‌رسد. محدوده مورد مطالعه واقع در بخشی از محدوده سواحل خلیج فارس برگرفته از سایت‌هایی با قابلیت‌های بسیار بالا است که تحت تاثیر فرآیندهای مختلف ساحلی، تکتونیک، بادی و فر سای شی شکل گرفته ا ست. این مقاله می‌کو شد در را ستای ارزیابی ژئومورفو سایت‌ها و تدوین مدلی بومی مبتنی بر ابعاد ژئومورفولوژی و مدیریت محیط، ۸ نوع از ژئومورفوسایت منطقه مورد مطالعه را مورد ارزیابی قرار دهد تا روند برنامه‌ریزی و مدیریت آن‌ها در جهت استعداد ظرفیتی تعیین و اجرا شود.

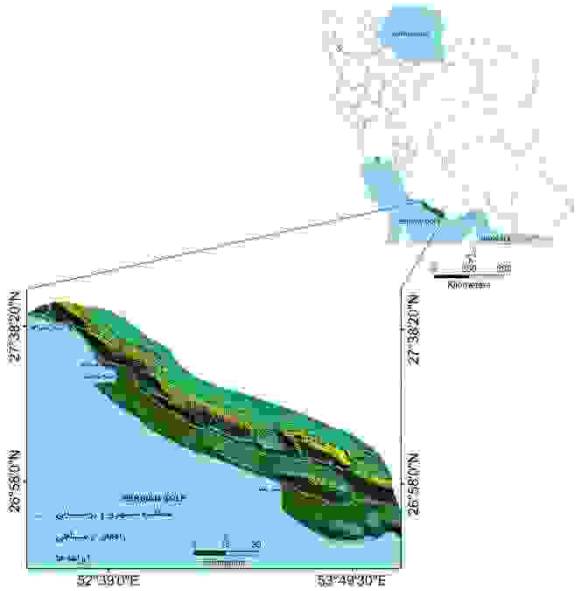
جدول۱: برخی مطالعات انجام شده در رابطه با ژئومورفوسایت‌ها

محققین	توضیحات
پرالونگ[۱۰۳] (۲۰۰۵)	به معرفی و ارزیابی ژئومورفوسایت‌های منطقه چامونیکس سوئیس پرداخته و با ارائه یک مدل ارزیابی و تعیین معیارهای استاندارد ژئوتوریسم، ژئوتوریسم منطقه را بررسی کرده است؛
پری‌را[۱۰۴] و دیگران (۲۰۰۷)	ارزیابی قابلیت ژئومورفوسایت‌ها به صورت ترکیبی در پارک ملی مونتشینو در پرتقال که با بررسی ۱۵۴ سایت ۲۶ ژئومورفوسایت، انتخاب و دارای قابلیت سرمایه‌گذاری تعیین شدند؛
مختاری(۱۳۹۳)	اصول موضوعه دانش ژئومورفولوژی و جایگاه ژئوتوریسم(نقدی در حوزه دانش ژئومورفولوژی ایران)
رینارد و دیگران (۲۰۰۷)	ارائه‌ی یک روش ارزیابی ژئومورفوسایت‌ها مبتنی بر تعیین ارزش‌های علمی و مکمل در ژئومورفوسایت‌ها که علاوه بر ابعاد علمی ابعاد حفاظتی نیز باید مورد تاکید قرار گیرد؛
مقصودی و همکاران (۱۳۹۱)	در ارزیابی ژئومورفوسایتهای پارک ملی کویر که برای اولین بار از روش آقای پریرا استفاده شد و پس ارزیابی ۱۰ ژئومورفوسایت، در نهایت شیب‌های واریزه‌ای را به عنوان ژئومورفوسایت برتر انتخاب کردند
یمانی و همکاران (۱۳۹۱)	به مقایسه‌ی ژئومورفوسایت‌های استان هرمزگان را به صورت تطبیقی با دو روش پریرا و پرالونگ پرداختند و به مشابهت‌های نتایج این دو روش اشاره کردند؛

۱-۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه

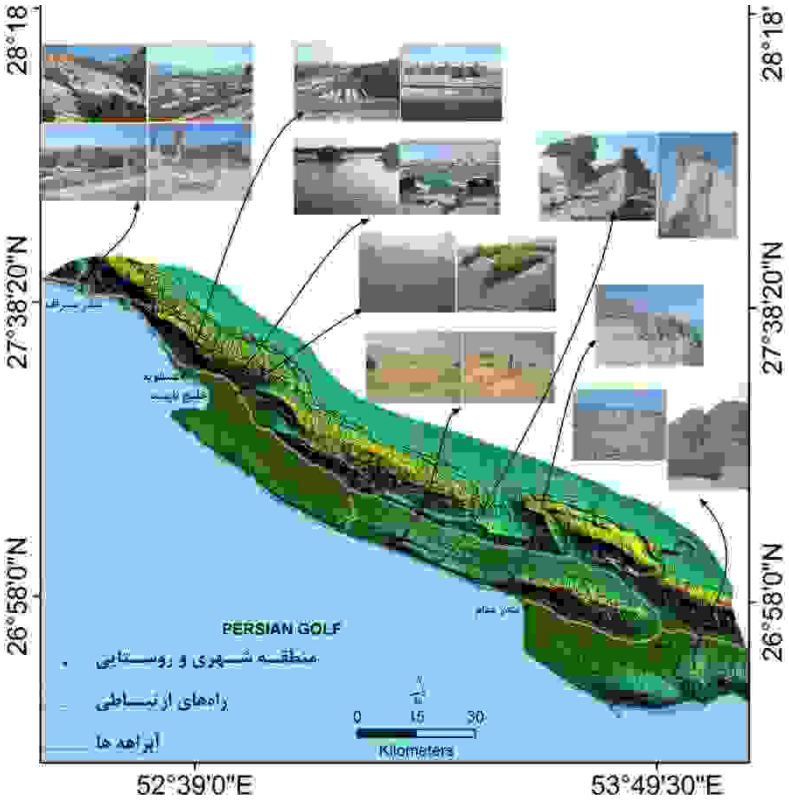
منطقه مورد مطالعه بخشی از خط ساحلی خلیج فارس می‌با شد که از نظر تقسیمات سیا سی شامل شهر ستان پار سیان (از رو ستای غدیر کوهی تا پارسیان) واقع در غرب استان هرمزگان و بخشی از شهرستان عسلویه (از خلیج نایبند تا بندر سیراف) واقع در شرق استان بوشهر می‌باشد (شکل ۱).

[103] Pralong
[104] Pereira



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه

پایین بودن عرض جغرافیایی و همجواری با خلیج فارس، شـرایط اقلیمی خاصـی را بر منطقه حاکم نموده اسـت که این امر موجب شـکل‌گیری پدیده‌های خاص ژئومورفولوژیکی شده است. لند فرم‌هایی که تحت تاثیر فرآیندهای بادی، آبی، ساحلی و تکتونیکی باعث شکل‌گیری پدیده‌های متنوع و جذاب شده‌اند (شکل ۲) موقعیت ژئومورفوسایت‌ها و سایت‌های فرهنگی را نشان می‌دهد .



شکل ۲ موقیت ژئومورفوسایت‌ها و سایت‌های فرهنگی

مواد و روشها

این مقاله می‌کوشد با تدوین مدل بومی در محوطه توریستی مورد مطالعه و ارزیابی توانمندی آن به کمک مطالعات میدانی مبتنی بر اصول ژئومورفوتوریسم جامع‌ترین دیدگاه را در راستای ارزیابی ژئومورفوسایت‌ها ارائه دهد. به عبارت دیگر طرح مدل‌های بومی مبتنی بر شرایط ژئومورفیک منطقه، این امکان را می‌دهد تا مناسب‌ترین معیارها و نیز مطابق با شرایط محدوده مورد مطالعه انتخاب شود و در فرایند مدیریتی این مناطق شرایط مطلوبی فراهم شود. روش تحقیق در این پژوهش از نوع پیمایشی می‌باشد. از نظر روش‌شناسی و روش ارزیابی ژئومورفوسایت‌ها، در این مقاله به کمک مطالعات میدانی و شناخت همه جانبه از وضعیت ژئومورفولوژی و مدیریت محیط منطقه، اقدام به مدلی بومی در راستای تحقق گردشگری پایدار در منطقه مورد مطالعه صورت گرفت. این مدل در دو معیار اصلی ژئومورفولوژی و معیار مدیریت که هر کدام شامل زیر معیارهایی می‌باشند(جدول ۲). که برای هر زیر بخش جدولی تنظیم و مورد ارزیابی و نمره دهی قرار گرفتند. پس از ارزش گذاری هر معیار در جداول، ارزش هر معیار جمع و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند.

جدول ۲: معیارها و زیر معیارهای مورد ارزیابی شده در منطقه مورد مطالعه

ارزش ژئومورفولوژی		ارزش مدیریت محیط	
ابعاد علمی	ابعاد مکمل	ابعاد حفاظت میراث زمین	ابعاد کاربردی وبهره‌وری
کمیابی	عیار تاریخی(آثار تاریخی مجاور)	حساسیت و شکنندگی	نحوه دسترسی
آموزشی	عیار اکولوژی(تنوع فون و فلور)	ظرفیت آسیب پذیری در صورت استفاده	قابلیت رویت
میزان دست نخوردگی	عیار زیبایی ظاهری (تنوع و ترکیب)		نحوه خدمات گردشگری
مطالعات علمی			قوانین حفاظتی

بحث و نتایج و یافته‌ها

با بررسی و پیمایش میدانی و تحلیل چندجانبه از سوی نویسندگان نتایج (جدول ۳) را نمایش می‌دهد.

جدول ۳: ارزیابی نهایی از ژئومورفوسایت‌های منطقه خلیج فارس

ژئومورفوسایت	عیار علمی بیشترین امتیاز۴	عیارمکمل بیشترین امتیاز۳	ارزش ژئومورفولوژی بیشترین امتیاز ۷	عیار حافظت بیشترین امتیاز۲	عیارکاربردی و بهره وری بیشترین امتیاز۴	ارزش مدیریت محیط بیشترین امتیاز ۶	ارزش نهایی بیشترین امتیاز۱۳
تالاب‌های جزر و مدی و جنگل حرّا	۲/۷۵	۲/۲۵	۵	۱/۲۵	۲/۷۵	۴	۹
سواحل پرتگاهی	۳/۲۵	۲	۵/۲۵	۱	۲/۵۰	۳/۵۰	۸/۷۵
نبکاها	۲/۵۰	۲	۴/۵۰	۱/۲۵	۲/۵۰	۳/۷۵	۸/۲۵
تپه‌های ماسه‌ای ساحلی	۲/۷۵	۲	۴/۷۵	۰/۷۵	۲	۲/۷۵	۷/۵۰
اشکال فرسایش بادی قارچی	۲/۵۰	۱/۵۰	۴	۱/۲۵	۲/۲۵	۳/۵۰	۷/۵۰
سواحل ماسه‌ای کم شیب	۲/۵۰	۱/۲۵	۳/۷۵	۱	۲/۵۰	۳/۵۰	۷/۲۵
کوه‌های مریخی	۲/۷۵	۱/۵۰	۴/۲۵	۱/۵۰	۱/۵۰	۳	۷/۲۵
گنبد نمکی	۲/۵۰	۱/۲۵	۳/۷۵	۱/۲۵	۱/۲۵	۲/۵۰	۶/۲۵

با مطالعاتی که بر روی زمین و بازدید چندباره از سایت‌ها صورت گرفت. ارزیابی ۸ عارضه منتخب در محوطه مورد مطالعه را می‌توان در سه دسته اصلی مورد توجه قرار داد. ۱- تالاب‌های جزر و مدی، سواحل پرتگاهی و نبکاها؛ ۲- تپه‌های ماسه‌ای ساحلی، اشکال قارچی، سواحل ماسه‌ای و کوه‌های مریخی؛ ۳- گنبدهای نمکی. آنچه اهمیت این طبقه بندی را بیشتر نمایان می‌سازد، نحوه نگرش به هر کدام از آن‌هاست. به عبارت بهتر ژئومورفوسایت‌هایی که در دسته اول قرار گرفتند برنامه ریزی و مدیریت محیطی متفاوتی را با دسته دوم و سوم دارند. موضوع مهم تر در این رابطه توجه همه جانبه و ارائه رویکرد گردشگری پایدار با تاکید بر حفاظت میراث زمینی است. چرا که سنجش میزان حساسیت، تدوین قوانین حفاظتی و

نحوه استفاده از آن‌ها ضروری است مطابق با شرایط هر کدام قرار گیرد. این موضوع در دسته اول که مطابق با یافته‌های این تحقیق پتانسیل‌های بیشتری را در ارائه خدمات گردشگری دارند برجسته‌تر است. به طور کلی این منطقه به لحاظ قرارگیری در مجاورت آب‌های خلیج فارس و ساحلی بودن، بیشتر ژئومورفوسایت‌های ساحلی و آبی را با پتانسیل بالاتر نسبت به سایر سایت‌ها ارزیابی می‌کند. از نظر ارزش ژئومورفولوژی (علمی و مکمل) ژئومورفوسایت تالاب‌های جزرو مدی، جنگل‌های حرا و سواحل پرتگاهی، بیشترین امتیاز را کسب نمودند. از آنجا که دوسایت فوق ویژه مناطق جنوبی کشور می‌باشند و نمونه‌های آن را تنها می‌توان در سواحل خلیج فارس و دریای عمان ملاحظه نمود. از این رو در چارچوب ژئومورفولوژی از بالاترین امتیاز برخوردار شده‌اند. چرا که از نظر ابعاد کمیابی(تنها دو بخش از کشور و تنها در جنوب ایران زمین)، آموزشی (نمونه مناسب برای درک بهتر از مسائل ژئومورفولوژی ساحلی و تکتونیک) و نیز عیار زیبایی برای گردشگران، عیار اکولوژیک به ویژه جنگل‌های حاره که تقریبا منحصر به فرد است. از نظر ارزش مدیریت محیط (حفاظت میراث و وضعیت کاربردی) ژئومورفوسایت‌های تالاب‌های جزرو مدی، جنگل‌های حرا و نبکاها بیشترین امتیاز را به خود اختصاص داده اند؛ این موضوع نشان می‌دهد اولا از نظر حفاظتی شکنندگی نسبتا کمتری در سایت فوق دیده می‌شود و نیز آسیب پذیری و درجه مخاطرات محیطی کمتری را هم در واکنش به فرایندهای توریستی نمایش می‌دهند. ثانیا وضعیت کاربردی و نحوه استفاده بالقوه و بالفعل در منطقه در این دو سایت مناسب‌تر و مستعدتر است.

بر اساس نتایج بدست آمده ژئومورفوسایت‌های شکل‌گرفته تحت تاثیر فرآیندهای ساحلی به ویژه تالاب‌های جزر و مدی، جنگل‌های حرا و سواحل بالا آمده به لحاظ این که از منظر عیارهای مورد ارزیابی یعنی ابعاد ژئومورفولوژی(علمی و مکمل) و ابعاد مدیریت محیط(حفاظت میراث زمین و کاربردی) به بالاترین امتیاز دست یافتند، مستعد ترین سایت‌ها در راستای برنامه ریزی و بهره‌وری قرار گرفتند. از دیگر نتایج این نوشتار می‌توان به این نکته اشاره کرد که با سطح‌بندی نمره ارزیابی ژئومورفوسایت‌های مورد مطالعه، هر کدام از آن‌ها نیازمند تدوین راهکارهای ویژه خود برای دست‌یابی به توسعه گردشگری توام با پایداری محیط می‌باشند. چرا که توسعه عرصه گردشگری در منطقه بدون در نظر گرفتن ظرفیت آسیب دیدگی آن‌ها روند گردشگری را در آینده‌ای نزدیک با تهدیداتی جدی روبرو خواهد نمود.

کلمات کلیدی: ژئومورفوتوریسم، ژئومورفوسایت، مدیریت محیط، حفاظت میراث زمین، مناطق ساحلی.

مراجع

۱- مختاری، داود.(۱۳۹۳). اصول موضوعه دانش ژئومورفولوژی و جایگاه ژئوتوریسم(نقدی در حوزه دانش ژئومورفولوژی ایران)، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۵، شماره ۵۳، بهار۱۳۹۳، صص۹۱-۱۰۸.

۲- مقصودی، مهران. علیزاده، محمد. رحیمی‌هرآبادی، سعید. هدائی‌آرانی، مجتبی. (۱۳۹۱). ارزیابی قابلیت ژئومورفوسایت پارک ملی کویر، مطالعات مدیریت گردشگری، پاییز ۱۳۹۱، شماره ۱۹، صص۴۹-۶۸.

۳- یمانی، مجتبی. نگهبان، سعید. رحیمی‌هرآبادی، سعید. علیزاده، محمد. (۱۳۹۱). ژئومورفوتوریسم و مقایسه روش‌های ارزیابی ژئومورفوسایت‌ها در توسعه گردشگری (مطالعه موردی: استان هرمزگان)؛ مجله برنامه ریزی و توسعه گردشگری، سال اول، شماره اول، صص ۸۷-۱۰۴

4-Pereira, P. Pereira, D. Caetano, M. Braga, A. (2007) **Geomorphosite Assessment in Montesinho Natural Park (Portugal),** Geographica Helvetica Jg. 62 2007/Heft 3.

5-Pralong, J.(2005). **A Method for Assessing the Tourist Potential and Use of Geomorphological Sites**, Geomorphologie, Rrlief, Processus, Environment No. 3, pp189- 196.

6-Reynard, E. Fontana, G Kozlik, L. Scapozza, C., (2007). **A Method for Assessing «Scientific» and «Additional Values» of Geomorphosites**, Geographica Helvetica Jg. 62 2007/Heft 3.

تاثیر تغییر کاربری اراضی و تغییرات اقلیمی بر روی رسوب و رواناب با استفاده از مدل تغییر اقلیم SDSM و مدل نیمه توزیعی SWAT (حوضه مورد مطالعه: حوضه کن)

زهرا صدیقی فر[1]

[1] دانش آموخته کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی دانشگاه خوارزمی، zsedighifar@gmail.com

مقدمه

درتحقیق حاضر ابتدا به منظور بررسی تغییر اقلیم ۳ ایستگاه سینوپتیک کرج، مهرآباد و دوشان تپه با کمک مدل SDSM به پیش بینی دوره آماری ۲۰۴۵-۲۰۱۶ پرداخته شد و در نهایت اثرات تغییر اقلیم بر شرایط هیدرولوژیک حوضه کن با کمک مدل SWAT شبیه سازی شد. نتایج مطالعه ضمن تایید کارایی هردو مدل SDSM در پیش بینی و مدل SWAT در شبیه سازی های هیدرولوژیکی نشان داد که در شرایط اقلیمی آینده برای دوره زمانی ۲۰۴۵-۲۰۱۶ کاهش بارندگی و افزایش دما را خواهیم داشت. میزان تبخیر در دوره موجود از ۲۱۹ به ۹۶,۷ میلی متر کاهش پیدا کرده است و در نتیجه به دنبال آن با توجه به گرم شدن هوا و کاهش بارندگی ها در آینده این مقدار کاملا طبیعی به نظر می رسد. میزان جریانات و رواناب سطحی در سطح حوضه مورد مطالعه در دوره مشاهداتی موجود برابر با ۱۰/۵۹ میلی متر می باشد اما این میزان برای دوره پیش بینی شده با توجه به افزایش روند شهرسازی و تغییرات کاربری ها برابر با ۲۷/۲۱ میلی متر برآورد شد.

کلمات کلیدی: تغییر اقلیم، SDSM، SWAT، شماره منحنی (CN)، تبخیر و تعرق، رسوب ویژه

گرم شدن زمین و تاثیر آن بر چرخه آب مساله ای است که امروزه تمام دانشمندان علوم جوی بر روی آن اتفاق نظر دارند. افزایش دمای سطح زمین و تغییرات در الگوهای بارندگی پدیده های غالب در تغییر اقلیم می باشد که این دو تقریبا تمام بخش های دیگر چرخه آب را تحت تاثیر قرار می دهد. تغییر اقلیم، تغییر معنادار متوسط داده های هواشناسی در یک دوره معین زمانی است. این دوره زمانی معمولا ۱۰ ساله یا بیشتر می باشد (MANDER, 1994, 262). امروزه در سطح ایران و جهان مطالعات متعددی روی تاثیرات بالقوه تغییر اقلیم بر منابع آب شامل تاثیر روی کمیت آب، هیدرولوژی و تقاضای آب انجام شده است. با استفاده از داده های جهانی موجود در قرن گذشته مشخص شده است که اگر دمای کره زمین به میزان ۱ درجه افزایش یابد رواناب در مقیاس جهانی ۴ درصد افزایش می یابد(Jung et al, 2011,277). (مالونجکال و همکاران، ۲۰۱۵) با استفاده از مدل Swat رواناب سطحی را برای حوضه آبخیز Maheshgacl شبیه سازی کرد. که این مطالعه نشان داد که swat یک مدل دقیق برای شبیه سازی رواناب سطحی در حوضه های کوچک می باشد. (سهرابیان و همکاران، ۱۳۹۴) در مقاله ای با عنوان بررسی تاثیر تغییر اقلیم بر آبدهی حوضه با دخالت مدل هیدرولوژی در حوضه گالیکش استان گلستان به واسنجی مدل بارش-رواناب پرداخته ، همچنین با مدل LARS-WG شرایط اقلیمی آینده برای دوره ۲۰۳۰-۲۰۱۱ نسبت به دوره مشاهداتی ۲۰۱۰-۱۹۸۵ در دما و بارندگی به ترتیب افزایش و کاهش خواهد داشت. (عارفی اصل و همکاران، ۱۳۹۲) جهت برآورد دبی متوسط روزانه و غلظت رسوب، از مدل swat در آبخیز چهل چای استان گلستان استفاده کردند. نتایج حاکی از این است که مدل swat مدل مدیریتی است که در حوضه موردنظر کارایی مقبولی داشته و پیشنهاد شده که در بررسی اثر اقدامات مدیریتی در آبخیز چهل چای از آن استفاده شود.

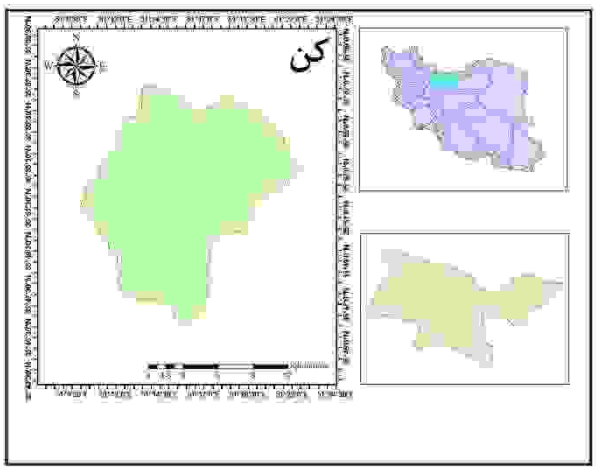
مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه:

حوزه آبریز کن با مســـاحتی معادل ۲۲۳۵۰ هکتار و محیطی برابر با ۹۱/۸۶ کیلومتر در بالادســـت منطقه ۲۲ قرار دارد. این حوزه حدفا صل ۳۵ درجه ۳۶ دقیقه تا ۳۵ درجه ۵۸ دقیقه عرض شمالی و ۵۱ درجه ۱۰ دقیقه تا ۵۱ درجه ۲۳ دقیقه طول شرقی واقع شده است. رودخانه کن همچنین مرز شرقی منطقه ۲۲ و مرز غربی منطقه ۵ را تشکیل می دهد (بذرافکن،۱۳۸۸).

جدول ۱) مشخصات فیزیوگرافی حوضه مورد مطالعه

مساحت منطقه (هکتار)	محیط منطقه (KM)	بلندترین ارتفاع منطقه (M)	کمترین ارتفاع منطقه (M)	ارتفاع متوسط منطقه (M)	شیب متوسط منطقه (درصد)
۲۲۳۵۰	91/86	3840	1260	2411	۴۳/۵



شکل ۱) منطقه مورد مطالعه

مدل SWAT یک مدل فیزیکی و نیمه توزیعی است که برای پیش بینی اثر تغییر کاربری، تغییر اقلیم و مدیریت ها در حوضه های آبریز بزرگ و پیچیده توسعه داده شده است. این مدل یک مدل فیزیکی است و به جای آنکه از معادلات رگرسیونی جهت توصیف رابطه بین متغیرهای ورودی و خروجی استفاده نماید اطلاعات ویژه ای راجع به هوا، خاک، توپوگرافی، پوشش گیاهی و پوشش ارضی در حوضه آبریز دریافت می کند. فرآیند های فیزیکی مرتبط با حرکت آب، حرکت رسوب، رشد گیاه، چرخه مواد مغذی در این مدل به طور مستقیم از روی پارامترهای ورودی شبیه سازی می شوند

رابطه (۱):

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^{t} \left(R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}\right)_i$$

SW_t= مقدار نهایی آب خاک (mm)

SW_0= مقدار اولیه آب خاک در روز i ام (mm)

t = زمان (روزانه)

R_{day}= مقدار بارش در روز i ام (mm)

Q_{surf}= مقدار رواناب سطحی در روز i ام (mm)

E_a= مقدار تبخیر و تعرق در روز i ام (mm)

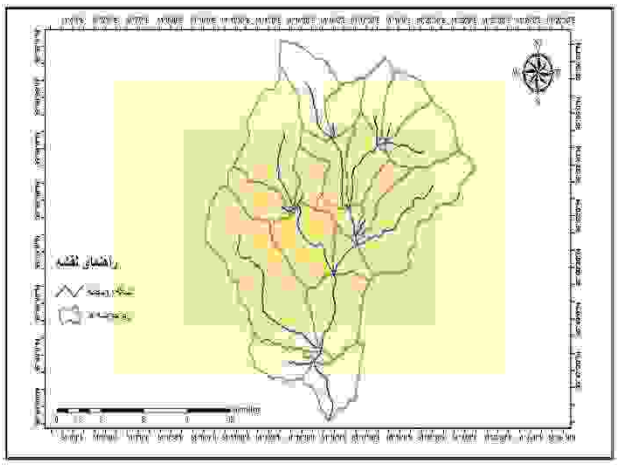
W_{seep}= مقدار آب ورودی از زون غیر اشباع در نیمرخ خاک در روز i ام (mm)

Q_{gw}= مقدار جریان بازگشتی در روز i ام (mm) می باشد.

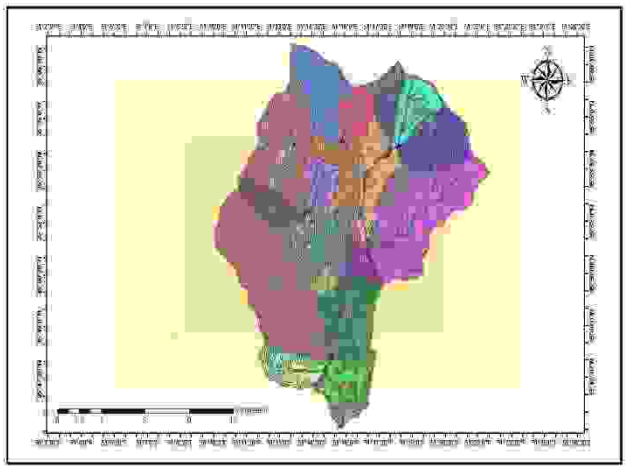
این مدل هم چنین از روش عدد منحنی اصلاح شده یا روش نفوذ گرین – آمپت جهت محاسبه حجم رواناب سطحی برای پاسخ هیدرولوژیکی استفاده می کند(گودرزی و همکاران، ۱۳۹۱، ۴۰).

۳ – بحث و نتایج و یافته ها

در این پژوهش با استفاده از DEM (مدل رقومی ارتفاعی) در مدل ARC SWAT زیر حوضه ها و آبراهه ها برای هر حوضه به طور مستقل مشخص شد. بر این اساس، تعداد ۲۲ زیر حوضه برای حوضه آبریز کن حاصل شد (شکل شماره ۲).



شکل ۲) نقشه زیر حوضه های استخراج شده از مدل swat

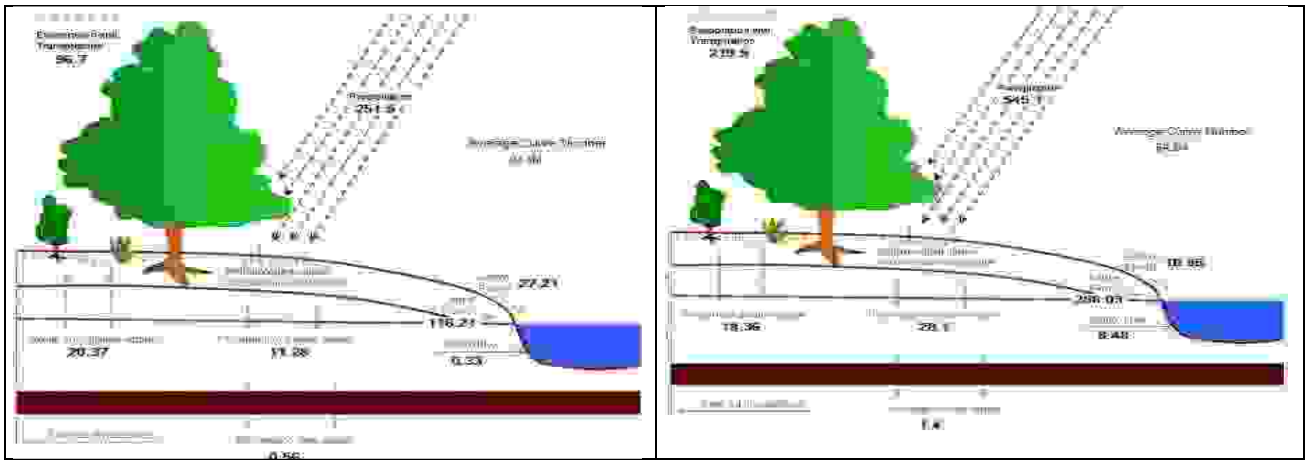


شکل ۳) نقشه HRU استخراج شده از مدل SWAT

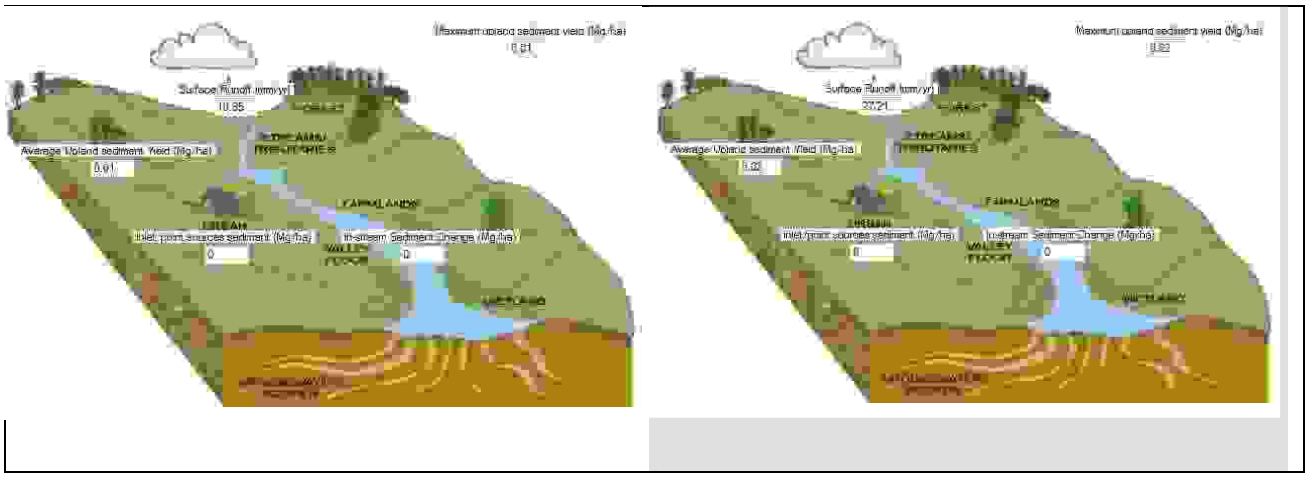
گام بعدی در مدل سازی، معرفی لایه های اطلاعاتی موردنیاز برای تشکیل واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی(HRU) به مدلARC SAWT می باشد این لایه ها عبارتند از: نقشه کاربری ارضی، نقشه خاک، نقشه شیب. در این مطالعه، سه طبقه شیب برای حوضه آبریز تعریف شد که شامل ۰-۲۰، ۲۰-۴۰، و بیش از ۴۰ می باشند. کاربری ارضی منطقه که شامل سه نوع کاربری ارضی باغ، انواع مراتع و شهری می باشد نیز به مدل معرفی شد. در نهایت با تلفیق سه لایه نقشه خاک، شیب و کاربری ارضی، واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی برای حوضه مورد مطالعه استخراج شد (شکل شماره۳).

در مرحله بعد پارامترهای هواشناسی شامل بارش، حداقل و حداکثردما، رطوبت نسبی، سرعت باد، تابش خورشیدی به صورت روزانه تعریف شد. در این پژوهش از داده های هواشناسی ۳۰ سال آماری سه ایستگاه سینوپتیک کرج، دوشان تپه و مهرآباد استفاده شده که توسط مدل SDSM از قبل برای سال های ۲۰۴۵-۲۰۱۶ بر اساس داده های خام موجود پیش بینی شده بود.

بعد از وارد کردن پارامترها، مدل آماده اجرا می باشد. نتایج مدلARC SWAT شامل بخش چرخه هیدرولوژیکی، میزان رسوب و فرسایش به صورت شماتیکی و جداول حاصل شد که در زیر ارائه شده است.



شکل ۴) تحلیل شماتیک مدل SWAT برای دوره مشاهداتی وضع موجود شکل ۵) تحلیل شماتیک مدل SWAT برای دوره پیش بینی شده ۲۰۴۵-۲۰۱۶



شکل ۶) تحلیل شماتیک رسوب در دوره وضع موجود شکل ۷) تحلیل شماتیک رسوب در دوره پیش بینی شده ۲۰۴۵-۲۰۱۶

نتیجه گیری:

تحقیق حاضر با هدف ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر وضعیت هیدروژئومورفولوژیکی حوزه آبریز کن در تهران انجام شد. بدین منظور در ابتدا بعد از انجام واسنجی و ارزیابی مدل، پارامترهای دمایی شامل دمای کمینه و بیشینه و همچنین بارندگی توسط مدل SDSM برای دوره (۲۰۴۵-۲۰۱۶) میلادی توسط داده های NCEP همچنین سناریوهای A2 و B2 مدل HADCM3 در سه ایستگاه سینوپتیک کرج، دوشان تپه و مهرآباد شبیه سازی شده و با داده های مشاهداتی مورد مقایسه قرار گرفتند. نتایج حاصله از این مدل کاهش بارندگی و افزایش دما برای دوره پیش بینی شده را نشان می داد. همچنین مدل SWAT با توجه به کاربرد وسیع و موفقیت آمیز آن در ایران و جهان به منظور شبیه سازی هیدرولوژی حوزه انتخاب، واسنجی و اعتبار سنجی گردید. نتایج مطالعه نشان داد، که در شرایط اقلیمی آینده برای دوره زمانی ۲۰۴۵-۲۰۱۶ کاهش بارندگی و افزایش دما را خواهیم داشت. متوسط بارندگی در دوره موجود ۵۴۵ میلی متر و در دوره پیش بینی شده این میزان به ۲۵۱ میلی متر کاهش پیدا کرده است. و میزان تبخیر در دوره موجود از ۲۱۹ به ۹۶،۷ میلی متر کاهش پیدا کرده است و در نتیجه به دنبال آن با توجه به گرم شدن هوا و کاهش بارندگی ها در آینده این مقدار کاملا طبیعی به نظر می رسد.

۴- مراجع

۱- بذرافکن، مرضیه، **هیدروژئومورفولوژی حوضه آبریز رودخانه کن با تاکید بر سیل خیزی آن**، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۸۸

۲- سهرابیان، الهه. مفتاح، مهدی. قربانی، خلیل. گلیان، سعید. ذاکری نیا، مهدی (۱۳۹۴) **بررسی تاثیر تغییر اقلیم بر آبدهی حوضه با دخالت مدل هیدرولوژی**. مطالعه موردی(حوضه گالیکش در استان گلستان)، نشریه پژوهش های حفاظت آب و خاک. جلد بیست و دوم، شماره ۲۲

۳- عارفی اصل، اکرم.، نجفی نژاد، علی.، کیانی، فرشاد.، سلمان ماهینی، عبدالرسول، «**شبیه سازی رواناب و رسوب با استفاده از مدل Swat در آبخیز چهل چای استان گلستان**»، *نشریه مرتع و آبخیزداری*، دوره۶۶، شماره۳، صص ۴۳۳-۴۴۶، ۱۳۹۲.

۴- گودرزی، محمدرضا.، ذهبیون، باقر.، مساح بوانی، علیرضا.، کمالی، علیرضا، «**مقایسه عملکرد سه مدل هیدرولوژیکی IHACRES،SWAT ، SIMHYD در شبیه سازی رواناب حوضه قره سو**»، *مدیریت آب و آبیاری*، دوره۲، شماره۱، صص ۲۵-۴۰، ۱۳۹۱.

5- JUNG, I.W. AND CHANG H. 2011. ASSESSMENT OF FUTURE RUNOFF TRENDS UNDER MULTIPLE CLIMATE CHANGE SCENARIOS IN THE WILLAMETTE RIVER BASIN. OREGON , USA . HYDROLOGICAL PROCESSES , 25(2): P. 258-277

6- MANDER, WJ. 1994. DICTIONARY OF GLOBAL CLIMATIC CHANGE. 2ND EDN , VCL PRESS , LONDON, ENGLAND, 262PP

7- Malunjkar,V.S. Shinde, M.G., Ghotekar ,S.S., Atre, A.A., march, « Estimation of surface Runoff using swat model », *international journal of inventive Engineering and science*, vol:3, 2015.

منشاء شکل گیری اشکال مورفولوژی ماسه های بادی در منطقه سیاه پوش (منجیل) استان گیلان

طیبه بابایی اولم
کارشناس ارشد جغرافیایی طبیعی - ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی مدرس دانشگاه پیام نور استان گیلان
Ttayebe.babaee@yahoo.com

مقدمه

سیاه‌پوش روستایی است که در کنار سد سفیدرود سد منجیل قرار دارد و ازشرق به شهر لوشان شهرستان رودبار و از غرب به استان زنجان و از جنوب به شهرستان قزوین راه دارد.حرکت خاک توسط باد پدیده پیچیده ای است که تحت تاثیر شرایط آب و هوایی و ژئومورفولوژی و سایر عوامل قرار دارد. لازمه فرسایش بادی جدا بودن ذرات خاک و کاهش رطوبت خاک است و به محض آنکه این وضعیت به وجود آمد، باد قادر خواهد بود درات خاک را بلند کرده و به حرکت در آورد. امروزه پدیده فرسایش (اعم از آبی و بادی) بعنوان یکی از اصلی ترین فرایندهای تخریب ارضی در مناطق مختلف دنیا از جمله ایران به شمار می آید. اگرچه این پدیده بعنوان یک عامل طبیعی همواره در تخریب چهره و سیمای طبیعی کره زمین دارای قدمتی برابر عمر آن می باشد. اثرات مخرب فرسایش بادی گاهی بسیار جدی است و در نتیجه آن نه تنها اراضی مزروعی ، خاک های غنی خود را از دست می دهند بلکه خاک پای محصولات زراعی نیز به نقاط دورتر حمل می شود و در اثر باقی ماندن ریشه گیاهان در هوای آزاد نباتات از بین می روند . اشکال بادی مثل کلوتک ، ریپل مارکها ، تپه های ماسه ای از اشکال مهم مورفولوژیکی در منطقه می باشد این حرکت شن و ماسه وافزایش فرسایش باعث تغییرات فراوان در عرصه های کشاورزی وباغات شده واز طرفی در منطقه بعلت وجود باد های خاص توربین های طراحی شده است برای تولید انرژی که مسقر هست .حمل وفرسایش شن می تواند باعث تخریب و صدمه شدید بر این سیستم انرژی زا می باشد وعلاوه بر آن باعث تخریب زمین های کشاورزی و پر شدن سد که منشائ اصلی تهیه آب شرب وکشاورزی دشت گیلان می باشد .لذا جا دارد برای اهمیت موضوع از این اشکال فرسایش دهند مورفولوژیکی مطالعات جامع صورت پذیرد وبرای حفظ وراه حل های مناسب تدابیر علمی انجام شود .

کلمات کلیدی : فرسایش بادی ، سد منجیل ، اشکال مورفولوژی ماسه ای ، سیاه پوش، استان گیلان

مواد و روشها

سفیدرود دومین رود بلند ایران و بزرگترین رود شمال ایران است. از ترکیب دو رود شاهرود و قزل اوزن که در شهر منجیل به هم می‌پیوندند شکل می‌گیرد و تا ریختن به دریای خزر عرض استان گیلان را می‌پیماید؛ و از منجیل تا ساحل دریا همه جا سفیدرود به سمت شمال شرقی جاری و جریانش سریع و مقدار آب آن زیاد است. .در این پژوهش روش تجزیه و تحلیل داده ها به این شکل انجام شد که اطلاعات طبقه بندی شوند و سپس با استفاده از تکنیک های کمی آماری توصیفی ، استنتاجی برای داده های کمی به دست آمده از پرسشنامه خانوار محلی و کارشناسان و شیوه تحلیل محتوا برای داده های کیفی به دست آمده از مطالعات اسنادی و مشاهدات فرآیند تجزیه و تحلیل یافته های تحقیق به اجرا در آمد.با توجه به روش اصلی تحقیق که شناسایی علل فرسایش بادی و اشکال ناشی از آن می باشد و از آنجاکه اثر ناشی از فرسایش بادی در منطقه رسوبگذاری به صورت تپه های ماسه ای ظاهر می شود به طوری که شکل تپه ها راهنمای خوبی برای شناخت جهت وزش باد و فرسایش است.بنابراین محل تجمع تپه های ماسه ای به عنوان نقطه شروع انتخاب گردید و با مشاهده میدانی و تهیه عکس از منطقه به کسب اطلاعات از وضعیت تپه های ماسه ای و اشکال مورفولوژیکی منطقه پرداخته شد.به منظور کسب اطلاعات عمومی از وضعیت فرسایش بادی ، شدت و جهت بادهای فرساینده و همچنین آشنایی اولیه با منطقه مورد مطالعه و کسب نظرات و دیدگاه های مردم اقدام به مصاحبه حضوری و تکمیل ، پرسشنامه توسط اهالی روستا گردید و پس از آن اقدام به جمع بندی نظرات درج شده در پرسشنامه ها و اطلاعات کسب شده از مصاحبه ها پرداخته شد. سپس از آنجا که عامل باد اثر شدیدی در فرسایش بادی داشته به کسب اطلاعات شدت وزش و جهت بادهای منطقه پرداخته و از طریق ایستگاه سینوپتیک منجیل اطلاعات مورد نیاز در خصوص شدت وزش باد ، سرعت آن ، جهت های وزش و همچنین میزان و جهت وزش در ماههای مختلف سال کسب گردید.در انتها به تجزیه تحلیل داده ها و انطباق آنها با مطالب علمی کتابخانه ای به و سیله تطبیق عکس های تهیه شده و اطلاعات بدست آمده از اشکال فرسایش بادی در منطقه و علل ایجاد فرسایش بادی پرداخته شد.است.

بحث و نتایج و یافته ها

با توجه به اینکه فرسایش بادی و اشکال ناشی از آن در منطقه و دلیل پیدایش تپه های شنی و ماسه ای ارتباط مستقیم با آب سد و بادهای گرم منجیل دارد. هرگاه آب سد پایین با شد میزان رسوبات پشت سد نمایان گشته و رسوبات به وسیله باد هایی که از منجیل به سمت روستای سیاهپوش وزیده حمل می گردد و در اشکال مختلف در منطقه سیاهپوش پدیدار گشته و باعث آسیب دیدن منازل مسکونی ، تاسیسات کارخانه ها و زمین های کشاورزی میگردد.در ماههای گرم سال با توجه به سرد بودن نسبی آب دریای خزر، یک مرکز پرفشار نسبی محلی بر روی دریا تشکیل می‌گردد. همچنین در این ماهها بطور متناوب هر چند روز یک‌بار زبانه پرفشار آزورس به هنگام حرکت دائمی خود به سوی شرق ، موجب افزایش فشار در سواحل دریای خزر می‌گردد و پرفشار محلی مذکور را تقویت می‌نماید و چون در همین ماهها کم فشار حرارتی مناطق جنوبی البرز و فلات ایران را در برگرفته است، بطورطبیعی حرکت هوا از سمت منطقه پرفشار شمال البرز به سمت منطقه کم‌فشار جنوب آن خواهد بود. لذا در این زمان حرکت باد از سمت شمال بوده و از طریق کانال‌های ارتباطی بین کناره و فلات ایران نظیر دره منجیل به سمت جنوب می‌وزد که بادهای تابستانه منجیل را به وجود می‌آورد.عمل فرسایش پدیده ای است که در آن مواد خاکی توسط عواملی از قبیل آب و باد انتقال می یابند.با توجه به اینکه فرسایش بادی و اشکال ناشی از آن در روستای سیاهپوش ارتباط مستقیم با آب سد و رسوبات انباشته پشت سد منجیل و بادهای گرم منجیل دارد. لذا شرایط اقلیمی عامل اصلی فرآیندهای بادی منطقه می باشد. شن و ماسه های که از بقایای رسوباتی که پشت سد منجیل انباشته شده اند، به وسیله بادهایی که از سمت شمال به جنوب وزیده می شوند حمل می گردند.و این رسوبات باعث ایجاد اشکال بادی مثل کلوتک ، ریپل مارکها ، تپه های ماسه ای و همچنین از بین رفتن زمینهای کشاورزی و باغات منطقه گردیده است.با توجه به اینکه منشاء فرسایش بادی منطقه رسوبات انباشته شده در پشت دریاچه سد سفید رود می باشد.میزان رطوبت خاک در مبداء افزایش داده شود تا باعث مقاومت خاک در مقابل فرسایش باد گردد.استقرار پوشش گیاهی حرکت شن‌های روان درمنطقه طارم سفلی باعث بروزمشکلات ی برای ساکنان روستاهای حاشیه سدمنجیل گیاه وتیور در برابر سخت‌ترین وضعیت خاک‌ها و شرایط آب و هوائی مقاوم و به عنوان یک علف خاص مناطق گرمسیری شناخته شده است، این گیاه توان رشد در طیف وسیعی از اقلیم‌ها و شرایط خاکی را داراست.این نهال اگر به درستی کشت شود می‌تواند به‌صورت بالقوه در هر شرایطی تحت اقلیم‌هایی چون گرمسیری، نیمه گرمسیری و مدیترانه‌ای مورد استفاده قرار گیرد.ایجاد بادشکن: یکی از شیوه های اصولی کنترل فرسایش باد ایجاد باد شکن است.بادشکن سرعت باد را محدود می سازد و مانع از حرکت خاک می شود.جلوگیری از فرسایش خاک به روش آبخیز داری در مناطق بالا دست حوضه ی سفید رود به نحوی که از میزان حمل رسوبات و انباشته شدن آن در مخزن سد جلوگیری به عمل می آید.

مراجع

[۱] احمدی ، حسن ، محمدرضا اختصاصی – ۱۳۷۲ – تعیین سرعت آستانه فرسایش بادی اراضی حوزه دشت یزد ـــ اردکان به دو روش استفاده از تله های رسوبگیر و کاربرد دستگاه سنجش فرسایش بادی – گزارش طرح پژوهشی دانشگاه تهران

[۲] احمدی ، حسن – ۱۳۹۱ – ژئومورفولوژی کاربردی (جلد ۲) بیابان ـ فرسایش بادی – انتشارات دانشگاه تهران

[۳] اختصاصی ، محمدرضا ، حسن احمدی – ۱۳۷۴ – روش منشاء یابی تپه های ماسه ای در ایران (مطالعه موردی منشاء یابی ارگ یزد) – مجله منابع طبیعی ایران – جلد ۴۷

[۴] تریکا ، ژان – ۱۳۶۹ – اشکال ناهمواری در نواحی خشک – ترجمه صدیقی،مهدی ـ پورکرمانی،مهدی – انتشارات آستان قدس رضوی

[۵] حسینی ، رضا – معصومه قاسمی – جعفر رهنما راد – ۱۳۹۴ – بررسی اشکال ماسه های بادی دشت سیستان – دومین کنفرانس ملی معماری و منظر شهری پایدار

[۶] حنیفه پور ، مهین – ناصر مشهدی – ۱۳۹۲ – بررسی میزان مقاومت اراضی کشاورزی به فرسایش بادی در جنوب شرقی دامغان – فصلنامه جغرافیا و مطالعات محیطی – سال دوم – شماره ششم

[۷] رضایی ، پرویز – ۱۳۸۲ – بررسی اقلیمی باد منجیل – فصلنامه تحقیقات جغرافیایی – شماره۶۸

[۸] رفاهی ، حسینقلی – ۱۳۷۸ – فرسایش بادی و کنترل آن – انتشارات دانشگاه تهران

[۹] زهتابیان،غلامرضا ـــ محمدرضا جوادی ـــ حسن احمدی ـــ حسین آذرنیوند – ۱۳۸۴ – بررسی اثر فرسایش بادی در افزایش شدت بیابان زایی و ارائه مدل منطقه ای بیابان زایی در حوزه آبخیز ماهان – مجله پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی – شماره ۷۳

[۱۰] شعیبی ، مژگان – ۱۳۹۳ – بررسی جهت یابی رسوبات بادی و تپه های ماسه ای در ایران – اولین همایش ملی محیط زیست دانشگاه پیام نور

بررسی اثر تغییر اقلیم بر روند تغییرات آبدهی چشمه‌های استان کرمانشاه

سیاوش شایان[1]، هه‌ریم نقشبندی[2]

[1] دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، shayan314@yahoo.com

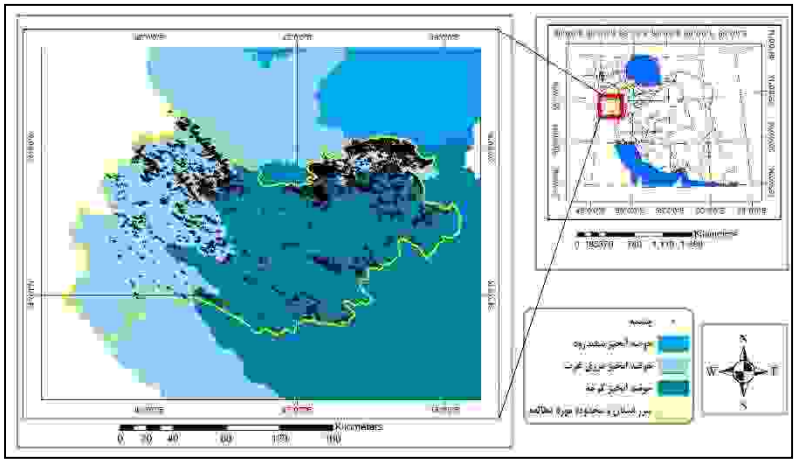
[2] دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی، دانشگاه تربیت مدرس، naghshbandi.harem@yahoo.com

مقدمه

یکی از چالش‌های پیش روی بشردر قرن حاضر تغییر اقلیم است. تغییر اقلیم و افزایش دمای جهانی اثرات قابل توجهی را بر فرآیندهای فیزیکی و بیولوژیکی در سطوح جهانی و منطقه‌ای گذاشته و تغییرات مشاهده شده و پیش رو فرصت‌ها و چالش‌های متعددی را در مسیر اقتصادها و جوامع جهانی قرار داده است به طور کلی تغییر آب و هوا یا اقلیم یکی از پیچیده‌ترین مشکلاتی است که بشر در حال حاضر و آینده با آن مواجه خواهد بود. در ایران بر اساس نتایج طرح آشکارسازی تغییر اقلیم، در اکثر ایستگاه‌های ایران روند افزایش دما مشاهده شده است (رحیم زاده،۱۳۸۲). تغییر اقلیم عبارت است از تغییرات رفتار آب و هوایی یک منطقه نسبت به رفتاری که در طول یک افق زمانی بلندمدت از اطلاعات مشاهده یا ثبت شده در آن منطقه مورد انتظار است (کارآموز و عراقی نژاد، ۱۳۸۴). با توجه به اینکه تأثیر تغییرات اقلیمی بر منابع آب زیرزمینی نسبت به منابع آب سطحی غیرمستقیم و آهسته‌تر می‌باشد، پایش وضعیت این منابع و حفظ پایداری آن‌ها تحت تاثیر این تغییرات از اهمیت بالایی برخوردار است. آب‌های زیرزمینی یکی از مهمترین و ارزان‌ترین منابع آب بـه شمار می‌روند که شناخت صحیح و بهره‌برداری اصولی از آن‌ها می‌تواند در توسعه پایدار فعالیت های اجتماعی و اقتصادی یک منطقه نقش بسزایی داشته باشد (ایزدی و همکاران، ۱۳۸۷). آسیب پذیری منابع آب و حساسیت آن‌ها در برابر تغییر اقلیم از جمله چالش‌هایی است که در سال‌های اخیر مورد توجه دولت‌مردان و دانشمندان قرار گرفته است (Hiscock et al., 2011). مطالعاتی که در زمینه تغییر اقلیم انجام شده است را می‌توان به دو گروه عمده دسته‌بندی کرد. گروه اول به مدل سازی تغییر اقلیم می‌پردازند و گروه دیگر اثر تغییر اقلیم را بر جنبه‌های مختلف مانند کشاورزی و منابع آب بررسی می‌کنند. تلاش این پژوهش نیز در راستای بررسی اثر تغییر اقلیم بر روند تغییرات آبدهی چشمه‌های استان کرمانشاه می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه

استان کرمانشاه با وسعتی معادل ۲۴۵۰۰ کیلومتر مربع (۱/۵ درصد مساحت کشور)، در محدوده طول جغرافیایی ۴۵ درجه و ۲۴ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۷ دقیقه و عرض جغرافیایی ۳۳ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۳۵ درجه و ۱۸ دقیقه واقع شده است. این استان از شمال به استان کردستان، از شرق به استان‌های همدان و لرستان، از جنوب به استان ایلام و از غرب به کشور عراق محدود می‌شود. قسمت اعظم گستره این استان در رشته‌کوه زاگرس واقع شده و بخش‌هایی از حوضه‌های آبریز کرخه و مرزی غرب را در بر می‌گیرد. ۱۱۶۹۶ کیلومتر مربع از استان کرمانشاه معادل ۴۶/۷ درصد کل مساحت استان در حوضه آبریز غرب و مابقی در حوضه آبریز کرخه قرار دارد.



شکل ۱- نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه

مواد و روشها

پژوهش حاضر از نظر ماهیت، از نوع پژوهش‌های کمی، از لحاظ میزان و درجه کنترل، غیر آزمایشی و از نظر نحوه گردآوری داده‌ها از نوع تحقیقات کتابخانه‌ای به شمار می‌آید جامعه آماری این پژوهش ۱۳۸۶ چشمه از منابع آبی استان کرمانشاه می‌باشند. در این پژوهش از آمار میانگین بارش و دمای ماهیانه و سالیانه ایستگاه‌های هواشناسی از سال ۱۳۴۸-۱۳۹۴ که از سازمان هواشناسی استان اخذ گردید استفاده شد. همچنین از داده‌های میزان آبدهی چشمه‌های استان در بازه زمانی ۴۶ ساله که از وزارت نیرو اخذ شده است، استفاده شده است.

به طور کلی روش‌های برآورد اثرات تغییر اقلیم بر هیدرولوژی و منابع آب به 3 گروه تقسیم می شوند :

1) تجزیه و تحلیل آماری بر مبنای داده‌های تاریخی هیدرولوژیکی و هواشناسی

2) مطالعات شبیه‌سازی که سناریوهای مختلف تغییر اقلیم ومدل‌های هیدرولوژیکی پهنه حوضه آبخیز را مورد استفاده قرار می‌دهد.

3) مطالعات شبیه‌سازی که مدل‌های بزرگ هیدرولوژیکی ترکیب شده از مدل گردش عمومی (GCM) و مدل هیدرولوژیکی را به کار می‌بندد.

روش به کار رفته در این پژوهش روش رگرسیون خطی می‌باشد همچنین از تجزیه و تحلیل‌های آماری نیز در این پژوهش استفاده شده است.

در روش رگرسیون خطی یکی از متغیرهایی که در این رابطه وجود دارد تابع تغییرات سایر متغیرها می‌باشد، این متغیر را متغیر وابسته[۱۰۵] یا پاسخ و دیگر متغیرها را متغیر مستقل[۱۰۶] می‌نامند.

$$y = a + b_1x_1 + b_2x_2 + \cdots + b_kx_k$$

در این معادله، متغیر وابسته با نماد y نشان داده و متغیرهای مستقل با $x_1x_2 \dots x_k$ نشان داده می‌شوند و a ضریب ثابت معادله و $b_1.b_2 \dots b_k$ ضرایب معادله رگرسیون چند متغیره می‌باشند.

جهت حصول اطمینان لازم از صحت وسقم داده‌ها در سطح اطمینان ۹۷ درصد توسط آزمون همگنی داده‌ها Run Test مورد آزمون واقع شدند. سپس در محیط نرم افزار Excel روش رگرسیون خطی بر روی داده‌ها اعمال گردید.

یافته‌های تحقیق

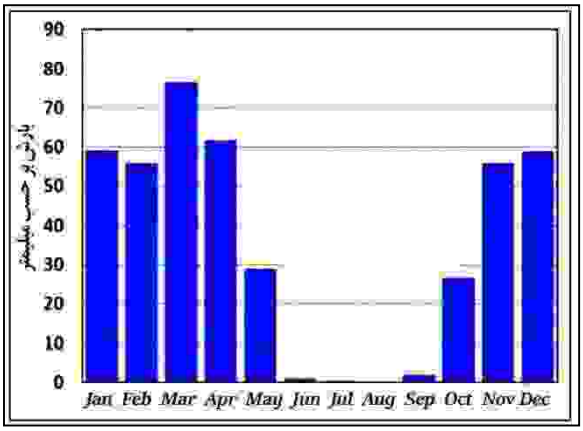
متوسط بلندمدت بارندگی در مناطق مختلف استان کرمانشاه بین ۳۰۰ تا ۸۰۰ میلیمتر در نوسان بوده و متوسط میزان بارندگی در سطح استان ۴۵۰ میلیمتر برآورد شده است. رژیم بارش آن از نوع مدیترانه‌ای بوده به این معنی که فصل خشک منطبق بر تابستان و فصل بارندگی در زمستان می‌باشد.

بارندگی‌های استانکرمانشاه تحت تاثیر جریان‌های کم‌فشار باران‌زای مدیترانه‌ای، دریای سیاه و همچنین در بخش جنوبی متاثر از کم‌فشارهای سودانی است که از اواسط مهرماه تا آخر اردیبهشت به تناوب از منطقه عبور می‌کند. به طور کلی به نظر می‌رسد که بارندگی‌ها در نیمه شمالی استان بیشتر از نیمه جنوبی و در حوضه‌آبریز مرزی غرب بیشتر از حوضه کرخه است.

نمودار شماره (۱) و ضعیت میانگین بارش ایستگاه هواشناسی کرمانشاه را به تفکیک ماه نشان می‌دهد که بیشترین بارش مربوط به ماه مارس به میزان 76/6 میلی‌متر و کمترین در ماه آگوست به میزان 0/29 میلی‌متر است ماه‌های بهار، زمستان و پاییز به ترتیب از بارش قابل ملاحظه‌ای برخوردارند، اما در تابستان میزان بارش بسیار ناچیز است.

14- Dependent Variable

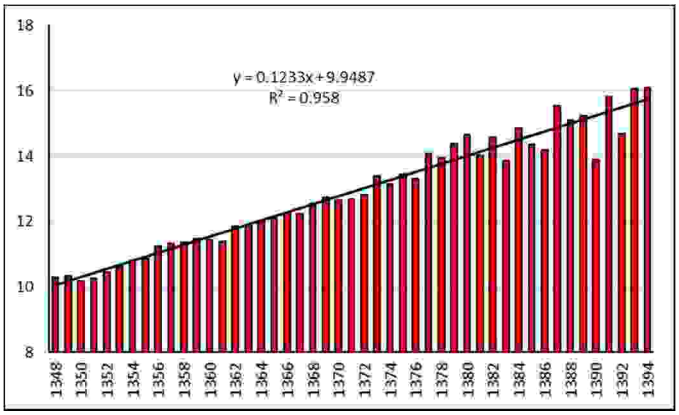
15- Independent Variable



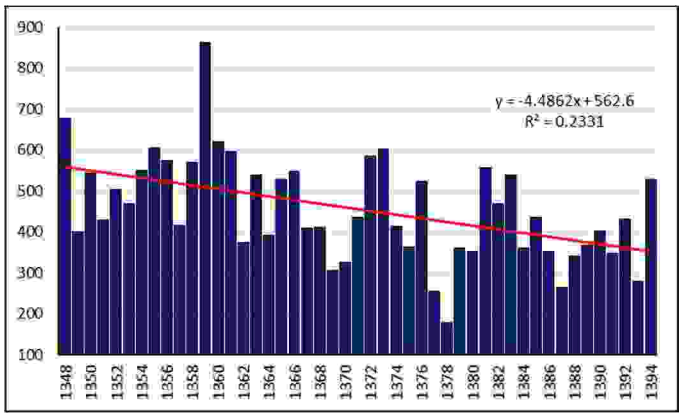
نمودار ۵- میانگین بارش ماهیانه استان کرمانشاه

نمودار شماره (۲) و (۳) به ترتیب روند میانگین دمای سالیانه و روند بارش سالیانه را در سال های ۱۳۴۸ تا ۱۳۹۴ برای ایستگاه‌های هوا شنا سی سینوپتیکی کرمانشاه را نشان می‌دهند. بیشترین بارش کرمانشاه در سال ۱۳۵۹ و کمترین آن در سال ۱۳۷۸ بوده است. روند بارش در این بازه، منفی است و نشان دهنده کاهش میزان بارش در سال‌های اخیر است. از پیک بارش‌های قابل ملاحظه نیز در 20 سال اخیر کاسته شده است.

رژیم دمایی استان متاثر از ارتفاع و توده‌های هوایی است که منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهد و از ۲۷- درجه سانتی‌گراد (حداقل دما مطلق) در ایستگاه کرمانشاه تا ۴۴ درجه سانتی‌گراد (حداکثر دما) متغیر است. روند دما در بازه زمانی ۱۳۴۸ تا ۱۳۹۴، در ایستگاه سینوپتیکی کرمانشاه مثبت است و دما روند صعودی داشته است، که این امر می‌تواند پیامدی از گرمایش جهانی باشد. افزایش دما همچنین بر افزایش تبخیر و تعرق اثر گذاشته و در نتیجه باران موثر و در نهایت رواناب رودخانه‌ها و نفوذ به آب زیرزمینی کاهش یافته است.

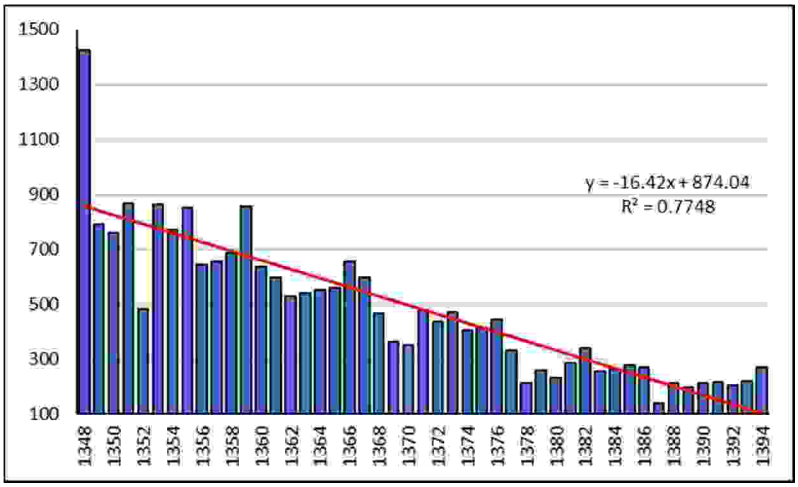


نمودار ۶ - میانگین دمای سالیانه استان کرمانشاه



نمودار ۷ - میانگین بارش سالیانه استان کرمانشاه

نمودار شماره (۴) میانگین میزان آبدهی چشمه‌های استان کرمانشاه را در طول سال‌های ۱۳۴۸ تا ۱۳۹۴ نشان می‌دهد، بر اساس این نمودار روند خطی آبدهی چشمه‌های استان کاهشی و منفی می‌باشد و علت آن ناشی از روند کاهشی میزان بارش و همچنین افزایش دما در استان کرمانشاه می‌باشد.



نمودار ۸ - میانگین میزان آبدهی چشمه‌های استان کرمانشاه بر حسب لیتر بر ثانیه

نتیجه‌گیری

تغییر اقلیم یک تغییر طولانی مدت آب و هوایی در یک محل خاص، منطقه و یا پهنه‌ی جغرافیایی است. این نوسانات به وسیله تغییرات در ویژگی های مرتبط با میانگین‌های هوا، از قبیل دما ، بارش و سایر متغیرهای اقلیمی اندازه گیری می شود. در این پژوهش اثرات تغییر اقلیم بر روند تغییرات آبدهی چشمه‌های استان کرمانشاه بررسی شده است. برای نیل به این هدف از اطلاعات آماری هواشناسی استان کرمانشاه و همچنین میزان آبدهی چشمه‌های استان کرمانشاه استفاده شد و بررسی‌های صورت گرفته دلالت بر این دارد که استان کرمانشاه روند افزایشی دما و روند کاهشی را در میزان بارش داشته است و این تغییرات باعث شده است تا میزان آبدهی چشمه‌های استان روند کاهشی و منفی را به دنبال داشته باشد. بر این اساس تغییر اقلیم تاثیر قابل توجهی را بر منابع آبی به خصوص چشمه‌ها در استان کرمانشاه داشته است.

مراجع

1- Hiscock K, Sparkes R, Hodgson A (2011) **“Evaluation of future climate change impacts on European groundwater resources”**: Climate Change Effects on Groundwater Resources, A Global Synthesis of Findings and Recommendations, IAH, CRC press, p. 351-365.

۲- کارآموز، محمد؛ عراقی نژاد، شهاب (1384)، **"هیدرولوژی پیشرفته"**، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر (تهران)، 464 ص.

۳- خلیلی، علی (۱۳۷۹)، **"بررسی اثر محتمل تغییراقلیم بر منابع آب کشور"**، گزارش طرح جاماب کشور.

۴- ایزدی، عزیزالله؛ داوری، کامران؛ علیزاده، امین؛ قهرمان، بیژن (۱۳۸۷)، **"کاربرد مدل داده‌های ترکیبی در پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی"**، آبیاری و زهکشی ایران، (۲) ۲، صص. ۱۳۳-۱۴۳.

۵- رحیم زاده، فاطمه؛ عسگری، احمد؛ نوحی، کیوان (۱۳۸۲)، **"نگرشی بر تفاوت نرخ افزایش دمای حداقل و حداکثر و کاهش دامنه شبانه‌روزی دمای کشور"**، سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس تغییر اقلیم.

بررسی حرکات دامنه ای در شرق گیلان به روش آنبالگان
(مطالعه موردی : پیلدره از توابع شهرستان املش)

[1]محمدرضا افشاری آزاد
[1] گروه جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد رشت، mafshariazad@gmail.com

مقدمه

زمین لغزش پدیده ای ا ست که در بعضی از کشورها حتی بیشتر از زلزله خسارات جانی و مالی دا شته ا ست بطوریکه دهه ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۰ میلادی توسط سازمان یونسکو بعنوان دهه مقابله با بلایای طبیعی مطرح شده و در آن زمین لغزش بعنوان یکی از اشکال بلایای طبیعی مطرح است. ایران به دلیل شرایط خاص زمین شنا سی، توپوگرافی و آب و هوایی از جمله مناطق مهم لغزه خیز به شمار می‌آید و سالانه خسارت‌های قابل توجهی بر اثر وقوع زمین لغزش گزارش می‌شود. اثرات مخرب و جدی این پدیده‌ی مهم زمین شناسی، در مناطق فعال تکتونیکی، لرزه خیز، سیل خیز و دارای سازندهای رسوبی و تبخیری حساس به فرسایش به وضوح قابل مشاهده است. عوامل متعددی در تحریک و فعالیت حرکات دامنها ی تأثیر می‌گذارند که به عنوان مثال می توان از عواملی مانند تغییر شرایط زمین شناسی، جنس سنگ، خصوصیات مورفولوژی، کاربری زمین، گسترش مناطق م سکونی، احداث راه ها و غیره نام برد. تخریب سازه های مهند سی، پو شش گیاهی و زمین های ک شاورزی، ت سریع فر سایش و انتقال گ سترده‌ی رسوبات به پشت سدها از جمله خسارات و خطرات مستقیم این پدیده‌ی طبیعی است. با این وجود دستگاه های اجرائی می توانند با شناخت مناطق ح ساس به زمین لغزش، جهت تو سعه‌ی سازه‌ها در حد امکان از آن مناطق اجتناب کرده و یا در صورت اجبار تمهیدات و نکات فنّی لازم را با دقت بیشتری مدنظر قرار دهند. شناخت زمین لغزش این امکان را به ما خواهد داد که عوامل پدیدآورنده آنرا شناخته و از تکرار آن چه بدست طبیعت و یا انسان جلوگیری کرده و یا حداقل شدت آن را بکاهیم. ا ستان گیلان با دارا بودن شرایط اقلیمی و محیطی متفاوت همواره بالاخص در طول ده سال گذشته دچار خسارات فراوان از آسیب های طبیعی گردیده و هم چنین در منطقه املش بعلت برنامه ریزی های توسعه و عمران محیطی جاده سازی، تغییر کاربری و از بین بردن جنگل و پو شش گیاهی حرکات دامنه ای بشدت فعال شده و چنانکه یک هدف مدون و پیگیر را بدنبال ندا شته با شد با خسارات شدیدی مواجه خواهد شد.

مواد و روشها

تهیه‌ی نقشه‌های پهنه بندی یکی از ابزارهای مناسب جهت ارزیابی خطر ناپایداری دامنه ای می باشد. در این راستا انجام مطالعات دفتری و برّرسی‌های صحرایی با بهره‌گیری از نرم افزارهای ترسیمی مانند (ArcGIS) در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ انجام گردید. در مرحله اول به کمک عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی و زمین شناسی، نقشه‌های اولیه عوامل مؤثّر بر ناپایداری دامنه‌ها تهیه شدند. روش آنبالاگان بر اساس طرح امتیاز دهی عددی به واحدهای دامنه ای نقشه‌ی پایه بنا شده است. هر کدام از واحدهای دامنه ای به گونه‌ای تفکیک و شناسایی می شوند که مقدار هریک از عوامل مؤثّر در پهنه‌بندی در سراسر آن واحد تقریباً ثابت و یکنواخت باشد، بدین ترتیب می توان امتیازهای عوامل مؤثّر را به آن واحد اعمال کرد.

جدول ۱: عوامل ناپایداری های دامنه ای و امتیازدهی آنها به روش آنبالاگان

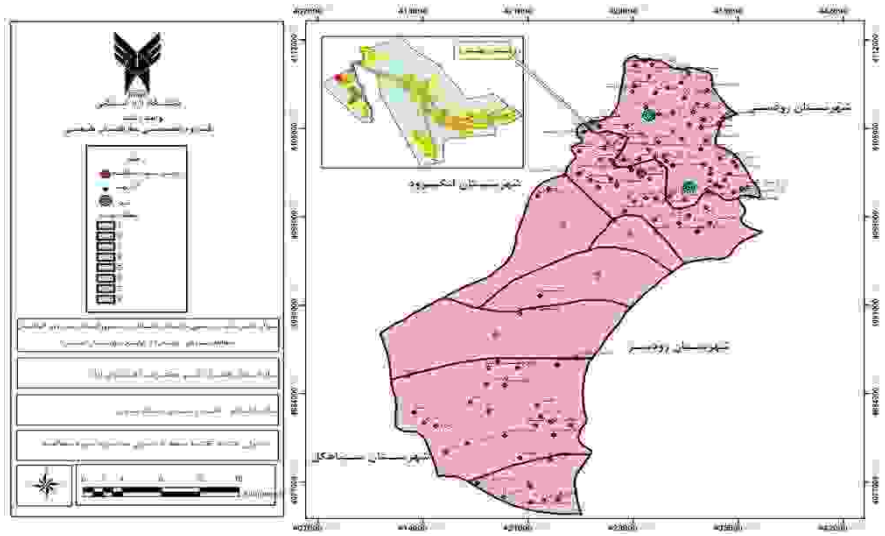
عوامل	لیتولوژی	ساختار زمین شناسی	هندسه شیب	ارتفاع نسبی	کاربری و پوشش زمین	وضعیت آبهای زیرزمینی	جمع کل
حداکثر امتیاز	۲	۲	۲	۱	۲	۱	۱۰

ماخذ: Anbalagan 1992

جدول۲: معیار پهنه بندی خطر خطر ناپایداری دامنه ای براساس امتیاز کل در روش آنبالاگان

رده بندی	۱	۲	۳	۴	۵
توصیف پهنه بندی	خیلی کم	کم	متوسط	زیاد	خیلی زیاد
جمع امتیاز	کمتر از ۳/۵	۳/۵-۵	۵/۱-۶	۶/۱-۷/۵	بیش از ۷/۵

برای تهیه نقشه پهنه بندی ابتدا کل ناحیه براساس نقاط با شیب و جهت شیب یکسان به ۸ واحد کاری تقسیم شد(شکل۱) و در هر واحد عوامل تاثیر گذار امتیاز دهی شد.



شکل۱: نقشه واحدبندی محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در شرق گیلان، شهرستان املش و روستای پیلدره می باشد. شهرستان املش در طول جغرافیایی ۵۰ درجه و ۱۱دقیقه و عرض جغرافیایی ۳۷ درجه و ۶دقیقه قرار دارد. شهرستان املش از سمت شمال و شرق با شهرستان رودسر، از سمت جنوب با شهرستان سیاهکل و از سمت شمال غرب و غرب با شهرستان لنگرود همسایه است. شهرستان املش از نظر ژئومرفولوژی و ناهمواریها به سه منطقه جلگه ای،کوهپایه ای و کوهستانی تقسیم شده است و بخش جلگه ای از آبرفتهای رودهای شلمان رود، کی رود و رودکهنه گویه به وجود آمده است که شهر املش بر مخروط افکنه شلمان رودبنا شده است. روستای پیلدره در دهستان املش جنوبی ، بخش مرکزی شهرستان املش واقع شده است. شهرستان املش دارای دو بخش است که شامل ۳ شهر و ۵ دهستان و ۱۲۹ آبادی دارای سکنه می باشد.(بنیادمسکن استان گیلان، ۱۳۹۱)

بحث و نتایج و یافته ها

۳-۱ سنگ شناسی

به طور دقیق واحد شماره ۱ از نهشته های ساحلی و آبرفتی و سیلابی، محدوده شماره دو که روستای مورد مطالعه نیز در آن واقع شده است از سنگ آهک لایه ای خاکستری و سنگ آهک رسی با بافت خاک عمیق تشکیل شده است. مناطق محدوه بندی۳، ۴و ۵ شامل ماسه سنگ قاعده ای، با خاک های کم عمق با بافت سنگین می باشد. محدوده های ۶، ۷ و شامل سنگ آهک خاکستری و سنگ آهک رسی با پوشش کم خاک یا بدون پوشش خاکی می باشد. و واحد شماره ۸ دارای سنگ خاکستری روشن معمولاً صدف دار می باشد.

۳-۲ ساختار

منظور از ساختار ارتباط ناپیوستگی های، ساختاری با شیب می باشد (شریعت جعفری،۱۳۷۵ ص۱۷۱). در این ارتباط ۳ عامل ارزیابی می شوند :

میزان تطابق جهت شیب ناپیوستگی و یا راستای خط تقاطع در ناپیوستگی و جهت شیب دامنه، تفاوت مقدار شیب ناپیوستگی یا میدل خط تقاطع در ناپیوستگی و شیب دامنه، و مقدار شیب ناپیوستگی یا میل خط تقاطع در ناپیوستگی . برای بررسی این عامل در ابتدا ایستگاه هایی برای برداشت موقعیت ناپیوستگی ها تعیین و سپس ویژگی های ساختاری هر واحد دامنه ای با استفاده از ویژگی های برداشت شده در ایستگاه درون یا نزدیک آن تهیه شده است. چنانچه یک دسته ناپیوستگی در واحد دامنه ای موجود باشد شیب و امتداد آن و اگر دو دسته ناپیوستگی وجود داشته باشد راستا و میل خط حاصل از برخورد آنها ملاک قرار گرفته است. (مهدوی فر، ۱۳۸۷). وجود یک گسل اصلی و چندین گسل فرعی در منطقه موجب تغییراتی در شیب شده است. با توجه به جدول در محدوده های مختلف امتیاز دهی شده است.

۳-۳ ریخت شناسی شیب

با توجه به نقشه شیب در محدوده شماره ۱ شیب بسیار آرام و محدوده شماره ۲ شیب آرام بین ۳۵-۱۵ وجود دارد. مناطق شماره ۶ و ۷ دارای شیب های آرام و نسبتا آرام و به صورت کمتر شیب تند می باشد. مناطق ۳، ۴ و ۵ و ۸ با شیب بیش از ۵۰ درجه مناطق پرتگاهی محسوب می شوند.

۳-۴ ارتفاع نسبی

منظور از ارتفاع نسبی اختلاف ارتفاع موجود بین راس دامنه ها (خط الراس ها) و کف دره ها (خط القعرها) است که تعیین آن در هر واحد دامنه ای برای شناخت ناپایداری دامنه ها اهمیت زیادی دارد. (Anbalagan, 1992). در روش انبالاگان کل منطقه مورد مطالعه براساس ارتفاع نسبی به ۳ گروه تقسیم می شوند: پستی و بلندی زیاد، متوسط و کم. با توجه به نقشه شیب (شکل ۶) در محدوده شماره ۱ شیب بسیار آرام و محدوده شماره ۲ شیب آرام بین ۳۵-۱۵ وجود دارد. مناطق شماره ۶ و ۷ دارای شیب های آرام و نسبتا آرام و به صورت کمتر شیب تند می باشد. مناطق ۳، ۴ و ۵ و ۸ با شیب بیش از ۵۰ درجه مناطق پرتگاهی محسوب می شوند.

۳-۵ کاربری و پوشش گیاهی

پوشش گیاهی یکی از شاخص هایی است که به طور غیرمستقیم در ناپایداری دامنه‌ها اثر می گذارد. نواحی با پوشش گیاهی پرپشت و جنگلی ناپایدارتر هستند (Cook R.U , Doornkamp JC, 1990) تغییر کاربری زمین از جنگل به زمین زراعی یکی از عوامل تحریک کننده حرکات دامنه ای است همچنین احداث جاده در دامنه را می توان عامل دیگری در ناپایداری نها محسوب کرد.

واحدهای مختلف کاربری زمین شامل زمین زراعی و منطقه مسکونی پرجمعیت، جنگل، پوشش گیاهی با تراکم متوسط، پوشش گیاهی پراکنده و زمین لم یزرع می باشد. مطابق با نقشه کاربری اراضی تقسیمات منطقه ای شماره ۱ شامل اراضی زراعی آبی و اراضی شهری و ساخته شده میباشد.، مناطق ۲،۳، ۴، ۵ و ۸ دارای کاربری جنگل و بیشه و منطقه شماره ۷ مرتع و دیم می باشد.

۳-۶ آبهای زیرزمینی

آبهای نفوذ کرده در بالادست در میانه و پاشنه دامنه ها به صورت چشمه های با دبی های متفاوت خارج می شوند. بنابراین تأثیر زیادی در خیس شدن خاک های اطراف و پایین دست خود دارند. علاوه براین چشمه ها مواد زیر زمینی را به صورت محلول یا معلق با خود می آورند که در طولانی مدت سبب خالی شدن مواد بالا دست شده و موجب بالا رفتن خطر زمین لغزه می شوند. به طور کلی در نقاطی که چشمه های آب گرم و سد جریان دارد زمین ناپایدار بوده و حرکت های لغزشی بصورت پراکنده دیده می شود.

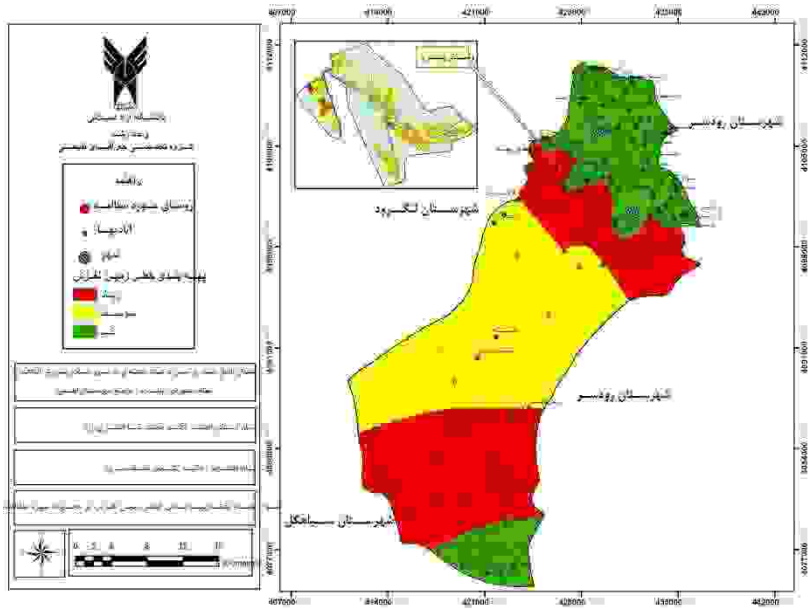
۳-۷ جمع بندی

با توجه به عوامل موثر در وقوع زمین لغزش مشخص گردید که روستای پیلدره بر روی یک توده لغزیده قدیمی قرار دارد. این توده از گذشته به طور پیوسته آثار خزشی را نشان داده و در اثر بارش شدید در منطقه حرکات ان اغاز شده و لغزش زمین تشدید گردیده است. با توجه به نتایج حاصل از بخش زمین شناسی، این منطقه دارای سنگ های آهکی، شیل، ماسه نگ و توف با خاک های عمیق با بافت سنگین می باشد که این نهشته ها به دلیل خرد شدگی و و سطوح برشی فروان، مقاومت برشی کمی داشته و در نتیجه از استعداد لغزش برخوردارند. در نتیجه رویداد یک زمین لغزه، حجم توده و تخلخل آن افزایش می یابد که به نوبه خود منجر به افزایش آب جذب شده می گردد و سبب تشدید ناپایداری می گردد. بنابراین عوامل زمین شناسی نقش مهمی در زمین لغزش پیلدره داشته است.

با توجه به مطالعات انجام گرفته در بخش اقلیم، بارش شدید منطقه در آذرماه ۱۳۹۰ منجر به جذب آب توسط ذرات خاک و غلبه بر ثقل زمین شده و ریزش توده های رس سنگین شده را موجب گردیده است. به سبب عواملی نظیر نفوذ پذیری اندک نهشته های سطحی، مسدود شدن چشمه ها و به هم خوردن زهکش طبیعی در اثر رویداد زمین لغزه کهن، مسدود نمودن برخی از چشمه های روستا به صورت مصنوعی، تزریق آب به درون زمین توسط چاه های جذبی فاضلاب ها و نیز آبیاری غیر اصولی زمین های کشاورزی و تغذیه سفره های زیر زمینی توسط آبراهه های جاری در روستا، نهشته های این منطقه به حالت اشباع یا نیمه اشباع درآمده اند و به شدت مقاومت آن را کاهش می دهد . پوشش گیاهی یکی از عوامل اساسی حفاظت از خاک در مقابل فرسایش بوده و نقشی اساسی در ایجاد تعادل دینامیکی محیط بر عهده دارد. درختان با جذب قطره های باران، از افتادن این قطره ها بر روی زمین و فرسایش خاک و نیز ایجاد روان آب (Runoff) جلوگیری به عمل می آورند. از سوی دیگر پیوند میان اجزا و ذرات خاک توسط ریشه گیاهان تامین می شود که بیانگر نقش مهم گیاه در مقابل فرسایش است. از بین رفتن پوشش گیاهی در سال های اخیر، بویژه در مناطق جنگلی که حجم بسیار زیادی از درختان را در بر می گیرد، آسیبی بسیار جدی بر این نقش وارد آورده که از جمله نتایج مخرب آن افزایش حجم روان آب و فرسایش خاک و شستشوی دیواره‌های کنار رودخانه و آبراهه‌ها است که می تواند منجر به آغاز یا تشدید ناپایداری‌های دامنه‌ای گردد .

جدول ۳: امتیازهای عوامل تاثیرگذار در پهنه بندی خطر زمین لغزش به روش انبالاگان

واحد کاری	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
لیتولوژی	۱/۳	۱/۸	۱/۳	۱/۳	۱/۳	۱/۸	۱/۸	۱/۲
خاک	۱/۴	۱/۴	۰/۸	۱	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸
ساختار	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۲
شیب	۰/۵	۰/۸	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۸	۰/۸	۰/۲
ارتفاع	۰/۳	۰/۶	۱	۱	۱	۱	۱	۱
کاربری اراضی	۰/۶۵	۱/۲	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۱/۵	۰/۸
آبهای زیرزمینی	۰/۵	۱	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۲	۰/۲	۰/۵
مجموع متیاز	۴/۹۵	۷,۱	۵/۱	۵/۳	۵/۱	۵/۷	۶/۴	۴/۷
توصیف	**کم**	**زیاد**	**متوسط**	**متوسط**	**متوسط**	**متوسط**	**زیاد**	**کم**



شکل۲: نقشه پهنه بندی خطر زمین لغزش در محدوده مورد مطالعه

کلمات کلیدی: حرکات دامنه‌ای، شرق گیلان، روش آنبالگان

مراجع

- شریعت جعفری ، محسن ، **زمین لغزش (مبانی و اصول پایداری شیب های طبیعی)**، تهران انتشارات سازه، ۱۳۷۵.
- بنیاد مسکن انقلاب اسلامی ، **طرح هادی مجموعه روستایی دعوی لات** ، ۱۳۹۱.
- مهدوی فر، محمدرضا، منتظرالقائم، سعید، **مطالعات پیشاهنگ پهنه‌بندی خطر زمین لغزش در جنوب البرز مرکزی**، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ۱۳۸۲.
- Anbalagan, R., Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountainous terrain, Engineering Geology, 32: 269-278, 1992.
- Cook R.U , Doornkamp JC, **Geomorphology in enciromental management**, second edition press, oxford; 1990

بررسی اشکال و تیپهای فرسایشی در حوضه آبریز بقمچ

[1]اعظم نخعی ، [2] محمدرضا مرتضوی
[1] کارشناس ارشد ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی، nakhaiee@gmail.com
[2] کارشناس ارشد ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی، mortazavi.m.reza@gmail.com

چکیده

ویژگی های ژئومورفولوژیکی تحت تأثیر عوامل متعددی مانند اقلیم، زمین شناسی، پوشش گیاهی، شیب، خاک و غیره قرار دارند که می توانند اشکال فرسایشی را به وجود بیاورند. بدون شک اشکال فرسایشی نیز متناسب با خصوصیات و ویژگی های ژئومورفولوژی توسعه خواهند یافت. حوضه آبریز بقمچ از سازندهای تیرگان، مزدوران، سرچشمه و رسوبات دوران چهارم تشکیل گردیده که سازند سرچشمه و رسوبات دوران چهارم از حساسیت بالایی برخوردارند. همچنین حوضه بقمچ از یک واحد ژئومورفولوژی، ۵ تیپ و ۱۸ رخساره تشکیل شده است. نتایج حاصل از این مطالعه بیانگر این است که خصوصیات سنگ شناسی سازندها، بهره برداری فعلی و توپوگرافی از عوامل موثر در فرسایش می باشند.

کلمات کلیدی: ژئومورفولوژی، اشکال فرسایشی، حوضه آبریز بقمچ

مقدمه

ویژگی های ژئومورفولوژی پایه و اساس بررسی های منابع طبیعی حوضه های آبریز به شمار می رود (رنجبر و ایرانمنش، ۱۳۸۶: ۱۰۷) این ویژگی ها تحت تأثیر عوامل زیادی مانند اقلیم، خاک، هیدرولوژی، زمین شناسی، شیب و ... قرار دارند که می توانند اشکال فرسایشی را به وجود آورند. یکی از مهم ترین مطالعاتی که در زمینه ژئومورفولوژی صورت می گیرد که عامل موثر و مولد در ایجاد اشکال می باشد، درباره فرسایش است. فرسایش به فرآیندی گفته می‌شود که طیّ آن ذرات خاک از بستر اصلی خود جدا شده و به کمک یک عامل انتقال دهنده به مکانی دیگر حمل شود بطوری‌که بسته به نوع عامل انتقال، انواع فرسایش های آبی، بادی و یخچالی خواهیم داشت (رفاهی، ۱۳۷۹: ۳). فرسایش دارای دو جنبه‌ی مهم شامل کاهش قدرت تولیدی زمین و دیگری مزاحمت مواد فرسایش یافته می‌باشد (قدیری، ۱۳۷۲: ۶-۳). آنچه مسلم است آثار و نتایج سوء فرسایش در مدت زمان کوتاه مشخص نمی باشد ولی آثار سوء آن در درازمدت مشهود خواهد بود (احمدی، 1378 :۱۳۱) اصولاً عوامل طبیعی به همراه استفاده ناصحیح از منابع آب و خاک باعث ایجاد لندفرم های متنوع و تشدید فرسایش می شود . همان گونه که فعالیت های بشری متأثر از ژئومورفولوژی می باشد ، ژئومورفولوژی نیز تأثیرپذیر از فعالیت های انسانی است (اسلی میکر ، ۲۰۰۰ : ۳۰۳) فرسایش، اشکال متنوعی را بر روی زمین ایجاد می کند، این اشکال متأثر از عوامل مختلفی می تواند باشد که از همه مهم تر می توان به نقش ژئومورفولوژی اشاره کرد. زیرا واحدهای ژئومورفولوژیک، واحدهای همگنی می باشند که لزوماً با توجه به شرایط و عوامل دخیل در آن ها اشکال خاص را به وجود می آورند (ملکی و ایرانمنش، 1387: 4) .

مواد و روشها

در این پژوهش اولین مرحله، تعیین و تهیه نقشه های پایه محیطی بوده است که نقشه های توپوگرافی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰ نقشه زمین شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ، عکس های هوایی ۱:۴۰۰۰۰ و تصاویرماهواره ای Google Earth تهیه شد. در مرحله دوم داده های آماری مربوط به هواشناسی ، هیدرولوژی،پوشش گیاهی و غیره از طریق نرم افزارهای رایانه ای، پردازش و طبقه بندی شدند. به منظور تهیه نقشه زمین شناسی حوضه از فایل داده های موجود در محیط GIS استفاده شده است. جهت شناسایی اشکال فرسایشی از نقشه های شیب، جهت شیب، کاربری اراضی در محیط GIS و تصویر ماهواره ای استفاده گردیده و با پیمایش های میدانی، رخساره های شناسایی شده مورد بازبینی قرار گرفت.

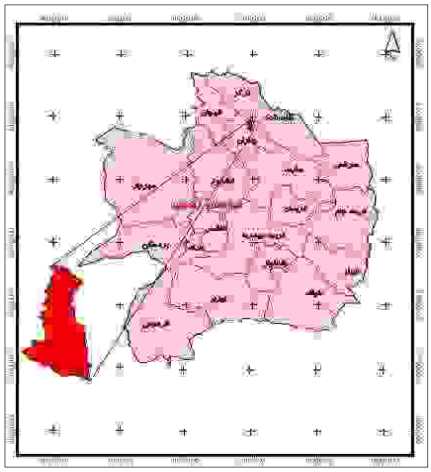
۲-۱ منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز بقمچ در دامنه جنوبی کوههای کپه داغ و یکی از حوضه های رودخانه کشف رود در محدوده جغرافیائی "۰۷ '۰۸ °۵۹ تا '۱۵ °۵۹ طول شرقی و "۳۳ '۴۹ °۳۶ تا "۳۷ '۵۹ °۳۶ عرضی شمالی در ۳۰ کیلومتری شمال شهرستان چناران و ۸۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان مشهد واقع شده است. (شکل شماره (۱)) در جدول شماره (۱) برخی از ویژگی های فیزیوگرافی حوضه آبریز بقمچ بیان شده است.

جدول ۱- ویژگی های فیزیو گرافی حوضه

مساحت حوضه (km^2)	۹۶
محیط حوضه (km)	۵۹
طول آبراهه اصلی (km)	۲۰
رتبه آبراهه اصلی	۵
نسبت انشعاب	۶,۳
شیب متوسط (درصد)	۳۳
ارتفاع متوسط حوضه (m)	۲۱۴۳
زمان تمرکز (کرپیچ)	۲,۰۷
ضریب فشردگی یا گراویلیوس	۱,۶

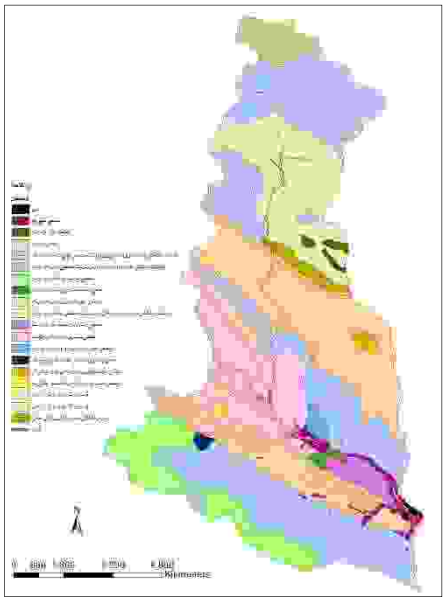
شکل ۱- موقعیت حوضه آبریز بقمچ



۲-۲ زمین شناسی و ژئومورفولوژی منطقه

حوضه آبریز بقمچ در زون رسوبی کپه داغ قرار گرفته و واحد های سنگی آن متعلق به دوران دوم و سوم زمین شناسی (مزوزوئیک، سنوزوئیک) می باشند. این واحد ها شامل آهک میکریتی متوسط تا نازک لایه و شیل (مزدوران) ،آهک دولومیتی خاکستری تا قهوه ای, شیل وآهک شیلی(سازند مزدوران)، ماسه سنگ متوسط تا درشت دانه قرمز رنگ, رس سنگ و شیل وکنگلومرای سازند شوریجه, سنگ آهک االیتی, آهک مارنی, شیل و شیل آهکی سازند تیرگان و سازند سرچشمه،که از دو بخش زیرین شامل مارن سبز و در سطوح فرسایش یافته خاکستری و بخش فوقانی از تناوب لایه های شیل و شیل آهکی نازک لایه خاکستری رنگ می باشد. واحدهای کواترنری در حوضه گسترش زیادی نداشته و شامل پادگانه‌های جدید Q^{t2} و نیز نهشته‌های رودخانه‌ای عهد حاضر Q^{al} می باشد. (شکل شماره (۲) ، جدول شماره (۲))

شکل ۲- تیپ های فرسایشی در حوضه



جدول ۲- واحدهای زمین شناسی حوضه

سن زمین شناسی	واحد زمین شناسی	لیتولوژی	نفوذ پذیری نسبی	مساحت (هکتار)	درصد از کل مساحت
ژوراسیک	J^2_{mz}	سنگ آهک متوسط لایه و شیل(سازند مزدوران)	متوسط	251.86	44.7
	J^3_{mz}	سنگ آهک دولومیتی و شیل (سازند مزدوران)	متوسط	4034.66	
کرتاسه	K_{sh}	ماسه سنگ،کنگلومرا(سازند شوریجه)	متوسط	2518.41	23.4
	K_t	آهک وآهک مارنی (سازند تیرگان)	متوسط	2463.73	1.7
	K_{sr}	مارن،شیل وشیل آهکی(سازند سرچشمه)	کم	96.57	29
کواترنر	Q^{t2}	پادگانه های آبرفتی جدید	کم	35.96	1.2
	Q^{al}	رسوبات بستر رودخانه و مسیل	زیاد	74.54	

از نظر فعالیتهای زمین ساختمانی و تکتونیک، دارای چین خوردگیهایی می باشد که عبارتند از ناودیس آمرودک و تاقدیس جهانگیرکه در امتداد، روندکلی سازندها یعنی، شمال غربی-جنوب شرقی می باشند . هم چنین گسلهای معکوس آمرودک و انجیشش با امتداد شمال غربی –جنوب شرقی

وگسل راستالغز جهانگیر با امتداد حدودا شمالی –جنوبی در این منطقه واقع شده اند. سیستمهای درز و شکستگی در سازندهای سخت این منطقه (تیرگان، مزدوران، شوریجه) که غالبا بصورت لوزی شکل یا عمود بر هم می باشند.

در مبحث فر سایش پذیری واحدهای زمین شنا سی این حو ضه به چهار درجه (کم، متو سط، زیاد، خیلی زیاد) تق سیم شده که عبارتند از: آهکهای سازند مزدوران، تیرگان دارای فر سایش پذیری کم، ماسه سنگ سازند شوریجه دارای فر سایش پذیری متوسط، مارن با میان لایه های شیل و شیل آهکی سازند سرچشمه و پادگانه‌های جدید Q^{t2} دارای فرسایش پذیری زیاد ودر انتها رسوبات بستر مسیلها که فرسایش پذیری خیلی زیاد دارند.

از نظر نفوذ پذیری به سه رتبه کم، متوسط و زیاد تقسیم شده که عبارتند از :

- رسوبات بستر مسیلها دارای نفوذ پذیری زیاد.
- سنگ آهکهای سازند مزدوران، تیرگان و ماسه سنگ سازند شوریجه دارای نفوذ پذیری متوسط.
- مارن با میان لایه های شیل و شیل آهکی سازند سرچشمه و پادگانه‌های جدید Q^{t2} دارای نفوذ پذیری کم

از نظر ژئومورفولوژی حو ضه تنها شامل واحد ژئومورفولوژی کوهستان می با شد.این واحد شامل ۵ تیپ و ۱۸ رخساره می با شد. تیپهای تفکیک شده عبارتند از:

۱- تیپ آهکی، آهکی دولومیتی (سازند مزدوران)

۲- تیپ آهکی (سازند تیرگان)

۳- تیپ ماسه سنگی، شیلی،کنگلومرایی (سازندشوریجه)

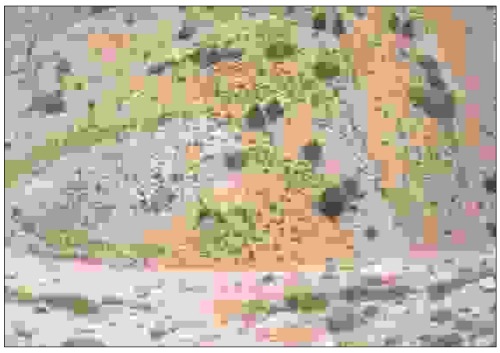
۴- تیپ مارنی، شیلی (سازند سرچشمه)

۵- تیپ آبرفتی

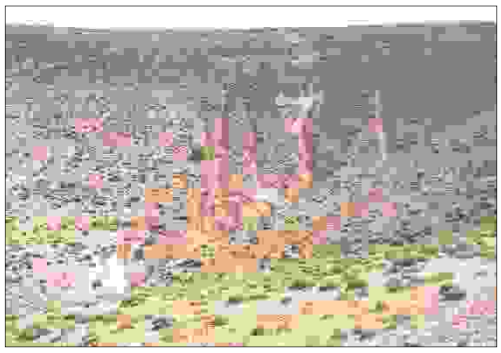
شکل ۳- هوازدگی و تخریب فیزیکی (سازند مزدوران)

شکل ۴- هوازدگی و فرسایش سطحی همراه با واریزه

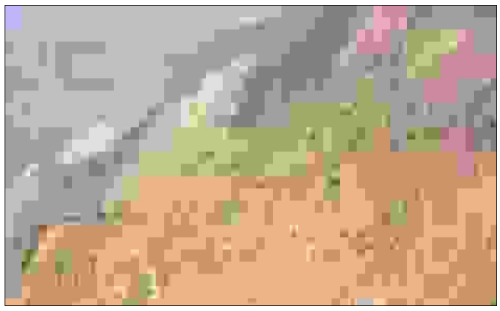
شکل ۵- فرسایش سطحی (سازند شوریجه)



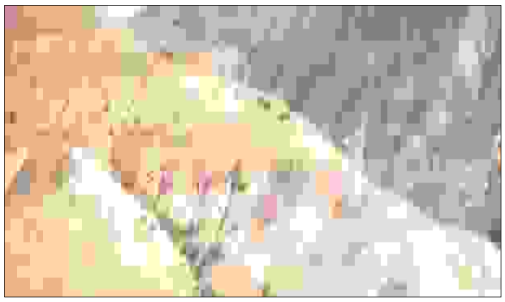
شکل ۶- فرسایش شیاری (سازند شوریجه)



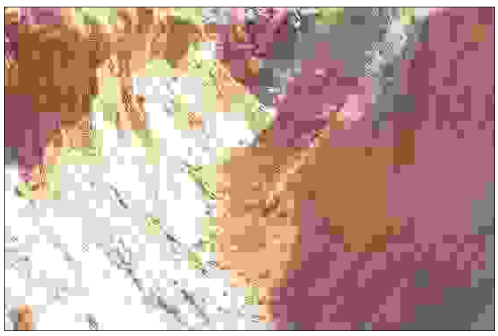
شکل ۷- فرسایش سطحی (سازند تیرگان)



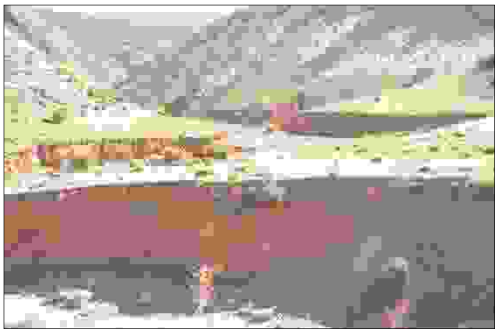
شکل ۸- فرسایش شایری و آبراهه ای (سازند سرچشمه)



شکل ۹- فرسایش خندقی



شکل ۱۰ - فرسایش کناری در مسیر آبراهه اصلی



نتایج و یافته ها

نتایج تحقیق آشکار نمود که اولین عامل تأثیرگذار در فرسایش، شیب و توپوگرافی است که سبب ایجاد رواناب با حجم و سرعت بالا می شود. رودخانه در مرحله بلوغ است و فرایند فرسایش و تخریب در حال انجام است. آبراهه ها عمدتاً تنگ و پرشیب می باشند. وسعت زیاد رخنمون های سنگی در این حوضه زمینه مساعدی را جهت هوازدگی و فرسایش سنگ ها و ایجاد رسوبات ناپیوسته ایجاد کرده است. با توجه به وضعیت ارتفاعی منطقه، از عوامل مهم تخریب و فرسایش، سنگ های حوضه علاوه بر جنس سنگ می توان به نقش آب و یخبندان، تغییرات پیوسته دما، شیب، پوشش گیاهی اشاره کرد. محدوده تحت تأثیر دراز مدت انواع فرسایش های فیزیکی و کمتر شیمیایی بوده که فرایندهای هوازدگی بیشتر شامل هوازدگی فیزیکی و مکانیکی بوده که طی آن خاک های واریزه ای دانه متوسط تا درشت تشکیل شده است. سازندهای مزدوران، تیرگان، شوریجه، سرچشمه و رسوبات بستر مسیل و پادگانه های آبرفتی به ترتیب ۴۴/۷، ۲۳/۴، ۲۹،۱/۷، ۱/۲ درصد از کل عرصه مطالعاتی را شامل می شوند. (جدول شماره (۲)) در نهایت علی رغم مساعد بودن پارامترهای فیزیوگرافی در ایجاد فرسایش و تولید رسوب به دلیل سطح وسیع رخنمونهای سنگی در سازندهای تیرگان، مزدوران و شوریجه خصوصیات سنگ شناسی سازندها، بهره برداری فعلی و توپوگرافی از عوامل موثر در فرسایش می باشند.

مراجع

- احمدی، حسن، ژئومورفولوژی کاربردی ، فرسایش آبی ، انتشارات دانشگاه تهران(۱۳۷۸)
- رفاهی، حسینقلی، فرسایش آبی و کنترل آن، انتشارات دانشگاه تهران. چاپ سوم، (۱۳۷۹).
- رنجبر، محسن و ایرانمنش، فاضل، بررسی عوامل موثر بر ویژگی های ژئومورفولوژیکی و گسترش اشکال فرسایشی با استفاده از RS و GIS مطالعه موردی :حوضه میرده چراغ ویس کردستان ، فصلنامه سرزمین ، شماره1 سال ۱۳۸۶
- قدیری، حسین، حفاظت خاک، ترجمه‌ی نورمن هادسون. انتشارات دانشگاه شهید چمران. چاپ سوم، (۱۳۷۲).
- ملکی، مرضیه و ایرانمنش، فاضل، بررسی توزیع و نقش اشکال ژئومورفولوژی در فرسایش حوضه چراغ ویس ، مجموعه مقالات اولین همایش جایگاه مطالعات ژئومورفولوژی در آمایش سرزمین و مدیریت محیط ، تهران، (۱۳۸۷)
- Slaymaker , O, Reflections on the actual and potential role of geomorphology in global environmental change research . John Wiley & Sons , Ltd 322p. (2000)

بررسی عوامل مؤثر بر زمین‌لغزش با استفاده از روش رگرسیون لجستیک (مطالعه موردی: بخشی از زون کپه‌داغ-هزار مسجد)

[۱] شیوا عبدی بسطامی، [۲] هادی معماریان، [۳] سیّد محمد تاجبخش، [۴] محمود اعظمی راد

[۱] دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی آبخیزداری دانشگاه بیرجند، Bastamish22@gmail.com

[۲] استادیار گروه آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و محیط‌زیست، دانشگاه بیرجند، hadi_memarian@yahoo.com

[۳] استادیار گروه آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی و محیط‌زیست، دانشگاه بیرجند، tajbakhsh.m@gmail.com

[۴] معاونت آبخیزداری، اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری خراسان رضوی، Azamyrad@yahoo.com

مقدمه

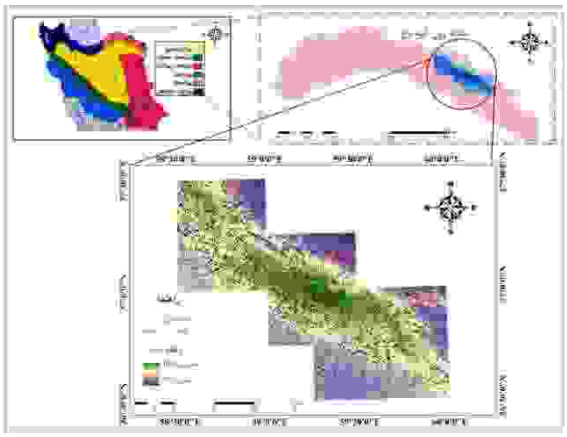
وقوع پدیده زمین‌لغزش سالانه خسارات زیادی بر منابع طبیعی و غیرطبیعی در مناطق مختلف وارد می‌سازد. آمار رسمی و دقیقی از میزان خسارات وارده ناشی از این پدیده در دست نیست؛ اما در برخی از گزارش‌ها تنها میزان خسارات مستقیم آن بالغبر ۵۰۰ میلیارد ریال در سال برآورد شده است. پیش‌بینی زمین‌لغزش در یک دامنه به‌منظور تثبیت و کنترل و کاهش خسارات ناشی از آن‌ها نیازمند درک و شناخت صحیح از عوامل مؤثر و مکانیسم تأثیرگذار در وقوع این پدیده است. علی‌رغم پیشرفت دانش بشری درزمینه علل وقوع زمین‌لغزش‌ها و توسعه سریع قابلیت‌های مهندسی جهت پیش‌بینی و کنترل آن‌ها به دلایل توسعه مناطق و دخالت‌های غیرمجاز انسان در دامنه‌ها، خسارات و تلفات ناشی از زمین‌لغزش‌ها در حال افزایش می‌باشد (قنواتی و همکاران، ۱۳۹۰)؛ بنابراین با توجه به اهمیت موضوع، شناخت عوامل مؤثر در وقوع زمین‌لغزش و مناطق دارای پتانسیل خطر امری ضروری به‌نظر می‌رسد. در همین راستا باسو و پال[۱۰۷] (۲۰۱۷)، در مطالعه‌ای با استفاده از مدل رگرسیون لجستیک، عوامل مورفومتریک مانند عامل شیب را به‌عنوان مهم‌ترین عامل در وقوع زمین‌لغزش معرفی نمودند. هم‌چنین در پژوهشی که توسط مندال و موندال[۱۰۸] (۲۰۱۷)، در حوزه رودخانه بالاسون[۱۰۹] هیمالیا به روش رگرسیون لجستیک صورت گرفت، نتایج دقت بالای مدل رگرسیون لجستیک، مناسب و کارآمد بودن این روش را برای تهیه نقشه خطر پدیده زمین‌لغزش نشان می‌دهد. در پژوهشی که توسط شیرانی و عرب عامری (۱۳۹۴)، در حوزه دز علیا باهدف پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از روش رگرسیون لجستیک صورت گرفت، علاوه بر معرفی عامل ارتفاع به‌عنوان مؤثرترین عامل در وقوع زمین‌لغزش، نتایج نشان‌دهنده دقت بالای مدل به‌منظور تهیه نقشه پهنه‌بندی زمین‌لغزش بود. میرکی و همکاران (۱۳۹۶)، در پژوهشی باهدف مقایسه رگرسیون لجستیک و نسبت فراوانی در حوزه آبخیز چشمیدر واقع در استان کردستان، روش رگرسیون لجستیک را با دقت پیش‌بینی ۸۲/۲ درصد در مقایسه با روش نسبت فراوانی با مقدار ۸۰ درصد، به‌عنوان روش برگزیده برای شناسایی مناطق مستعد و حساس به زمین‌لغزش در منطقه موردبررسی معرفی نمودند. لذا با مرور سوابق پژوهشی در این زمینه و با توجه به این‌که بسیاری از خسارات ناشی از زمین‌لغزش به‌دلیل عدم رعایت اصول صحیح در گسترش مناطق مسکونی، ساخت سدها، احداث راه‌ها و تأسیسات و غیره به وجود آمده‌اند، لزوم شناخت عوامل تأثیرگذار در وقوع زمین‌لغزش برای دستگاه‌های اجرایی از اهمیت بالایی برخوردار است. زون زمین‌شناسی کپه‌داغ–هزار مسجد نیز، به‌دلیل، نوع بافت خاک منطقه، ساختمان زمین‌شناسی و سایر عوامل تشدیدکننده ناپایداری، در معرض خطر بالای وقوع زمین‌لغزش قرار دارد. در این مطالعه، بخشی از زون زمین‌شناسی کپه‌داغ-هزار مسجد شامل قسمت‌هایی از کشف‌رود، قره‌تیکان، درونگر و تبارک‌آباد موردمطالعه قرارگرفته است. آمار زمین‌لغزش‌های ثبت‌شده توسط سازمان زمین‌شناسی و سازمان جنگل‌ها، مراتع و آبخیزداری کشور و نیز مستعد بودن منطقه برای وقوع این پدیده، باعث افزایش اهمیت شناسایی و اولویت‌بندی عوامل مؤثر بر این رخداد طبیعی شده تا با انجام مطالعاتی با اهداف مذکور، بتوان میزان قابل‌توجهی از مخاطرات حاصل از وقوع زمین‌لغزش را کاهش داد.

[107] Basu and Pal
[108] Mandal and Mondal
[109] Balason

مواد و روش‌ها

۲-۱ منطقه مطالعاتی

زون کپه‌داغ-هزارمسجد در شمال شرق ایران و قسمت‌هایی از ترکمنستان و شمال افغانستان قرار دارد. این زون با وسعتی حدود ۵۵۰۰۰ کیلومترمربع در محدوده ′۳۰ °۳۵ تا ′۱۵ °۳۸ عرض شمالی ′۰۰ °۵۴ تا ′۱۳ °۶۱ طول شرقی واقع‌شده است و تقریباً ۳/۳ درصد از مساحت کل ایران را شامل می‌شود (افشار حرب، ۱۳۷۳؛ درویش زاده، ۱۳۸۴).



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

۲-۲ بررسی و مطالعه پژوهش‌های مشابه با پژوهش حاضر برای تعیین فاکتورهای مؤثر در وقوع زمین‌لغزش.

۲-۳ تهیه نقاط لغزشی، لایه‌های اطلاعاتی و نقشه‌های پایه از اداره‌ها و سازمان‌های مربوطه.

۲-۴ آماده‌سازی و استخراج لایه‌هایی مانند ارتفاع، شیب، جهت شیب، خاک، زمین‌شناسی، کاربری اراضی، فاصله از گسل، فاصله از آبراهه، فاصله از جاده، نقشه هم‌باران، شدت روشنایی و شاخص‌هایی همچون پوشش‌گیاهی، توان آبراهه[۱۱۰]، رطوبت[۱۱۱]، انحنای سطح، انحنای پروفیل، وضعیت توپوگرافی[۱۱۲]، شاخص حمل رسوب[۱۱۳] و شاخص زبری به‌عنوان عوامل اولیه مؤثر بر وقوع زمین‌لغزش، با استفاده از نرم‌افزارهای ArcGIS، TAS و ArcView.

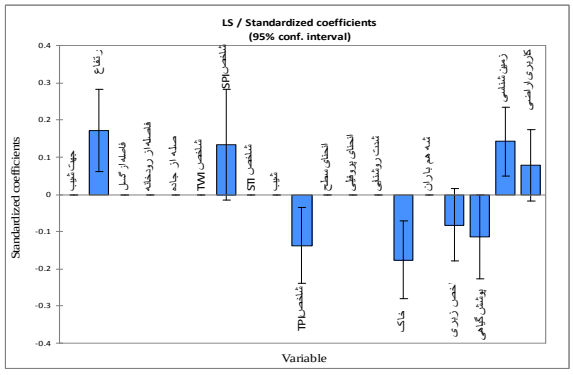
۲-۵ اجرای مدل آماری رگرسیون لجستیک.

مدل لجستیک که به‌دلیل توانایی بالا در مدل کردن متغیرهای وابسته دوسویی، مجموعه‌ای از متغیرهای دوسویی، متغیرهای چند دسته‌ای و متغیرهای ترتیبی، بسیار پرکاربرد بوده (لی[۱۱۴]، ۲۰۰۴) و یکی از مدل‌های آماری مناسب جهت اجرای پهنه‌بندی بر اساس داده‌های موجود می‌باشد و ازآنجایی‌که کاربرد مدل آماری رگرسیون لجستیک ایجاد ارتباط بین عوامل ناپایدار کننده شیب و متغیر وابسته دو حالته یعنی وقوع و عدم وقوع زمین‌لغزش است، برای تعیین مهم‌ترین عامل در وقوع لغزش‌ها، از این مدل استفاده شد (عرب‌عامری و همکاران، ۱۳۹۵). هنگامی‌که بیش از یک نوع متغیر وجود داشته باشد، استفاده از نتایج جدول آنالیز نوع دوم، کارآمد است. در این آنالیز، اگر مقدار احتمال Pr > LR کمتر از یک آستانه معنی‌دار مشخص (۰/۰۵) باشد، سهم متغیر در وقوع یک پدیده از سایر عوامل بیش‌تر بوده و با توجه به این مقدار، می‌توان فاکتورهای مؤثر را معرفی نمود که Pr احتمال وقوع هر یک از عوامل و LR ضریب محاسبه شده مدل رگرسیون لجستیک می‌باشد. به‌عبارت‌دیگر، اگر مقدار احتمال وقوع هر عامل از ضریب رگرسیون لجستیک بیشتر شود، مقدار سطح معنی‌داری از ۰/۰۵ کمتر شده که به معنی احتمال وقوع در سطح اطمینان بالای ۹۵ درصد می‌باشد (آگرستی[۱۱۵]، ۲۰۰۲).

110 Stream Power Index (SPI)
111 Topographic Wetness Index (TWI)
112 Topographic Position Index (TPI)
113 Sediment Transport Index (STI)
114 Lee
115 Agresti

یافته‌ها، بحث و نتیجه‌گیری

پس از اجرای مدل لجستیک بر عوامل ذکر شده در منطقه مورد مطالعه، نتایج حاصل از مدل رگرسیون لجستیک با سطح اطمینان ۹۹ درصد نشان داد علل اصلی وقوع زمین‌لغزش در منطقه مورد مطالعه، عامل خاک، ارتفاع و زمین شناسی می‌باشد (جدول ۱) که با داشتن ضریب استاندارد شده منفی رابطه معکوسی با وقوع پدیده لغزش دارند (شکل ۲). در صورت بالا بودن درصد شن خاک نسبت به سایر ذرات خاک، خاک از نوع سبک و از چسبندگی کمی برخوردار می‌باشد (فاضلی شهرودی و حسینی، ۱۳۹۲). هم‌چنین میزان سیلت موجود در نیم‌رخ خاک رابطه‌ای مستقیم با فرسایش زیرسطحی و وقوع زمین‌لغزش دارد (امامی و همکاران، ۱۳۹۵؛ رأفت نیا و همکاران، ۱۳۸۹) و وجود این عوامل در کنار یکدیگر خطر بروز زمین‌لغزش را تشدید می‌نماید. با تعیین بافت خاک منطقه، دو نوع بافت لوم[116] و کلی-لوم[117] برای منطقه مشخص شد. بیشترین نقاط لغزشی در بافت لومی مشاهده‌شده است، که این امر ناشی از بالا بودن درصد شن و میزان سیلت موجود در این بافت خاک می‌باشد که باعث کاهش چسبندگی خاک و بروز زمین‌لغزش‌های بیشتر در این قسمت از خاک منطقه شده است. از طرفی پارامترهای فیزیکی مانند ارتفاع نقش زیادی را در رخ داد زمین‌لغزش ایفا می‌کنند. می‌توان چنین بیان نمود که با افزایش مقدار این پارامترها تا حدی مشخص، احتمال وقوع زمین‌لغزش نیز بالاتر می‌رود؛ اما این ارتباط مستقیم تا یک آستانه مشخص برقرار است؛ به‌طوری‌که با افزایش ارتفاع، نوع بارش از باران به برف تغییر می‌یابد و نیز از میزان بسترهای سست کم و بر میزان بسترهای مقاوم، افزوده می‌شود (مرادی و همکاران، ۱۳۸۹). در منطقه مورد مطالعه نیز تا ارتفاع ۲۰۰۰ متری، رابطه بین لغزش و ارتفاع رابطه‌ای مستقیم بوده و بعد از ارتفاع مذکور، کاهش لغزش‌ها اتفاق می افتد. در ارتفاعات بالا که خطر وقوع زمین‌لغزش کم شده به‌سبب وجود سازندهایی هم‌چون اتامیر (Ka ،K2at) در منطقه بوده که نسبت به سایر سازندهای منطقه از مقاومت بیشتری برخوردار می‌باشند (عزتی و همکاران، ۱۳۹۲). در لایه‌های رسی، مارن و تبخیری، نفوذ آب‌های ناشی از آبیاری باغات و بارندگی از داخل درز و شکاف‌های متعدد، سبب تجمع زیاد آب در سطح مواد هوازده و پی‌سنگ شده و در نتیجه باعث لغزنده شدن، کاهش نیروی اصطکاک و مقاومت برشی مواد و تشدید حرکت لغزشی تحت‌تأثیر نیروی ثقل روی سطح شیب‌دار به طرف پایین دامنه می‌شود (مقیمی و همکاران، ۱۳۸۷). بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش، بیش‌ترین زمین‌لغزش‌ها مربوط به واحد زمین شناسی Kt (سازند تیرگان) می باشد که متشکل از سنگ آهک به همراه شیل‌های خاکستری بوده و بیش‌ترین گسترش سطحی را در منطقه دارد و هم‌چنین واحد زمین‌شناسی Ksh متعلق به سازند شوریجه، تشکیل شده از کنگلومرا به‌همراه سنگ‌های شنی خاکستری نیز زمین‌لغزش‌های زیادی را در خود جای داده است. هم‌چنین در منطقه مورد مطالعه وجود لایه‌هایی با نهشته‌های مارنی تیره رنگ، قیری، پیریتی‌آمونیت‌دار به همراه سنگ آهک‌های نازک و شیل‌های تیره رنگ، ماسه سنگ و مقدار کمی سنگ آهک و کنگلومرا با توان لغزشی بالا خطر زمین‌لغزش را تشدید می‌نماید.



شکل ۲- ضرایب استانداردشده در مدل رگرسیون لجستیک

جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز نوع دوم برای برخی از عوامل

لایه مؤثر در زمین‌لغزش	Pr > LR	لایه مؤثر در زمین‌لغزش	Pr > LR
لایه خاک	۰/۰۰۱	شاخص SPI	۰/۰۳۲
لایه ارتفاع	۰/۰۰۲	شاخص پوشش گیاهی	۰/۰۳۲
لایه زمین-شناسی	۰/۰۰۳	شاخص زبری	۰/۱۰۰
شاخص TPI	۰/۰۰۴	لایه کاربری اراضی	۰/۱۰۹

[116] loam
[117] Clay loam

در مجموع می‌توان چنین بیان نمود که با توجه به نقش خاک، ارتفاع و ساختار زمین‌شناسی منطقه به‌عنوان اصلی‌ترین عوامل مؤثر در وقوع زمین-لغزش‌های منطقه مورد مطالعه، نمی‌توان پتانسیل ذاتی زون زمین‌شناسی کپه‌داغ-هزار مسجد برای وقوع این پدیده طبیعی را نادیده گرفت. این در حالی است که ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک تا حدی تحت تأثیر اقدامات انسانی بوده که با مدیریت این فعالیت‌ها و نوع استفاده از خاک با توجه به شرایط ژئومورفولوژیکی و زمین‌شناسی محل، می‌توان خطر وقوع زمین‌لغزش را تا حد زیادی کاهش داد.

کلمات کلیدی: رگرسیون لجستیک، خطر زمین‌لغزش، سامانه اطلاعات جغرافیایی

۵- مراجع

- افشار حرب، عبّاس، زمین‌شناسی کپه‌داغ، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۱، ۲۷۵ ص، ۱۳۷۴.
- امامی، سید نعیم؛ جلالیان، احمد؛ خسروی، عبّاس، نقش ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در وقوع زمین‌لغزش، مطالعه موردی: منطقه افسرآباد چهارمحال و بختیاری، پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز، سال هفتم، شماره ۱۳، صص ۱۹۲-۱۸۲، ۱۳۹۵.
- درویش زاده، علی، زمین‌شناسی ایران، مؤسسات انتشارات امیرکبیر، چاپ دوم، ۹۰۱ ص، ۱۳۸۴.
- رأفت نیا، نصرت‌الله؛ کاویانپور، محمّدکاظم؛ احمدی، توفیق، بررسی علل وقوع پدیده زمین‌لغزش در جنگل گلندرود، مطالعه موردی: سری ۳، حوزه آبخیز ۴۸، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال دوازدهم، شماره ۱، صص ۶۳-۵۳، ۱۳۸۹.
- شیرانی، کوروش؛ عرب عامری، علیرضا، پهنه‌بندی خطر وقوع زمین‌لغزش با استفاده از روش رگرسیون لجستیک، مطالعه موردی: حوزه دز علیا، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب‌وخاک، سال نوزدهم، شماره ۷۲، صص ۳۳۴-۳۲۱، ۱۳۹۴.
- عرب عامری، علیرضا؛ شیرانی، کوروش؛ حلبیان، امیرحسین، ارزیابی توانایی پیش‌بینی مدل‌های آماری و لجستیک برای تهیه نقشه پهنه بندی خطر زمین لغزش، مطالعه موردی: حوضه ونک، مجله جغرافیای طبیعی، سال نهم، شماره سی و دوم، صص ۱۴۰-۱۲۳، ۱۳۹۵.
- عزتی، مریم؛ آق تابای، مریم؛ رقیمی، مصطفی؛ شتایی، شعبان، (۱۳۹۱): تجزیه و تحلیل برخی از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، مطالعه موردی: حوزه شیرین‌رود، کپه‌داغ مرکزی، مجله جغرافیایی آمایش فضا، سال دوم، شماره ششم، صص ۱۶-۱.
- فاضلی شهرودی، الهام؛ حسینی، سید عطاالله، مطالعه عوامل وقوع پدیده زمین‌لغزش آبخیز جنگلی، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی مهندسی و محیط‌زیست ایران، صص ۱-۹، ۱۳۹۲.
- قنواتی، عزت‌الله؛ تقوی مقدم، ابراهیم؛ مساحی خوراسکانی، مهدی، کاربرد روش‌های تصمیم‌گیری چند معیاره در اولویت‌بندی پهنه‌های مناسب برای دفن پسماند شهری، مطالعه موردی: شهر سبزوار، مجله مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال دوم، شماره ۵، صص ۱۰۸-۸۹، ۱۳۹۰.
- مرادی، حمیدرضا؛ پورقاسمی، حمیدرضا؛ محمّدی، مجید؛ مهدیفر، محمّدرضا، پهنه بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از اپراتور فازی گاما، مطالعه موردی: حوزه آبخیز هراز. مجله علوم طبیعی. شماره ۴. صص ۱۴۲-۱۲۹، ۱۳۸۹.
- مقیمی، ابراهیم؛ علوی‌پناه، سید کاظم؛ جعفری، تیمور، ارزیابی و پهنه‌بندی عوامل مؤثر در وقوع زمین‌لغزش دامنه‌های شمالی آلاداغ، مطالعه موردی: حوضه زهکشی چناران در استان خراسان شمالی، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی، شماره شصت وچهارم، صص ۷۵-۵۳، ۱۳۸۷.
- میرکی، شقایق؛ وهاب‌زاده، قربان؛ شیرزادی، عطاله، پهنه‌بندی حساسیت زمین‌لغزش با سامانه اطلاعات جغرافیایی و مقایسه کارایی روش‌های رگرسیون لجستیک و نسبت فراوانی (مطالعه موردی: حوزه‌ی آبخیز چشمیدر، کردستان)، نشریه علمی پژوهشی دانشگاه آزاد، دوره ۸، شماره ۲، ۲۹-۱۸، ۱۳۹۶.
- Agresti, A. Categorical Data Analysis, 2nd Edition. John Wiley and Sons, New York, 721p, 2002.
- Basu, Tirthankar, and Swades Pal. "Exploring landslide susceptible zones by analytic hierarchy process (AHP) for the Gish River Basin, West Bengal, India", Spatial Information Research, 1-16, 2017.
- Lee, S.A. "Verification of Spatial Logistic Regression for Landslide Susceptibility Analysis: A Case Study of Korea". Geomorphology, 44, pp 15-18, 2004.
- Mondal, Subrata, and Sujit Mandal. "RS & GIS-based landslide susceptibility mapping of the Balason River basin, Darjeeling Himalaya, using logistic regression (LR) model", Georisk, Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards, 1-16, 2017.

بررسی نقش ژئوتوریسم در توسعه پایدار

مهدی حسام
عضو هیئت‌علمی دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه گیلان، ایران Mhesam@guilan.ac.ir

مقدمه

توسعه پایدار یکی از مباحث مهم در چند دهه گذشته بوده و درواقع یکی از پایه‌های اساسی برای تبیین گردشگری پایدار است. در ابعاد و سطوح توسعه پایدار، بعد اقتصادی به رشد اقتصادی و سایر پارامترهای اقتصادی مربوط می‌شود و در آن رفاه فرد و جامعه باید از طریق استفاده بهینه از منابع طبیعی و توزیع عادلانه منافع، تأمین شود. بعد اجتماعی به رابطه انسان با انسان، دسترسی به خدمات سلامت و بهداشت، آموزش، امنیت، ارزش‌گذاری به شأن انسان، مساوات و فقرزدایی توجه دارد. بعد محیط‌زیستی به حفاظت و تقویت منابع فیزیکی و بیولوژیکی و اکوسیستم و رابطه انسان و طبیعت مربوط می‌شود و بعد سیاسی به قانون، سیاست‌گذاری و وضع خط‌مشی، برنامه‌ریزی، بودجه‌بندی، نهادسازی و به‌طور خلاصه به تنظیم وضعیت و شرایط لازم برای تلفیق هدف‌های اقتصادی، اجتماعی و محیط‌زیستی می‌پردازد به‌نحوی‌که با برقراری رابطه مبادله بین آن‌ها تحقق توسعه پایدار امکان‌پذیر شود (زاهدی، ۱۳۹۰، ۱۱۰). دراین‌بین گردشگری به علت توانایی در کسب منابع مالی در حوزه تحت پوشش به‌عنوان استراتژی مناسب و پایدار توسعه اقتصادی شناخته می‌شود (سجادی و احمدی، ۱۳۹۲: ۱۵۶). گردشگری پایدار رویکردی در ارتباط با توسعه مستمر و مداوم گردشگری است که سه جنبه حفاظت از محیط‌زیست، حفظ منابع و میراث فرهنگی و حرمت و احترام به جوامع را دربرمی‌گیرد. در این نوع گردشگری، فرهنگ جامعه میزبان به‌عنوان سرمایه گردشگری موردتوجه قرار می‌گیرد و برای هر نوع تغییری ازجمله باز شدن پای گردشگران به منطقه، باید در هر برنامه‌ای لحاظ شوند و حتی منابع فرهنگی به‌عنوان یکی از جاذبه‌های گردشگری در نظر گرفته شوند (Weaver; 2002). گردشگری به‌عنوان ابزار توسعه پایدار، اثرگذاری زیادی بر بخش‌های مختلف اقتصادی، اجتماعی و زیست‌محیطی دارد (Ehsan et al; 2016, 229). اصول گردشگری پایدار را می‌توان در موارد زیر بررسی کرد: به‌کارگیری منابع پایدار، کاهش مصرف‌گرایی و پسماند سازی، حمایت از تنوع زیستی، دخالت دادن دانش گردشگری در برنامه‌ریزی‌ها، حمایت از اقتصاد بومی، درگیر کردن و مشارکت دادن جوامع محلی، تعامل صنعت گردشگری با سایر گروه‌های ذی‌نفع، آموزش افراد، گردشگری تجاری مسؤولیت پذیر، تحقیقات در حال انجام (نیرو؛ ۱۳۹۴). دراین‌بین ژئوتوریسم یا گردشگری بر مبنای توان‌های محیطی و زمین‌شناسی یکی از اشکال جدید توریسم می‌باشد که چند سالی است موردتوجه بسیاری از کشورها قرارگرفته است. این نوع از گردشگری که به شناخت پدیده‌های زمین‌شناسی می‌انجامد نه‌تنها می‌تواند عامل مناسبی برای جذب توریسم به این مناطق باشد و برای ساکنان این مناطق درآمدزایی کند، بلکه می‌تواند در راستای توسعه پایدار این مناطق نیز نقش مهمی را ایفا نماید.

روش تحقیق

مقاله حاضر توصیفی- تحلیلی است و اطلاعات موردنیاز با بهره‌گیری از منابع کتابخانه‌ای و اسنادی جمع‌آوری شد.

ژئوتوریسم و کارکرد آن

فقدان تعریفی جامع از ژئوتوریسم، موجب نوعی آمیختگی در قلمرو فعالیت‌های ژئوتوریسم با سایر انواع گردشگری، مانند گردشگری پایدار و اکوتوریسم شده است. با وجود گستردگی و رونق عرصه ژئوتوریسم، این نوع گردشگری، دارای ویژگی‌های خاصی است که آن را از سایر انواع گردشگری متمایز می‌کند (جهان تیغ؛ ۱۳۹۶). ژئوتوریسم از رشته‌ها و موضوعات نوپای اکوتوریسم محسوب می‌گردد که بعد از مطرح شدن مسئله ژئوپارکها در سال ۲۰۰۰ موردتوجه گردشگران و صاحبان گردشگری قرار گرفت. هدف اصلی این گرایش، حفظ محیط‌زیست و پایداری محیط و توسعه همه‌جانبه بوده و حتی به مسائل فرهنگی نیز اهمیت داده شده است. ازنقطه‌نظر حفاظتی، ژئوتوریسم به‌عنوان نوعی از اکوتوریسم موردتوجه قرار می‌گیرد که بر ژئومورفوسایتها تأکید دارد و ازنقطه‌نظر اقتصادی، میراث زمین به‌عنوان پایه‌ای برای توسعه گردشگری موردتوجه قرار می‌گیرد و مجموعه میراث ژئومورفولوژیکی، فرهنگی و گردشگری ژئوتوریسم در قالب مکان‌هایی نمایان شده که به‌عنوان ژئومورفوسایت از آن یاد می‌شود. ژئومورفوسایتها، لندفرمهایی هستند که در طی زمان، به خاطر آگاهی‌های انسانی، دارای ارزش‌های خاص شدند و بنابراین زمینه لازم برای توسعه فعالیت‌های گردشگری و زیرساخت‌های ویژه در یک منطقه را ایجاد کرده و در شناخت تاریخ زمین‌شناسی و تکامل زمین‌شناسی یک منطقه حائز اهمیت می‌باشند (سلمانی و همکاران؛ ۱۳۹۴). ژئوتوریسم علاوه بر تأکید بر اشکال و عوارض و توانمندی‌های زمین‌شناختی و ژئومورفولوژیکی، به مسئله جامعه بومی و همچنین ارزش‌های فرهنگی و اکولوژیکی تأکید دارد که به‌نوعی به‌عنوان ارزش‌های افزوده، تقویت‌کننده و مکمل ژئوتوریسم بوده و شامل ارزش تاریخی و فرهنگی، محیطی، اقتصادی، زیبایی و غیره می شود (De waele & Melis; 2009, 578). درواقع ژئوتوریسم نوعی از گردشگری است که هویت جغرافیایی یک مکان را حفظ می‌کند، یا آن را بهتر می‌کند و این نه‌تنها محیط‌زیست را شامل می شود، بلکه میراث فرهنگ و زیباشناسی مکان و از همه مهم‌تر رفاه بیشتر اهالی محلی را در بر می‌گیرد. مکان‌های هدف ژئوتوریسم، اغلب ژئوتوپها یا پدیده‌های جغرافیایی است که می‌تواند به‌عنوان میراث زمین‌شناختی در قالب ژئوپارک، ابزاری کارساز در راستای توسعه توریسم مورداستفاده قرار گیرد.

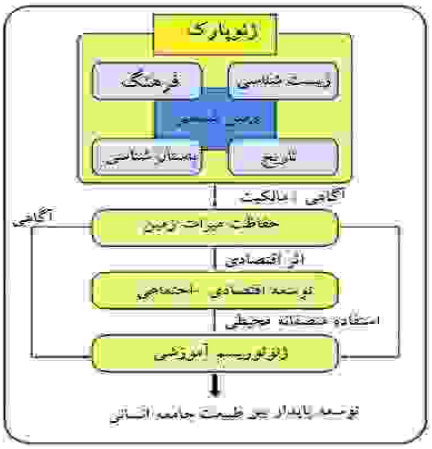
ژئوسایت و ژئومورفوسایت

ژئومورفوسایت ها یا چشم‌اندازها و مکان‌های ویژه‌ی ژئومورفولوژیکی، به‌عنوان یکی از عناصر مهم مناطق حفاظت‌شده طبیعی است که به‌خودی‌خود و یا در ترکیب مواریث فرهنگی، تاریخی و اکولوژیکی، توان‌های بالقوه‌ای را در راستای گردشگری پایدار عرضه می‌کند. این پدیده به معنای لندفرم هایی است که برای ادراک و بهره‌برداری گردشگری انسان دارای ارزش‌های ویژه‌ای در زمینه‌های علمی، اکولوژیکی، فرهنگی، زیبایی و اقتصادی هستند (مقیمی و همکاران؛ ۱۳۹۱). مکان‌های گردشگری ژئومورفولوژیک، به‌صورت اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژیک تعریف می‌شوند که بنابراین درک انسان از عوامل تأثیرگذار زمین‌شناسی، ژئومورفولوژیک، تاریخی و اجتماعی این مکان‌ها، دارای ارزش زیبایی‌شناختی، علمی، فرهنگی - تاریخی و یا اجتماعی - اقتصادی هستند (اصغری سراسکانرود و همکاران؛ ۱۳۹۳، ۷۰). درواقع ژئومورفوسایتها لندفرمهایی هستند که در طی زمان به خاطر آگاهی‌های انسانی دارای ارزش خاص شدند و بنابراین زمینه لازم برای توسعه فعالیت‌های گردشگری و زیرساخت‌های ویژه در یک منطقه را ایجاد کردند. ژئومورفوسایتها سیستم‌هایی هستند که نتیجه عوامل فعال بیرونی و غیرفعال درونی در یک منطقه می‌باشند. این سایت‌ها اهمیت زیادی در شناخت تاریخ زمین‌شناسی و تکامل تاریخی زمین‌شناسی یک منطقه دارند. ارزش یک ژئومورفوسایت به دلیل توجه آن به حفاظت برای آینده و تجمع سرمایه‌های گردشگری بسیار زیاد است. ارزش‌هایی که به یک ژئومورفوسایت داده می‌شود دو عنصر مهم دارد: ارزش علمی و ارزش‌افزوده یا مکمل شامل ارزش تاریخی و فرهنگی، محیطی، اقتصادی، زیبایی (اروجی؛ ۱۳۹۱، ۲۲). به‌این‌ترتیب چشم‌اندازها و ژئومورفوسایتها در ترکیب با مواریث فرهنگی، تاریخی و اکولوژیکی، توان‌های بالقوه‌ای در راستای گردشگری پایدار عرضه می‌کنند. مطرح‌شدن رابطه مسائل ژئومورفولوژیک با گردشگری به زمانی برمی‌گردد که لئوپولد[118] اخلاق زمین‌شناختی را زمینه‌ساز و لازمه خدمات گردشگری دانست. در یک دهه گذشته این موضوع در قالب بررسی عملکرد سیستم‌های مورفوژنتیک در ارتباط با مسائل ژئوتوریسم موردتوجه پژوهشگران و محققین قرارگرفته است (شایان و همکاران،۱۳۹۱:۷۴). همچنین ژئومورفوسایتها اغلب در قالب ارزش‌های جهانی و در حالت متنوع و ترکیبی و یا در قالب ارزش‌ها ساده و منفرد موردبررسی قرار می‌گیرند (Bollati et al; 2014) و به‌طورکلی دارای ارزش‌های اصلی یا علمی و ارزش‌های افزوده یا مکمل است (بهرامی و روستایی؛ ۱۳۹۳، ۲) و می‌تواند پلی بین تحقیق علمی، ترکیب و یکپارچگی فرهنگی و ویژگی‌ها و نشانه‌های هنری باشد. همچنین عناصر طبیعی و فرهنگی در این رویکرد جدید جهت مطالعه چشم‌انداز ترکیب‌شده که از کاربرد مطالعات علمی برای مدیریت و ارزش‌یابی متوازن ناحیه یا قلمرو ناشی شده است (Lugeri et al; 2011, 222). ژئومورفوسایت از یک‌شکل ژئومورفولوژیک که با توجه به درک و استنباط انسان دارای ارزش علمی، فرهنگی و تاریخی و زیبایی‌شناختی و یا اجتماعی-اقتصادی است نیز تعریف می‌شود.

ژئوپارک و میراث زمین

میراث‌های زمین‌شناسی به مجموعه‌ای اطلاق می‌شوند که واجد اهمیتی برای حفاظت باشند. اکنون بیشتر کشورها توسعه طرح‌های شناسایی دورنماها و سایتهای ژئولوژیک و ژئومورفولوژیک را در درون مرزهای خود آغاز کرده اند. ژئوپارکها به‌عنوان میراث‌های ارزشمند زمین، بازدیدکنندگان را به خود جذب کرده و می‌توانند موجب توسعه اقتصاد محلی و ایجاد کارهای جدید شوند. ژئوپارک (زمین گردشگاه) محدوده‌ای تحت حفاظت است که افزون بر غنای ژئوسایتها شامل مکان‌های دارای آثار تاریخی، فرهنگی و تنوع طبیعت زنده (اکوسایتها) باشد و با مدیریت کارآمد و آموزش مناسب افراد محلی، با جذب گردشگر با محوریت آموزش تفریحی- تفرجی مفاهیم زمین‌شناسی و محیط‌زیست به عموم مردم، بتواند با تفسیر مؤثر همه جاذبه‌ها به پر کردن اوقات فراغت گردشگران بپردازد. این اقدامات می‌تواند سبب بهبود پایدار وضعیت اقتصادی و اجتماعی ساکنان محلی و ملی شود. ژئوپارک برای بهسازی و اصلاح تصویر علوم زمین در اذهان عمومی مکانی اساسی است. به همین دلیل، فعالیت‌های یونسکو به‌منظور تأسیس شبکه جهانی ژئوپارکها برای منافع جهانی، از ابتدا قاطعانه حمایت شدند. ژئوپارک با فلسفه توسعه گردشگری (به‌ویژه ژئوتوریسم)، حفاظت از میراث زمین‌شناختی و آموزش مردم تأسیس می‌شود. درنتیجه، مدیریت مؤثر و کارآمد میراث زمین‌شناسی، بدون توجه به اینکه در مقیاس یک ژئوسایت است یا یک ژئوپارک، باید بر پایه میزان تنوع زمین‌شناسی خاص آن باشد. هرچند برای تعیین میزان تنوع، لازم است که اهمیت آن در سطح محلی یا منطقه‌ای نشان داده و با استفاده از سامانه ارزیابی کمی و قابل‌مقایسه، نقش آن در علم و تمدن امروزی مشخص شود (محمدی عراق و همکاران؛ ۱۳۹۵، ۱۲۳). ژئوپارک با تمرکز بر سه عنصر اصلی تعیین‌شده است: حفاظت و حمایت توریسم، توسعه زیربنایی مربوطه و توسعه اقتصادی و اجتماعی، استراتژی توسعه پایدار کاربری اراضی (میرکتولی و همکاران؛ ۱۳۹۵، ۲۰۶). در بررسی کارکردها و معیارهای مهم در ژئوپارک، باید به ارزش‌های مهم مکمل مانند ارزش اکولوژیکی، تاریخی و فرهنگی، مسئله مدیریت و حفاظت و توسعه اقتصادی – اجتماعی جامعه محلی و جنبه‌های تفسیری و آموزشی آن توجه نمود (شکل ۱):

[118] Leopold



شکل ۱- کارکردها و نیازمندی‌های ژئوپارک (جهان تیغ؛ ۱۳۹۶ به نقل از koh et al; 2014)

ژئوتوریسم روستایی و جوامع محلی

هدف اصلی ژئوتوریسم و ژئوپارک، توسعه اقتصادی و اجتماعی جوامع محلی است و عمده سرمایه‌های ژئوتوریستی در نواحی روستایی یا پیرامون آن و یا در نواحی سکونتگاه بومی قرار دارند؛ بنابراین بررسی اثرات ژئوتوریسم بر این جوامع حائز اهمیت است. برنامه‌ریزی و مدیریت ژئوتوریسم و فضاهای زمین‌گردشگری به‌منظور ارائه چشم‌انداز مهم در آینده، از مسائل مهم زمین‌گردشگری محسوب می‌شود. یکی از ویژگی‌های مهم دیگر در مبحث زمین‌گردشگری، ارتباط آن با جامعه میزبان به‌ویژه مناطق روستایی و ارتباط گردشگران با ساکنان روستاها است که می‌تواند ازنظر توسعه اقتصادی جامعه میزبان بسیار مؤثر باشد. برخی از پدیده‌ها و مکان‌های ژئوتوریستی در مجاورت سکونتگاه‌های روستایی قرار دارند و درواقع بخشی از سرمایه‌های گردشگری روستا محسوب می‌شوند و همین مسئله می‌تواند موجب توسعه و مطرح‌شدن روستا در بین گروه‌های مختلف مردم و گردشگران و مسئولان قرار بگیرد. ژئوتوریسم روستایی می‌تواند در صورت فراهم شدن شرایط لازم، موجبات توسعه اقتصادی، افزایش دانش و آگاهی، افزایش اشتغال، توسعه محصولات شده و موردتوجه سرمایه‌گذاران دولتی و خصوصی و گردشگران و مسافران گردد. ویژگی‌های طبیعی ایران اعم از کوهستانی، سرسبز و کویری شرایط متفاوتی را برای روستاهای ایران فراهم آورده است. یکی از ویژگی‌های ژئوتوریسم روستایی، ترکیب دانش بومی و آداب‌ورسوم بومی در محصولات ژئوتوریستی است. یکی از این ویژگی‌های بومی ژئوتوریستی، تولید محصولات و سوغات‌ها بر اساس میراث موجود در سایت‌های میراثی و دوم فعالیت‌های مربوط به فراغت و تفریح مرتبط با لندفرم‌های زمین‌شناسی (به‌عنوان‌مثال دوچرخه‌سواری و بالا رفتن از کوه). این مورد که به‌عنوان ژئو پروداکت[119] شناخته می‌شود از این بعد مهم است که در این استراتژی، محصولات جدید بر اساس عناصر زمین‌شناسی طراحی و ایجاد می‌شود. از نمونه‌های جذاب در سطح جهانی می‌توان به نمونه‌های زیر اشاره نمود. آب‌معدنی با نام کوکتل در ژئوپارک ولکان آیفل واقع در کشور آلمان، نان اژدها در ژئوپارک هاتگواقع در کشور رومانی، شکلات و نان آمونیت (فسیل‌جانورنرم‌تنی که اکنون منقرض‌شده‌است) در ژئوپارک رزرو ژئولوژیکو دی هوت، واقع در فرانسه، کیک بند پایان ترایوبایت (بندپایان خرچنگی که بدنشان دارای سه‌بند می‌باشد) در ژئوپارک نیدرتاچو، در کشور پرتغال.

جمع‌بندی

در این مقاله به بررسی مبانی و چارچوب نظری در ارتباط با ژئوتوریسم و ژئوپارک پرداخته شد. به همین منظور در کنار بحث توسعه پایدار، ژئوتوریسم و حفاظت میراث زمین، به جهت اهمیت جوامع محلی ازلحاظ توسعه اقتصادی و اجتماعی آن‌ها، ژئوتوریسم مناطق روستایی نیز موردمطالعه قرارگرفته است؛ بنابراین به نظر می‌رسد در گام اول با توجه به اینکه واژه ژئوتوریسم برای اغلب مردم جدید می‌باشد باید در خصوص آن به مردم محلی و گردشگران و همچنین فواید آن اطلاع‌رسانی شود. مجموعه این مطالب، ظرف مناسبی را از منظر مفهومی جهت تحلیل نتایج پژوهش در اختیار قرار خواهد داد.

کلمات کلیدی: توسعه پایدار، جوامع محلی، اکوتورسیم، ژئوتوریسم

منابع

۱- اروجی، حسن (۱۳۹۱)، مکان‌یابی ژئومورفوسایتهای بهینه گردشگری با فرایند تحلیل شبکه‌ای (ANP) و ارزیابی آن‌ها از طریق مدل‌های ژئومورفوتوریستی (مطالعه موردی: شهرستان طبس). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، در رشته جغرافیا و برنامه‌ریزی توریسم، دانشگاه تهران

[119] - Geo product

۲- اصغری سراسکانرود، صیاد؛ فریبا اسفندیاری؛ وحید محمد نژاد؛ بتول زینالی و صالح اصغری سراسکانرود (۱۳۹۳)، ارزیابی قابلیت ژئوتوریستی منطقه ضحاک شهرستان هشترود؛ جغرافیا و آمایش شهری – منطقه‌ای، شماره ۱۳، صص ۶۹-۸.

۳- بهرامی، زینب و شهرام روستایی، (۱۳۹۳)؛ ارزیابی ارزش علمی و ارزش‌افزوده مکان ژئومورفیک تالاب‌های پل‌دختر؛ نشریه علمی – پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۱۸، شماره ۴۷، صص ۱-۲۱.

۴- جهان تیغ سمیه (۱۳۹۶)؛ تعیین و ارزیابی توانمندی‌های گردشگری منطقه فیروزکوه بر اساس پتانسیل‌های ژئوتوریسمی؛ رساله دکتری رشته ژئومورفولوژی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی تهران.

۵- زاهدی شمس السادات (۱۳۹۰)، جهانی‌شدن و توسعه پایدار، فصلنامه مطالعات راهبردی و سیاست‌گذاری عمومی، دوره ۲، شماره ۳، صص ۱-۱۸.

۶- سجادی، اشرف و فاطمه احمدی (۱۳۹۲)، ارزیابی اثرات گردشگری روستایی شهرستان فومن از دیدگاه جامعه روستایی، فصلنامه علمی پژوهشی مطالعات مدیریت گردشگری، سال هشتم، شماره ۲۳، صص ۱۷۵-۱۵۵.

۷- سلمانی محمد؛ حسنعلی فرجی سبکبار؛ محمد ناظمی و حسن اروجی (۱۳۹۴)، ارزیابی توانمندی‌ها و کاربری‌های ژئومورفوسایتها (مطالعه موردی: ژئومورفوسایتهای شهرستان طبس)؛ پژوهش‌های جغرافیای انسانی، دوره ۴۷، شماره ۱، صص ۱۷۷-۱۹۲

۸- شایان، سیاوش؛ غلامرضا زارع و سعید خلیلی (۱۳۹۱)، ارزیابی ارزش علمی و افزوده مکان‌های گردشگری بر اساس روش رینارد (مطالعه موردی: تپه گیان در دشت نهاوند)؛ مجله برنامه‌ریزی و توسعه گردشگری، سال اول، شماره ۲، صص ۵۷-۷۴.

۹- محمدی عراق، آذر؛ بهرام نکویی صدری؛ سید سعید هاشمی و علی بیاتانی (۱۳۹۵)، شناسایی و ارزیابی میراث زمین‌شناسی پیرامون سایت میراث جهانی تخت سلیمان به‌منظور تأسیس ژئوپارک پیشنهادی تخت سلیمان در آذربایجان غربی؛ مجله علوم زمین، سال ۲۵، شماره ۹۹، صص ۱۲۳-۱۳۲.

۱۰-مقیمی، ابراهیم؛ سعید رحیمی هرآبادی؛ مجتبی هدائی آرانی؛ محمد علیزاده و حسن اروجی (۱۳۹۱)، ژئومورفوتوریسم و قابلیت سنجی ژئومورفوسایت های جاده‌ای با بهره‌گیری از روش پری یرا مطالعه موردی: آزاد راه قم – کاشان؛ نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی تهران، سال ۱۲، شماره ۲۷، صص ۷-۲۶

۱۱-میرکتولی جعفر؛ زینب زنگی‌آبادی؛ زینب الاکی و حسین موسی زاده (۱۳۹۵)، ارزیابی میراث زمین‌شناختی در ژئوپارک چشمه باداب سورت با روش های پریرا و رینارد (روستای اروست – شهرستان سازی)، فصلنامه برنامه‌ریزی منطقه‌ای، سال ۶، شماره پیاپی ۲۱، صص ۲۰۵-۲۲۰.

۱۲-نیرو، فرنوش (۱۳۹۴)، مکان‌یابی بهینه فضاهای گردشگری ورزشی مطالعه موردی: شهر کرج، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته جغرافیا و برنامه‌ریزی توریسم، دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران

13- Bollati, Irene & Leonelli, Giovanni & Vezzola, Laura & Pelfini, Manuela (2014); The role of Ecological Value in Geomorphosite assessment for the Debris-Covered Miage Glacier (Western Italian Alps) based on a review of 2.5 centuries of scientific study; Geoheritage

14- De Waele, J &Melis, M. T (2009); Geomorphology and geomorphological heritage of the Ifrane–Azrou region (Middle Atlas, Morocco); Environ Geol, V 58, pp 587–599

15- Ehsan Nusrat, Rab Nawaz,*, Sajjad Ahmad, Arshad Muhammad, Hayyat Muhammad Umar, Rashid Mahmood (2016); Use of ornamental plant “Vinca” (Vinca rosea L.) for remediation of lead-contaminated soil; ournal of Biodiversity and Environmental Sciences, Vol. 8, No. 3, p. 46-54

16-Koh, Y. K. Oh, K. H. Youn, S. T. & Kim, H. G. (2014). Geodiversity and geotourism utilizat ion of islands: Gwanmae Island of South Korea. Journal of Marine and Island Cultures, 3 (2), 106-112

17-Lugeri, F. R & Amadio, V & Bagnaia, R & Cardillo, A & Lugeri, N (2011); Landscapes and Wine Production Areas: A Geomorphological Heritage; Geoheritage V 3, P 221–232

18- Weaver, David. (2002), the encyclopedia Of ecotourism", CABI publishing, New York.

بررسی تأثیر ژئومورفولوژی مناطق بیابانی در اهداف و عملیات های نظامی

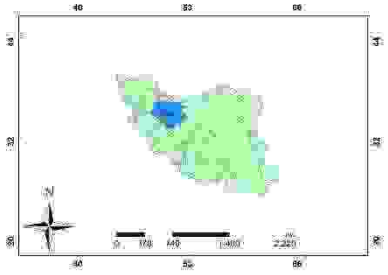
[1]اکبر مهرجونژاد، [2] فاطمه گلشنی ابیض، [3] طاهره بختیاری بابادگانی
[1] دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، akbar.mehrjoo@gmail.com
[2] دانشجوی کارشناسی دانشگاه خوارزمی، golshaniabyaz@yahoo.com
[3] دانشجوی کارشناسی دانشگاه خوارزمی، ava.bakhtiari96@yahoo.com

۱- مقدمه

مناطق بیابانی از مهم ترین عرصه‌های ژئومورفولوژی کشور ایران است زیرا قسمت اعظم مساحت ایران را بیابانها تشکیل می‌دهند. نواحی خشک و بیابانی، عوارض مشخص و شناخته شده ای دارند. پویایی و تغییر پذیری عوارض نواحی خشک و بیابانی از منظر ژئومورفولوژی، در واقع ویژگی اصلی این عوارض به شمار می‌رود. بنابراین محدودیت‌هایی که این تحول و پویایی می‌تواند بر سر راه عمران و عملیات نظامی ایجاد کند باید شناخته شود. عوارضی مانند مخروط افکنه‌ها، تپه ها و عوارض ماسه‌ای، چاله‌های بسته، دشت سرها و ..... در طول زمان تحت تاثیر فرایندهایی قرار می‌گیرند که موجب تحول آنها می‌شوند (مقصودی، ۱۳۹۰).

بین دانش ژئومورفولوژی و استراتژی نظامی ارتباط بسیار مستحکمی برقرار است؛ زیرا، از یکسو، بررسی تغییرات و فرآیندهای سطح تماس موضوع دانش ژئومورفولوژی است و از سوی دیگر، طراحی و اجرای استراتژیهای نظامی در فضای همین سطح تماس صورت می‌گیرد. اجرای استراتژیهای نظامی، چه به طور مستقیم و چه غیرمستقیم، تحت تأثیر پدیده‌های ژئومورفولوژیکی فضایی است(مختاری، ۱۳۸۶). نیروهای نظامی معمولا ، شرایط آب و هوا، پستی و بلندی ، خاک و جنگل را به عنوان عوامل تاثیر گذار در جنگ و مانور در نظر می‌گیرند. عملیات، مانور و انجام رزمایش های نظامی در مناطق نامناسب آب و هوایی نظیر نواحی قطبی، جنگلها، کوهها، بیابانها، حتی مجهزترین و کارآمدترین ارتش‌ها و نیروهای نظامی دنیا را با مشکل مواجه می‌نماید. عدم درک صحیح یا شناخت اندک از منطقه عملیات و یا هر مکانی که نیروها باید در آنجا حضور یابند می‌تواند به قیمت از دست دادن جان افراد و تجهیزات آنها تمام شود. نقشه‌های ژئومورفولوژی که اطلاعات توپوگرافی، لیتولوژی و مورفولوژی را یکجا در خود دارد، بهترین وسیله برای مطالعات زیربنایی طرحهای استراتژیهای نظامی محسوب می‌شوند. در این پژوهش حوضه آبخیز دریاچه نمک به عنوان مطالعه موردی انتخاب شده و هدف از آن، انتخاب یک منطقه، که تنوع عوامل ژئومورفولوژیکی و غیره، به لحاظ دیدگاه نظامی رعایت شده باشد. این منطقه نمونه هایی منحصر به فردی را از پدیده های طبیعی از این دیدگاه را فراهم می‌کند.

حوضه آبخیز دریاچه نمک با مساحتی حدود ۹۱۵۲۷ کیلومتر مربع، در دامنه جنوبی رشته کوههای البرز مرکزی، بین مختصات جغرافیایی ۴۸ درجه و ۸ دقیقه تا ۵۲ درجه و ۸ دقیقه طول شرقی و ۳۳ درجه تا ۳۶ درجه و ۳۰ دقیقه عرض شمالی واقع شده است (شکل۱). ارتفاع متوسط منطقه مورد مطالعه، ۱۵۵۰ و بر اساس طبقه بندی اقلیمی اصلاح شده دمارتن دررده اقلیمی خشک و نیمه خشک قرار دارد.



شکل ۱) نقشه موقعیت حوضه آبخیز دریاچه نمک

۲- مواد و روشها

مواد و روش‌های مورد استفاده در این پژوهش مبتنی بر مطالعات و بررسی‌های میدانی، کتابخانه‌ای، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی و زمین شناسی و خاک‌شناسی و نقشه راه‌ها و مسیرهای مواصلاتی بوده است. جهت تهیه نقشه‌های مناطقی که دارای قابلیت و کاربرد بیشتری برای اهداف نظامی هستند، از عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و GIS استفاده شده است.

نقشه‌های شیب، جهت شیب، همچنین نقشه میزان منحنی و ناهمواری منطقه با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و مدل ارتفاعی رقومی (DEM) به‌دست آمده است. در انتها به بررسی تاثیر هر کدام از عوامل ذکر شده بر اهداف و قابلیت‌ها (نیروها، تجهیزات، تاکتیک و ...) پرداخته شده است. سپس با تلفیق عوامل ضریب وزنی هریک از متغیرها با استفاده از مدل شاخص همپوشانی، ارزش گذاری گردیده است. سپس با تعیین درصد مناطق در هر طبقه که قابلیت تعریف شده برای فعالیت‌های نظامی را دارند، اقدام به وزن‌دهی هریک از متغیرها گردیده، و نقشه‌های وزنی مورد نیاز ساخته و با یکدیگر تلفیق شده و در نهایت اقدام به پهنه بندی مناطق مورد نظر و نتیجه گیری گردیده است.

با توجه به اهداف اشاره شده در بالا جهت عوامل و متغیرهای فوق الذکر لایه‌های اطلاعاتی در محیط GIS تهیه گردید، و حداکثر وزن موجود برای هریک از عوامل ۵ در نظر گرفته شده است. در این روش علاوه بر وزن‌دهی به هر طبقه، هر کدام از عوامل نیز دارای درجه اهمیت نسبت به دیگری بوده و دارای وزن می‌گردد و با در نظر گرفتن نقشه‌های وزنی ساخته شده از عوامل مختلف تاثیر گذار در اهداف و قابلیت‌های نظامی و ویژگی‌های طبیعی منطقه و مشورت با کارشناسان خبره مرتبط با موضوع، از طریق قضاوت کارشناسی و بر اساس رابطه زیر نقشه نهایی حاصل گردیده است.

Index over lay = suit

جمع وزن‌ها/ (وزن عامل n ام) + (وزن عامل چهارم) + (وزن عامل سوم)+ (وزن عامل دوم) + (وزن عامل اول)

به منظور پهنه بندی منطقه از نظر قابلیت‌های نظامی، در نقشه‌های بدست آمده با استفاده از مدل شاخص همپوشانی و امتیاز دهی به متغیرها در محیط GIS با استفاده از دستور Convert feature to raster فایل مورد نظر را به رستر تبدیل کرده و سپس با استفاده از دستور Reclassify برای طبقه بندی و امتیاز دهی فایل‌ها به‌کار گرفته شد. سپس برای هر پارامتر ۵ طبقه از ۱ تا ۵ امتیاز داده شد و لایه‌ها با یکدیگر با استفاده از دستور Raster و Calculator این لایه در هم ضرب گردید و در نهایت پیکسل‌هایی که بیشترین ارزش عددی را داشته‌اند با رنگ‌های جداگانه بر روی نقشه ایجاد گردید. برای امتیاز دهی به متغیرها و پهنه بندی منطقه فاکتورها و معیارهای تعریف شده نظامی در نظر گرفته شده است.

۳- بحث و یافته ها و نتایج

وزن دهی عوامل موثر بر اهداف و قابلیت‌های نظامی در این مرحله با تلفیق عوامل ضریب وزنی هریک از متغیرها با استفاده از مدل index over lay محاسبه و اقدام به وزن دهی هریک از عوامل تاثیر گذار گردیده، و در نهایت نقشه‌های وزنی هریک از عوامل موثر بر اهداف ذکر شده تهیه گردید.

جدول ۱) وزن دهی طبقات شیب

وزن دهی بر حسب مکان استقرار	وزن دهی بر حسب تردد و دسترسی	طبقات شیب به درصد
1	5	0-1
2	4	1-3
3	3	3-5
3	3	5-7
4	2	7-10
5	2	10-20
1	1	۲۰<

جدول ۲ وزن دهی جهت شیب

وزن دهی بر حسب تردد واستقرار	جهت شیب
۱	Flat
٤	شمال
۳	شمال شرق
٥	شرق
٤	جنوب شرق
٥	جنوب
٤	جنوب غرب
٤	غرب
۲	شمال غرب

جدول ۴) وزن دهی واحدهای ژئومورفولوژی

وزن دهی بر حسب مکان استقرار	وزن دهی بر حسب تردد و دسترسی	واحدهای ژئومورفولوژی
2	5	دشت
3	2	کوه
1	3	مخروط افکنه
2	2	تپه ماسه
1	1	دریاچه نمک

جدول ۵) وزن دهی واحدهای زمین شناسی

وزن دهی بر حسب مکان استقرار	وزن دهی بر حسب تردد و دسترسی	واحد سنگی
3	4	COm
2	2	Db
2	1	E1c
1	1	JKbl
1	1	K
2	2	L.E-Oa.bvt
2	2	MPa.bvt
2	2	P
2	2	Pr
4	3	Qabv

وزن دهی بر حسب استقرار	وزن دهی بر حسب تردد	نوع خاک
2	4	اریدی سل
1	1	بدلند
5	4	زمین شور
1	4	پلایا
3	1	برونزد سنگی
1	5	شهری

وزن دهی بر حسب مکان استقرار	وزن دهی بر حسب تردد و دسترسی	طبقات ارتفاعی
2	5	750-1300
3	4	1300-1700
4	3	1700-2100
4	3	2100-2500
3	2	2500-2900
2	2	2900-3300
1	1	3300-4346

۱-۳

تحلیل و بررسی لندفرم‌های ژئومورفولوژی در روی استقرار و تردد نیروهای نظامی

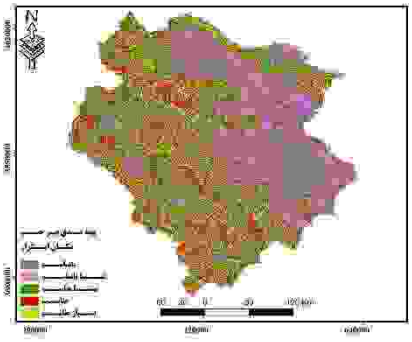
تاثیر فرایندها و لندفرم‌های ژئومورفیک به‌صورتی است که باعث تغییر در عملیات‌های نظامی، نحوه انتخاب امکان استقرار، تردد و موفقیت طراحی شده نیروها می‌شود. عوارض زمین و لندفرم‌هایی همچون شیارها و دره‌ها که به‌صورت عرضی و طولی می‌باشند می‌توانند امکان دفاع در مقابل هرگونه حملات هوایی نیروهای مهاجم و حتی آتش‌های پشتیبانی آنها به‌عنوان یک سد دفاعی طبیعی عمل نماید و این پوشش را در مقابل آتش مستقیم به‌وجود آورد و اختفای لازم را برای نیروها و تجهیزات ایجاد نماید.

۳-۲ پهنه بندی مکان مناسب استقرار نیروها

درانتخاب مناطق استقرار نیروهای نظامی عواملی همچون دسترسی بهتر به مسیرهای مواصلاتی جهت تردد و رفت و آمد آسان‌تر، مکانی که تامین دورادور را فراهم نماید و این نیروها و تجهیزات آنها را از دید و تیر و آتش مستقیم دشمن مخفی نماید مد نظر می‌باشد.این مناطق باید حداکثر پوشش را در برابر حملات هوایی دشمن را ایجاد نماید. پس از بررسی، تجزیه و تحلیل نقشه‌های وزن‌دهی زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی، خاک‌شناسی، شیب و جهت شیب، نقشه پهنه بندی مکان مناسب برای استقرار که فاکتورها و معیارهای آن از دیدگاه نظامی داشته باشد تهیه گردید (شکل ۲)

جدول ۷) پهنه بندی منطقه مورد مطالعه بر حسب مکان استقرار

درصد	مساحت	پهنه بندی بر حسب مکان استقرار
15.50	14185.08	نامناسب
27.71	25305.61	نسبتا نا مناسب
29.11	26631.94	نسبتا مناسب
16.87	15342.92	مناسب
10.81	9827.596	خیلی مناسب



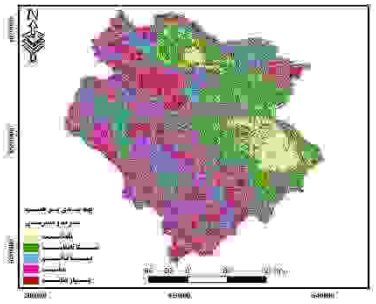
شکل ۲) نقشه پهنه بندی بر حسب مکان استقرار

۳-۳ پهنه بندی تردد و دسترسی

سطح منطقه دریاچه نمک تقریبا از سنگ‌های واریزه‌ای و باد بزنی که در حاشیه‌ها و اطراف آن نسبت به قسمت‌های مرکزی متفاوت است، تشکیل شده است. تغییرات شبانه روزی دما در محیط این منطقه باعث این تفاوت شده، به‌طوری‌که اگر آنها را دریک ماتریس قرار دهیم و از خاک ریز و مارنها تا سنگ‌های ریز و درشت در آن دیده می‌شود.لایه‌های سخت منطقه اگر چه ممکن است در برابر فرسایش‌های آب و باد مقاومت داشته باشند، اما هنگامی که وزنی بر روی سطح قرار می‌گیرد به آسانی شکست آن مشخص می‌شود.

جدول ۸) پهنه بندی منطقه مورد مطالعه بر حسب تردد و دسترسی

درصد	مساحت	پهنه بندی بر حسب تردد و دسترسی
۱۱,۶۹	۱۰۷۷۴,۱۵	نامناسب
28.۱۱	۲۵۵۵۲۳.	نسبتا نا مناسب
۲۹,۵۱	۲۶۸۶۲,۳۹	نسبتا مناسب
۱۷,۵۱	16۰۴1.77	مناسب
۱۳,۱۸	1۲۰۵۰,۴۸	خیلی مناسب



شکل ۳) نقشه پهنه بندی بر حسب تردد و دسترسی

به طور کلی شرایط طبیعی دریاچه نمک و محدوده آن از نظر زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی، خاک و غیره و همجواری آن با مناطق بیابانی ایران و شرایط اقلیمی آن یک اکوسیستم مناسب برای تمرین آموزش‌های نظامی و اهداف و قابلیت‌های رزمی را ایجاد نموده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که لندفرم‌ها و عواض ژئومورفیک هر کدام به نوعی باعث تسریع و یا کندی در دست‌یابی نیروها به اهداف مورد نظرشان می‌شود. وجود پادگانه‌های آبرفتی رود شور، مناطق کویری حوض سلطان و حوض مره به علت باتلاقی بودن و منطقه مرطوب در کناره‌هایی این دو موانعی را برای دسترسی به قسمت‌های جنوبی و جنوب شرقی این محدوده ایجاد می‌کند، در نتیجه جهت تسهیل و تردد از پادگانه‌های آبرفتی رود شور از پل‌های متحرک استفاده نمود و یا قبل حرکت به نیروهای نظامی آموزش های لازم داده شود.

۴- کلمات کلیدی

دریاچه نمک، ژئومورفولوژی مناطق بیابانی، شاخص همپوشانی

۵- مراجع

۱- مهران مقصودی، وحید محمد نژاد، ژئومورفولوژی مخروط افکنه‌ها، چاپ دوم، انشارات دانشگاه تهران، ۱۳۹۲.
۲- داود مختاری کشکی، اهمیت مطالعات ژئومورفولوژیکی در طراحی نظامی، خبرگزاری فارس، سال ۱۳۸۶.

ارزیابی خطر ناپایداری حرکات دامنه‌ای محور توسکستان- گرگان با منطق فازی و تحلیل عاملی

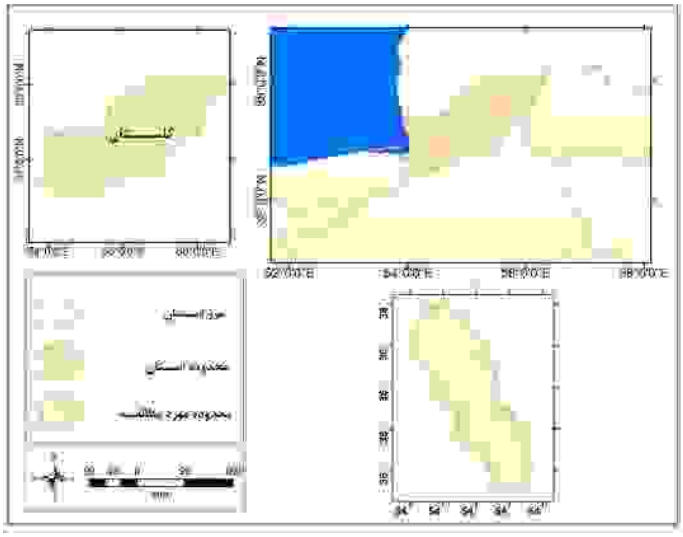
[1]فاطمه گلشنی ابیض ، [2]اکبر مهرجونژاد، [3]طاهره بختیاری بابادگانی
[1] دانشجوی کارشناسی دانشگاه خوارزمی، golshaniabyaz@yahoo.com
[2] دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه تهران ، akbar.mehrjoo@gmail.com
[3] دانشجوی کارشناسی دانشگاه خوارزمی، ava.bakhtiari96@yahoo.com

مقدمه

حرکات دامنه‌ای، بخشی از فرایندهای ژئومورفولوژیک طبیعی هستند که بر اساس ویژگی‌های خاص محیطی یک محل اتفاق می‌افتند. این پدیده‌ها که بخشی از فرایندهای فرسایش دامنه‌ای هستند، سبب انتقال حجم زیادی از مواد دامنه‌ای، مانند سنگ‌ریزه‌ها، واریزه‌ها و غیره به دره‌ها می‌شوند (Larsen and Parkez, 1997: 836). ایران نیز به لحاظ موقعیت جغرافیایی، ویژگی‌های توپوگرافی، زمین شناسی و اقلیمی در زمره مناطق با توان بالای وقوع حرکات دامنه‌ای قرار دارد؛ به‌طوری که بر اساس برآوردهای اولیه سالیانه حدود ۵۰۰ میلیارد ریال خسارت‌های مالی از طریق وقوع حرکت‌های توده‌ای و زمین لغزش‌ها بر کشور وارد می‌شوند (کرمی و همکاران، ۱۳۸۵).

در این پژوهش، ارزیابی خطر ناپایداری حرکات دامنه‌ای محور توسکستان- گرگان به عنوان مطاله موردی انتخاب شده و هدف از آن نزدیکی قابل توجه محور مذکور جهت ارتباط شاهرود – گرگان نسبت به جاده آزاد شهر و همچنین زیبایی جنگل‌های توسکستان و جذب هزارن توریست در فصول مختلف سال؛ توسعه و گسترش محور مذکور از اهمیت بالایی برخوردار است.

منطقه مورد مطالعه با وسعتی حدود ۲۴ کیلومتر مربع در موقعیت جغرافیایی ً ۴۹ ´ ۴۶ ° ۳۶ عرض شمالی تا ً۴۸ ´ ۳۴ ° ۵۴ طول شرقی واقع شده است(شکل ۱). پوشش گیاهی منطقه مورد مطالعه جنگلی، و توپوگرافی آن کوهستانی می‌باشد و بر اساس طبقه بندی اقلیمی دمارتن دارای ماکرو اقلیم از نوع نیمه مرطوب، مرطوب و خیلی مرطوب می‌باشد میانگین بارندگی منطقه مورد مطالعه ۴۰۰ میلی متر می‌باشد.



شکل ۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه

مواد و روشها

روش شنا سی این پژوهش م شتمل بر چهار بخش ا ست؛ در ابتدا نقاط زمین‌لغزش ثبت شده از حد فا صل جنگل تو سکستان تا گرگان به پهنه‌های لغزشی تبدیل می‌شوند. در بخش دوم، متغیرهای مؤثر (متغیر مستقل) در وقوع پدیده زمین‌لغزش (متغیر وابسته) شناسایی شده و با استفاده از روش نسبت فراوانی ، میزان وزن نسبی هر طبقه از هر متغیر جهت ا ستفاده از آن‌ها در تهیه‌ی نقشه‌های پهنه‌بندی خطر محا سبه می‌گردد. این وزن‌های

نسبی محاسبه شده، لایه‌هایی را می‌سازند که در مرحله بعدی پژوهش از همپوشانی آن‌ها با استفاده از عملگرهای فازی (جمع، ضرب و گاما)، نقشه‌های پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش در منطقه مورد بررسی تهیه می شوند؛ تهیه‌ی این نقشه‌ها بر اساس نسبت فراوانی پهنه‌های زمین‌لغزش به پهنه‌های بدون لغزش و تابع‌های همپوشانی مدل‌ها بر مبنای تحلیل رستر یا شبکه صورت خواهد گرفت.

متغیرهای مستقل مورد استفاده در پهنه‌بندی عبارتند از: شیب، جهت دامنه، ارتفاع، لیتولوژی، تراکم پوشش گیاهی، کاربری اراضی، آبراهه و جاده. در نهایت، با تلاقی نقشه‌ی پراکنش زمین‌لغزش‌های حوضه آبخیز و نقشه‌های پهنه‌بندی خطر در محیط ArcMap، به ارزیابی و مقایسه‌ی روش‌های پهنه‌بندی عملگرهای فازی با استفاده از دو روش مجموع کیفیت (Qs) و دقت روش (P) پرداخته می‌شود و مدل مناسب منطبق با منطقه مورد بررسی انتخاب و برای بررسی و ارزیابی رده‌های مختلف خطر رخداد لغزش در حد فاصل جنگل توسکستان تا گرگان پیشنهاد می‌گردد. بنابراین، هدف اصلی این پژوهش انتخاب مدل مناسب و بهینه از مجموعه عملگرهای فازی به‌منظور تهیه‌ی نقشه خطر منطقه مورد مطالعه با دقت بالا و مناسب است. مرحله چهارم پژوهش از تحلیل عاملی برای تعیین مهم‌ترین عامل‌های مؤثر در وقوع زمین‌لغزش‌های حد فاصل جنگل توسکستان تا گرگان استفاده می‌شود؛ بدین‌منظور، ابتدا شبکه‌ای از نقاط با فواصل ۳۰ متری در داخل محدوده مورد مطالعه ساخته می‌شود. سپس مقادیر عضویت فازی هر کدام از متغیرهای مؤثر که از مدل نسبت فراوانی محاسبه شده است، به شبکه‌ی نقاط اختصاص داده می شود تا هر کدام از نقاط در یک موقعیت با سیستم مختصات خاص، همه‌ی ویژگی‌های عضویت فازی متغیرهای مؤثر بر وقوع زمین‌لغزش را داشته باشند. سپس، از این لایه‌ی نقطه‌ای با ویژگی‌های اختصاص داده شده به آن به‌منظور اجرای تحلیل عاملی در محیط SPSS استفاده می‌گردد.

۳- بحث و یافته ها و نتایج

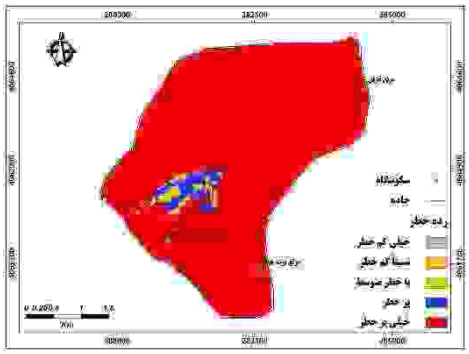
با توجه به آنچه که در مورد روش‌شناسی پژوهش آورده شد، ابتدا عضویت فازی یا میزان وزن نسبی هر رده از هر عامل مؤثر بر وقوع زمین‌لغزش‌های منطقه حد فاصل جنگل توسکستان تا گرگان با استفاده از مدل نسبت فراوانی (تلفیق پهنه‌های لغزشی با رده‌های مختلف هر عامل و محاسبه تعداد پیکسل‌های لغزشی هر رده) محاسبه شد.

در جدول ۱ رده‌هایی از ۸ عامل مؤثر استفاده شده در این پژوهش که دارای بیش‌ترین و کم‌ترین مقدار عضویت فازی هستند، آورده شده است. با توجه به جدول مشاهده می‌شود که پایین‌ترین و بالاترین طبقات ارتفاعی بترتیب بیش‌ترین و کم‌ترین مقدار عضویت فازی را دارند؛ علت آن هم، کاهش بارندگی منطقه با افزایش ارتفاع آن می‌باشد. عضویت فازی رده‌های عامل مؤثر شیب نشان می‌دهد که با افزایش شیب، آستانه ناپایداری دامنه نیز افزایش پیدا کرده و احتمال وقوع حرکات توده‌ای از جمله زمین‌لغزش بیش‌تر می‌شود. برای این عامل بیش‌ترین عضویت فازی به شیب‌های بالای ۳۵ درجه و کم‌ترین عضویت فازی به شیب‌های ۰ تا ۱۰ درجه اختصاص داده شده است. دامنه‌های با جهت شمالی به‌دلیل برخورداری از بارش و رطوبت، نقش مؤثرتری در ایجاد حرکات لغزشی منطقه ایفا می‌کنند. پهنه‌هایی که دارای گسترش مارن هستند، همواره حساس‌ترین پهنه‌ها به وقوع زمین‌لغزش می‌باشند؛ پس این پهنه‌ها بیش‌ترین مقدار عضویت فازی را در میان سایر واحدهای سنگ شناسی منطقه دارند. در عامل تراکم پوشش گیاهی، مقدار عضویت فازی ۱ برای بخش‌هایی از منطقه بدست آمد که تراکم پوشش گیاهی کم‌تری دارند (۵۰ – ۷۵ درصد). عامل مؤثر جاده، نقش بارز خود را بر وقوع زمین‌لغزش‌های منطقه با مقادیر عضویت فازی بدست آمده برای رده‌های مختلف آن، بخوبی نشان می‌دهد؛ رده با فاصله کم‌تر از ۲۵۰ متری از جاده دارای بیش‌ترین مقدار عضویت فازی بوده و رده با فاصله‌های بیش‌تر از ۱۸۰۰ متری از جاده کم‌ترین مقدار عضویت فازی را دارد. تلفیق پهنه‌های لغزشی در لایه تراکم آبراهه بیانگر این امر است که بیش‌ترین پراکنش زمین‌لغزش‌ها در طبقه‌ی با تراکم پایین آبراهه (۷۵ – ۱۲۰۰ متر/ کیلومتر مربع) در واحد سطح قرار دارند. این امر نشان می‌دهد که در واقع پهنه‌های با سازندهای سست و نزدیک به جاده ارتباطی دارای پتانسیل بیش‌تری از نظر احتمال وقوع لغزش هستند و این پهنه‌ها در طبیعت شاید همیشه با پهنه‌های نزدیک به آبراهه یا دارای تراکم بالای آبراهه انطباق نداشته باشد. آنچنانکه در منطقه مورد مطالعه این عدم انطباق وجود دارد و تأثیرگذاری بیش‌تر عوامل جاده و زمین‌شناسی، نحوه‌ی تأثیرگذاری سایر عوامل را تحت‌الشعاع خود قرار داده است.

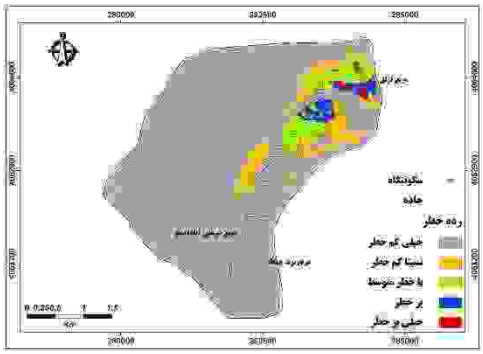
جدول ۱ رده‌های عوامل مؤثر بر وقوع زمین‌لغزش با بیش‌ترین و کم‌ترین مقدار عضویت فازی

عامل مؤثر	رده دارای بیش‌ترین مقدار عضویت فازی	رده دارای کم‌ترین مقدار عضویت فازی
ارتفاع (متر)	۱۳۰۰ - ۱۰۰۰	۲۶۳۷ - ۲۲۰۰
شیب (درجه)	۵۷ - ۳۶	۱۰ - ۰
جهت شیب	شمال	جنوب و جنوب‌غرب
زمین‌شناسی	سنگ آهک آرژیلی فسیل‌دار، سنگ آهک تیره، مارن و شیل و به‌طور محلی حاوی ژیپس (سازند خوش ییلاق)	ذخایر تراسی و مخروط‌افکنه‌های کوهپایه‌ای قدیمی مرتفع
کاربری اراضی	جنگل نیمه متراکم	ترکیبی (جنگل کم تراکم، ساخته شده)
تراکم پوشش گیاهی (درصد)	۷۵ - ۵۰	۱۰۰ - ۷۵
تراکم آبراهه (متر/ کیلومتر مربع)	۱۲۰۰ - ۷۵	۷۷۷۵ - ۶۰۰۰
فاصله از جاده (متر)	۲۵۰ - ۰	۲۴۳۰ - ۱۸۰۰

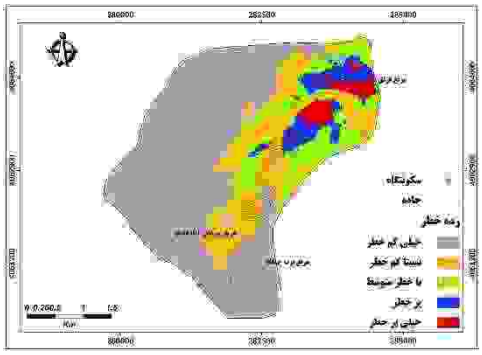
پس از آنکه وزن معیار (عضویت فازی) هر رده از هر کدام از متغیرهای مؤثر بر وقوع زمین‌لغزش در منطقه حد فاصل جنگل توسکستان تا گرگان محاسبه شد، تهیه‌ی نقشه خطر زمین‌لغزش در منطقه مطالعاتی با استفاده از اپراتورهای Sum، Product و Gamma های ۰/۷، ۰/۸ و ۰/۹ انجام گرفت. شکل‌های ۲ تا ۶ نقشه‌های پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش را در حد فاصل جنگل توسکستان تا گرگان نشان می‌دهند. مشاهده می‌شود که نقشه‌های پهنه‌بندی در پنج رده‌ی خطر خیلی کم خطر، نسبتاً کم خطر، با خطر متوسط، پر خطر و خیلی پر خطر تهیه شده‌اند. هم چنین نتایج حاصل از اجرای تحلیل عاملی برای متغیرهای مؤثر بر قوع زمین‌لغزش در حدفاصل توسکستان تا گرگان در جدول ۲ و مساحت و درصد مساحت پنج رده خطر در هر کدام از نقشه‌های پهنه‌بندی تهیه شده با اپراتورهای فازی در جدول ۳ ارائه شده است.



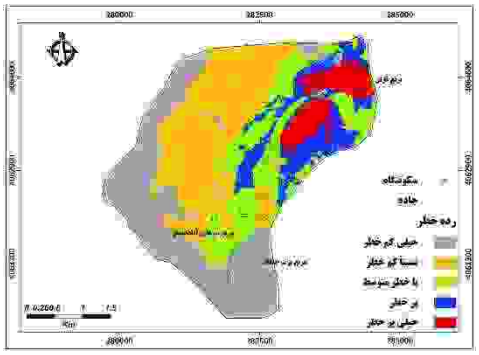
شکل۲ پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از اپراتور جمع فازی



شکل۳ پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از اپراتور ضرب فازی



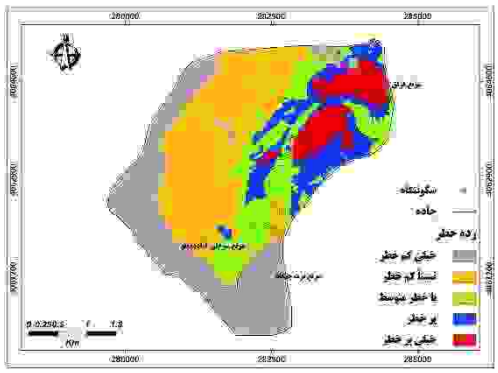
شکل ۴ پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از گامای ۰/۷



شکل۵ پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از گامای ۰/۸

جدول ۲ نتایج حاصل از اجرای تحلیل عاملی برای متغیرهای مؤثر بر قوع زمین‌لغزش

متغیر	مؤلفه ۱	مؤلفه ۲	مؤلفه ۳
جهت شیب	۰،۵۸	۰،۱۹	۰،۰۴
ارتفاع	۰،۱۳	۰،۷۹	۰،۱۳
زمین شناسی	۰،۰۶	۰،۳۶	۰،۷۸
کاربری اراضی	۰،۷۶	۰،۱۲	۰،۰۸
تراکم پوشش گیاهی	۰،۵۹	۰،۵۲	۰،۱۳
تراکم آبراهه	۰،۰۸	۰،۱۷	۰،۵۳
فاصله از جاده	۰،۷۵	۰،۲۷	۰،۲۶
شیب	۰،۲۳	۰،۶۲	۰،۲۰
مقادیر ویژه	۲،۰۵۷	۱،۸۱۳	۱،۱۹۷
درصد واریانس	۲۲،۸۶۱	۲۰،۱۳۹	۱۳،۳
درصد واریانس تجمعی	۲۲،۸۶۱	۴۳	۵۶،۳



شکل۶ پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از گامای ۰/۹

جدول ۳ مساحت رده‌های خطر زمین‌لغزش در نقشه‌های پهنه‌بندی تهیه شده با اپراتورهای فازی

طبقه خطر	جمع فازی		ضرب فازی		گاما ۰/۷		گاما ۰/۸		گاما ۰/۹	
	مساحت (Km^2)	درصد مساحت	مساحت (Km^2)	درصد مساحت	مساحت (Km^2)	درصد مساحت	مساحت (Km^2)	درصد مساحت	مساحت (Km^2)	درصد مساحت
خیلی کم خطر	۰،۰۴	۰،۲۷	۱۲،۵۱	۸۶،۷۳	۸،۹۵	۶۲،۰۵	۴،۶۳	۳۲،۰۷	۴،۱۸	۲۸،۹۵
نسبتاً کم خطر	۰،۱۱	۰،۷۷	۰،۹۶	۶،۶۸	۲،۵۴	۱۷،۶۳	۴،۴۳	۳۰،۷۲	۴،۶۲	۳۲،۰۱
با خطر متوسط	۰،۱۴	۰،۹۷	۰،۵۸	۴،۰۴	۱،۶۵	۱۱،۴۱	۲،۵۶	۱۷،۷۶	۲،۴۹	۱۷،۲۹
پر خطر	۰،۴۰	۲،۷۹	۰،۳۰	۲،۰۸	۰،۸۲	۵،۶۷	۱،۷۴	۱۲،۰۵	۱،۹۴	۱۳،۴۲
خیلی پر خطر	۱۳،۷۲	۹۵،۲۰	۰،۰۷	۰،۴۶	۰،۴۷	۳،۲۳	۱،۰۵	۷،۳۰	۱،۱۹	۸،۲۳

با نگاهی به نقشه‌ها می‌توان متوجه شد که با اجرای اپراتور جمع فازی، مقدار عضویت نهایی پیکسل‌ها در نقشه خروجی بزرگ شده و در صورت زیاد بودن ورودی‌ها به سمت یک میل می‌کند. به دلیل بزرگ شدن وزن‌های نهایی، اثر این اپراتور افزایشی است؛ بنابراین، مساحت زیادی از نقشه خطر تهیه شده در رده بسیار پر خطر قرار می‌گیرد (شکل ۲). اپراتور ضرب فازی درجه عضویت‌های یک موقعیت در نقشه‌های مختلف را در هم ضرب می‌کند. این اپراتور باعث کاهش عضویت نهایی می شود و نتیجه آن تعلق وزن بسیار کوچکی به هر موقعیت است که در صورت زیاد بودن نقشه‌های ورودی این عدد به سمت صفر میل می‌کند؛ پس مساحت زیادی از نقشه خطر زمین‌لغزش در رده خیلی کم خطر قرار دارد (شکل ۳). اپراتور فازی گاما، حالت کلی روابط اپراتورهای ضرب و جمع است و می‌توان با انتخاب صحیح مقدار گاما، پارامترهای کاهشی و افزایشی را همزمان تلفیق نموده، به مقادیری در خروجی دست یافت که حاصل سازگاری قابل انعطاف میان گرایشات افزایشی و کاهشی دو اپراتور فازی باشد (شکل‌های۴ تا ۶).

با توجه به یافته‌های تحلیل عاملی با چرخش واریماکس، سه مؤلفه تأثیرگذار بر وقوع پهنه‌های لغزشی منطقه مورد مطالعه بدست آمده است. مؤلفه اول با درصد واریانس ۲۲/۸۶، عامل‌های کاربری اراضی و فاصله از جاده، مؤلفه دوم با توجیه ۲۰/۱۴ درصد از واریانس، عامل ارتفاع و در مؤلفه سوم هم که ۱۳/۳ درصد از واریانس تغییرات را توجیه می‌کند، عامل زمین‌شناسی را به‌عنوان مهم‌ترین عامل مؤثر بر وقوع لغزش منطقه معرفی می‌کند.

۴- کلمات کلیدی

زمین لغزش، منطق فازی، جاده ارتباطی توسکستان-گرگان، شاخص جمع کیفی

۵- مراجع

کرمی، فریبا و همکاران (۱۳۸۵)، شناسایی و پهنه بندی نواحی مستعد زمین لغزش در حوضه اوجان چای، مجموعه مقالات دومین کنفرانس مدیریت جامع بحران.

Larsen, M.G .and , J.E (1997) :How wide is a road? The association of roads and mass movements in a forested montane environment. Earth surface Processes and Landforms.Vol22.835-845pp.

مدل‌های واکنش مورفودینامیکی جزایر سدی نسبت به تغییرات شرایط محیطی (مطالعه موردی: جزیره سدی میانکاله؛ جنوب‌خاوری دریای کاسپین)

رضا منصوری، زهرا سربازی

[۱] دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی/ مدیریت‌محیطی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، Re_mansouri@sbu.ac.ir

[۲] دانش‌آموخته دکتری ژئومورفولوژی از دانشگاه شهید بهشتی، zsarbazi@ymail.com

مقدمه

یکی از پدیده‌هایی که به‌وا سطه شکست امواج در بیشتر سواحل دریاها رخ می‌دهد، پدیدهٔ *انتقال رسوب ساحلی* است که در اثر آن مقدار زیادی رسوب در راستای ساحل جابجا می‌شود. پس از انتقال مواد رسوبی، با توجه به مورفولوژی خاص منطقه ساحلی، شرایط هیدرودینامیکی حاکم بر آنها و نیز در صورت وجود منابع رسوبی مناسب، اشکال خاص ژئومورفولوژیکی از جنس ماسه شکل می‌گیرند که *زبانه ماسه‌ای* یا *جزیره سدی* خوانده می‌شوند (هسلت، ۲۰۰۹؛ ۴۴). این اشکال، در جهت امواج غالب و جریان‌های دریایی در راستای ساحل دریا رشد می‌کنند. از انباشته‌شدن این زبانه‌ها بر روی یکدیگر، جزایر درازی به‌نام جزایر سدی شکل می‌گیرند که قسمتی از آب دریا را در پشت خود محصور می‌نمایند.

جزایر سدی، لندفرمی خطی ناشی از نهشته‌گذاری مواد رسوبی در منطقه برون‌کرانه می‌باشند که توسط تالاب یا مردابی از خشکی اصلی جداشده و جهت‌گیری آنها موازی با خط ساحلی است. این گونه از لندفرم‌های ساحلی معمولا از ماسه و در بالاتر از تراز فراکشند شکل‌گرفته و توسط پوشش‌گیاهی مستحکم می‌گردند. اندازه و ابعاد هندسی جزایر سدی بسته به میزان انباشت رسوبی بسیار متفاوت می‌باشد و ممکن است از ده‌ها تا صدها متر پهنا، صدها تا هزاران متر درازا و تا حدود ۱۰۰ متر فرازای آنها متغیر باشد. جزایر سدی معمولاً بر روی سواحل کم‌شیب و با دامنه کشند پایین شکل می‌گیرند. جزایر سدی مجاور به‌وسیله ورودی‌های کشندی از یکدیگر جدا می‌گردند. ورودی‌ها امکان مبادله آب بین تالاب و دریا را فراهم نموده و باعث تسهیل فرسایش، حمل و انباشت رسوب در اطراف جزایر سدی می‌شوند. جزایر سدی با جذب انرژی و حفاظت از خط ساحلی در برابر شرایط توفانی شدید نقش مهمی را به‌عنوان مانع برای سواحل حساس و آسیب‌پذیر ایفا می‌کنند. بنابراین، مطالعه نحوه شکل‌گیری و مورفودینامیک سیستم‌های جزایر سدی بسیار مهم و حائز اهمیت می‌باشد. هدف از این پژوهش مطالعه نظریه‌های مربوط به شکل‌گیری جزایر سدی و بررسی واکنش مورفودینامیکی آنها نسبت به تغییرات محیطی (با ارایه مصادیق موردی از جزیره سدی میانکاله در گوشه جنوب‌خاوری دریای کاسپین) می‌باشد (شکل ۱).

چگونگی تشکیل جزایر سدی بحث برانگیز بوده و بین پژوهشگران گوناگون در این زمینه اتفاق نظری وجود ندارد. اما، در اینجا سه فرضیه اصلی که مستدل‌تر و محکم‌تر می‌باشند را شرح می‌دهیم.

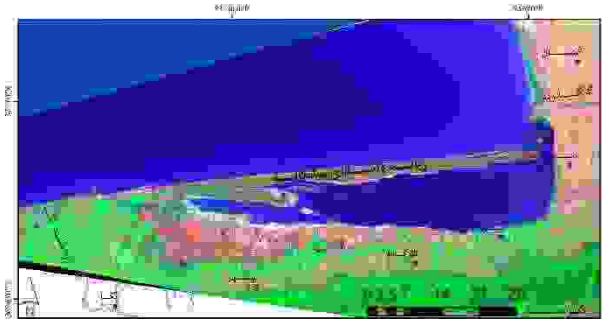
۱. *مدل پیش‌رونده- از زیرآب بیرون‌آمده.* در برخی از جزایر سدی پشته‌ها یا سدهای برون‌کرانه‌ای دیده می‌شوند که ممکن است طی پایین‌آمدن تراز دریا در دوره‌های یخچالی پیشین به‌وجود آمده باشند. این سدهای ساحلی طی بالاآمدن تراز دریا در دوره‌های بین‌یخچالی گذشته و بر اثر انباشت رسوب در جهت قائم گسترش‌یافته و طی پیشروی به‌سوی ساحل حمل شده‌اند.

۲. *مدل پیش‌رونده- زیرآب‌رفته.* جزایر سدی ممکن است طی پایین‌ترین تراز آب دریا، به‌صورت تپه‌های ماسه‌ای ساحلی بوده باشند که طی پیش‌روی و بالاآمدن ترازدریا در دوره بین‌یخچالی گذشته براثر به‌زیرآب‌رفتن زمین‌های پست‌وهموار از پهنه‌ساحلی جدا شده‌باشند.

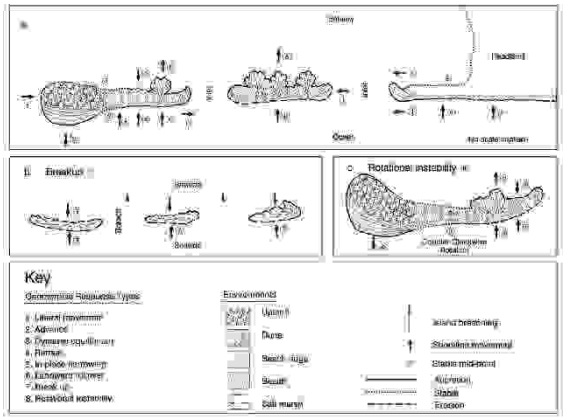
۳. *مدل پایدار- از زیرآب بیرون‌آمده.* در فرضیه‌های پیشین، در مورد چگونگی تشکیل جزایر سدی، بیشتر بر توسعه پیوسته عوارض موروثی همچون سدهای برون‌کرانه‌ای یا تپه‌های ماسه‌ای ساحلی در دوره‌های اولیه پایین‌آمدن تراز دریا تاکید شده است. اما، در این نظریه اعتقاد بر این است که گسترش جزایر سدی از زمان تثبیت بالاآمدن تراز دریا در دوره بین‌یخچالی تقریبا از حدود ۴۰۰۰ سال پیش تا پایداری تراز دریا در حال حاضر تشکیل شده‌اند (هسلت، ۲۰۰۹؛ ۴۶).

از سوی دیگر، جزایر سدی محیط‌های مورفودینامیکی بسیار پویایی هستند که مستعد تغییراتی در میزان عرضه و آورد رسوب، تغییر تراز آب دریا، انرژی موج و به‌ویژه در ارتباط با شرایط هاریکن‌ها و توفان‌ها، اثرات و مداخلات ناشی از فعالیت‌های بشر می‌باشند (استون و همکاران، ۲۰۰۴). برپایه نقشه‌برداری‌هایی که از جزایر سدی در راستای سواحل خلیج مکزیک (لویزیانا و می‌سی‌پی) در بیش از یک قرن انجام شده است، انواع تغییرات

مورفودینامیک رخداده برای این‌د سته از لندفرم‌های ساحلی م شخص گردیده ا ست. مک‌برید و همکاران (۱۹۹۵)، از این اطلاعات برای مدل سازی و فهم چگونگی واکنش ژئومورفولوژیکی جزایر سدی ن سبت به نو سانات طبیعی و ان سانی ا ستفاده کردند (شکل ۲). در این مدل ه شت نوع واکنش ژئومورفولوژیکی به شرح زیر تعریف شده است.



شکل ۱۴: موقعیت جغرافیایی جزیره‌سدی میانکاله در گوشه جنوب‌خاوری دریای کاسپین.



شکل ۱۵: نمایش شماتیک واکنش‌های مورفودینامیکی جزایر سدی نسبت به تغییرات رخداده در شرایط محیطی حاکم. (الف) مدل واکنش ژئومورفیک عمومی. (ب) مولفه‌ای از مدل که نشان‌دهنده تکامل از نوع باریک‌شدن درجا و فروپاشی است. (ج) مولفه‌ای دیگر از مدل که نشان‌دهنده ناپایداری چرخشی است. این‌گونه از واکنش‌ها در خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت (همانطور که نشان‌داده شده) یا در جهت حرکت عقربه‌های ساعت در اطراف یک نقطه پایدار می‌چرخند. (مک‌برید و همکاران، ۱۹۹۵؛ ۱۴۸).

۱. *حرکت جانبی؛* شامل حرکت ر سوب دررا ستای جبهه روبه سوی دریا جزیره سدی ا ست که اغلب با فر سایش دریک طرف و نهشته‌گذاری درطرف دیگر جزیره‌سدی مشخص می‌شود. بنابراین، می‌توان گفت که جزیره‌سدی به‌طورجانبی درراستای ساحل درحال حرکت می‌باشد.

۲. *پیشروی؛* به ساحلی اشاره دارد که در واکنش به افزایش عرضه رسوب یا پایین‌رفتن تراز دریا به‌سوی دریا پیشروی می‌کند.

۳. *تعادل پویا؛* به خط سـاحلی اشـاره دارد که طی یک دوره زمانی درازمدت، خواه به‌دلیل فرسـایش یا نهشـته‌گذاری قابل‌توجه، به‌نظر ثابت باقی‌مانده است.

۴. *پسروی؛* برای سواحلی مصداق دارد و به‌کار برده می‌شود که رخسار روبه‌سوی دریای آن بر اثر فرسایش و انتقال رسوب یا افزایش تراز دریا به‌سوی خشکی پسروی پیدا می‌کنند.

۵. *باریک شدن درجا؛* در جایی رخ می‌دهد که کرانه‌های روبه سوی دریا و خ شکی یک جزیره سدی و خلیج ایجاد شده در پ شت آن، مورد فرسایش قرا می‌گیرد و باعث باریک‌شدن جزیره سدی می‌شوند؛ اما، هسته جزیره سدی ثابت باقی می‌ماند.

۶. *غلطیدن به سوی خ شکی؛* اغلب به‌دنبال باریک شدگی درجا رخ می‌دهد؛ یعنی درجایی که جزیره سدی برای عبور امواج طوفانی از بالای جزیره به‌اندازه کافی باریک‌شـده باشـد. در نتیجه، این امواج طوفانی باعث فرسـایش از سـمت روبه‌سـوی دریا و نهشـته‌گذاری در سـمت روبه‌سوی خشکی می‌شود. بنابراین، پیامد آن، غلطیدن رسوب‌ها در جزایرسدی به‌شکل حرکت به‌سوی خشکی ظاهر خواهدشد.

۷. *فروپا شی؛* اغلب به‌دنبال باریک شدگی درجا رخ می‌دهد، یعنی درجایی که باریک شدگی باعث می شود جزیره سدی درمعرض نفوذ امواج

قرارگرفته و ورودی‌های جدیدی درآن شکل بگیرد. ممکن است ورودی‌های ایجادشده در جزایرسدی به‌سرعت پهن‌ترشده و گسترش یابند.

۸. *ناپایداری چرخشی*؛ به شرایطی گفته می‌شود که در آن جزیره‌سدی درجهت حرکت عقربه‌های ساعت یا درجهت خلاف حرکت عقربه‌های ساعت و در واکنش به پیشروی در یک طرف و پسروی در طرف دیگر جزیره، دچار چرخش می‌شود.

واژگان کلیدی: تغییرات محیطی، واکنش‌های مورفودینامیکی، جزایر سدی، میانکاله، دریای کاسپین.

مواد و روش‌های پژوهش

در این پژوهش با بهره‌گیری از رویکردی نظری و مفهومی و نیز با اســـتناد به منابع و ماخذ معتبر و مربوطه، نظریه‌های مربوط به شـــکل‌گیری جزایر سدی تشریح‌شده و واکنش مورفودینامیکی آنها نسبت به تغییرات محیطی مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین، به‌عنوان نمونه مصادیقی از جزیره سدی میانکاله واقع در گوشه جنوب‌خاوری دریای کاسپین و در ارتباط دوره‌های نوسانات تراز آن ارایه شده است.

بحث و یافته‌های پژوهش

جزیره سدی میانکاله با درازای تقریبی ۶۰ کیلومتر، درازترین و بزرگ‌ترین زبانه ما سه‌ای درکرانه‌های جنوبی دریای کا سپین می‌با شد و پس از خلیج گرگان، مهم‌ترین چشم‌انداز ژئومورفولوژیکی کرانه‌های شمالی کشور محسوب می‌شود. آهنگ نوسانات تراز دریای کاسپین نسبت به اقیانوس‌ها بسیار سریع بوده و در حدود صدبرابر آن می‌باشد. به‌دلیل شیب ملایم کرانه‌های جزیره‌سدی میانکاله (شیب متوسط بخش شمالی: ۰/۴٪ و شیب متوسط بخش جنوبی: ۰/۲٪) و دربرگرفته شدن توسط دریا، در مواقع پیشروی آب دریا، آسیب‌پذیرترین بخش کرانه‌ای منطقه می‌باشد. آثار پیشروی دریا به فا صله ۱۰۰ متری ساحل کنونی بر روی این زبانه ما سه‌ای بزرگ قابل ردیابی ا ست. تاثیرپذیری سریع مورفولوژیکی- مورفودینامیکی این منطقه از نوســـانات ســـریع تراز دریا، مجموعه جزیره‌ســـدی میانکاله را به یکی از بهترین مناطق برای بررســـی و تطبیق مدل‌های مورفودینامیکی مک‌برید و همکاران ۱۹۹۵ تبدیل می‌نماید. زبانه‌های ماســـه‌ای این جزیره ســـدی از دهانه رودخانه‌های کرانه‌های خاوری مازندران و در دهانه خلیج گرگان به‌موازات کرانه و همسو با رانه ساحلی یا آورد رسوب‌ساحلی تشکیل شده است. امواج با راستای شمال‌باختری پس از شکست، جریان‌های کرانه‌راستا ایجاد می‌نمایند و بدین ترتیب ر سوب‌های نا شی از رودخانه‌های تجن، نکارود و دیگر رودخانه‌های منطقه را به سمت خاور انتقال می‌دهند؛ سرانجام، نهشته‌گذاری این رسوب‌ها باعث تشکیل جزیره‌سدی میانکاله می‌شوند. به‌نظر می‌رسد منشاء این رسوبات عمدتاً از محیط خشکی و به‌طور ویژه بیشتر از رســـوب‌های رودخانه نکا باشـــد. با مطالعه و بررســـی تصـــاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی مربوط به شـــبه‌جزیره میانکاله طی دوره‌های گوناگون، مشخص می‌گردد که این زبانه از شمار فراوانی از زبانه‌های ماسه‌ای که هر یک در دوره‌ای خاص تشکیل‌شده، شکل‌گرفته باشد؛ به‌گونه‌ای‌که زبانه‌های بعدی در راستا و در ادامه آنها رشد کرده‌اند. راس این زبانه‌ها که عموماً تحت‌تاثیر تفرق امواج، خمیده و به‌سمت جنوب‌خاوری کج‌شده، گاهی تا درون خلیج گرگان توسعه یافته، به‌طوری‌که جزایر بخش باختری این خلیج در واقع بخش پایانی زبانه‌های ماسه‌ای کج‌شده هستند. از نگاه زمین‌شناختی و ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی، خلیج گرگان و جزیره‌سدی میانکاله کاملا با واحدهای کلاسیک جغرافیای طبیعیِ مجموعه‌های جزیره سدی توصیف‌شده توسط زمین‌شناسان بسیاری همچون شوارتز ۱۹۷۱، سیلی ۱۹۸۸، بوید و همکاران ۱۹۹۲ و نیکولز ۱۹۹۹ همخوانی دارد.

با بررسی‌های صورت گرفته مشخص شد که از هشت مدل مورفولوژیکی- دینامیکی مک‌برید و همکاران ۱۹۹۵ برای جزایر سدی، شش مورد آن به‌طور حتما در جزیره‌سدی میانکاله قابل بازشناسی است. به‌طورکلی، در منطقه مورد مطالعه مدل‌های: حرکت جانبی، پیشروی، پسروی، باریک‌شدن درجا، فروپاشی و ناپایداری چرخشی شناسایی گردید.

همانطورکه شکل ۳ ن شان می‌دهد، در جزیره سدی میانکاله مدل حرکت جانبی هم سو با جریان‌های کرانه‌را ستا از باختر به سوی خاور منطقه در جریان است. درحال حاضر بخش باختری منطقه در سمت خاوری بندر امیرآباد با فرسایش روبرو است. اما، بخش خاوری منطقه درحال رسوب‌گذاری بوده و براثر ر سوب‌گذاری در این بخش سدهای ساحلی متعددی درحال زایش می‌با شند (شکل ۳ ب). مدل پی شروی و پ سروی نیز طی دوره‌های نوسان تراز دریا در منطقه وجود داشته و آثار آن نیز در منطقه کاملا مشهود می‌باشد. در واقع، مدل پیشروی و پسروی به‌ترتیب براثر کاهش و افزایش تراز دریا و نیز میزان آورد رسوب درمنطقه رخ می‌دهد. برای مثال در سال ۲۰۱۵ خط ساحلی بدلیل کاهش تراز دریا دچار پیشروی و در سال ۲۰۰۱ بدلیل افزایش آن با پســـروی خط‌ســـاحلی روبرو بوده اســـت (شـــکل ۳). مدل‌های باریک‌شـــدن درجا و فروپاشـــی به‌طور ویژه دربخش خاوری مجموعه جزیره‌سدی میانکاله و جزیره آ شوراده قابل پیگیری ا ست. باتوجه به کاهش شیب توپوگرافی و اندازه ر سوبات در این بخش از میانکاله نسبت به سایر نواحی، طی دوره‌های افزایش تراز دریا (برای مثال خط ساحلی ۲۰۰۱) براثر هجوم آب‌های ساحلی به سوی خ شکی، کانال‌های ارتباطی بین خلیج و دریا (خوزینی، آشـــوراده و چاپقلی) گســـترش‌یافته و تعریض می‌گردند (مدل باریک‌شـــدن درجا (شـــکل ۳ الف)). علاوه‌برآن، طی این دوره گســـتره قابل‌توجهی از بخش شمالی جزیره آ شوراده به زیرآب رفته و خط ساحلی آن دچار فر سایش و پ سروی می شود (مدل فروپا شی). افزون بر موارد بالا،

طی دوره‌های کاهش تراز دریا و براثر افزایش میزان آورد ر سوب درمنطقه که مواد لازم را برای جریان‌های کرانه‌را ستا فراهم می‌نماید، مدل ناپایداری چرخشی (درخلاف حرکت عقربه‌های ساعت) در گوشه خاوری زبانه‌ماسه‌ای میانکاله و منطقه آشوراده، کاملا مشهود است. این مدل به‌طور خاص در خط ساحلی منطقه در سال ۱۹۷۷ که تراز دریا به پایین‌ترین حد خود (۲۹- متر) در یک سده اخیر رسید به‌خوبی دیده می شود. همچنین، همانطور که در شکل ۳ نیز مشخص است در خط ساحلی ۲۰۱۵ نیز این وضعیت درحال تکرار و وقوع است. البته شایان گفتن است که جزایر بخش باختری خلیج گرگان (از جمله جزیره اسماعیل‌سای و غیره) طی دوره‌های افزایش تراز دریا و نیز بخش‌هایی از خشکی که با زوایه اریب به‌درون خلیج کشیده شده‌اند نیز حاصل ناپایداری چرخشی درجهت عقربه‌های ساعت زبانه‌های ماسه‌ای منطقه در دوره‌های شکل‌گیری خود درگذشته می‌باشند.

شکل ۱۶: مصادیقی از مدل‌های واکنشی مورفولوژیکی- مورفودینامیکی مک‌برید و همکاران ۱۹۹۵ در جزیره‌سدی میانکاله.

برپایه شواهد موجود مشخص می‌گردد گسترش مجموعه زبانه‌های ماسه‌ای که جزیره سدی میانکاله را در گوشه جنوب‌خاوری دریای کاسپین ایجاد نموده در ارتباط با رودخانه‌های اصلی (هراز، نکا، تجن و غیره) بوده و به نظر می‌رسد که رشد زبانه‌های ماسه‌ای آن از دهانه رودخانه نکارود شروع شده باشد. با بررسی‌های صورت‌گرفته دست‌کم می‌توان چهار مرحله در رشد زبانه ماسه‌ای میانکاله را بازشناخت. در واقع، فراوانی شار و آورد رسوب‌های ماسه توسط رودخانه‌های اصلی منطقه همچون رودخانه‌های تجن، نکا، هراز، سیاه‌رود،و احتمالاً رودخانه‌های بدون نامی که از جنوب خلیج گرگان به دریا منتهی می‌شوند و وجود احتمالی سدهای ماسه‌ای موازی دهانه دلتای منسوخ‌شده رودخانه نکا در محیط ریزکشندی، با سلطه امواج و شیب ملایم کرانه منطقه در تلفیق با طوفان‌های شدید و جریان‌های کرانه راستا، عوامل نقش‌آفرین در ایجاد آن بوده‌اند.

مراجع

ثروتی، م. ر، قهرودی‌تالی، م، نعیمی، ع، منصوری، ر (۱۳۹۵)؛ **پایش تاثیر نوسانات یک دهه اخیر تراز دریای کاسپین بر مورفولوژی زبانه ماسه‌ای و تالاب میانکاله**، تهران، همایش ملی ژئومورفولوژی و آمایش سرزمین، چهارمین همایش ملی انجمن ایرانی ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا.

عرفان، شهره، حامدی، میر علیرضا (۱۳۹۴)؛ **مجموعه جزیره سدی در جنوب‌خاور دریای خزر (شمال بهشهر)**، فصلنامه علوم‌زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، صص: ۲۳۰-۲۱۷.

Haslett, S., K., 2009: **Coastal Systems**, Routledge (Routledge Introductions to Environment Series), Second Edition.

Khoshravan, H., 2007: **Beach sediments, morphodynamics, and risk assessment, Caspian Sea coast, Iran**, Quaternary International, Vol. 167-168, 35-39.

McBride, R. A., Byrnes, M. R., and Hiland, M. W., 1995: **Geomorphic response-type model for barrier coastlines: a regional perspective**, Marine Geology, 126, 143–159.

ارزیابی تغییرات زمانی وسعت اراضی کشاورزی در حوضه آبریز میناب با تأکید براستفاده بهینه از منابع محیطی

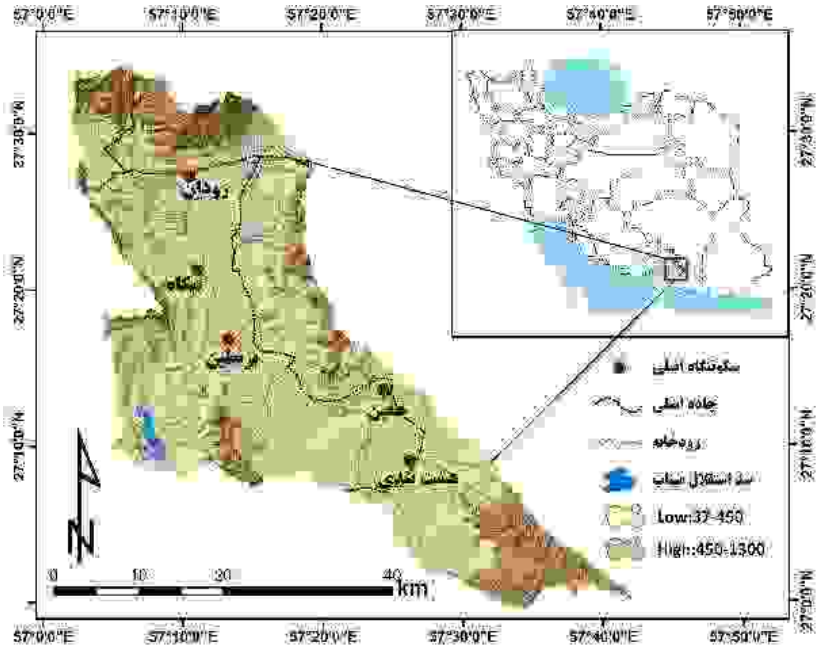
۱-مجتبی یمانی، ۲-یاسرحسن زاده، ۳-عباس درخشان
۱-استاد ژئومورفولوژی دانشکده جغرافیا، دانشکده تهران myamani@ut.ac.ir
۲-دانشجوی دکترای ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، پردیس کیش h.hassnzadeh@ut.ac.ir
۳-دانش آموخته کارشناسی ارشد هیدرو ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران abbas.darakhshan@ut.ac.ir

مقدمه

منابع طبیعی برای هر شوری ثروت ملی آن کشور محسوب شده و بهره‌برداری بهینه از این منابع باعث استقلال غذایی آن کشور می‌شود..(Demeria,1999) از دیرباز یکی از روش‌هایی بهره‌برداری از این منابع، کشاورزی بوده است. با توجه به میزان رشد جمعیت جهان و افزایش روزافزون نیازهای بشری و درپی آن بهره‌برداری بی‌رویه از منابع طبیعی، هرساله شاهد تخریب هرچه بیشتر این منابع هستیم.(SzaboIcs,1992) متأسفانه براثر بهره‌برداری نادرست از منابع آبی و خاکی همه‌ساله ۱۰۵ میلیون هکتار به سطح بیابان‌های کشور افزوده می‌شود. (Zehtabian: Khosravi, 2009)حوضه آبریز میناب مهم‌ترین قطب کشاورزی استان هرمزگان می‌باشد که فعالیت‌های زراعی و باغداری مدیریت نشده بسیاری در سطح آن ایجادشده است که این امر می‌تواند منابع آبی - خاکی با ارزش این ناحیه را از بین برده و در نتیجه پیامدهای ناگواری را به همراه داشته باشد.. پژوهش حاضر به دنبال بررسی تغییرات زمانی فعالیت‌های باغداری و زراعی در یک بازه زمانی۳۱ ساله است تا به کمک آن روند تغییرات زمانی وسعت اراضی زراعی و باغات شناسایی و به کمک آن نتایج این تغییرات را بررسی نماید. به‌طورکلی جلوگیری از خسارات ناشی از بهره برداری بی‌رویه از منابع به اتخاذ روش مناسب در مدیریت هدفمند کشاورزی وابسته بوده که لازمه آن وجـود اطلاعات دقیـق در زمینه نحوه توسعه کشاورزی و بهره‌برداری از منابع آبی می‌باشد.

محدوده موردمطالعه

حوضه آبریز میناب در طول شرقی ۵۶ درجه و ۵ دقیقه تا ۵۷ درجه و عرض جغرافیایی ۲۶ درجه و۵۲ دقیقه تا ۲۸ درجه و۳۰ دقیقه واقع شده است این حوضه ازنظر تقسیمات سیاسی در استان هرمزگان واقع شده است و از شمال به حوضه آبریز هلیل رود، از جنوب به شهرستان میناب(شمال تنگه هرمز)، از مشرق به حوضه آبریز کریان و سندرک و از سمت غرب به حوضه آبریز رودخانه حسن لنگی محدود می‌باشد(شکل:۱).



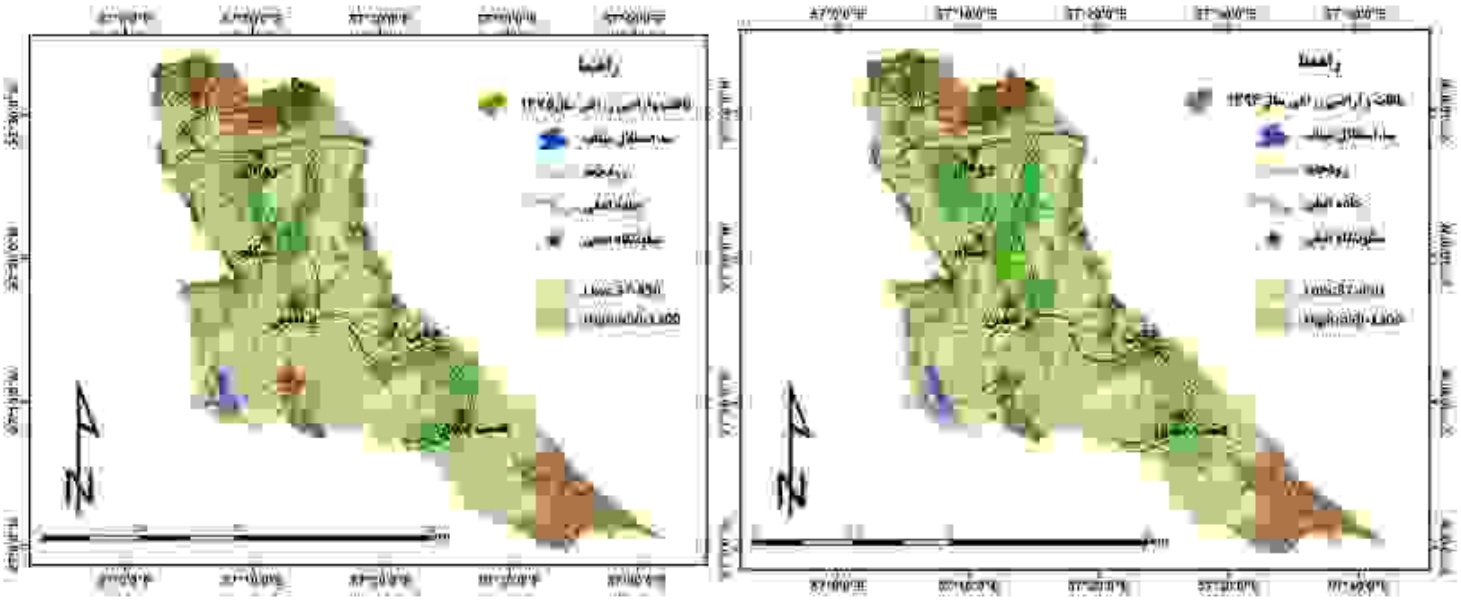
شکل(۱): موقعیت حوضه آبریز میناب

داده‌ها و روش‌ها

برای تولید لایه‌های موردنظر در پژوهش حاضر از تصویر دم ۳۰ متر محدوده موردنظر، تصاویر ماهواره‌ای سنجنده OLI برای سال ۱۹۹۶ و سنجنده TM برای سال ۱۳۷۵ استفاده گردید. پس از تهیه تصاویر ماهواره‌ای(برای هر دو سال تصاویر مربوط به آذرماه دانلود شد.) تصحیحات هندسی و اتمسفری بر روی آن انجام‌شده و سپس برای استخراج اراضی زراعی و باغات در دوره‌ی زمانی موردنظر از شاخص NDVI استفاده شد. که با توجه به بازتاب طیفی عوارض محدوده‌ی ۰۰۱ تا ۰۰۳ به‌عنوان اراضی کشاورزی و از محدوده‌ی۰۰۳ تا بالاترین عدد به‌عنوان اراضی باغات در نظر گرفته‌شده و سپس نتیجه استخراج شاخص پوشش گیاهی با استفاده از نقاط کنترل زمینی برداشت شده با GPS مطابقت داده شد و ضریب کاپا[120] ۹۵ درصد به دست آمد.

بحث و نتایج

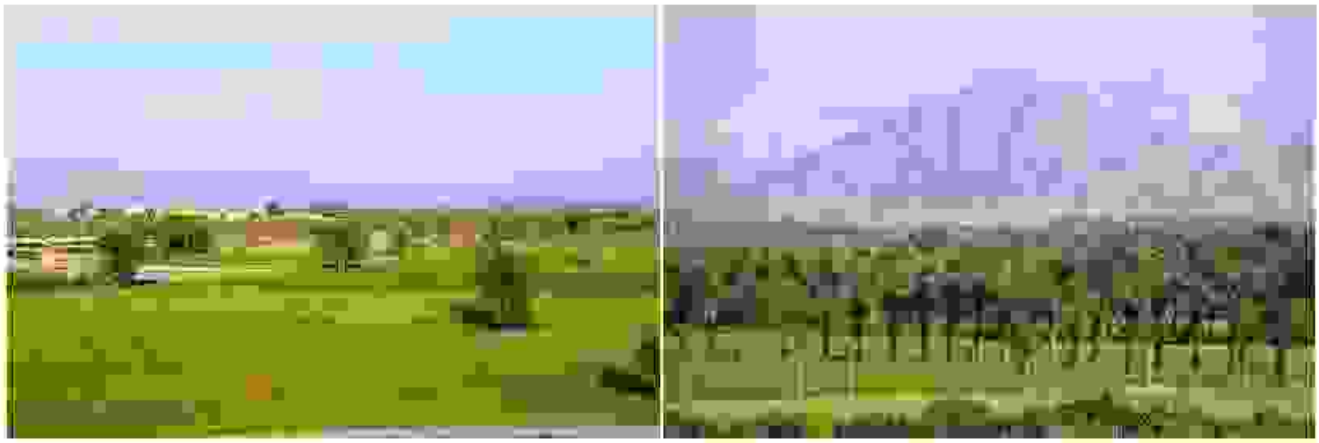
بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از تحلیل تصاویر ماهواره‌ای موردنظر وسعت اراضی زراعی و باغات در حوضه آبریزمیناب در سال ۱۳۷۵ به میزان ۱۵۲۱۳ هکتار بوده است که این مقدار بعد از گذشت ۳۱ سال به مقدار۲۰۳۴۵ هکتار رسیده است. یعنی بیش از ۵ هزار هکتار در این بازه زمانی به این وسعت افزوده‌شده است.(شکل:۲) که این رقم برابر افزایش ۱۶۶ هکتار در سال می‌باشد این افزایش به معنای به‌کارگیری روزافزون منابع آبی-خاکی حوضه آبریز میناب برای امور زراعی و باغداری، بدون توجه به پتانسیل و توان محیطی محدوده می‌باشد. چرا که بازدیدهای میدانی انجام شده نبود، هرگونه نظارت ازنظر میزان بهره‌برداری از منابع موجود را تأیید می‌کند(شکل: ۳).



شکل۲) مقایسه تغییرات زمانی وسعت اراضی زراعی و باغات

توجه به توسعه کشاورزی در این محدوده زمانی پراهمیت‌تر می‌شود که فهمید به دلیل فصلی بودن رودهای محدوده‌ی موردمطالعه و جریان آب‌پایه دائمی بسیار ناچیز، زراعی و باغداری در اراضی حوضه به‌وسیله برداشت آب‌های زیرزمینی انجام‌گرفته است. بر اساس آمار شرکت آب منطقه‌ای استان هرمزگان(۱۳۹۴) تقریباً بیش از ۹۴ درصد از منابع آب در محدوده مورد مطالعه در بخش کشاورزی مصرف‌شده است. بنابراین، توسعه نا اندشیده کاربری‌های زراعی و بدون توجه به استعدادها و توان‌های محیطی ناحیه علاوه بر نابودی خاک در اثر بهره‌برداری بی‌رویه، برداشت بیشتر از آبخوان‌ها را نیز به همراه داشته است.از طرفی توسعه کشاورزی در محدوده موردمطالعه به معنای به‌کارگیری گسترده انواع سموم شیمیایی و آفت‌کش‌ها بوده است که پیامد آن از یک‌سو آلودگی خاک و از سوی دیگر سرازیر شدن این سموم به درون رودها و در نتیجه حمل آن به پایین‌دست حوضه و درون سد استقلال میناب می‌باشد. اهمیت این موضوع به این دلیل است که این پهنه آبی یکی از مهم‌ترین منابع تأمین آب شرب شهرستان بندرعباس به عنوان مرکز استان هرمزگان می‌باشد.

[120] -Kapa



شکل (۳)- توسعه بدون نظارت اراضی زراعی و باغات در حوضه آبریز میناب(منطقه هشت بندی۱۳۹۰:)

با توجه به نتایج پژوهش که توسعه کاربریاراضی زراعی و باغات مدیریت نشده را در حوضه آبریز میناب نشان می‌دهد، برای حفاظت از منابع آب‌وخاک اتخاذ سیاست‌های مدیریتی کاربردی و اجرایی درزمینه کشاورزی لازم و ضروری است که در این راستا می‌توان با افزایش بهره‌وری در تولید، جایگزین کردن کاربری باغات به‌جای کاربری زراعی، به حداقل رساندت ضایعات در بخش کشاورزی به دلیل نبودن تکنولوژی لازم در جهت نگهداری محصولات، بهره‌گیری از آب‌های سطحی و کشت گلخانه‌ای رویه جاری را به‌سوی اقدامات مثبت در جهت حفظ منابع محیطی ارزشمند موجود هدایت کرد.

منابع

۱- حسین زاده، محمد مهدی و احمد نوحه گر و مریم حیدر زاده (۱۳۹۰) تجزیه و تحلیل محیط رسوبی جلگه سیلابی و محیط پیرامونی رودخانه در جلگه میناب، مجله زمین شناسی کار بردی پیشرفته، دوره ۱ شماره ۱. ۳۷، شماره پیاپی ۲ .

۲- نوحه گذ، احمد و مجتبی یمانی (۱۳۸۴) بررسی وضیعت ژئومرفولوژیکی پیچان رود و نقش آن در فرسایش بستر و کناره های رودخانۀ میناب، پژوهشهای جغرافیایی، دوره۴

۳- محمود عرب خدری (۱۳۹۳) **برآورد نسبت بار کف به بار معلق در رودهای دز و میناب**، نشریه علمی-پژوهشی مهندسی و مدیریت آبخیز جلد ۶ شماره ۴.

۴- نوحه گر احمد ,حسین زاده محمدمهدی ,افشار طاهر (۱۳۸۹) تغییرات ژئومورفولوژیک نیمرخ طولی و عرضی علیای رودخانه میناب (از سد تا پل میناب)، مجله جغرافیا، دوره ۸ شماره ۲۴.

۵- وزارت نیرو، شرکت سهامی آب منطقه‌ای هرمزگان(۱۳۹۴)، آمار مصرف آب در بخش‌های مختلف شهرستان میناب

6 -Demeria I.C, P.C. Nabude et.al., 1999. Long-term and crop relation effects on soil chemical properties in Southern Brazil. Journal of Soil and
Tillage Research, vol: 51, P: 71-79

7-Szabolcs, I., 1992. Salinization of soil and water and its' relation to desertification control. Bulletin United Nations Environment Program. No: 24, P: 32-38

8-Zehtabian. Gh, H. Khosravi, 2009, investigation on effect of agricultural management on landdegradation- a case study in Taleghan Region, Iran. 7th international symposium on plant-soil interaction at low PH, South China University of Technology Press, Guangzhou

بررسی علل کاهش آب آبدهی آبخوان های دشت الشتر

[1]لیلا گلی مختاری ،[2]تیمور کولیوند،[3]الهام میری

[1] دانشگاه حکیم سبزواری سبزوار،دانشکده جغرافیا و علوم محیطی L.mokhtari@gmail.com

[2] دانشگاه حکیم سبزواری سبزوار،دانشکده جغرافیا و علوم محیطی kolivand2020@gmail.com

[3] دانشگاه حکیم سبزواری سبزوار،دانشکده جغرافیا و علوم محیطی elham.miri82@gmail.com

مقدمه

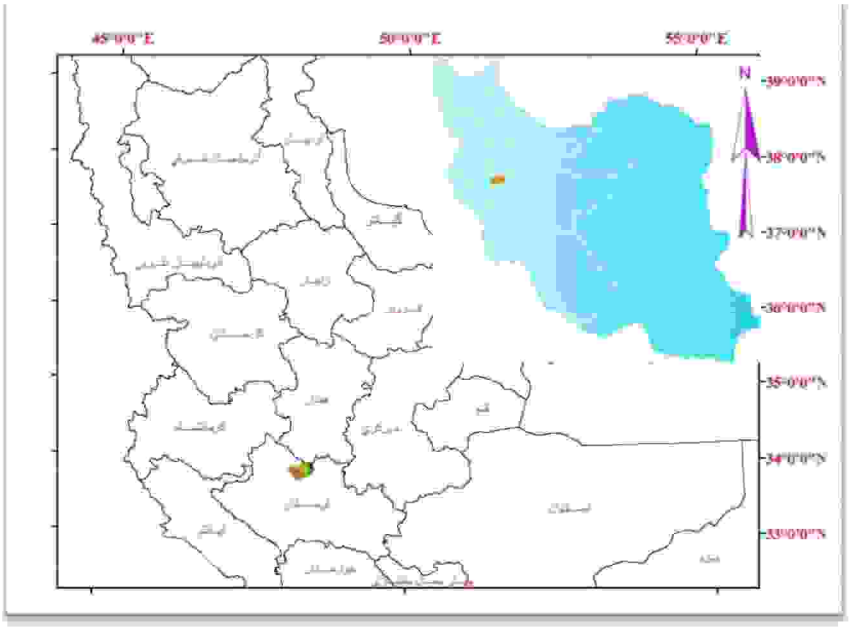
آب زیر زمینی بعد از یخچال ها و یخ پهنه ها،بزرگترین ذخیره آب شیرین زمین را شکل می دهند.در مناطق خشک و دور از رودخانه ها و دریاچه های آب شیرین،غالبا تنها راه تامین آب برای مصارف گوناگون آب زیر زمینی است .حتی در نقاطی که آب های سطحی به قدر کافی وجود دارد ممکن است استفاده از آب های زیر زمینی ترجیح داده شود.(صداقت،۱۳۸۷-۶۵)دراوایل قرن ۱۲ میلادی با پیدا شدن چاههای آرتزین در اروپا تکنیک حفاری چاهها توسع زیادی پیدا کرد. تا اواخر قرن ۱۸ عمق چاهها به ندرت از ۳۰۰متر تجاوز می کرد. تنها در اواخر قرن ۱۹ بود که عمق چاههای حفر شده با وسایل ماشینی جدید توانست از عمق چاههای قدیمی چینی ها بیشتر شود.(صداقت،۱۳۸۷-۶۹).

لشگری پور و همکاران(۱۳۸۴)بر روی افت سطح آب زیر زمینی در دشت مشهد پژوهشی اجام داده اند وبه این نتیجه رسیدند که رشد سریع جمعیت همراه با توسعه کشاورزی در دهه های اخیر سبب برداشت بی رویه و فشار بر منابع آبی این دشت گردیده است و باعث افت آب های زیر زمینی شده است.ولایتی و همکاران(۱۳۸۸)علل کاهش آبدهی قنوات دشت گناباد و پیامدهای اجتماعی و اقتصادی آن را بررسی نموده اند و افت مستمر آب زیر زمینی دشت گناباد، خشک سالی و به تبع آن کاهش تغذیه دشت عامل اصلی بحران آب و خشکی قنوات است. شکیبا و همکاران(۱۳۸۹)خشکسالی و تأثیر آن بر منا بع آب زیر زمینی در شرق استان کرمانشاه را با استفاده از شاخصSPI مورد بررسی قرار داده ان و نتیجه گرفته اند خشکسالی های روی داده در مقیاس زمانی ۲۴ ماهه بر منابع آب زیرزمینی تأثیر گذار بوده .نادریان فر و همکاران(۱۳۹۰)در پژوهشی به بررسی روند تغییرات نوسانات سطح آب زیر زمینی در حوضه آبریز نیشابور تحت تأثیر شرایط اقلیمی پرداخته اند.و خشکسالی[4] ها در دشت نیشابور را عامل اصلی افت سطح آب زیر زمینی این دشت بوده اند . این پژوهش با تحلیل داده ها و آمار های اخذ شده واستفاده از نرم افزارهایGIS وSURFER،SAGA، global maper به تحلیل داده های موجود پرداخته و به این نتیجه رسیده است که. افزایش دما تغیر نوع بارش از جامد به مایع ،حفر بی رویه چاهها ،ضعف مدیریت ،برداشت بیش از حد آبهای زیر زمینی وعدم اجرای برنامه های آبخیزداری باعث شده که تعادل سفره های آب زیر زمینی دشت الشتر مختل شود و بصورت کاهش آبدهی چاهها وچشمه ها وخشکی چشمه های فصلی بروز ظاهر شود.

۱-منطقه مورد مطالعه :

از نظر موقعیت جغرافیایی بین '۴۵ °۳۳ تا '۰۱ °۳۴ عرض شمالی و '۰۴ °۴۸ تا '۳۳ °۴۸ عرض شرقی واقع شده است وسعت این محدوده ۷۱۲ کیلومتر مربع می باشد که از این مساحت حدود۲۶/۶ درصد آن یعنی ۱۹۰ کیلومتر مربع را دشت الشتر و ۷۳/۴ درصد آن که ۵۵۲ کیلو متر مربع می باشد را ارتفاعات (کوه گرین) در برگرفته است.ارتفاع متوسط منطقه مطالعاتی ۲۲۰۰ متر از سطح دریا و بلندترین نقطه آن هم قله کوه ولاش با ۳۶۴۳متر ارتفاع دارد.این منطقه در سلسله جبال زاگراس و در داخل زون زاگرس مرتفع واقع شده است و از نظر زمین ساختی فعال می باشد و جنس غالب منطقه از نوع سنگ های رسوبی و مخصوصا آهک می باشد که در کنار سایر عوامل موجب شده تا کارست زایی شدیدی در این منطقه فعال باشد.

[4]:Drouth



شکل شماره ۱- نقشه منطقه مورد مطالعه .

۲-روش تحقیق:

پس مشخص نمودن محدوده مطالعاتی بوسیله نقشه های ۱:۵۰۰۰۰ توپوگرافی، اقدام به جمع آوری اطلاعات از طریق مطاله میدانی و نمونه برداری از چاه ها ، چشمه ها،و سایر منابع آبی زیر زمینی نموده و با بررسی اسناد کتابخانه ای، تحلیل آماری توصیفی و همبستگی بین داده ها اطلاعات بدست آماده را با داده های اخذ شده هواشناسی،زمین شناسی و امور آب در محیط نرم افزار GIS تلفیق نموده و سپس دلایل افت سطح آب های زیر زمینی در دشت مورد بحث را مشخص نموده ایم.

۳-بحث

الف-منابع تغذیه کننده آبخوان دشت الشتر(R) ۱-جریان ورودی زیر زمینی(R):این مولفه میزان تغذیه آبخوان دشت را از مناطق همجوار و ارتفاعات مشرف به دشت بصورت جریانهای ورودی زیر زمینی نشان می دهد و برای محاسبه مقدار آن از رابطه دارسی(Q=T.I.L.t) استفاده شده است که جریان ورودی زیر زمینی معادل ۴۲۱۱۴۰۶۶/۸ متر مکعب در سال می باشد. ۲-نفوذ ناشی از نزولات جوی(Qp) :با استفاده از مطالعات هواشناسی متوسط بارش در دشت معادل ۴۸۷ میلی متر در سال است که با احتساب ۱۵ در صد نفوذ درآبخوان آبرفتی حجمی برابر ۵ میلیون متر مکعب در محدوده بیلان سهم نزولات جوی است. ۳-آب برگشتی از مصارف کشاورزی به آبخوان(Qi):بر اساس نوع آبیاری،جنس و بافت خاک،بستر خاکی کانالها ی انتقال آب و پخش آن در محدوده دشت انتخاب ضریب ۱۵ درصدی جهت این مولفه منطقی بنظر می رسد ,که حجم آب مصرفی در بخش کشاورزی ۸۷۵۶۵۸۴۰متر مکعب در سال است که با اعمال ضریب فوق حجم نفوذ به آبخوان برابر با ۱۳/۱۳میلیون متر مکعب در سال می باشد. ۴-آب برگشتی از مصارف شرب و صنعت به آبخوان(Qe) :در محدوده دشت سلسله مجموعا۲۰۹۷۶۹۸ میلیون متر مکعب آب به مصرف بهداشت،شرب و صنعت می رسد که حداقل ۸۰ درصد آن مجددا به آبخوان نفوذ می کند که به این ترتیب حجم نفوذ برابر با ۱/۶۷میلیون متر مکعب خواهد بود. (گزارش نیمه تفضیلی وزارت نیرو-۱۳۸۲). به این ترتیب حجم منابع آبی تغذیه کننده آبخوان(R) برابر با ۶۱/۹۱میلیون منر مکعب در سال است.

ب-منابع تخلیه کننده آبخوان(D). جریان خروجی زیر زمینی(Qaut):این مولفه میزان تخلیه آبرفتی را بصورت جریانهای خروجی زیر زمینی نشان می دهد. وبر اساس آن مجموع حجم جریان خروجی زیر زمینی در دوره یکساله برابر با ۱۰۱۶۹۶۲۵میلیون متر مکعب است. تخلیه بوسیله چاه وچشمه(Qdis):حجم کل تخلیه در آبخوان دشت از این طریق برابر با ۵۰/۰۹میلیون متر مکعب خواهد بود. تبخیر وتعرق از آبهای زیر زمینی(Qer):بر اساس داده های هواشناسی واستفاده از طشتک های که برای سنجش تبخیر استفاده می شود در دو حالت حاکثر و حداقل عمق سطح آب معادل ۰/۹۹۷میلیون متر مکعب محاسبه شده است. حجم زهکشی رودخانه(حجم خروجی از آبخوان بوسیله رودخانه)(Qdr):این عامل در معادله بیلان مجهول قرار داده شده که از مجموع تغذیه و تخلیه آبخوان و تفاضل این دو ۳/۲۰۳میلیون متر مکعب می باشد. به این ترتیب جمع منابع تخلیه[۱۲۲] کننده آبخوان الشتر در سال برابر با ۶۴/۴۳ میلیون متر مکعب در سال است. حال با تفاضل عوامل تغذیه کننده با عوامل تخلیه کننده بیلان آبهای زیر زمینی در این دشت منفی۲/۵۲میلیون متر مکعب در سال می باشد.

15: Discharge

حال با توجه به نتایج حاصله نتیجه بیلان آب های زیر زمینی این دشت منفی ۲/۵۲میلیون متر مکعب در سال است

۴-نتایج

۱- خشکسالی یکی از پدیده های جوی است که بخش های مختلف محیطی را در طول دوره حاکمیت تحت تاثیر قرار میدهد. اکنون در دشت الشتر با خشکسالی هیدرولوژیکی(البته تا حدودی)روبه رو هستیم. -افزایش دمای هوا و ذوب زودهنگام برف ارتفاعات۳-کاهش جزئی بارشها و تغییر زمان بارندگی . ۴-بالا رفتن شدت دمای هوا در ماههای خشک سال و تغییر نوع بارشها. ۵-ذوب زود هنگام برفها بعنوان مهمترین عامل تغذیه ای آبخوان. ۶-حفر چاههای فراوان و عدم نظارت بر برداشت آب از مخازن زیر زمینی ۷.کشاورزی سنتی ، روش های سنتی آبیاری،استفاده که از نهر و کانالهای رو باز و قدیمی،خرده مالکی و ...۸-عدم اجرای طرح های آبخیز داریمناسب۹-روی آوردن کشاورزان به کشت های غیر بومی و آب دوست

۵-واژگان کلیدی:دشت الشتر،آبخوان،سطح ایستابی

۵- منابع

۱-صداقت محمود،(۱۳۸۷)،زمین ومنابع آب(آب های زیر زمینی)-چاپ اول-انتشارات پیام نور.

۲-لشگری پور ،غلامرضا-غفوری،محمدسویزی ،زینب-پیوندی زکیه(۱۳۸۴)،افت سطح آب زیر زمینی و نشست زمین در دشت مشهد-مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران،دانشگاه تربیت معلم تهران،صص۱۲۱-۱۳۲.

۳-نادریان، فرمحمد-انصاری حسین-ضیائی،علی نقی-داوری،کامران(۱۳۸۹)،بررسی روند تغییرات نوسانات سطح آب زیر زمینی در حوضه آبریز نیشابور تحت شرایط اقلیمی مختلف-فصل نامه علمی پژوهشی آبیاری و آب-سال اول،شماره ۳،بهار ۱۳۹۰.صص۲۲-۳۷.

۴-شکیبا،علیرضا-میر باقری ،بابک-خیری،افسانه(۱۳۸۹)،خشکسالی و تأثیر آن بر منابع آب زیر زمینی در شرق کرمانشاه با استفاده از شاخص SPI –جغرافیا(فصلنامه علمی پژهشی انجمن جغرافیای ایران)،دوره جدید،سال هشتم،شماره۲۵،تابشتان ۱۳۸۹.صص ۱۰۵-۱۲۴.

۵-مهندسین مشاور ژرفا پایش،۱۳۸۲،مطالعات نیمه تفصیلی منابع آب زیرزمینی دشت الشتر،جلد اول (زمین شناسی) ژئومورفولوژی، زمین ساخت و تکتونیک، چینه شناسی سازندها،) (خواص هیدرودینامیکی وطبقه بندی سازندها)

۶-مهندسین مشاور ژرفاب پایش. ۱۳۸۳. مطالعات نیمه تفضیلی آبهای زیر زمینی دشت الشتر. جلد دوم: گزارش هواشناسی و هیدرولوژی.

۷-ولایتی،سعدالله-طالشی،مصطفی-شریفی مقدم ریابی،مرضیه(۱۳۸۸)،علل کاهش آبدهی قنوات دشت گناباد و پیامدهای اجتماعی –اقتصادی آن-جغرافیا(فصلنامه علمی پژهشی انجمن جغرافیای ایران)،دوره جدید،سال هفتم،شماره ۲۰ و ۲۱،بهار و تابستان۱۳۸۸،صص۴۷-۶۶.

۸-وزارت نیرو،۱۳۹۰، گزارش توجیهی تخصیص منابع آب محدوده مطالعاتی الشتر (کد ۲۲۱۰).تهیه کننده مهندسین مشاور سنگاب زاگرس.

۹- وزارت نیرو، تیرماه ۱۳۸۲،سازمان آب منطقه ای غرب،امور آب استان لرستان، جلد اول هیدرو لوژی،مطالعات نیمه تفصیلی منابع آب زیرزمینی،محدوده مطالعاتی الشتر ،گزارش مطالعات هیدرولوژی ،مهندسین مشاور ژرفاب پایش .

۱۰-امور آب شهرستان سسلسله،(۱۳۹۶)

۱۱-وزارت نیرو، تیرماه ۱۳۸۲،سازمان آب منطقه ای غرب،امور آب استان لرستان، جلد سوم هیدرو ژئولوژی و هیدرو شیمی،مطالعات نیمه تفصیلی منابع آب زیرزمینی،محدوده مطالعاتی الشتر،

۱۲:محیط زیست شهرستان سلسله.(۱۳۹۶).

۱۳-اداره جهاد کشاورزی شهرستان سلسله. (۱۳۹۶).

۱۴-اداره هواشناسی شهرستان سلسله. (۱۳۹۶).

: Correia, F. N., Santos, M. A, Rodrigues, R. R, 1991, 'Reliability in Regional 15
Drought Studie,Drought Mitigation in Europe, Vogt JV, Somma F (eds). Kluwer: Dordrecht; 161–166 .

, G., Vangelis, H, 2003, Towards a Drought Watch System based on in Jacques 16: Tsakiris

Ganoulis (ed.), Water Resources Engineering Risk Assessment, NATO ASI Series

برآورد دامنه‌ی فعالیت تکتونیکی بخش جنوبی استان‌آذربایجان غربی(مطالعه موردی حوضه سیمینه‌رود)

مهران مقصودی[۱]، عادل رسولی[۲] و کامیار امامی[۳]

۱ -دانشیارژئومورفولوژی دانشگاه تهران maghsoud@ut.ac.ir

۲-دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشگاه تهران a.rasouli@ut.ac.ir

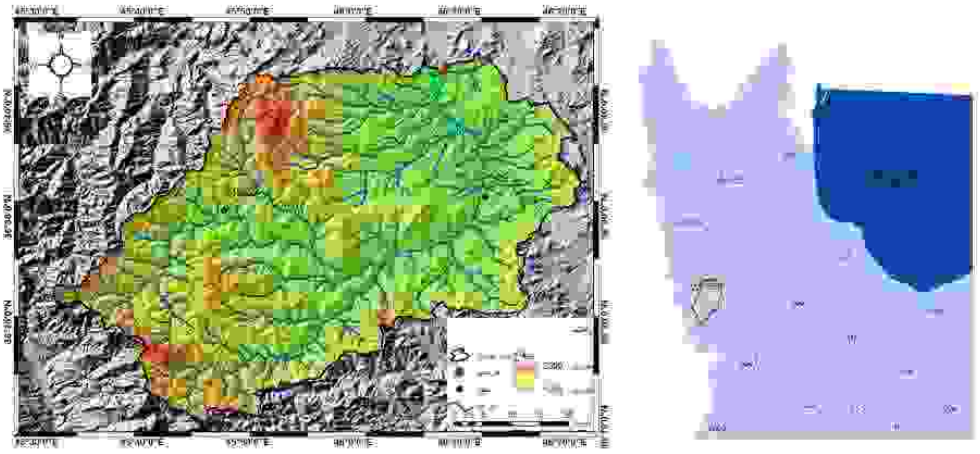
۳-دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشگاه تهران emami.kamyar@ut.ac.ir

۱-مقدمه

رقابت پایان‌ناپذیر میان فرایندهای زمین‌ساختی که تمایل به ایجاد ناهمواری‌ها دارند و فرایندهای سطحی که تمایل به از بین بردن و صاف کردن ناهمواری‌ها دارند، مفهوم اصلی تکتونیک ژئومورفولوژی است (بربانک و اندرسن، ۲۰۱۲). تقریبا هیچ ناحیه‌ای را در جهان نمی‌توان یافت که در طول زمان تحت تاثیر تغیرات تکتونیکی قرار نگرفته باشد. سرزمین ایران نیز به عنوان بخشی از زون فعال زمین‌ساختی آلپ - هیمالیا در طول زمان تحت تاثیر فعالیت‌های تکتونیکی زیادی قرار گرفته است به وجود آمدن رشته کوه‌های زاگرس و البرز و فعالیت آتشفشان‌های مثل دماوند شاهد این مدعا می‌باشند. در این رابطه فلات ایران در اثر زیر راندگی صفحه عربستان از جنوب غرب و صفحه ترکمنستان از شمال شرق دلیل عمده و اصلی به وجود آمدن فعالیت‌های تکتونیکی در ایران می‌باشند(علایی طالقانی:۱۳۹۰). توالی فرسایش دیویس(۱۹۲۴) نخستین کوششی برای ارتباط لندفرمهای ژئوموفولوژی و فرآیندهای تکتونیکی می‌باشد. لی و همکاران(۱۹۹۹) به بررسی تاثیر تکتونیک بر لندفرم‌های رودخانه‌ای در شمال‌غرب چین پرداختند و دریافتند که حرکات زمین‌ساخت می‌تواند با تغییر سطح اساس رودخانه‌ها موجب تغییر شکل عوارض رودخانه‌ای گردد. آزور و همکاران(۲۰۰۲) با مطالعه تاقدیس اوکریج در جنوب کالیفرنیا، تفاوت میزان بالاآمدگی تاقدیس و فعالیت تکتونیکی آن را براساس پارامترهای تراکم زهکشی، شیب لایه‌ها، انتگرال هیپسومتری زیرحوضه‌ها، شاخص شیب رودخانه و سینوسیته جبهه کوهستان محاسبه کردند. همدونی وهمکاران(۲۰۰۸) با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شاخص LAT به طبقه‌بندی تکتونیک فعال جنوب اسپانیا پرداخته و مناطق فعال را مشخص نمودند. مقصودی و همکاران(۱۳۹۰) تکتونیک فعال حوضه کفرآور را با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی مورد بررسی قرار داده‌اند و نتایج تحقیق نشان می‌دهد مقادیر به دست آمده از شاخص‌های ژئومورفیک و بررسی شواهد ژئومورفولوژیکی حاکی از فعال‌بودن نئوتکتونیک در حوضه می‌باشد و حوضه براساس طبقه‌بندی شاخص LAT در کلاس یک قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده فعالیت‌های نئوتکتونیکی شدید در حوضه می‌باشد، مقادیر کمی به دست آمده از شاخص‌های ژئومورفیک توسط شواهد ژئومورفولوژیکی منطقه تایید می‌گردد. مقصودی وهمکاران(۱۳۹۵) تاثیر نوزمین‌ساخت و تغییر اقلیم در تحول پهنه‌های ماسه‌ای شمال خاوری اهواز را مورد بررسی و ارزیابی قرار داده به طوری که نتایج تحقیق نشان از تکامل پهنه‌های ماسه‌ای بخش خاوری اهواز به وسیله زمین‌ساخت و تغییر اقلیم می‌باشد. همچنین در تحقیق دیگر توسط گورابی و کیارستمی با عنوان ارزیابی زمین ساخت حوضه‌های آبریز با استفاده از اختصاصات ژئومورفولوژیک در قالب الگوی TecDEM مطالعه موردی حوضه آبریز رودک در شمال شرق تهران نتایج بررسی و تجزیه و تحلیل عناصر ساختاری مورفوتکتونیکی استخراج شده مانند نیمرخ طولی رودخانه، جهت‌های جریان، مورفولوژی حوضهٔ آبریز، نقطه‌های عطف و تغییر شیب، منحنی‌های هیپسومتری و مقدار کشیدگی و چولگی آن که حاصل کنش و واکنش نیروی‌های زمین‌ساختی است، بیان کنندهٔ تغییرات مورفوتکتونیکی فعال حوضه و کنونی آن است. (گورابی،کیارستمی:۱۳۹۴). هدف از این تحقیق شناخت شواهد و ارزیابی فعالیت‌های تکتونیک در مناطق مورد بررسی است. برای دستیابی به این هدف علاوه بر استفاده از مطالعات پیشین و گردآوری اطلاعات کتابخانه‌ای از نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی به عنوان ابزارهای تحقیق استفاده شده است. شاخص‌های مورفومتریک، شاخص عدم تقارن آبراهه (AF)، شاخص شکل حوضه(BS)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)، شاخص سینوسیته کانال رودخانه(S) برای بررسی حرکات نوزمین‌ساخت به عنوان تکنیک‌های مدلی و مفهومی به کار گرفته شده‌اند. اعداد به دست آمده از شاخص‌ها نشانگر فعالیت تکتونیکی در حوضه سیمینه‌رود می‌باشد.

۱-۱ محدوده مورد مطالعه

حوضه سیمینه‌رود بین مختصات ۳۶ درجه و ۱۰ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۵۰ دقیقه عرض شمالی و ۴۵ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۴۶ درجه و ۲۰دقیقه طول شرقی در جنوب استان آذربایجان غربی واقع شده است(شکل۱). و جزئی از حوضه دریاچه ارومیه محسوب می گردد. مساحت آن در حوضه آبریز داشبند(خروجی حوضه) ۲۷۶۴کیلومتر مربع و محیط آن نیز برابر با ۳۱۱کیلومتر می‌باشد. محدوده این حوضه شامل قسمت‌هایی از شهرستان‌های بوکان، مهاباد و سردشت در استان آذربایجان غربی و قسمتی از شهرستان سقز در استان کردستان می‌شود که بیشترین سهم مربوط به شهرستان بوکان می‌باشد. و از این حوضه رودخانه دائمی سیمینه‌رود شکل گرفته که پس از سرچشمه گرفتن از کوههای کاولان و قره‌قا و استاد مصطفی که در روستایی به نام قره‌گویز به هم می‌رسند و سپس با عبور ازوسط شهر بوکان و طی کردن مسیر به سمت شمال و گذشتن از کنار شهر میاندوآب به دریاچه ارومیه می‌ریزد (شکل ۱).



شکل۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه

درجدول ۱ مشخصات کمی حوضه مشخص شده است.

جدول(۱) مشخصات کمی حوضه‌های آبریز مورد مطالعه

نام حوضه	مساحت (km^2)	محیط (km)	حداکثر ارتفاع (m)	حداقل ارتفاع (m)	شیب متوسط (٪)	طول آبراهه اصلی (km)	ضریب فشردگی(گراویلیوس)
سیمینه‌رود	۲۷۶۴,۸۵	۳۱۱	۲۵۵۹	۱۲۹۳	۱۵,۸۹	۱۴۰,۹۱	۱,۴۷

۲-مواد و روشها

بررسی منابع و یافته های علمی در زمینهٔ موضوع پژوهش از طریق مطالعات کتابخانه ای، اینترنت و جمع آوری اطلاعا ت منطقهٔ مورد مطالعه و مرور پژوهش های انجام گرفته در زمینهٔ موضوع مورد نظر در سایر مناطق انجام شد. در این پژوهش از داده های نقشه های توپوگرافی(۱:۲۵۰۰۰۰)، نقشه های زمین شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰)، مدل رقومی ارتفاع ۳۰متر(Dem) استفاده شده است. با استفاده از نرم افزار Arc GIS شاخص های ژئومورفیک که شامل عدم تقارن آبراهه (AF)، ، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی(T)، شاخص سینوسیته کانال رودخانه(S)، شاخص شکل حوضه (BS) به دست آمد. که در زیر هر کدام از شاخص‌ها به طور مفصل توضیح داده شده‌اند.

۱-شاخص عدم تقارن آبراهه (AF)

برای رودخانه هایی که به تعادل رسیده اند و در حالت ثابتی جریان دارند، این میزان برابر ۵۰ است . این رقم حاکی از تقارن زهکش های فرعی نسبت به آبراههٔ اصلی و درنهایت، عدم وجود کج شدگی بر اثر بالاآمدگی است .مقادیر بیش از ۵۰ این شاخص، نشانهٔ عمل بالاآمدگی در ساحل راست و کمتر از ۵۰ بیانگر بالاآمدگی در ساحل چپ آبراههٔ اصلی است .همچنین در تجزیه و تحلیل ژئومورفیک این شاخص، فرض بر این است که عواملی مانند جنس سازندها، شیب لایه های زمین شناسی، شرایط اقلیمی و اکولوژیکی محل، سبب عد م تقارن نمی شوند.

۲-شاخص شکل حوضه

حوضه های فعال تکتونیکی، شکل کشیده ای دارند. شکل حوضه در طول زمان با توقف میزان بالا آمدکی، به تدریج دایره ای یا مربعی تبدیل می شود. این شاخص به صورت رابطه زیر بیان می شود.

رابطه ۲) $$BS=Bi/Bw$$

که در آن BS شکل حوضه؛ Bi طول حوضه (فاصله پایین ترین ارتفاع حوضه تا دور ترین نقطه آن) و Bw عرض حوضه در عریض ترین بخش آن است.در نواحی فعال تکتونیکی، حوضه های زهکشی نسبتا جوان به طور طبیعی تمایل دارنددر جهت شیب توپوگرافی کوهستان، شکل کشیده ای داشته باشند. با ادامه روند تکامل حوضه های زهکشی یا در نواحی با فعالیت کم تکتونیکی، شکل کشیده حوضه ها به شکل دایره ای تمایل می یابند. مقادیر بزرگ این شاخص مربوط به حوضه هه های کشیده در نواحی فعال زمین ساختی است در حالی که مقادیر کوچک در حوضه های دایره ای شکل، نواحی غیره فعال را نشان می دهند.

3-شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)

شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (T) یکی دیگر از شاخص ها برای بررسی تاثیر تکتونیک در عدم تقارن حوضه های زهکشی است. مقدار این شاخص بین صفر ویک در تغییر است و هر چه عدد T به یک نزدیک تر باشد عدم تقارن در حوضه بیشتر است. این شاخص از رابطه زیر به دست می آید:

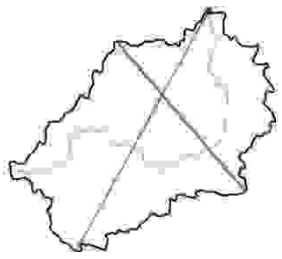
$$T=Da/Dd$$

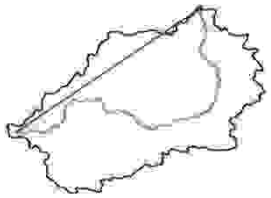
که در آن Dd، فاصله مرز حوضه تا خط وسط حوضه و Da، فاصله رود خانه‌ی اصلی حوضه تا خط وسط حوضه است. برای محاسبه این شاخص، ابتدا خط وسط حوضه ها ی زهکشی در نرم افزار الویس به دست آمد و سپس در شش مقطع عرضی از حوضه، مقدار T محاسبه شد و از میانگین آنها، تقارن توپوگرافی عرضی کل حوضه به دست آمد

4-شاخص سینوسیته کانال رودخانه:

از دریچه چهارچوب نظری، رودخانه ای که کمابیش به حالت تعادل رسیده باشد، برای حفظ تعادل بین شیب با دبی و رسوبگذاری به شکل مئاندری در می آید (باربانک و اندرسون، ۲۰۰۰؛۸۳) . میزان سینوسیته رودخانه با تغییر شیب بستر رودخانه بر اثر فعالیت های تکتونیکی، رابطه مستقیم دارد. بنابراین ثابت شده که این ارتباط، مانند ابزاری عمل می کند که برای شناسای نواحی فعال تکتونیکی می توان به کار برد. رودخانه های که دارای پیچ و خم زیادی هستند، به حالت تعادل نزدیک شده اند، در حالی که مستقیم بودن مسیر رودخانه، حاکی از جوان بودن منطقه و فعالیت نئوتکتونیکی می باشد.

جدول ۲: شاخص‌های مورد استفاده و روش به دست آوردن آنها

شاخص‌های کمی	تعریف اجزای معادله	نمونه اندازه گیری شده	توضیحات
شاخص عدم تقارن آبراهه (Af) $Af=(Ar/At)*100$	Af: عدم تقارن حوضه زهکشی؛ Ar : مساحت سمت راست حوضه (دید به سمت خروجی) و At: مساحت کل حوضه است.		مقادیر برابر ۵۰ نشان دهنده عدم فعالیت تکتونیک، مقادیر بیش از ۵۰ این شاخص، شانهٔ عمل بالاآمدگی در ساحل راست و کمتر از ۵۰ بیانگر بالاآمدگی در ساحل چپ آبراههٔ اصلی است.
شاخص شکل حوضه(Bs) $BS=Bi/Bw$	BS شکل حوضه؛ Bi طول حوضه (فاصله پایین ترین ارتفاع حوضه تا دور ترین نقطه آن) و Bw عرض حوضه در عریض ترین بخش آن است		مقادیر بزرگ این شاخص مربوط به حوضه‌های کشیده در نواحی فعال زمین ساختی است در حالی که مقادیر کوچک در حوضه‌های دایره‌ای شکل، نواحی غیره فعال را نشان می‌دهند.
شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) $T=Da/Dd$	Da، فاصله مرز حوضه تا خط وسط حوضه و Dd، فاصله رود خانه‌ی اصلی حوضه تا خط وسط حوضه است.		مقدار این شاخص بین صفر ویک در تغییر است و هر چه عدد T به یک نزدیک تر باشد عدم تقارن در حوضه بیشتر است و تکتونیک فعال می‌باشد.

شاخص سینوسیته کانال رودخانه- (S) S=c/v	c:طول رودخانه v: طول رودخانه به خط مستقیم		میزان سینوسیته رودخانه با تغییر شیب بستر رودخانه بر اثر فعالیت های تکتونیکی، رابطه مستقیم دارد یعنی با افزایش میزان سینوسیته فعالیت تکتونیک افزایش می‌یابد.

۳-نتایج و یافته‌ها

با توجه به نتایجی که در جدول ۳ به دست آمده می توان نتیجه گرفت که:

۱-حوضه سیمینه‌رود در نتیجه هر ۴شاخص دارای فعالیت تکتونیکی فعال می‌باشد.

۲- بیشترین فعالیت تکتونیک در شاخص‌های شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) و شاخص سینوسیته کانال رودخانه(S) مشاهده می‌شود(توضیحات جدول ۲ و ۳)

۳- اما حوضه سیمینه‌رود از لحاظ شاخص‌های عدم تقارن آبراهه (Af) و شاخص شکل حوضه(Bs) نسبت به دو شاخص دیگری دامنه فعالیت تکتونیک کمتری را نشان داده‌اند.

جدول ۳: مقادیر شاخص‌های به دست آمده برای حوضه سیمینه‌رود

شاخص‌های کمی	حوضه سیمینه‌رود
شاخص عدم تقارن آبراهه (Af)	**۰,۵۳**
شاخص شکل حوضه(Bs)	**۱,۳۹**
شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)	**۰,۳۷**
شاخص سینوسیته کانال رودخانه(S)	**۱,۹۸**

۴-منابع:

۱- علایی طالقانی، محمود. ژئومورفولوژی ایران، چاپ پنجم ۱۳۹۲، انتشارات قومس. تهران

۲- مقصودی، مهران و همکاران(۱۳۹۰). بررسی تکتونیک فعال حوضه‌ی آبخیز کفرآور با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی، جغرافیا و توسعه صص۱۱۱-۱۳۶

۳- مقصودی، مهران، احمدی، امیر و شایان، سیاوش(۱۳۹۵). تاثیر نوزمین‌ساخت و تغییر اقلیم در تحول پهنه‌های ماسه‌ای شمال خاوری اهواز. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال پنجم، شماره۱. صص ۱۶۰-۱۸۰

۴-گورابی، ابولقاسم و فاطمه کیارستمی(۱۳۹۴). ارزیابی زمین ساخت حوضه‌های آبریز با استفاده از اختصاصات ژئومورفولوژیک در قالب الگوی TecDEM (مورد مطالعه: حوضه آبریز رودک در شمال شرق تهران). پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷، شماره ۳، پاییز ۱۳۹۴، صص ۴۶۵-۴۷۹.

8-Burbank, Douglas W; Anderson, Robert S. 2012 .Tectonic Geomorphology. Second Edition. Publicated by Wiley-Blackwell. USA. P. 454

9- Davis, W. M., 1899. The geographical cycle", Geographical Journal, 14.2

10- Li , Youli . Yang, Jingchun . Tan, Lihua . Duan , Fengian (1999). Impact of tectonics on alluvial landforms in Hexi corridor, Northwest China. Geomorphology Vol.

11--Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S., (2002), Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain–Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. Geological society of America bulletin, 114, 745-753.

12- Hamdouni, R.El. Iriggaray, C. Fernandez, T. Chacon, J. Keller, E.A (2008). assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada(Southern Spain) .Geomorphology. 96.

تحلیل ناپایداری بستر کانال با استفاده از دبی واحد بحرانی
(مطالعه موردی رودخانه بیطاس مهاباد)

[1]محمد مهدی حسین زاده، [2] میلاد رستمی، [3] کریم رحیمی
[1] دانشیار دانشگاه شهید بهشتی، m hoseinzadeh@ sbu.ac.ir
[2] دانشجوی دکتری دانشگاه شهید بهشتی، rostamimilad1370@gmail.com
[3] دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، Karim8059@gmail.com

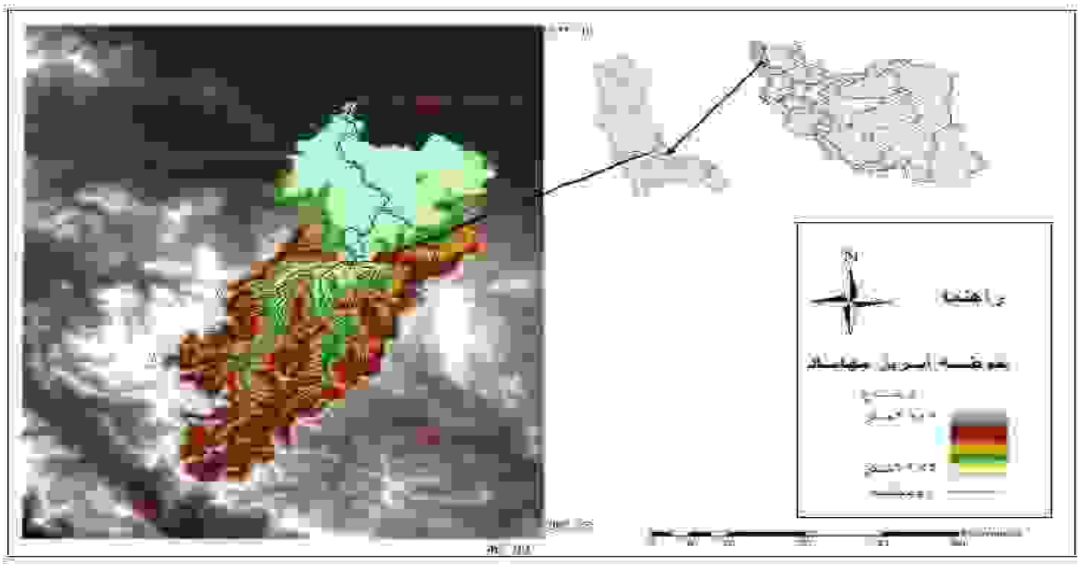
مقدمه

از مسائل مهم و کلیدی در بررسی فرسایش و پایداری رودخانه ها مسئله آغاز حرکات رسوبی می باشد. درک درست از انتقال رسوب و حساسیت کانال به فرسایش یا رسوب در مدیریت فرآیندهای رودخانه ای ضروری است(بیزی و همکاران، ۲۰۱۵).تولید رسوب رودخانه سبب کدورت آب، مشکلات مواد مغذی و آلودگی‌های آب، مدفون نمودن تأسیسات انحراف آب و همچنین پر شدن دریاچه‌های ذخیره آب می‌گردد. بررسی و برآورد مقاومت ذرات رسوبی در مقابل فرسایش باعث شناسایی نقاط پایدار و ناپایدار در مناطق مختلف بستر رود خواهد شد. ناپایداری مجرا و سواحل رودخانه نه‌تنها موجب خسارت به اراضی مستعد کشاورزی و تأسیسات مجاور ساحل رودخانه شده بلکه رسوبات حاصل از فرسایش در برخی مواقع درصد قابل‌توجهی از مجموع کل رسوبات انتقالی توسط جریان رودخانه را شامل می‌شوند. ناپایداری مجرا و سواحل رودخانه به دلیل تأثیرگذاری بر میزان فرسایش و خصوصیات مجاری رودخانه‌ها در توسعه پهنه سیلابی و مدیریت منابع آب نیز اهمیت دارد(مینگوی و همکاران،۲۰۱۰). در حالت کلی معمولا رودخانه ای که بار رسوبات آن رس و سیلت باشد، نسبت به آبراهه ای که دارای بار رسوبی ماسه و ریگ است، فعال و نا پایدار تر بوده و کانال اصلی معمولا باریکتر و عمیق تر است. با توجه به این موارد بافت رسوبات موجود در یک رودخانه نقش به سزایی در بررسی میزان فرسایش و میزان پایداری یک رودخانه می تواند داشته باشد(تکلدانی و همکاران، ۲۰۰۷). درک حرکت رسوب و حساسیت کانال نسبت به فرسایش یا رسوبگذاری، ضروریتی مهم برای مدیریت رودخانه است. برای مثال ضرورت غلبه آیند رسوبگذاری در یک بازه از رودخانه می تواند انتقال رسوب را کاهش دهد و در نتیجه افزایش قدرت رود و غلبه فرسایش در پایین دست شود، و این فرسایش سبب ناپایداری و خسارت به زیر ساخت ها می گردد. طرح های مدیریتی اخیر جهت ارزیابی فرآیندهای ژئومورفولوژیکال با هدف طراحی مناسب و پیشنهاد راه حل های موثر ارائه می شود(رینالدی و همکاران، ۲۰۰۹). برای پیش‌بینی میزان فرسایش بستر رودخانه روش های بسیاری پیشنهاد شده است. که در این پژوهش از مدل دبی واحد بحرانی استفاده شد. تا کنون تحقیقات زیادی توسط محققیق داخلی و خارجی در زمینه ناپایداری و فرسایش رودخانه انجام گرفته است از جمله: بیزی و لرنر(۲۰۱۵) به بررسی فرآیند فرسایش و رسوب با استفاده از شاخص قدرت رود به عنوان شاخص حساسیت کانال پرداخته اند. که در پایان منطقه مورد مطالعه را بر اساس تنش برشی بحرانی و دبی واحد بحرانی به چهار کلاس فرسایشی طبقه بندی کرده اند. کریمی پاشاکی و همکاران(۱۳۹۱) هیدرولیک جریان در رودخانه خرسان از سرشاخه‌های اصلی کارون در محدوده ورودی به مخزن سد خرسان ۳ با استفاده از مدل عددی HEC-RAS شبیه‌سازی و مقاطع عرضی و پارامترهای هیدرولیکی جریان ازجمله سرعت و تنش برشی جریان و شاخص فرسایش‌پذیری کناره رودخانه را محاسبه کردند. در این تحقیق با استفاده از معیار راسگن و شاخص فرسایش‌پذیری کناره با توجه به مقدار پارامترهای گرادیان سرعت جریان و نسبت تنش برشی، مقدار عددی شاخص فرسایش‌پذیری کناره‌های رودخانه را در۶ سطح از خیلی کم تا خیلی شدید تفکیک کرده‌اند.

هدف این مطالعه، بررسی میزان خطر فرسایش بستر در دبی های مختلف در رودخانه بیطاس مهاباد می باشد، بنابراین ابتدا پارامترهای موثر در فرسایش پذیری کرانه رودخانه بیطاس بر اساس مدل دبی واحد بحرانی استخراج و سپس میزان انطباق مقادیر اندازه گیری شده با مشاهدات میدانی بررسی می گردد.

مواد و روشها

۲-۱- **منطقه مورد مطالعه** رودخانه مهاباد در جنوب دریاچه ارومیه قرار دارد و از به هم پیوستن شاخه های متعدد از جمله شاخه رودخانه بیطاس در شرق و رودخانه کوتر در غرب حوضه آبریز مهاباد شکل می گیرد. حوضه آن بین ″۹ ′25 °45 الی ″۵۱ ′45 °46 طول شرقی و″۵۱ ′23 °36 الی ″۱۱ ′03 °37 عرض شمالی قرار گرفته است.



شکل۲-۱-موقعیت منطقه مورد مطالعه

۲-۲- روش کار

جهت بررسی تحرک ذرات بستر رودخانه بیطاس مهاباد تعداد ۳ مقطع عرضی در بازه مورد نظر انتخاب شد و اقدام به تهیه مقاطع عرضی کانال با استفاده از دوربین نقشه برداری گردید و پارامتر هایی نظیر عرض دبی لبالبی، عرض دبی فعال عمق متوسط دبی لبالبی، شیب بستر، اندازه ذرات بستر و سرعت جریان و در پایان دبی اندازه گیری شد. برای بررسی اندازه رسوباتی که بیشترین فراوانی رادارند از روش شمارش پبل (ریگ) که به وسیله ولمن در سال ۱۹۵۲ ارائه شده است، استفاده شد. بعد از بررسی اولیه مشخصات استخراج شده از مقاطع عرضی، مشخص شد که در بازه مورد مطالعه شیب بستر بیش از یک درصد است، غوطه‌وری نسبی کمتر از ۱۰، و بستر کانال دارای ریفل و واریزه‌های چوبی می‌باشد، بنابراین یکی از روش‌های مناسب برای آنالیز تحرک و پایداری ذرات بستر روش دبی واحد بحرانی می‌باشد. علت انتخاب این ذرات برای آنالیز این است که D_{84}، D_{95} ذرات کلیدی می‌باشند که زمانی که شروع به حرکت می‌کنند نشان‌دهنده حرکت بیشتر اجزاء بستر بوده و در واقع شروع تغییر در ساختار بستر را نشان می‌دهند. D_{50} میانه ذرات بوده و متوسط تنش برشی را نشان می‌دهد و همچنین اندازه این ذرات برای اکثر محاسبات لازم است. اندازه D_{16} در بسترهای نسبتاً پایدار اهمیت دارد.

برای کانال‌های با شیب بیشتر از ۱ درصد (۰/۰۱ متر بر متر)، جایی که نسبت عمق جریان به اندازه ذرات کمتر است(غوطه‌وری نسبی: R/D_{50} کمتر از ۱۰)، عمق آب کاملاً متغیر است، زیرا سنگ‌های بزرگ یا واریزه‌های چوبی نزدیک سطح، عمق آب را کاملاً تحت تأثیر قرار می‌دهند. برای چنین شرایطی با استفاده از داده‌های فلوم معادله‌ای برای پیش‌بینی دبی واحد بحرانی موردنیاز برای آغاز حرکت ذرات D_{50} ارائه نمودند (رابطه ۱):

رابطه شماره ۱:
$$q_{cD50} = \frac{0.15\, g^{0.5} {D_{50}}^{1.5}}{s^{1.12}}$$

که در آن q_{cD50} دبی واحد بحرانی برای حمل ذرات D_{50} (m^2/s)، D_{50} معادل قطر میانه و s شیب

بستر(m/m) می‌باشند.

برای محاسبه دبی واحد بحرانی برای آغاز حرکت ذرات در اندازه‌های مختلف رابطه شماره ۲ را ارائه نمودند.

رابطه شماره ۲: $$q_{ci} = q_{cD50}(D_i / D_{50})^b$$

که در آن q_{ci} دبی واحد بحرانی برای حمل ذرات در اندازه مورد نظر(m^2/s)، q_{cD50} دبی واحد بحرانی برای حمل ذرات D_{50}(m^2/s)، D_i اندازه ذره مورد نظر و D_{50} اندازه ذراتی که ۵۰ درصد نمونه مساوی یا کوچکتر از آن هستند می‌باشد.

توان b دامنه‌ای از اندازه ذراتی است که ترکیب بستر کانال را تشکیل می‌دهند. با وارد کردن توان b در محاسبات تأثیر اندازه ذرات کوچکتر مخفی در پناه ذرات بزرگتر نیز در محاسبات وارد می‌شود. توان b از رابطه ۳ محاسبه می‌شود:

رابطه شماره۳: $$b = 1.5(D_{84}/D_{16})$$

که در آن D_{84} اندازه۸۴ درصد اندازه ذرات و D_{16} اندازه ۱۶ درصد ذرات است.

برای بازه مورد مطالعه پس از اینکه مشخص شد نسبت R/D_{50} کمتر از ۱۰ می‌باشد(جدول شماره۱) برای محاسبه دبی واحد بحرانی با این روش مراحل زیرا اجرا شده است:

۱- ابتدا با استفاده از رابطه شماره ۱ دبی واحد بحرانی با استفاده از قطر ذرات D_{50} و شیب بستر محاسبه می شود.

۲- با استفاده از رابطه شماره ۳ مقدار توان b را محاسبه نموده و سپس با استفاده از رابطه شماره ۲ دبی واحد بحرانی برای اندازه ذرات D_{16}، D_{85} و D_{95} محاسبه می گردد.

۳- در ادامه دبی واحد درون کانال در هر مقطع با استفاده از رابطه شماره ۴ محاسبه می شود. و در نهایت برای تعیین اینکه اندازه ذرات داده شده در دبی واحد درون کانال حرکت خواهد کرد یا خیر؟ دبی واحد بحرانی ذره مورد نظر با دبی واحد درون کانال فعال(q) مقایسه می‌شود. در صورتی که دبی واحد بحرانی ذره(q_{ci}) کمتر از دبی واحد درون کانال فعال(q) باشد، ذره کشیده خواهد شد. اگر دبی واحد بحرانی ذره (q_{ci}) بیش از دبی واحد(q) اعمال شده بر روی ذره باشد، ذره حرکت نخواهد کرد.

رابطه شماره ۴: $$q = Q/w$$

در این رابطه q دبی واحد درون کانال(دبی در واحد عرض)(m^2/s)، Q دبی حداکثر لحظه‌ای رودخانه(m^2/s) و W عرض کانال فعال(m) در مقطع عرضی مورد نظر می‌باشد.

۳-بحث و نتایج و یافته ها

ابتدا متغیرهای مورد نیاز برای تعیین دبی واحد بحرانی در سه مقطع عرضی در بازه مورد مطالعه برداشت شد (جدول شماره۱)، در ادامه کار پس از به دست آوردن میزان نسبت غوطه وری نسبی با استفاده از روابط شماره ۱ تا ۴ مقادیر q_{cd50}، q_{cD16}، q_{cD84}، q_{cD95} و q محاسبه شد(جدول شماره ۲).

جدول۱: مشخصات مقاطع عرضی رودخانه بیطاس مهاباد

شماره مقطع	شعاع هیدرولیکی R	شیب بستر(S)	عمق جریان(R)	عرض کانال فعال(W)	D_{16}(mm)	D_{50}(mm)	D_{84}(mm)	D_{95}(mm)	R/D_{50}
۱	۰/۳۳	۰/۰۱	۰,۴۰	۲۲	۱۶	۶۴	۱۸۰	۲۵۶	۵/۲
۲	۰/۳۶	۰/۰۱۹	۰,۳۸	۳۰	۱۶	۶۴	۲۵۶	۲۵۶	۵/۶
۳	۰/۴۶	۰/۰۰۹	۰,۵۸	۲۷	۱۶	۹۰	۲۵۶	۲۵۶	۵/۱۲

جدول۲: دبی واحد بحرانی محاسبه شده برای اندازه‌های مختلف ذرات در مقاطع عرضی رودخانه بیطاس مهاباد

شماره مقطع	$q(m^{2/s})$	$q_{cD16}(m^{2/s})$	$q_{cd50}(m^{2/s})$	$q_{cD84}(m^{2/s})$	$q_{cD95}(m^{2/s})$
۱	۱/۱۸	۱/۰۸	۱/۲۹۵	۱/۸۶	۱/۱۵۵
۲	۱/۰۱	۰/۵۶۲	۰/۶۴	۰/۷۲۹	۰/۷۲۹
۳	۲/۲۱	۲/۱۹	۲/۴۸	۲/۷۳۵	۲/۷۳۵

درک حرکت رسوب و حساسیت کانال نسبت به فرسایش یا رسوبگذاری، ضرورتی مهم برای مدیریت رودخانه است. روش‌های متفاوتی برای تعیین آستانه حرکت ذرات رسوبی بستر رودخانه توسط محققین ارائه شده است از جمله این روش‌ها روش دبی واحد بحرانی است که در این مقاله به این روش پرداخته شده است.با توجه به جدول (۲) و نتایج حاصل از آن برای دبی واحد بحرانی ذرات با اندازه های متفاوت، در مقطع شماره ۱ دبی واحد بحرانی برای ذرات کوچکتر و مساوی D_{16} کمتر از دبی واحد بوده لزا این ذرات در دبی واحد بحرانی لبالبی شروع به حرکت خواهند کرد اما دبی واحد بحرانی برای ذرات D_{50}، D_{84} و D_{95} از دبی بحرانی بیشتر است، در نتیجه در دبی واحد بحرانی لبالبی رودخانه پایدار خواهند ماند. در مقطع ۲ کلیه رسوبات در اندازه های مختلف در دبی واحد بحرانی از دبی بحرانی کمتر بوده لزا تمامی ذرات در دبی واحد بحرانی لبالبی به حرکت در خواهند آمد. اما در مقطع شماره ۳ دبی واحد بحرانی برای ذرات کوچکتر و مساوی D_{16} کمتر از دبی واحد بوده لزا این ذرات در دبی واحد بحرانی لبالبی شروع به حرکت خواهند کرد اما دبی واحد بحرانی برای ذرات D_{50}، D_{84} و D_{95} از دبی بحرانی بیشتر است، در نتیجه در دبی واحد بحرانی لبالبی رودخانه پایدار خواهند ماند. همانگونه که مشاهده می شود ذرات بستر مفطع شماره ۲ نسبت به مقاطع شماره ۱و ۳ ناپایدار تر است. از دلایل موثر در ناپایداری در مقطع شماره دو می‌توان درصد شیب بیشتر بستر نسبت به دو مقطع دیگر نام برد که باعث ناپایداری ذرات می گردد.

۴-مراجع

- کریمی پا شاکی، محمدحسین؛ اطمینان، حامد؛ صارمی، علی.(۱۳۹۱). طراحی پو شش ریپرپ رودخانه با توجه به شاخص فرسایش کناری راسگن مطالعه موردی رودخانه خرسان. نهمین سمینار بین المللی مهندسی رودخانه. دانشگاه شهید چمران اهواز. اهواز.
- Minghui, Y.U., W. Hongyan., L. Yanjie., and H.U. Chunyan., 2010. Study on the stability of non-cohesive river bank, International Journal of Sediment Research, Vol. 25, No. 4, pp. 391–398.
- Tokaldany E.A., Darby S. E., and P. Tosswell.,2007. Coupling bank stability and deformation models to predict equilibrium bad topography in river bends. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 133, No10,pp 1167-1170
- Bizzi.,s and Lerner.,D.N. 2015, The use of stream power as an indicator of channel sensitivity to erosion and deposition processes, River research and application River Res.applic.31: 16-27
- Rinaldi M; Simoncini C; Piegay H.(2009). Scientific design strategy for promoting sustainable sediment management: the case of the magra river(central northern Italy) river research and application 25. pp. 607-625

بررسی بافت و کانی‌شناسی رسوبات عهد حاضر، زیر گدازه‌های منطقه پلور، ناحیه دماوند

محسن رنجبران[۱]، ابوطالب محمدی[۲]، طیبه احمدی[۳]

[۱]استادیار دانشکده زمین‌شناسی- پردیس علوم- دانشگاه تهران ranjbaran@khayam.ut.ac.ir

[۲]دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه تهران mohammadi.abotaleb@yahoo.com

[۳]دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه خوارزمی ahmaditayebe39@yahoo.com

مقدمه

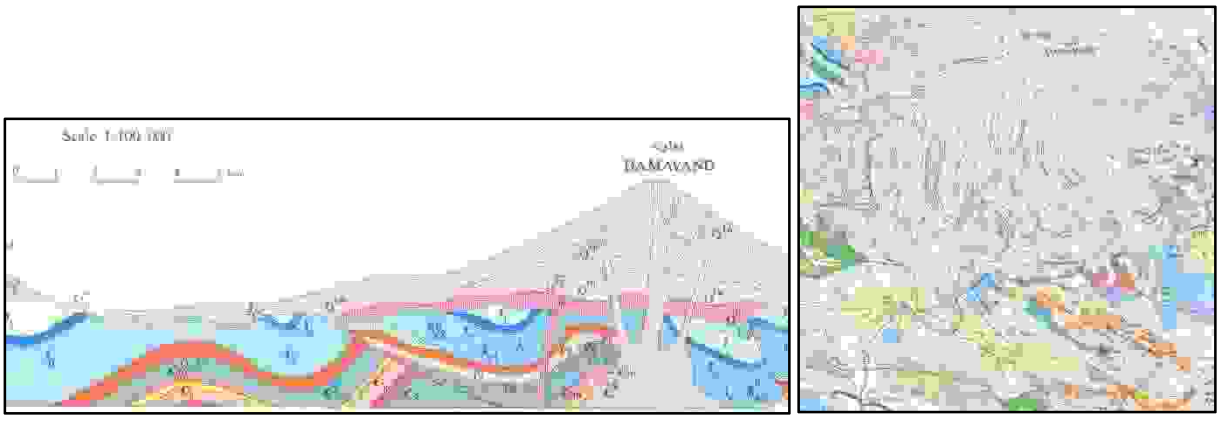
استراتوولکان دماوند از تناوب فازهای انفجاری و گدازه‌ای در کواترنری تشکیل‌شده است. پی‌سنگ آتش‌فشان دماوند را چینه‌ها و نهشته‌های مربوط به پرکامبرین تا کواترنری تشکیل می‌دهند. آتش‌فشان مزبور عمدتاً بر روی نهشته‌های مزوزوئیک (سازندهای شمشک و لار) تراورتن های حاصل از فعالیت چشمه‌ها و نیز رسوبات آبرفتی رودخانه‌ای برپاشده و مواد آتش‌فشانی آن (گدازه و آذرآواری) مساحتی نزدیک به ۴۰۰ کیلومترمربع را می‌پوشانند (امامی، ۱۳۶۸؛ امامی و همکاران،۱۳۷۲؛ غلامی، ۱۳۹۲). آتش‌فشان جوان دماوند در دوران چهارم زمین‌شناسی فعالیت خود را آغاز نموده و براثر تناوب فازهای گدازه‌ای و انفجاری کواترنری مخروط آتش‌فشانی به ارتفاع ۵۶۷۰ از سطح دریا به وجود آورده است (امامی، ۱۳۶۸، Rahmani Javanmard et al., 2012). آتش‌فشان دماوند با ارتفاع ۵۶۷۱ متر از سطح دریا در البرز مرکزی بلندترین قله در آسیا است که از دیرباز به علت مورفولوژی زیبا مورد توجه محققین مختلف و کوهنوردان بوده است. از خصوصیات قابل‌توجه این آتش‌فشان می‌توان به خروج قابل‌ملاحظه گازهای فومرولی از دهانه آن اشاره نمود .هدف از این مطالعه شناخت بافت و کانی‌شناسی نهشته‌های رسوبی کواترنری در منطقه پلور که در زیر گدازه‌ها و مواد پیروکلاستیک رخنمون دارند است.

مواد و روش‌ها

جمع‌آوری، مطالعه و ارزیابی اطلاعات موجود از منطقه شامل نقشه‌های توپوگرافی و نقشه‌های زمین‌شناسی (برگه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند)، بررسی گزارش‌ها و مطالب مرتبط با منطقه موردمطالعه و موارد مشابه. انجام مطالعات میدانی، ثبت شواهد صحرایی و نمونه‌برداری از رخنمون‌ها. آماده‌سازی نمونه‌ها، تهیه مقاطع نازک و انجام مطالعات پتروگرافی و همچنین مطالعه و عکس‌برداری میکروسکوپی از آن‌ها.

۳- زمین‌شناسی کلی منطقه

منطقه موردمطالعه در ۷۵ کیلومتری شمال شرق تهران و در مسیر جاده هراز به مختصات شمالی (عرض‌های جغرافیایی ″۴۳ ،′۵۰ ،° ۳۵ شمالی تا ″۰۰ ،′۰۳ ،° ۵۰ شرقی قرارگرفته است. راه اصلی دسترسی به حوضهٔ آتش‌فشان دماوند جادهٔ هراز است. زمین‌ساخت حاکم بر سیستم کوهزایی البرز از نوع گسلش راندگی است. بااین‌وجود، بر اساس مطالعاتی که راستای جهت تنش در البرز مرکزی انجام‌شده، مشخص‌شده که البرز فقط تحت یک رژیم تنشی ثابت واقع نبوده است (امیدیان، ۱۳۸۶). بیشترین گسترش واحدهای کواترنری، به مظاهر آتش‌فشانی دماوند مربوط است که شامل دو نوع ماگمای تراکی بازالتی و تراکی آندزیتی است و هیچ رابطه‌ی تفریقی با یکدیگر ندارند. محدوده‌ی مطالعاتی جزء زون ساختاری البرز مرکزی طبقه‌بندی می‌شود (شکل، ۱- الف و ب). دو روند متفاوت ساختاری در البرز مرکزی به هم می‌رسند و محل ویژه‌ای در رشته‌کوه‌های البرز تشکیل می‌دهند که آتش‌فشان کواترنری دماوند نیز در محل تلاقی این دو روند ساختاری قرار دارد (Assereto, 1966 ، حسن‌زاده و همکاران،۱۳۸۰).



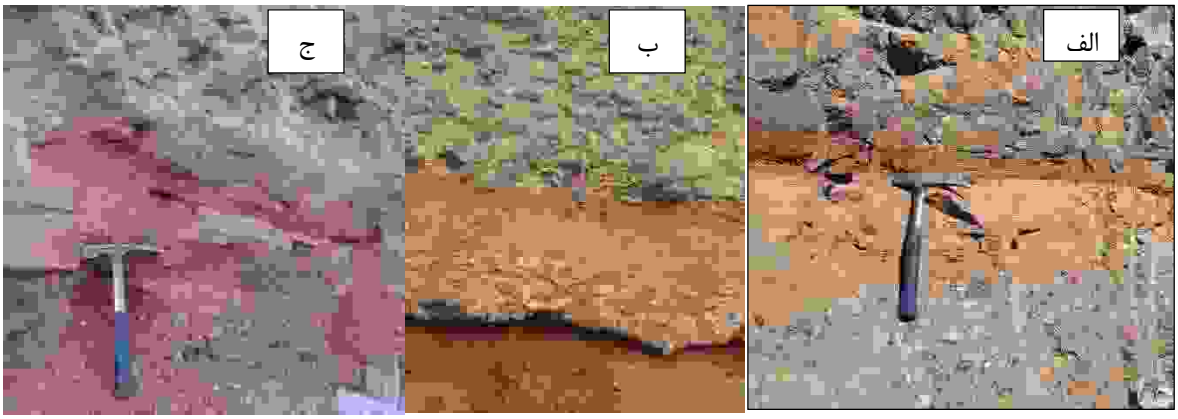
شکل ۱: الف، بخشی از نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ دماوند، ب، برش در امتداد جنوب غربی- شمال شرقی از منطقه پل‌دختر به سمت روستای ناندل. منطقه پلور محل نمونه‌برداری با فلش نشان داده‌شده است (آلنباخ و همکاران، ۱۳۷۶)

پتروگرافی نهشت‌های رسوبی زیر گدازه‌ها و پیروکلاستیک های ریزشی در منطقه پلور

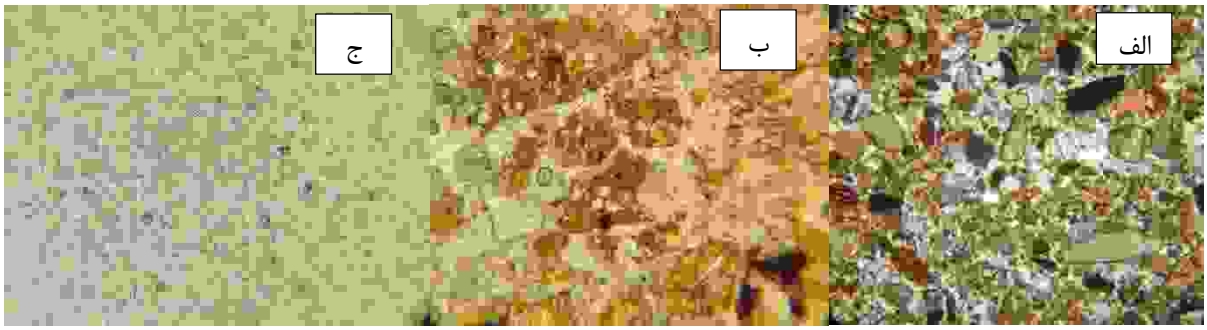
در زیر گدازه‌ها و مواد پیروکلاستیک حاصل از فعالیت دماوند در منطقه پلور واحدهای رسوبی‌ای با لایه‌بندی واضح در حاشیه جاده به رنگ قرمز آجری و به فرم خاک پخته‌شده مشاهده می‌شود (شکل،۲ الف، ب، ج).

به‌منظور تعیین بافت و ترکیب کانی‌شناسی واحدهای مذکور از پایین به بالا به توجه به تغییرات رنگ و بافت، نمونه‌برداری جهت تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی انجام شد.

کانی های اصلی مقاطع مورد مطالعه شامل: قطعات پلاژیوکلاز (با بافت غربالی سالم و به‌صورت شکسته و انفجاری همچنین بافت تکراری و گاهی ساختمان منطقه‌ای)، خرده‌های بیوتیت و آمفیبول (دارای چندرنگی)، خرده‌های سنگی (بیشتر قطعات شیل، ماسه‌سنگ، خرده‌های سنگی ولکانیکی، قطعات آهکی) و پیروکسن است. جور شدگی نمونه ها ضعیف و بافت آن ها تخریبی است. اکثر دانه‌ها دارای حاشیه اکسیدشده است (شکل،۳ الف). تمام اجزا مذکور در یک متن کربناته به فرم سیمان کلسیتی اسپاری قرار گرفته است. در افق‌های به سمت بالا (به‌طرف زیر گدازه) لامیناسیون ظریف در نمونه‌ها مشاهده می‌شود. در این افق خرده‌های شیشه آتش‌فشانی با بافت پورفیری- حفره‌ای، درصد بیشتری از حجم افق مذکور را تشکیل می دهد(شکل،۳ ب). در محل تماس لامینه ها با گدازه اکثر قریب به‌اتفاق تشکیل‌دهنده‌های مقاطع میکروسکوپی از شیشه آتش‌فشانی با بافت شیشه‌ای - حفره‌ای تشکیل‌شده است. فنوکریست های موجود اکثراً حالت سوختگی نشان می‌دهند. در نمونه‌هایی که از داخل قطعات گدازه برداشت شد، ترکیب گل کربناته دانه‌ریز با بافت میکرایتی مشخص گردید (شکل،۳ ج).



شکل ۲: الف، توالی از افق های رسوب دانه درشت در بستر رودخانه ، رسوب لایه دانه ریز در وسط و قطعات جریان گدازه در بالا ؛ ب، لایه دانه ریز در زیر ، بخش با سطح ناهموار و موج دار بخش در وسط و به دنبال آن رسوب دانه ریز .در قسمت فوقانی قطعات پیروکلاستیک ها و ج، افق های با لایه بندی در زیر و در قسمت فوقانی قطعات پیروکلاستیک ها



شکل ۳: الف ، بلورهای پلاژیوکلاز ، خرده های سنگ های آهکی ، بلورهای بیوتیت دریک زمینه سیمان کلسیتی؛ ب، بافت شیشه ای و حفره ای در قطعات پومیسی و ج، گل کربناته دانه‌ریز با بافت میکرایتی

بحث و نتایج و یافته ها

فعالیت آتش‌فشانی دماوند به‌صورت ترکیبی از مراحل انفجاری و نیز خروج جریان گدازه بوده است. در زمان‌های خروج جریان گدازه این امر باعث مسدود شدن مسیر رودخانه‌های لار، هراز و سایر رودخانه پیرامونی دماوند می‌شده است. جریان گدازه با حرکت بولدوزری خود رسوبات کف رودخانه و حواشی را کنده و با گدازه مخلوط کرده است (مجیدی نیا، ۱۳۹۰). درنتیجه این فعالیت‌ها رسوبات داخل رودخانه و سواحل رودخانه از گدازه‌ها متأثر می‌شده است. ناهمواری‌های سطح زبانه گدازه‌ای، به‌وسیلهٔ مارن ها و رسوبات رودخانه‌ای پر می‌شده است؛ و بعضاً مشاهده می شود که قطعات آهک میکرایتی در داخل گدازه ها قرارگرفته که نشان‌دهنده‌ی این است که قطعات قدیمی‌تر از گدازه‌ها هستند (شکل، ۳-الف). رسوبات و خاک‌های قدیمی مدفون در زیر قطعات و جریان گدازه به علت دمای بالای در آن زمان دچار دگرگونی مجاورتی ضعیفی شده و در اثر دمای گدازه تا حدودی به رنگ قرمز آجری مبدل شده است. پس از اتمام هر فعالیت رودخانه در سطح بالاتری قرارگرفته و پهنهٔ گدازه را حفر می‌کرده است، لذا اثر این پهنه امروزه به‌صورت قشری کم‌عمق (با گسترش جانبی محدود) در دو سوی رود هراز دیده می‌شود. پیش از رسیدن رودخانه به سطح فعلی فعالیت‌های تراکی بازالتی در پلور آغاز می‌شود و گدازه‌های خارج‌شده در دره حفرشده جریان یافته‌اند. در داخل روانهٔ گدازه‌ای قطعات آهکی‌ای مشاهده می‌شود که دارای بافت میکرایتی است. این قطعات مادستون های پخته‌شده هستند که در حین حرکت ماگما به جلو (به‌اصطلاح حرکت بولدوزری)، از کف رسوبات رودخانه کنده شده و با ماگما مخلوط شده‌اند (مجیدی نیا، ۱۳۹۰) (شکل،۳ ج).

در مقاطع موردمطالعه ما با تنوع خرده‌های آتش‌فشانی مواجه بوده که این امر ناشی ریزش خاکسترهای آتش‌فشان دماوند است که به علت سست و غیر پیوسته بودن آن ها توسط آب‌های جاری به فرم بار معلق و بار بستر در زمان های مختلف توسط رودخانه جابجا و رسوب داده می‌شده است. با توجه به ویژگی‌های که ذکر شد مجموعه مذکور یک واحد خاک و رسوب قدیمی را نمایش می دهد و از آن می توان تحت عنوان پالئوسل نام برد.باید متکر شد با توجه به جوان بودن سن آتش فشان دماوند خاکسترهای حاصل از انفجارآن آثار دگرسانی کمی از خود در اجزا رسوب های قرمز رنگ نهشته شده نشان می دهد.

واژه‌های کلیدی: گدازه، دماوند، رس، خاک قدیمی، بازالت

مراجع

۱- امامی، محمد هاشم، ایران‌نژادی، محمدرضا، مطالعه پترولوژی و ولکانولوژی آتش‌فشان دماوند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سال دوم- شماره ۷، ۸۴ ص، ۱۳۷۲

۲- امامی، محمد هاشم، آتش‌فشان دماوند و فعالیت احتمالی آن، ۹۸ ص ،۱۳۶۸

۳- امامی، محمد هاشم، بررسی فعالیت احتمالی آتش‌فشان دماوند، موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۲۱۱ ص،۱۳۷۱

۴- امیدیان، ص. تعیین جایگاه زمین ساختی آتش‌فشان دماوند بر اساس شواهد ساختاری و ژئوشیمیایی، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۱۳۸۶

۵- آلنباخ، پ.، اشتیگر، ر. امینی، ب. خلعتبری، ا. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دماوند، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۶

۶- حسن‌زاده، ج.پندآموز، ع.دیوید سون، ج.استوکلی، د.باشکوه، ب.۱۳۸۰، آتش‌فشان دماوند: نگاهی به تاریخ تکوین آن بر پایه‌ی داده‌های ژئوشیمی و سن سنجی جدید، مجموع مقالات پنجمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۴۹ -۴۴ ص، ۱۳۸۰

۷- غلامی، ن. پترولوژی و پتروژنز نهشته‌های آذرآواری جنوب شرق آتش‌فشان دماوند و تعیین گسترش آن‌ها، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه هرمزگان. دانشگاه علوم پایه، ۱۰۹ ص. ۱۳۹۲

بررسی پارامترهای موثر در فرسایش و اشکال و تیپهای فرسایشی در حوضه آبریز حصار

[۱] محمدرضا مرتضوی، [۲] اعظم نخعی
[۱] کارشناس ارشد ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی، mortazavi.m.reza@gmail.com
[۲] کارشناس ارشد ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی، nakhaiee@gmail.com

چکیده

ویژگی های ژئومورفولوژیکی تحت تأثیر عوامل متعددی مانند اقلیم، زمین شناسی، پوشش گیاهی، شیب، خاک و غیره قرار دارند که می توانند اشکال فرسایشی را به وجود بیاورند. بدون شک اشکال فرسایشی نیز متناسب با خصوصیات و ویژگی های ژئومورفولوژی توسعه خواهند یافت. ویژگی های ژئومورفولوژی پایه و اساس بررسی های منابع طبیعی حوضه های آبریز به شمار می یکی از مهم ترین مطالعاتی که در زمینه ژئومورفولوژی صورت می گیرد که عامل موثر و مولد در ایجاد اشکال می باشد، در حوضه آبریزحصار عوامل متعددی از جمله وضعیت بهره‌برداری از منابع حوضه ، حساسیت تشکیلات زمین شناسی ، شرایط مربوط به ریز شهای جوی و ... در تسریع روند فرسایش خاک دخالت دارند. مهمترین عوامل در شدت فرسایش در حوضه آبریز حصار عبارتند از فعالیتهای انسانی، حساسیت تشکیلات زمین شناسی، شیب و ریزشهای جوی

کلمات کلیدی: ژئومورفولوژی، اشکال فرسایشی، حوضه آبریز حصار

مقدمه

ویژگی های ژئومورفولوژی پایه و اساس بررسی های منابع طبیعی حوضه های آبریز به شمار می رود (رنجبر و ایرانمنش، ۱۳۸۶: ۱۰۷) این ویژگی ها تحت تأثیر عوامل زیادی مانند اقلیم، خاک، هیدرولوژی، زمین شناسی، شیب و ... قرار دارند که می توانند اشکال فرسایشی را به وجود آورند. یکی از مهم ترین مطالعاتی که در زمینه ژئومورفولوژی صورت می گیرد که عامل موثر و مولد در ایجاد اشکال می باشد، درباره فرسایش است. فرسایش به فرآیندی گفته می‌شود که طیّ آن ذرات خاک از بستر اصلی خود جدا شده و به کمک یک عامل انتقال دهنده به مکانی دیگر حمل شود بطوری‌که بسته به نوع عامل انتقال، انواع فرسایش های آبی، بادی و یخچالی خواهیم داشت (رفاهی، ۱۳۷۹: ۳). فرسایش خاک به دلیل خاصیت تشدید و اثرات چند جانبه آشکار و پنهان زیست محیطی و اجتماعی به سرطان زمین شهرت یافته است (CSIRO, 2003) فرسایش خاک فرایند پیچیده و خطر نافذ ژئومورفولوژیکی است و نرخ آن بازتابی از اقتصاد سیاسی، مدیریت زمین و شاخص توسعه یافتگی کشورها به شمار می رود. این امر عامل نابودی و از بین رفتن خاک است. جلوگیری از فرسایش خاک برای حفظ ثروت های ارزشمند طبیعی امر حیاتی و ضروی به شمار می رود (Morgan, 1986) . فرسایش دارای دو جنبه‌ی مهم شامل کاهش قدرت تولیدی زمین و دیگری مزاحمت مواد فرسایش یافته می‌باشد (قدیری، ۱۳۷۲: ۶-۳). آنچه مسلم است آثار و نتایج سوء فرسایش در مدت زمان کوتاه مشخص نمی باشد ولی آثار سوء آن در درازمدت مشهود خواهد بود (احمدی، 1378 :۱۳۱) اصولاً عوامل طبیعی به همراه استفاده ناصحیح از منابع آب و خاک باعث ایجاد لندفرم های متنوع و تشدید فرسایش می شود . همان گونه که فعالیت های بشری متأثر از ژئومورفولوژی می باشد ، ژئومورفولوژی نیز تأثیرپذیر از فعالیت های انسانی است (اسلی میکر ، ۲۰۰۰ : ۳۰۳) فرسایش، اشکال متنوعی را بر روی زمین ایجاد می کند، این اشکال متأثر از عوامل مختلفی می تواند باشد که از همه مهم تر می توان به نقش ژئومورفولوژی اشاره کرد. زیرا واحدهای ژئومورفولوژیک، واحدهای همگنی می باشند که لزوماً با توجه به شرایط و عوامل دخیل در آن ها اشکال خاص را به وجود می آورند (ملکی و ایرانمنش، 1387: 4) .

مواد و روشها

در این پژوهش اولین مرحله، تعیین و تهیه نقشه های پایه محیطی بوده است که نقشه های توپوگرافی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰ نقشه زمین شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ، عکس های هوایی ۱:۴۰۰۰۰ و تصاویرماهواره ای Google Earth تهیه شد. در مرحله دوم داده های آماری مربوط به هواشناسی ، هیدرولوژی،پوشش گیاهی و غیره از طریق نرم افزارهای رایانه ای، پردازش و طبقه بندی شدند. به منظور تهیه نقشه زمین شناسی حوضه از فایل داده های موجود در محیط GIS استفاده شده است. جهت شناسایی اشکال فرسایشی از نقشه های شیب، جهت شیب، کاربری اراضی در محیط GIS و تصویر ماهواره ای استفاده گردیده و با پیمایش های میدانی، رخساره های شناسایی شده مورد بازبینی قرار گرفت.

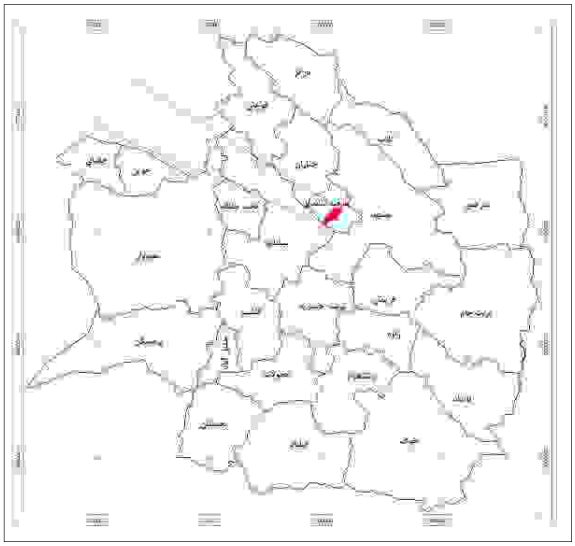
۳-۲ منطقه مورد مطالعه

حو ضه آبریزحصار در شهر ستان طرقبه - شاندیز در محدوده جغرافیائی "۳۰ '۱۳ °۵۹ تا "۱۳'۲۴ °۵۹ طول جغرافیایی و "۱۲ '۱۰ °۳۶ تا "۴۴ '۱۸ °۳۶ عرضی جغرافیایی و در۱۰ کیلومتری غرب مشهد واقع شده است . (شکل شماره (۱)) وسعت حوضه ۱۱۵/۷ کیلومتر مربع، ارتفاع متوسط حوضه حصار 1793 متر، ارتفاع حداقل و حداکثر حوضه به ترتیب ۱۲۲۶ و ۲۹۲۳ متر، شیب متوسط حوضه برابر با ۴۰ درصد با جهت شیب غالب شمال غرب ، نسبت انشعاب کل حوضه برابر ۴/۴، تراکم زهکشی حوضه برابر با ۵/۷ و زمان تمرکز با روش کرپیچ (۲ساعت و ۲۵ دقیقه) می باشد.

جدول ۱- واحدهای زمین شناسی حوضه

دوران	دوره	واحد	لیتولوژی	مساحت (هکتار)	در صد گسترش
سنوزوئیک	کواترنری	Q_{al}	نهشته های بستر مسیل	۲/۲۸۰	۴۲/۲
		Q_t^2	پادگانه های آبرفتی جوان	۷/۱۰۳	۹/۰
		Q_t^1	پادگانه های آبرفتی قدیمی	۳/۲۲۱	۹۱/۱
	پالئوسن	Pc	کنگلومرا	۵/۳۱	۲۷/۰
مزوزوئیک	ژوراسیک	J_{sh}^1	کنگلومرا - شیل	۲/۱۶۰	۳۸/۱
		$T_R^{3}J^{1}$	شیل و ماسه سنگ دگرگون شده فیلیتی	۴/۴۶۹۱	۵۴/۴۰
		q_s	شیل وفیلیت، ماسه سنگ دگرگون شده به همراه رگه های متعدد کوارتز شیری	۲۳۲۷	۱۱/۲۰
		S_t	ماسه سنگ وشیل	۲/۳۷۵۷	۴۷/۳۲

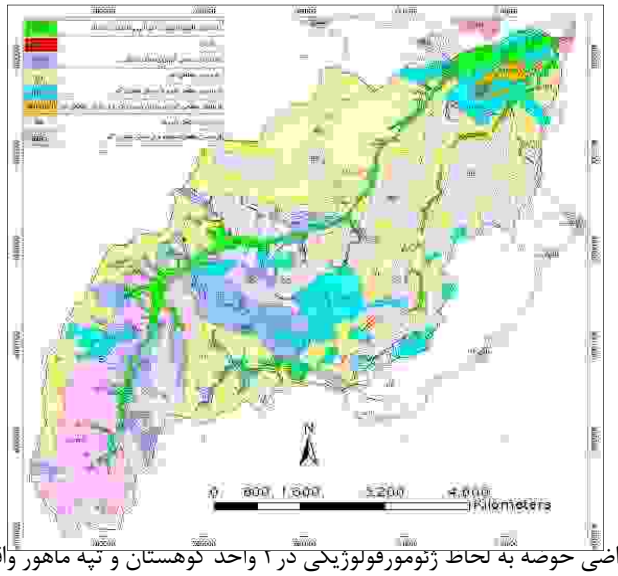
شکل ۱- موقعیت حوضه آبریز حصار



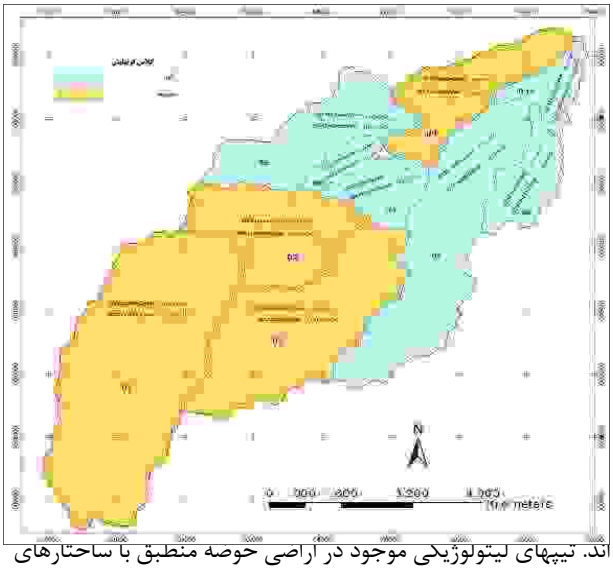
۴-۲ زمین شناسی و ژئومورفولوژی منطقه

حوضه آبریزحصار در زون بینالود واقع شده و از ۵ واحد سنگی دوران دوم و سوم (دوره تریاس ، ژوراسیک وپالئوسن) شامل ماسه سنگ و شیل (S_t)، شیل و فیلیت و ماسه سنگ دگرگون شده به همراه رگه های متعدد کوارتز شیری رنگ (q_s) و نهشته های آبرفتی کواترنر شامل پادگانه های آبرفتی قدیمی (Q_t^1)، پادگانه های آبرفتی جوان (Q_t^2) و نهشته های رودخانه ای (Q_{al}) تشکیل شده است. (شکل شماره (۲) ، جدول شماره (۲))

شکل ۲- تیپ های فرسایشی در حوضه



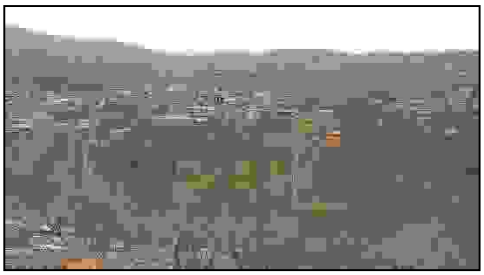
شکل ۳- شدت فرسایش در حوضه



اراضی حوضه به لحاظ ژئومورفولوژیکی در ۲ واحد کوهستان و تپه ماهور واقع شده اند. تیپهای لیتولوژیکی موجود در اراضی حوضه منطبق با ساختارهای زمین شناسی بوده و شامل تیپهای شیل- ماسه سنگی، شیل- ماسه سنگ و کوارتزیتی، کنگلومرایی، آبرفتی وکنگلومرا- شیل– ماسه سنگ می باشند.

رخساره رخنمون سنگی متوسط تا زیاد همراه که بعضاً همراه با واریزه و یا فرسایش سطحی و شیاری است در حدود ۹۴ درصد از سطح اراضی حوضه را در بر گرفته (شکل شماره (۳)) و مابقی در رخساره اراضی زراعی، رخساره مسیل و رخساره مناطق خاکدار گسترش دارند.

شکل ۴- نمایی از خطالرأس



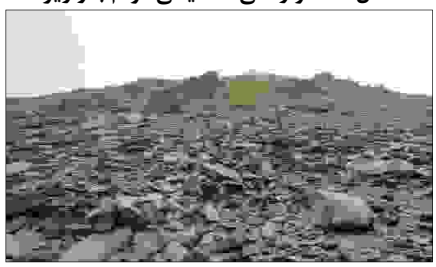
شکل ۵ – دره های V شکل و الگوی دندریتی آبراهه ها

۵-۲ توصیف اشکال و تیپ‌های فرسایشی

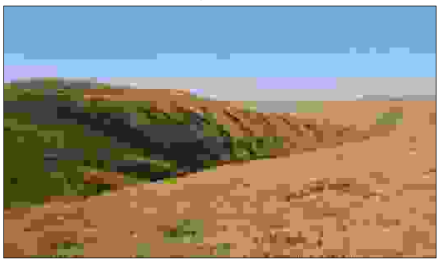
به طور کلی مهمترین عوامل موثر در فرسایش خاک و تولید رسوب حوضه عبارتند از شیب دامنه، ریزش های جوی، هرزآبهای سطحی، فرسایش رودخانه ای، پوشش گیاهی، خاک، نوع تشکیلات زمین شناسی و رخساره های ژئومورفولوژی و بهره برداری از اراضی

به دلیل وضعیت تاثیر ترکیبی عوامل موثر در فرسایش، غالباً اشکال فرسایشی بصورت مختلط و در قالب تیپ‌های فرسایشی دیده می‌شود. در سطح عمده ای از مساحت حوضه فرسایش سطحی و شیاری بطور توام با شدتهای متفاوت و در غالب واحدهای کاری فرسایش خندقی نیز کم و بیش قابل مشاهده است که معلول وجود سازندهای مستعد فرسایش در حوضه است. نوع سازند زمین شناسی که عمدتاً حاوی شیل های ورقه ای است در اثر فرآیند هوازدگی (به علت کوهستانی بودن منطقه و تغییرات زیاد درجه حرارت و یخ زدگیها) تولید واریزه های نرم و متوسط می کند و واریزه های تولید شده به علت شیب زیاد دامنه ها خصوصاً در بخشهای بالایی حوضه روی دامنه ها به طرف پایین دست جریان پیدا می کند.

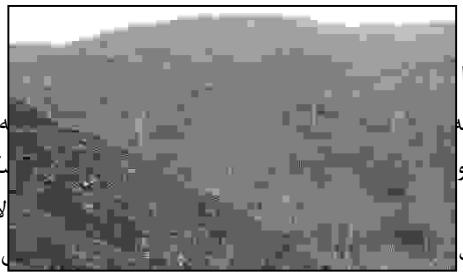
شکل ۶- هوازدگی مکانیکی توأم با واریزه



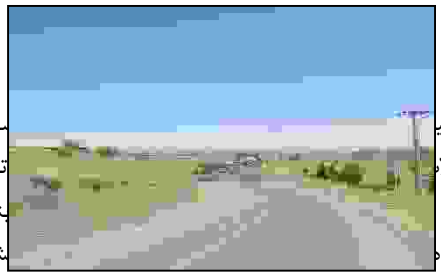
شکل ۷- فرسایش شیاری



شکل ۸- شیب زیاد دامنه ها و هوازدگی تودم با واریزه



شکل ۹- فرسایش سطحی



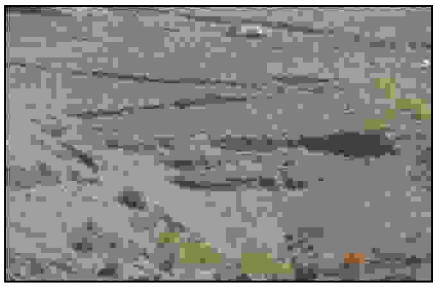
نتایج و یافته ها

شاید بتوان گفت که ه تأثیر ت. حوضه حصار عمدتاً از تشکیلات شیل و کیلا تشکیلات زمین شناسی در شدت فرسایش لایی نکه دامنه‌ها در قسمت کوهستان به صورت ل تود ش شکل غالب فرسایش به صورت واریزه مشاهده می شود. در دامنه‌هایی که حالت رخنمون برونزدگی دارند، استعداد فرسایش روی سطوح خاکی وجود دارد، بعلاوه آب جاری روی سنگ‌های سطح دامنه روی پوشش خاکی دامنه متمرکز شده و فرسایش شیاری را تا حدی افزایش می‌دهد. فرسایش و رسوب دارای رابطه مستقیم با شیب است، چرا که با افزایش شیب شدت فرسایش و حمل رسوب افزایش می یابد. شیب درحقیقت مهمترین عامل توپوگرافی دخیل در فرسایش و حمل رسوب محسوب می‌شود. شیب زمین چه در دامنه‌ها و چه درآبراهه‌ها عامل اصلی حرکت آب بوده و هرچه بیشتر باشد سرعت جریان آب بیشتر و با افزایش سرعت، میزان انرژی جنبشی جریان به تناسب توان ۲ سرعت افزایش می‌یابد و این انرژی جنبشی جریان است که باعث جابجایی ذرات خاک ، برداشت رسوبات و کنده شدن کف و کناره های آبراهه‌ها و گالیها می‌شود. لذا با ثابت بودن سایر شرایط هرچه شیب افزایش یابد میزان جابجایی خاک در دامنه‌ها و آبراهه‌ها نیز افزایش می‌یابد. اما در شیب‌های خیلی زیاد پوشش خاکی موجود نبوده و در گذشته کاملاً از بین رفته و در

حال حاضر غالباً بصورت توده سنگی است. فرسایش رودخانه‌ای به عنوان یکی از اشکال فرسایش خاک می‌تواند نقش زیادی در فرسایش و خصوصاً تولید رسوب داشته باشد. در حوضه مورد مطالعه به علت اینکه بخشهای عمده حوضه مورد مطالعه شامل دامنه‌های پرشیب و مرتفع و سرشاخه‌ها می‌باشد و کناره رودخانه ها نیز بصورت باغات متراکم توسط مردم درآمده که ایجاد سنگ چین و تراسبندی و کشت درختان در حاشیه رودخانه ها با عث حفاظت کناره ها شده و در نتیجه فرسایش کناره ای رودخانه در حوضه مورد مطالعه قابل توجه نبوده و به طور کلی نقش این عامل در فرسایش خاک و تولید رسوب حوضه مورد مطالعه ناچیز محسوب می شود. هر چند عوامل متعددی در فرسایش خاک در حوضه‌های آبریزدخالت دارند ولی بسته به شرایط حوضه از نظر توپوگرافی، خاک ، کاربری، پوشش و نیز شرایط اقلیمی و علاوه بر آن الگوهای بهره‌برداری رایج در منطقه برخی از عوامل دارای اولویت بیشتری در تسریع روند فرسایش خاک دارد. وجود جاده های فرعی زیاد و غیر اصولی در شیبهای تند یکی از عوامل تشدید فرسایش خاک حوضه به شمار می رود. تخریب شیبها جهت مالکیت و ایجاد باغ و باغ ویلا در حوضه نقش قابل توجه ای در تشدید فرسایش خاک دارد.

شکل ۱۰- ریزش دامنه در تشکیلات شیل و فیلیت

شکل ۱۱- تخریب دامنه و فرسایش سطحی و ورقه ای



مراجع

- اداره کل منابع طبیعی استان خراسان رضوی، لایه های نقشه های محیطی محدوده طرقبه در محیط GIS (۱۳۹۴)
- احمدی، حسن، ژئومورفولوژی کاربردی ، فرسایش آبی ، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۷۸)
- رفاهی، حسینقلی، فرسایش آبی و کنترل آن، انتشارات دانشگاه تهران. چاپ سوم، (۱۳۷۹).
- رنجبر، محسن و ایرانمنش، فاضل، بررسی عوامل موثر بر ویژگی های ژئومورفولوژیکی و گسترش اشکال فرسایشی با استفاده از RS و GIS مطالعه موردی: حوضه میرده چراغ ویس کردستان ، فصلنامه سرزمین ، شماره ۱ سال ۱۳۸۶
- قدیری، حسین، حفاظت خاک، ترجمه‌ی نورمن هادسون. انتشارات دانشگاه شهید چمران. چاپ سوم، (۱۳۷۲).
- ملکی، مرضیه و ایرانمنش، فاضل، بررسی توزیع و نقش اشکال ژئومورفولوژی در فرسایش حوضه چراغ ویس ، مجموعه مقالات اولین همایش جایگاه مطالعات ژئومورفولوژی در آمایش سرزمین و مدیریت محیط ، تهران، (۱۳۸۷)
- CSIRO ، Australia advances ، Soil cancer ، series eight ، Internet ، P 1. ، (2003)
- Morgan. R ، Soil erosion and conservation ، Longman scientific and Technical Publisher. p 298 ، (1986)
- Slaymaker , O, Reflections on the actual and potential role of geomorphology in global environmental change research . John Wiley & Sons , Ltd 322p. (2000).

بررسی تطابق مخروطه افکنه ها و سطوح مناسب تغذیه مصنوعی درمنطقه گتوند با کاربرد مدل AHP

نظام اصغری پوردشت بزرگ[۱]، زینب ظاهری عبده وند[۲]، آرام صامت زاده [۳]، محمدرضا ثروتی[۴] عزیز ارشم[۵]

۱- پژوهشگر بخش تحقیقات آبخیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان nasgharipour@gmail.com

۲ و ۳ - پژوهشگران مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان

۴- استاد دانشگاه شهید بهشتی تهران

۵- عضو هئیت علمی مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان

مقدمه

یکی از بزرگترین مجموعه های مورفوکلیماتیک جهان، مناطق خشک و بیابانی هستند که در آن اشکال و عوارض ژئومورفولوژیکی متفاوتی وجود دارد. کشور ایران نیز با قرارگیری در کمربند نواحی خشک و بیابانی دنیا، ۶۴/۲ درصد وسعت آن در قلمرو مناطق خشک بیابانی واقع شده است [۱]. مخروط افکنه ها از جمله اشکالی هستند که گسترش زیادی در نواحی خشک و نیمه خشک داشته و از نظر شکل، نحوه شکل‌گیری و تکامل تنوع زیادی دارند [۲]. یک مخروط افکنه به هنگام کاهش سرعت جریان رودخانه در ورود از کوهستان به دشت، رسوبات را به شکل پشته های مخروطی شکل ته نشین می‌دهد [۳]. تخلخل زیاد این رسوبات و تشکیل یک سطح هموار با شیب، ضخامت و لایه بندی مناسب برروی سنگ بستر موجب ایجاد سفره های آب زیرزمینی و اراضی مناسبی جهت کشاورزی می‌گردد که گسترش تمدن ها و مناطق مسکونی را در حاشیه خود با بهره برداری از این منابع آبی بو سیله حفر قنات و چاه به دنبال داشته اند. مخروط افکنه ها از جنبه تشکیل و تغذیه طبیعی سفره های آب زیرزمینی خصوصا در قسمت های بالادستی به دلیل نفوذپذیری خیلی زیاد و تشکیل خاک مناسب در قسمت های پایین دستی دارای اهمیت فراوان می باشند. همچنین ویژگی غالب خشک و نیمه خشک کشورمان با بارندگی کم سالانه و توزیع نامناسب زمانی و مکانی آن، نزول بارش هایی نسبتاً شدید منجر به وقوع سیلاب های مخرب را نشان می‌دهد . دشت گتوند در استان خوزستان، با توجه به قرارگیری در منطقه نیمه خشک دارای چنین ویژگی هایی بوده و از سوی دیگر متکی بودن کشاورزی آن به برداشت از منابع آب زیرزمینی، لزوم توجه به حفظ تعادل سفره آب زیزمینی را دو چندان می‌کند. پخش سیلاب برروی آبخوان ها یک استراتژی مناسب برای مهار سیلابها و یک شیوه مطلوب برای مدیریت منابع آب به شمار می‌رود [۴]. روش های متعددی برای تغذیه آب های زیرزمینی توسعه یافته اند ازجمله این روش ها میتوان به روش تغذیه مستقیم زیرسطحی و تغذیه سطحی اشاره نمود [۵]. روش تغذیه مستقیم سطحی یکی از کم هزینه ترین و ساده ترین تکنیک هایی تغذیه مصنوعی است. این روش که پخش سیلاب را نیز شامل میشود برای مناطق با دسترسی به اراضی مسطح، وسیع و نفوذپذیری بالا مفید است [۶].که سطوح مخروط افکنه ها غالبا دارای این ویژگی بوده، از این رو پهنه بندی مناطقی با ویژگی مناسب برای پخش سیلاب همراه با شناسایی لندفرمهای ژئومورفولوژیکی از اقدامات می باشد که می‌تواند در مناطق مختلف صورت گرفته و خصوصیات و اهمیت این عوارض را بیشر بیان نمایید.

صراف و چودهاری (۱۹۹۸) با استفاده از GIS و RS مکانهای مناسب برای تغذیه مصنوعی را با کاربرد نقشه‌های کاربری اراضی، پوشش گیاهی، ژئومرفولوژی، زمین ساختی، توپوگرافی و ژئومورفولوژی تعیین نمودند آنها با تلفیق لایه‌های فوق نشان دادند دشت سیلابی و دشت سرها انطباق بیشتری با عرصه‌های مناسب تغذیه آبهای زیرزمینی دارد . چودهاری و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از فناوری GIS و RS، روش MCDM و معیارهای شیب، قابلیت انتقال، ضریب زهکشی و زمین شناسی مناطق مناسب برای برای تغذیه مصنوعی آبهای زیرزمینی را درمنطقه مدیناپورغربی تعیین نمودند و نتایج این روش را دارای کارایی مناسب در تلفیق با GIS بیان داشتند.

در این پژوهش با کاربرد سامانه اطلاعات جغرافیایی و فرایند تحلیل سلسله مراتبی(AHP)، مکان‌یابی عرصه های مناسب تغذیه مصنوعی آب زیرزمینی به روش پخش سیلاب انجام شده و میزان انطباق این مکان‌ها مستعد تغذیه مصنوعی آب زیرزمینی بر لندفرمهای ژئومرفولوژی در منطقه آبید- سربیشه گتوند انجام گرفته است.

مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه بخشی از شهرستان گتوند، در شمال استان خوزستان می‌باشد. این منطقه دارای مختصات جغرافیائی ´۳۳ °۴۸ تا ´۵۰ °۴۸ طول شرقی و ´۱۰ °۳۲ تا ´۲۱ °۳۲ عرض شمالی و دارای مساحتی معادل ۳۳۴ کیلومترمربع می باشد. حداکثر وحداقل ارتفاع آن ۶۱۸ و ۵۸ متر از سطح دریا بوده و میانگین سالانه دما ۲۵/۸ و میانگین بارش سالانه در ایستگاه گتوند ۴۰۶/۷ میلیمتر می‌باشد. منطقه مذکور دارای کوه های کم ارتفاع تا نسبتا مرتفع، همراه با شیب های تند می باشد. رسوبات آبرفتی سازند های منطقه شامل سازند کنگلومرای بختیاری(BK)، آغاجاری (AJ)،بخش لهبری(Lbm)، گچساران (GS)، میشان (Mn) و رسوبات کواترنری (Q) می باشند. که طیف متفاوتی از رسوبات را در پایین دست متناسب با چرخه رسوب گذاری برجای گذاشته اند و آزمایش‌های ژئوالکتریک در منطقه بیان گر شرایط آبخوان با شرایط بسیار خوب تا ضعیف متناسب با کیفیت رسوبات در منطقه می باشد [۷].

معیارهای پخش سیلاب با هدف تغذیه مصنوعی

برای شناسائی عرصه های مناسب تغذیه مصنوعی با توجه به کارهای انجام گرفته از نظر هیدروژئولوژیست ها، ژئومورفولوژیست ها و متخصصان GIS و با توجه به شرایط محلی، پارامترهای تأثیرگذاری چون شیب، کیفیت سیلاب، ضخامت آبرفت، کاربری اراضی، قابلیت انتقال و تراکم زهکشی انتخاب شدند. سپس با استفاده از اطلاعات، گزارش ها و انجام کارهای صحرایی در محیط نرم افزار ArcGIS نقشه هر عامل تهیه گردید.

۳-۱- مدل فرآیند تحلیل سلسله مراتبی

این روش امکان فرموله کردن مسئله را به صورت سلسله مراتبی فراهم آورده و همچنین امکان در نظر گرفتن عوامل مختلف کمی و کیفی را در حل مسائل دارد[۸].این روش دارای چهار مرحله اصلی شامل ۱- ایجاد درخت واره سلسله مراتبی،۲- تعیین ضریب اهمیت معیارها، زیرمعیارها و گزینه ها، ۳- تعیین امتیاز نهایی گزینه ها و ۴- بررسی سازگاری در قضاوت ها می باشد. براین اساس هدف تصمیم گیری مکان یابی پخش سیلاب در سطح اول، معیارهای هیدرولوژی، ژئوهیدرولوژی، توپوگرافی، مورفولوژی و سایر معیارها و زیر معیارهای شیب، نفوذپذیری، کیفیت سیلاب، ضخامت آبرفت، قابلیت انتقال، تراکم زهکشی وکاربری اراضی در سطح میانی و گزینه های هر یک از زیر معیارهای مثلاً طبقات شیب (کم، متوسط و زیاد) در سطح آخر قرار می گیرند

بحث و نتایج و یافته ها

۴-۱- **تعیین وزن عوامل:** برای تعیین ارزش نسبی معیارها، زیرمعیارها و گزینه ها، ابتدا اهمیت هر سطح بر اساس نظرات کارشناسی و بصورت نظر سنجی در مقابل یکدیگر نسبت به هدف تعیین گردید، جدول (۱) و شکل (۱) مقایسه زوجی و وزن معیارها را بصورت نمونه نشان می دهد.

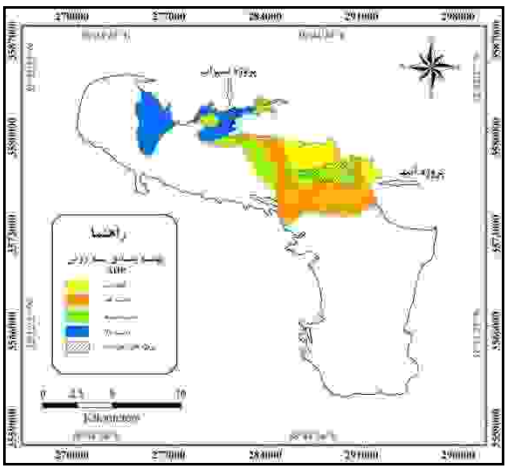
جدول (۱) – مقایسه زوجی معیارها در مکان‌یابی پخش سیلاب

معیار	توپوگرافی و مورفولوژی	ژئوهیدرولوژی	هیدرولوژی	سایر
توپوگرافی و مورفولوژی	۱	۲	۲	۴
ژئوهیدرولوژی	۰/۵۰	۱	۲	۳
هیدرولوژی	۰/۵۰	۰/۵۰	۱	۲
سایر	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۵۰	۱

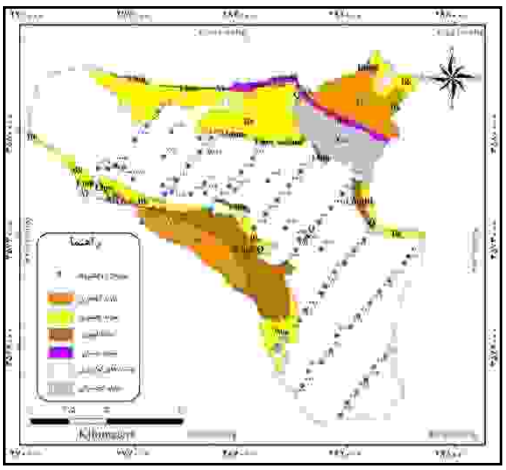
شکل (۱) : نمودار وزن محاسبه شده معیارها

۴-۲- **تلفیق لایه ها :** کلیه وزن‌های به دست آمده به روش AHP در محیط نرم افزارArcGIS برروی نقشه ها اعمال و نقشه نهایی هر عامل تهیه گردید. در نهایت با استفاده از منطق بولین نقشه های بدست آمده تلفیق و نقشه اولیه مکان‌یابی در چهار طبقه (تناسب بالا تا نامناسب) تهیه گردید. از آن جایی که پروژه های پخش سیلاب همواره با یکسری محدودیت‌ها مانند کاربری اراضی جهت اجرا مواجه هستند. بنابراین نقشه مناطق دارای محدودیت که شامل محدوده های مسکونی و اراضی کشاورزی آبی بوده، تهیه و از نقشه مکان‌یابی اولیه کسرگردید

۴-۳- **مناطق مناسب برای تغذیه مصنوعی:** پس از تلفیق نقشه عوامل موثر در مکان‌یابی، نقشه مناطق مناسب تغذیه مصنوعی در چهار طبقه (تناسب بالا تا نامناسب) تهیه گردید شکل (۲). توزیع جغرافیایی مکان‌های بدست آمده نشان از ارتباط بالای مناطق با تناسب بالا با سازندهای زمین شناسی دارای فرسایش فیزیکی با حجم بالای بار بستر و مواد آبرفتی دارد، بدین صورت که در پایین دست سازند کنگلومرای بختیاری پهنه های دارای تناسب بالا برای تغذیه مصنوعی بیشترین مساحت را داشته که حکایت از ارتباط زیاد این مکان ها با عمق زیاد مواد آبرفتی و نفوذپذیری بالای آنها می باشد در مقابل مناطق با تناسب پایین و نامناسب جهت تغذیه مصنوعی پراکنش بیشتری در پایین دست سازندهای با فرسایش غالب شیمیایی و بار رسوبی ریزدانه دارند که می توان به سازندهای آغاجاری، گچساران، میشان اشاره نمود. شکل (۳) موقعیت سازندهای زمین شناسی نسبت به دشت آبرفتی در منطقه مورد پژوهش را نشان می‌دهد.



شکل (۲) : مکان‌یابی نهائی تغذیه مصنوعی

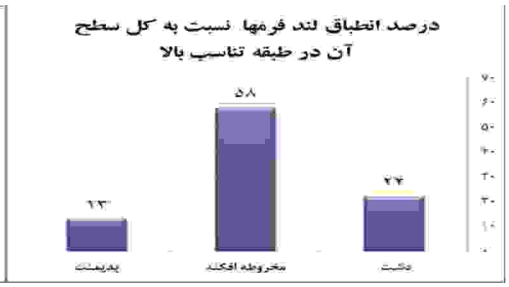


شکل (۳) :نقشه سازندهای زمین شناسی

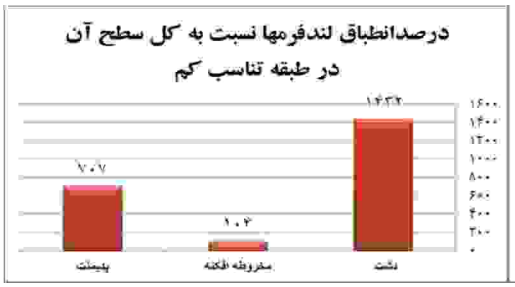
۴-۴- **تبیین ارتباط لندفرمهای ژئومورفولوژی با مکان‌های مناسب تغذیه مصنوعی:** واحدهای ژئومورفولوژی منطقه با نقشه مکان های بدست آمده جهت تغذیه مصنوعی انطباق داده شد و جدول تقاطعی لندفرمهای ژئومورفولوژی و مکان های شناسایی شده بدست آمد جدول (۲). همچنین نمودار درصد انطباق لندفرمهای ژئومورفولوژی با طبقه تناسب بالا و تناسب کم در شکل (۴ و ۵) نشان داده شده است.

جدول شماره ۲ : میزان انطباق پذیری لندفرمهای ژئومورفولوژی با مکان‌های مناسب تغذیه مصنوعی به روش پخش سیلاب

واحد ژئومورفولوژی	نامناسب	تناسب کم	تناسب متوسط	تناسب بالا	مجموع
دشت	۲	۱۴۳۲	۴۸	۴۱۷	۱۸۹۹
مخروطه افکنه	۰	۱۰۴	۲۶۲	۵۰۰	۸۶۷
پدیمنت	۸۸۸	۷۰۷	۹۷۸	۳۸۹	۲۹۶۳



شکل (۴) : نمودار درصد انطباق لندفرمها با طبقه تناسب بالا



شکل (۵) : نمودار درصد انطباق لندفرمها با طبقه تناسب کم

۴-۵- نتیجه گیری:

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که لندفرم مخروط افکنه با همپوشانی ۵۸ درصدی در طبقه تناسب بالا انطباق بیشتری نسبت به سایر لند فرمها با مناطق مناسب تر تغذیه مصنوعی به روش پخش سیلاب دارد. با توجه به مساحت رخساره های فرسایش آبراهه‌ای و مخروط افکنه ها که عرصه های وسیعی از مناطق خشک و بیابانی کشور را تشکیل می‌دهند، لذا لزوم توجه به این اشکال را بعنوان راهی سریعتر جهت مدیریت و برخورد با این عوارض نشان داده و ما را در استفاده و تغییرکاربری این اشکال ژئومورفولوژی آگاه تر می سازد، از سوی دیگر بهره برداری بیش از حد از سفره‌های آب زیرزمینی موجود نیز به مدیریت دو چندان در این بخش نیاز دارد که با انجام پروژه های تغذیه مصنوعی بر روی سطوح نفوذپذیر مخروط افکنه ها می‌تواند بعنوان راهکاری در بهره برداری و مدیریت بهینه در این مناطق بوده و برنامه ریزی جهت استفاده از سیلاب های فصلی علاوه بر جلوگیری از آثار تخریبی آنها، منابع آب زیرزمینی موجود را تقویت می‌کند.

کلمات کلیدی: پخش سیلاب، تغذیه مصنوعی، مخروط افکنه، گتوند، AHP

مراجع

[۱]. وزارت جهاد کشاورزی (۱۳۸۷). گزارش برنامه راهبردی بیابان در چشم انداز ۱۴۰۴. ۱۱۲ ص.

[۲]. مقصودی، مهران؛ محمد نژاد، وحید، (۱۳۹۰). ژئومورفولوژی مخروط افکنه ها. چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، ۲۲۲ ص.

[3]. Rachocki, A.,(1990). Alluviall fans: a fild approach, Jan willy & sons Ltd, pp. 335-354

[4]. ASCE STANDARD, (2001). Environmental and Water ResourcesInstitute, Standard guidelines forartificial recharge of groundwater,ASCE standards, EWRI/ ASCE 34–01,106 pp.

[5]. Oakford, E.T., (1985). Artificial recharge:Methods, hydraulics, and monitoring.In: Asano T (ed) Artificial recharge of groundwater, Butterworth, 767 pp.

[6]. O'Hare, M.P., Fairchild, D.M., Hajali,P.A., Canter, L.W., (1986). Artificial recharge of groundwater, Lewis, New York, 419 pp.

[۷]. سازمان آب وبرق خوزستان (۱۳۸۹). گزارش مطالعات ژئوالکتریک دشت گتوند- عقیلی، ۷۷۸ ص

[8]. Saaty, T. L., (1980). The Analytical Hierarchy Process. McGraw Hill, New York. pp 350.

[۹].جهادکشاورزی خوزستان (۱۳۸۵).گزارش مطالعات پخش سیلاب با هدف تغذیه مصنوعی سبزاب، ۷۸ ص.

[10]. Saraf, A.K., Choudhury, R., (1998). Integrated remote sensing and GIS groundwater exploration and identification of artificial recharge sites, INT.J.Remote sensing, Vol.19, NO.10, pp.2595-2618.

[11]. Chowdhury, A., K. Jha, Madan., Chowdary, V.M., (2010). Delineation of groundwater recharge zones and identification of artificial recharge sites in West Medinipur district, West.

پتانسیل یابی منابع آب زیرزمینی با استفاده از مدل همپوشانی محدوده مورد مطالعه

(حوضه آبریز اسفراین)

[1]زینب مجرد ،[2] عاطفه کرمی ، [3] معصومه رنجبری
۱کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه حکیم سبزواریzeinabmojarad2016@gmail.com
۲کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه حکیم سبزواریAtefehkarami7070 @gmail.com
۳کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه حکیم سبزواری m.ranjbari@yahoo.com.

۱-مقدمه

با توجه به ضرورت و اهمیت وجود آب به عنوان یک منبع حیات بخش و در عین حال افزایش جمعیت و به دنبال آن نیاز روز افزون این منبع، تأمین آب مورد نیاز برای شرب و سایر مصارف یکی از دغدغههای جهان امروز میباشد (Yeh2008). کشور ایران سرزمینی است خشک با نزولات جوی بسیار کم، به طوری که بارندگی آن کمتر از یک سوم متوسط بارندگی سطح دنیاست. از آنجا که منابع آب سطحی در بسیاری از مناطق کشور محدود می‌باشد، آب زیرزمینی به عنوان مناسب‌ترین منبع در دسترس جهت تأمین آب مورد نیاز به حساب می‌آید. در سال‌های اخیر به علت برداشت‌های بیش از حد از این منابع سبب افت دشت‌ها شده و به طوری که میزان تخلیه از آبخوان‌ها بیشتر از تغذیه آنها می‌باشد. و باعث بیلان منفی و پسخوراند مثبت و در نهایت اضمحلال سیستم میشود. شناسایی منابع آب زیرزمینی، شناختن مناطق با پتانسیل بالا و اصلاح شیوه برداشت از این منابع از مهمترین اهداف به شمار میرود(علیزاده، ۱۳۸۹) .

میشرا و همکاران(۲۰۱۰)، با استفاده ازسنجش ازدوروسیستم اطلاعات جغرافیایی،لایه های زمین شناسی، کاربری اراضی ومشخصات ژئومورفیک پتانسیل منابع آب زیرزمینی درحوضه رودخانه باهامارا تعیین نموده اند.. جوانی و جباری (۱۳۸۷)، با مطالعه شاخص‌های زمین ریخت‌شناسی در شناسایی منابع آب زیرزمینی به این نتیجه رسیدند که دشت‌های سیلابی در امتداد رودخانه اهر چای از نظر منابع آب زیرزمینی غنی هستند. یوسفی‌زاده و همکاران(۱۳۸۹: ۱۵-۱) به بررسی نقش ژئومورفولوژی کویر حاج علیقلی در ذخیره منابع آب جهت توسعه پایدار مراکز سکونتگاهی منطقه پرداخت و به این نتیجه رسیدند که ژئومورفولوژی منطقه شامل کوه‌ها با تأثیر بر میزان بارش و همچنین تشکیلات آهکی در تأمین آب منطقه که همراه با دشت سرهای گسترده اند نقش اصلی را در تغذیه سفره‌ها ایفا می‌کند. آبشیرینی و همکاران(۱۳۹۰)، به بررسی پتانسیل یابی منابع آب زیرزمینی با استفاده از روش همپوشانی شاخص وزنی در محیط GIS تاقدیس پابده پرداخت. استفاده از روش همپوشانی شاخص وزنی مناطقی جهت بهره برداری از آب زیرزمینی پتانسیل یابی و معرفی گردید. (رحیمی، ۱۳۹۰: ۱۴۲-۱۲۳)، به بررسی پتانسیل یابی منابع آب زیرزمینی (مطالعه موردی دشت شهرکرد) پرداخت و به این نتیجه رسید که ۱۱۲۲ هکتار دشت دارای پتانسیل بالا برای برداشت و تغذیه مصنوعی و مناسب برای حفر چاه، ۱۰۲۲ هکتارپتانسیل متوسط و ۴۳۲۲ هکتار پتانسیل کم است. رحیمی موسوی(۱۳۹۱)، به بررسی پتانسیل یابی منابع حوضه آبریز شاهرود بسطام پرداخت و به این نتیجه رسید که بشترین پتانسیل مربوط به رسوبات آبرفتی دوران چهارم و مخروطه افکنه هاست و پهنه های بدون پتانسیل مربوط به رسوبات رسی و مارنی میباشد.

۲-مواد و روش ها

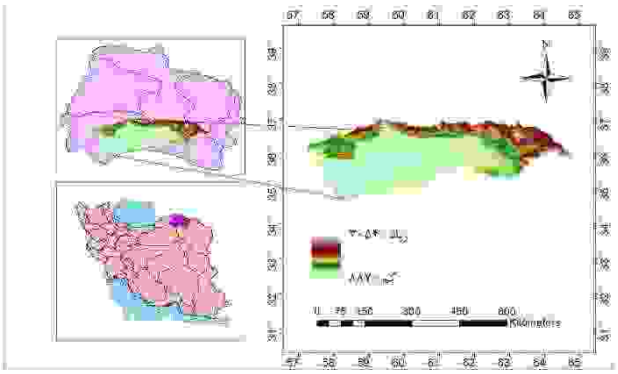
روش انجام پژوهش به صورت تحلیلی می باشد و از نقشه های توپوگرافی ۱,۵۰۰۰۰ و زمین شناسی ۱,۱۰۰۰۰۰ ،۳۰ Dem متر خراسان شمالی ، تصاویر Google earth استفاده شده است .ابتدا با استفاده از لایه Dem نقشه های طبقه بندی ارتفاعی و شیب محدوده استخراج می شود. با استفاده از لایه هیدرولوژی آب های سطحی نقشه فاصله از آبراهه وتراکم آبراهه تهیه شد. نقشه زمین شناسی محدوه از طریق لایه شیپ فایل زمین شناسی کل ایران استخراج شد. به منظور انجام پژوهش در محدوده مورد مطالعه از نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰جهت

تهیه لایه فاصله از گسل،تراکم گسل و لایه لیتولوژی، لایه30 Dem متر محدوده جهت تهیه لایه های شیب، جهت شیب، فاصله از آبراهه،تراکم زهکشی و لایه کاربری اراضی استفاده شد که تلفیق این لایه ها با هم به عنوان عاملی موثر درپتانسیل یابی منابع آب زیرزمینی شناخته می شود.

- تهیه‌ی لایه‌های طبقات ارتفاعی، شیب از مدل رقومی ارتفاعی (Dem) منطقه در محیط GIS .
- تهیه‌ی لایه‌های اطلاعاتی زمین‌شناسی(فاصله از گسل و لایه زمین‌شناسی) از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محدوده‌ی دشت در محیط GIS .
- تهیه‌ی لایه‌های اطلاعاتی هیدرولوژی و تراکم آبراهه، از نقشه توپوگرافی و (Dem) در محیط GIS .
- تهیه‌ی لایه اطلاعاتی کاربری اراضی از لایه کاربری اراضی ۱:۱۰۰۰۰۰ ایران. در مرحله وزن دهی لایه ها ابتدا لایه مورد نظر به صورت رستری تهیه و سپس هر کدام Reclassify و به صورت جداگانهWeight overlay و در مرحله آخر با گزینه Sum Overlay ارزش گذاری شدند.

۲-۱محدوده مورد مطالعه

حوضه آبریز اسفراین واقع در شمال شرق کشور و جنوب استان خراسان شمالی می‌باشد. محدوده مورد مطالعه در عرض های ' ۴۸ °۳۶ تا ' ۱۶ °۳۷ و طول های جغرافیایی ' ۲۲ °۵۶ و ' ۶ °۵۷ واقع شده است. حداکثر ارتفاع محدوده حدود ۳۰۴۷ متر در بخش های شمالی حوضه که ارتفاعات محدوده را در برگرفته است و کمترین ارتفاع در۸۸۷ متر واقع در بخش‌های جنوبی دشت می باشد. حوضه آبریز اسفراین از شمال به بجنورد، از جنوب به سبزوار،از شرق به فاروج و از غرب به منطقه جاجرم محدود می‌شود. مساحت حوضه حدود۴۵۱۱کیلومتر مربع می باشد.جهت حرکت آبراهه ها از سمت شمال شرق به سمت جنوب غرب که نقطه خروجی دشت می باشد واقع شده است.



شکل(۱): نقشه حوضه آبریز اسفراین

۳-بحث و نتایج

با توجه به بررسی های صورت گرفته لایه لیتولوژی نقش بسیار موثری در تغذیه منابع آب زیرزمینی دارد. در واقع سازندهای نفوذ پذیر مانند آهک و رسوبات آبرفتی بیشترین تاثیر را دارد. در محدوده مورد مطالعه خط گسل رورانده در بخش مرکزی حوضه و از بخش میانی عبورکرده و نقش موثری در تغذیه منابع آبی دارد. عوامل تکتونیکی و ساختمانی از جمله درز و شکاف ها و گسل ها زمینه را برای تشکیل آبخوان در داخل زمین فراهم می‌آورد. با استفاده از گسل‌های موجود در محدوده نقشه فاصله از گسل ها و تراکم گسل ها در محیط Gis تهیه شده است که هرچه فاصله از گسل‌ها کمتر باشد تغذیه بیشتر صورت می گیرد و هرچه فاصله از گسل ها بیشتر می شود تغذیه کمتر خواهد شد. عوامل ساختمانی و تکتونیکی نظیر درزه‌ها و گسل‌ها به عنوان نقاط ضعف واحدهای زمین شناسی به شماره رفته و راهی برای عبور آسان آب و محلی برای تجمع آب به صورت مخازن زیرزمینی می باشد. این عامل به طور قابل ملاحظه بر روی هیدرولوژی سنگ‌های کربناته و آهکی اثر می گذارند. توپوگرافی شامل پستی و بلندهای سطح زمین می‌گردد. ارتفاع و شیب از فاکتورهای موثر در پتانسیل‌یابی منابع آب زیرزمینی هستند که نقش مهمی در میزان رواناب و میزان نفوذپذیری دارند.این فاکتورها درگرادیان هیدرولیکی و جهت حرکت آب زیرزمینی و تشکیل آبخوان نقش موثری دارند. در بخش مرکزی محدوده وجود آبراهه اصلی نقش مهمی در تقویت سفره آب زیرزمینی دارد. مقدار کمی خاک انتی سول و اینسپتی سول درجنوب این منطقه وجود داردکه بدون افق شناسایی و به

کندی تشکیل می شوند. این خاک بیشتر روی شیب تند، تحت فرسایش،روی دشتهای آبرفتی و دشتهای سیلابی دیده می شود.به علت اینکه هر سال سیلاب های دوره ای آبرفتهای جدیدی به وجود می آورند و روی نهشته های قدیمی تر انباشته می کنند این خاک درطول زمان جوان می ماند.

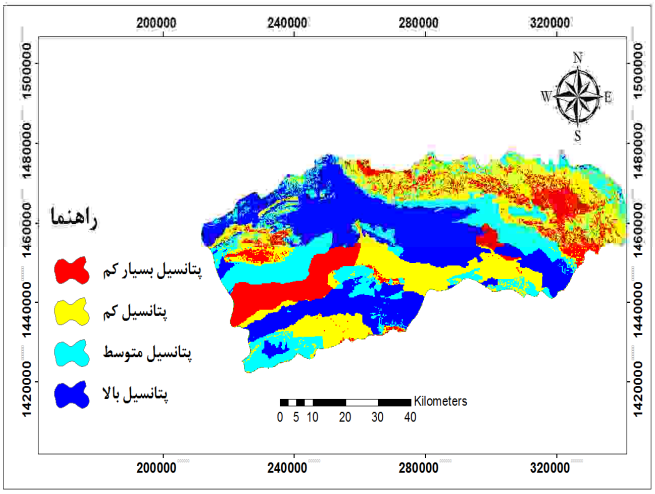
جدول(۱): وزن دهی لایه ها

لایه ارتفاع(m)	وزن تخصصی	لایه شیب	وزن تخصصی(٪)	لایه لیتولوژی	وزن تخصصی
۶۰۰-۱۰۰۰	۹	۰-۴	۹	رسوات آبرفتی	۹
۱۰۰۰-۱۴۰۰	۷	۴-۱۰	۷	آهک	۷
۱۷۵۰-۲۱۲۰	۵	۱۰-۱۸	۵	رس	۱
۲۱۲۰-۲۹۶۹	۳	۱۸-۲۷	۳	بازالت	۱
۲۹۶۹ -۳۲۰۰	۱	۲۷-۶۲	۱	سیلت	۳
				کنگلومرا	۵
				زغال سنگ	۱
لایه فاصله از گسل(m)	وزن تخصصی	لایه فاصله از آبراه(m)	وزن تخصصی	لایه خاک	وزن تخصصی
۰-۴۲۲۱	۹	۰-۴۳۳۹	۹	رخنمون سنگی	۱
۴۲۲۱-۸۵۴۶	۷	۴۳۳۹-۸۷۸۸	۷	اریدسول	۳
۸۵۴۶-۱۲۹۷۴	۵	۸۷۸۸-۱۳۳۴۵	۵	آنتی سول	۵
۱۲۹۷۴-۱۷۸۱۴	۳	۱۳۳۴۵-۱۸۴۴۴	۳	اینسپتی سول	۷
۱۷۸۱۴-۲۶۲۵۷	۱	۱۸۴۴۴-۲۷۶۶۶	۱		

کلمات کلیدی: منابع آب، حوضه آبریز اسفراین، همپوشانی.

۴-یافته‌ها

نقشه نهایی حاصل از همپوشانی لایه ها نشان می دهد که تنها محدوده مورد قبول،همان محدوده با پتانسیل بالا خواهد بود یعنی بخش هایی که با رنگ آبی نمایش داده شده است و در بخش های شمالی و جنوب غربی دارای رسوبات آبرفتی بیشتر، شیب و ارتفاع کمتر ،گسل های زیاد ، بنابراین ذخیره آبی بیشتر و حدود ۳۱٪ از مساحت حوضه را شامل می شود و در بخش‌های شمالی میزان منابع آبی به علت شیب و ارتفاع زیاد و رسوبات رسی کمتر است و میزان ذخیره آبی نیز به مراتب کاهش می یابد.



شکل(۲) : نقشه پتانسیل یابی حوضه آبریز اسفراین

۴-مراجع

- -آبشیرینی،احسان؛ رنگزن وسعدی خورشیدی (۱۳۸۷)،پتانسیل یابی منابع آب زیر زمینی بااستفاده ازروش همپوشانی شاخص وزنی درهمایش ژئوماتیک ۸۷ وچهارمین همایش یکسان سازی نام های جغرافیایی،۲۲و۲۳اردیبهشت تهران
- -بیاتی خطیبی،فریباوکرمی،مریم(۱۳۹۰)،ژئومورفولوژی خاک،ص۴۴۹،۴۴۴
- رحیمی، داریوش و حجت موسوی،(۱۳۹۱)، پتانسیل یابی منابع حوضه آبریز شاهرود بسطام، نشریه علمی پژوهشی جغرافیا،شماره۴۴.
- رحیمی، داریوش،(۱۳۹۰)، پتانسیل یابی منابع آب زیرزمینی (مطالعه موردی دشت شهرکرد)، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی ، شماره ۴۴.
- یوسفی‌زاده، رحیم،.ملکی، حمیدرضا، اسمعیلی، فضل الله، (۱۳۸۹)، «نقش ژئومورفولوژی کویر حاج علیقلی در ذخیره منابع آب جهت توسعه پایدار مراکز سکونتگاهی منطقه»، سومین همایش جغرافیا و رویکرد علمی توسعه پایدار، صص۱۵-۱.
- جوانی، ولی، وجباری ایرج، ۱۳۸۸،« شاخص‌های زمین ریخت شناسی در شناسایی منابع آب زیرزمینی مطالعه موردی: دشت اهر»، مجله علمی- پژوهشی فضای جغرافیایی، شماره ۲۵،صص ۷۱-۵۱
- [6] Yeh, HF.Lee, CH. Hsu, KC.Chang, PH. (2008), “assessment of the groundwater GIS for recharge potential zone.”J. Environmental Geology, 58:185-195.
- [8] Farouk El-Baz, Lynne Fielding (1992), "Groundwater Potential of)3(the Sinai Peninsula, Egypt, Boston University", Center for RemoteSensing Boston University.
- [9] Mishra, R.C.; Biju Chandrasekhar; Naik, R.D., (2010), "RemoteSensing and GIS for Groundwater Mapping and Identification ofArtificial Recharge Sites, Geoenvironmental Engineering andGeotechnics: Progress in Modeling and Applications", Proceedingsof Sessions of GeoShanghai, China, Pp. 216-223.

ارائه مدلی کارآ در برآورد جریان رودخانه با استفاده از سیستم استنتاج فازی، مطالعه موردی رودخانه بابامان بجنورد

سعیده فخرهاشمیان[1]* ، هاشم فارابی[2]،منا کاظمی،[3] مینا سلیمانیان[4]

۱- *کارشناس* ارشد جغرافیای طبیعی ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی، هواشناسی خراسان شمالی، Hashemian134@gmail.com

۲- کارشناس ارشد فن آوری اطلاعات، رئیس اداره مهندسی، هواشناسی خراسان شمالی ، Farabi134@gmail.com

۳- کارشناس ارشد جغرافیای طبیعی ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی ، هواشناسی خراسان شمالی ، Kazemi_m58@yahoo.com

۴- *کارشناس* ارشد جغرافیای طبیعی ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی ، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، Soleymanian.mina@gmail.com

چکیده

برآورد جریان رودخانه و دبی آن در شرایط سیلابی شدن در هر منطقه و حوزه آبریز به عنوان یکی از عوامل مهم و اثر گذار بر مدیریت بحران و حتی برنامه ریزی و مدیریت ریسک به حساب می آید. در این پژوهش بررسی لازم جهت پیش بینی دبی متوسط روزانه و دبی حداکثری رودخانه در شرایط سیلابی شدن در رودخانه باباامان بجنورد که خروجی نهایی محدوده شهر بجنورد با سرشاخه های متعدد مناطق چناران، بازخانه، بش قارداش، حمید و سایر سرچشمه های روانآبی منتهی به باباامان می باشد، از سیستم استنتاج فازی (FIS) استفاده شد. در ابتدا متغیرهای موثر بر پیش بینی جریان رودخانه تعیین شدند و سپس جهت پردازش داده های ورودی از آزمون های مختلف در نرم افزار SPSS استفاده شد. در ادامه روش پیش بینی جریان روزانه و برآورد دبی رودخانه با سیستم استنتاج فازی و توسط دو مدل وابسته به دما و مستقل از دما انجام شد ، این فرایند به صورت تفکیک ماهانه انجام شد. در بررسی با استفاده از شاخص های محاسباتی مشاهده می شود که نتایج مدل M2 (مدل مستقل از متغیر دما) دربیشتر ماه ها دقیق تر از مدل M1 (مدل وابسته به متغیر دما) است . اما نتایج ماه های آذر و خرداد عکس این واقعیت را نشان می دهد . به طوری که نتایج مدل M1 در این دو ماه افزایش قابل توجهی داشته و از نظر هر دو شاخص ناش- ساتکلف (۰/۹۱۷ و ۰/۸۷۱ در ماه های آذر و خرداد در دوره آزمون) و ریشه میانگین مربعات خطا (۰/۰۹۶ و ۰/۰۹۳ در ماه های آذر و خرداد در دوره آزمون) از مدل M2 دقیق تر است. این موضوع بیانگر آنست که دما تنها در این دو ماه در پیش بینی جریان روزانه موثر است. این موضوع را می توان ناشی از تاثیر این پارامتر در روند ذوب برف در خرداد و یا تاثیر آن بر رژیم بارش در این ماه ها دانست.در بخش پایانی ، نتایج مدل فازی و رگرسیون خطی در ماه های اسفند و اردیبهشت مقایسه شده اند ارزیابی های حاصل شده این است که سیستم استنتاج فازی بخوبی قادر به پیش بینی جریان و شرایط سیلابی شدن رودخانه بوده و این مدل مقادیر خروجی را با دقت بیشتری نسبت به مدل رگرسیون خطی برآورد کرده است و در مقایسه با سایر روش ها مناسب تر است. لذا سیستم استنتاج فازی با مدل ارائه شده می تواند بعنوان روشی دقیق و کارآ در پیش بینی جریان رودخانه و سیلابی شدن آن به کار برده شود.

واژه های کلیدی: حوزه آبریز ، سیستم استنتاج فازی، رگرسیون خطی، پیش بینی دبی، منطق فازی

مقدمه

از عوامل طبیعی مرتبط با انسان و موثر در زندگی او وضعیت جوی است از این رو انسان همیشه در تکاپوی اطلاع از وضعیت جوی و تغییرات آب و هوایی در آینده می باشد. با توجه به متغیر و غیر قطعی بودن جو و عدم وجود ثبات در فرآیند های آن بدیهی است که احتمال در پیش بینی این تغییرات غیر قابل اجتناب است.(روحانی ۱۳۹۰) امروزه مدل های مناسبی جهت پیش بینی این تغییرات با استفاده از ابر رایانه های سریع و پرقدرت و با پردازش های سریع در حجم عظیمی از داده ها وجود دارد .یکی از پارامترهای مهم جوی که پیش بینی آن و اثرات حاصل از رخداد آن بسیار حائز اهمیت می باشد پیش بینی نزولات جوی و رواناب حاصل از آن می باشد.در این میان بکارگیری سیستم ها و مدلهای هوشمند همچون سیستم های فازی و عصبی می تواند تاثیر به سزایی در افزایش توان و دقت پیش بینی ها به خصوص در پیش بینی های مبتنی بر داده های گذشته داشته باشد. در این سیستم ها هرچه دوره آموزش آن دقیق تر و با استفاده از پوشش مناسب تر داده ها صورت گیرد، هوشمندی و دقت آن در ارائه نتیجه مطلوب

تر و به واقعیت نزدیک تر خواهد بود. سامانه های فازی با توجه به اینکه عموما" قادر به مدلسازی عدم قطعیت ها درپدیده های موجود درجهانند ابزار مناسبی برا ی مدل سازی این نوع مسائل اند.(نبویان پور و همکاران ۸۶)

محل اجرای مطالعه

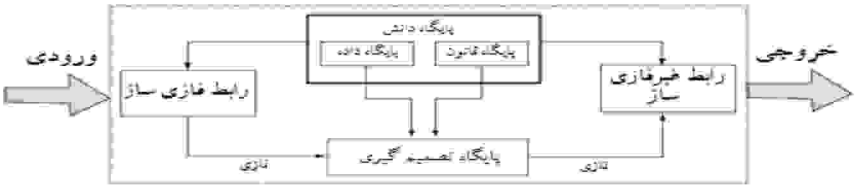
در این تحقیق برآنیم که کارایی (*FIS*) سیستم استنتاج فازی در پیش بینی دبی رودخانه باباامان بجنورد مرکز استان خراسان شمالی با طول جغرافیای ۵۷:۱۸ وعرض جغرافیایی ۳۷:۲۸ و ارتفاع متوسط ۱۰۷۰ متر از سطح دریای آزاد استفاده می شود و بر روی داده ها و اطلاعات هواشناسی و هیدرولوژی موجود برای شهر بجنورد انجام می گردد و به بررسی اهداف تحقیق در شرایط این منطقه می پردازد.

مراحل انجام کار

قوانین تصمیم گیری یک بخش مهم در تمام سیستم ها می باشد. سیستم استنتاج فازی این قوانین مناسب را تنظیم کرده و تصمیمات را برپایه آن اخذ می نماید . این عمل بر اساس مفاهیمی چون تئوری مجموعه های فازی، قوانین" اگر -آنگاه "فازی و استدلال فازی انجام می گیرد. (سوناندم و همکاران، ۲۰۰۷)

در این تحقیق با توجه به روش های مرسوم سیستم استنتاج فازی مراحل ذیل انجام می گیرد:

- پیش پردازش داده ها
- تعیین تصادفی بودن داده ها با استفاده از آزمون نقاط عطف و نرمال سازی داده ها در صورت لزوم
- تعیین مدل های ورودی مبتنی بر پارامترها با استفاده از ارزیابی بهترین معیار
- فازی سازی متغیرها
- تعیین قوانین مدل ها شامل بخش های مقدم و تالی آنها
- واسنجی (آموزش) *FIS* با تعیین توابع عضویت مناسب
- صحت سنجی و آزمون *FIS* و تعیین خروجی مدل های طراحی شده در مراحل قبل
- فازی زدایی خروجی مدل که گام آخر یک سیستم استنتاج فازی است.در این مرحله جواب نهایی سیستم که به صورت یک عدد فازی است را با استفاده از یک روش غیرفازی سازی مثل(مرکز ثقل،میانگین مراکز،ماکزیمم و ...) به یک عدد حقیقی تبدیل می نماید.



(شکل ۱) بخش های اصلی سیستم استنتاج فازی (منبع *Jang,1993*)

جامعه و نمونه آماری

این تحقیق آمار داده های روزانه مقدار بارندگی ، میانگین دما ایستگاه سینوپتیک بجنورد و میانگین دبی روزانه ایستگاه باباامان بجنورد در رودخانه چناران به مدت ۲۵ سال استفاده شد که این آمار بمدت ۲۰ سال (از سال آبی ۱۳۶۰-۱۳۵۹ تا سال آبی ۱۳۸۱-۱۳۸۰) به عنوان داده های آموزش[۱۲۳] و ۵ سال (از سال آبی ۱۳۸۲ – ۱۳۸۱ تا سال آبی ۱۳۸۶-۱۳۸۵) به عنوان آزمون[۱۲۴] انتخاب شد.

[123] Train

[124] Test

	AVG	SDEV	VAR	MAX	MIN
دما (درجه سانتی گراد)	13.5	9.1	82.5	42.5	-25
بارش (میلی متر)	0.7	2.2	6.5	34.2	0
دبی (مترمکعب بر ثانیه)	1.3	1.5	2.4	48.7	0

طراحی مدل

تجزیه و تحلیل ورودی ها و خروجی ها

برای تعیین مناسب ترین تاخیرهای زمانی ، از بررسی همبستگی داده ها با روش پیرسن در نرم افزار SPSS و همچنین ترسیم نمودار همبستگی بین متغیرها استفاده شد. نتایج جدول و غیرصفر بودن ضریب همبستگی پیرسن حاکی از ارتباط مستقیم و مثبت دو متغیر بارش و دبی روز جاری و ارتباط منفی دما و دبی روز جاری دارد. بدین معنا که با افزایش دما دبی کاهش و با افزایش بارش دبی افزایش داشته است که این موضوع از منطق کلی نیز صحیح می باشد.در نمودار همبستگی متغیر دبی و دما، بیشترین همبستگی در روز سوم بوده لذا تاخیر سه روز به عنوان مناسب ترین تاخیر می تواند انتخاب شود. همچنین در خود همبستگی متغیر دبی، تاخیر یک روز به عنوان مناسب ترین تاخیر می تواند انتخاب شود. تحلیل نمودار دبی – دما نیز حاکی از بیشترین همبستگی دبی با دما در روز سوم است که تاخیر سه روز به عنوان بهترین تاخیر زمانی برای دما انتخاب شد. شاید یک دلیل اصلی برای این تاخیر این باشد که با توجه به گستردگی حوزه آبریز رودخانه چناران و تاثیر دما بر روند ذوب برف در سرچشمه های آن، شاهد اثرگذاری با تاخیر در تغییر میزان دبی در ایستگاه باباامان باشیم. تحلیل نموداری صورت گرفته روی داده ها حاکی از ارتباط بین بارش و تغییر دبی در روز جاری با گرایش مثبت می باشد، بدین معنا که با افزایش بارش میزان تغییرات دبی را نیز با ضریب مثبت داریم.بیشترین تمرکز در نمودارها با توجه به میانگین آن در نمودار دما و همچنین تعداد زیاد تکرار نقادیر صفر در نمودار بارش می باشد.

بررسی نتایج حاصل از بکارگیری سیستم استنتاج فازی

پس از بررسی مدل های مختلف با توابع عضویت مختلف و طی مراحل مختلف مدل سازی با سیستم استنتاج فازی نتایج پیش بینی شده در هر ماه و برای هر دو مدل در جدول های ۳ برای شش ماهه نخست سال آبی و در جدول ۴ برای شش ماهه دوم سال آبی در دوره آماری مربوطه ارائه شده است.

ماه	مدل	تابع عضویت	RMSE	
	M1	گوسی		
	M2	مثلثی		
	M1	زنگوله ای		
	M2	گوسی		
	M1	مثلثی		
	M2	مثلثی		
	M1	گوسی		
	M2	مثلثی		
	M1	مثلثی		
	M2	مثلثی		
	M1	مثلثی		
	M2	گوسی		

با توجه به جدول های ۳ و ۴ و با توجه به معیارهای محاسباتی برای هر مدل در هر ماه ملاحظه می شود که مدل آورده شده با عنوان M2 نتایج دقیق تری را نسبت به مدل M1 ارائه نموده است . لذا با توجه به شاخص های داده شده در جداول مذکور مشاهده می شود که دقیق ترین نتایج پیش بینی با مدلM2 و در ماه های اردیبهشت و اسفند اتفاق افتاده است.

مقایسه پیش بینی مدل فازی با مدل رگرسیون خطی

در بخش پایانی مقایسه پیش بینی سیستم استنتاج فازی با مدل رگرسیون خطی انجام شد . بدین منظور دبی ماه های اسفند و اردیبهشت که در بخش قبل بهترین نتایج را ارائه داد ، با استفاده از روش رگرسیون خطی نیز پیش بینی شد. به عبارتی دبی این ماه ها تحت الگوی M2 با مدل رگرسیون خطی پیش بینی شد . همانند بخش قبل ۲۰ سال به عنوان آموزش و ۵ سال به عنوان آزمون انتخاب شد و نتایج این روش با شاخص های آماری ناش ساتکلیف و ریشه میانگین مربعات مورد ارزیابی قرار گرفت . نتایج این بخش در جدول ۵ ارائه شده است . جهت مقایسه نتایج پیش بینی مدل فازی نیز در این جدول آورده شده است .

با توجه به نتایج جدول (۵) ملاحظه می شود که مدل فازی با دقت بیشتری خروجی را برای ماه های اسفند و اردیبهشت پیش بینی کرده است . در نتایج دو معیار ناش ساتکلیف و ریشه میانگین مربعات برای این ماه ها، دقت بیشتر FIS از REG مشخص می باشد.

نتیجه گیری

در بررسی جداول و شاخص های محاسباتی مشاهده می شود که نتایج مدل M2 (مدل مستقل از متغیر دما) دربیشتر ماه ها دقیق تر از مدل M1 (مدل وابسته به متغیر دما) است . اما نتایج ماه های آذر و خرداد عکس این واقعیت را نشان می دهد . به طوری که نتایج مدل M1 در این دو ماه افزایش قابل توجهی داشته و از نظر هر دو شاخص ناش- ساتکلف (۰/۹۱۷ و ۰/۸۷۱ در ماه های آذر و خرداد در دوره آزمون) و ریشه میانگین مربعات خطا (۰/۰۹۶ و ۰/۰۹۳ در ماه های آذر و خرداد در دوره آزمون) از مدل M2 دقیق تر است. این موضوع بیانگر آنست که دما تنها در این دو ماه در پیش بینی جریان روزانه موثر است. این موضوع را می توان ناشی از تاثیر این پارامتر در روند ذوب برف در خرداد و یا تاثیر آن بر رژیم بارش در این ماه ها دانست. زیرا با توجه به اینکه پیش بینی به صورت روزانه (مقیاس زمانی کوتاه مدت) انجام شده است . تاثیر دما در این ماه ها (آذر . خرداد) بر جریان به علل بیان شده کوتاه مدت بوده و به عبارتی دما در این ماه ها در زمان سریع تری بر جریان رودخانه(در این منطقه) اثر میگذارد با توجه به قواعد استخراج شده ، همان طور که بر اساس تجربه نیز مورد انتظار بود ، در اکثر موارد بارش روز جاری و دبی روز قبل با خروجی (دبی روز جاری و سیلابی شدن رودخانه) رابطه مستقیم و دمای روز جاری با خروجی رابطه عکس دارد . با دقت در نمودار های ۱ و ۲ مشخص می شود که نقاط با دقت بالایی برآورد شده اند ،با ترسیم خط روند یا trend نمودار پراکنش داده ها، دقت مقایسه بیشتر می شود. فاصله زیاد برخی مقادیر به علت این است که این سال ها در دوره کالیبراسیون تکرار نشده یا کم اتفاق افتاده اند و به همین دلیل ، قوانین فازی تدوین شده به این رخداد پوشش داده نشده است. البته نمی توان اثر منفی خطاهای احتمالی موجود در داده ها (خطا در ثبت ، قرائت و اندازه گیری داده ها) را پیش بینی نادیده گرفت هر چند که در پردازش اولیه تا حد امکان این خطا از بین رفته است. در بخش پایانی ، نتایج مدل فازی و رگرسیون خطی در ماه های اسفند و اردیبهشت مقایسه شده اند تا درستی این فرضیه تحقیق بررسی شود که سیستم استنتاج فازی قادر به پیش بینی جریان و شرایط سیلابی شدن رودخانه بوده و در مقایسه با سایر روش ها مناسب تر است. نتایج جدول ۵ نشان می دهد که دقت مدل فازی در پیش بینی بیشتر از مدل رگرسیون خطی بوده و این مدل مقادیر خروجی را با دقت بیشتری نسبت به مدل رگرسیون خطی برآورد کرده است. از مزایای دیگر این سیستم می توان سادگی ،انعطاف پذیری و جعبه سیاه نبودن آن اشاره کرد که این مزیت به کاربر امکان اصلاح و کالیبره کردن مدل ، جهت افزایش کارایی آن را می دهد. از معایب این روش نیز می توان به نحوه آموزش و عدم وجود یک الگوریتم مشخص برای تعیین پارامترها (مثلا پارامترهای توابع عضویت) اشاره کرد.. نتایج پژوهش حاکی از این است که سیستم استنتاج فازی می تواند روشی دقیق و کارآ در پیش بینی جریان رودخانه و سیلابی شدن آن به کار برده شود.

فهرست منابع و مأخذ مورد استفاده:

۱- پژوهشکده هوا شناسی (۸۷)،گزارش نهایی پروژه پهنه بندی مناطق سیل خیز خراسان شمالی با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS .
۲- تشنه لب، محمد،۱۳۸۸، سیستمهای فازی و کنترل فازی، نوشته لی وانگ، انتشارات دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی
۳- روحانی،صدیقه،۱۳۹۰،پیش بینی دمای کمینه با استفاده از شبکه های عصبی،دانشگاه آزاد تهران
۴- فارابی،هاشم،۱۳۹۴،پیش بینی سیلابی شدن رودخانه با استفاده از سیستم استنتاج فازی،دانشگاه آزاد تهران
۵- صدقی، حسین، ۱۳۷۳، هیدرولوژی سیلاب، مجله عمران، شماره ۱۳، صص ۲۱-۱۴.
۶- علیزاده، امین، ۱۳۸۵، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد.
۷- عطایی، محمد، ۱۳۸۹، تصمیم گیری چند متغیره فازی، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود،شاهرود.
۸- قنواتی، عزت ا...، ۱۳۹۰، کارایی روش تحلیل سلسله مراتبی در مطالعات سیل خیزی، فصل نامه جغرافیا، شماره ۳۱، صص ۲۷۵-۲۵۵.
۹- معاونت برنامه ریزی و نظارت راهبردی ریاست جمهوری، نشریه ۵۸۳ ،راهنمای جامع مطالعات طرح سامانه های پیش بینی وهشدار سیل.
۱۰- مرتضی نبی زاده و همکاران (۸۹) ،کارایی منطق فازی در تعیین جریان روزانه رودخانه
۱۱- مولایی زاده،فاطمه،۱۳۹۱،توسعه سیستم های فازی و کاربرد آن در پیش بینی،رساله دکتری،دانشگاه صنعتی امیرکبیر،فصل ۲
۱۲- مهدوی، محمد، ۱۳۷۱، هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.

بررسی شواهد تحول کارست در مناطق خشک و نیمه خشک

مطالعه موردی: حوضه آبخیز رودخانه شور فدامی

سعید نگهبان
استادیار ژئومورفولوژی بخش جغرافیا، دانشگاه شیراز

مقدمه

بر اساس انحلال‌پذیری سنگ‌ها و کانی‌ها، عوارض کارستی در سنگ‌های مختلفی توسعه می‌یابند، این عوارض به صورت معمول در سنگ‌های کربناته و گاهی در سازندهای تبخیری مانند ژیپس، انیدریت، هالیت و یا حتی در کوارتزیت‌ها هم تحت شرایط ژئوشیمیایی خاص بوجود می‌آیند (فورد و ویلیامز، ۲۰۰۷).کارست‌های سلیکاته بسیار نادرند و فرایند کارست‌شدگی در آن‌ها بسیار کند می‌باشد. بر همین اساس در بسیاری از منابع به آن‌ها اشاره نشده است، و به صورت کلی سنگ‌هاییکه در آن‌ها سیستم‌های کارستی توسعه می‌یابند را متشکل از کانی‌های کربناته، سولفاته، و کلریدی دانسته‌اند(صفاری، ۱۳۹۵).

شکل‌گیری یک سیمای کارستی متضمن وجود دو عامل است: اول اینکه توده سنگ قابلیت انحلال داشته باشد، دوم اینکه زمینه تشکیل یک سیستم جریان آب زیرزمینی فراهم گردد (قبادی، ۱۳۸۸، ۵). لندفرم‌های کارستی عمدتاً در مناطقی با سنگ‌بستر کربناتی قابل‌حل به‌وسیله انحلال شیمیایی آب با اسیدیته کم شکل می‌گیرند (پالمر[3]۱۲۵، ۲۰۰۷). عوامل و فرآیندهای مختلفی تکامل کارست را تحت تأثیر قرار می‌دهند. توپوگرافی، لیتولوژی و ویژگی‌های زمین‌ساختی به‌عنوان عوامل منفعل عمل می‌کنند و فرآیندهای دیگری مانند: زمین‌ساخت فعال، فرآیندهای هیدرولوژیکی(وابسته به اقلیم)، انحلال زیستی (وابسته به محیط‌زیست) و فرآیندهای ژئومورفولوژی (هوازدگی، شیب، آبراهه‌ها و یخبندان) به‌طور فعال در توسعه اشکال کارست نقش دارند (کالیک[4]۱۲۶، ۲۰۱۱). توپوگرافی تیپیک کارست، با زهکشی زیرزمینی در ارتباط است بنابراین کارست ارتباط تنگاتنگی با ژئومورفولوژی و هیدرولوژی دارد (وایلی و همکاران[5]۱۲۷، ۲۰۰۹). اهمیت پهنه‌های کارستی طی دو دهه اخیر آشکارتر شده است و ازجمله کاربرد غارشناسی و مطالعات مربوط به آن در آب‌شناسی، در تعیین آب‌های زیرزمینی، جلوگیری از خرابی شهرها و روستاها بر اثر سیلاب و طغیان رودخانه‌ها در زمین‌های آهکی اهمیت دارد(خضری و همکاران، ۱۳۹۶).

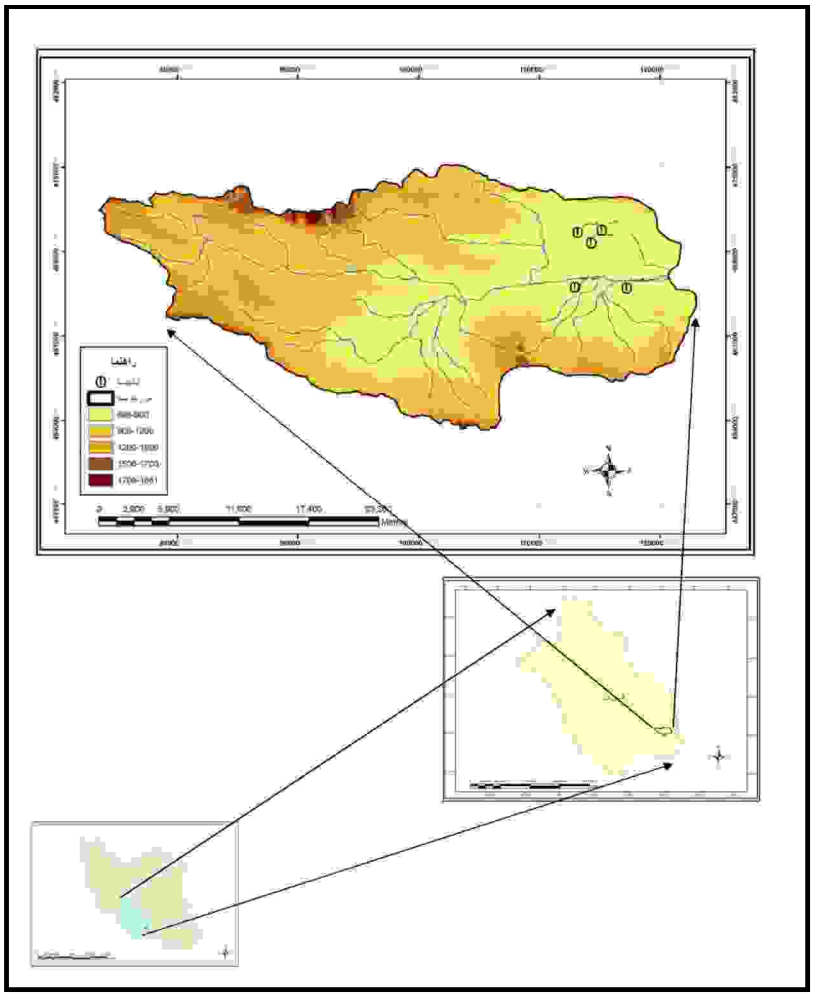
مواد و روش

بررسی شواهد و اشکال کارستی در مناطق خشک از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است و می تواند پیشینه ای از تحولات و شرایط آب و هوائی و تغییرات ژئومورفولوژیکی منطقه را نمایش دهد. به همین منظور در این پژوهش با استفاده از روشهای میدانی و سفر به منطقه مورد مطالعه به بررسی شواهد تحول کارستی در منطقه پرداخته شد.

منطقه مورد مطالعه

حوضه‌ی آبخیز مورد مطالعه که به‌نام حوضه‌ی رودخانه‌ی شور فدامی معروف است، در منتهی‌الیه جنوب‌شرقی استان فارس، در مرز سیاسی بین استان فارس و استان هرمزگان، در فاصله ۱۲۰ کیلومتری مرکز شهرستان داراب و ۳۵۰ کیلومتری شیراز واقع شده است. رودخانه‌ی شور پس از پیوستن به رودخانه‌ی گنج و کل، به خلیج فارس می‌ریزد. این حوضه در طول جغرافیایی ۵۴ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۵۵ درجه و ۱۴ دقیقه‌ی شرقی و عرض ۲۸ درجه و دو دقیقه تا ۲۸ درجه و ۱۶ دقیقه‌ی شمالی واقع شده است. مساحت حوضه ۶۶۳ کیلومترمربّع (۶۶۳۰۰ هکتار) است و ارتفاع متوسّط آن ۱۲۷۹ متر از سطح دریا است (شکل شماره‌ی ۱).

[3]Palmer
[4]Calic
[5]Waele et al



شکل۱. نقشه‌ی موقعیّت جغرافیایی حوضه‌ی مورد مطالعه

سازندهای زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

در منطقه مورد مطالعه سازندهای زمین شناسی فراوانی به چشم می خورد که غالبیت با سازندهای آهکی می باشد به همین دلیل در طول زمان باعث به وجود آمدن چشم اندازهای متنوعی از اشکال کارستی در منطقه شده است. در ادامه به بررسی مهمترین سازندهای زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و حدود گسترش آنها پرداخته خواهد شد.

سازند آسماری (As)

این سازند گسترده‌ترین واحد سنگی ارتفاعات مختلف از شمال تا شرق و حتی جنوب منطقه مورد مطالعه است و به دلیل فراوانی آن در جهرم به آسماری جهرم شهرت دارد. این سازند از سنگ آهک های متوسط تا ضخیم لایه با میان لایه های مارنی تشکیل گردیده و ریختار مرتفع و پرتگاه ساز دارد. تخلخل و شکستگی این واحد سنگی قابل توجه است و اشکال ابتدایی کارست سطحی در آن به فراوانی به چشم می خورد. سن این سازند الیگوسن تا میوسن میانی می‌باشد.

سازند آهکی آسماری جوان‌ترین و مهم ترین سنگ مخزن پهنهٔ کلیه مناطق زاگرس از جمله فارس است و به داشتن درزه و حفرات انحلالی فراوان مشخص است و در منطقه نقش بسیار موثری در تغذیه آبخوان های زیر زمینی دارد.

سازند میشان (Mi)

سازند میشان گسترش قابل توجهی در منطقه مورد مطالعه داشته به طوری که زیربنای بخشی از سکونتگاههای منطقه را تشکیل می دهد. جنس آن بیشتر از مارن خاکستری دگرسان شده و کمی هوازده با نوارهایی از آهک های شیلی مقاوم است که در دامنه تاقدیس های منطقه و کف دشت

رخنمون دارد. رسوبات این سازند از دو بخش تشکیل یافته که بخش تحتانی آن موسوم به آهک گوری شامل آهک های فسیل دار توده‌ای همراه با لایه های نازک مارنی می باشد که به طور هم‌شیب و ناگهانی بر روی سازند گچساران قرار داشته و کنتاکت بالایی آن با نهشته های مارنی میشان نیز به صورت هم شیب و ناگهانی می‌باشد.

سازند آغاجاری (Aj)

سازند آغاجاری بیشتر در بخش های جنوبی و شمالی حوضه گسترش دارد. این سازند در تاقدیس های کم ارتفاع رخنمون های وسیعی دارد. این سازند از نهشته های آواری همزمان با کوهزایی می باشد و از طبقات ماسه سنگی نازک تا متوسط لایه و مارن تشکیل یافته است. این سازند با ناپیوستگی زیر سازند بختیاری و روی سازند میشان قرار گرفته و سن آن به میوسن بالایی می رسد.

سازند بختیاری (Bk)

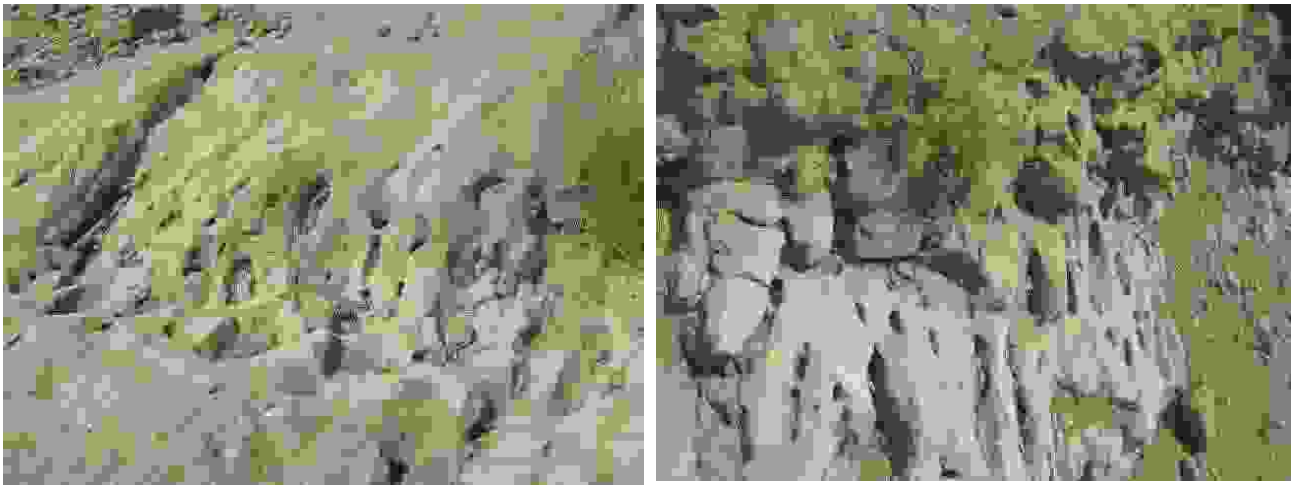
سازند بختیاری در قسمتهای مختلفی از منطقه گسترش دارد به طوری که بخشهائی از شمال، بخش وسیعی از مرکز و همچنین قسمتهائی از جنوب منطقه را دربر گرفته است. این سازند از طبقات کنگلومرای ضخیم لایه تا توده ای با قلوه سنگ های گردشده و ریز و درشت با سیمان آهکی و لایه های ماسه سنگ و مارن تشکیل شده و با دگرشیبی بر روی سازندهای کهن تر جای گرفته است. سن این سازند به پلیوسن می رسد.

بحث و نتایج

در منطقه مورد مطالعه اشکال متنوعی از کارست مشاهده گردید که هر کدام نشانه ای از تحولات مختلف و تاثیرات ویژگیهای هیدرولوژیکی منطقه می باشند. در ادامه به بررسی مهمترین این اشکال پرداخته می شود.

لاپیه های مدور و خطی

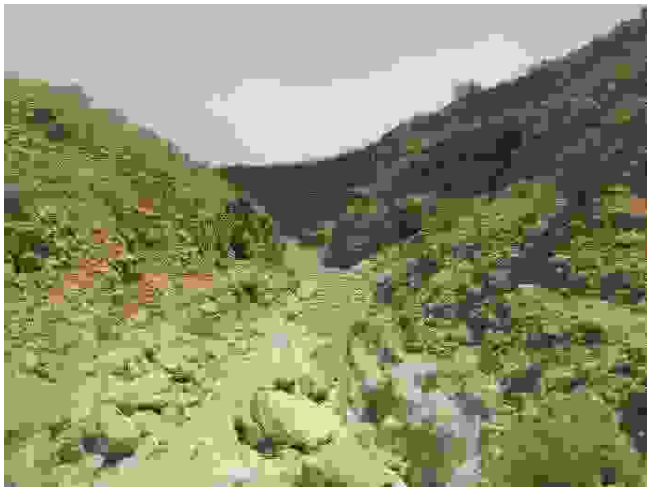
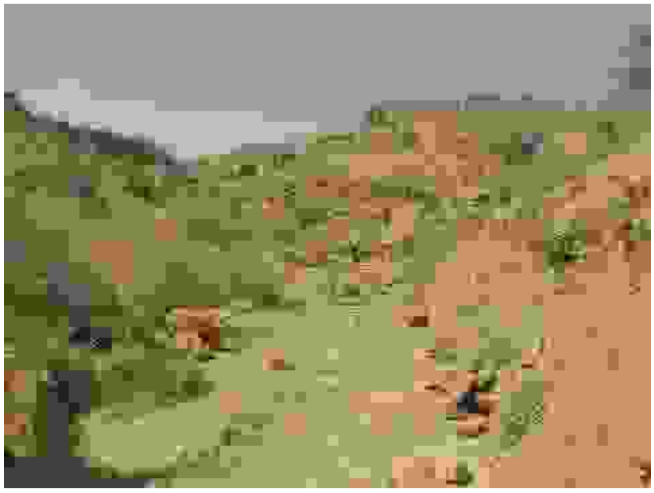
یکی دیگر از مجموعه اشکال ژئومورفولوژیکی قسمت شمال غربی منطقه مورد مطالعه اشکال کارستی از نوع لاپیه می باشد که با تنوع بسیار زیادی در منطقه مشاهده می گردد. با توجه به فراوانی تعداد و حتی عمق این لاپیه ها و همچنین چهره آبله گون تخته سنگهای بزرگ این محدوده، مشخص می گردد که در گذشته منطقه بارشهای فراوانی وجود داشته به طوری که میزان تحول یافتگی کارست در منطقه تقریبا زیاد است(شکل های ۲ و ۳).



شکل ۲ و ۳: لاپیه های موجود در منطقه مورد مطالعه

دره های آهکی

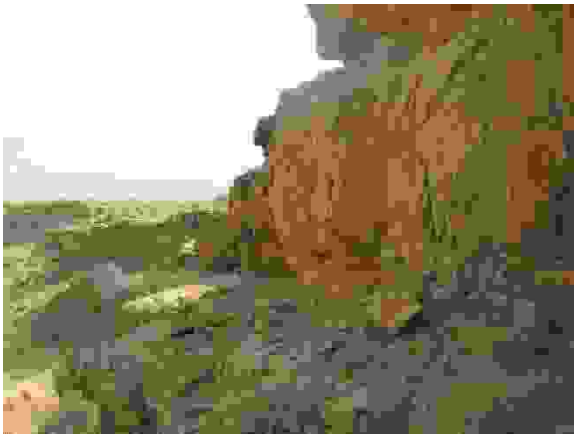
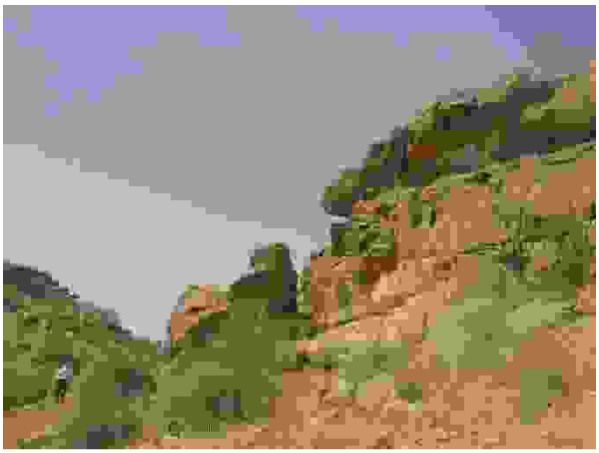
در قسمت جنوبی منطقه دره آهکی زیبائی وجود دارد که دارای پرتگاههای بلندی بوده و در داخل آن چشمه جاری می باشد، این دره در اثر انحلال آهکها در طول دورانهای مختلف زمین شناسی چنین شکلی پیدا کرده است(شکل های ۴و ۵).

شکل ۴ و ۵: دره های آهکی موجود در منطقه مورد مطالعه

پرتگاههای آهکی

از جمله اشکال آهکی فراوان در منطقه پرتگاههای فراوان آهکی می باشند که یا در حاشیه آبراهه های فصلی قرار داشته و یا در اثر ریزش بخشی از کوهشتان به وجود آمده اند. این پرتگاههای ضخامت بسیار زیاد آهک در این مناطق و تا حدودی میزان تحول کارستهای منطقه را نشان می دهند(شکل های ۶و ۷).

شکل ۶ و ۷: پرتگاههای آهکی موجود در منطقه مورد مطالعه

دولین ها

از جمله مهمترین اشکال تیپیک موجود در منطقه مورد مطالعه دولین ها می باشد. در کف بستر رودخانه های فصلی منطقه در اثر انحلال شدید آبی، چاله های دولین متعددی تشکل شده است. عمق بعضی از این چاله ها به حدود ۲ متر می رسد. این اشکال بسیار زیبا و منحصر به فرد هستند(شکل ۸ و ۹).

شکل ۸ و ۹: دولین های موجود در منطقه مورد مطالعه

نتیجه گیری

سازندهای آهکی در برابر رطوبت و بارش جزو تاثیرپذیرترین سازندهای زمین شناسی می باشند و شواهد تغییرات انها به صورت اشکال کارستی نشان داده می شود. هر چند ممکن است تغییرپذیری آنها زمان زیادی ببرد اما در مقیاس زمین شناسی آنقدر بلندمدت نمی باشد. در این پژوهش به بررسی شواهد کارستی و تغییرات آهکها در یک محیط گرم و نیمه خشک در جنوب شهرستان داراب استان فارس پرداخته شد و مشخص گردید که این منطقه در گذشته دارای آب و هوائی مرطوب تر بوده و شاهد تحولات متنوعی از اشکال کارستی در منطقه هستیم. اشکالی مانند لاپیه های، دولین ها، دره های آهکی و پرتگاههای آهکی از جمله مهمترین اشکال کارستی موجود در منطقه هستند.

منابع

- صفاری، امیر ، عزت اله قنواتی، فرشاد علیجانی، زکیه محمدی. ۱۳۹۵. مروری بر خصوصیات لندفرم های کارستی در لایه‌های گچی. پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، شماره ۱۶. صص ۳۹-۱۷.
- خضری، سعید، هیمن شهابی، سارا محمدی. ۱۳۹۶. ارزیابی و پهنه‌بندی تحول کارست حوضه آبریز غار سهولان مهاباد با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی. پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، شماره ۲۱. صص ۳۹-۲۱.
- قبادی، محمدحسین، ۱۳۸۸، زمین‌شناسی مهندسی کارست، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران.
- Calic, J., 2011, Karstic uvula revisited: Toward a redefinition of the term, Geomorphology, Vol.134, No.1, pp.32-42.
- Palmer, A. N., 2007, Cave Geology: Dayton, Ohio, Cave Books, p. 454.
- Waele, J., Plan, L. Audra, Ph., 2009, recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. Geomorphology, Vol. 106, No. 1, pp. 1–8.
- Ford, D.C., Williams, P.W., 2007, Karst Hydrogeology and Geomorphology, Wiley, Chichester, 562 pp.

مدیریت مهار سیل و فرسایش رودخانه‌ای با استفاده از تکنیک‌های مهندسی با تاکید بر روش بیومهندسی

[۱]سیدرضا حسین زاده، [۲] مهدیه غیور بلورفروشان، [۳] امیر غیور بلورفروشان
[۱] دانشگاه فردوسی مشهد، Srhosseinzadeh@yahoo.com
[۲] دانشگاه فردوسی مشهد Ma.ghayoor@Gmail.com
[۳] دانشگاه پیام نور مشهد، Amirghayour661@Gmail.com

مقدمه

سرزمین ایران به واسطه‌ی شرایط اقلیمی، توپوگرافی و ژئومورفولوژی در بسیاری از مناطق همه ساله در معرض خطر سیل قرار دارد به طوریکه بررسی‌ها نشان داده است بیش از ۸۰ درصد وسعت شهرهای ایران در معرض وقوع سیل قرار دارد(غیور، ۱۳۷۵: ۱۰۲). رودخانه‌های ایران قدرتمند و غیرقابل پیش‌بینی هستند و در اثر طغیان، سیل‌های بزرگی را به وجود می‌آورند. جمعیت و نیاز به یافتن منابع جدید، مردم را به تصرف در حریم رودخانه‌ها و بهم زدن تعادل اکولوژیکی آن ترغیب نموده است. براثر دخالت مردم، فرسایش رودخانه‌ها آغاز، و با قطع بی‌رویه درختان این پدیده تشدید یافت. ناپایداری سواحل رودخانه؛ با فرسایش سطحی آغاز می‌شود و در ادامه پدیده آبشستگی و سپس لغزش بوجود می آید. فرسایش کنار و بستر رودخانه همه ساله خسارات زیادی را به اراضی مجاور تحمیل کرده و تغییر مورفولوژی رودخانه‌ها را به همراه دارد. لیکن می‌توان با روش‌های مناسب مهندسی رودخانه، مقدار زیادی از خطرات ناشی از فرسایش را کاهش و به دنبال آن مخاطرات سیل را مدیریت کرد.

اغلب کارهای مهندسی رودخانه، یک بخش کاملی از اقدامات محافظت در برابر سیل و تثبیت کانال است. به طور کلی، استراتژی مدیریت سیل شامل پروژه‌های مهندسی چندگانه می‌شود که؛ تحت عنوان مهندسی سخت[۱۲۸] و نرم[۱۲۹] معرفی می‌گردد. پروژه‌های مهندسی سخت شامل احداث سازه‌های مصنوعی می‌شوند که با ترکیبی از علم و تکنولوژی، از خروش رودخانه جلوگیری می‌کند. از تکنیک‌های مهندسی سخت می‌توان به سدها، ریپ رپ‌ها، بندهای خاکی، دایک خاکی[۱۳۰]، صاف کردن کانال، انحراف سرریزها و گابیون‌ها اشاره نمود. در حال حاضر اصطلاح مهندسی نرم، با تعریف کار با فرآیندهای طبیعی به جای تلاش برای تحمیل راه حل‌ها به رسمیت شناخته شده است. مهندسی نرم با استفاده از پوشش گیاهی و مواد دیگر برای نرم کردن رابطه زمین- آب تعریف شده است، این روش برای بهبود ویژگی‌های زیست محیطی بدون به خطر انداختن انسجام مهندسی خط ساحلی رودخانه استفاده می‌شود(فوکز، لی و میلیگان، ۲۰۰۵: ۲۸۴). پروژه‌های مهندسی نرم از منابع طبیعی و دانش مردم محلی استفاده می‌کنند تا خطر ایجاد شده توسط سیل را کاهش دهد. پروژه‌های مهندسی نرم بیشتر به کاهش اثرات یک سیل کمک می‌کند تا جلوگیری از آن. تکنیک‌های مهندسی نرم شامل منطقه‌بندی دشت سیلابی[۱۳۱](شکل ۱)، جنگل کاری[۱۳۲]، احیای تالاب[۱۳۳] ، احیای رودخانه[۱۳۴] و روش‌های بیومهندسی[۱۳۵] می‌باشد. امروزه استفاده از روشهای بیو مهندسی یا زیست مهندسی به جای روشهای سازه‌ای برای پایداری شیب‌ها گسترش فراوانی یافته است.

هدف از این مقاله، معرفی تکنیک‌های مهندسی نرم و روش بیومهندسی می‌باشد. احیای رودخانه‌ها و روش‌های بیومهندسی از مفاهیمی است که در این مقاله توضیح داده می‌شود.

۲. احیای رودخانه‌ها

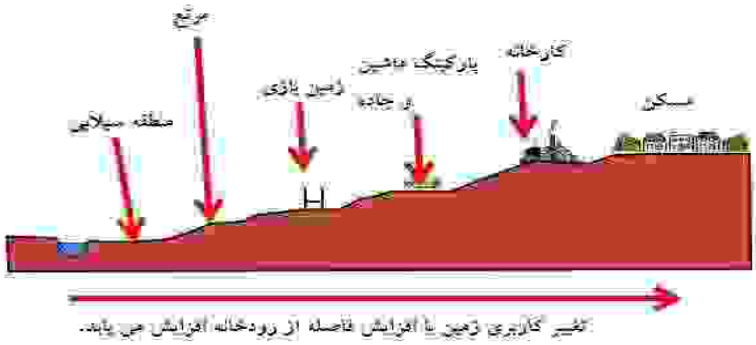
احیای رودخانه ها به عنوان یکی از تکنیک های مهندسی نرم، شامل بازگرداندن رودخانه‌ای است که مهندسی سخت را پشت سر گذاشته است. در گذشته این باور وجود داشت که اقدامات اساسی همچون بهره برداری از رودخانه‌ها و حفاظت در برابر سیلاب‌ها، تنها مربوط به مهندسی رودخانه است،

[128] Hard Engineering
[129] Soft Engineering
[130] Wing Dykes
[131] Floodplain Zoning
[132] Afforestation
[133] Wetland Restoration
[134] River Restoration
[135] Bioengineering

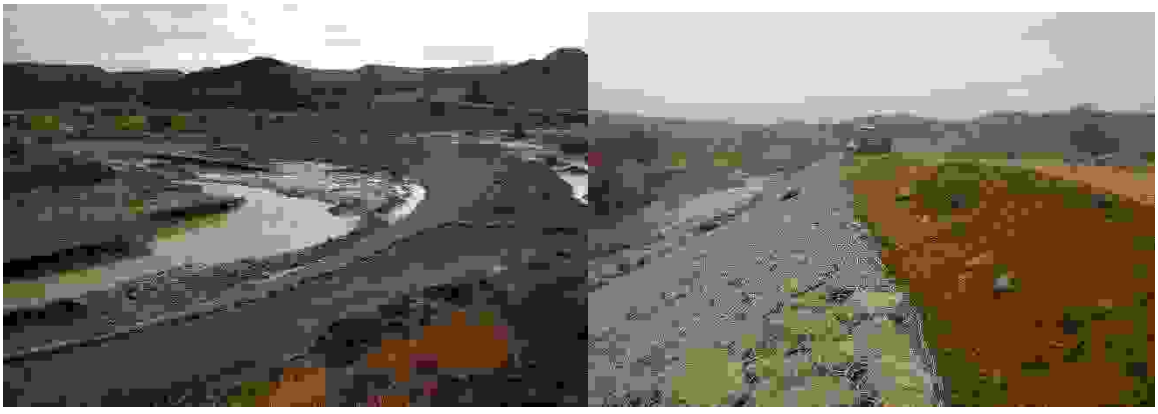
ولی در حقیقت این اقدامات در حوزه‌ی احیا و ساماندهی رودخانه‌ها قرار داشته است. شرایط هر رودخانه با رودخانه‌ی دیگر متفاوت بوده و هیچگاه نمی‌توان نتایج یک مشاهده‌ی علمی و تجربه‌ی عملی یک رودخانه را به دیگری تعمیم داد(فوکز، لی و میلیگان، ۲۰۰۵: ۲۸۴). هوور مکین(۱۹۳۷)، نوشته است: مهندسی که با انحراف رودخانه، احداث سد و یا دستکاری در طبیعت رودخانه، در آن ایجاد تغییر می‌کند، مثل کسی می‌ماند که دم گاو وحشی را در دست گرفته است و قادر به جلوگیری از عکس‌العمل‌های متوالی و نامطلوب رودخانه بعد از ایجاد تغییر نباشد، در حالیکه او باید به جنبه‌های ژنتیک و اصیل رودخانه تاکید داشته و به جای تحمیل به رودخانه با رودخانه همراه شود(بوستانی و اسماعیلی،۱۳۹۴: ۶۸). مهمترین هدف تعریف شده برای احیای رودخانه، برقراری ارتباطی منطقی بین بهره‌برداری پایدار از رودخانه و مناطق مجاور آن با محیط مناسب زیستی در حاشیه‌ی رودخانه است.

بازسازی رودخانه به تنوع بسیاری از اقدامات و روش‌های مدیریتی اکولوژیکی، فیزیکی و فضایی اشاره دارد. این روش‌ها به احیای حالت طبیعی و عملکرد سیستم رودخانه‌ای در حمایت از تنوع زیستی، ژئوتوریسم، مدیریت سیل و توسعه چشم انداز رهنمون می‌شود. تکنیک‌های بازسازی و مدیریت احیای رودخانه‌ها به ۱۲ مورد تقسیم می‌شوند، که عبارتند از: بازگرداندن مئاندرها به رودخانه‌های صاف، افزایش کانال‌های رودخانه‌ای اضافی، افزایش کانال‌های رودخانه‌ای صاف، سنگ چین کردن سواحل رودخانه(شکل۲)، اصلاح بستر رودخانه، سطح آب و جریان‌ها، مدیریت سیلاب‌های خشکی، ساخت مجموعه‌های تالاب دشت سیلابی، دسترسی خصوصی و عمومی، ارتقای دسترسی به رودخانه‌ها، متعادل کردن حفاری رودخانه‌ها، انحراف مسیر رودها، رفع یا عبور از موانع(راهنمای تکنیک‌های احیای رودخانه،۲۰۰۲: ۲).

به دست آوردن الگویی از اهداف بوم شناختی می‌تواند یکی از مهمترین کارکردهای احیای رودخانه تلقی شود(بوستانی و اسماعیلی ، ۱۳۹۴: ۶۹). براین اساس در روش‌های جدیدی با استفاده از تکنیک‌های بیومهندسی می‌توان کنترل و مهار سیل را بدست آورد.



شکل ۱ تغییر کاربری زمین در منطقه دشت سیلابی



شکل ۲ استفاده از سنگ چین و گابیون جهت احیای مسیر رودخانه مرزی ایران و ترکمنستان

۳. تکنیک‌های بیومهندسی

از قرن ۱۶ میلادی روش‌های مهندسی زیستی در رشته کوه‌های آلپ استفاده می‌شد. سپس از آنجا به جزایر بریتانیا و در سراسر اروپا منتقل شد. والتمن، ۱۹۷۷ از اولین کسانی بود که با استفاده از قلمه‌های زنده به استقرار پوشش گیاهی و تثبیت دیواره‌های رودخانه کمک کرد. افزایش تکنیک‌های جدید مهندسی زیستی خاک در اروپا در طول دهه ۱۹۳۰ بود. در چند دهه اخیر استفاده از پوشش‌های گیاهی، به نام روش‌های بیومهندسی یا مهندسی

زیستی در ایران مطرح شده است. مهندسی زیستی، علمی کاربردی و ترکیبی از مفاهیم ساختاری، بیولوژیکی و زیست محیطی به منظور کنترل فرسایش، رسوب و سیل است. مهندسی زیستی با استفاده از مواد گیاهی زنده و تکنیک‌های مهندسی انعطاف پذیر برای کاهش مشکلات زیست محیطی و دامنه‌های با مشکل فرسایشی زیاد و دیواره‌های رودخانه استفاده می‌شوند. این تکنیک ابزاری مهم برای اکوسیستم‌های آسیب دیده است که طراحی و بازسازی سیستم پوشش گیاهی، افزایش مقاومت برشی و محدود کردن حرکات ذرات خاک در دامنه با استفاده از تاثیرات سیستم‌های ریشه در ساختار خاک را دنبال می‌کند. با این حال، این روش نه تنها به تثبیت شیب و کنترل فرسایش خاک و مهار سیل کمک می‌کند، بلکه موجب افزایش ارزش زیبایی شناسی و ایجاد مکان تفریحی می‌شود. (غلامی، کریمی و کاویان،۱۳۹۶: ۱۵۰).

استفاده از پوشش گیاهی برای جلوگیری از فرسایش و تخریب کناره رودخانه زمانی مؤثر واقع خواهد شد که گیاه دارای صفات مناسب بوده و بتواند در محل مورد نظر استقرار یافته، رشد کند و پوشش مناسب بر روی سطح دیواره به وجود آورد و کارآیی لازم جهت کاهش سرعت و تنش برشی و افزایش مقاومت خاک و استحکام کافی جهت تثبیت دیواره را داشته باشد(نیک منش، ۱۳۸۸: ۲).

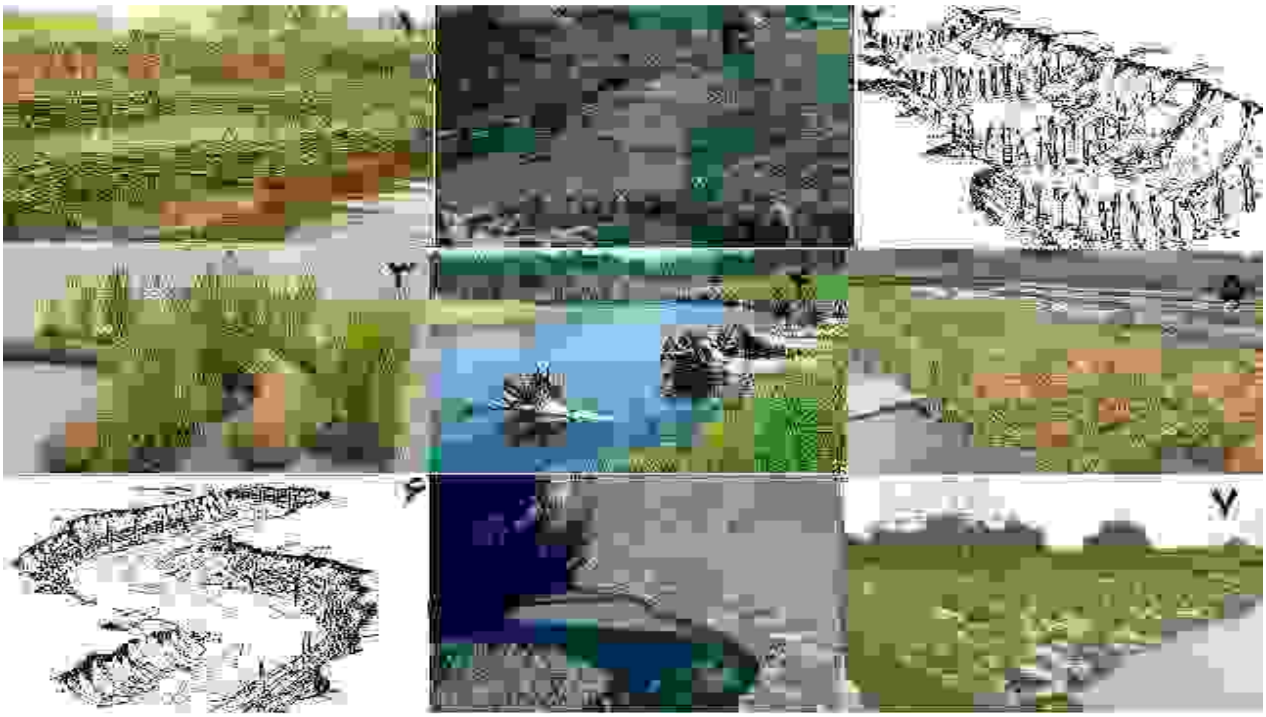
به طورکلی گیاه مناسب برای کاربرد در طرحهای مهندسی رودخانه به منظور جلوگیری از فرسایش و تخریب دیواره های رودخانه باید دارای صفاتی به شرح ذیل باشد: با شرایط آب و هوایی منطقه سازگار بوده و در عین حال به توجه و مراقبت کمی نیاز داشته باشد، به آسانی و سهولت استقرار یابد، سریع الرشد بوده و در مدت زمان کوتاهی بتواند سطح زیادی از زمین را بپوشاند، از سیستم ریشه‌ای قوی، گسترده، عمیق و متراکم برخوردار باشد، از خاصیت ارتجاعی بالایی برخودار بوده و در مقابل فشارهای زیاد و جریانهای حاوی مواد معلق مقاومت کند، در مقابل غرقاب شدن در آب مقاوم باشد، در مقابل سرما و یخبندان مقاوم باشد، نسبت به کم آبی مقاوم بوده و به آب زیادی نیاز نداشته باشد، از ظرفیت احیاء شوندگی بالایی برخوردار باشد، نسبت به مدفون شدن در رسوبات مقاوم باشد، در مقابل آفات، امراض و بیماریها مقاوم باشد و از نظر زیبایی و دلپذیری خاصیت مناسب را داشته باشد.

روش‌های مهندسی زیستی خاک بدین شرح است: زهکش‌های دسته‌ای زنده، نرده‌های لجنی زنده(به منظور کاهش حرکت رسوب در رودخانه‌هایی با شیب کم و فرسایش جداری)، حفاظت کناره زنده(مناسب برای کشف رود مشهد)، شکاف‌های خندقی زنده، میخ کوبی زنده، بسته بندی شاخه‌ای، حصیر گیاهی(جهت جلوگیری از فرسایش سطحی در امتداد جریان آرام)، رول الیاف نارگیل(برای محافظت از لنداسلایدهای کم عمق و تله رسوب گیر) ، کاشت مشترک(جهت کاهش فرسایش در کناره‌ها و بهبود زهکشی در طول مسیر سیل، مناسب برای رودهای شمال غرب ایران)، دیوار تخته زنده(کنترل فرسایش کناره‌ها بر اثر جریان سریع مناسب برای رودهای شمال ایران و ...) تنه‌های ریشه‌ای(ثبات کناره‌ها و جهت مبارزه با فرسایش بادی موجی در دریاچه‌ها مناسب برای جنوب ایران)و.... که با توجه به شرایط اقلیمی، فرسایشی و طبیعی منطقه تعیین می‌شوند(شکل ۳).

۴. نتایج و یافته ها

پروژه‌های مهندسی نرم به مراتب ارزان‌تر از پروژه‌های مهندسی سخت است، این امر آنها را برای کشورهای کمتر توسعه یافته مناسب می‌سازد. آنها همچنین دارای الزامات تحصیلی و تکنولوژی پایین هستند تا بتوانند توسط افراد محلی در بخش‌های دور افتاده کشورهای فقیر اجرا شوند. پروژه‌های مهندسی نرم نسبت به پروژه‌های مهندسی سخت پایدارتر هستند. علاوه بر این، آنها فرایندهای طبیعی و سیستم‌های اکولوژیکی را در یک حوضه رودخانه‌ای نادیده نمی‌گیرند، بلکه تصمیم می‌گیرند تا با آنها ادغام شوند و در بعضی موارد آنها را بهبود بخشند. پوشش گیاهی زنده به منظور کاهش فرسایش خاک، پایداری کناره‌ها و بستر رودخانه و تثبیت تپه‌های شنی و ماسه‌ای برای مدت زمان بسیار طولانی استفاده می‌شود. در روش‌های بیومهندسی با گذشت زمان، پایداری شیب ها افزایش می یابد و در صورت آسیب دیدگی، توانایی احیاء دوباره خود را دارند.

با توجه به مطالب بیان شده، رودخانه‌های مستعد سیل در ایران مستلزم ارائه روش‌های مهندسی نرم بوده و می‌توان با مطالعه این مقاله اهمیت کنترل و مهار سیل و فرسایش را درک کرد. ضمن اینکه با آشنایی روش‌های مهندسی نرم و بیومهندسی می‌توان با هزینه‌های کمتری از میزان تلفات جانی و مالی کاست و علم و تکنولوژی کشور را به سمت مصرف بهینه منابع طبیعی و بومی هر منطقه رهنمون ساخت و با زیباسازی هرچه بهتر سواحل رودها خصوصا در مناطق شهری شمال کشور، سبب رونق گردشگری در این مناطق شد.



شکل ۳ نمایی از روش‌های ۱:حصارهای دیواره‌ای، ۲:نرده‌های لجنی زنده، ۳: رول الیاف نارگیل، ٤: تنه‌های ریشه‌ای، ٥:حصیر گیاهی، ٦: حفاظت کنار زنده، ۷: کاشت مشترک

۵. کلمات کلیدی

سیل، فرسایش، مهندسی نرم، بیومهندسی

۶. مراجع

۱. بوستانی، آرمین و کاظم اسماعیلی، **مهندسی رودخانه از گذشته تا آینده**(بررسی رویکردها و چشم انداز)، نشریه آب و توسعه پایدار، شماره ۳، صص ٦۷-۷۲، ۱۳۹٤.

۲. غلامی، لیلا، کریمی، نبیه و عطاله کاویان، **روش‌های مهندسی زیستی خاک استفاده شده در مدیریت آب و تثبیت شیب‌های تند**، اکوهیدرولوژی، دوره ٤، شماره ۱، صص ۱٦۲-۱٤۹، ۱۳۹٦.

۳. غیور، حسنعلی، **سیل و مناطق سیل خیز ایران**، تحقیقات جغرافیایی، شماره ٤۰، صص۱۰۲-۱۲۰،۱۳۷۵.

٤. نیک منش، محمدرضا، **مدیریت منابع آب و خاک رودخانه خشک شیراز براساس روش‌های اصولی بیومهندسی**، هشتمین سمینار بین المللی مهندسی رودخانه، اهواز، ۱۳۸۸.

5. Fookes, P.G. Lee, E.M. Milligan.G. Geomorphology for engineers. Whittles publishing.2005.
6. MANUAL of River Restoration TECHNIQUES, The River Restoration Centre, Silsoe, Beds, MK45 4DT, Environment Agency,2002.

ارزیابی حساسیت زمین لغزش با استفاده از روش های شبکه عصبی و الگوریتم ماشین بردار مطالعه موردی: گردنه ی حیران- استان اردبیل

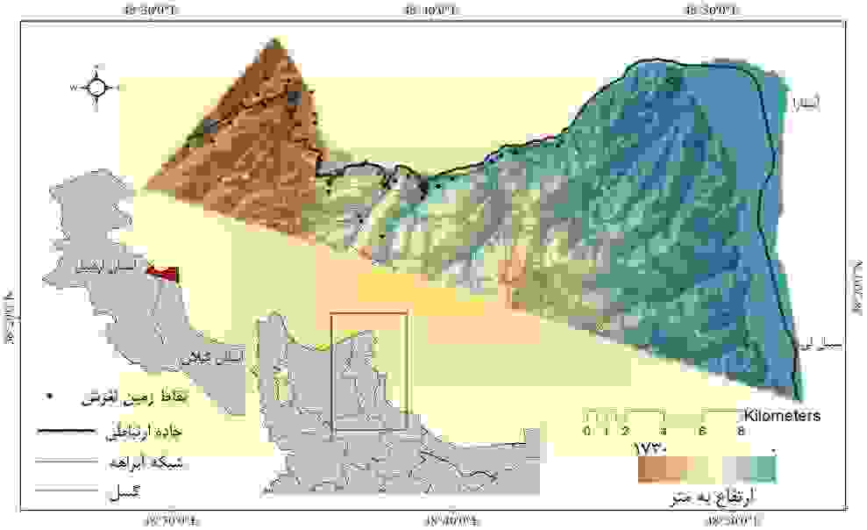
[1]دکتر مهدی مدیری ، [2] مسعود رحیمی ، [3] اصغر نویدفر
[1] دانشیار دانشگاه مالک اشتر، mmodiri@ut.ac.ir
[2] دانشجوی دکتری دانشگاه تبریز، masoud.rahimi90@ut.ac.ir
[3] دانشجوی دکتری دانشگاه تهران،navidfar32@ut.ac.ir

مقدمه

رخداد زمین لغزش یکی از مهم ترین بلایای طبیعی به حساب می آید که منجر به خسارات قابل توجه و از دست رفتن زندگی انسان ها و آسیب به زیر ساخت ها در سراسر جهان می شود(Girma et al., 2015; Raghuvanshi et al., 2014; Pan et al., 2008; Kanungo et al., 2006; Crozier and Glade., 2005; Dai et al., 2002; Parise and Jibson., 2000; Varnes., 1996; Dai and Lee., 2002; Lee et al, 2004; Guzzetti et al., 2005). رخداد زمین لغزش در نتیجه تعامل عوامل محیطی پیچیده و متنوع به وقوع می پیوندد. این عوامل به عوامل ماشه ای و عوامل اصلی تقسیم بندی می شوند. محرک وقوع زمین لغزش ها شامل موارد: زلزله، بارش باران و ذوب برف، فعالیت های انسان مانند ساخت و ساز جاده ها و ساختمان ها در دامنه های شیب دار و ... می باشد(Cubito et al., 2005). مهم‌ترین عوامل اصلی شامل ویژگی های ژئومورفیک و زمین شناسی، رخنمون های سنگی، جنس سنگ و پوشش گیاهی است(Zezere et al., 1999a; Fernandes et al., 2004; Cubito et al., 2005; Moreiras, 2005). در حال حاضر اطلاعات مربوط به چند دهه اخیر، ابزارهای قدرتمندی هستند که می‌توانند در راستای بهبود برنامه‌ریزی کاربری زمین و اجتناب از توسعه نواحی حادثه‌خیز مورد استفاده قرار گیرند. این رویه مؤثرترین و اقتصادی‌ترین راه جهت کاهش خطرات آتی می‌باشد (Aksoy and Ercanoglu, 2012: 87-98). در این خصوص، تهیه نقشه‌های حساسیت زمین‌لغزش، ابزار مهمی برای برنامه‌ریزی‌های منطقه‌ای هستند(Melchiorre, et al., 2008: 379-400).

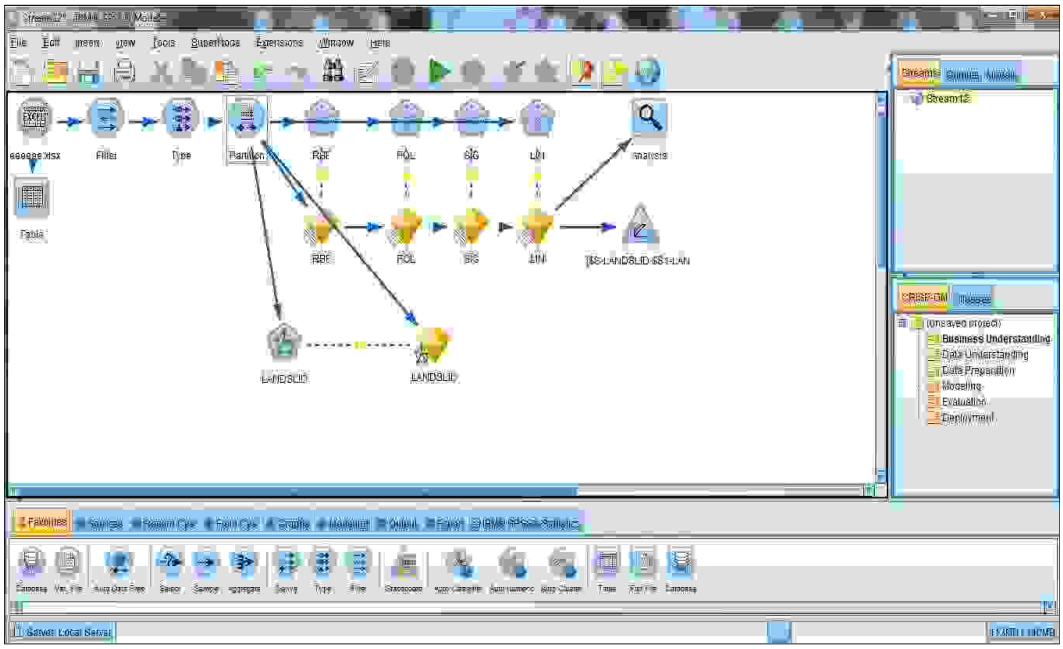
مواد و روشها

در این پژوهش به منظور تهیه نقشه حساسیت زمین لغزش، موقعیت زمین لغزش های به وقوع پیوسته در گردنه حیران (مسیر ارتباطی اردبیل - آستارا) با استفاده از GPS برداشت شد. در کنار این لایه ها، لایه های ارتفاع، شیب و جهت شیب نیز از مدل رقومی ارتفاعی زمینDEM با رزولوشن ۱۰ متر استفاده شد. لایه کاربری اراضی نیز از تصاویر Sentinental-2 مربوط به سال ۲۰۱۶ استخراج گردید. با استفاده از داده های فوق برا اساس الگوریتم SVM و شبکه عصبی نقشه پهنه های حساس به زمین لغزش در محور ارتباطی گردنه حیران مشخص گردید.



شکل ۱. نقشه منطقه مورد مطالعه

الگوریتم SVM بر پایه تئوری یادگیری آماری بنا شده است. بر اساس این تئوری می توان کران نرخ خطای ماشین یادگیری را برای داده های طبقه بندی نشده، به عنوان نرخ خطای تعمیم یافته در نظر گرفت. این کرانه ها به عنوان تابعی از مجموع نرخ خطاهای آموزشی هستند که میزان پیچیدگی طبقه بندی کننده ها را نشان می دهند. همچنین شبکه عصبی به عنوان مجموعه ای از گره های به هم پیوسته تعریف می شوند که می تواند برای مدل سازی مسائل و مشکلات زمین لغزش در ارتباط بین فاکتورهای عوامل ایجاد کننده و پاسخ ها کمک نمایند. در این تحقیق بعد از آماده سازی لایه های ارتفاع، شیب، جهت شیب، زمین شناسی، فاصله از گسل، کاربری اراضی و سایر عوامل موثر دیگر، داده ها وارد نرم افزار spss modeler شدند(شکل ۲). سپس خروجی نرم افزار برای هر یکی از عوامل دخیل بصورت مقادیر کمی بدست آمد که در ادامه فرآیند، در نرم افزار Arc GIS نقشه حساسیت زمین لغزش برای هر یک از روش ها تهیه شد.



شکل ۲. فرایند اجرای مدل شبکه عصبی در نرم افزار spss modeler

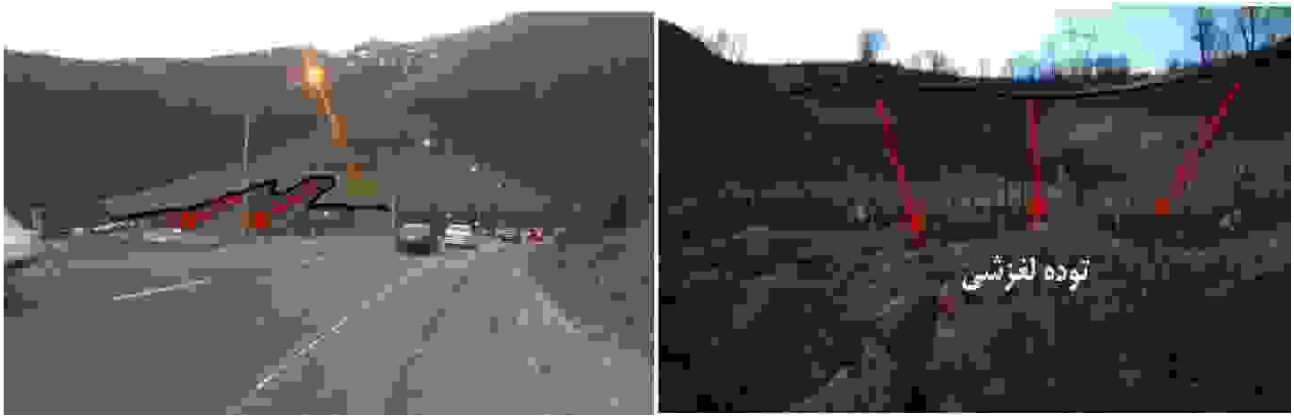
بحث و نتایج و یافته ها

بر اساس نتایج بیشتر از ۴۰ درصد مساحت حوضه در گروه خیلی زیاد حساسیت لغزش قرار گرفته اند. این بخش از حوضه مورد بررسی در طبقه ارتفاعی بالای ۱۴۰۰ متر و در بخش های بالا دست محور ارتباطی واقع شده و عمدتا تحت کاربری مسکونی و کشاورزی قرار گرفته است. کمترین مقدار مربوط به طبقه کم است که عمدتا در بخش های کم شیب حاشیه غربی دریای خزر و در محدوده شهرستان آستار واقع شده است. بر اساس مقادیر درصد طبقات بین روش های مختلف کرنل شباهت زیادی برقرار است. در روش شبکه عصبی تنها طبقه خیلی زیاد با روش های مدل کرنل درصد نزدیک به هم را دارا می باشند ولی در سایر طبقات اختلاف چند درصدی بدست آمده است. در روش شبکه عصبی بیشتر از ۶۰درصد از مساحت حوضه بین طبقه زیاد و خیلی زیاد قرار گرفته است و در حدود ۳۵ درصد بین طبقه متوسط و کم قرار گرفته است. در مدل کرنل مقدار درصد طبقه استطاعت زیاد و خیلی زیاد نزدیک ۷۰ درصد قرار دارد.

جدول ۱. مقدار درصد حساسیت زمین لغزش بر اساس مدل های کمی

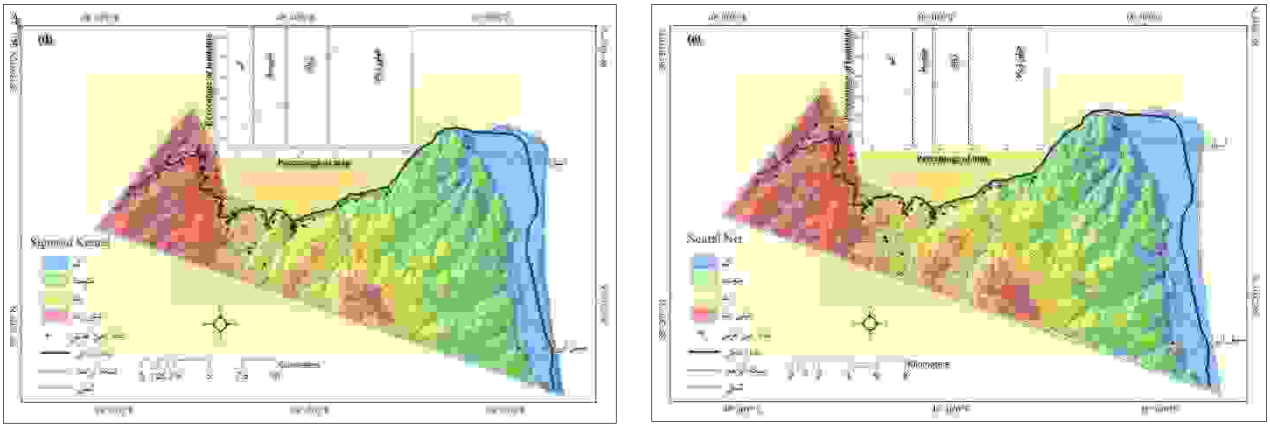
طبقات	Neural net	Liner kernel	Radial basis function	Polynomial kernel	Sigmoid kernel
کم	۲۳/۲۵	۱۲/۰۸	۱۲/۰۹	۱۲/۰۷	۱۲/۷۰
متوسط	۱۲/۵۰	۱۸/۱۷	۱۸/۱۷	۱۸/۱۷	۱۸/۰۴
زیاد	۲۲/۷۷	۲۷/۶۵	۲۷/۶۵	۲۷/۶۵	۲۷/۴۶
خیلی زیاد	۴۱/۴۷	۴۲/۰۸	۴۲/۰۷	۴۲/۰۸	۴۱/۷۸

در بین چهار روش مدل الگوریتم ماشین بردار و روش شبکه عصبی، بیشترین عامل موثر مربوط به کاربری اراضی به مقدار ۰/۳۸ و کمترین مقدار ۰/۰۷ مربوط به عامل ارتفاع و جهت دامنه ها بد ست آمده ا ست. بر ا ساس نق شه کاربری ارا ضی بی شترین کاربری تحت تاثیر ناپایداری دامنه عمدتا مربوط به کاربری مرتع، زمین کشاورزی و جاده های ارتباطی در محدوده ارتفاعی ۱۴۰۰متر به بالا است. شیب نیز از جمله عواملی است که در روش شبکه عصبی رتبه بالایی را دارد.



شکل ۳. زمین لغزش های اتفاق افتاده در مسیر محور حیران- آستارا

زمین شناسی و جنس سازندها نیز همواره در بحث حرکات دامنه ای نقش تعیین دارد. در این مطالعه سازندهایی که بیشترین نقش رو در تسریع حرکات دامنه ای داشته اند عمدتا متشکل از لایه هایی از تناوب توف، ماسه سنگ توفی به همراه گدازه های برشی و گدازه های پیروکسن آندزیت است. در بین چهار روش الگوریتم ماشین بردار موثر ترین عامل مربوط به پارمترهای زمین شناسی و کاربری اراضی بود. کمترین مقدار برای عامل ارتفاع و زمین شناسی در روش Radial basis function بدست آمد. با دقت در نتایج روش‌های کرنل می‌توان دید سه روش Polynomial kernel، Sigmoid kernel، Liner kernel نتایج تقریبا مشابهی ارائه داده اند. مدل Sigmoid kernel بیشتر با مدل شبکه عصبی(Neural net) در بیان عوامل تاثیر گذار در ناپایداری دامنه همپوشانی زیادی دارند.



شکل ۴. نقشه حساسیت زمین لغزش در محور ارتباطی حیران- آستارا(d: Sigmoid kernel, e: Neural net)

نتیجه گیری

ناپایداری دامنه به‌عنوان یکی از مهمترین مخاطرات ژئومورفولوژیکی در برخی از مناطق از نمود بارزی برخوردار است و مشکلات جدی برای ساکنین آن منطقه بوجود آورده است. این تحقیق به منظور شناسایی مناطق داراری پتانسیل لغزش در محور ارتباطی حیران – آستارا صورت گرفته است. این محور ارتباطی از نظر وقوع زمین لغزش دارای اهمیت ویژه ای هست چرا که علاوه بر مخاطرات جاده ای دارای لغزش های متعدد در طول جاده نیز است. لذا نیازمند بررسی و مقایسه دقیق روش های پهنه بندی جهت ارزیابی درست در این محدوده بود. در این پژوهش مدل شبکه عصبی و چهار روش مدل الگوریتم ماشین بردار مورد سنجش و مقایسه قرار گرفته است. مدل الگوریتم ماشین بردار جزء روش های غیر پارامتریک بر پایه یادگیری آماری استوار شده است. مختصات تعداد ۴۲ مورد از لغزش های صورت گرفته در سطح محور ارتباطی با استفاده از دستگاه جی پی اس برداشت شد.

بعد از آماده سازی لایه های اطلاعاتی نسبت ۷۰ درصد برای آموزش و ۳۰ درصد برای تست مدل لحاظ شد. نتایج مدل سازی بیانگر بیشترین مقدار ارزش های وزنی پارامترها کاربری اراضی، زمین شناسی و پارامتر شیب در بین سایر عوامل است. بر اساس نتایج مدل سازی در روش شبکه عصبی بیشتر از ۶۰ درصد از مساحت حوضه بین طبقات حساسیت زیاد و خیلی زیاد قرار گرفته است در مقابل در الگوی ماشین بردار مقدار مساحت تحت پوشش طبقه زیاد و خیلی زیاد نزدیک به ۷۰ درصد تخمین زده شده است. بر طبق نتایج مدل Sigmoid kernel و Sigmoid kernel بیش از ۸۰ درصد از تعداد ۴۲ مورد زمین لغزش ها ثبت شده در طبقه زیاد و خیلی زیاد جای گرفته است.

در ارزیابی کلی از عملکرد مدل ها، مدل های Sigmoid kernel و Neural net مطابقت بیشتری با توجه به لایه های مورد استفاده و شرایط محور ارتباطی حیران – آستارا و موقعیت ثبت شده لغزش ها دارد. لذا نتایج این دو مدل می تواند مبنای پهنه بندی قرار گیرد.

کلمات کلیدی: حساسیت لغزش، شبکه عصبی، الگوریتم ماشین بردار، محور ارتباطی حیران

مراجع

[1] Aksoy, B. and Ercanoglu, M., 2012. Landslide identification and classification by object-based image analysis and fuzzy logic: An example from the Azdavay region (Kastamonu, Turkey). Computers & Geosciences, 38(1), pp.87-98.
[2] Crozier, M.J., Glade, T., 2005. Landslide hazard and risk: issues, concepts, and approach. In: Glade, T., Anderson, M., Crozier, M. (Eds.), Landslide Hazard and Risk. Wiley, Chichester, pp. 1–40.
[3] Cubito, A., Ferrara, V. and Pappalardo, G., 2005. Landslide hazard in the Nebrodi Mountains (Northeastern Sicily). Geomorphology, 66(1), pp.359-372.
[4] Dai, F.C., Lee, C.F., 2002. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. Geomorphology 42, 213–238.
[5] Dai, F.C., Lee, C.F., Ngai, Y.Y., 2002. Landslide risk assessment and management: an overview. Eng. Geol. 64, 65–87.
[6] Fernandes, N.F., Guimarães, R.F., Gomes, R.A., Vieira, B.C., Montgomery, D.R. and Greenberg, H., 2004. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. Catena, 55(2), pp.163-181.
[7] Girma, F., Raghuvanshi, T.K., Ayenew, T., Hailemariam, T., 2015. Landslide hazard zonation in Ada Berga District, Central Ethiopia – a GIS based statistical approach. J. Geomatics 90, 25–38 (i).
[8] Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M. and Ardizzone, F., 2005. Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. Geomorphology, 72(1), pp.272-299.
[9] Kanungo, D.P., Arora, M.K., Sarkar, S., Gupta, R.P., 2006. A comparative study of conventional, ANN black box, fuzzy and combined neural and fuzzy weighting procedures for landslide susceptibility zonation in Darjeeling Himalayas. Eng. Geol. 85, 347–366.
[10] Melchiorre, C., Matteucci, M., Azzoni, A. and Zanchi, A., 2008. Artificial neural networks and cluster analysis in landslide susceptibility zonation. Geomorphology, 94(3), pp.379-400.
[11] Moreiras, S.M., 2005. Climatic effect of ENSO associated with landslide occurrence in the Central Andes, Mendoza province, Argentina. Landslides, 2(1), pp.53-59.
[12] Pan, X., Nakamura, H., Nozaki, T., Huang, X., 2008. A GIS-based landslide hazard assessment by multivariate analysis Landslides. J. Jpn. Landslide Soc. 45 (3), 187–195.
[13] Parise, M., Jibson, R.W., 2000. A seismic landslide susceptibility rating of geologic units based on analysis of characteristics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California earthquake. Eng. Geol. 58, 251–270.
[14] Raghuvanshi, T.K., Ibrahim, J., Ayalew, D., 2014. Slope stability susceptibility evaluation parameter (SSEP) rating scheme – an approach for landslide hazard zonation. J. Afr. Earth Sci. 99, 595– 612.
[15] Varnes, D.J., 1996. Landslide Types and Processes. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), Landslides: Investigation and Mitigation, Transportation Research Board Special Report 247. National Academy Press, National Research Council, Washington, D.C.
[16] Zêzere, J.L., de Brum Ferreira, A. and Rodrigues, M.L., 1999. The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon (Portugal). Geomorphology, 30(1), pp.133-146.

بررسی روند تغییرات پوشش گیاهی کوه کوسالان استان کردستان با استفاده از سنجش از دور

زید محمدی۱، جمیل امان اللهی۲
۱-دانش آموخته کارشناسی محیط زیست دانشگاه کردستان
۲-استادیار گروه محیط زیست دانشگاه کردستان

مقدمه

مطالعه پوشش‌گیاهی در اکثر مناطق دنیا بخصوص در ایران که جزء مناطق خشک و نیمه‌خشک بوده از اهمیت خاصی برخوردار است از طرفی گیاهان اصلی‌ترین بخش هرم‌غذایی موجودات‌زنده را تشکیل می‌دهند امروزه تغییرکاربری زمین، به صورت غیر اصولی از مهمترین معضلات کشوره بوده چراکه اکثر تغییرکاربری ها بدون برنامه اصولی و درنظر گرفتن محدودیت های زیست‌محیطی صورت می‌گیرد (1) یکی از این تغییرات که بر اثر بی‌توجهی به قابلیت توسعه اراضی می باشد می توان به از بین رفتن پوشش منابع‌طبیعی و افزایش قابل توجه زمین های‌کشاورزی در شیب‌های نامتعارف اشاره کرد(2) با توجه به اینکه تغییرات کاربری‌اراضی مقیاس گسترده ای دارد بنابراین سنجش‌ازدور بهترین راهکار برای تعیین جهت تغییرات می‌باشد (4)(3) بر مبنای این موضوع محققان ، در مقالات زیادی ، از داده های فضایی برای بررسی پوشش‌گیاهی استفاده کرده و اعلام نموده اند این روش برای بررسی دینامیک پوشش گیاهی مناسب است (6)(5). Jovanović و همکارانش در سال۲۰۱۵ در صربستان به وسیله ای سنجش‌ازدور برروی تغییرات‌پوشش زمین مطالعات خود را انجام دادند و نشان داد که در این منطقه کاهش ٪ (حدود ۱۰۰۰هکتار) سطح زیرجنگل و افزایش دو برابری (حدود ۶۰۰ هکتار) مناطق شهری انسان ساخت را داشته است(7). محمدیاری و همکارانش در سال ۱۳۹۳ از شاخصNDVI در بازه‌ای زمانی ۱۳۷۸ – ۱۳۹۲ با استفاده از تصاویر سنجنده ETM^+[۱۳۶] و OLI[۱۳۷] ماهواره لندست مطالعات خود را برروی تغییرات زمانی و مکانی پوشش‌گیاهی شهرستان بهبهان انجام دادند و داده‌های حاصل بیان داشت که شاخص‌های کمی و کیفی پوشش‌گیاهی در این بازه تغییرات زیادی داشته به طوری که اراضی با پوشش ضعیف افزایش مساحت داشته و از مساحت اراضی خوب کاسته شده است (8). zhang & Zhang سال ۲۰۰۷ در کشورچین بر اساس مطالعاتشان در دهه ۱۹۸۰ دریافتند که الگوی کاربری‌اراضی این منطقه تغییرات زیادی را پشت‌سر گذاشته و بیشتر از سطح اراضی جنگل و کشاورزی کاسته و به سطح اراضی شهری افزوده شده است(9). Aligt et al و همکارانش سال۲۰۰۴ در ایالت‌متحده با استفاده از تصاویر TM[۱۳۸] سال ۱۹۸۲ و TM سال ۱۹۹۷ دریافت که به طور عمده در این بازه زمانی از اراضی‌کشاورزی و جنگلی کاسته شده و حدود ۳۴ درصد اراضی شهری گسترش یافته است(10). Michener & Houhoulis سال۱۹۹۷ چندین روش پایش تغییر پوشش‌گیاهی را با داده های HRV و SPORT مورد برر سی قرار دادند و نتایج حاصل از تحقیقات آن‌ها بیان داشت که روش تفاضلNDVI[۱۳۹] با دقت ۷۷٪ مناسب ترین روش بوده است(11). عبدالهی(۱۳۷۷) با استفاده از سنجش‌ازدور و GIS[۱۴۰] به نحوه تاثیر فاکتورهای محیطی برروی پراکنش‌گیاهی در شهیدکوه‌یزد پرداخته و برکارامد بودن سنجش‌ازدور در مناطق خشک و نیمه‌خشک تأکید داشته است (۱۲). زارع(۱۳۷۶) با کار برروی طبقه‌بندی پوشش‌گیاهی معتقد بود شاخص NDVI برای گونه‌های که شباهت زیادی باهم دارند در طبقه‌بندی استفاده نمی شود منتها این شاخص برای شناسایی اراضی بسیار کارآمد و مفید است (۱۳). با توجه به کارائی بالای سنجش‌ازدور در این تحقیق نیز تغییرات تراکم پوشش‌گیاهی منطقه حفاظت شده کوسالان در استان‌کردستان در طی سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۶ به وسیله تصاویر سنجنده OLI تصاویر ماهواره‌ای لندست۸ ، مورد بررسی قرار گرفت.

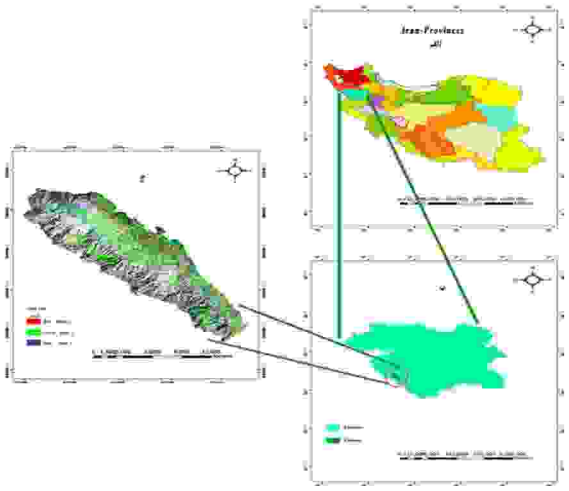
۱ مواد و روش‌ها

۱-۲ منطقه مورد مطالعه

منطقه حفاظتی کوسالان[۱۴۱] در دهستان هورامان‌تخت واقع در جنوب و فاصله ۳۲ کیلومتری شهرمریوان و در بخش شمالی هورامان‌تخت قرار گرفته و از شمال‌غربی به سوی جنوب‌غربی از دره‌رودخانه سیروان تا دامنه شمالی کوه«هی شور» به طول ۲۰ کیلومتر کشیده شده که رودخانه سیروان از دامنه

136 Enhanced Thematic Mapper Plus
137 Operational Land Imager
138 Thematic Mapper
139 Normalized Difference Vegetation Index
140 Geographic Information System
141 Kousalan protected area

شرقی آن می گذرد(۱۴). این کوه با ارتفاع حدود ۲۶۲۰ متر تقریبا حد فاصل« طول جغرافیایی ۴۶درجه و ۲۶دقیقه»[۱۴۲] و «عرض جغرافیایی ۳۵درجه و ۲دقیقه»[۱۴۳] قرار گرفته است. این منطقه بر اساس مصوبات دولت در سال ۱۳۸۷ به جمع مناطق تحت مدیریت اداره کل حفاظت محیطزیست کردستان در آمده است.(۱۵)



شکل ۱: (الف) موقعیت استان‌کردستان در جغرافیای ایران، (ب) موقعیت منطقه موردمطالعه در استان‌کردستان و (ج) منطقه حفاظت‌شده کوسالان

۲-۲ روش ها، مراحل انجام کار و تکنیک های مورد استفاده

برای رسیدن به هدف مورد نظر ابتدا منطقه مورد مطالعه را مشخص کرده و تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه را از سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۶ از آرشیو داده‌های ماهواره لندست۸ و سایت USGS[۱۴۴] (سایت زمین شناسی ایالت متحده) دانلود کرده که تهیه تصاویر ماهواره‌ای مناسب از منطقه، مرحله بسیار مشکل بوده، چراکه در خصوص تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده باید تصاویری برگزیده شود که پوشش ابری کمتر از ۵درصد باشد باتوجه به شرایط اقلیمی خاص منطقه و ابری بودن محدودیت‌های بسیاری در اکثر ماه‌های سال برای انتخاب تصاویر وجود دارد و باتوجه به دوره‌ای زمانی ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۶ تلاش براین اساس بود که تا حد امکان تصاویر ماهواره‌ای مربوط به یک فصل (ماه May) یعنی فصل رشدگیاهان که بیشترین بازتاب را دارد استفاده گردد. منبع داده‌ها مربوط به سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۶، تصاویر سنجنده Oli ماهواره لندست۸ است. لندست۸ در فاصله ۴۳۸ مایلی زمین (۷۵۰ کیلومتری) با مدارقطبی قرار گرفته و دارای دو سنجنده حساس Oli جهت جمع‌آوری داده‌ها از باندهای مرئی، مادون‌قرمز نزدیک و طول موج‌های کوتاه مادون قرمز . سنجنده‌حرارتی مادون‌قرمز (Tirs) به منظور اندازه‌گیری درجه حرارت سطح زمین می باشد. لندست۸ با ردیابی تخریب-جنگل، استفاده از آب، توسعه شهری، عقب‌نشینی یخچال‌ها و سایر پدیده‌ها که با شتاب فزاینده‌ای درحال تغییر هستند، به دانشمندان و سیاستمداران برای درک بهتر چگونگی ۷ میلیارد انسان بر زمین کمک خواهد کرد. قدرت تفکیک رادیومتریک لندست۸ بر مبنای۱۲بیت است و سلول ها بین صفر تا ۴۰۹۵ کد گذاری می‌شود.

بحث و نتایج

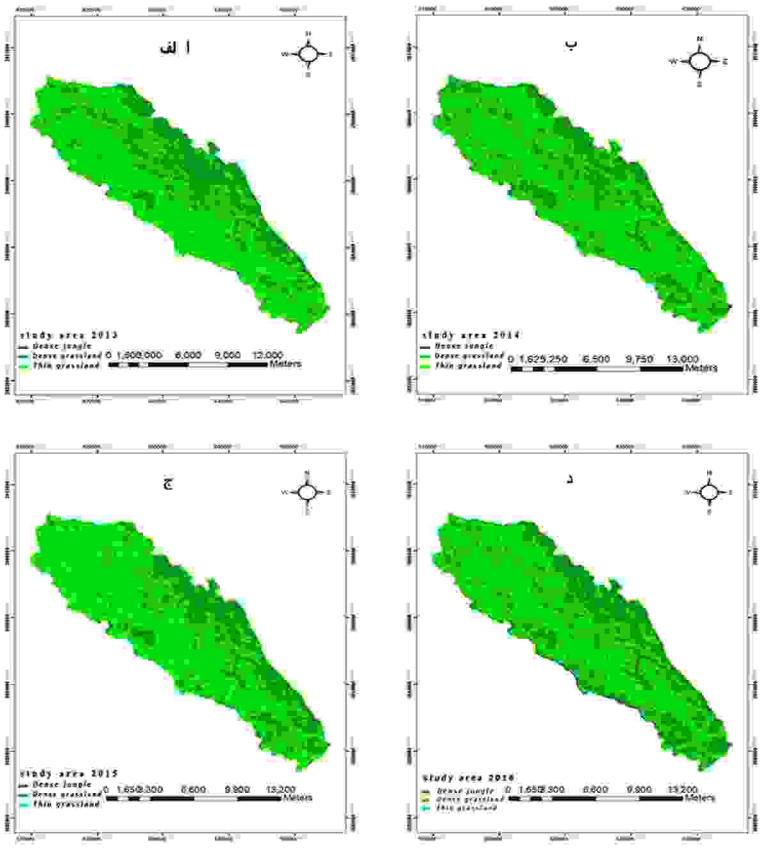
یکی از کاربری‌های مهم سنجش‌ازدور آشکارسازی تغییرات محیطی می‌باشد. هدف از این تحقیق بررسی میزان تغییر در پوشش‌گیاهی در دوره چهارساله ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۶ بوده و به همین خاطر از شاخص سنجش‌از دور NDVI استفاده شده است. نقشه کاربری اراضی منطقه مورد مطالعه برای سال‌های

142 E4626

143 N3502

144 United States Geological Survey

۲۰۱۳ تا ۲۰۱۶ به صورت طبقه‌بندی[145] نظارت شده تهیه شده در شکل۳ به تصویر کشیده شده و مساحت هریک از کاربری‌ها موجود در منطقه مورد مطالعه محاسبه و در جدول۱ ارائه شده و براساس جدول۱ مساحت کل حوزه برای سال‌های ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۶ برابر ۱۸۸,۷۵۶۱کیلومترمربع تعیین گردیده. براساس تفسیر مساحت سال‌های مذکور در جدول۱ درصد مساحت جنگل‌متراکم[146]، مرتع‌متراکم[147] و مرتع‌تنک[148] برای سال‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۶ به ترتیب برابر است با« ۱۲,۰۹٪، ۳,۳۸۹٪و۱۹,۹۶۲٪»و « ۱۴,۱۵٪، ۳,۵۸۷٪و ۱۷,۴۰۴٪». با تفسیر درصد مساحت کاربری‌های مورد مطالعه به این نتیجه میرسیم که به مساحت جنگل‌های متراکم در طی چهار سال مطالعه افزوده شده و از درصد مساحت مراتع‌متراکم و تنک کاسته شده است. از مساحت منطقه مورد مطالعه درصد ناچیزی را خاک و آب «۰,۰۲۴و ۰,۰۰۴» تشکیل می دهد که از بررسی آن صرف نظر می کنیم.



شکل ۳: نوع و میزان تراکم پوشش گیاهی منطقه‌ی مورد مطالعه، (الف) سال ۲۰۱۳، (ب) سال ۲۰۱۴، (ج) سال ۲۰۱۵) و (د) سال ۲۰۱۶

جدول۱: مقدار و درصد مساحت کاربری اراضی منطقه کوسالان در بازه زمانی ۲۰۱۳-۲۰۱۶

[145] Post Classification Comparison

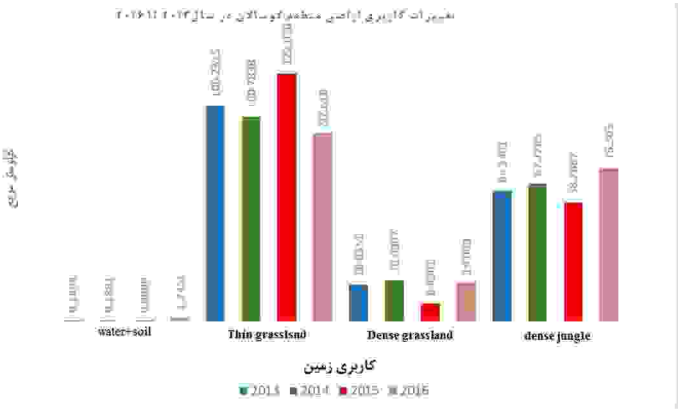
[146] Dense jungle

[147] Dense grassland

[148] Thin grasslsnd

سال	مساحت	نوع کاربری اراضی				ضریب کاپا**	مساحت کل
		Water+soil	Thin grassland	Dense grassland	Dense jungle		
2013	km²	0.1494	106.2315	18.0351	64.3401	0.97	188.7561
	درصد	0.028	19.962	3.389	12.090		
2014	km²	0.1881	100.7838	20.0907	67.7205	0.98	
	درصد	0.031	18.938	3.775	12.725		
2015	km²	0.0009	122.0364	8.4501	58.2687	0.99	
	درصد	0.000	22.931	1.588	10.949		
2016	km²	1.7451	32.6190	19.0890	75.3030	0.96	
	درصد	0.328	17.404	3.587	14.150		

شکل۴ نمودار مساحت و کاربری‌های موجود درمنطقه‌کوسالان و روند تغییرات آن‌ها در بازه‌زمانی ۲۰۱۳-۲۰۱۶



براساس آنالیزهای انجام گرفته برروی منطقه با مساحت ۱۸۸,۷۵۶۱ که درجدول۱ ذکر شده می‌توان دریافت در سال ۲۰۱۳ جنگل‌های‌متراکم، مراتع‌متراکم و مرتع‌تنک به ترتیب دارای مساحت ۶۴,۳۴۰۱، ۱۸,۰۳۵۱و ۱۰۶,۲۳۱۵ کیلومترمربع باضریب کاپا ۹۷بوده که درسال ۲۰۱۴ این مساحت به ۶۷,۷۲۰۵، ۲۰,۰۹۰۷و ۱۰۰,۷۸۳۸ کیلومترمربع با ضریب کاپا ۹۸رسیده می‌توان گفت طی این دوسال به مساحت جنگل‌های‌متراکم و مرتع‌متراکم افزوده شده و از مرتع‌تنک کاسته شده درسال ۲۰۱۵ برعکس دوسال گذشته روند مساحت جنگل‌های متراکم و مرتع‌متراکم کاهشی بوده و به مساحت مراتع‌متراکم افزوده شده که با ضریب کاپای ۹۹ به ۵۸,۲۶۸۷، ۸,۴۵۰۱و ۱۲۲,۰۳۶۴ کیلومترمربع رسیده درسال ۲۰۱۶ جنگل‌های متراکم ۱۴,۱۵% (۷۵,۳۰۳۰کیلومترمربع)، مراتع متراکم ۳,۵۹% (۱۹,۰۸۹کیلومترمربع)و مراتع تنک ۱۷,۴% (۹۲,۶۲کیلومترمربع) از مساحت منطقه را به خود اختصاص داده و درصد ناچیزی ازاین مساحت را ابر، آب، خاک و ... تشکیل می‌دهند که از پرداختن به آن صرف‌نظر می‌کنیم. از مقایسه میزان مساحت جنگل متراکم در سال ۲۰۱۳ که مساحتی معادل ۶۴,۳۴۰۱ داشته با سال۲۰۱۶ که مساحت جنگل‌های متراکم ۷۵,۳۰۳۰کیلومترمربع بوده می توان به این نتیجه رسید که این کاربری در طول ۴ سال مطالعه (۲۰۱۳-۲۰۱۶) افزایش مساحت ۱۳۹,۶ کیلومتر مربع داشته است. در طول دوره تحقیق در سال اول ۲۰۱۳ مرتع متراکم مساحتی معادل ۱۸,۰۳۵۱ کیلومترمربع داشته و در سال ۲۰۱۶ به ۱۹,۰۸۹۰کیلومترمربع رسیده که آمار گویایی این مساله است که این کاربری مساحتش به اندازه ۱,۰۵۳۹کیلومترمربع در طول دوره تحقیق افزایش یافته است. از بررسی مساحت که درسال ۲۰۱۳حدود۱۰۶,۲۳ کیلومترمربع بوده ودرسال ۲۰۱۶ به ۹۲,۶۱۹کیلومترمربع رسیده می‌توان دریافت که درمجموع چهارسال مساحتش روبه کاهش بوده.

براساس نمودار رسم شده روند تغییرات ۲۰۱۶-۲۰۱۳ در شکل۴: بیشترین ارتفاع نمودار میله ای یا به بیان دیگر بیشترین مساحت مربوط به Thin grassland درسال ۲۰۱۵ با ۱۲۲,۰۳۶بوده وکمترین مساحت مربوط به Dense grassland درسال۲۰۱۵ می باشد براساس ارتفاع کاربری‌های مطالعه شده درنمودار Thin grassland دربین کل کاربری‌ها بیشترین ارتفاع و بیشترین مساحت را به خود اختصاص داده است.

جدول۲ تغییرات کاربری اراضی در بازه زمانی ۲۰۱۳-۲۰۱۶

سال	مساحت	تغییرات کاربری اراضی		
		Dense jungle	Dense grassland	Thin grasslsnd
2013-2014	km^2	13.19	4.57	-22.74
	درصد	20.498	25.326	-21.402
2014-2015	km^2	-20.45	-12.84	11.36
	درصد	-30.957	-63.921	11.271
2015-2016	km^2	5.95	1.34	-35.07
	درصد	10.214	15.902	-28.739

درجدول۲ جنگل متراکم در بازه ۲۰۱۴-۲۰۱۳ تغییر مساحت ۱۳,۱۹ کیلومترمربعی داشته است که از مرتع تنک به مساحت ۱۳,۱۱کیلومترمربع و مرتع متراکم ۰,۰۸کیومترمربع کاسته شده و به جنگل متراکم افزوده شده.در بازه ۲۰۱۴-۲۰۱۵ این روند سیر نزولی به خود گرفته است و کاهش ۲۰,۴۵ کیلومترمربع داشته که از این حجم مساحت ۱۹,۸کیلومترمربع به مرتع تنک و ۰,۶۵ کیلومترمربع به مرتع متراکم افزوده شده است و این روند در بازه ی زمانی ۲۰۱۶-۲۰۱۵ دوباره سیر صعودی خود را در پیش گرفته و به مساحت ۵,۹۵ کیلومترمربع به مساحت جنگل های متراکم افزوده شده که این افزایش حاصل کاهش ۵,۰۲ کیلومترمربع مراتع تنک و ۰,۰۸ کیلومترمربع مراتع متراکم بوده است. کاربری مرتع متراکم در سال ۲۰۱۳ با مساحت ۱۸,۰۳۵۱ به ۲۰,۰۹۰۷ کیلومترمربع درسال ۲۰۱۴ رسیده که این افزایش مساحت براثر کاسته شدن ۴,۱۵ کیلومترمربع مرتع تنک و ۰,۴۲ کیلومترمربع جنگل های متراکم بوده. دربازه زمانی ۲۰۱۵-۲۰۱۴ مراتع متراکم سیر نزولی به خود گرفته و کاهش ۱۲,۸۴ کیلومترمربع داشته ۱۲,۸کیلومترمربع به مراتع تنک و ۰,۰۴به جنگل های متراکم افزوده شده. مساحت ۱,۳۴ کیلومترمربع به مراتع متراکم در بازه زمانی ۲۰۱۶-۲۰۱۵ افزوده شده که ۰,۶۴کیلومترمربع ازمرتع تنک و ۰,۷کیلومترمربع جنگل متراکم تغییر کاربری داده و به مرتع متراکم تبدیل شده است. مرتع تنک در سال ۲۰۱۳ با مساحت ۱۰۶,۲۳۱۵کیلومترمربع دربازه زمانی ۲۰۱۴-۲۰۱۳ تخریبی برابر با ۲۲,۷۴ کیلومترمربع داشته که از این میان سهم مرتع متراکم ۶,۴۸کیلومترمربع،جنگل متراکم ۱۶,۲۴ کیلومترمربع و آب و خاک ۰,۲ کیلومترمربع بوده و به ۱۰۰,۷۸۳۸کیلومترمربع در سال ۲۰۱۴ رسیده در بازه ۲۰۱۵-۲۰۱۴ مساحت آن ۱۱,۳۶ کیلومترمربع زیاد شده که از این میان سهم افزایش مرتع متراکم و جنگل متراکم هرکدام به ترتیب ۰,۴۲ و ۱۰,۹۴ بوده و در بازه ۲۰۱۶-۲۰۱۵ ما کاهش مرتع تنک رادر منطقه داشته ایم که به اندازه ۳۵,۰۷ کیلومترمربع بوده که ۲۲,۵۱کیلومترمربع جنگل متراکم، ۱۱,۴۸کیلومترمربع مرتع متراکم و ۱,۰۹کیلومترمربع آب و خاک به مساحتشان افزوده شده است.

منابع

1- Hoseini, S.Z., 2002. Investigation of ETM+ Landsat satellite data capability for Land-use Mapping (Case Study: Chamestan Area of Mazandaran), M.Sc. Thesis, Natural Resources Faculty, Tehran University.
2- Zobeiri, M., A., Majd, 1996. Introduction to Remote Sensing Technology and Its Application in Natural Resources, Tehran University Press, 317pp.
3- Halder, A., A., Ghosh, S., Ghosh, 2011. Supervised and unsupervised landuse map generation from remotely sensed images using ant based systems. Applied Soft Computing 11:5770–5781.
4- Farajzadeh, M., M., Falah, 2008. Assessment of Land-use and Land Cover Change Impacts on Tajan River Flood Regimes using Remote Sensing Techniques. Journal of Geographical Research 64:89-104.
۵- رضایی، ع. و ا. سلطانی. ۱۳۷۷. مقدمه ای بر تحلیل رگرسیون کاربردی. مرکز نشر دانشگاه صنعتی اصفهان. ۳۱۰ صفحه.
6- Senseman GM, Bagley CF, Tweddale SA. 1996. Correlation of rangeland cover measures to satellite-imagery-derived vegetation indices. Geocarto International, 11(3): 29-38.

ویژگی‌های خاک‌های درجای تشکیل شده در ناحیه افیولیتی سبزوار

محبوبه شاکری[1]، علیرضا کریمی کاروبه[2]، غلام‌حسین حق‌نیا[3]

[1]دانشجوی کارشناسی ارشد رشته خاکشناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ma.shakeri@mail.um.ac.ir

[2]استاد گروه خاکشناسی دانشگاه فردوسی مشهد، karimi-a@um.ac.ir

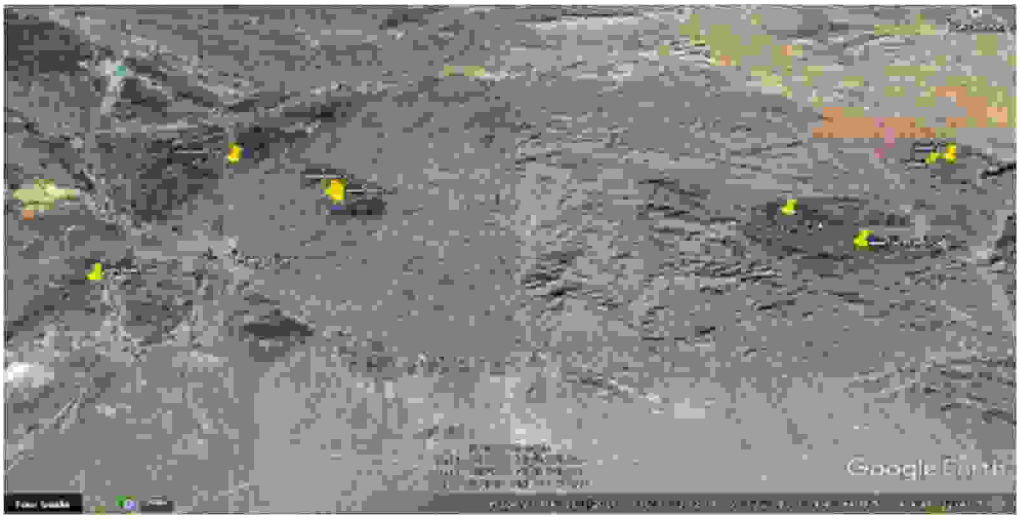
[3]استاد گروه خاکشناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ghaghnia@um.ac.ir

مقدمه

خاک‌ها بر اساس منشا مواد مادری به دو گروه خاک‌های درجا و انتقال یافته یا رسوبی تقسیم می‌شوند. خاک‌های درجا از هوادیدگی درجای سنگ‌ها و خاک‌های انتقال یافته بر روی موادی منتقل شده توسط باد، آب یا یخچال‌ها تشکیل می‌شوند (فتیوس، ۲۰۰۴). سنگ‌های آذرین (درونی و بیرونی)، رسوبی و دگرگونی سه گروه اصلی مواد مادری هستند که اگر به صورت درجا هوادیده شوند باعث تشکیل خاک‌های درجا می‌شوند. بیشتر مطالعات انجام شده درباره‌ی خاک‌های درجا، بر خاک‌های تشکیل شده از مواد مادری آذرین تمرکز پیدا کرده‌اند (کوییمان و هم‌کاران، ۲۰۰۵؛ اولی‌ولیف، ۲۰۰۲؛ لومب، ۱۹۶۱). خصوصیات و ترکیب شیمیایی ماده مادری نقش مهمی در تعیین مشخصات خاک، به‌خصوص در مراحل اولیه تشکیل خاک، ایفا می‌کند. خاک‌های تشکیل شده روی مواد مادری متفاوت به دلیل اختلاف کانی‌های موجود در ساختار سنگ‌ها و اختلاف مقاومت آن‌ها مشخصات فیزیکی، شیمیایی و مینرالوژیکی متفاوت خواهند داشت (بویل و هم‌کاران، ۲۰۰۳). افیولیت، نام عمومی برای مجموعه‌ای سنگ‌ها اولترابازیک است که از پوسته اقیانوسی منشا می‌گیرند. پهنه‌های افیولیتی سطح کمی از قاره‌ها را پوشانده‌اند. بیشتر مطالعات انجام شده بر روی این نوع از مواد مادری در مناطق مرطوب بوده است. در ایران نواحی افیولیتی محدود هستند و اطلاعات از خاک‌های تشکیل شده بر روی آنها اندک است. هدف از این مطالعه بررسی خصوصیات مورفولوژیکی، فیزیکی و شیمیایی خاک‌های تشکیل شده در ناحیه افیولیتی سبزوار بود.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه بین عرض‌های جغرافیایی ′۱۵ °۳۶ تا ′۳۵ °۳۶ و طول جغرافیایی ′۴۵ °۵۶ تا ′۰۰ °۵۷ قرار می‌گیرد. افیولیت سبزوار یک کمپلکس قطعه قطعه شده است که حاوی تمام سنگ‌های یک مجموعه افیولیتی می‌باشد (سهندی و هم‌کاران، ۱۹۹۲؛ شجاعت و هم‌کاران، ۲۰۰۳). این منطقه یکی از عمده‌ترین مناطق افیولیتی ایران است که در کنار گسل درونه و در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر مربع وسعت دارد. این مجموعه از سنگ‌های اولترابازیک تشکیل شده است که هارزبورنژیت قسمت اعظم آن را تشکیل می‌دهد. این مجموعه بر اثر عوامل تکتونیکی به صورت قطعات بزرگ از گوشته جدا شده است. سنگ‌های بازیک تا حد واسط و اسیدی و همچنین میکرو گابروها و دایک‌های دیابازی نیز در آن دیده می‌شوند (درویش زاده ۱۳۸۳). با توجه به نقشه‌های زمین شناسی منطقه و بازدیدهای صحرایی، هشت پروفیل در چهار نوع سنگ مادری متفاوت، سرپنتینیت، هارزبورنژیت، دونیت و رودنگیت در منطقه باغجر سبزوار حفر و مطالعه شد (شکل ۱)، و به‌منظور انجام تجزیه‌های فیزیکی و شیمیایی، نمونه‌های مورد نظر پس از هوا خشک کردن، از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند. بافت خاک به روش پیپت (دی، ۱۹۶۵)، pH خاک و هدایت الکتریکی در نسبت آب به خاک ۱:۵ (رجاپاکشا و هم‌کاران، ۲۰۱۲) و کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون (روچت، ۱۹۹۲)، اندازگیری شد.



شکل ۱- محل نقاط نمونه‌برداری در منطقه باغجر سبزوار

بحث و نتایج و یافته‌ها

با توجه به مورفولوژی (جدول ۱)، خاک‌های مورد مطالعه در مراحل ابتدایی تشکیل هستند و از یک افق A بر روی ساپرولیت (Cr) تشکیل شده‌اند و دارای عمق کمی (کمتر از ۶۰ سانتی‌متر) هستند. و در هیچ یک از خاکرخ‌ها افق B تشکیل نشده است و نهایت تکامل در خاکرخ‌های ۱ و ۲ است که به دلیل تجمع گچ در بین ذرات هوادیده مواد مادری، شاهد حضور لایه Cry هستیم. مقدار کربنات کلسیم معادل در خاک‌ها از ۳ تا ۴۱/۳ درصد متغیر است. با توجه به این که در ترکیب مواد مادری گچ وجود ندارد، این کانی از طریق رسوبات بادرفتی به خاک اضافه شده است. با وجود کانی‌های کلسیم‌دار در سنگ‌های اولترابازیک، احتمال این که کربنات‌های موجود در خاک از هوادیدگی آنها باشند اندک است و بیشتر از ته‌نشست‌های بادرفتی منشا می‌گیرند. EC خاک‌ها در این خاکرخ‌ها بین ۰/۲ تا ۰/۸ متغییر است. خاک‌ها داری بافت درشت هستند که با توجه به نوع موا مادری قابل انتظار است. به‌طور کلی در همه خاک‌ها مقدار شن از افق بالا به پایین رو به افزایش است که با توجه به این که منطقه خشک است و خاک‌ها جوان هستد و تکامل چندانی ندارند، طبیعی است. و با توجه به اینکه در خاک‌های درجا هوادیدگی از سطح به عمق کاهش پیدا می‌کند (رهاردجو و هم‌کاران، ۲۰۰۴) افزایش شن از سطح به عمق قابل انتظار است. در همه افق‌ها شن بخش غالب خاک است (چنج و هم‌کاران، ۲۰۱۱). در تایوان، مقدار شن خاک‌های تشکیل شده بر روی سنگ‌های اولترابازیک از ۴۳ تا ۸۰ درصد متغیر است. به‌علاوه در سرپنتینیت‌های گسل نائین که بخشی از مناطق خشک و کم باران را شامل می‌شوند، شن بخش غالب بافت را تشکیل می‌دهد (محمودی میمند و هم‌کاران، ۱۳۸۵). pH این خاک‌ها قلیایی بوده و دامنه تغیرات pH در این خاک‌ها تقریبا ثابت است و بین ۸/۶-۸/۳ متغیر است به‌جز در افق CRy_1 و CRy_2 خاکرخ ۱ که به‌ترتیب ۹/۳ و ۹/۲ است که می‌توان آن را به مواد مادری آن ربط داد.

جدول شماره ۱- برخی ویژگی‌های فیزیکو شیمیایی خاک‌ها

خاکرخ Profile	افق Horizon	عمق Depth (cm)	شن Sand	سیلت Silt	رس Clay	EC (dS/m) 1:5 آب :خاک	PH خاک :آب	کلسیم کربنات معادل %
				%				
سرپنتینیت serpentinite								
1	A	0-5	56.8	30.7	12.5	0.5	8.6	19.75
	CR	5-15	84.7	9.1	6.3	0.5	8.4	24.50
	CRy_1	15-45	78.6	16.4	5.0	0.8	9.3	41.13
	CRy_2	45-60	75.4	19.4	5.3	0.8	9.2	36.13
	R	60+	-	-	-	-	-	-
2	A	0-6	75.1	17.6	7.3	0.2	8.7	22.38
	CRy_1	6-21	90.8	4.4	4.8	0.2	8.7	11.50
	CRy_2	21-50	90.2	3.8	6	0.2	8.6	12.75
	R	50+	-	-	-	-	-	-
هارزبرونژیت Harsbrongitis								
3	A	0-10	83.2	10.1	6.8	0.3	8.4	4.38
	CR	10-35	87.7	6.5	5.8	0.2	8.3	3.00
	R	35+	-	-	-	-	-	-
4	A	0-11	75.5	16.8	7.8	0.3	8.4	11.75
	CR	11-45	79.3	14.2	6.5	0.2	8.5	18
	R	45+	-	-	-	-	-	-
دونیت Dunit								
5	A	0-13	72.7	20.3	7.0	0.3	8.4	8.13
	CR	13-58	82.3	12.5	5.3	0.2	8.6	8.63
	R	58+	-	-	-	-	-	-
6	A	0-9	76.9	15.3	7.8	0.2	8.6	9.00
	CR	9-48	83.0	12.8	4.3	0.2	8.7	9.25
	R	48+	-	-	-	-	-	-
رودنگیت Ranggeint								
7	A	0-12	66.8	24.2	9	0.2	8.5	15.38
	CR_1	12-25	74.1	18.7	7.3	0.2	8.6	16.88
	CR_2	25-58	69.9	22.9	7.3	0.2	8.6	17.63
	R	58+	-	-	-	-	-	-
8	A	0-13	74.8	21.9	3.3	0.4	8.4	6.75
	CR	13-58	85.2	9.1	5.8	0.3	8.5	7.00
	R	58+	-	-	-	-	-	-

کلمات کلیدی: ویژگی‌های فیزیکیو شیمیایی- خاک‌های درجا- افیولیت- سبزوار

مراجع

- درویشزاده، ع. **زمین شناسی ایران**، تهران، انتشارات امیر کبیر، ۱۳۸۲.
- محمودی میمند، س. اسفندیاری، م. رزین کفش، م. **بررسی تاثیر سرپانتینیت‌های گسل نائین- بافت ۱ (منطقه شهربابک) بر پاره‌ای از خصوصیات فیزیکو- شیمیایی خاک و آبهای متاثر از این تشکیلات**، مجله علوم کشاورزی دانشگاه آزاد اسلامی،دوره ۱۲، شماره ۴، صفحه ۷۶۷ تا ۷۷۷، ۱۳۸۵.
- Cheng, C.H., Jien, S.H., Iizuka, Y., Tsai, H., Chang, Y.H. and Hseu, Z.Y. **Pedogenic chromium and nickel partitioning in serpentine soils along a toposequence**. Soil Science Society of America Journal, 75(2), pp.659-668. 2011.
- Day, P.R. **Particle fractionation and particle-size analysis. Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling, (methodsofsoilana)**, pp.545-567. 1965.

- Fityus, S.G. and Smith, D.W. **The development of a residual soil profile from a mudstone in a temperate climate**. Engineering Geology, 74(1), pp.39-56. 2004.
- Kooijman, A.M., Jongejans, J. and Sevink, J. **Parent material effects on Mediterranean woodland ecosystems in NE Spain**. Catena, 59(1), pp.55-68. 2005.
- Lumb P**. The properties of decomposed granite**. Geotechnique, 3: 226-242. 1961
- Olowolafe, E.A. **Soil parent materials and soil properties in two separate catchment areas on the Jos Plateau, Nigeria**. GeoJournal, 56(3), pp.201-212. 2002.
- Rajapaksha, A.U., Vithanage, M., Oze, C., Bandara, W.M.A.T. and Weerasooriya, R. **Nickel and manganese release in serpentine soil from the Ussangoda Ultramafic Complex, Sri Lanka**. Geoderma, *189*, pp.1-9. 2012.
- Rahardjo, H., Aung, K.K., Leong, E.C. and Rezaur, R.B. **Characteristics of residual soils in Singapore as formed by weathering**. Engineering Geology, 73(1), pp.157-169. 2004.
- Rochette, P., Jackson, M. and Aubourg, C. **Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility**. Reviews of Geophysics, 30(3), pp.209-226. 1992.
- Sahandi, M.R., Tavousian, S., Zohrebakhsh**, A. "1:250000 geological map of Sabzevar". Geological Survey of Iran Press.** 1992.
- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K. and Ghazi, A.M. **Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran**. Journal of Asian Earth Sciences, 21(9), pp.1053-1067. 2003

ردیابی تحوّلات فضایی حوضه آبی قزل‌اوزن

غلامحسن جعفری[1]، فاطمه بختیاری[2]
۱- استادیار ژئومورفولوژی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
۲- کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

مقدمه

دوره‌ی کواترنری(عهد حاضر) چهارمین دوره از دوره‌های تکامل کره‌ی زمین است و سنی حدود دو میلیون سال برای آن تخمین زده‌اند. این دو میلیون سال بستر حوادث بسیاری است که اهمیّت آن از همه‌ی زمان‌های دیگر زمین‌شناسی بیشتر است(معتمد، ۱۳۸۲: ۱۷). بر اساس مصوبه ۱۹۸۹ انجمن بین‌المالل علوم زمین[149] دوره کواترنری به دو دوره تقسیم شده‌است؛ پلئیستوسن(دو میلیون سال تا ده‌هزار سال پیش) و هولوسن(ده‌هزار سال پیش تا زمان کنونی)(آقانباتی، ۱۳۸۵: ۴۴۸). تاریخ شروع آن را زمین‌شناسان جدید با تغییرات نسبتاً بزرگ مغناطیس زمین حدود ۶۰۰ یا ۷۵۰ هزار سال پذیرفته‌اند(پدرامی، ۱۳۶۷: ۱۱۳) و برخی از پیدایش اولین دوره یخبندان، شروع آن را تا ۲/۵ میلیون سال تخمین می‌زنند(جداری‌عیوضی، ۱۳۸۳: ۶۸). این دوران دارای یکی از تغییرات خارق‌العاده در محیط جهانی بوده و دوره‌ایست که طیّ آن بسیاری از اتّفاقات در تکامل انسان و مهاجرت او رخ داده‌است. در طول دوره کواترنری سری‌های مرحله‌ای و ناگهانی در شرایط اقلیمی بین مرحله سرد با گسترش کلاهک یخی قطب و مرحله گرم با انقباضات و ذوب یخ‌های کلاهک قطبی(بین‌یخچالی) همراه بوده‌است. انقباض و انبساط مجدد صفحه‌های بزرگ یخ در نوسانات مشخص سطح دریا در بیش از ۱۳۰ متر اتّفاق می‌افتد، اگرچه براثر چین‌خوردگی‌های دوران سوم و به دنبال آخرین فاز کوه‌زایی آلپی(پاسادنین) سیمای طبیعی ایران دگرگون و اسکلت کنونی ناهمواری‌ها بنا گردید، امّا آن‌چه که در چهره‌ی ژئومورفیک ایران مشهود است، اشکال و لندفرم‌هایی هستند که عمدتاً در دوران چهارم شکل‌گرفته و یا تکامل یافته باشند(Scheidegger, 1973: 4). مهم‌ترین میراث‌های کواترنری برای حوضه‌های رود، شواهد تحوّلات آن‌ها می‌باشد که نقش مهمّی را در تغییرات حوضه‌ها بازی می‌کنند. حوضه آبریز قزل‌اوزن هرچند امروزه به‌صورت یک حوضه باز به دریای خزر می‌ریزد ولی بررسی شواهد ژئومورفولوژیکی و توپوگرافیکی حاکی از آن است که این حوضه بعد از حرکات کوه‌زایی پاسادنین، بین دو حوضه قم و ارومیه مستقل شده، به صورت زیرحوضه های متعدد بسته‌ای بوده که آب‌ها در هر کدام از سطوح به صورت هم‌گرا به چاله‌های مرکزی هدایت می‌شدند. با تحول آن ها حوضه به شکل کنونی در آمده که به آن پرداخته می شود.

مواد و روشها

برای بررسی تحولات کواترنری حوضه قزل‌اوزن، لازم است که آثار چندین متغیر(اسارت و انحراف، سطوح فرسایشی و دریاچه‌های قدیمی) با توجّه به فرم منحنی‌میزان‌ها و تغییرات ناگهانی که در این آن‌ها ایجاد شده، شبکه آبراهه‌ای، لیتولوژی منطقه مورد بررسی قرار داد. به‌همین منظور چگونگی تحوّل شبکه‌ی رودخانه‌ای قزل‌اوزن در اواخر پلئیستوسن و هولوسن مورد مطالعه قرارگرفته‌است. برای ارزیابی دقیق‌تر، از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه با استفاده از نرم‌افزار GIS استفاده شده‌است. با کمک نقشه‌های توپوگرافی و با توّجه به شواهد ژئومورفولوژیکی، ابتدا مناطقی که احتمال می‌رفت در آن‌ها تغییر کلّی در مسیر سرشاخه‌های قزل‌اوزن به وقوع پیوسته، مشخص گردید. شواهدی همچون انحنای ۹۰ درجه‌ای و بیش‌تر در مسیر رودخانه، توپوگرافی نامتقارن دوطرف رودخانه، حوضه‌ی زهکشی نامتقارن، آبراهه‌های دوشاخه‌ای، نقاط ارتفاعی منفرد، منحنی‌میزان‌های بسته پست و وجود رسوبات آبرفتی مخروط‌افکنه‌ای قدیمی در سرشاخه‌ی رودخانه‌ها از آن جمله می‌باشند. سپس با مطالعات میدانی صحت برداشت‌های اولیّه مورد تأیید قرار گرفت. در ادامه با ردیابی ترکیبی عوامل فوق در سیستم رودخانه قزل اوزن، از طریق نرم‌افزار GIS، سعی شده تصویر درستی از تحولات کواترنری این حوضه ارائه داد.

بحث و نتایج و یافته ها

وقوع متغیرهایی مانند اسارت و انحراف رودخانه‌ها، آثار دریاچه‌های قدیمی و سطوح فرسایشی ازجمله مواردی هستند که با کمک آن‌ها سعی شده تحوّلات کواترنری حوضه قزل‌اوزن مورد بررسی قرار گیرد. ردیابی این تحوّلات از طریق لیتولوژی، فرم آبراهه‌ها، تغییر ناگهانی فرم منحنی‌میزان‌ها و

149. IUGS

تنگه‌ها صورت گرفته‌است. با ردیابی این شواهد، تغییراتی که طیّ دوره کواترنری در رودخانه قزل‌اوزن رخ داده مورد بررسی قرار گرفت. این تغییرات عبارتند از:

اسارت و انحراف: در بررسی پدیده انحراف و اسارت در حوضه‌ی قزل‌اوزن پنج محدوده شناسایی و مورد تحلیل قرار گرفت. این پنج محدوده عبارتند از: الف-رودخانه تلخه‌رود(مهرآباد)، ب-رودخانه قلعه‌چای، ج-رودخانه انگوران‌چای، د-رودخانه یول‌کشتی، ه-رودخانه گوران.

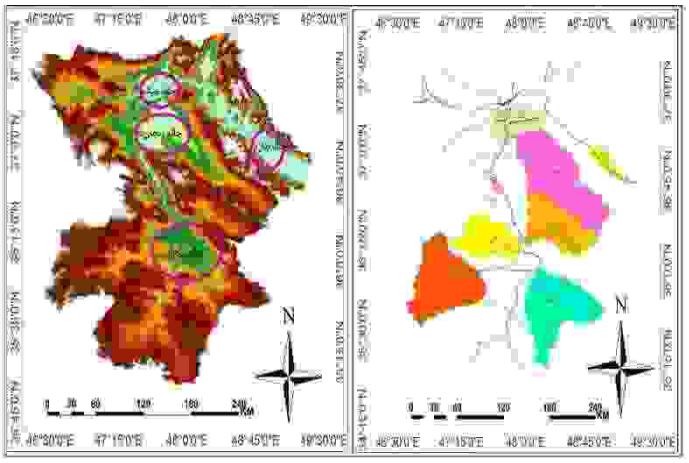
یکی از شواهد و عوامل مهمّ در میزان فرسایش‌پذیری بستر و کناره‌های رودخانه و وقوع پدیده اسارت، جنس طبقات زمین است. سازندهای واقع در کناره‌های مسیر رودخانه قزل‌اوزن از لیتولوژی‌های مشخصّی تشکیل شده‌اند. این لیتولوژی‌ها در جاهایی که در دو طرف ساحل باهم تفاوت داشته‌اند توانسته به‌عنوان شاهدی برای وقوع پدیده‌ی اسارت به‌حساب آیند. در صورتی که جریان آب از مسیری عبور نماید که سازندهای زمین‌شناسی از نظر جنس متفاوت باشد، در این صورت طبقات سخت مقاومت کرده و طبقات نرم و سست در معرض تخریب قرار می‌گیرند و همین امر موجب انحراف مسیر جریان آب می‌شود. شواهد ژئومورفولوژیکی پدیده اسارت منعکس شده در نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ عبارتند از:

۱- تغییر مسیر با زوایای ۹۰ درجه یا بیشتر در امتداد رودخانه‌ها
۲- وجود رسوبات آبرفتی در سراب رودخانه‌ها
۳- آبراهه: قسمتی که طول آبراهه‌ها خیلی کوتاه است امتداد مسیر قبلی رودخانه را نشان می‌دهد.
۴- تفاوت ارتفاعی در سواحل حوضه‌های آبریز امر اجتناب‌ناپذیری است، ساحلی که ارتفاع کمتری دارد در واقع امتداد مسیر قبلی را نشان می‌دهد.
۵- منحنی میزان‌هایی با پالس‌های عمیق یا سینوس‌های عمیق در بین و پایین‌دست منحنی‌میزان‌های صاف تا سینوسی ساده، دلیلی بر تغییر مسیر رودخانه هستند. هرچه منحنی‌میزان‌ها صاف‌تر باشند یعنی طول مدّت زمان تعادل آن‌ها بیشتر بوده و هرچه پالس‌های عمیق داشته باشند یعنی تعادل آن‌ها جدیداً به‌هم خورده‌است(فرسایش قهقرایی داشته‌اند).

در قزل‌اوزن هرجا که رسوبات آبرفتی روی مارن‌ها را پوشانده، حاکی از شرایط آلوویالی در منطقه می‌باشد. حال اگر چنین مناطقی هنوز نیز تحت‌تأثیر چنین فرایندی نباشند حاکی از تغییر مسیر رودخانه است و بر اثر چنین شرایط متفاوتی اشکال و رسوبات متفاوتی را به‌وجود آورده که قابل بحث و بررسی است. اگرمسیر آبراهه‌ها در مارن‌ها تغییر نکرده باشد به مرور زمان با عقب‌نشینی کنیک کوهستان دشت‌سرهایی ایجاد می‌شود که از مواد آبرفتی پوشیده می‌شوند، امّا با تغییر مسیر رودخانه، شرایط ویژه‌ایی به‌وجود می‌آید. اگر این تغییر مسیر در ناهمواری‌هایی که به‌صورت تاقدیس و ناودیس هستند اتّفاق بیفتد، جریان آب برای رسیدن از یک ناودیس به ناودیس دیگر مجبور است از تاقدیس بگذرد که همین امر موجب ایجاد انحرافاتی در مسیر رود می‌گردد. گسل‌ها نیز در نواحی مرتفع موجب تغییر مسیر رودها می‌گردند و جریان آب نیز الزاماً مسیر گسل را دنبال می‌کند. حال اگر خود طاقدیس از رسوبات سست‌تر از ناودیس‌ها باشد، مسیر رودخانه جهت انطباق لیتولوژیکی تغییر می‌کند و تحولات زیادی را به دنبال دارد. شواهد ژئومورفولوژیکی منطقه نشان داد که وجود رسوبات مخروط‌افکنه‌ای قدیم در آبخیز رودخانه‌ها، حاکی از اثرگذاری اسارت‌ها و انحراف کواترنری رودخانه‌ها بر لیتولوژی و فرم‌زایی منطقه است. گاه مسیر جدیدی عمود بر مسیر قبلی بوده و توانسته رسوبات مخروط افکنه‌ای خود را برش دهند. بر این اساس نیروی فرسایشی رودخانه موجب شده‌اند که سطح‌اساس مناطق پایین بیفتد و رسوبات بالایی از بین رفته و رسوبات زیرین برونزد نماید، رسوباتی که بیشتر از مارن و رس بوده و شرایط را برای فرسایش و انتقال مواد به سدها و آبریزهای پایین‌دست فراهم می‌نماید. چنین فرایندی گاه چنان رسوبات مارنی را از محیط تخلیّه کرده که گویا دریابارهای فسیل شده را به ارمغان گذاشته‌است. همان‌طور که هاموند(۲۰۰۰) اشاره می‌کند، با انحراف یا اسارت رودخانه و افزایش مساحت حوضه زهکشی، دبی رودخانه نیز افزایش می‌یابد، چنین تغییری، فرسایش و جابه‌جایی بیش‌تر مواد را به‌همراه داشته و منجر به برهم خوردن محاسبات کمّی رسوبات منطقه می‌شود. چنین مکانیسمی باعث شده مخزن رسوب‌گیر ۱۲۰ ساله سدّ سفیدرود در همان ۳۵ سال اولیه پر گردد. در واقع با توجّه به روند رسوب‌گذاری در طیّ سال‌های بهره‌برداری از این سد، حدود نیمی از ظرفیّت مفید آن از دست رفته‌است(لشته‌نشایی، مهرمطلق، ۱۳۸۱: ۱ و لشته‌نشایی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲).

دریاچه‌های قدیمی و سطوح فرسایشی(تراکمی-کاوشی)

در قزل‌اوزن در حالت کلّی، آثار چهار دریاچه شناسایی شد(بیجار، زنجان، میانه و طارم)که بنا به علّل تکتونیکی و لیتولوژی در گذشته پاره شده و آب آن‌ها تخلیّه گردیده‌است. این چاله‌ها در واقع حوضه‌های آبی مستقلی بوده‌اند که در جریان تحوّلات کواترنری استقلال خود را از دست داده‌اند(شکل ۱).



شکل(۱) دریاچه‌های قدیمی و سطوح فرسایشی(تراکمی-کاوشی) حوضه قزل‌اوزن

همان‌طوری که در شکل(۱) مشخص است منطقه بیجار به‌عنوان یک دریاچه قدیمی است. این چاله در واقع حوضه‌ی آبی مستقلی بوده که در جریان تحوّلات کواترنری استقلال خود را از دست داده، پس از پاره شدن آب آن از طریق یک تنگه وارد چاله زنجان شده‌است. جا به جایی قزل اوزن در چاله بیجار به‌سمت شرق بوده و به‌دلیل دارا بودن شیب کم، رودخانه مجبور شده دائم جابه جایی افقی داشته باشد. این چاله قسمت اعظم سطوح فرسایشی قزل‌اوزن را به‌خود اختصاص داده‌است، خود این سطوح حاکی از تخلیه تدریجی چاله بیجار به سمت چاله زنجان را هستند.

در اطراف چاله زنجان جایی که قزل‌اوزن عمود بر محور تاقدیس‌های مارنی با میان لایه‌های ماسه‌سنگی جریان دارد، یک سطح تراکمی وجود دارد که در دو طرف رودخانه دارای ویژگی متفاوت می‌باشد. سمت شرق قزل اوزن سطوح کاوشی با شیب ملایم توپوگرافی که شیب لایه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافیکی آن تقریبا در یک جهت و منطبق با هم می‌باشد؛ در صورتی که سطح کاوشی سمت غرب رودخانه دارای شیب تندی است و شیب لایه‌های زمین‌شناسی برخلاف شیب توپوگرافیکی منطقه می‌باشد و براثر نیروهای وارده به روخانه قزل‌اوزن در این نقطه(زنجان‌رود) و لیتولوژی سست‌تر ساحل غربی قزل‌اوزن، جا به جایی رودخانه به‌سمت غرب بوده(برخلاف چاله بیجار) در صورتی که یک سطح تراکمی که از ارتفاع ۱۹۰۰متری شروع و تا ارتفاع ۱۵۷۰متری کشیده‌شده، بیش‌تر وجود ندارد. ارتفاع یکسان بالاترین سطح تراکمی(۱۹۰۰متری) و تفاوت در تعداد سطوح تراکمی بیجار و زنجان رود(سه الی چهار سطح در بیجار و یکی در زنجان) حاکی از آن است که تحول چاله بیجار، مقدم بر چاله زنجان بوده و در همان مرحله اول تحول چاله زنجان از آستانه خارج شده و سه مراحل بعدی بیشتر بر فرسایش کاوشی اثر گذاشته است. با انتقال رودخانه به‌سمت غرب، قزل‌اوزن فرسایش قهقرایی بر رودخانه ها غالب شده و بهترین نوع بدلندها را در این منطقه شکل داده‌است.

در چاله میانه به‌دلیل جهت نیروهای وارده از سمت غرب و توده سهند انتقال رودخانه قزل‌اوزن از غرب به شرق بوده و به دلیل ظرفیت کم، این چاله نیز همانند زنجان، در همان مرحله اول تحول چاله بیجار با چاله بعدی (طارم) مرتبط شده و نتوانسته سطح تراکمی متعددی را شکل دهد. از طرفی با توجّه به حجم ماده و انرژی منتقل شده از قرنقوچای سرچشمه گرفته از سهند، مخروط‌افکنه وسیعی شکل گرفته که مانع از تشخیص دقیق مرز سطح تراکمی این چاله در امتداد رودخانه شده است ولی شواهد حاکی از امتداد آن تا ارتفاع ۱۳۰۰ متری است. در طارم به‌دلیل تحمل همه نیروهای وارد به قزال اوزن، سطوح تراکمی-کاوشی متعددی شکل گرفته‌است. به‌گونه‌ای که بین بالاترین رأس مخروط‌افکنه‌ای که در این منطقه شناسایی شده و سطح کنونی قزل‌اوزن حدود ۷۰۰ متر اختلاف ارتفاع وجود دارد(رستم‌خانی،۱۳۹۳: ۱۱۵).

چاله‌های مجازی

علاوه بر دریاچه‌هایی که در بالا توضیح داده شد، شرایط توپوگرافیکی و فرایندی دوره‌های سرد کواترنری دریاچه‌های کوچکی را ایجاد کرده که تراکم آن‌ها در حوضه آبریز قره‌چای و زنجان‌رود واقع شده‌اند.

۱- در منطقه قلعه‌چای دریاچه‌های قدیمی زیادی با توجه به فرم آبراهه‌ای و منحنی‌میزان شناسایی و مورد تحلیل قرار گرفت. یک نمونه از این دریاچه‌ها، دریاچه پری می‌باشد که در محدوده شهرستان ماه‌نشان در یک دشت مرتفع و وسیع گسترده شده‌است. وجود نقاط ارتفاعی بالا نشان

می‌دهد که در دوران گذشته منطقه‌ی قلعه‌چای به‌صورت یک دریاچه یخچالی بوده‌است. میانگین برف‌مرز دائمی در این حوضه ۲۳۰۰متر است(رستم-خانی، ۱۳۹۳: ۹۹) هم‌چنین آبراهه‌های دوشاخه‌ای در این منطقه نیز بنا به یافته‌های رامشت(۱۳۹۲) که حاکی از ساحل دریاچه‌های دوران گذشته می‌باشد، شاهد دیگری بر دریاچه‌ای بودن این مکان است.

۲- از دیگر مناطق قزل‌اوزن که شواهد دریاچه‌های قدیمی در آن مشاهده می‌شود سرشاخه زنجان‌رود و سجاس‌رود در حوالی قیدار می‌باشد؛ دریاچه کرسف از بازماندگان اینگونه سطوح در منطقه محسوب می شود. در این منطقه به‌خصوص در سراب، آبراهه‌های دوشاخه‌ای زیادی وجود دارد. تفاوتی که سطوح این مناطق با سایر محدوده‌ها دارد این است که این دریاچه‌ها در ارتفاعات بالای ۲۰۰۰متری نزدیک خط برف‌مرز دیده می‌شوند و ساحل مشخصی ندارند. برف‌مرز دائمی در این قسمت از حوضه قزل‌اوزن در دوره کواترنری در ارتفاع ۲۲۷۰ متری بوده‌است. به این معنی که در سردترین دوره حاکم بر منطقه، از این ارتفاع به بالا، برف به‌صورت دائمی در طول سال وجود داشته‌است(جعفری و اصغری‌سراسکانرود، ۱۳۹۳: ۷). وجود چنین شاهدی در ارتفاعات بالای ۲۰۰۰ متر نشان می‌دهد که این نوع دریاچه‌ها در واقع همان چاله‌های مجازی هستند که مشخصه‌ی آن‌ها، متمرکز نشدن آب، سرعت کم، بستر وسیع، ورقه‌ای حرکت کردن آب و پایین بودن دما می‌باشد. بنابراین آب‌های ناشی از ذوب روزانه برف و یخ بلوکه، منجمد شده و اثر کمتری بر لندفرم داشته‌است.

تحلیل حوضه قزل‌اوزن با توجّه به شبکه‌ی آبراهه‌ها، خطوط منحنی‌میزان، نقاط ارتفاعی منفرد و قلّل منعکس‌شده در نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ منطقه حاکی از آن است که علاوه بر تغییرات اقلیمی کواترنری، تغییر سطوح تراکمی-کاوشی، انحراف و اسارت رودخانه‌ها و فرسایش قهقرایی به شدّت آن را تحت‌تأثیر قرار داده‌است. امّا آن‌چه در این زمینه مهم‌تر است تغییرات سطح اساسی است که در داخل حوضه رخ داده و منجر به تحوّلات بعدی شده‌است. بررسی شبکه‌های آبراهه‌ای در چاله بیجار حاکی از آن است که رودخانه‌هایی هم‌چون انگوران‌چای، کوه‌زن و سجاس‌رود به‌ترتیب به سمت جنوب‌شرقی(انگوران‌چای و کوه‌زن) و جنوب‌غربی جریان داشته‌اند و بقیه‌ی آبراهه‌های جنوبی تر آن‌ها یا به سمت غرب یا شرق و یا شمال جریان داشته و چاله بیجار به‌صورت یک سطح اساس محلّی عمل می‌کرده‌است. بررسی‌های میدانی حاکی از آن است که سطح اولیّه در ارتفاعی بوده که اولین سطح تراکمی را در ارتفاع ۱۹۰۰ متری موجب شده‌است، به‌طوری که این سطح در نواحی مسلّط به یاسوکند و بیزینه‌رود قابل ردیابی است. تحوّلی که در این چاله رخ داده و تخلیه‌ی این چاله را به‌همراه داشته‌است، دومین سطح تراکمی را در ارتفاع ۱۸۰۰ متری فراهم نموده‌است و به‌همین ترتیب سطوح تراکمی بعدی در ارتفاع ۱۷۰۰ متری واقع شده و تراس‌های باقی‌مانده از آن حاکی از این مطلب است که با هر تخلیه‌ای، فرسایش افقی منجر به گسترش سطوح کاوشی و مشخص‌تر شدن تراس‌های سطوح تراکمی در اطراف چاله شده‌است. با تخلیه‌ی چاله بیجار رودخانه‌های انگوران‌چای، کوه‌زن و سجاس‌رود تغییر مسیر ۹۰ درجه‌ای داشته و در تنگه‌ای که با تخلیه‌ی چاله بیجار ایجاد شده به قزل‌اوزن می‌پیوندند. در چاله زنجان یک سطح تراکمی بیش‌تر وجود ندارد و این سطح، دشت‌های تراکمی شمال و جنوب زنجان را از ارتفاع ۱۹۰۰ متری(کنیک کوهستان) تا ارتفاع ۱۶۷۰ متری با شیب کم‌تر از ۰/۳ درصد پوشانیده‌است و بعد از آن سطوح کاوشی قرار دارند که در مارن‌های میوسن گسترش یافته‌است. بررسی‌های میدانی حاکی از وجود یک سطح اساس محلّی در ارتفاع ۱۳۰۰ متری است که با همان تحوّل اولیّه بیجار، تخلیه شده و تحوّلات بعدی منجر به تخلیه‌ی کامل رسوبات بستر قدیمی دریاچه شده و هم‌اکنون رودخانه ها جریان کاوشی خود را در سنگ بستر دریاچه‌ی گذشته یعنی مارن‌های میوسن انجام می‌دهند. در این چاله رودخانه تلخه‌رود با وارد شدن مادّه بیش‌تر به قزل‌اوزن و افت سطح اساس محلّی زنجان‌رود، تغییر مسیر داده و به‌صورت مستقل به قزل‌اوزن می‌ریزد در صورتی که قبلاً به وسیله زنجان‌رود به قزل اوزن متصل می شده است. چاله میانه نیز هم‌مانند چاله زنجان در همان مرحله اول تحوّل بیجار، تخلیه شده و وسعت کم این چاله مانع از برجای ماندن آثار سطوح تراکمی در منطقه شده‌است. چاله طارم که تمامی نیروها را متحمّل شده به‌همراه فرایندهای تکتونیکی بیشتر منجر به فرایند کاوشی در بستر قزل‌اوزن شده‌است. به‌طوری که بین بالاترین رأس مخروط‌افکنه موجود در این منطقه با بستر قزل‌اوزن بیش از ۷۰۰ متر اختلاف ارتفاع ایجاد کرده‌است. تحوّلات، بیش‌تر در این چاله، مخروط‌افکنه‌های تو در تو و متداخل را منجر شده، به‌طوری که قاعده مخروط‌افکنه‌های جدید نیز با بستر رودخانه، با ارتفاعی بیش از ۱۰ متر متمایز می گردد. بقیه‌ی چاله‌های موجود در این منطقه یا به‌صورت ژئونرون‌های مجازی بوده که شرایط اقلیمی حاکم بر آن‌ها ایجادشان کرده یا پالئوتوپوژئونرون‌هایی بوده‌اند که تحوّلات ماقبل تحوّلات بررسی شده، آن‌ها را متحوّل کرده چرا که برخلاف این چاله‌ها، آن‌ها به تعادل نسبی رسیده‌اند.

کلمات کلیدی: بیجار، قزل اوزن، سطح اساس محلی، کواترنری.

مراجع

[۱] آقانباتی، سیدعلی، **زمین‌شناسی ایران**. تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۳۰ ص،۱۳۹۲.

[۲] پدرامی، منوچهر، **سن مطلق کواترنر**، مجله دانشکده علوم، جلد۱۷، شماره ۳و۴، تهران. صص ۱۱۴-۸۸، ۱۳۶۷.

[۳] جداری‌عیوضی، جمشید، **ژئومورفولوژی ایران**، تهران، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، چاپ سیزدهم، ۱۰۶ ص، ۱۳۹۲.

[۴] جعفری، غلام‌حسن و اصغری‌سراسکانرود، صیاد، **بررسی آثار یخچالی کواترنری زنجان‌رود**، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال سوم، شماره ۲، پاییز، صص ۳۰-۱۶، ۱۳۹۳.

[۵] رامشت، محمد حسین، **نقشه‌های ژئومورفولوژی (نمادها و مجازها)**، چاپ ششم، انتشارات سمت، ۱۹۰ص، ۱۳۹۲.

[۶] رستم‌خانی، اصغر، **پایش ساختار ژئوکلیماتیک مخروط‌افکنه‌های بستر قزل‌اوزن**، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، زنجان، ۱۳۹۳.

[۷] لشته‌نشایی، میراحمد، مهرمطلق، محسن، **بررسی روند آبدهی و رسوبدهی رودخانه قزل‌اوزن**، ششمین سمینار بین‌المللی مهندسی رودخانه دانشگاه شهید چمران اهواز، صص ۷-۱، ۱۳۸۱.

[۸] لشته‌نشایی، میراحمد، مهرداد، میرعبدالحمید، عاطف‌یکتا، رضا و مهرمطلق، محسن، **بررسی روند آبدهی و رسوب‌دهی رودخانه سفیدرود**، اولین کنفرانس بین‌المللی و سومین کنفرانس ملّی سد و نیروگاه‌های برق آبی، صص ۱۴۵-۱۳۹، ۱۳۹۰.

[۹] معتمد، احمد، **جغرافیای کواترنر**، انتشارات سمت، چاپ دوم، ۲۴۹ص،۱۳۸۲.

[۱۰] Hammond, K.,"**Stream Capture**: A look at Natural Thieves", (2000).

[۱۱] Scheidegger, A.E, **Hydro geomorphology**, J Hydrology, 20(2), 193- 215, 1973.

شناسایی و ارزیابی پتانسیل ژئوسایت‌های جزیره قشم

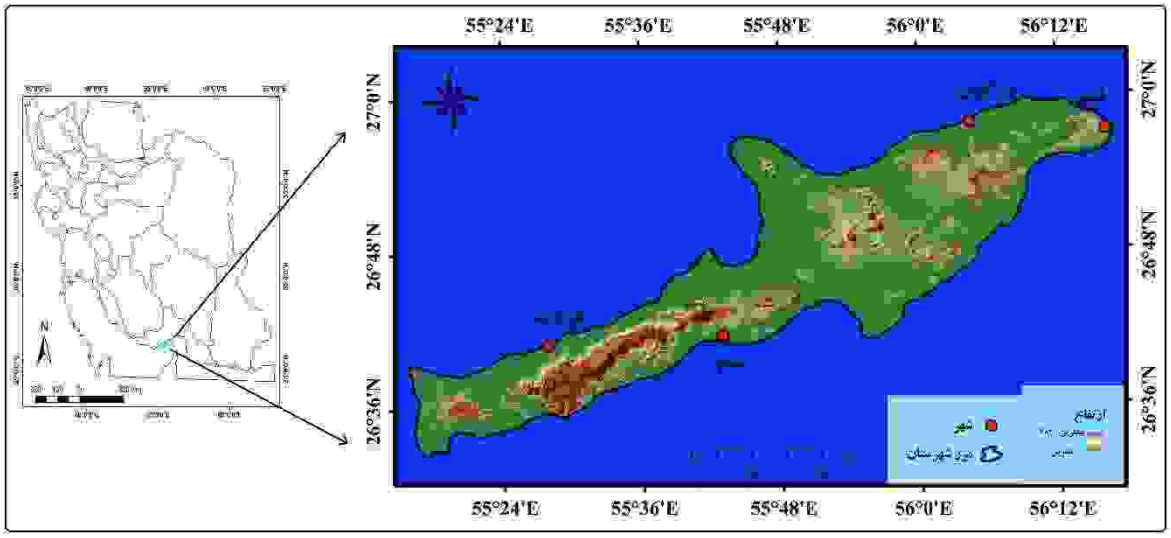
امیر علی عباس زاده
دانشگاه فردوسی مشهد، amirali.abbaszade@gmail.com

مقدمه

گردشگری با ویژگی‌های توسعه مدارانه خود نقش مهمی در اقتصاد کشورهای جهان ایفا می‌نماید. گردشگری در هر کشوری نیازمند استراتژی مناسب و برنامه‌ریزی مدیریتی مؤثر است (موناواری[150] و فریدونی، ۲۰۰۸). کشورها با درک این امر مهم، در حال فراهم نمودن امکانات و تجهیزات مناسب به‌منظور جذب گردشگر می‌باشند. گردشگری در دهه اخیر پا را فراتر گذاشته و وارد عرصه‌های بسیار جدی و جدیدتری همچون به‌کارگیری و بهره‌مندی از توانایی‌های ژئوتوریسم شده است (زندمقدم، ۱۳۸۸). ژئوموفوسایت‌ها از مفاهیم جدیدی هستند که با تأکید بر تعیین مکان‌های ویژه وارد ادبیات گردشگری شده‌اند (للنیکس[151]، ۲۰۰۹). خصوصیات، قدمت تاریخی و تاریخچه زمین‌شناسی هر منطقه ناشی از حوادث و فرایندهایی است که آن را شکل داده‌اند (وارتیتی[152]، ۲۰۰۸: ۴۱۵) به همین دلیل هدف از طرح چنین مفاهیمی، شناسایی لندفرم‌هایی است که داری جایگاه و اهمیت ویژه در توصیف و درک تاریخ سطح زمین هستند (زوروس[153]، ۲۰۰۷: ۱۶۹) لذا بر مجموعه‌ای از ویژگی‌های جغرافیایی، زمین‌شناسی و زمین‌باستانی تأکید دارد (هگی[154]، ۲۰۰۹: ۲۵۷) هم‌چنین از ارزش‌های علمی، اکولوژیکی، فرهنگی و اقتصادی به‌صورت توأم برخوردارند و به‌منظور ادراک و بهره‌برداری گردشگری انسان مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند (پری‌یرا و همکاران[155]، ۲۰۰۷: ۱۵۹) به همین دلیل این آثار برای متخصصان ژئوتوریسم و جغرافی‌دانان به لحاظ ارزش علمی و زیبایی مؤثر می‌باشد (کامنسکو و ندلی[156]، ۲۰۱۱: ۴۰۷). بر این اساس می‌توان گفت که ژئوتوریسم، شکل ویژه‌ای از صنعت گردشگری است که در آن ژئوسایت‌ها در مرکز توجه گردشگران قرار می‌گیرد (نیوسام و داولینگ[157]، ۲۰۰۶: ۲۶۰). با توجه به موارد مذکور در تحقیق حاضر سعی برآن شده است تا توانمندی‌های ژئوتوریستی جزیره قشم مورد ارزیابی قرار گیرد و سپس سایت مستعد مشخص شود. در واقع تحقیق حاضر با هدف آشنایی هرچه بیشتر قابلیت‌های این ژئوسایت و همچنین بررسی مسائل و مشکلات ژئوتوریستی منطقه به منظور توجه در برنامه‌ریزی‌های مربوط صنعت گردشگری می‌باشد که می‌توانند از نظر اقتصادی بر روی مناطق دارای ژئوسایت تاثیر به سزایی داشته باشند.

منطقه مورد مطالعه: جزیره قشم به موازات سواحل جنوبی ایران در تنگه هرمز و در آب‌های خلیج فارس قرار دارد. قشم به عنوان بزرگترین جزیره ایران از نظر تقسیمات سیاسی قشم در استان هرمزگان قرار دارد. جزیزه های کوچکتری هرمز، هنگام و لارک در اطراف قشم قرار دارند. ارتفاع قشم بین صفر تا ۳۸۳ قرار دارد. از نظر آب و هوایی در منطقه گرم و خشک قرار دارد و دارای رطوبت نسبی بالایی است. در شکل ۱ موقعیت جزیره قشم نشان داده شده است.

150 . Monavari
151 . elenicz
152 . Wartiti
153 . Zouros
154 . Heggi
155 . Pereira et al
156 . Comanescu and Nedelea
157 . Newsome and Dowling



شکل ۱: نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

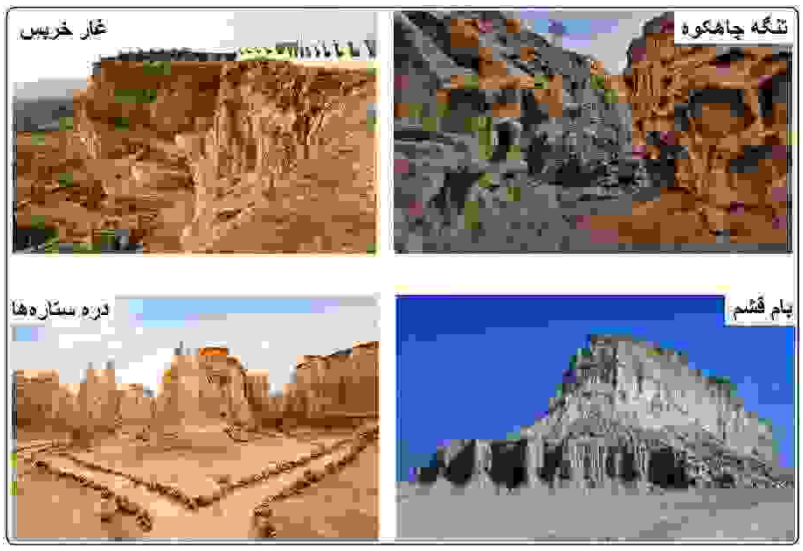
این پژوهش از نوع کاربردی می‌باشد و برای تجزیه‌وتحلیل اطلاعات و داده‌ها از روش توصیفی- تحلیلی و استفاده شده است و بر اساس نتایج بدست آمده که حاصل ارزیابی ارزش‌ها و معیارهای ژئوتوریسم می‌باشد، تحلیل نهایی صورت گرفته است. برای گردآوری اطلاعات از روش پیمایشی و بازدیدها و مطالعات میدانی و همچنین مطالعات کتابخانه‌ای و اسنادی استفاده شده است. ترکیب اطلاعات کتابخانه‌ای و میدانی، تعیین‌کننده ارزش کلی ژئوسایت‌های منطقه خواهد بود. در این پژوهش از دو روش کوبالیکوا و کامنسکو استفاده شده است. استفاده از این دو روش به این دلیل صورت گرفته است که در روش کوبالیکوا بیشتر بر ویژگی‌های علمی تأکید دارد و در روش کامنسکو با بهره‌گیری از چند روش ژئوسایت‌ها مورد ارزیابی قرار می‌گیرد و بیشتر بر شاخص‌های مدیریتی، زیبایی و ... تأکیددارند. همچنین استفاده از دو روش مذکور می‌تواند تفاوت‌های نتایج دو روش و ضعف‌ها و قوت‌ها را مشخص نماید و چه بسا تعین کننده روش ارزیابی مناسب برای آینده ژئوتوریسم منطقه باشد.

بحث و نتایج

در تحقیق حاضر بعد از شناسایی ژئوسایت‌های منطقه اقدام به ارزش‌گذاری آن‌ها شده است. نتایج حاصل از ارزیابی به هر دو روش کوبالیکوا و کامنسکو بیانگر ارزش بالای تنگه چاه‌کوه، دره تندیس‌ها و دره ستاره‌ها جهت اهداف ژئوتوریستی است. مقایسه نتایج هر دو روش بیانگر این است که دره چاه‌کوه در هر دو روش داری بالاترین امتیاز است. روش کوبالیکوا بیشتر بر جنبه‌های علمی و روش کامنسکو بیشتر بر ویژگی‌های ظاهری و زیبایی تأکید دارد، به همین دلیل رتبه ژئوسایت‌ها در ارزیابی نهایی در هر دو روش یکسان نیست به‌طوری‌که اکثر ژئوسایت‌ها در یکی از روش‌ها رتبه بالاتر و در دیگر روش رتبه پایین‌تری دارند. دره ستاره‌ها به دلیل اینکه از نظر ویژگی‌ها فرهنگی دارای امتیاز بالایی است در روش کوبالیکوا در رده دوم قرار دارد ولی با توجه به اینکه در روش کامنسکو بیشتر بر ویژگی‌های زیبایی تاکید می‌شود در رده چهار قرار دارد. دره تندیس‌ها در روش کوبالیکوا در رده هشتم قرار دارد و در روش کامنسکو به دلیل اینکه از نظر پارامترهای مورد نظر امتیاز بالایی دارد، در رده دوم قرار دارد. در ادامه به منظور مقایسه کلی دو روش، ژئوسایت‌های مورد مطالعه از نظر درصد امتیاز کسب شده در هر روش باهم مقایسه شده‌اند (جدول ۱). روش ارزیابی به این صورت انجام گرفته است که هر ژئوسایت از ۱۰۰ درصد امتیاز ممکن چند درصد را کسب کرده است که مطابق جدول مربوطه تنگه چاه‌کوه در مجموعه دو روش با ۸۰/۵ درصد امتیاز بالاترین ارزش را دارد. بعد از تنگه چاه کوه، دره ستاره با ۷۶/۰۵ و غار خربس با ۶۹/۹ درصد امتیاز از مجموع امتیازات موجود در رده‌های بعدی قرار دارند. در شکل ۲ نمایی از ژئوسایت‌های منطقه نشان داده شده است.

جدول ۱: میانگین درصد ارزش ژئوسایت‌های منطقه

ردیف	ژئوسایت	کوبالیکوا	رتبه	کامنسکو	رتبه	مبانگبن درصد
۱	تنگه چاه‌کوه	۷۵	۱	۸۶	۱	۸۰/۵
۲	دره ستاره‌ها	۷۳/۱	۲	۷۹	۴	۷۶/۰۵
۳	غار خربس	۵۵/۸	۴	۸۴	۳	۶۹/۹
۴	دره تندیس‌ها	۵۰	۵	۸۵	۲	۶۷/۵
۵	تنگه کریان	۵۷/۷	۳	۷۵	۵	۶۶/۳۵
۶	غار و گنبد نمکی	۵۷/۷	۳	۷۱	۸	۶۴/۳۵
۷	تنگه مکینه	۴۴/۲	۶	۷۲	۷	۵۸/۱
۸	تنگ عالی	۳۸/۵	۷	۷۳	۶	۵۵/۷۵
۹	کرکراکوه	۳۸/۵	۷	۶۵	۹	۵۱/۷۵
۱۰	بام قشم	۳۸/۵	۷	۶۴	۱۰	۵۱/۲۵



شکل ۲: نمایی از ژئوسایت‌های جزیره قشم

نتیجه‌گیری

با توجه به اینکه جایگاه و میزان ارزش ژئوسایت‌ها در دو روش یکسان نیست، نتایج حاصل از دو روش باهم ترکیب شده و نتیجه نهایی و ارزش نهایی ژئوسایت‌ها مشخص شده است. برای این منظور میزان درصد امتیاز هر ژئوسایت از مجموع امتیازات ممکن در هر دو روش محاسبه شده و نتیجه نهایی بر اساس میانگین درصد به دست آمده از دو روش مذکور محاسبه شده است و بر حسب نتیجه نهایی ژئوسایت‌ها رتبه‌بندی شده‌اند. در واقع روش ارزیابی به این صورت انجام گرفته است که هر ژئوسایت از ۱۰۰ درصد امتیاز ممکن چند درصد را کسب کرده است. نتایج حاصل از رتبه‌بندی نهایی بیانگر ایناست تنگه چاه‌کوه در مجموعه دو روش با ۸۰/۵ درصد امتیاز بالاترین ارزش را دارد. بعد از تنگه چاه‌کوه، دره ستاره با ۷۶/۰۵ و غار خربس با ۶۹/۹ درصد امتیاز از مجموع امتیازات موجود در رده‌های بعدی قرار دارند. نتایج کلی ارزیابی بیانگر این است که جزیزه قشم از نظر پتانسیل ژئوتوریسم جزء مستعدترین مناطق ایران است، بنابراین لازم است که جهت توسعه این صنعت و برنامه‌ریزی جهت اقدامات مدیریتی و حفاظتی گام‌های لازم برداشته شود.

منابع

- زندمقدم، محمدرضا (۱۳۸۸)، بررسی توانمندی‌های دشت کویر به عنوان ژئوپارک ایران مرکزی و نقش آن در توسعه پایدار استان سمنان، فصلنامه جغرافیایی آمایش محیط، شال دوم، شماره ۶، صص ۲۰-۱

- Monavari, S. M. and Feraidoni, A, (2008): Kakarza regional talent identification for evaluation of ecological tourism with the help of GIS, the fourth national conference of environmental strategies and improve them, pp: 27- 31.
- Wartiti, M. Malak, A, Zhraoui, M. 2008, Geosites Inventory of The Northwestern Tabular Middle Atlas of Morocco, Environ Geol, 514-422
- Zouros, N. (2007) Geomorphosite assessment and manage-ment in protected areas of Greece(Case study of the Lesvos island – coastal geomorphosites), Geographica Helvetica Jg. 62 2007/Heft 3, 169-180.
- Ielenicz, M. (2009) Geotope, Geosite, Geomorphosites, the Annals of Valahia University of Târgovişte, Geographical Series, Tome 9 /2009.
- Heggi, Travis W. (2009) Geotourism and volcanoes: Health hazards facing tourists at volcanic and geothermal destinations: Travel Medicine and Infectious Disease, 7, 257-26.
- Comanescu, L. Nedelea, A. and Dobre, R. 2011. Evaluation of geomorpho- sites in Vistea Valley (Fagaras Mountains-Carpathians, Romania), International Journal of the Physical Sciences. 6: 1161-1168.
- Newsome, D, Dowling, R, 2006. Geotourism: The Tourism of Geology and Landscape.
- Pereira, D. Caetano, M. Braga, A. (2007) Geomorphosite assessment in Montesinho Natur al Park (Portugal), Geographica Helvetica Jg. 62 2007/Heft 3.

امکان سنجی نقشه‌های ژئومورفولوژی در آمایش ناحیه‌ای با استفاده از GIS

امیر علی عباس زاده
دانشگاه فردوسی مشهد، amirali.abbaszade@gmail.com

مقدمه

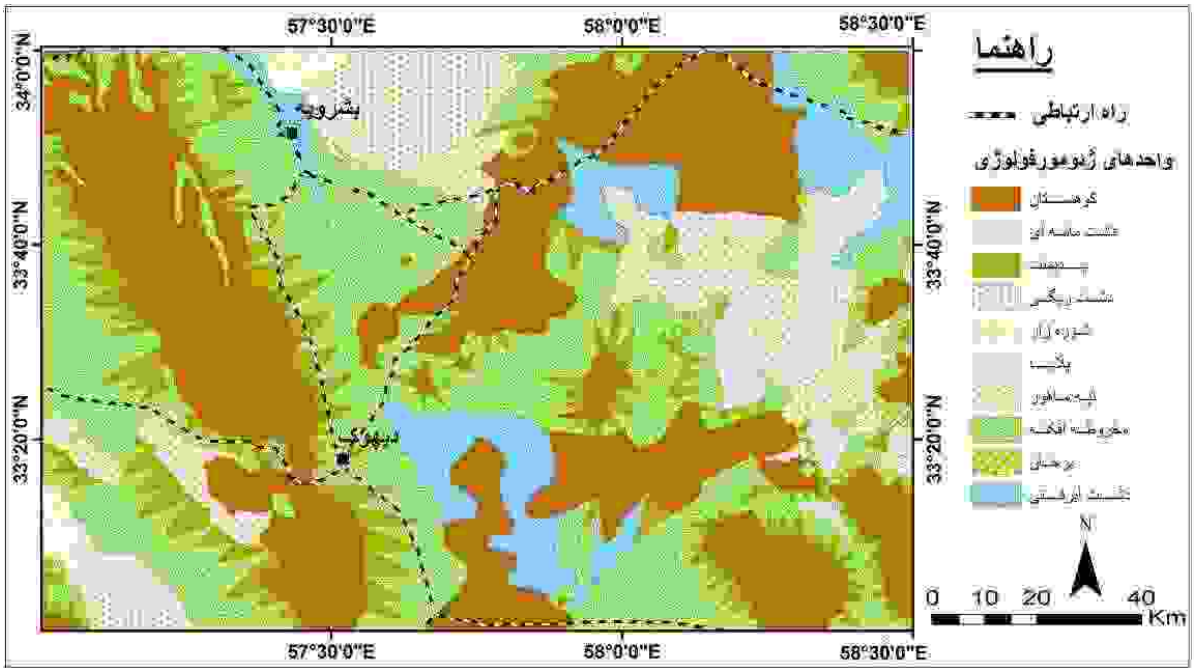
آمایش سرزمین یک ارزیابی سیستماتیک از پتانسیل‌های آب و زمین جهت استفاده‌های مختلف از اراضی با در نظر گرفتن شرایط اجتماعی و اقتصادی به منظور انتخاب و اتخاذ بهترین گزینه‌ها جهت کاربری اراضی می‌باشد(فائو، ۱۹۹۳، ص ۳۶). آمایش سرزمین به شیوه‌های بسیاری تشریح شده است که یک توضیح ساده و مختصر از آن این است که آمایش سرزمین شامل فعالیت‌هایی است که الف) کاربری‌های اراضی در آینده را تعیین می‌کند، ب) موجب بهبود ویژگی‌های منطقه شده و ج) موجب ساماندهی و مدیریت وضعیت جدید می‌شود(وانلیر[۱۵۸]، ۱۹۹۸، ص۷۹). در این میان، ژئومورفولوژی علم بررسی و شناخت ناهمواری‌های سطح زمین و بهترین مبنا برای تقسیم زمین به منظور کاربری‌های مختلف است. یکی از خروجی‌های ژئومورفولوژیست‌ها، نقشه‌های ژئومورفولوژی هستند. تهیه و به کارگیری نقشه‌ها در انواع و مقیاس‌های مختلف، برای توسعه هر کشوری امری ضروری و اجتناب ناپذیر محسوب می‌شود. محیط اطراف ما برای زندگی و فعالیتمان، اساسی است. بنابراین شناخت و درک درباره این محیط، عناصر و فرایندهای آن، برای جلو بردن توسعه منطقی اهمیت زیادی دارند. با استفاده از مطالعه چشم‌اندازهای اطراف می‌توان از فرایندهای گذشته و حال آن به شناخت دست یابیم (گوستاوسون[۱۵۹]، ۲۰۰۶). در واقع می‌توان گفت نقشه‌های ژئومورفولوژی به عنوان روش اصلی تحقیق ژئومورفولوژی نمایی از چشم‌انداز زمین و حاوی اطلاعات کمی در مورد مورفولوژی، منشاء و سن ناهمواری‌ها می‌باشند که توزیع فضایی لندفرم‌ها را نشان می‌دهند (هوبارد و گلاسر[۱۶۰]، ۲۰۰۵). زمانی که برنامه توسعه ناحیه‌ای مطرح می‌شود، برنامه‌ریزان باید از جزئیات محیط‌های طبیعی آن ناحیه شناخت داشته باشند (اویا[۱۶۱]، ۱۹۸۳). نقشه‌های ژئومورفولوژی تحلیل لندفرم‌های یک منطقه را بصورت فضایی نمایش می‌دهند و یک سند علمی در کارهای اجرائی و دید فوری، کامل و مستقیم ازاشکال مختلف ناهمواری‌های زمین را در اختیار مهندسین قرار می‌دهند (خیام، ۱۳۶۹: ۴۰). این نقشه‌ها به برنامه‌ریزان این امکان را می‌دهد که در مکان‌یابی، عوامل هیدروگرافی، جنس زمین، نیروهای تکتونیکی و توپوگرافی را با هم در نظر گرفته و بهترین موقعیت را جهت برنامه‌ریزی انتخاب کنند، که اهداف برنامه‌ریزان مواردی از قبیل: محل تونل‌ها، تاسیسات، پل‌ها، مسیرهای ارتباطی و ... می‌باشد (درامیس[۱۶۲]، ۲۰۰۹). با توجه به موارد مذکور در تحقیق حاضر نقشه ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه تهیه شده است و بر اساس آن به آمایش ژئومورفولوژیکی منطقه جهت برنامه‌ریزی‌های آتی پرداخته شده است.

محدوده مورد مطالعه: منطقه مورد مطالعه شامل نقشه‌های توپوگرافی ۲۵۰۰۰۰ حد فاصل استان های خراسان رضوی و خراسان جنوبی و شاملد بخش‌هایی از شهرستان‌های فردوس، بشرویه، سرایان و طبس می‌باشد که بین مدار ۵۷ درجه تا ۵۸ درجه و ۳۰ دقیقه طول شرقی و ۳۳ درجه تا ۳۴ درجه عرض شمالی واقع شده است.

مواد و روش‌ها

158 . Vanlier
159 . Gustavsson
160 . Hubbard & Glasser
161 . Oya
162 . Dramis

در این پژوهش از طریق مطالعات کتابخانه‌ای، ا سناد و مدارک مربوط به مو ضوع، اقدام به گردآوری داده‌ها و اطلاعات مربوط به مو ضوع شده ا ست. برای این منظور از نقشه‌های زمین شنا سی و توپوگرافی منطقه مورد مطالعه به عنوان نقشه‌های پایه ا ستفاده شده ا ست. سپس با ا ستفاده از روش تو صیفی و تحلیلی به برر سی، تجزیه و تحلیل و د سته بندی داده‌های آن پرداخته شده ا ست. از نقشه‌های توپوگرافی به عنوان مبنا و بستر نمایش اطلاعات ژئومورفولوژی برای ا ستخراج اطلاعات مورفومتریک و مورفوگرافیک ا ستفاده شده ا ست و همچنین از نقشه‌های زمین شنا سی به منظور استخراج اطلاعات مورفوکرونولوژیک و مورفوژنتیک استفاده شده است، سرانجام نقشه ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۱). سپس بر ا ساس اطلاعات موجود در نقشه ژئومورفولوژی منطقه، به برر سی تنا سب واحدهای مختلف جهت کاربری‌ها منا سب پرداخته شده ا ست و توان‌ها و محدودیت‌های هر کدام از واحدها مورد ارزیابی قرار گرفته شده است.



شکل۱: نقشه ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه

بحث و نتایج

آمایش ژئومورفولوژیکی منطقه

سطح زمین و لندفرم‌های سطح آن بستر فعالیت انسان و موجودات زنده جهان می‌باشد. با توجه به تأثیر و ترکیب عوامل مختلف در شکل‌گیری ژئومورفولوژی هر منطقه، ژئومورفولوژی هر ناحیه با توان‌ها و محدودیت‌های خاصی همراه است. در این میان شناخت این توان‌ها و تنگناها نقش بسیار مهمی در توسعه پایدار و آمایش سرزمینی دارد(نادر صفت، ۱۳۸۹، ۸۵). بنابراین در این پژوهش با توجه به اهداف پژوهش که آمایش منطقه موردمطالعه بر ا ساس واحدهای ژئومورفولوژی می‌با شد، سعی شده ا ست که برخی از توان‌ها و محدودیت‌های واحد ژئومورفولوژی بر ا ساس نقشه واحدهای ژئومورفولوژی و همچنین بررسی عوامل و ویژگی‌های جغرافیایی و زمین‌شناسی انجام شده در منطقه، مشخص شود. واحدهای ژئومورفولوژیکی محدوده موردمطالعه شامل کوهستان، مخروط‌افکنه، تپه‌ماهور، د شت آبرفتی، شوره‌زار، د شت ریگی، د شت ما سه‌ای و پلایا ا ست که هرکدام توان‌ها و محدودیت‌های خاص خود را دارند.

توان‌ها: بر اساس جدول۱ مخروط‌افکنه جهت مرتع‌داری، کشاورزی، آبخیزداری و با رعایت استانداردها برای توسعه و ایجاد سکونتگاه‌ها منا سب می‌با شد. تپه‌ماهور برای مرتع‌داری منا سب ا ست. همچنین د شت ما سه‌ای، شوره‌زار و ریگزار برای توان گرد شگری منا سب ه ستند. چنان چه واحد

کوهستان مستعد برای مرتع‌داری بوده و دشت آبرفتی توانایی مرتع‌داری، کشاورزی، توسعه و ایجاد سکونتگاه را دارد. به بیانی دیگر در محدوده موردمطالعه جهت ایجاد و توسعه سکونتگاه می‌توان از توان واحدهای مخروط‌افکنه، پادگانه و دشت آبرفتی جهت ایجاد و توسعه سکونتگاه استفاده نمود و سایر لندفرم‌ها قابلیت و استعداد مرتع‌داری، کشاورزی و گردشگری را دارند.

محدودیت‌ها: در کنار توان واحدهای ژئومورفولوژیکی، هرکدام از لندفرم‌ها دارای محدودیت‌هایی نیز می‌باشند برنامه‌ریزهای عمرانی و بلندمدت منطقه را با چالش‌های جدی مواجه می‌کنند. اصولاً ارتفاعات و اراضی تپه‌ماهوری با وجود داشتن محاسن متعدد، به دلیل وجود شیب زیاد، زمین های صخره‌ای و سنگلاخی، ناهمواری و صعب‌العبور بودن، محدودیت فضا و زمین، فقدان خاک مناسب، شرایط نسبتاً سخت اقلیمی، مشکلات حمل‌ونقل، مشکل دفع آب‌های سطحی و شبکه فاضلاب ... برای استقرار سکونتگاه‌های انسانی و همچنین سایر زیرساخت‌های عمرانی مناسب نیستند و در هنگام توسعه زیر ساخت‌های جدید باید این مسئله را همواره مدنظر داشت. یکی از چالش‌های محیطی منطقه موردمطالعه طوفان‌های شن و ماسه است که همواره خسارات مادی و تلفات جانی را به همراه دارد و کشور ما نیز همه ساله از این رهگذر زیان‌هایی را متحمل می شود، و شایسته است این امر نیز در کانون توجه برنامه ریزان قرار گیرد زیرا بخش‌هایی از منطقه موردمطالعه را تپه‌های ماسه‌ای در برگرفته‌اند. که منبع طوفان‌های شن ماسه هستند. بنابراین باید جهت انجام برنامه‌ریزهای در منطقه موردمطالعه این محدودیت‌ها را مد نظر قرار داد.

جدول۱: توان‌ها و محدودیت های واحدهای ژئومورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه

واحدها	توان‌ها	محدودیت ها
مخروط افکنه ها	مرتعداری، کشاورزی، آبخیزداری و با رعایت استانداردها توسعه و ایجاد سکونتگاه	ناپایداری قاعده مخروط افکنه هاجدید، آب گرفتگی، نم کشیدگی وتخریب تدریجی بناهای پایین دست
تپه ماهور	مرتع داری	ایجاد محدودیت در روند، جهت و توسعه سکونتگاه، فقدان خاک مناسب، مشکلات حمل و نقل
برخان	گردشگری	حرکت ماسه‌های روان و طوفان شن و ماسه
پلایا	گردشگری	نامقاوم در برابر فونداسیون سازه‌ها
دشت آبرفتی	مرتع داری، کشاورزی، توسعه و ایجاد سکونتگاه	نامقاوم در برابر فونداسیون سازه‌ها در صورت عدم رعایت استانداردها
تپه‌های ماسه‌ای	گردشگری	حرکت ماسه‌های روان و طوفان شن و ماسه
کوهستان	طبیعت گردی، مرتع داری، کوه نوردی، صخره نوردی و...	شیب زیاد ، زمین های صخره ای و سنگلاخی، ناهموار و صعب العبور بودن، محدودیت فضا و زمین و...
شوره‌زار	گردشگری	فقدان خاک مناسب، شوری زیاد، نامقاوم

نتیجه‌گیری

با اطلاعاتی که از نقشه ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه بدست آمده است می‌توان گفت که این نقشه‌ها می‌تواند به عنوان یکی از مهم‌ترین ابزارها در اختیار مهندسین عمران و برنامه‌ریزان قرار گیرد. مهم‌ترین دستاورد این نقشه‌ها دید کلی و مستقیم از پدیده‌های طبیعی و انسانی منطقه مورد مطالعه است. با استناد به این نقشه‌ها می‌توان در جهت مکان‌گزینی به منظور توسعه آتی سکونتگاه‌ها و همچنین برنامه‌ریزی‌های مربوط به آمایش سرزمین برنامه‌ریزی‌های مطلوبی انجام داد. به علاوه، وضعیت آبی و همچنین شدت بیابانی بودن منطقه را مورد بررسی و ارزیابی قرار داد. همچنین با شناسایی

دشت‌های ریگی و تپه‌های ماسه‌ای در جهت کنترل عوارض ناشی از آن‌ها برنامه‌ریزی‌های دقیق‌تری انجام داد. با استفاده از این نقشه‌ها می‌توان با توجه به نوع سازندهای زمین‌شناسی منطقه وضعیت آب‌های زیرزمینی منطقه را ارزیابی کرد و به علاوه مناطق حساس به فرسایش و همچنین مناطق مستعد حرکات دامنه‌ای را شناسی و در برنامه‌ریزی‌ها مورد توجه قرار داد. با توجه به موارد یاد شده می‌توان گفت که با استفاده از نقشه‌های ژئومورفولوژی و با وجود اطلاعاتی از قبیل وضعیت توپوگرافی و زمین‌شناسی و شبکه گسلی و هیدروگرافی منطقه می‌توان برنامه‌ریزی‌های مناسبی از قبیل مکان‌یابی جهت انجام طرح‌های عمرانی و توسعه‌ای انجام داد.

منابع

- خیام، مقصود (۱۳۶۹)، کاربرد علمی و استفاده عملی از نقشه‌های ژئومورفولوژی، نشریه سپهر سازمان جغرافیایی
- Dramis .Francesco, Geomorphologycal mapping for a sustainable development ,guornal of map. 2009.
- Gustavsson, marcus et al, A new symbol-and-gis based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development ,geomorphology. ,2006.
- Hubbard,B.N.Glasser, Field techniques in Glaciologhy and Geomorphology center for Glaciologhy ,University Wales Aberystwyth,400p. 2005.
- Oya, Masahico, A geomorphological survey map padang city and surrounding area in west Sumatra international cooperation agency,Tokyo,japan.showing classification of flood stricken areas. 1983.
- Vanlier, H.N.,(1998). The role of land use planning in sustainable rural systems.Landscape and UrbanPlanning 41, 83–91.

تیپ بندی گنبدها و پلاگ های نمکی سری هرمز بر اساس مورفولوژی و مراحل بالاآمدگی

[۱] پیمان محمدی احمدمحمودی ، [۲] یدالله پورشنبه، [۳] اسدالله ادیب
[۱] دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از راه دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، Geostudy.1371@yahoo.com
[۲] دانشجوی کارشناسی ارشد آب و هواشناسی کاربردی، Climate.1358@yahoo.com
[۳] دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از راه دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی ،Asad6209@yahoo.com

مقدمه

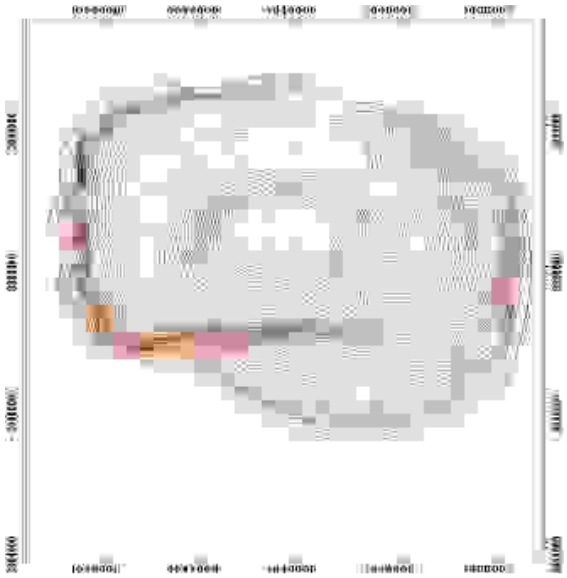
حوضه نمکی هرمز شامل دیاپرهایی با سن کامبرین است که به‌مرور زمان از ژرفا به‌سوی بالا حرکت کرده تا اینکه به سطح زمین رسیده و گنبدهای نمکی را تشکیل داده‌اند (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۵). حدود ۲۱۷ گنبد نمکی و پلاگ در زاگرس و خلیج‌فارس شناسایی شده‌اند (به‌جز دیاپرهای نمکی پنهان در سواحل کشورهای عربی) از این تعداد ۱۳۲ مورد که به سطح رسیده‌اند پلاگ‌ها و جزایر را به وجود آورده‌اند، درصورتی‌که بقیه آن‌ها به‌صورت دیاپرهای مدفون (گنبد هستند) که بیشتر در جنوب خاوری خلیج‌فارس هستند (جهانی،۱۳۹۰). حرکت نمک به سمت بالا و رسیدن آن به سطح زمین دارای نتایج گوناگونی است: یکی، تغییر شکل ناهمواری‌های زمین و ایجاد اشکال خاص مرفولوژیکی و دیگری، تأثیر نمک بر منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی است. این گنبدها تأثیر بارزی بر ژئومرفولوژی زاگرس و همچنین کیفیت آب‌های سطحی و زیرزمینی آن بر جای گذاشته است (معیری و احمدی‌نژاد، ۱۳۸۵). با توجه به گستردگی حوضه رسوب‌گذاری و ضخامت نمک در سازند هرمز فرآیند دیاپریسم هنوز در این گنبدها فعال می‌باشد، به‌عنوان‌مثال نتایج پژوهش افشاری و همکاران (۱۳۹۵) در پایش حرکت تکتونیکی گنبد نمکی گچین با استفاده از تکنیک تداخل سنجی راداری و نقاط شبکه‌ی ژئودینامیک دائمی سازمان نقشه‌برداری کشور، نشان می‌دهد در فاصله‌ی بین سال‌های ۲۰۰۶-۲۰۰۷ گنبد نمکی مذکور به‌اندازه‌ی ۸ میلی‌متر بالاآمدگی داشته، در سال‌های ۲۰۰۷-۲۰۰۹ به‌اندازه‌ی ۱۵ میلی‌متر فرونشست داشته و از سال‌های 2009-2010 نیز به‌اندازه‌ی 11 میلی‌متر بالاآمدگی داشته است. همچنین پژوهش عبدالملکی و همکاران (۲۰۱۴) پیرامون تحرکات گنبد نمکی قم با استفاده از فن تداخل‌سنجی راداری، نشان از فعال بودن فرآیند دیاپریسم در این گنبد دارد. با توجه به فعال بودن فرآیند دیاپریسم در برخی از گنبدهای نمکی، تفاوت در میان سرعت بالاآمدگی و همچنین تقدم و تأخر در فرآیند دیاپریسم به نظر می‌رسد بتوان این گنبدها را ازلحاظ زمان و سرعت بالاآمدگی به گندهای جوان، بالغ و پیر تقسیم‌بندی کرد، از دیگر دلایل که می‌تواند در بیان این ادعا پشتوانه محکمی برای آن باشد فرم‌های سطح گنبدهای نمکی می‌باشد که از این لحاظ ممکن است در برخی از گنبدهای نمکی فرم‌هایی همچون سینک هول‌ها در حال گسترش باشند و در برخی دره‌ها و شیارها عظیم فرم‌های غالب در سطح گنبد نمکی باشند. این پژوهش در نظر دارد با استفاده از شناسایی مورفولوژی سطح گنبدهای نمکی به‌نوعی این گنبدها را در دسته‌بندی جوان، بالغ و پیر جای دهد.

مواد و روشها

در این پژوهش با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰،۰۰۰، تصاویر مرئی برنامه گوگل ارث و بازدید زمینی اقدام به بررسی مورفولوژی گنبدهای نمکی و تقسیم‌بندی آنان شده، همچنین از گزارش میدانی سایر محققین پیرامون گنبدهای نمکی به‌عنوان راهنما در جهت شناسایی و طبقه‌بندی گنبدهای نمکی استفاده گردیده است.

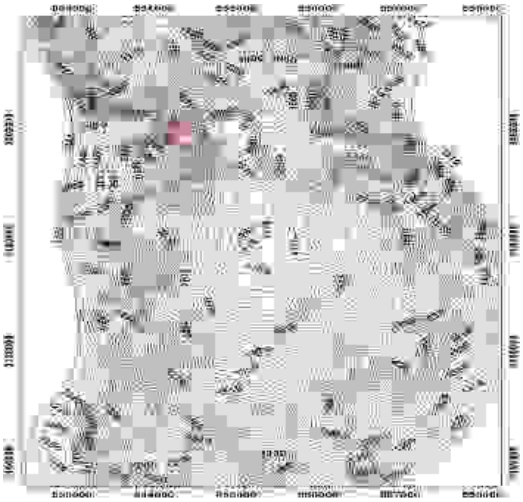
بررسی و طبقه بندی فرم منحنی میزان در پلاگ‌ها و گنبدهای نمکی

در بررسی کلی فرم منحنی میزان گنبدهای نمکی فارس و هرمزگان سه فرم کلی را می‌توان به شرح زیر شناسایی و از همدیگر متمایز کرد: الف- گنبدهای نمکی که منحنی میزان‌های آن‌ها اغلب صاف و در قسمت‌هایی از گنبد دچار سینوس خوردگی شده و یا بین آن‌ها فاصله افتاده است، این فرم منحنی میزان خاص گنبدهای نمکی است که اغلب رسوباتی را که نمک در اثر بالاآمدگی از روی خود بلند کرده هنوز دارا بوده و بعضاً قسمت‌هایی از گنبد در اثر فرسایش‌پذیری سینوس‌ها که مبین خندق و دره‌ها هستند در سطح گنبد به وجود آمده است.



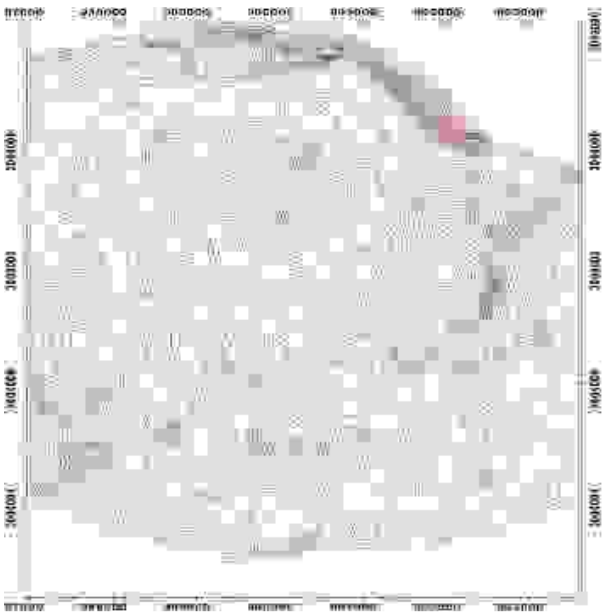
شکل۱:خطوط صاف منحنی میزان در گنبدهای نمکی که هنوز رسوبات سطحی خود حفظ کرده و فرسایش کمتر توانسته در آن‌ها به شکل زایی در ابعاد گسترده دست پیدا کند (اغلب محدوده فارس و شمال هرمزگان)

ب- گنبدهای نمکی با منحنی‌های صاف و سینوس خورده، این فرم از منحنی میزان مخصوص گنبدهای نمکی است که اغلب بخش زیادی از رسوبات سطحی خود را ازدست‌داده‌اند ولی در بخش‌های مرکزی و قسمت‌هایی از حاشیه فرسایش هنوز نتوانسته رسوبات سطحی را از بین ببرد، این گنبدها را می‌توان گنبدهای نمکی بالغ دانست که اغلب لندفرم‌هایی مانند سینک‌هول‌ها، دره‌های کوچک و سپس دره‌های عظیم در سطح آنان شکل‌گرفته است.



شکل۲:منحنی میزان‌های صاف در مناطق با حفظ رسوبات سطحی و منحنی میزان‌های سینوس خورده در مناطق فرسایش یافته که رسوبات رویی خود را از دست داده‌اند به چشم می‌خورد. (گنبدهای نمکی فارس همچون گنبد نمکی جهانی و گنبدهای جنوب داراب).

ج- گنبدهای نمکی که رسوبات سطحی خود را کاملاً ازدست‌داده‌اند و دره‌های باز و عظیمی در سطح این گنبدها به وجود آمده است، این گنبدها اغلب دارای یک دیوار حاشیه‌ای و چندین تمرکزگاه نمک به شکل تپه‌ها در سطح گنبد هستند، به نظر می‌رسد این گنبدها پیرترین گنبدهای نمکی هستند که فرسایش رسوبات سطحی آنان و بخش اعظمی از نمک و سایر رسوبات تبخیری آنان را با خود برده فرآیند دیاپریسم ب آن‌ها یا فروکش کرده و یا دارای تحرکات خیلی ضعیفی است (اغلب گنبدهای هرمزگان).



شکل۳:خطوط منحنی میزان گنبدهای نمکی که در اثر فرسایش لایه‌های رسوبی سطح خود را از دست داده‌اند(گنبدهای غرب بندرعباس).

بحث و نتایج و یافته ها

به نظر می‌رسد گنبدهای نمکی سازند هرمز در حال طی کردن یک تعامل همزمان فرسایشی در ارتباط با فرآیند دیاپریسم و فرسایشی هستند، عمل دیاپریسم باعث بالاآمدگی گنبدهای نمکی و طی مراحل جوانی، تکامل و پیری در این گنبدها شده که میزان سرعت بالاآمدگی گنبدهای نمکی باعث این طبقه‌بندی پیرامون آن‌ها می شود. همزمان با پدیدار شدن گنبدها نمکی از سطح زمین عمل فرسایش باعث شکل زایی در سطح این گنبدها می شود که این عامل می‌تواند در کنار سرعت بالاآمدگی ســـهولت در تیپ بندی گنبدهای نمکی به گنبدهای جوان، تکامل‌یافته و پیر می‌شـــود، بر این اســـاس می‌توان مراحل زیر را طی فرآیند بالاآمدگی و فرسودگی یک گنبد نمکی در نظر گرفت:

مرحله۱-عمل دیاپریسم نمک در سازند هرمز به دلیل اختلاف چگالی نمک با رسوبات رویی و درزهای گسلی.

شکل۴: عمل فرآیند دیاپریسم در اثر اختلاف چگالی و درزهای گسلی.

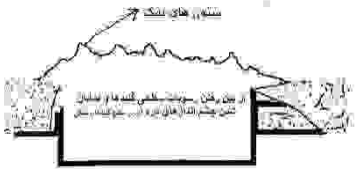
مرحله۲-اختلاف در کشش سطحی و ستونی به سمت بالا در سطح گنبدهای نمکی به دلیل اختلاف تراکم نمک، گسترش سینک هول‌ها در پله‌ها به همراه گسترش دره‌ها در حاشیه قلعه گنبد (گنبد نمکی جهانی در استان فارس).

شکل۵: اختلاف در فرآیند بالاآمدگی در اثر اختلاف تمرکزگاه‌های نمک و شروع فرسایش سطح گنبد.

مرحله۳-توسعه دره‌ها در سطح گنبد؛ از حاشیه به سمت مرکز از ابعاد دره‌ها کم شده ولی در مرکز پوشش رسوبی سطح که در آغاز فرآیند دیاپریسم بالاآمده کاملاً از بین نرفته. رسوبات آبرفتی حاصل از فرسایش گنبد بخش اعظمی از حاشیه گنبد را می‌پوشانند (اغلب گنبدهای نمکی هرمزگان).

شکل۶:از بین رفتن بخش اعظمی از رسوبات رویی سازند هرمز و توسعه درهها در اثر فرسایش.

مرحله۴- از بین رفتن کامل پوشش سطحی ریزدانه به همراه گسترش دره‌ها در سطح گنبدهای نمکی (گنبدهای نمکی هرمزگان).



شکل۶: از بین رفتن کامل رسوبات رویی سطح گنبدهای نمکی و نمایان شدن چشم‌انداز های دره‌ای و استوک‌های نمکی.

کلمات کلیدی: سازند هرمز دیاپریسم، چرخه فرسایش.

مراجع

- افشاری. سمیه و همکاران (۱۳۹۵)، پایش رشد و پیشروی گنبدهای نمکی زمین‌شناسی به‌منظور تعیین شدت فعالیت آن‌ها با استفاده از تصاویرSAR (مطالعه‌ی موردی؛ گنبد نمکی گچین)، ماهنامه علمی ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره؛۱۳۸. صص:۴۶-۵۱.
- جهانی. سلمان (۱۳۹۰)، تکتونیک نمک، چین‌خوردگی و گسلش در زاگرس و خلیج‌فارس، مجموع مقالات سی یکمین گردهمایی علوم زمین، صص:۱-۹.
- معیری. مسعود و احمدی‌نژاد. یعقوب (۱۳۸۵)، پدیده دیاپیریسم و تأثیر آن بر آلودگی رودخانه شور دِهرَم، پژوهش‌های جغرافیایی شماره؛56، صص:۳۳-۴۵.
- مهرابی. علی و همکاران (۱۳۹۴)، شناسایی خطواره‌های گسلی کمربند چین‌خورده-راندگی زاگرس بر پایه تفسیر تصاویر ماهواره‌ای و تعیین ارتباط آن‌ها با موقعیت گنبدهای نمکی رخنمون یافته سری هرمز با استفاده از تحلیل‌های GIS، مجله علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره؛۹۵، صص ۱۷-۲۳.

- Abdolmaleki. N, Motagh A, Bahroudi M (2014), Using Envisat InSAR time-series to investigate the surface kinematics of an active salt extrusion near Qum, Iran, Journal of Geodynamics, http://dx.doi.org/doi:10.1016/j.jog.2014.07.001.

نقش اشکال ژئومورفولوژیک در پدافند غیر عامل(مطالعه موردی دامنه جنوبی ارتفاعات گرین)

محمدعلی زنگنه اسدی[1]، تیمور کولیوند[2]، نجمه شفیعی[3]
دانشیار ژئومورفولوژی دانشگاه حکیم سبزواری Ma.zanganehasadi@hsu.ac.ir
دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه حکیم سبزواری Kolivand2020@gmail.com
دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه حکیم سبزواری Shafiei.najmeh@yahoo.com

مقدمه

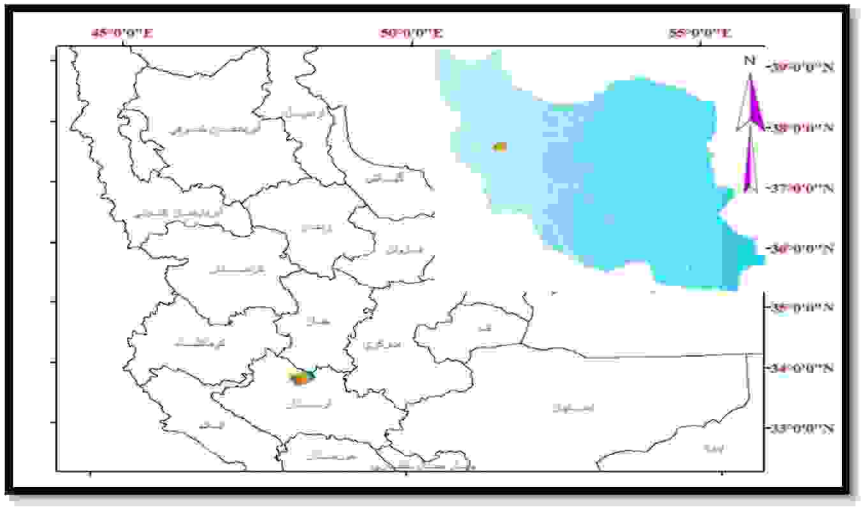
با نگاهی اجمالی به تاریخ سکونتگاههای بشری و روش های دفاعی و پدافندی به کار رفته در آنها می توان دریافت که انسان همیشه برای مراقبت از خود در برابر بحران های انسانی(شورش ها-اغتشاشات-حملات داخلی ویا اقوام خارجی)و بلایای طبیعی(سیل-زلزله و طوفان)روش ها یی را برای دفاع و مقابله با این بحران ها به کار گرفته اند.(تقوایی،جوزی خمسلویی،۱۳۹۱ -۹). پدافند(دفاع)غیر عامل:به مجموعه اقداماتی اطلاق می گردد که مستلزم بکارگیری جنگ افزار نبوده ،وبا اجرای آن می توان از وارد شدن خسارات مال به تجهیزات و تاسیسات حیاتی و حساس نظامی و غیر نظامی و تلفات انسانی جلوگیری نموده،و یا میزان این خسارات و تلفات را به حداقل ممکن کاهش داد(فشارکی-محمودزاده-۱۳۹۱ -۱۳۰).

معرفی مناطق مناسب برای اجرای سایت های پدافند غیرعامل با تاکید بر ژئومرفولوژی لندفرمهای منطقه مطالعاتی، و تهیه نقشه پدافند غیرعامل منطقه مطالعاتی با توجه به ویژگی های اشکال ژئومورفولوژیکی هدف این پژوهش می باشد.

بوذری(۱۳۸۸) به نقش زمین شناسی در پدافند غیر عامل و فتحی(۱۳۸۹)، فخری (۱۳۹۱)، روستایی و همکاران(۱۳۹۲)، رضا زاده و همکاران(۱۳۹۲)،(Kiersch,1998)،(Willard,1963)،(Ralph& et al,1976)، (Rivas & et al,1996) ، (Segall,2000) ، (Gilewitch, 2003) ،(Wallace, 2004)،(Corson, 2007)،(Bullard ,& et al: 2008)،(Irfan Yesilnacar. M., & et al: 2008) به بررسی نقش عوامل ژئومور فولوژیک در پدافند غیر عامل پرداخته اند.

۱- موقعیت منطقه مطالعاتی

منطقه مطالعاتی از نظر موقعیت جغرافیایی بین '۴۵ °۳۳ تا '۰۱ °۳۴ عرض شمالی و '۰۴ °۴۸ تا '۳۳ °۴۸ عرض شرقی واقع شده است وسعت این محدوده ۷۱۲ کیلومتر مربع می باشد که از این مساحت حدود۲۶/۶ درصد آن یعنی ۱۹۰ کیلومتر مربع را دشت الشتر و ۷۳/۴ درصد آن که ۵۵۲ کیلو متر مربع می باشد را ارتفاعات (کوه گرین) در برگرفته است.ارتفاع متوسط منطقه مطالعاتی ۲۲۰۰ متر از سطح دریا و بلندترین نقطه آن هم قله کوه ولاش با ۳۶۴۳متر ارتفاع دارد.این منطقه در سلسله جبال زاگراس و در داخل زون زاگرس مرتفع واقع شده است و از نظر زمین ساختی فعال می باشد و جنس غالب منطقه از نوع سنگ های رسوبی و مخصوصا آهک می باشد که در کنار سایر عوامل موجب شده تا کارست زایی شدیدی در این منطقه فعال باشد.



شکل ۲-نقشه منطقه مطالعاتی

۲- روش تحقیق

برای تعیین تاثیر نقش عوامل ژئومورفولوژیک در پدافند ابتدا اقدام به تهیه Shapefile و لایه های اطلاعاتی از لندفرم های مختلف منطقه مطالعاتی براساس توپوگرافی ، ژئومورفولوژی ، تحقیقات میدانی بر مبنای نقشه های زمین شناسی و توپوگرافی،نقشه Dem وتصاویر ماهواره ای نموده و سپس این داده ها را در محیط نرم افزارهای Gis و Surfer وارد نموده و بر مبنای اشکال ژئومورفولوژیکی، ارزش استتار،اختفاء[163]،پوشش،جنس زمین و سایر عوامل جغرافیایی و ژئومورفولوژیکی نقشه کلاس بندی پدافند غیر عامل منطقه مطالعاتی ترسیم شده است.

۳-بررسی عوامل موثر ژئومورفولوژیکی منطقه در پدافند غیر عامل

۳-۱ -دره ها ی کارستیک مرطوب و دره های کور :در دامنه جنوبی گرین و به فاصله کم دره ها ی کارستیک مرطوب و دره های کور فراوانی وجود دارد.بطور کلی دره ها ی کارستیک مرطوب و دره های کور در شرق ،شمال و شمال غرب منطقه مطالعاتی واقع شده اند و این اشکال ژئومورفیک با استحکام بالاقابلیت ساختن انواع پناهگاههای مقاوم را دارد که در صورت بروز حوادث طبیعی و انسانی دچار آسیب نشده .

۳-۲ -تپه ها:در سطح دشت پراکنده شده اند و دارای منشا رسوبی و یا از رسوبات یخچالی که از کوههای اطراف دشت در آخرین دوران زمین شناسی سرازیر شده اند شکل گرفته اند و دارای هسته سنگی هستند که بر روی آن لایه های ضخیمی بین ۵ تا ۲۰ متر رسوبات ریز دانه انباشته شده است.

۳-۳-غارها: در سطح منطقه مطالعاتی با توجه به کارستیک بودن آن غارهای زیادی وجود دارد که ساختار دفاعی مناسبی دارند و از گذشته تا کنون از ارزش پدافندی خیلی بالای برخوردار هستند.

۳-۴ -مخروطه افکنه ها: مخروطه افکنه های منطقه مطالعاتی نسبت به کل محدوده دارای مساحت اندکی می باشند،این پهنه های ژئومورفولوژیکی از لحاظ دفاعی دارای اهمیت پایینی هستند،به دلیل اینکه دارای واریزه های با تراکم بالا نبوده و زمین این مناطق سست بوه و برای احداث سازه های دائمی مطلوب نمی باشند، مخروطه افکنه های موجود فاقد عوارض توپوگرافیکی مانند تپه هستند.

۳-۵ -پادگانه های قدیم: این اشکال ژئومورفولوژیکی به خاطر نداشتن استتار و اختفاءو جنس زمین که عموما از رسوبات ریزدانه مارنی و شیست و رس است و سست هستند قابلیت دفاعی بالای ندارند.

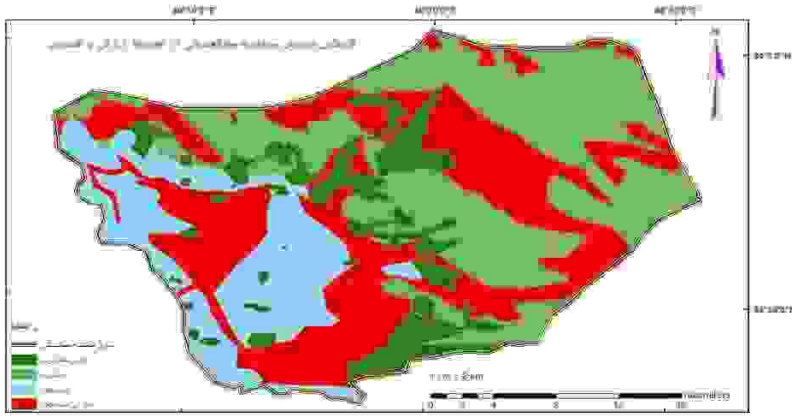
۳-۶ –دشت آبرفتی: به خاطر نداشتن شرایط استتار و اختفاءو اینکه تمام سطح دشت را اراضی کشاورزی در برگرفته ارزش دفاعی قابل ذکری را ندارد .

۴- نتیجه گیری

۱-به طوری کلی، منطقه مورد مطالعه از قابلیت های هیدرو لوژیکی و ژئومورفولوژیکی مناسب (شیب، ارتفاع، جهت شیب، لیتولوژی، دره ها ی کارستیک مرطوب و دره های کور ها،تپه ها،قلل و...) برای پدافند برخوردار است. ارتفاعات موجود در منطقه، غالباً دارای دامنه های با شیب زیاد و جهت شمالغربی –جنوبشرقی (عمود بر جهت تهدید ات انسانی) بوده و این امر سبب افزایش قابلیت دفاعی منطقه می شود. ۲-با توجه به بررسی و تحلیل داده ها در محیط نرم افزار GIS مشخص شد که منطقه مورد مطالعه اولاً،دارای مکان های مساعد برای استقرار مراکز راداری و سایت های موشکی و پناهگاههای طبیعی است، ثانیاً از غرب به شرق شرایط بهتر می شود. ۳- مناطق کوهپایه ای و دامنه های گرین خصوصا در مرکز و شرق این کوه دارای قابلیت بالای برای مکان گزینی مراکز دفاعی می باشد .(هرچه از دشت آبرفتی به طرف کوه پیش برویم قابلیت دفاعی افزایش یافته). ۴-با توجه به نقشه ژئومورفولوژی منطقه،و مقایسه آن با نقشه پهنه بندی پدافندی منطقه مشخص می شود که پهنه بندی دفاعی(غیرعامل) مناطق، به صورت معناداری با لندفرم ها ارتباط مستقیم دارد. بررسی و تجزیه و تحلیل نقشه مذکور گویای آن است که، مناطق مطلوب برای مکان گزینی با بعضی از لندفرم ها انطباق دارد، که در این میان می توان گفت که دامنه رشته کوه که با محور شمالغربی ـ جنوبشرقی هستند و از شیب مناسب برخوردارند برای مکان گزینی بسیار مناسب هستند. از طرفی مناطقی با شیب کم و هموار مانند دشت آبرفتی، و مخروط افکنه های عریان دامنه های جنوبی، غالبااز جمله مناطق نامطلوب برای استقرار مراکز مورد نظر می باشند. ۵-در برخی از قسمت های جنوبی دشت آبرفتی قابلیت دفاعی بالاتری وجود دارد که این امر به دلیل وجود تپه ها می باشد. ۶-ارتفاع نیز از جمله عوامل تأثیر گذار در منطقه مورد مطالعه است. هر چقدر از دشت به سمت شمال حرکت کنیم، به ارتفاع زمین افزوده می شود، به طوری که میانگین ارتفاع دشت آبرفتی ۱۶۲۰متر و در ارتفاعات به بیش از ۳۶۴۳ متر می رسد (قلل ولاش و چهل نابالغان)سدهای دفاعی بسیار مستحکم را در ادامه به سمت عمق کشور و خصوصا قسمت های مرکزی و تهران تشکیل داده اند. ۷- در مناطقی که در محدوده گسل می باشد برای احداث سایت های پدافندی بطور دائم وضعیت ضعیفی دارد چرا که این مناطق دارای زمینی ناپایدار می باشد،ولی برای اجرای ماموریت های پدافندی بصورت موقت و بدون نیاز به ساخت و ساز می تواند مناسب باشد. ۸-قلل منطقه از ارتفاع خوبی

[163]-Concealmeent

بهره مند هستند و برای احداث سایت های راداری و دکل های مخابراتی مناسب می باشند و با استفاده از مزیت مرتفع بودن آن می توان نقاط کور را تا وسعت های زیادی پوشش داد.



شکل ۲-نقشه کلاس بندی پدافند غیرعامل منطقه مطالعاتی

۵- واژگان کلیدی: ۱-پدافند غیر عامل۲-ارتفاعات گرین۳-اشکال ژئومورفولوژیک

منابع:

۱-بوذری،سهیلا(۲۰۰۹)،زمین شناسی و کاربرد آن در پدافند غیر عامل،فصل نامه زمین ،سال چهارم،شماره ۲،تهران،صص۱۰-۱.

۲-تقوایی،مسعود،جوزی خمسلو،علی(۲۰۱۲)،پدافند غیر عامل و امنیت شهری-چاپ اول.انتشارات معظمی،اصفهان،صص۹-۱۷.

۳-رضا زاده،قاسم،پورزارع،مرتضی،ملکی،غلامرضا،(۲۰۱۲)، نقش لندفرم‌های ارتفاعات شمال شهر تهران(دره ها ی کارستیک مرطوب و دره های کورها) بر دفاع از شهر (با تاکید بر دفاع غیر عامل) در جنگ‌های ناهمطراز،فصلنامه مدیریت نظامی دانشکده افسری امام علی (ع)،تهران.سال سیزدهم،شماره ۵۱،تهران،صص۱۶۸-۱۳۹.

۴-روستایی، شهرام،فتحی،محمد حسین ،محمدی فر،عادل،فخری، سیروس (۱۳۹۱)،تحلیل ژئومورفولوژیکی مکان گزینی مرکز نظامی(مطالعه موردی:دامنه های غرب کوهستان سهند)،پژوهش های جغرافیای انسانی،دوره۴۵،شماره۳،تهران،صص۲۲۸-۲۰۹.

۵-فخری،سیروس(۲۰۱۱) ، ژئومورفولوژی زاگرس جنوب شرقی (شمال تنگه هرمز) و تأثیر آن بر دفاع غیر عامل از مراکز حیاتی، حساس و مهم (با تأکید بر مکان یابی)پایان نامه دکتری تخصصی، اساتید راهنما دکتر ابراهیم مقیمی ـ دکتر مجتبی یمانی ،دانشکده جغرافیا،دانشگاه تهران،تهران.صص۱۱۲-۷۷.

6-Bullard, T. F. ; McDonald, E. V.; Baker, S. E. ,2008, Integration of New Methods in Soils and Geomorphology Applied to Cultural Resources Management on Military Lands. Geoarchaeology Workshop, pl .

7-Corson ,M., 2007, An all hazard approach to us military base camp site selection, Asia pacific center for security studies, Department of Geology and Geography Northwest Missouri State University, p 1-1 O.

8-Gilewitch, DanieIA.,2003,Military Geography: The Interaction of Desert Geomorphology and Military Operations, Arizona State University, Doctoral thesis.p 234-236.

9-Irfan Yesilnacar, Hasan Cetin, 2008, An environmental geomorphologic approach to site selection for hazardous wastes, Environ Geol, 55, p 1659-1671.

10-Keeney, Ralph, L. ,R. L.,Nair,t. ,1976, Evaluating potential nuclear power plant sites in the Pacific Northwest using decision analysis, Conflicting Objectives in Decisions, New York , p 1-46.

11-Kiersch, George A. Engineering geosciences and military operations, Engineering Geology, Volume f~, Issue Y, 6 March 1998, Pages 123-176.

12-Rivas, V. , RlX, K. , Frances E. , Cendre ro, A. , Brunsden, D., 1997, Geomorphological indicators for environmental impact assessment: consumable andnon-consumable geomorphological resources, Geomorphological, Volume 18,pI69-182 .

تغییرات و روند دمای سطح آب اقیانوس هند در دوره ۲۰۱۵-۱۹۸۲

نرگس صالح‌آبادی[۱]، آذر زرّین[۲]، عبّاس مفیدی[۳]

[۱]دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده ادبیات و علوم انسانی دکتر شریعتی، گروه جغرافیا، narges.salehabadi93@mail.um.ac.ir

[۲]دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده ادبیات و علوم انسانی دکتر شریعتی، گروه جغرافیا، zarrin@um.ac.ir

[۳]دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده ادبیات و علوم انسانی دکتر شریعتی، گروه جغرافیا، abbasmofidi@um.ac.ir

چکیده

اقیانوس‌ها و دریاها با توجه به ذخیره‌سازی و مبادله حرارت با اتمسفر، کلید مهمی برای شناخت نوسانات و تغییرات اقلیمی هستند. برای این منظور شناخت نحوه روند و تغییرات دمای سطح آب از جمله دمای سطح آب اقیانوس هند که یکی از منابع رطوبتی ایران است، حائز اهمیت می‌باشد. در این پژوهش با استفاده از داده‌های دمای سطح آب اقیانوس هند که از مرکز پیش‌بینی محیطی آمریکا (NCEP/NCAR) و برای سال‌های ۲۰۱۵-۱۹۸۲ اخذ گردیده، به بررسی روند و تغییرات آن شاخص پرداخته شد. نتایج بیانگر آن است که فصل پاییز در بین فصول، بیشترین افزایش دما را در طول ۳۴ سال گذشته به خود اختصاص داده است و سپس فصل تابستان، بهار و زمستان به ترتیب بالاترین افزایش دما را تجربه کرده‌اند. همچنین محدوده غربی اقیانوس هند در تمام فصول سال بیشترین افزایش دما را داشته است که نسبت به حوضچه گرم اقیانوس هند این افزایش دما شدیدتر می‌باشد.

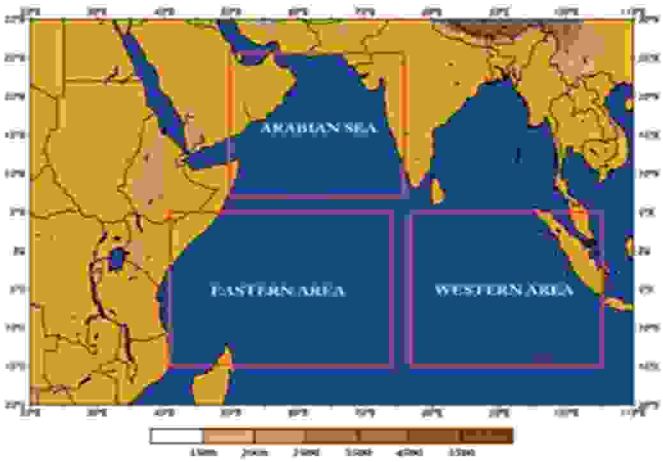
کلیدواژه‌ها : دمای سطح آب، اقیانوس هند، حوضچه گرم اقیانوس هند

۱- مقدمه

اقیانوس‌ها انرژی بسیار زیاد خورشیدی که موجب پدیدار شدن روانش های اقیانوسی، جوی و دگرگونی اقلیم می شود را در خود انباشت می‌کنند. روی‌هم‌رفته دریاها و اقیانوس‌ها از ظرفیت گرمایی بالایی برخوردار هستند و وضعیت گرمایی را در سامانه اقلیم جهانی کنترل می‌کنند(مرضیه توکلی، ۱۳۹۵). ازآنجاکه دریاها و اقیانوس‌ها مهم‌ترین منبع رطوبتی و محل تشکیل سامانه‌های جوی مختلف هستند، ویژگی‌های گرمایی آب ازجمله دمای سطح آب دارای اهمیت است. در این بین کشور ایران در همسایگی منابع رطوبتی قابل‌توجه دریای مدیترانه و دریای سیاه در غرب، دریای خزر در شمال، خلیج‌فارس و دریای عمان و اقیانوس هند در جنوب تأثیرپذیری نسبتاً زیادی را از دمای سطح آب مناطق رطوبتی یادشده دارد(مریم تیموری، ۱۳۹۰). بنابراین شناخت تغییرات و روند دمایی دریاها و اقیانوس‌ها ازجمله اقیانوس هند لازم و ضروری است. تاکنون تحقیقات بسیاری در زمینه تأثیر دمای سطح آب بر اقلیم خشکی‌ها انجام‌گرفته است که چند نمونه در ادامه ذکر می‌گردد. کول و وبستر(۲۰۰۰) به بررسی تأثیر دمای سطح آب اقیانوس هند بر بارش‌های تابستانه هند پرداخته‌اند. ایشان به این نتیجه رسیده‌اند که دمای سطح آب اقیانوس هند در پاییز و زمستان قبل از مونسون تابستانه همبستگی مثبتی با بارش موسمی تابستان بعد دارد. تین مارکر و همکاران(۲۰۱۰) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای به بررسی ارتباط بین فعالیت رعدوبرق روی شبه‌جزیره عربستان و دمای سطح دریا در یک دوره ۱۰ ساله نشان دادند که رابطه قابل‌توجهی بین فعالیت رعدوبرق بر روی شبه‌جزیره هند و دمای سطح آب در دریاهای مجاور(دریای عرب و خلیج بنگال) وجود دارد. کای و همکاران(۲۰۱۵) تأثیر ناهنجاری‌های درون فصلی دمای سطح آب بر بارش در طی موسمی تابستانه هند را موردبحث قرار دادند. نتایج پژوهش نشان داد که اقیانوس هند نقش مهمی را در فصل موسمی تابستانه هند در دو منطقه سواحل غربی شبه‌جزیره هند و شمال خلیج بنگال ایفا می‌کند. در ایران مریم تیموری و همکاران(۱۳۹۰)، تاثیر نوسانات دمای سطح آب اقیانوس هند را بر بارش‌های تابستانه جنوب شرقی ایران، مطالعه کرده‌اند. نتایج پژوهش ایشان نشان داد که فاز سرد دمای سطح آب اقیانوس هند باعث افزایش بارش تابستانه و فاز گرم آن باعث کاهش بارش تابستانه در منطقه می‌شود. رنجبر سعادت‌آبادی و ایزدی(۱۳۹۲) طی پژوهشی ارتباط بی‌هنجاری‌های دمای سطح آب اقیانوس هند و دریای عرب را با بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی ایران موردبررسی قرار داده‌اند. نتایج نشان داد که در زمان فعالیت سامانه‌های کم‌فشار دینامیکی، شرایط مناسبی برای تغذیه رطوبت از روی دریای عرب، دریای سرخ و خلیج‌فارس فراهم می‌شود. با توجه به پژوهش‌های انجام‌گرفته می‌توان نتیجه گرفت بررسی روند و تغییرات دمای سطح آب اقیانوس هند که از منابع رطوبتی قابل‌توجه برای کشور ایران می‌باشد، حائز اهمیت است و ازآنجاکه تاکنون در هیچ پژوهشی به بررسی دقیق این موضوع پرداخته نشده است، در این تحقیق به بررسی و مطالعه دمای سطح آب اقیانوس هند و تاثیرات احتمالی تغییر اقلیم بر روی آن پرداخته می‌شود.

۲- داده‌ها و روش کار

اقیانوس هند سومین اقیانوس بزرگ جهان، ۲۰٪ از سطح کره زمین را پوشانده است و همچنین گرم‌ترین حوزه اقیانوسی جهان به شمار می‌رود. ازجمله مهم‌ترین تأثیرات این اقیانوس ایجاد بادهای باران‌آور موسمی و همچنین جریان‌های آب گرم استوایی می‌باشد. این اقیانوس از شمال به آسیا، از غرب به آفریقا، از شرق به استرالیا و از جنوب اقیانوس منجمد جنوبی منتهی می شود. در این مطالعه به‌منظور بررسی دقیق دمای سطح آب اقیانوس هند، به سه بخش دریای عرب، اقیانوس هند شرقی و اقیانوس هند غربی تقسیم گردید(شکل ۱).



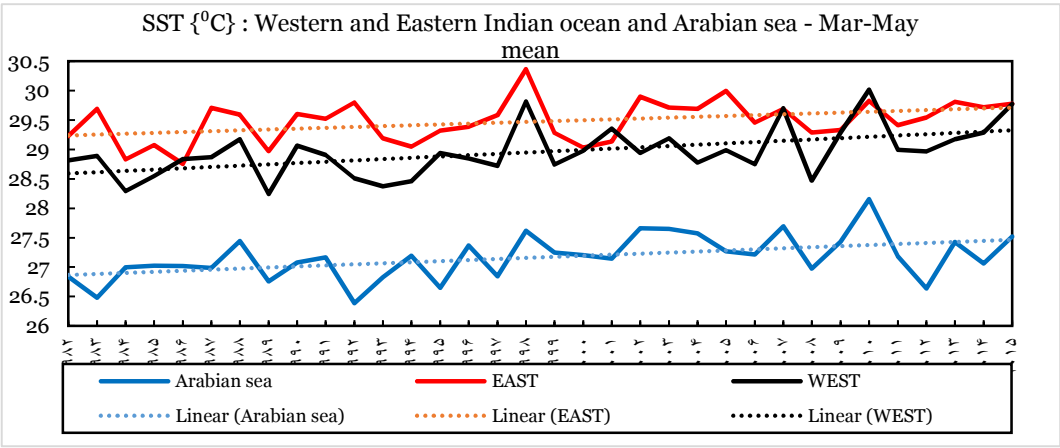
شکل ۱- منطقه موردمطالعه جهت بررسی دمای سطح آب

در این پژوهش از داده‌های میانگین روزانه دمای سطح آب اقیانوس هند در محدوده عرض جغرافیایی ۲۰S-۲۰N و طول جغرافیایی ۲۰E-۱۱۰E دارای قدرت تفکیک ۰,۲۵*۰,۲۵ و برای دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۸۲ که از مرکز پیش بینی محیطی آمریکا(NCEP/NCAR) (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) دریافت شده، جهت بررسی روند و میزان تغییرات دمای سطح آب ا ستفاده گردید. به منظور پی بردن به چگونگی روند دمای سطح آب در دوره مورد برر سی علاوه بر ا ستفاده از نمودار سری زمانی برای هر فصل و برای سه محدوده تعریف شده، اختلاف دو دهه ابتدایی(۱۹۹۰-۱۹۸۲) و پایانی(۲۰۱۵-۲۰۰۶) هر نقطه شبکه نسبت به میانگین بلندمدت محاسبه شد و نتایج به‌صورت نقشه ارائه گردید.

۳- یافته‌ها و بحث

۳-۱- فصل بهار(مارس، آوریل و می)

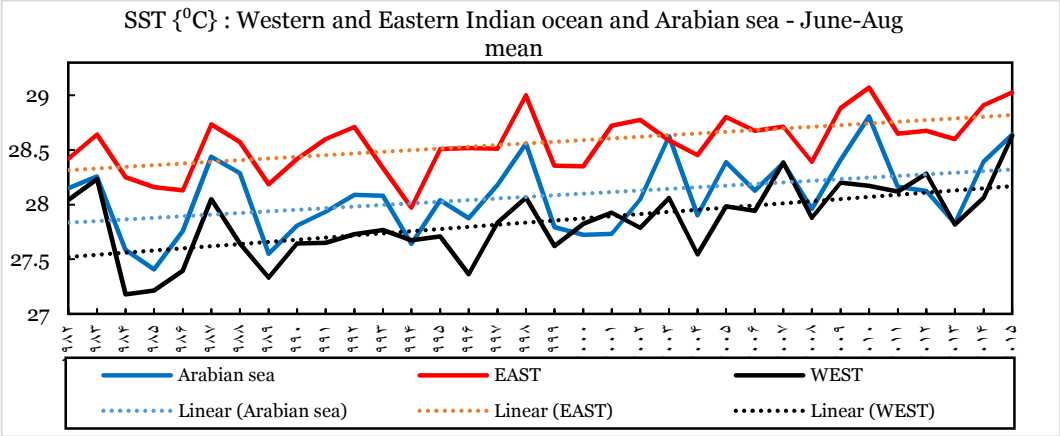
در طول سال‌های ۲۰۱۵-۱۹۸۲ دریای عرب با میانگین دمای ۲۷,۱۶ به‌عنوان سردترین ق سمت اقیانوس هند شناخته شد. هر سه محدوده، دارای یک‌روند افزای شی هستند که در این میان روند افزایشی اقیانوس هند غربی با مقدار ۰,۵۱ نسبت به نیمه شرقی اقیانوس هند که دارای افزایشی حدود ۰,۴ می‌باشد، شدیدتر است. این در حالی است که در طول سال‌های موردمطالعه اقیانوس هند غربی ۰,۴۷ درجه سانتی‌گراد، محدوده شرقی ۰,۲۸ درجه سانتی‌گراد و دریای عرب ۰,۳۵ درجه سانتی‌گراد گرم‌تر شده اند(شکل ۲).



شکل۲-نمودار روند سالانه دمای سطح آب (درجه سانتی‌گراد) در سه محدوده اقیانوس هند غربی(خط مشکی)، شرقی(خط قرمز) و دریای عرب (خط آبی). محاسبه‌شده برای فصل بهار و دوره ۲۰۱۵-۱۹۸۲

۲-۳- فصل تابستان(ژوئن، ژوئیه و اوت)

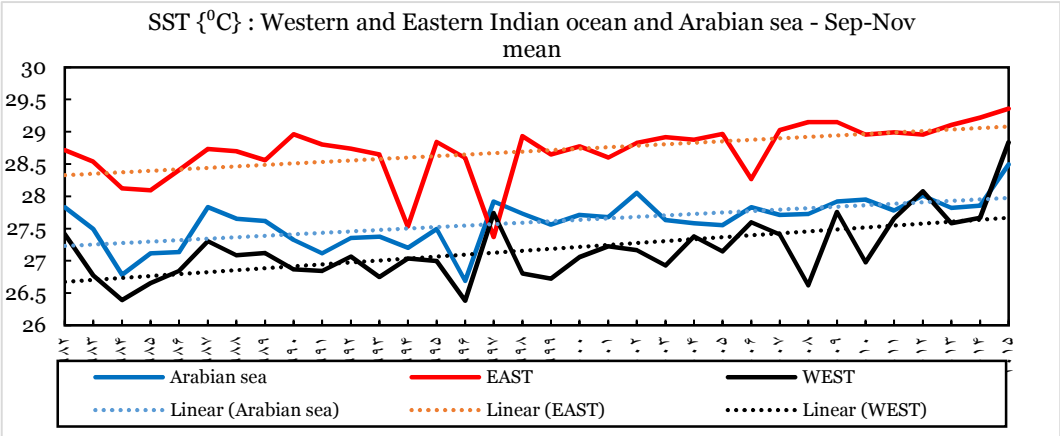
با مطالعه دمای سطح اقیانوس هند به صورت سری زمانی (۲۰۱۵-۱۹۸۲) برای ماه‌های ژوئن تا اوت در سه محدوده تعریف شده‌ی اقیانوس هند غربی، شرقی و دریای عرب آ شکار گردید که در هر سه محدوده، دما دارای یک‌روند افزای شی می‌با شد، در این میان غرب اقیانوس هند با مقدار ۰,۵۸ و محدوده شرقی با مقدار ۰,۵۷ دارای روند افزایشی شدیدتری نسبت به دریای عرب است(شکل ۳). همچنین در طول سال‌های ۲۰۱۵-۱۹۸۲ دمای اقیانوس هند غربی حدود ۰,۶ درجه سانتی‌گراد گرم‌تر شده درحالی‌که محدوده شرقی و دریای عرب به ترتیب حدود ۰,۴۵ و ۰,۳۹ درجه سانتی‌گراد افزایش دما را تجربه کرده‌اند(شکل ۳).



شکل۳- نمودار روند سالانه دمای سطح آب (درجه سانتی‌گراد) در سه محدوده اقیانوس هند غربی(خط مشکی)، شرقی(خط قرمز) و دریای عرب (خط آبی). محاسبه‌شده برای فصل تابستان و دوره ۲۰۱۵-۱۹۸۲

۳-۳- فصل پاییز(سپتامبر، اکتبر و نوامبر)

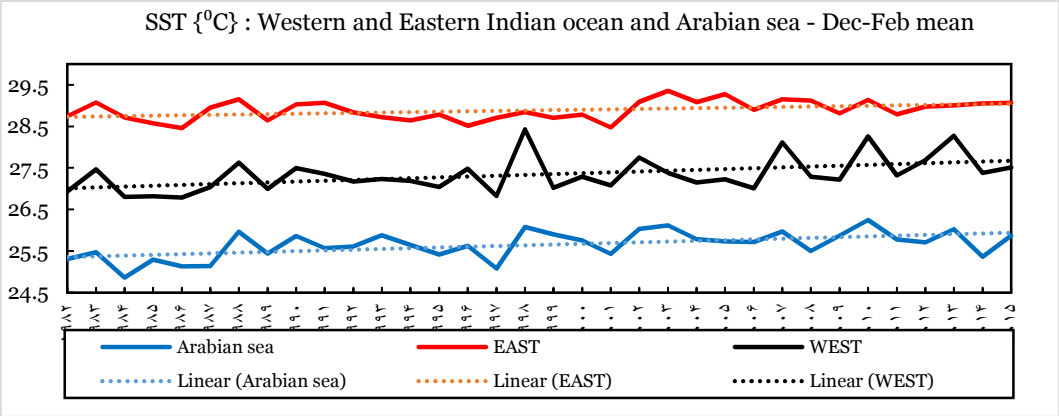
در ادامه، دمای سطح آب اقیانوس هند در فصل پاییز به‌صورت سری زمانی و در سه محدوده غربی، شرقی و دریای عرب مورد بررسی قرار گرفت. دما در هر سه محدوده در فصل پاییز در حال افزایش ا ست که شیب این افزایش در دریای عرب (R=0.60)و اقیانوس هند غربی(R=0.59) شدیدتر می‌با شد. بااین‌حال بیشترین افزایش دما در دوره مطالعه شده مربوط به اقیانوس هند غربی می‌با شد که حدود ۰,۶۸ سانتی‌گراد افزایش دما دا شته ا ست و دریای عرب با افزایش دمای ۰,۵ سانتی‌گراد در رتبه دوم قرار دارد و اقیانوس هند شرقی که حدود ۰,۴۵ سانتی‌گراد افزایش دما را تجربه کرده است، در رتبه سوم قرار می‌گیرد(شکل۴).



شکل۴- نمودار روند سالانه دمای سطح آب (درجه سانتی‌گراد) در سه محدوده اقیانوس هند غربی(خط مشکی)، شرقی(خط قرمز) و دریای عرب (خط آبی) . محاسبه شده برای فصل پاییز و دوره ۲۰۱۵-۱۹۸۲

۴-۳- فصل زمستان(دسامبر، ژانویه و فوریه)

در این فصل نیز همانند فصول دیگر در هر سه محدوده دما در حال افزایش است، حال‌آنکه شیب این افزایش در محدوده دریای عرب (R=0.52) شدیدتر می‌باشد و به عبارتی روند افزایش دمای سطح آب در محدوده دریای عرب معنادار ا ست. میزان نو سانات دمایی نیز در محدوده شرقی اقیانوس هند ن سبت به اقیانوس هند غربی و دریای عرب کمتر است. بیشترین افزایش دما نیز مربوط به اقیانوس هند غربی است که دما حدود ۰,۴۷ درجه سانتی‌گراد در دوره مطالعاتی افزایش‌یافته است(شکل۵).



شکل۵-نمودار روند سالانه دمای سطح آب (درجه سانتی‌گراد) در سه محدوده اقیانوس هند غربی(خط مشکی)، شرقی(خط قرمز) و دریای عرب (خط آبی) . محاسبه‌شده برای فصل زمستان و دوره ۲۰۱۵-۱۹۸۲

۴- نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر به بررسی روند و تغییرات دمای سطح آب اقیانوس هند پرداخته شد. براین اساس می‌توان نتایج زیر را ارائه داد: در فصل تابستان در طول دوره آماری ۲۰۱۵-۱۹۸۲ با بررسی دمای سطح آب به‌صورت سری زمانی در سه محدوده‌ی تعیین‌شده، مشخص گردید که محدوده غربی اقیانوس هند در طول دوره موردمطالعه حدود ۰,۶ درجه سانتی‌گراد گرم‌تر شده است که این افزایش نسبت به محدوده شرقی و دریای عرب بیشتر است.همچنین بیشترین نوسانات دمایی در محدوده جت سومالی که در قسمت غربی اقیانوس می‌باشد، رخ داده است. نتایج حاصل مطالعه دما سطح آب به‌صورت سری زمانی در فصل بهار بیانگر این موضوع است که شیب افزایش دما در اقیانوس هند غربی ن سبت به دو محدوده دیگر بی شتر ا ست و همچنین بی شترین افزایش دما که حدود ۰,۴۷ درجه سانتی‌گراد ا ست مربوط به اقیانوس هند غربی می‌با شد. بامطالعه نمودار سری زمانی فصل پاییز در سه محدوده، این نکته مشخص گردید که بیشترین افزایش دما در دوره مطالعه شده مربوط به اقیانوس هند غربی می‌باشد که حدود ۰,۶۸ درجه سانتی‌گراد افزایش دما داشته است و دریای عرب با افزایش دمای ۰,۵ درجه سانتی‌گراد در رتبه دوم قرار دارد. در فصل زمستان بیشترین تغییرات همانند فصول دیگر مربوط به نیمه جنوبی و غرب اقیانوس و همچنین دریای عمان می‌باشد. بیشترین افزایش دما نیز مربوط به اقیانوس هند غربی است که دما حدود ۰,۴۷ درجه سانتی‌گراد در دوره مطالعاتی افزایش‌یافته اســت. بنابراین و با توجه به مطالعه دمای ســطح آب اقیانوس هند مشــخص گردید که دمای ســطح آب در محدوده غربی اقیانوس هند در حال افزایش با سرعت بیشتری نسبت به مناطق دیگر است. همچنین بیشترین افزایش دمای سطح آب به ترتیب مربوط به فصل پاییز، تابستان، بهار و سپس زمستان می باشد. در نهایت چنان که به نظر می‌ر سد تغییرات اقلیمی رخ داده در سرا سر جهان، بر روی دمای پهنه‌های آبی نیز تاثیر گذا شته‌اند که با ادامه این روند در آینده تغییرات بی شتر و به طور خاص افزایش دمای سطح اقیانوس‌ها و دریاها و به تبع آن تاثیرگذاری شدید بر روی اقلیم و زیستگاه‌های زمین دور از انتظار نخواهد بود.

۵-مراجع

[1]وکلی، مر ضیه؛ شیروانی، امیر؛ ناظم ال سادات، محمدجعفر، پیش‌بینی آماری میانگین ماهانه دمای سطح آب ناحیه شمال غربی اقیانوس هند، ژئوفیزیک ایران ، ۱۰ (۳): ۶۶-۷۶ ، ۱۳۹۵.

[۲] تیموری، مریم؛ محمدزاده اصل،رقیه؛ سرمستی، رحمان، ،تأثیر نوسان‌های دمای سطح آب اقیانوس هند بر بارش‌های تابستانی جنوب شرقی ایران، دومین کنفرانس علمی پژوهشی افق‌های نوین در علوم جغرافیا و برنامه‌ریزی، معماری و شهرسازی ایران،۱۳۹۰.

[۳] رنجبر سعادت‌آبادی، عباس؛ ایزدی، پریسا؛ ، ارتباط بی‌هنجاری‌های دمای آب سطح اقیانوس هند و دریای عرب با بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی ایران، فیزیک زمین فضا، ۳۹ (۴):۱۵۷-۱۳۵. ۱۳۹۲

[4] Cole. J., Webster. P., (2000), Indian Ocean SST and Indian Summer Rainfall: Predictive Relationships and Their Decadal Variability, Journal of Climate, 3-19.

[5] KALNAY .E. and 21Co-authors. 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull, Amer, Met, Soc, 77:437-471.

[6] XI .J. , Zhou .L. , MURTUGUDDE .R. , Jiang .L. , 2015 ,Impacts of Intraseasonal SST Anomalies on Precipitation during Indian Summer Monsoon , climate , 28 : 4561-4575

[7] TINMARKER. M. I. R., K. Ali, and G. BEIG, (2010), Relationship between Lightning Activity over Peninsular India and Sea Surface Temperature, Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 49, 828-835.

شناسایی مناطق مستعد شکل گیری آبخوان های کارستی در استان ایلام

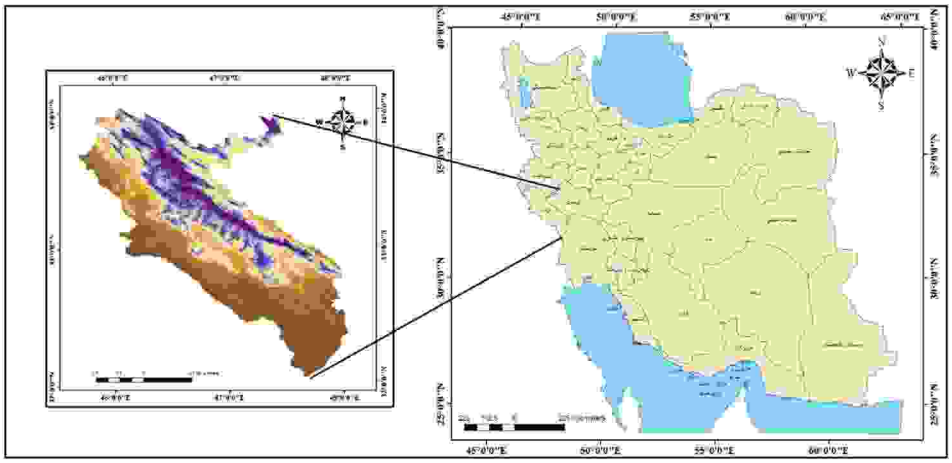
[1]محمد فتح الله زاده ، [2] پروین روشن نکو
[1] کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، mohamad_fath65@yahoo.com
[2] کارشناس ارشد ژئومورفولوژی ، parvinroshannko@yahoo.com

مقدمه

مناطق کارستی به نواحی مشخصی اطلاق می شود که از طریق انحلال سنگ بستر و توسعهٔ شبکهٔ زهکشی زیرزمینی گسترش یافته و اساساً با سنگ آهک ارتباط پیدا می کند(والتهام و همکاران، ۲۰۰۵). رخنمون سازندهای کار ستیک ۲۰ در صد از سطح قاره ها را فرا گرفته ا ست (فورد و ویلیامز، ۲۰۰۷). ۱۱ درصد از مساحت ایران را سازندهای کارستی پوشانیده (افراسیابان، ۱۳۷۲) که ۲۳ درصد آن در ناحیهٔ زاگرس قرار گرفته است(اشجاری و همکاران، ۲۰۰۶). اصطلاح « آبخوان کارستی » در برگیرندهٔ نواحی کارستی در سنگ های کربناته است که توسعهٔ کم یا زیاد کارست را به ترتیب در آبخوان با جریان اف شان یا جریان مجرایی ایجاد می کند(اتکینسون، ۱۹۷۷). عوامل مؤثر برای ایجاد و تو سعه کار ست را می توان به سه د سته عوامل فیزیکی، شیمیایی و و ضعیت هیدروژئولوژیکی تقسیم کرد و مجموعاً هفت عنصر لازم برای ایجاد و تو سعه کار ست را می توان، نزوالت جوی، شرایط توپوگرافی، وضعیت مناسب سنگ شناسی، ضخامت لایه های کربناته، گاز CO_2 ، حرارت پایین، فشار و موقعیت تکتونیکی مساعد دانست(وایت، ۱۹۹۸). تحول و توسعه کارست تحت تأثیر عوامل مختلفی قرار دارد که در این میان نقش لیتولوژی و ویژگی های آن و عوامل ساختاری همچون گسل ها و درزها از اهمیت زیادی برخوردار است. لندفرم های کارستی در مسیرهایی که توسط عوامل ساختاری کنترل می شوند، شکل می گیرند(فورد و ویلیامز، ۲۰۰۷). ایجاد و توسعهٔ ژئومورفولوژی کارست، باعث شکل گیری سیستم کارستی و تشکیل آبخوان های کارستی می گردد(باکالویچ، ۲۰۰۵). در واقع، آبخوان های کارستی، مخازن زیرزمینی بوده که آب را در شبکه ای از درزه و شکاف های بهم پیوسته، غارها و کانال ها ذخیره می کنند(میلانویچ، ۲۰۰۵). انتخاب رویکرد مناسب در مطالعهٔ آبخوان های کارستی به عوامل زیادی، مانند ویژگی های سیستم کارستی، نتایج مورد نظر، داده های موجود، هدف و دقت پژوهش، منابع مالی، زمان و .... مرتبط است(جیمکو و پتریچ، ۲۰۰۹). شناخت تنوع فضایی زمانی دبی چشمه در سیستم های کار ستی، منجر به شناخت فرایندهای هیدرولوژیکی و ساختار آبخوان، مدیریت مصرف آب و ارزیابی آ سیب پذیری آبخوان ها نسبت به آلاینده ها می شود(لیو، چن، خو و شو، ۲۰۱۱). در این پژوهش پهنهٔ استان ایلام از نظر توسعه و شکل گیری آبخوان های کارستی مورد بررسی قرار خواهد گرفت و در نهایت مناطق مستعد شکل گیری آبخوان های کارستی این استان مشخص خواهد شد.

منطقهٔ مورد مطالعه

ا ستان ایلام با م ساحتی معادل ۱۹۰۸۶ کیلومتر مربع، حدود ۱,۲ در صد م ساحت کل ک شور را ت شکیل می دهد. بخ شی از ا ستان در حوزه آبخیز رودخانه کرخه قرار گرفته و قسمتی دیگر در حوزه رودخانه های مرزی که به کشور عراق وارد می شوند واقع شده است. این استان در غرب سلسله جبال زاگرس بین ۳۱ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۵۸ دقیقه عرض شمالی از خط ا ستوا و ۴۵ درجه و ۲۴ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۱۰دقیقه طول شرقی از نصف النهار گرینویچ واقع شده است. این استان از جنوب با خوزستان و کشور عراق، از شرق با لرستان و قسمتی از خوزستان، از شمال با کرمانشاه همسایه بوده و از سمت غرب دارای ۴۲۵ کیلومتر مرز مشترک با کشور عراق است. ارتفاع بلندترین و پست ترین نقطه این استان از سطح دریا به ترتیب ۳۰۵۰ و ۱۵۶ متر می باشد (شکل۱).



شکل۱- موقعیت جغرافیایی استان ایلام

مواد و روشها

این پژوهش یک تحقیق توسعه ای-کاربردی مبتنی بر روش های کتابخانه ای، بازدید میدانی و مدلسازی fuzzy می باشد. در این پژوهش ابتدا عوامل موثر در شکل گیری فرآیند کارست زایی که شامل شرایط جوی(بارش و دما)، رواناب سطحی، شیب، تکتونیک و سنگ شناسی می باشد تعیین سپس با استفاده از مدل fuzzy ترکیب تأثیر پارامترها انجام و پهنه بندی مناطق مستعد کارستی شدن و تشکیل آبخوان های کارستی در محیط نرم افزار Arc GIS در ۵ گروه شامل مناطق با استعداد بسیار کم، کم، متوسط، زیاد و بسیار زیاد صورت خواهد گرفت. منطق فازی شیوه های مرسوم برای طراحی و مدل سازی یک سیستم را که نیازمند ریاضیات پیشرفته و نسبتا پیچیده است با استفاده از مقادیر و شرایط زبانی و یا به عبارتی دانش فرد خبره و با هدف ساده سازی و کارآمدتر شدن طراحی سیستم، جایگزین و یا تا حد زیادی تکمیل می نماید. این نظریه در الگو کردن پدیده های فیزیکی، نقشه برداری و طبقه بندی بطور گسترده استفاده می شود. در مدل فازی هر عضو همزمان در مجموعه های مختلف ولی با درجات متفاوت عضویت دارد. درجات عضویت مقادیر بین صفر و یک و نیز خود این دو حد را می پذیرد. در نظریه مجموعه های دقیق اگر یک مجموعه را در نظر بگیریم، هر عضو مجموعه مرجع یا در مجموعه هست یا نیست و می توان برای هر مجموعه A تابع زیر را تعریف کرد:

$$u_A(x)=\begin{cases}1, & if\ x \in A\\ 0, & if\ x \notin A\end{cases}$$

این تابع به هر عضو مجموعه A عدد(۱) و به هر عضو خارج از مجموعه A عدد(۰) را نسبت می دهد برای اجرای تکنیک فازی به عملگرهایی نظیر(OR) اجتماع، (And) اشتراک، (Product)ضرب جبری، (Sum)جمع جبری و (Gamma) گاما نیاز می باشد. فرآیند فازی سازی لایه های موثر در یک رخداد و تلفیق آنها و اجرای مدل و تعیین خروجی نهایی مدل فازی در محیط نرم افزار Arc GIS صورت می گیرد.

برای اجرای مدلسازی fuzzy در اولین گام معیارهای مؤثر در رخداد پدیده را مشخص می کنیم که در این پژوهش عوامل موثر در پدیدهٔ کارستی شدن و شکل گیری آبخوان های کارستی به شرح زیر است:

۱- شرایط جوی(A): از عوامل موثر در کارستی شدن می توان به شرایط اقلیمی یک منطقه که شامل بارندگی و دما است اشاره کرد. به طور طبیعی، کارست در مناطقی پیشرفت می کند که میزان بارندگی و رطوبت بالاتر باشد و خشکی و نبود رطوبت مانع از توسعهٔ کارست می گردد. شرایط دما و بارش را می توان بطور غیرمستقیم به عنوان تابعی از ارتفاع در نظر گرفت بطوریکه با افزایش ارتفاع، میزان دما کاهش می یابد که این امر باعث کاهش میزان تبخیر و تعرق می شود همچنین به طور معمول با افزایش ارتفاع میزان بارندگی نیز افزایش می یابد بنابراین افزایش ارتفاع به طور غیر مستقیم ورودی و تغذیهٔ آبخوان را افزایش می دهد. با توجه به مطالب گفته شده در مرحلهٔ امتیاز دهی شرایط جوی در شکل گیری آبخوان های کارستی، مناطق با دمای کمتر و بارش بیشتر که هر دو منطبق بر مناطق مرتفع می باشند(شکل۲-۱).

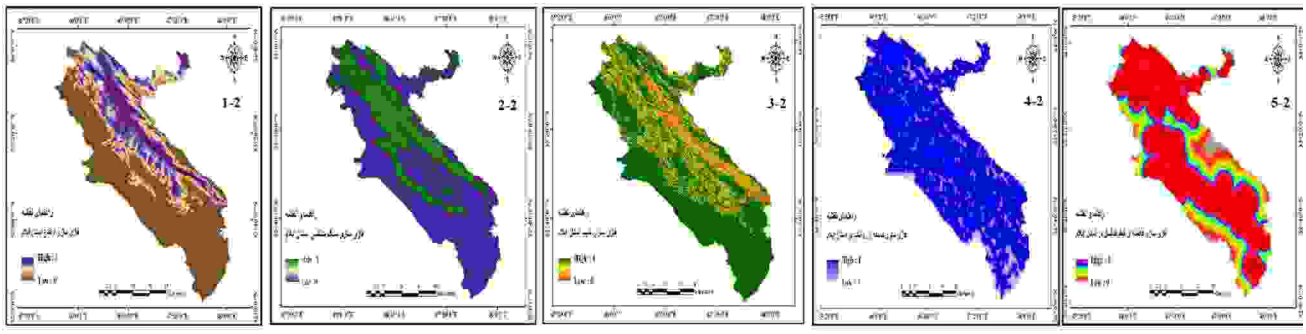
۲- سنگ شناسی(L): ترکیب سنگ شناسی به طور مستقیم نفوذپذیری و در نتیجه میزان تغذیه همچنین قابلیت کارستی شدن را تحت تأثیر قرار می دهد. به طور کلی سنگ آهک و دولومیت به ندرت به صورت خالص وجود دارند و اغلب حاوی ترکیبات مختلف از کانی های دیگر مانند دولومیت

مارنی، شیلی، ماسه ای، چرت و .... می باشند. هرچه میزان ناخالصی سنگ های کربناتی کمتر باشد میزان قابلیت برای کارستی شدن در آنها بیشتر می شود و اساساً فرآیند کارستی در مناطقی رخ می دهد که از سازندهای کربناتی با خلوص بیشتر تشکیل شده باشد(شکل۲-۲).

۳- شیب(S): همانطور که در قسمت رواناب نیز اشاره خواهد شد، شیب از عوامل مهمی است که باعث شکل گیری رواناب در سطح شده و تعیین کنندهٔ میزان تبدیل آب بارش به جریان سطحی است. به طورکلی هر چه میزان شیب یک منطقه کمتر باشد سرعت حرکت آبراهه و جریانات سطحی بر روی آن کمتر و در نتیجه فرصت نفوذ آب به داخل زمین بیشتر و شرایط برای کارستی شدن فراهم تر می باشد(شکل۲-۳).

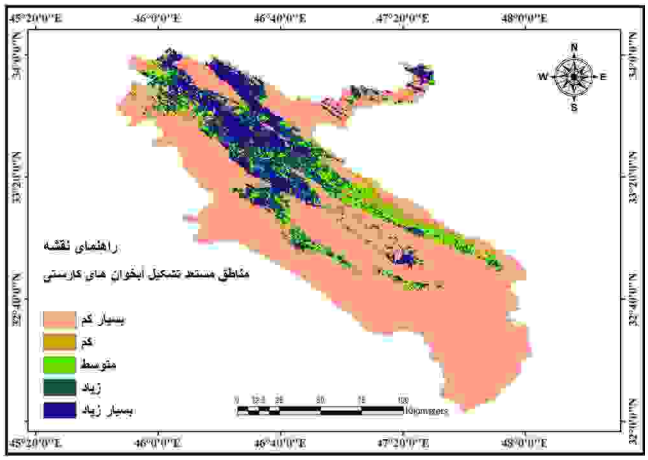
۴- رواناب(R): وجود آب فاکتوری مهم در توسعهٔ کارست می باشد بطوریکه این عامل اصلی ترین متغیر در کنترل انحلال و فرسایش می باشد. آبراهه ها به عنوان محل عبور آب از ارتفاعات به پایین دست به شمار می روند و می توانند در نفوذ آب به زمین مؤثر باشند، بخصوص اگر در مناطق کم شیب و در محل عبور گسل ها یا درزه های بزرگ واقع شده باشند، چرا که آب هنگام عبور از آنها برای مدتی فرصت نفوذ به درون زمین را پیدا می کند. بنابراین مناطق با تراکم بیشتر رواناب سطحی همچنین مناطق با جریان های دائمی دارای شرایط مناسبی برای کارستی شدن یک منطقه دارند و هر چه از محل رواناب های سطحی فاصله بگیریم امکان کارستی شدن نیز کاهش می یابد(شکل۲-۴).

۵- تکتونیک(T): فضاهای خالی و درز و شکاف ها و به دنبال آن نفوذپذیری از عوامل مهم در افزایش قابلیت انحلال توده های سنگی و ایجاد کارست می باشد و مقدار نفوذ آب و تغذیهٔ آبخوان به طور قابل توجهی به درجهٔ شکستگی و میزان درز و شکاف موجود در سنگ بستر بستگی دارد که معمولاً در مناطق گسل خورده این مقدار افزایش پیدا می کند(شکل۲-۵).



شکل ۲- فازی سازی(ازچپ به راست) لایه های ارتفاع، سنگ شناسی، شیب، فاصله از رواناب سطحی و فاصله از خطوط گسلی در استان ایلام

پس از فازی سازی عوامل موثر در شکل گیری آبخوان های کارستی در استان ایلام، در محیط نرم افزار Arc GIS 10.3 ترکیب و تلفیق لایه های فازی سازی شده صورت گرفت و پارامترهای در نظر گرفته شده در مدل با استفاده از عملگر گامای ۰/۹، ۰/۸ و ۰/۷ روی هم‌گذاری شده و در نهایت گامای ۰/۹ به دلیل مطابقت بیشتر با عوامل موثر در توسعهٔ کارست منطقه مورد مطالعه به عنوان بهترین ضریب تلفیق انتخاب شد و با استفاده از آن نقشه پهنه بندی توسعهٔ آبخوان های کارستی در استان ایلام تهیه گردید. بر طبق این پهنه بندی استان ایلام به ۵ قسمت شامل مناطق با امکان شکلگیری آبخوان های کارستی بسیار کم، کم، متوسط، زیاد و بسیار زیاد تقسیم بندی شد(شکل۳).



شکل ۳- پهنه بندی استان ایلام از نظر شکل گیری آبخوان های کارستی

نتایج و یافته ها

امروزه در مناطق مختلف دنیا از منابع آب کارست و آبخوان های کارستی و کربناتی به عنوان منبع اصلی تأمین آب برای مصارف شرب، کشاورزی و صنعت استفاده می شود. کارست حاصل فرایندهای متنوعی است که در سنگ های انحلال پذیر مختلف و تحت شرایط اقلیمی، زمین شناسی و هیدروژئولوژی متفاوتی پدید می آید. استان ایلام در غرب کشور و در بخش زاگرس چین خورده قرار گرفته و با توجه به وجود شرایط مناسب زمین ساختی و سنگ شناسی، شرایط توپوگرافی و اقلیمی منطقه، سازندهای سخت و کربناته که نقش مهمی در تأمین و تغذیه آبخوان های منطقه دارند، از پتانسیل خوبی در توسعهٔ منابع آب کارستی برخوردار است. در این پژوهش با در نظر گرفتن خصوصیاتی نظیر دما و بارش ، سنگ شناسی و خصوصیات کربناتهٔ منطقه، تراکم خطوط گسلی و آبراهه ها و رودهای منطقه و در نهایت شرایط شیب منطقه، پهنه بندی استان ایلام از نظر شرایط لازم برای کارستی شدن و شکل گیری آبخوان های کارستی صورت گرفت و طبق این پهنه بندی استان ایلام به ۵ قسمت شامل مناطق با امکان شکلگیری آبخوان های کارستی بسیار کم، کم، متوسط، زیاد و بسیار زیاد تقسیم بندی شد. بنابر این تقسیم بندی قسمت های شمال شرقی و مرکزی استان ایلام که به صورت نواری تا شمال استان کشیده شده بیشترین قابلیت را برای کارستی شدن و شکل گیری و توسعهٔ آبخوان های کارستی را دارد در نتیجه عملیات اکتشاف و بهره برداری از آبخوان های کارستی در این نواحی از درصد موفقیت بسیار بالایی برخوردار خواهد بود.

مراجع

[۱] افراسیابیان، احمد، **اهمیت مطالعات و تحقیقات منابع آب کارست در ایران**، مجموعه مقالات دومین همایش جهانی آب در سازندهای کارستی، کرمانشاه، ۱۳۷۷.

[2] Ashjari, J., Raeisi, E, **Influencees of anticlinal structure on regional flow, Zagros, Iran**, Cave and karst science, 68, 3, 2006.
[3] Atkinson, T. C, **Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills**, Journal of Hydrology, 35, 1997.
[4] Bakalowicz, M, **Karst Groundwater a Challenge for New Resources**, Journal of Hydrology, v. 13 (1), 148-160, 2005.
[5] Ford, D., Williamsm, P, **Karst Hydrogeology and Geomorphology**, John & Sons, Ltd, 2007.
[6] Liu, L., Chen, X., Xu, G., Shu, L, **Use of Hydrologic Time-series Data for Identification of Hydrodynamic Function and Behavior in a Karstic Water System in China**, Journal of Hydrology, Vol. 19, No. 8, PP. 1577–1585, 2011.
[7] Jemcov, I., Petric, M, **Measured Precipitation vs Effective Infiltration and Their Influence on the Assessment of Karst Systems Based on Results of the Time Series Analysis**, Journal of Hydrology, Vol. 379, No. 3-4, PP. 304-314, 2009.
[8] Milanović, P, **Water Resources Engineering in Karst**, Taylor & Francis, 2005.
[9] Waltham, T., Bell, F., Culshaw, M, **sinkholes and Subsidence**, Karst and cavernous rocks in engineering and construction, Springer, 2005.
[10] White, W.b, **Geomorphology and hydrology of a karst terrains**, Oxford University press, 1998.

برآورد سطح زیرکشت گندم و جو شهرستان سبزوار با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای

[۱]حمید نژاد سلیمانی، [۲] اسماعیل اکبری سه گنبد، [۳] مهوش نداف سنگانی، [۴]آزاده کامل
[۱] دانشجوی دکتری دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران،solayman2024@yahoo.com
[۲] کارشناس ارشد جغرافیای طبیعی Akbary1150@gmail.com
[۳] دانشجوی دکتری دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران،Mahvash.naddaf@yahoo.com
[۴]دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی گرایش برنامه ریزی محیطی دانشگاه حکیم سبزواری،azadeh.kamel1981@gmail.com

۱-مقدمه

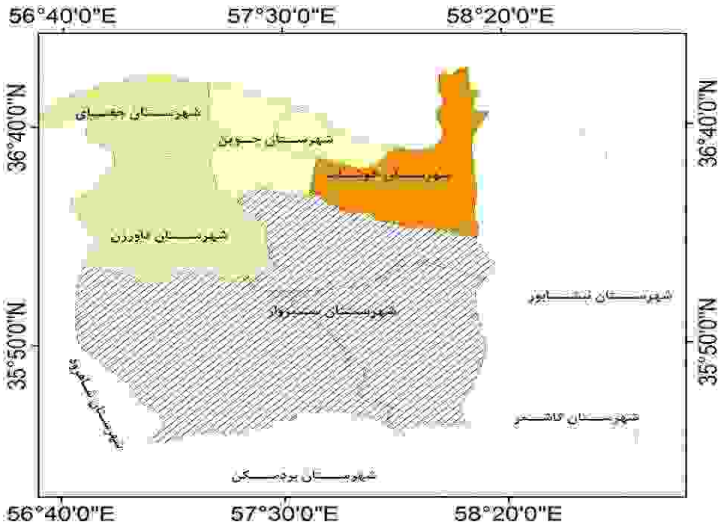
امروزه آگاهی از وضعیت سطح موجود زیر کشت محصولات زراعی و باغی، نقش مهمی را در تصمیم گیریِ تولید و تجارت محصولات برعهده دارد. برای رسیدن به این مهم، برنامه‌ریزی اصولی مبتنی بر آمار واقعی سطح زیر کشت محصولات زراعی و باغی، جهت بهره‌برداری مطلوب و بهینه از امکانات وظرفیت‌های منابع، امری ضروری است. کشاورزی، از مهم‌ترین بخش‌های اقتصادی کشور است و تأمین کننده حدود ۲۵٪ تولید ناخالص داخلی،۲۵٪ اشتغال و بیش از۸۰٪ نیازهای غذایی کشور می‌باشد (سلیمی و کاظمی، ۱۳۸۷). درهمین راستا، تهیه نقشه نوع محصولات زراعی و باغی و همچنین مشخص‌شدن سطح زیرکشت آن دارای اهمیت فراوانی است. این‌گونه نقشه‌ها درواقع بیانگرکمیت میزان کشت محصولات در مناطق مختلف جغرافیایی کشور است. بررسی و پایش سطح موجود زیر کشت محصولات زراعی و باغی و دسترسی به‌هنگام و به روز از طریق داده‌های میدانی پرهزینه، دشوار و محدود است.داده‌های سنجش از دور[۱۶۴] فن آوری بسیار ارزشمندی است که امکان استخراج اطلاعات پایه برای مدیریت منابع زمین را میسر می‌سازد (Jensen,1999). این فناوری دارای مزیت‌های بسیاری مانند دید وسیع و یکپارچه از منطقه، قابلیت تصویربرداری و تکرار پذیری آن در زمان‌های معین، دقت مناسب اطلاعات استخراج شده و صرفه‌جویی در زمان می‌باشد (Huete,2004). مطالعاتی در زمینه استفاده از سری زمانی تصاویر ماهواره ای برای تهیه نقشه کاربری اراضی انجام شده است. از جمله این مطالعات می‌توان به سلیمی وهمکاران در سال ۱۳۸۷ اشاره نمود که سطح زیرکشت برنج در شهرستان مرودشت را با استفاده از دو سری زمانی تصاویر سنجنده LISS III از ماهواره IRSP6 با استفاده از الگوریتم حداکثر احتمال و شاخص‌های گیاهی SAVI و NDVI تعیین کردند (سلیمی و کاظمی، ۱۳۸۷). Tucker و Arikan در سال ۲۰۰۰ و درترکیه با طبقه بندی مرحله به مرحله داده‌های دورسنجی و با انجام ماسک‌های متناوب بر روی تصاویر لندست ۷، سنجنده ETM^+ موفق به تهیه نقشه غلات شدند (Tucker and Arikan, 2000). هدف از این پژوهش، تعیین سطح زیر کشت طیفی محصولات زراعی گندم و جو با مقیاس ۱۰۰/۰۰۰ :۱ (۳۰ متر پیکسل) در مناطق مرکزی، روداب و ششتمد (شهرستان سبزوار) می‌باشد. در این بررسی سطح زیرکشت محصولات زراعی با لحاظ کردن داده‌های نمونه مزارع با به کارگیری الگوریتم‌های پردازش و طبقه بندی تصویر مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. در این پژوهش برای تعیین سطح زیرکشت طیفی محصولات زراعی گندم و جو در مناطق مرکزی سبزوار با استفاده از تصاویر لندست ۸ از طبقه‌بندی کننده نظارت شده Parallelepiped,Spectral Angle Mapper,Support Vectors Machines,ANN استفاده شد.

۲-مواد و روش‌ها

۲-۱--مشخصات منطقه مورد مطالعه

شهرستان سبزوار از موقعیت جغرافیایی و اقلیم خاص و قابل توجهی برخوردار است. این شهرستان از طول جغرافیایی ´۰۴ °۵۶ تا ´۱۵ °۵۸ طول شرقی و ´۳۰ °۳۵ تا ´۵۸ °۳۶ عرض شمالی گسترش یافته است و با ارتفاع متوسط ۹۷۷ متر از سطح دریا در غرب استان خراسان رضوی واقع شده است. این شهرستان از شمال با شهرستان جوین از شمال شرق با شهرستان خوشاب، از شرق با شهرستان نیشابور، از جنوب شرق با شهرستان کاشمر، از جنوب با شهرستان بردسکن، از غرب با شهرستان داورزن و شاهرود محدود می‌گردد (شکل ۱).

1. Remote Sensing



شکل۱ : موقعیت شهرستان سبزوار

۲-۲-مواد و روش ها

دراین مطالعه داده‌های سنجنده چندطیفی از ماهواره لندست ۸، نقشه‌های توپوگرافی۱:۲۵۰۰۰۰ و۱:۵۰۰۰۰سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح و داده‌های رقومی ارتفاعی[۱۶۵]، به منظور انجام تصحیحات اتمسفری و ژئومتری بر رویداده‌های ماهواره‌ای استفاده شده است. همچنین یک عدد دستگاه سیستم موقعیت یاب ماهواره‌ای[۱۶۶]Garmin مدل eTrex برای تعیین مختصات نقاط نمونه‌برداری(مزارع) استفاده شده است. داده‌های ماهواره‌ای در نرم افزارهای PCI Geomatica 2013 و ENVI 5.1 مورد تفسیر وپردازش و سپس در نرم افزار ARC GIS 10.2 کارتوگرافی نقشه ها انجام شد. دراین مطالعه جهت طبقه بندی محصولات زراعی و باغی از طبقه بندی کننده نظارت شده Parallelepiped,Spectral Angle Mapper, MahalanobisDistance,Support Vectors Machines,ANN استفاده شد. پس از تعیین و آشنایی با طبقه محصولات زراعی بر روی زمین و تصویر رنگ مجازی، محدوده مزارع انتخابی به صورت پلی گون برروی مانیتور به شکل رقومی تعیین شد و به این ترتیب، نمونه‌های تعلیمی مشخص گردیدند. پس از تعیین نمونه‌های تعلیمی و رقومی کردن محدوده آن‌ها، نشان طیفی ویژه هر یک از محصولات از طیف‌های تصویر استخراج شد. برای این کار از تمامی باندها به جز اولین و آخرین باند MS استفاده گردید. سپس، قابلیت جدا شدن طبقات براساس باندها مورد بررسی قرار گرفت و این کار بر اساس میانگین آن‌ها در هر باند و نیز باندهای مورد استفاده انجام یافت.

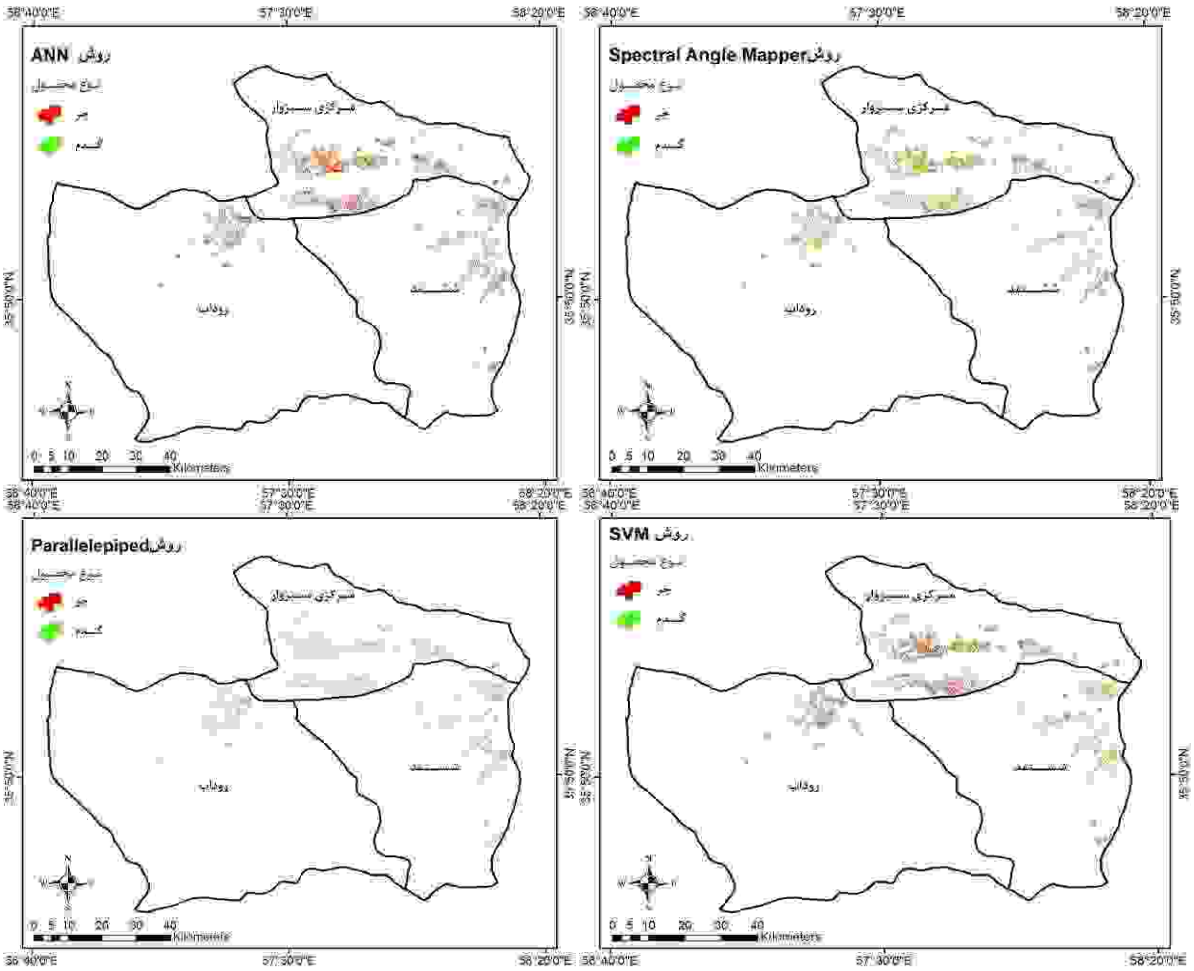
۳-بحث و نتایج و یافته‌ها

در این مطالعه از شاخص کاپا استفاده شده است. شاخص کاپا میزان درجه توافق بین تصویر طبقه بندی شده با نمونه‌های تعلیمی است **(Lucieer et al. 2013)**. ارزش کاپا نزدیک به یک نشان می‌دهد که طبقه‌بندی بسیار دقیق است اما اگر این مقدار به صفر متمایل شود به معنی طبقه بندی غیر دقیق است **(Xu and Wei 2012)**. ارزش کاپا را می توان به پنج طبقه، یعنی، 0.2> نامناسب، 0.40>عادلانه، 0.60> متوسط، 0.80> خوب و به 1 به معنای بسیار خوب تقسیم بندی کرد **(Altman, 1991)**. نتایج آماره کاپا و دقت کلی برای ارزیابی دقت حاصل از طبقه‌بندی تصویر در جدول زیر نشان داده شده است. در این روش میزان دقت کلی ۸۸/۹ درصد برای گندم و جو بدست می دهد میزان قابل قبولی است.

جدول۱ :ارزیابی صحت طبقه بندی تصویر با شاخص آماره کاپا (گندم و جو)با روش های مختلف

روش طبقه بندی	محصول	دقت کلی٪	کاپای کلی
Parallelepiped	گندم/جو	۶۱	۰/۰۳
Spectral Angle Mapper	گندم/جو	۷۵/۳۹	۰/۴۸
Support Vectors Machines	گندم/جو	۸۶/۸۹	۰/۷۱
ANN	گندم/جو	۸۸/۹۸	۰/۷۶

165. Digital Elevation Model (DEM)
166. Global Positioning System (GPS)



شکل۲ : طبقه‌بندی محصولات گندم و جو با استفاده از روش‌های Parallelepiped,Spectral Angle Mapper, Support Vectors Machines,ANN

هدف از این پروژه طبقه‌بندی محصولات گندم و جو و برآورد سطح زیرکشت آن در بخش مرکزی شهرستان سبزوار با استفاده از داده‌های لندست ۸ است. روش‌های داده‌کاوی مانند ANN و SVM دارای دقت مناسب‌تری نسبت به روش‌های آماری (بیشتر از ۰/۷۵ کاپا) می‌باشد. سطح زیر کشت برآورد شده برای محصول جو ۱۴۴۲۸ هکتار تقریبا برابر با مقدار اعلام شده (۱۳۰۰۰هکتار) از سوی اداره آمار جهاد کشاورزی سبزوار بود در حالی که سطح زیر کشت گندم (۷۰۷۹هکتار) برآورد گردید که مقدرا اعلام شده از سوی اداره آمار جهاد کشاورزی شهرستان سبزوار (۱۲۰۰۰هکتار) بود.

۴-کلمات کلیدی: طبقه‌بندی نظارت شده، تصاویر ماهواره‌ای، گندم و جو، سبزوار

۵-مراجع

[۱] سلیمی، سارا، کاظمی، فاطمه. ۱۳۸۷. کاربرد تصاویر ماهواره IRS به منظور تهیه نقشه پراکنش برنج در شهرستان مرودشت. همایش ژئوماتیک ۱۳۸۷. سازمان نقشه برداری کشور، تهران.

[2] Huete, A. 2004. Remote Sensing for Natural Resources Management and Enviromental Monitoring: Manual of remote sensing. 3 ed edition. Univercity of Arizona.

[3] Jensen, J. R. 1999. Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective. Prentice Hall, United States of America.

[4] Lucieer, V., N. A. Hill, N. S. Barrett, and S. Nichol. 2013. Do marine substrates 'look' and 'sound' the same? Supervised classification of multibeam acoustic data using autonomous underwater vehicle images. Estuarine, Coastal and Shelf Science 117:94-106.

[5] Tucker, M. and M. Arikan. 2000. Field Based crop Mapping Through Sequential Masking Classification of Multitemporal Landsat 7 ETM + Imagery In Karah Bey. Middle East Technical University, Turkey.

[6] Xu, M. and C. Wei. 2012. Remotely Sensed Image Classification by Complex Network Eigenvalue and Connected Degree. Computational and Mathematical Methods in Medicine 2012:9.

تحلیل آنومالی بین زمان حال وکواترنر و بازسازی شرایط اقلیمی گذشته با استفاده از شاخص های ژئومورفیک(مطالعه موردی: حوضه آبریز منشاد -یزد)

[1]فاطمه زارع، [2]اکبر هاشمی فرد، [3]کاظم طاهری نژاد

[1]-دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه یزد، پست الکترونیک: Fatemeh1zare@yahoo.com

[2]-دانشجوی دکتری جغرافیای طبیعی دانشگاه آزاد واحد علوم تحقیقات تهران، پست الکترونیک: Geotimn2@gmail.com

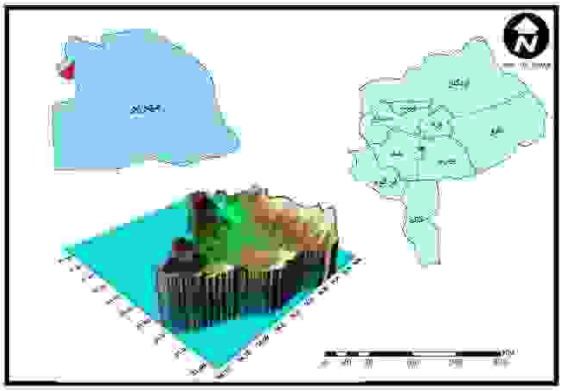
[3]-دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه یزد، پست الکترونیک: Taheri69kazem@Gmail.com

۱-مقدمه

از جمله مسائل محیطی که توجه محققین را به خود جلب نموده است مساله تغییرات محیطی است و ژئومورفولوژی یکی از علومی است که اینگونه تغییرات را براساس شواهد ژئومورفیک دنبال می کند. شواهد نشان می دهد که در طول تاریخ زمین ، شرایط آب و هوایی بارها دستخوش تغییر و تحول کلی قرار گرفته و به دنبال آن شرایط جغرافیایی و از جمله ژئومورفیک نیز تغییر پیدا کرده است.(پدرامی،۱۳۶۷). در واقع، بررسی آثار مورفولوژیکی یخبندان‌های کواترنر ایران موضوعی است که علاقه بسیاری از محققین علوم زمین را برانگیخته و آنان را به تامل در این موضوع کشانده است. به طوریکه این تغییرات فرم‌هایی را در مدتی کوتاه یا در زمان طولانی بر چهره زمین تحمیل کرده‌اند که بررسی آنها در بازسازی و درک محیط های اقلیمی گذشته محققین را یاری می‌دهد(شریفی و فرح بخش۱۳۹۴). با توجه به اینکه تحولات اقلیم بخصوص تحولات اقلیمی دوران چهارم، چهره زمین را به طور جدی دستخوش تغییر کرده است شناسایی و ردیابی آثار این تحولات مسالهای مهم برای ژئومورفولوژیستها محسوب می شود .یکی از مهمترین شواهد تغییرات وتحولات اقلیمی دوران چهارم وجود آثار یخچال های طبیعی باقی مانده از این دوره است(رامشت و عبدی،۱۳۹۱). شرایط اقلیمی دوران چهارم برای اولین بار از روی آثار مورفولوژیکی یخچال ها در اروپا شناخته شد و بعدها شواهد مربوط به این پدیده و نتایج دیگر آن در نقاط دیگر کره زمین مورد بررسی قرار گرفته است (المدرسی،۱۳۸۴:۳۰).

۲-موقعیت منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز منشاد از نظر موقعیت جغرافیایی در محدوده ی ´۱۶ °۵۴ تا ´۲۶ °۵۴ طول جغرافیایی شرقی و ´۴۸ °۳۱ تا ´۵۸ °۳۱ عرض جغرافیایی شمالی با وسعتی در حدود۵۲ کیلومتر مربع در غرب شهر مهریز در استان یزد واقع شده است(شکل۱). حداقل ارتفاع منطقه مورد مطالعه ۱۹۲۱ و حداکثر ارتفاع آن ۳۴۵۱ متر است.



شکل (۱): نقشه موقعیت حوضه آبریز حوضه منشاد

۳-مواد و روش ها

پژوهش حاضر بیشتر بر مبنای بررسی‌ها و مطالعات میدانی و پیمایش های زمینی قرار دارد که در آن در مرحله اول به جمع آوری داده ها شامل نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، تصاویر گوگل ارث، عکس های هوایی منطقه، نقشه رقومی ارتفاعی زمین با قدرت تفکیک ۲۰ متر، و همچنین آمار و اطلاعات اقلیمی پرداخته شد. بعلاوه برای انجام کار از نرم افزارهای Excel، GIS و سامانه GPS نیز بهره گرفته شد. در ابتدا با استفاده داده‌های مربوط به منطقه به مطالعات اجمالی و اولیه پرداخته شد که در آن سیرکهای یخچالی بر حسب فرم آنها، که در روی نقشه های توپوگرافی به حالت پنجه‌ای در می‌آیند، مشخص

گردیدند. در ادامه، برای بررسی شرایط اقلیمی موجود منطقه از ۱۲ ایستگاه باران سنج، ۶ ایستگاه کلیماتولوژی و ۴ ایستگاه سینوپتیک منطقه استفاده گردید. با استفاده از داده‌های اقلیمی این ایستگاه‌ها، نقشه‌های هم بارش و همدمای حال حاضر ترسیم و بر حسب همبستگی بین بارش و دما با ارتفاع، گرادیان رطوبتی و حرارتی حوضه مورد مطالعه تعیین گردید. سپس، با بررسی آثار سیرکهای یخچالی گذشته در منطقه و مشخص نمودن آنها بر روی نقشه های توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای، در روی زمین به کنترل آنها و تعیین دقیق‌تر موقعیت‌شان با استفاده از سامانه GPS اقدام گردید. بر حسب مشخصات این سیرکها و دو روش رایت و پورتر خط برفمرز دایمی پلیستوسن مشخص گردید. در ادامه، با مطالعات میدانی خط تعادل آب و یخ، یعنی جایی که زبانه‌های یخچالی گذشته تا آنجا پایین می‌آمده‌اند، بر حسب آثار سنگهای سرگردان تعیین گردید. در نهایت، بر پایه این شاخصهای ژئومورفیک و نقشه های همدما و هم‌بارش کنونی، نقشه های همدما و هم‌بارش گذشته ترسیم و بر اساس این نقشه‌ها مقدار تغییرات اقلیمی منطقه به دست آمد.

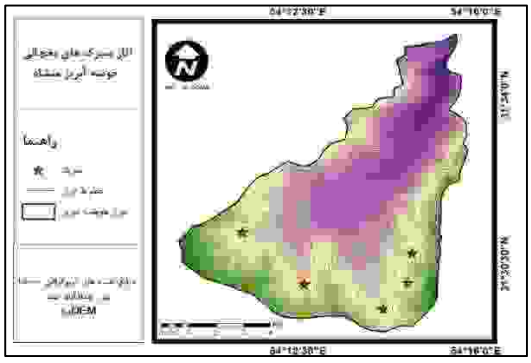
۳-یافته های پژوهش

۳-۱-توزیع سیرک های منطقه و تحلیل آن

با توجه به نقشه های توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای، مشاهدات میدانی و نتایج دستگاه GPS ، ۱۰ سیرک بزرگ و کوچک در منطقهٔ پژوهشی شناسایی که بین ارتفاع ۲۰۳۷ تا ۲۵۵۰ متر پراکنده شده‌اند(شکل۲و جدول ۱)

جدول (۱):موقعیت دقیق سیرک ها برحسب طول و عرض جغرافیایی

نقاط	جهت	ارتفاع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۱	غرب	۲۶۱۰	۵۴ ۱۹ ۰۱	۳۱ ۵۱ ۹۴
۲	جنوب غربی	۲۶۰۲	۵۴ ۲۱ ۰۳	۳۱ ۵۰ ۱۱
۳	جنوب	۲۶۰۰	۵۴ ۲۳ ۵۸	۳۱ ۴۹ ۲۹
۴	جنوب شرق	۲۷۰۹	۵۴ ۲۴ ۴۱	۳۱ ۵۰ ۱۹
۵	شرق	۲۵۸۶	۵۴ ۲۴ ۵۳	۳۱ ۵۱ ۲۱



شکل (۲): موقعیت سیرک های یخچالی در حوضه آبریز منشاد

۳-۲-روش های تعیین خط برف مرز در منطقه

با توجه به نحوهٔ محاسبهٔ روش رایت خط برف مرز در حوضه آبریز منشاد، در ارتفاع حدود ۲۶۳۵ متر مشخص گردید. به این معنا که در سردترین دورهٔ حاکم در منطقه، سطوح بالاتر از ارتفاع۲۶۳۵ متر ممکن است متحمل انباشتگی های گستردهٔ یخ و برف طی زمان های متمادی شده باشد؛ چراکه دمای متوسط سالانهٔ این خط، صفر درجهٔ سانتی گراد است.

برای تعیین خط برف مرز در منطقه، از سه روش پورتر استفاده شد که عبارت اند از :الف)روش ارتفاع کف سیرک؛ ب)روش نسبت ارتفاعی؛ ج)روش نسبت مساحت تجمعی. با توجه به معادله محاسبه، ارتفاع کف سیرک‌های موجود منطقه محاسبه و نتایج آن در جدول ۲ آورده شده است.

جدول شماره (۲): توزیع فراوانی سیرک های یخچالی در طبقات ارتفاعی حوضه آبریز منشاد

تعداد سیرک	ارتفاع بر حسب متر
۱	۲۵۰۰-۲۶۰۰
۳	۲۶۰۰-۲۷۰۰
۱	۲۷۰۰-۲۸۰۰

$$M_{2000-2100} = 2600 + \left(\frac{(2600-2)}{(2600-2)+(2700-2)}\right) * 100 = 2649$$

استفاده از این روش ارتفاع خط برف مرز را می توان ۲۶۴۹ در نظر گرفت.

۴-نتیجه گیری

در این پژوهش تلاش بر این بوده است که با استفاده از آثار ژئوفرمهای باقی مانده از گذشته به بررسی شرایط اقلیم در گذشته و بازسازی آن پرداخته شود و میزان تغییرات و آنومالیهای رطوبتی و دمایی ارزیابی گردد. از این رو، با بررسی های میدانی حوضه آبریز منشاد در جنوب شرق شهر یزد وغرب شهر مهریز قرار دارد. در داخل این حوضه سنگهای بسیار بزرگ در سه ارتفاع متفاوت شامل ۱۶۱۵ متر، ۱۷۰۰ متر و ۱۸۰۰ متر مشاهده گردید که قطر برخی از آنها به بیش از ۱۰ متر و وزن آن به بیش از ده تن می رسد. جنس این سنگها از گرانیت بوده در حالیکه سنگهای مادر پیرامون به طور کامل از آهک ها و دولومیت ها تشکیل شده اند. بعلاوه، این سنگها به شکل توده ای و شامل صدها و هزاران سنگ در داخل دشت قرار گرفته اند. در بالادست این سنگها، چند دره بسیار وسیع از جمله دره های فخرآباد و منشاد با عرض بیش از صد متر ایجاد شده اند که در ارتفاع حدود ۲۰-۳۰ متری کف دره آثار تراس های سنگی در امتداد دره به شکل متناوب دیده می شود که احتمالا این تراسها بستر انتقال توده های یخی بالا دست می باشد که بعدا با ذوب آنها و شکل گیری جریان آب، دره بستر خود را به شکل V حفر نموده و بدین ترتیب تراس های سنگی مشرف بر آنها بر جای مانده اند. در ارتفاعات بالادست نیز، بالای ارتفاع ۲۰۰ متری آثار سیرکهای بسیار بزرگ یخچالی قابل مشاهده است که امروزه روستاههای نسبتا بزرگی در داخل آنها قرار گرفته اند. بر حسب این آثار به عنوان شاخص، به بازسازی شرایط دمایی و زطوبتی پلئیستوسن اقدام گردید. در ابتدا برای بازسازی برفمرزها از دو روش رایت و پورتر بهره گرفته شد که با روش رایت خط برفمرز در ارتفاع ۲۶۳۵ متر و با روش پورتر خط برفمرز در ارتفاع حدود ۲۶۴۹متر تعیین گردید.

واژگان کلیدی: آنومالی، کواترنر، ژئومورفیک ، حوضه آبریز منشاد

منابع

۱. پدرامی، منوچهر، سن مطلق کواترنر، مجله دانشکده علوم، شماره ۴ و ۳، جلد ۱۷، ۱۳۶۷.

۲. شریفی، محمد، فرح بخش، زهرا(۱۳۹۴) بررسی آنومالی¬های حرارتی و رطوبتی بین زمان حال و پلئیستوسن و بازسازی شرایط اقلیمی با استفاده از شواهد ژئومورفیک(نمونه موردی: حوضه آبریز خضرآباد)، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، شماره ۹۴، صص ۶۰۵-۵۸۳.

۳. عبدی، صمد، رامشت، محمد حسین(۱۳۹۱) ردیابی آثار یخچالی کواترنر در خوضه آبی رودخانه بوانات، مجله سپهر، دوره ی بیست و یکم، شماره ۸۲.

۴. محمودی،فرج الله، (۱۳۶۷)، تحول ناهمواری های ایران در کواترنر، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۲۳. دانشگاه تهران

۵. یمانی، مجتبی(۱۳۸۳)، ژئومورفولوژی یخچالهای علم کوه، پژوهش های جغرافیایی، سال ۳۴، شماره ۴۲،تهران،موسسه جغرافیایی دانشگاه تهران،صص ۱۸-۱.

۶. قهرودی، منیژه، (۱۳۹۰)، تخمین و مقایسه قلمرو برف های دائمی در عصر یخچالی و بین یخچالی (حوضه رود هراز)، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، صص ۱۱۰-۹۷.

۷. بیگلو، منصورجعفر، یمانی، مجتبی، عباس نژاد، احمد،زمانزاده،سیدمحمد،ذهاب ناظوری،سمیه،(۱۳۹۳)، بازسازی برف مرزهای یخچالی کواترنر در کوهستان بیدخوان در (استان کرمان)، فصلنامه علمی-پژوهشی و بین المللی انجمن جغرافیایی ایران، سال دوازدهم، شماه ۴۰.

۸. شریفی، محمد، طاهری نژاد، کاظم، زارع، فاطمه (۱۳۹۵)، ارزیابی تغییرات اقلیمی بین زمان حال و پلئیستوسن و بازسازی شرایط اقلیمی گذشته با استفاده از شاخص های ژئومورفیک (نمونه موردی: حوضه دشت ابراهیم- یزد)، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال پنجم، شماره ۱، صص ۴۷-۳۲.

9. Moumani,Kh.,Bateman, M.D and Alexander, J: Sedimentology of the Late Quaternary Wade Hasamarl Formation of Central Jordan: a record of climate variability., , paleoecology vol. 191 2003.pp 221.242.
10. Xiangke Xu, 1 October 2014. Climates during Late Quaternary glacier advances: glacier-climate modeling in the Yingpu Valley, eastern Tibetan Plateau, Quaternary Science Reviews, Volume 101, Pages 18-27.
11. Bobek H.,1937 Nature and Implications of Quaternary Climatic Changes in Iran, Proceedings of Symposium on Changes of Climate with Special Reference to and Zones,Rome.UNESCO,PP.403-413.
12. Pandey P, Venkataraman G,(2012), Climate Change Effect on Glacier Behavior: A Case Study from the Himalayas, Published on Wednesday, 22 February 2012 21:29.
13. Iestyn D. Matteo Spagnolo.Barr. December 2015. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. Earth-Science Reviews, Volume 151, Pages 48-78.

ارزیابی تغییرات تکتونیکی رودخانه خضرآباد یزد با استفاده از شاخص های ژئومورفیک

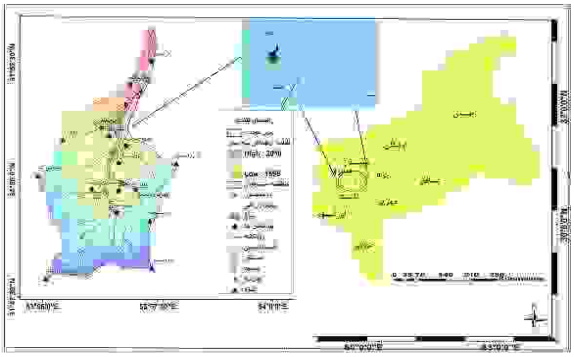
محمد شریفی پیچون
استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه یزد mscharifi@yazd.ac.ir

مقدمه

مورفوتکتونیک یا تکتونیک ژئومورفولوژی به مطالعه فرآیندهای پویا و دینامیک مؤثر در شکل دهی زمین و چشم انداز های موجود در آن می پردازد. در بررسیهای مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک اغلب از شاخصهای ژئومورفولوژیکی استفاده می¬شود که تغییر شکلها را بتوانند نمایش دهند. این شاخصها ابزار مفیدی هستند . زیرا با استفاده از آنها می‌توان مناطقی که در گذشته فعالیت¬های سریع و یا کند تکتونیکی را تجربه کرده‌اند به راحتی شناسایی نمود(رامیرز و هیرا ،۱۹۹۸، ۳۲۷). در این راستا پژوهشهای نسبتا زیادی در سراسر جهان انجام گرفته است. بول (۱۹۸۴، ۲۴۴)، در مطالعه تراسهای رودخانه‌ای به این نتیجه رسید که پادگانه‌های رودخانه¬ای و نیمرخ طولی رودخانه ها تحت تاثیر حرکات تکتونیکی متحول شده¬اند(نقل از کلر و پنتیر، ۲۰۰۲،۱). کرزیسکوویچ و همکاران(۲۰۰۰، ۱۵۲) ایجاد پادگانه های یخچالی رود نیساکودزکای در لهستان را به دلیل فعالیت های نو زمین ساخت در این منطقه ارزیابی کردند. فورتس و همکاران(۲۰۰۵، ۳۲۵) تکامل آبراهه های فرعی بالاد ست رودخانه پرنا در برزیل را نا شی از فعالیت های نئوتکتونیک می دانستند. پتروکسی و تیمار(۲۰۰۹: ۳۲۱) با استفاده از شاخص پیچ وخم رودخانه، به بر رسی تغییرات کانال رودخانه کوروس(مرز رومانی و مجارستان) توسط تکتونیک پرداختند. مالیک و ماهانتی(۲۰۰۶، ۲۳۱) با مطالعه ی شبکه-زهکشی و چشم¬انداز لندفرمها با استفاده از شاخص های ژئومورفیک در هیمالیا دریافتند که فعالیتهای تکتونیکی در ایجاد تراسهای موجود در منطقه نقش مهمی ایفا کرده است. گورابی و نوحه¬گر(۱۷۷:۱۳۸۶)، گورابی (۱۳۸۷:۵۸)، یمانی، و همکاران(۱۳۸۹ ،۱) مقصودی و همکاران،۱۳۹۰ :۱۱۱) در مطالعات خود در مناطق مختلف ایران در زمینه تغییرات لندفرمهای سطح زمین توسط تکتونیک جنبا با استفاده از شاخصهای ژئومورفیک دریافتند که این شاخص ها به خوبی تغییرات لندفرمهای سطح زمین را در کواترنرو همچنین ارتباط بین گسلهای مناطق مورد مطالعه و تغییرات فرمهای سطح زمین را نشان داده اند. در این پژوهش نیز، به مطالعه تاثیر تکتونیک فعال در تحول لندفرم¬ها در حوضه خضرآباد با استفاده از شاخص¬های ژئومورفیک و تحلیل داده¬ها و بررسی شواهد ژئومورفولوژیک موجود در این محدوده پرداخته شده است.

مواد و روشها

حوضه¬ی خضرآباد در جنوب غربی شهر یزد با وسعتی برابر با ۲۳،۰۳۳ کیلومترمربع قرار گرفته است. این حوضه در زون ساختمانی ایران مرکزی، بین عرض جغرافیایی ″۷ ′۴۸ °۳۱ تا °۳۲ شمالی و طول جغرافیایی ″۴۲ ′۴۹ ° ۵۳ تا° ۵۴ شرقی، با ارتفاع متوسط ۲۳۰۴ متر واقع شده است که حداکثر ارتفاع آن ۳۰۱۰ متر(قله مسجد) و حداقل ارتفاع حوضه، ۱۵۹۸متر در ابتدای مخروط افکنه (انتهای حوضه)می باشد(شکل ۱).



شکل شماره۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه : خضرآباد –یزد

در این پژوهش از نقشه های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، نقشه رقومی ارتفاعی زمین(با قدرت تفکیک ۲۰ متر)استفاده و با مشاهدات میدانی و سامانه GPS این نقشه‌ها کنترل گردیدند. در همین راستا، ابتدا داده¬های توپوگرافی به عنوان داده پایه به نرم افزار ARC GIS داده شد. سپس دو شاخص ژئومورفولوژیک یعنی شاخص گرادیان طول رودخانه و شاخص پیچ و خم رودخانه اصلی بررسی شدند. پس از آن،

اندازه گیری لازم انجام گرفت. به علاوه باید اشاره داشت که برای ترسیم جداول و نمودارها از نرم افزار Excel استفاده شده است. در نهایت با توجه به مقادیر شاخص¬های تکتونیکی بدست آمده حوضه آبریز خضرآباد از نظر میزان فعالیت تکونیک نسبی ارزیابی گردیده است.

بحث و نتایج و یافته ها

شاخص گرادیان طول رودخانه SL

این شاخص از رابطه زیر بدست می آید:

در این رابطه: **SL=(ΔH/ΔLr)*LSC**

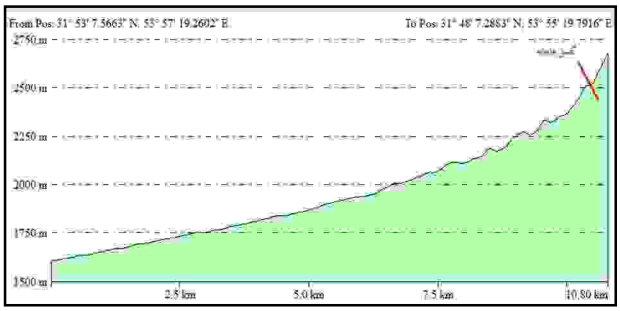
SL شاخص شیب طولی رودخانه؛ ΔH: اختلاف ارتفاع بین دو نقطه اندازه گیری شده؛ ΔLr: فاصله افقی بین دو نقطه اندازه گیری شده؛ Lsc: طول رودخانه از نقطه مرکزی مقطع اندازه گیری شده تا مرتفع ترین نقطه کانال می‌باشد.

شاخص گرادیان طولی هر رود یک عنصر مورفولوژیکی بوده که برای مقایسه مکانی مستقل عناصر مورفولوژیکی حساسترین آنها به بالاآمدگی محسوب می‌شود(مریتس و ویتسنت، ۱۹۸۹ به نقل از عبادیان، ۱۳۷۹ :۳۳). شاخص SL با قدرت دینامیکی رودخانه ارتباط دارد و به تغییرات شیب رودخانه نیز بسیار حساس است. این حساسیت برآورد میزان روابط موجود بین فعالیت های تکتونیکی، مقاومت سنگ و توپوگرافی را امکان پذیر می سازد. این شاخص در مناطقی که بستر رودخانه در سنگهای سخت قرار دارد؛ افزایش می یابد. شاخص SL به ساختمان سنگ شناسی بسیار حساس است. از این نظر، هر اندازه طول رودخانه بیشتر باشد، رودخانه مورد نظر کمتر تحت تاثیر ساختمان سنگ شناسی بستر خود است و هر چه طول رودخانه کمتر باشد بیشتر تحت تاثیر ساختمان سنگ شناسی بستر رودخانه است. همچنین، میزان SL در مناطق فعال تکتونیکی زیاد است. برای ارزیابی شاخص گرادیان طولی رود در حوضه آبریز مورد مطالعه با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی زمین، نیمرخ طولی رود تهیه و منحنی های ۱۰۰ متری از آن ترسیم گردید. سپس، در فواصل معین ۱۰۰متری میزان شاخص SL برای تمامی مسیر رودخانه از خروجی تا سرچشمه محاسبه گردید .با توجه به نتایج حاصل از محاسبات، این شاخص بین ۱۲۶٫۴۶تا ۷۲۶٫۵۸ است.SL کل رودخانه ی خضرآباد ۳۵۲/۸۸۰ به دست آمد. (جدول شماره۱).

جدول ۱: مقادیر شاخص SL در حوضه آبریز خضرآباد

ارتفاع (متر)	نقطه میانی	ΔH(m)	ΔL(m)	L(m)	SL
۱۶۰۰-۱۷۰۰	۱۶۵۰	۱۰۰	۱۹۵۵/۶۳	۱۰۷۹۴/۹۳۴	۵۵۱/۹۹
۱۷۰۰-۱۸۰۰	۱۷۵۰	۱۰۰	۱۶۹۴/۱۴	۸۷۹۹/۰۳۵	۵۱۹/۳۸
۱۸۰۰-۱۹۰۰	۱۸۵۰	۱۰۰	۱۲۳۴/۵۵	۶۹۱۹/۴۴۸	۵۶۰/۴۸
۱۹۰۰-۲۰۰۰	۱۹۵۰	۱۰۰	۲۰۰۵/۹۰	۵۲۹۱/۴۲۹	۲۶۳/۷۹
۲۰۰۰-۲۱۰۰	۲۰۵۰	۱۰۰	۹۱۶/۲۷	۳۹۸۹/۱۶۹	۴۳۵/۳۷
۲۱۰۰-۲۲۰۰	۲۱۵۰	۱۰۰	۱۲۳۲/۵۱	۲۸۳۸/۱۸	۲۳۰/۲۸
۲۲۰۰-۲۳۰۰	۲۲۵۰	۱۰۰	۲۸۷/۳۲	۲۰۸۷/۶	۷۲۶/۵۸
۲۳۰۰-۲۴۰۰	۲۳۵۰	۱۰۰	۳۸۹/۹۳۴	۱۲۶۳/۰۳۹	۳۱۶/۶۰
۲۴۰۰-۲۵۰۰	۲۴۵۰	۱۰۰	۱۷۸/۱۶	۶۶۶/۲۹۷	۳۷۳/۹۹
۲۵۰۰-۲۶۰۰	۲۵۵۰	۱۰۰	۲۶۵/۷۵	۳۳۶/۰۵۷	۱۲۶/۴۶
۲۶۰۰-۲۷۰۰	۲۶۵۰	۱۰۰	۱۱۶/۳۲۴	۱۵۰/۸۱۳	۱۲۹/۶۵
۲۷۰۰-۲۸۰۰	۲۷۵۰	۱۰۰	۲۲۰/۱۷	۰	۰
۲۸۰۰-۲۹۰۰	۲۸۵۰	۱۰۰	۱۴۳/۸۴	-	-
۲۹۰۰-۳۰۰۰	۲۹۵۰	۱۰۰	۱۸۴/۸۳	-	-
میانگین		------	--------		۴۲۳۴,۵۷ / 12

مقایسه میزان SL های بدست آمده و تغییرات شدید مقادیر آنها در مسیر رودخانه و همچنین مقدار بالای این شاخص، با توجه به اینکه رودخانه در طول مسیر خود در نهشته های کواترنری جریان دارد، حاکی از بالاآمدگی و فعالیت های شدید نو زمین ساختی در منطقه است. نیمرخ طولی رودخانه خضرآباد با توجه به شکل شماره۲ ، در طول مسیر، شیب یکسانی ندارد و در قسمت های مختلف آن با تغییراتی همراه است. با نگاهی به نقشه زمین شناسی حوضه می¬توان دریافت که شاخص گرادیان طولی رود، ارتباط نزدیکی با شاخص لیتولوژیکی و عملکرد گسل های منطقه دارد.



شکل شماره (۲)نیمرخ مربوط طول آبراهه (مرتفع ترین کانال)

شاخص سینوسی رودخانه اصلی (S)

این شاخص بر اساس رابطه زیر تعریف می شود:

$$S = C/V$$

که در آن:

S شاخص سینوزیته یا پیچ وخم رودخانه صلی؛ **C** طول مسیر رودخانه و **V** طول دره به خط مستقیم می باشد.

به لحاظ نظری، رودخانه ای که تقریباً به حالت تعادل رسیده باشد، آن رودخانه جهت حفظ تعادل بین شیب بستر، دبی و رسوبگذاری پیچ می¬خورد(باربانک وآندرسون،۲۰۰۰: ۸۳). تغییر شیب بستر رودخانه به علت تکتونیکی، رابطه مستقیم با پیچ وخم در مسیر رودخانه دارد. هر چه میزان شاخصS از یک بیشتر باشد نشان دهنده¬ی فعال بودن تکتونیک در منطقه خضرآباد است(این شاخص برای حوضه خضر آباد اندازه گیری شده و مقدار آن در جدول شماره-۴ قابل مشاهده می باشد).

جدول شماره(۲) مقادیر شاخص S در حوضه خضرآباد

نام حوضه	C	V	S
خضرآباد	۵۱۴۶٫۶۵	۳۶۹۱٫۴۴	۱٫۳۹

بدین ترتیب یافته‌ها نشان می‌دهد که بر پایه شاخص‌های به کار گرفته شده منطقه از نظر تکتونیکی فعال بوده و مورفولوژی دره-رودخانه اصلی خضرآباد در طول کواترنر تحت تأثیر فعالیت های تکتونیکی دچار تغییر و جابجایی های شده است. بالا بودن شاخص sl در حوضه، حاکی از فعالیت تکتونیکی بالا، تغییرات شدید در نیمرخ طولی رودخانه، قدرت فرسایشی شدید رودخانه فصلی خضرآباد و توانایی آن در فرسایش کف بستر است. شاخص سینوسی رودخانه نیز اثرات فعالیت گسلها بر مورفولوژی دره را نشان می دهد. بعلاوه، با مشاهدات میدانی مشاهده گردید که رسوبات کواترنری حاشیه دره روخانه اصلی بریده شده و مقداری بالا آروده شده است.

کلمات کلیدی: دره خضر آباد، شاخص گرادیان طول رودخانه، شاخص سینوسی رودخانه اصلی

مراجع

- گواربی، ابوالقاسم.(۱۳۸۷). تاثیر نوزمین ساخت بر تحول لندفرمهای کواترنری در ایران مرکزی (مطالعه موردی: گسل های دهشیر و انار)، رساله ی دکتری به راهنمایی دکتر مجتبی یمانی، رشته ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران.
- گورابی، ابوالقاسم،.نوحه‌گر، ابراهیم.(۱۳۸۶). شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه ی آبخیز درکه، فصل نامه پژوهش های جغرافیایی، شماره ۶۰، صص ۱۹۶-۱۷۷.
- مق صودی، مهران،جعفری، مریم، باقری، سجاد و م سعود مینایی(۱۳۹۰)برر سی تکتونیک فعال حو ضه آبخیز کفرآور با ا ستفاده از شاخص های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیک، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، صص۱۳۶-۱۱۱.
- یمانی، مجتبی،کامرانی دلیر و سجاد باقری(۱۳۸۹)مورفومتری و ارزیابی شاخص های ژئومورفیک برای تعیین میزان فعالیت نو زمین ساخت در حوضه آبریز چله در زاگرس شمال غربی، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۷، صص۲۶-۱
- Bull, w .B (1984). Tectonic, Geomorphology. Journal of Geological Education, vol. 32.
- Fortes.E,et.al(2005):"Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil", Geomorphology, Volume70, Issues 3-4, pp325-338.
- Keller E., and Pinter, N., (2002). Active Tectonics Earthquake, Uplift, and Landscape; Prentice Hall publisher. New Jersey.
- Krzyszkowski.D, Przybylski.B, Badura.J(2000):"The role of neotectonics and Glaciation on terrace formation along the Nysa Kodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland)", Geomorphology, Volume 33, Issues 3-4, pp149-166.
- Petrovszki.J, Timár.G(2009):"Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity", Geomorphology, In Press, Corrected Proof, Available onlin.
- Malik, J.Mahanty. C (2006)Active tectectonic influence on the evolution of drainage and Landscape: Geomorphic signatares From Fronal and hinterl and areas along the Nortwesteren Himalaya, Indi.Journal fasin.
- Ramiez-Heerea,M.T (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graban, Mexican Volcanin belt. Earth surface process and land froms. Vol, 31.

ارزیابی اثرات نئوتکتونیک بر تغییرات توپوگرافیکی حوضه چشمه خضر رفسنجان

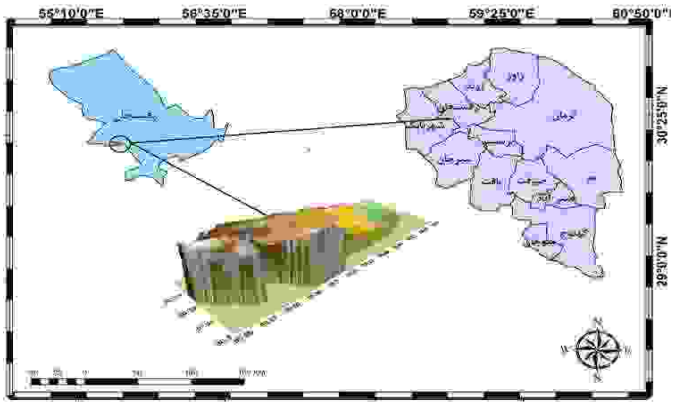
محمد شریفی پیچون
استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه یزد mscharifi@yazd.ac.ir

مقدمه

بررسی کمی لندفرمها، در بازسازی تاریخچه‌ی تکتونیک و درک تکامل لندفرم های مربوط به مناطق تکتونیکی فعال ابزاری بسیار کارآمد است(اشتوبر و همکاران ،۲۰۰۸). برخی از شاخص های ژئومورفیک به عنوان ابزارهای اساسی و مهم برای تشخیص و بررسی تغییر شکل های سریع تکتونیکی، به طور وسیع مورد استفاده قرار گرفته اند. در سال‌های اخیر ژئومورفولوژی تکتونیکی به طور گسترده، یکی از ابزارهای عمده و اساسی در تشخیص شکل های تکتونیکی فعال و تهیه نقشه های خطر لرزه ای و همچنین درک و فهم تاریخچه چشم اندازهای کنونی سطح زمین بوده است(بوربانک و آندرسن ،۲۰۰۱،کلر و پنتر ،۲۰۰۲). ولز و همکاران (۱۹۸۸)، شاخص هایی مانند سطوح مثلثی شکل، شاخص تسطیح شدگی جبهه کوهستان، سینوسی شدن جبهه کوهستان، تقعر نیمرخ رودخانه را در سواحل کالیفرنیا بررسی کردند. آزور و همکاران (۲۰۰۲)، با مطالعه تاقدیس اوک ریج در جنوب کالیفرنیا، تفاوت میزان بالاآمدگی تاقدیس و فعالیت‌های تکتونیکی آن را بر اساس پارامترهای تراکم زهکشی، شیب لایه‌ها، شاخص شیب رودخانه، انتگرال هیپسومتری زیر حوضه‌ها و سینوزیته جبهه کوهستان محاسبه کردند. هارکینس و همکاران(۲۰۰۵)، ژئومورفولوژی تکتونیکی گسل Red Rock را در یونان با استفاده از تحلیل های مورفومتری بررسی کردند. فیگورا و همکاران(۲۰۱۰) با استفاده از شاخص های انتگرال هیپسومتری (Hi)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (Vf) و سینوزیته جبهه کوهستان(Smf) فعالیت‌های تکتونیکی را در جنوب سیرا نودا در کالیفرنیای ایالت متحده بررسی نمودند. فلورس و همکاران(۲۰۱۵) در پژوهشی به تفسیر مورفوتکتونیک حوضه‌ی آبریز ماکیویونی در شمال تانزانیا با استفاده از Dem و اطلاعات SAR پرداختند. استرنای و همکاران(۲۰۱۶)، در پژوهشی تحت عنوان تاثیر جریان استنوسفری در تکتونیک و توپوگرافی در یک برخورد فرورانشی در حاشیه تبت شرقی به این نتیجه رسیدند که ریشه توپوگرافی و تکتونیک شرق و جنوب شرق تبت، نه تنها با تغییر شکل پوسته و لیتوسفر بلکه با پویایی استنوسفری کنترل می شود. مطالعات نئوتکتونیکی در ایران نیز توسط محققان مختلف صورت پذیرفته است از جمله: کرمی(۱۳۸۶)، در پژوهشی با استفاده از شاخص های مورفومتریک به تشخیص میزان فعالیت زمین ساخت در دامنه‌های شمالی رشته کوه بزقوش و دشت انباشتی سراب دست زده است. حبیب الهیان و رامشت (۱۳۹۱)، به بررسی کاربرد شاخص های ارزیابی تکتونیک جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکی بخش علیای زاینده رود پرداختند و به این نتیجه رسیدند که منطقه مورد نظر از لحاظ نئوتکتونیک در وضعیت نیمه فعال متمایل به غیر فعال قرار دارد. محمد نژاد آروق (۱۳۹۵)، در بررسی گسل‌های فعال و تاثیر آنها بر تغییر شکل لندفرم‌های کواترنر شمال شرق دریاچه ارومیه به این نتیجه رسیدند که منطقه به لحاظ تکتونیکی، طی کواترنر فعال بوده است. هدف این پژوهش نیز بررسی تغییرات توپوگرافیکی حوضه آبریز چشمه‌خضر رفسنجان در کواترنر جهت بررسی فعالیت گسلها و اثرات و پیامدهای آن است.

مواد و روشها

حوضه چشمه خضر در جنوب غرب شهرستان رفسنجان و در زون ساختمانی ایران مرکزی در محدوده ی "۰۴ ´۳۴ °۳۰ تا "۹۵ ´۲۹ °۳۰ عرض شمالی و "۰۵ ′۶۷ °۵۵ تا "۸۳ ´۵۵ °۵۵ طول شرقی با ارتفاع متوسط ۲۰۲۱ متر واقع شده است. حداکثر ارتفاع آن ۲۳۲۴ متر و حداقل ارتفاع آن ۱۷۱۹ متر می باشد(شکل ۱)



شکل (۱) موقعیت حوضه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین شناسی بسیار جوان بوده به گونه‌ای که قدیمی ترین سنگهای آن مربوط به ائوسن می‌باشد. این سنگها شامل توف های دریای ائوسن بوده که تحت تاثیر عملکرد و فعالیت گسلها در این دوران به شکل ماگما و بعضا توده های نفوذی در امتداد گسلها بالاآمدگی پیدا کرده اند. سنگهای دیگر منطقه عمدتا کنگلومراهای همین دوره بوده که احتمالا به شکل رسوبات آبرفتی در ساحل دریای ائوسن در منطقه نهشته شده اند و در فازهای کوهزایی بعدی(اواخر ائوسن و همچنین فعالیت گسلها در دوره های بعدی و بویژه کواترنر) بالاآمدگی پیدا کرده و در حال حاضر ارتفاعات بزرگ و بلند منطقه را تشکیل داده‌اند. از نظر ساختمانی نیز گسلهای متعددی که اغلب آنها امتداد شمال غرب-جنوب شرق(در امتداد فشار پلیت عربی) دارند در منطقه وجود داشته که بسیاری از آنها بر روی زمین هم به سادگی قابل مشاهده اند. در این پژوهش از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، نقشه رقومی ارتفاعی منطقه، تصاویر ماهواره ای و سامانه های GPS و GIS نیز استفاده شده است. همچنین از شاخصهای منحنی هیپسومتریک و سینوزیته جبهه کوهستان استفاده شده است.

بحث و نتایج و یافته ها

منحنی هیپسومتریک و شاخص انتگرال هیپسومتری (Hi)

منحنی هیپسومتریک، توزیع سطوح ارتفاعی یک منطقه از زمین، یک حوضه آبخیز تا تمام سطح سیاره زمین را می‌توانند ارزیابی و توصیف کنند. منحنی هیپسومتریک حوضه با ترسیم ارتفاع کل(ارتفاع نسبی) در مقابل مساحت کل(مساحت نسبی) حوضه ترسیم می شود(علیزاده، ۱۳۸۰). از آن جایی که که در منحنی هیپسومتریک، مساحت و ارتفاع حوضه بر مساحت و ارتفاع کل حوضه تقسیم شده و روی منحنی، اعداد حاصل به صورت بی بعد در آمده‌اند، در این صورت منحنی هیپسومتریک مستقل از مساحت و ارتفاع بوده و منحنی‌های هیپسومتریک حوضه‌های زهکشی در اندازه‌های مختلف از نظر ارتفاع و مساحت می‌توانند با یگدیگر مقایسه و تجزیه و تحلیل شوند. از این رو می‌توان از نقش‌های توپوگرافی در مقیا س های بزرگ و کوچک که در دسترس بوده و به اندازه کافی مو جود می‌باشند، استفاده کرد. در این صورت تفاوت در مساحت و مقیاس، هیچ تأثیری در ارزیابی های هیپسومتریک ندارد(گورابی، نوحه گر،۱۳۸۶).

Hi = Hmean – Hmin / Hmax – Hmin

انتگرال هیپسومتریک = میانگین ارتفاع _ کمینه ارتفاع/ بیشینه ی ارتفاع _ کمینه ی ارتفاع

این شاخص برای حوضه چشمه خضر برابر است با:

انتگرال شاخص هیپسومتریک = ۲۰۲۱-۱۷۱۹ / ۲۳۲۴ - ۱۷۱۹= ./۴۹

اصولاً شاخص انتگرال هیپسومتریک بالا بیانگر فعالیت تکتونیکی و مرحله‌ی جوانی در یک منطقه بوده و مقادیر پایین بیانگر فعالیت فرسایشی و مرحله‌ی پیری و آرامش می‌باشد. با توجه به مقدار به‌دست‌آمده در حوضه چشمه خضر (۴۹ درصد) می‌توان بیان داشت که حوضه ازنظر تکتونیکی در شرایط فعال و جوان (بالاآمدگی‌ها و شکل‌گیری توپوگرافی جدید) می‌باشد. در این شاخص A مساحت کل حوضه برابر با جمع مساحت بین خطوط میزان موجود در حوضه می‌باشد و a مساحتی از حوضه که بالاتر از ارتفاع (h) قرار دارد. مقدار مساحت نسبی (a/A) بین ۱در پایین‌ترین نقطه حوضه(h/H=0) تا ۰ در بالاترین نقطه حوضه (h/H=1)تغییر می‌کند(جدول۱). شکل منحنی‌های هیپسومتریک(Hc) مقدار مواد فرسایش یافته را به تصویر می‌کشند. تحدب منحنی هیپسومتریک مشخص‌کننده نواحی با فرسایش ضعیف(جوان) شکل منحنی S نواحی با فرسایش آرام

(بلوغ) و منحنی تعقر مشخص‌کننده نواحی با فرسایش بالا و مرحله‌ی پیری می‌باشد(پنا،۲۰۱۰). در تحلیل منحنی هیپسومتریک حوضه‌ی چشمه خضر می‌توان اشاره کرد که بخش بالایی حوضه محدب بوده و در بخش پایینی آن مقعراست.

جدول (۱) جدول هیپسومتریک حوضه آبریز چشمه خضر

a/A*(%)	h/H*(%)	H(M)	A(KM)2
۱	۰	۰	۲۹,۵۲
/۲۸	/۷۰	۱۷۰۰-۱۸۰۰	۸,۴۰
/۲۴	/۷۵	۱۸۰۰-۱۹۰۰	۷,۲۸
/۱۷	/۷۹	۱۹۰۰-۲۰۰۰	۵,۳۰
/۱۶	/۸۳	۲۰۰۰-۲۱۰۰	۴,۹۸
/۰۶	/۸۷	۲۱۰۰-۲۲۰۰	۱,۹۹
/۰۵	/۹۱	۲۲۰۰-۲۳۰۰	۱,۵۷
۰	۱	۲۳۰۰-۲۴۰۰	۰

A =۲۹,۵۲ KM2 , H = ۲٤۰۰ M

حوضه‌های فعال تکتونیکی، شکل کشیده‌ای دارند. شکل حوضه در طول زمان با توقف میزان بالاآمدگی، به‌تدریج دایره می‌شود (بوربانگ و آندرسون،۲۰۰۱). این شاخص از طریق رابطه زیر بدست می‌آید:

$$BF= BS / B_W$$

BS: شاخص شکل حوضه. BF: طول حوضه آبریزBW: عرض حوضه آبریز؛ در نواحی فعال زمین ساختی مقدار زیاد این شاخص مربوط به حوضه‌های کشیده می‌باشد درحالی‌که حوضه‌های دایره‌ای شکل مقدار این شاخص کم بوده و از نظر زمین‌ساخت غیرفعال می‌باشد. زمانی که فعالیت زمین ساختی کم با متوقف می شود پهن شدگی اتفاق می‌افتد و هنگامی‌که پیشانی کوهستانی سریع بالا می‌آیند حوضه‌های تند و کشیده را سبب می شوند(ده بزرگی و همکاران،۲۰۱۰، ترسا و هررا،۱۹۹۸). در حوضه آبریز چشمه خضر مقدار این شاخص برابر با ۲,۵ بوده که بیانگر نسبتاً فعال بودن حرکات نئوتکتونیک در آن است.

شاخص سینوزیته جبهه کوهستان(Smf)

این شاخص مربوط به ارزیابی نسبی فعالیت تکتونیکی در امتداد جبهه کوهستان است. جبهه کوهستان مستقیم با مقدار پایین شاخص(Smf) در مناطقی که بالاآمدگی نسبت به فرآیندهای فرسایشی برتری داشته باشند ایجاد می شود. در نواحی با فعالیت تکتونیکی کم، فرآیندهای فرسایشی پیچ‌وخم زیادی را در جبهه کوهستان به وجود می‌آورند(پرز و پنا، ۲۰۱۰). در جبهه‌های کوهستانی فعال، بالاآمدگی بر فرآیندهای فرسایشی غالب و پرتگاهی مستقیم با مقادیر Smf پایین ایجاد می‌کند. درحالی‌که، در جبهه‌های کمتر فعال، فرآیندهای فرسایشی بر تکتونیکی غلبه و جبهه‌های سینوسی همراه با مقادیر بالای Smf به وجود می‌آورند(جیاکونیا و همکاران،۲۰۱۲:۹۰). این شاخص از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Smf = Lmf/LS$$

Smf شاخص سینوسی جبهه کوهستان؛ Lmf طول جبهه کوهستان در مرز بین کوه و دشت وLS طول جبهه کوهستان در امتداد یک خط مستقیم است.

در حوضه چشمه خضر مقدار smf برای دو جبهه کوهستان شرقی و غربی محاسبه گردید. همان‌طور که در جدول شماره(۲)مشاهده می شود میانگین مقدار smf برای هر دو جبهه برابر با ۱,۳۴۶ است که البته بخش غربی دارای فعالیت شدیدتری بوده است.

جدول(۲): مقادیر smf برای حوضه آبریز چشمه خضر

نام حوضه	lmf	Ls	smf	میانگین
کوهستان شمالی	۱۱۷۱۹	۸۲۰۰	۱,۴	۱,۵۵
کوهستان جنوبی	۱۳۳۳۰	۷۴۵۰	۱,۷	

بدین ترتیب، یافته‌های پژوهش ن شان می‌دهد که بر مبنای شاخص های ژئومورفیکمورد ا ستفاده، توپوگرافی حو ضه در کواترنر به شدت تغییر پیدا کرده است. شاخص شکل حوضه مقدار بالایی را نشان می‌دهد(۲/۵)؛ چراکه حوضه کشیده بوده و هنوز فرسایش و تخریب آن را تغییر نداده است. در بررسی شاخص انتگرال هیپسومتری در حوضه آبریز چشمه خضر مقدار ۴۹٪ به دست آمد که نشان‌دهنده فعال بودن حوضه ازنظر مراحل فرسایشی بوده و این امر خود ناشـــی از تکتونیک نســـبی فعال می‌باشـــد. به‌طور کلی می‌توان گفت که منطقه از فعالیت‌های تکتونیکی بالایی برخوردار بوده و ازجمله شـواهد ژئومورفیکی و لندفرمی آن می‌توان به بریده شـدن رسـوبات پالئوژن و نئوژن و تغییر در سـطح و امتداد لایه‌های رسـوبی، بریدگی و کشیدگی دره اصلی و انطباق آن با گسل اصلی منطقه، کشیدگی بسیار زیاد حوضه و صاف بودن جبهه دامنه‌های ارتفاعات حوضه باوجود جوانی آن‌ها است.

کلمات کلیدی: حوضه چشمه خضر، سینوزیته جبهه کوهستان، منحنی هیپسومتریک

مراجع

- حبیب اللهیان، محمود، رامشت، محمد حسین(۱۳۹۱)، کاربرد شاخص های ارزیابی تکتونیک جنبا در برآورد وضعیت تکتونیکی بخش علیای زاینده رود، مجله جغرافیا و توسعه، شماره ۲۶، صص ۱۱۲-۹۲
- کرمی، فریبا(۱۳۸۱)، بررسی مسائل ژئوموروفولوژی دامنه های شمالی رشته کوه بزقوش و دشت انباشتی سراب، پایان نامه دوره ی دکتری،دانشگاه تبریز.
- محمد نژاد،آروقب، وحید(۱۳۹۵)، گسل های فعال و تاثیر آنها بر تغییر شکل لندفرمهای کواترنر شمال شرق دریاچه ارومیه، ایران، مجله پژوهش های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۸، شماره ۱، صص ۱۰۶-۸۳
- Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S., (2002), Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain–Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. Geological Society of America bulletin, 114, 745–753
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., (2001), "*Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science
- Elio Flores-Prieto, Geraldine Quénéhervé, Felix Bachofer, Faisal Shahzad, Michael Maerker,.Morphotectonic interpretation of the Makuyuni catchment in Northern Tanzania using DEM and SAR data Geomorphology, Volume 248, 1 November 2015, Pages427-439
- Figueroa, A.M., Knott, J.R., (2010), "Tectonic geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation", Geomorphology, 123:1-12
- Harkins, N. W., Anastasio, D. J. Pazzaglia, F. J., (2005)," Tectonic geomorphology of the Red Rock fault, insights into segmentation and landscape evolution of a developing range front normal fault", Journal of structural Geology, 27: 1925-1939.
- Keller E.A., Pinter, N.,(2002)Active Tectonics Earth quakes, Uplift and Landscape, New Jersey:Prentice Hall, Pub.
- Perez-Pena, J.V., Azor,A., Azanon, J.M., Keller, E.A., (2010), Active tectonic in the Sierra Nevada (Betic cordillera, SE Spain):Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis",*Geomorphology*،119: 47-87
- Shtober-Zisu, N., Greenbaum, N., Inbar, M.,Flexer, A (2008). Morphometric and geomorphic approaches for assessment of tectonic activity, Dead Sea Rift (Israel). Geomorphology, 102.
- Teresa, M., Herrera, R., (1998) "Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt", *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 317-332

بررسی خصوصیات هیدرومتری حوضه آبریزبا استفاده از رفتار فرکتالی

(مطالعه موردی: نورآباد ممسنی، فهلیان، بن رود، سرگاه)

[1]لیلاگلی مختاری ، [2]نجمه شفیعی ، [3]زینب مجرد
[1] استادیار دانشگاه حکیم سبزواری، L.mokhtari@hsu.ac.ir
[2]دانشجو دکترا دانشگاه حکیم سبزواریshafiei.najmeh@yahoo.com
[3]دانشجوکارشناسی ارشد دانشگاه حکیم سبزواریzeinabmojarad2016@gmail.com

۱-مقدمه

دانشمندان جهان را مجموعه ای از سیستم های پیچیده ای می‌دانند که پیش بینی پیامدهای آن ها دشوار است. دراین شرایط، سیستم ها به شیوه‌ای دورانی عمل می کنند که در آن بی نظمی منجر به نظم و نظم منجر به بی نظمی می شود. امروزه دیگر تصور ساده از نحوه فعالیت جهان جای خود را به تصوری پیچیده داده است.این علم جدید، تئوری پیچیدگی نامیده می شود. این تئوری با گذر از مفروضات نیوتونی و با تکیه بر مبانی فیزیک کوانتوم این اصل را بیان می دارد که درسیستمی پیچیده نمی توان گفت که یک اتفاق دوبار تکرار خواهد شد، بلکه درست درنقطه ای مقابل در این گونه سیستم ها نظم و بی نظمی مکمل یکدیگرند.پیچیدگی جهان در تضاد با سادگی قوانین فیزیکی قرار دارد.امروزه رفتارهای غیرخطی و پویای سیستم ها به طور وسیع مطالعه شده،یعنی رفتارهایی که منجر به پیچیدگی و در نهایت آشوب می شوند. مطالعه این رفتارها، منتهی به وضع قوانین جدیدی در طبیعت نشده، اما باعث شده بتوانیم قوانین موجود را عمیق تر درک کنیم. یکی از نکات جالب توجه در پیچیدگی این است که به رغم تصورات پیشین، قوانین ساده به بروز رفتارهای بسیار پیچیده می‌انجامد. از همین روست که اندازه گیری پیچیدگی و راه‌های کاهش آن درسیستم ها و فرایندهای تصمیم گیری در مواجهه با آن ها به یکی از مباحث روز تبدیل شده است. باید تاکید داشت که امروزه ریاضیات ابزار قدرتمندی است در اختیار طبیعی‌دانان برای توصیف فرایندها و پیچیدگی های موجود در طبیعت تا بتوانند این ناآرامی‌ها را درقالب ریاضی و روابط کمی درآورند وتا حدی آثار آن ها را پیش بینی کنند. بدین منظور و برای تبیین این پیچیدگی ها امروزه استفاده از هندسه فرکتال و بعد فرکتالی اشکال و اجسام در شناخت غیریکنواختی موجود در محیط های طبیعی رایج شده است. دیدگاه فرکتال سعی دارد با به کارگیری قواعد ساده تغییرات مقیاس به شبیه سازی رفتار پیچیده ی سیستم ها بپردازد. فرکتال یا رفتار فرکتالی درواقع رفتاری است که در طبیعت و هرچیزی وجود دارد که متمایل به داشتن حالت تعادلی است. طبیعت اگرچه به ذات خود هوشمند نیست، اما تغییرات خارجی که بر طبیعت اعمال می شود آن را به سمتی سوق می دهد که تغییر خارجی مذکور را خنثی می کند.به عبارت دیگر،چرخه اکوسیستم خودش را اصلاح می کند.به همین دلیل یکی از معانی ای که برای رفتار فرکتالی قائل می شوند، تغییر رفتار برای رسیدن به تعادل کلی است(شایان و همکاران،۱۳۹۵).

باس(۲۰۰۲)، آشوب، فرکتال و خودتنظیمی را درژئومورفولوژی ساحلی مطالعه کرد. فونستاند و مارکوس(۲۰۰۳)، خودسازماندهی در سیستم های ساحلی رودخانه ای رامطالعه کردند .پلیتر(۲۰۰۷)رفتار فرکتالی را در لندفرم های جریانی مطالعه کرد. تورکات(۲۰۰۷)در بررسی ابعاد فرکتال شبکه های زهکشی، پس از کاربرد مدل های مختلف فرکتال به این نتیجه رسید که بهترین مدل فرکتال جهت بررسی ابعاد فرکتال شبکه های زهکشی، مدلDLA است. لیسی و همکاران(۲۰۱۲)ویژگی های فرکتالی لندفرم ها را در منطقه ای از چین مطالعه کردند. پاپانیکولا وهمکاران(۲۰۱۲) بااستفاده از نظریه فرکتال به تعیین کمیت مورفولوژی میکروفرم های خوشه ای پرداخت. سایمون(۱۳۹۲)درکتاب منظر،الگوی فرکتالی را به طور کامل و درفضایی غیراقلیدوسی تشریح کرد. پل(۱۳۹۳) درکتاب بنیان علمی، درباره فرکتال ها ومرگ آن ها بحث کرده است. رامشت(۱۳۸۱) برای اولین بار به مفهوم تعادل دردیدگاه فلسفی ژئومورفولوژی پرداخت وسپس ودرسال ۱۳۸۲به بررسی نظریه آشوب در ژئومورفولوژی پرداخت. کرم (۱۳۸۹)، درمقاله خود نظریات آشوب، فرکتال وسیستم های غیرخطی را تبیین کرد. نیشابوری و همکاران(۱۳۸۹)، به بررسی ارتباط بعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات با برخی خصوصیات فیزیکی خاک پرداختند .نوری قیداری(۱۳۹۱) به استخراج منحنی های شدت-مدت-فراوانی بارش با استفاده از نظریه فرکتال پرداخت.

۲-مواد و روشها

در این پژوهش به منظور بررسی خصوصیات فرکتالی حوضه های مورد نظر از نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰۰ و لایه dem 30 متر حوضه استفاده شده به این منظور جهت محاسبه خصوصیات هیدرومتری نیازمند شبیه سازی حوضه های مورد نظر و تهیه لایه رتبه بندی آبراهه ها برای هرکدام از زیرحوضه ها و در پایان هرکدام از رابطه ها را باتوجه به فاکتورهای به دست آمده محاسبه می‌گردد.

رابطه (۱) $Rb= (n1/n2 +n2/n3+.....+ni-1/ni)/ (1/i-1)$

رابطه(۲) $Dd=\sum Li/ A$

رابطه(۳) $R_1 =r_{1/}r_{i+1}$

رابطه(۴) $FF= A/ L^2$

محاسبه می شود که در این ۴ رابطه بالا Rb نسبت انشعاب، Dd، تراکم زهکشی حوضه، Li، طول تمام آبراهه های موجود در حوضه، A ، مساحت حوضه، رابطه (۳) R_1 ، FF، شکل حوضه، A، مساحت L^2 طول حوضه.

بعد فرکتال تراکم زهکشی (چگالی) با استفاده از رابطه (۵) حاصل می‌شود. در اینجا RB نسبت انشعاب و Dd تراکم زهکشی رودخانه می‌باشد، که در واقع می توان آن را مشابه رابطه (۲) در نظر گرفت (تورکات، ۲۰۰۷ : ۳۰۴)

رابطه (۵) $D \frac{LnR_B}{LnR_l}=$

بعد فرکتال نسبت انشعاب، به صورت رابطه (۶) حاصل می‌شود.

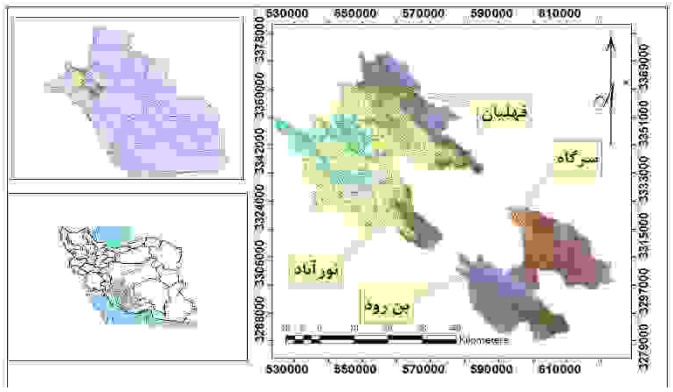
رابطه (۶):

$D=LnRB/LnDd$

در اینجا RB نسبت انشعاب و Rl نسبت طولی رودخانه می‌باشد که در واقع همان رابطه‌ی(۳) می‌باشد .

موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در جنوب کشور در شمال غرب استان فارس در دو شهرستان شیراز و نورآباد ، در بخش جنوبی حوضه هندیجان و در دامنه های جنوبی رشته کوه زاگرس واقع شده است. شکل(۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه را در ایران و استان فارس نشان می دهد. در این پژوهش چهار حوضه اصلی این منطقه شامل حوضه های آبریز فهلیان ،نورآباد، سرگاه، بن رود جهت مطالعه انتخاب شده است . این ۴ حوضه نسبت به بقیه زیر حوضه کامل تر بوده است.



شکل(۱):موقعیت محدوده مورد مطالعه

۳-بحث و نتایج

برای بررسی نظریه فرکتال و تعیین بعد فرکتال در حوضه های آبریز ابتدا تمام شاخه های فرعی با استفاده از سیستم استرالر با استفاده از روش شبیه سازی به دست آمد. که نتایج حاصل از بررسی نشان می دهد . بررسی رابطه بین بعد فرکتال نسبت انشعاب با مساحت حوضه های مورد مطالعه یک رابطه معکوس را نشان می دهد به طوری که در بین حوضه های مورد مطالعه حوضه بن رود با کمترین مساحت(۴۲۵) دارای بیشترین بعد فرکتال نسبت انشعاب و حوضه آبریز فهلیان با بیشترین مساحت کمترین بعد فرکتال نسبت انشاب را دارا می‌باشد . استثنای موجود در این حوضه آبریز نورآباد که با توجه به مقایسه با مساحت کمتر نسبت به فهلیان دارای کمترین میزان فرکتال انشعاب رودخانه ای است که متاثر از زمین شناسی متفاوت این حوضه و قرار گرفتن آن در سازندآهکی می باشد. نسبت انشعاب در حوضه های مورد مطالعه، ارتباط مستقیم با بعد فرکتال نسبت انشعاب دارد. حوضه سرگاه با نسبت انشعاب ۲/۳۵ دارای بعد فرکتال ۶۲/. و حوضه نورآباد با نسبت انشعاب ۲ دارای بعد فرکتال ۳۹/. می باشد. با افزایش تعداد شاخه ها بعد فرکتال افزایش می یابد. بیشترین تراکم زهکشی حوضه آبریز سرگاه و کمترین تراکم زهکشی حوضه آبریز فهلیان می باشد. در بین حوضه های مورد نظر حوضه آبریز فهلیان بیشترین تراکم زهکشی و حوضه آبریز بن رود کمترین تراکم زهکشی (۰/۸۳) را دارند. نتایج تحلیل های حاصل از مقایسه بعد فرکتال تراکم زهکشی با تراکم زهکشی یک رابطه معکوس را نشان می‌دهد. به طوری که حوضه آبریز فهلیان با بزرگترین مساحت کمترین تراکم زهکشی را دارد و حوضه سرگاه با کوچکترین مساحت بیشترین میزان بعد فرکتال تراکم زهکشی را دارا می باشد. نتایج حاصل از پژوهش این گونه باز گو می کند که بعد فرکتال حوضه های کشیده با تراکم زهکشی کم، بیشتر از ابعاد فرکتالی حوضه های گرد با تراکم زهکشی بالاست.

جدول (۱) پارامترهای هیدرومورفومتری حوضه های مورد مطالعه

پارامتر	فهلیان	نورآباد	بن رود	سرگاه	میانگین
نسبت انشعاب(km/km^2)	۲/۱۴	۲	۱/۸۰	۲/۳۵	۲/۰۷
نسبت طول رودخانه (km)	۹/۹۴	۹/۵۸	۷/۷	۷/۷	۴/۶۶
بعد فرکتال انشعاب رودخانه ای	۰/۴۷	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۶۲	۰/۴۷
عامل فرم حوضه	/۸۹	/۲۱	۰/۲۶	۰/۳۶	۰/۴۳
عامل شکل حوضه	/۹۶	۵/۰۵	۳/۳۹	۳/۱۱	۳/۱۲
طول حوضه	۳۱/۶۶	۶۱/۲۷	۳۷/۹۶	۳۸/۶۳	۴۲/۳۸
مساحت	۱۰۴۰	۷۴۳	۴۲۵	۴۷۹	۶۷۱
تراکم زهکشی	۰/۷۳	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۸۴	۰/۸۲
بعد فرکتال تراکم زهکشی	۰/۰۷	۰/۳۰	۰/۲۷	۰/۴۱	۰/۲۶

۴-یافته ها

بر اساس نتایج حاصل از پژوهش ویژگی های فیزیوگرافی و زمین شناسی نقش بسیار موثری در ابعاد فرکتال در حوضه های مورد مطالعه می باشد. همچنین ارتباط مستقیمی بین ابعاد فرکتال نسبت انشعاب با تعداد شاخه‌های حوضه مورد مطالعه وجود داردا افزایش مرتبه، میانگین طولی انشعابات رود نیز افزایش میابد؛ زیرا همان طور که شاخه ها به هم پیوند میخورند، میزان دبی افزایش یافته و قدرت پیشروی رود بیشتر میشودپیوند می خورند، به طوری که با افزایش تعداد شاخه های حوضه های آبریز، بعد فرکتال نسبت انشعاب نیز افزایش می یابد همچنین نتایج تحلیل‌ها حاصل از مقایسه بعد فرکتال تراکم زهکشی با تراکم زهکشی و مقایسه بین بعد فرکتال با مساحت حوضه ها روابط معکوسی را نشان می دهد که براین اساس حوضه ها دارای حداکثر مساحت حداقل بعد فرکتال تراکم زهکشی و حداقل فرکتال نسبت انشعاب را دارا می باشد.

۵- کلمات کلیدی: بعد فرکتال حوضه های آبریز، ویژگی های هیدرومتری، حوضه های شمال غرب فارس.

۶-مراجع

- رامشت، محمدحسین ، نظریه کیاس در ژئومورفولوژی، جغرافیا و توسعه، شماره۱ ، صص . ۱۳۸۲
- زاهدی، مجید، خطیبی، مریم، هیدرولوژی انتشارات سمت چاپ سوم، (۱۳۹۲).
- -شایان،سیاوش.،مقصودی،مهران.،گلعلیزاده،موسی.،شریفی‌کیا، محمد و نوربخش، فاطمه. تحلیل فضایی لندفرم های بادی با استفاده از نظریه فرکتالی،فصلنامه پژوهش های جغرافیای طبیعی،۴۸(۲):۲۳۴-۲۳۳(۱۳۹۵).
- علیزاده، امین ، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی.
- کرم،امیر..نظریه آشوب،فرکتال(برخال)و سیستم های غیرخطی در ژئومورفولوژی،فصلنامه پژوهش های جغرافیای طبیعی،۸: ۸۲-۶۷. (۱۳۸۹).
- [7]-Baas, A.C.W. (2002). Chaos, Fractals and Self-Organization in Coastal Geomorphology: Simulating Dune Landscapes in Vegetated Environments, Geomorphology, 48: 309-328.
- [8]-Deidda, R. (2000). Rainfall downscaling in Space– time multifractal framework, Water Resource Research, 36: 1779-1794.
- [9]-Fonstad, M.A. and Marcus, M. (2003). Self-Organized Criticali- ty in Riverbank Systems, Annals of Association of Ame- rican Geographers, 93(2): 281-296.
- [10]-Lisi, B.; Honglin, H.; Zhanyu, W. and Feng, Sh (2012). Fractal properties of landforms in the Ordos Block and surrounding areas, China, Geomorphology, 04057: 1-12.
- [11]-Malanson, G.P.; Butler, D.R. and Walsh, S.J. (1990). Chaos The- ory in Physical Geography, Physical Geography, 11(4): pp..
- [12]-Papanicolaou, A.N. (Thanos); Achilleas, G.; Tsakiris, K. and Strom, B. (2012). The use of fractals to quantify the morphology of cluster microforms, Geomorphology, 139-140: 91- 108.
- [13]-Pelletier, J.D. (2007). Qualitative Chaos in Geomorphic Systems, with an Example from Wetland Response to Sea Level Rise, Journal of Geology, 100(3): 365-374.
- [14]-Turcotte, D.L., (2007), Self-organized Complexity inGeomorphology: Observations and Models, Geomorphology, 91, PP. 302-310.

ژئومورفولوژی و چالش های گردشگری و زیست محیطی حوضه آبریز رودخانه شاندیز

عزت قاسم زاده[۱]، سید علی آقایی*[۲]، زهره فراگردی [۳]
[۱] اداره کل آموزش و پرورش استان خراسان رضوی، مدرس زمین شناسی و جغرافیای ناحیه ۷ مشهد، ghasemzadeh.geo@gmail.com
[۲] اداره کل آموزش و پرورش استان خراسان رضوی، سرگروه زمین شناسی شهرستان مشهد، aghaei.ali.geo@gmail.com
[۳] اداره کل آموزش و پرورش استان تهران، سرگروه جغرافیای شهرستان اسلامشهر، zohre.faragerdi.geo@gmail.com

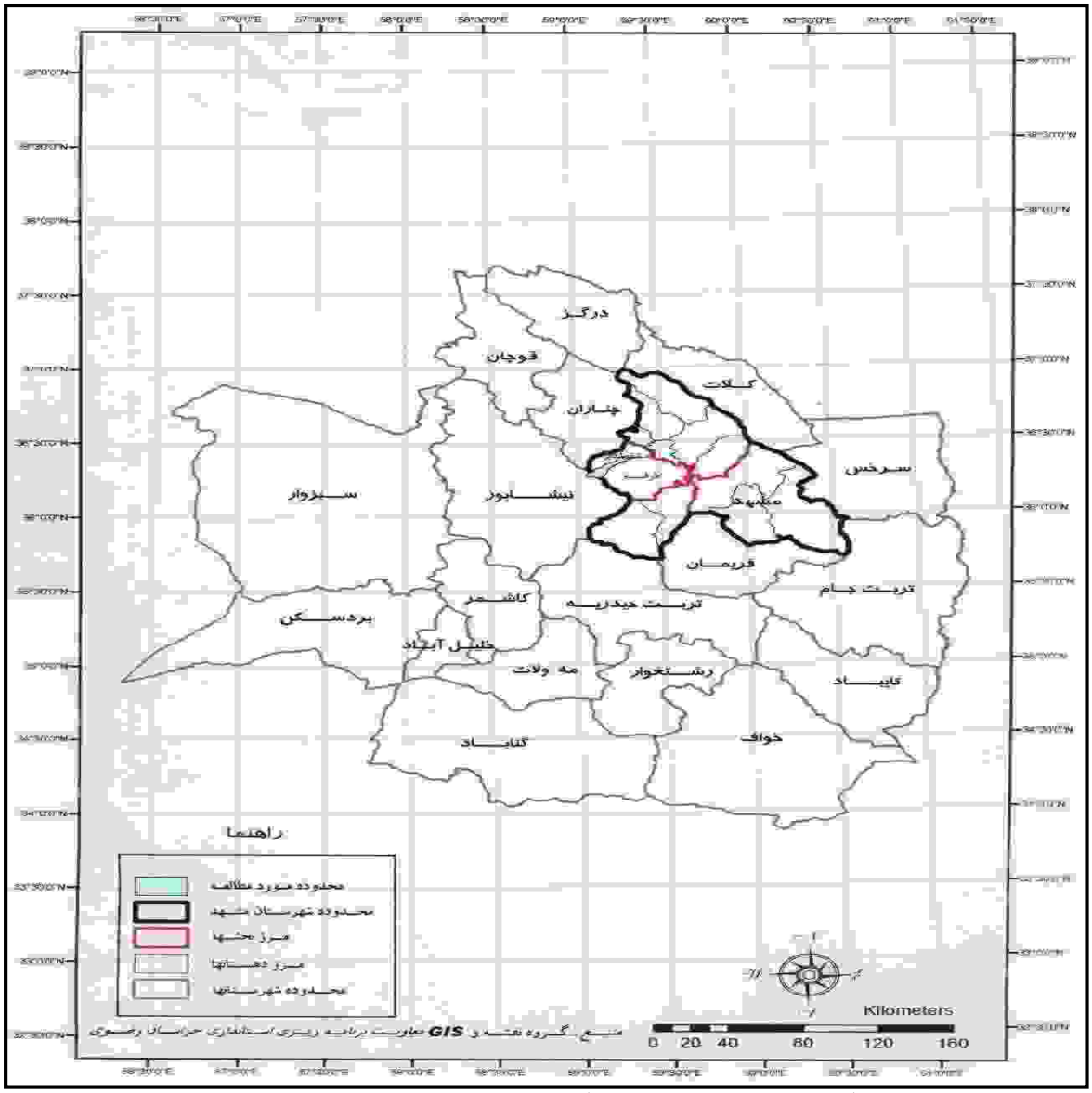
مقدمه

حوضه آبریز مورد مطالعه در محدوده شهر شاندیز، شهرستان مشهد در استان خراسان رضوی قرار داشته و یکی از مهمترین مناطق ییلاقی و گردشگری است. موقعیت جغرافیایی منطقه عرض ′۲۴ °۳۶ تا ′۱۴ °۳۶ شمالی و در طول ′۲۱ °۵۰ تا ′۳ °۵۹ شرقی است و از نظر موقعیت طبیعی در دامنه شمالی رشته کوه های بینالود قرار گرفته و یک منطقه نیمه کوهستانی است که وسعت آن معادل ۳۷۷/۸ کیلومتر می باشد (شکل ۱). این منطقه یکی از مناطق مهم گردشگری زائران و ساکنین مشهد بوده که براثر فشار بیش از حد جمعیت در طی سالهای اخیر وارد یک مرحله بحرانی شده است. دخالت عوامل طبیعی و آنتروپوژنیک به ویژه تغییرکاربری زمین و ساخت و سازهای غیراصولی در حاشیه رودخانه شاندیز، تعادل این اکوسیستم را بر هم زده است. ساختار سنگهای منطقه فوق العاده سست و ناپایدار بوده و با کمترین فشار (تنش) دچار لغزش شده ودر دامنه ها و حریم رودخانه قرار می گیرد و موجبات افزایش رسوب را در بستر رودخانه ایجاد می نماید. حضور گردشگران در ایام و روزهای مشخصی از سال باعث تاسیس مجتمع های پذیرایی و رستوران های متعدد و ویلاسازی در حاشیه رودخانه شده است. متاسفانه ساخت و سازهای غیراصولی و ویلاسازی در حریم رودخانه باعث تغییر جریان طبیعی آب شده و این امر موجب مسدود شدن مسیر حرکت آب و در مواقع افزایش نزولات جوی موجبات ایجاد سیل را در منطقه فراهم می آورد. لذا با شناخت پدیده های ژئومورفولوژی منطقه و سیستم هیدرولیکی آن، مدیریت بهتر و رعایت حریم و بستر رودخانه می توان این منطقه را تبدیل به یکی از مناطق فعال در جذب توریست و گردشگر نمود و زمینه را برای اشتغال و درآمدزایی افراد بومی منطقه فراهم ساخت.

بحث و نتایج و یافته ها

ژئومورفولوژی یعنی مطالعه اشکال مختلف سطح زمین، مواد و فرآیندهای وابسته که به بسیاری از جنبه های مدیریت محیط که پدیده های مذکور را در بردارد، مربوط می شود (آریو. کوک، ۱۳۸۴). همچنین هاگت (۲۰۰۳) ژئومورفولوژی را علم مطالعه اشکال طبیعی سطح زمین و لندفرم های آن همچون رودها، تپه ها، دشت ها، سواحل و ... دانسته است. شهر شاندیز از نظر توپوگرافی و ژئومورفولوژیکی به دو بخش کوهستانی و دشتی تقسیم می گردد. بخش کوهستانی شامل دامنه های شمالی رشته کوه بینالود بوده و دارای ارتفاع ۱۵۰۰ متر بالا می باشد که شامل محله زشک علیا و سفلی است و در ارتفاع بیش از ۱۸۰۰ متر قرار دارد. بخش دشتی دارای زمین های هموار و مساعد کشاورزی خصوصاً زراعت است که ارتفاع این اراضی کمتر از ۱۵۰۰ متر بوده و شامل روستاهای زشک، ابرده علیا، سفلی، خادر، ارچنگ، سرآسیاب، ویرانی و... می باشد. به طور کلی می توان گفت که محدوده مورد مطالعه جز مناطق نیمه کوهستانی کوهپایه ای بوده و در دامنه شمالی کوه های بینالود واقع شده است. از لحاظ تقسیمات زمین شناسی نیز در حاشیه رشته کوه های بینالود و با روند تقریبی شمال غربی - جنوب شرقی قرار گرفته که بین پلیت توران و خرده قاره ایران مرکزی محاط شده است. گسترش واقعی این زون بین نواحی شمال سبزوار و نیشابور تا مشهد است (درویش زاده ، ۱۳۷۰). این تشکیلات شامل دگرگونی ضعیفی است که تحت عنوان فیلیت مشهد نامیده شده و تمام سطح محدوده مورد مطالعه را پوشانده است (گزارش هیدرولوژی، ۱۳۸۴). سازند دگرگونی فیلیت مشهد شامل شیل، فیلیت و اسلیت است که بر روی قدیمی ترین سازند های زمین شناسی منطقه قرار دارد. این تشکیلات دگرگون شده به صورت لایه های نازک تا متوسط شیل و فیلیت مشاهده می شوند. به دلیل اختلاف ارتفاع زیاد بین نواحی کوهستانی و پایین دست حوضه یک اختلاف دمای نسبتا زیاد حدود ۷۰ درجه سانتیگراد از ۳۰- درجه سانتی گراد تا ۴۰+ درجه سانتیگراد را در منطقه شاهد هستیم. تبخیر یکی از اجزای مهم چرخه هیدرولوژی در منطقه است که نقش بسزایی در برآورد بیلان آب دارد و به عوامل مهمی از قبیل درجه حرارت، میزان تابش، آفتاب، رطوبت نسبی منطقه و وضعیت و شرایط توپوگرافی مانند عرض جغرافیایی و فاصله از منبع رطوبتی بستگی دارد (علیزاده، ۱۳۷۴). مقدار رطوبت نسبی در محدوده مورد مطالعه از مهر ماه تا پایان فروردین ماه بالاتر از ۵۰ می باشد که منطبق با فصول مرطوب سال است. متوسط بالاترین نسبت رطوبت نسبی مربوط به دی ماه و کمترین آن مربوط به مرداد ماه است. از نظر توزیع فصل بارش می توان اذعان داشت که حداقل بارش در فصل تابستان، بارندگی مربوط به مشهد و حداکثر آن مربوط به بارش زمستانه و بهاره زشک و سرآسیاب است. تیپ های مختلف خاک از قبیل خاک های لیتوسول کوهستان های

نسبتا مرتفع در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که متشکل از قطعه سنگ های اسلیتی، آهکی و قلوه سنگی (کنگومرا) است و عمدتا در قسمت جنوب غرب روستای محله زشک علیا گسترش یافته اند. این خاک ها متشکل از قطعه سنگ های ماسه سنگی و اسلیتی است که در بسیاری از قسمت ها تیز و زاویه دار هستند. تیپ رویش های گیاهی در منطقه مورد مطالعه عمدتا به صورت درمنه و درختچه است.

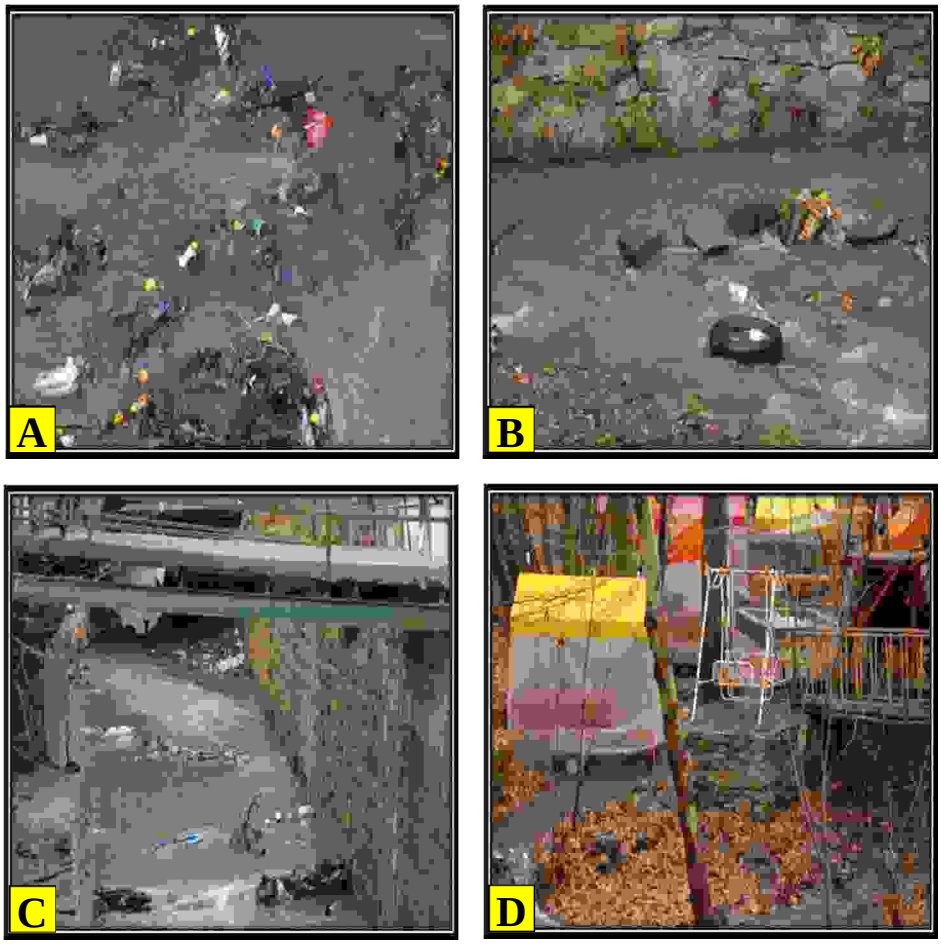


شکل ۱: موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه

عوامل موثر در وضعیت رودخانه مورد مطالعه

۱- عوامل طبیعی: تراست های آبرفتی در مسیر زشک به طرف سرآسیاب تا سوران و همچنین شاندیز به طرف سوران و چاه خاصه ادامه دارد عرض آنها در قسمت بالا دست دره ها حداکثر ۲ تا ۳ متر و در قسمت پایین دست تا دهها متر گسترش می یابد. در محدوده شاندیز، رسوب های دوران دوم به ویژه دوره ژوراسیک نقش حساس و تعیین کننده ای را ایفا می کنند. حضور سنگ های شیل و فیلیت در اکثر ناحیه باعث مقاومت کم سنگ بستر نسبت به فرسایش می شود که همراه با بیرون زدگی های مقاوم آهک وکوارتزیت، بستر دره ها را تشکیل داده اند. سازند های مختلف زمین شناسی و خاک تولید شده از آنها تاثیر بسزایی در تولید رواناب سطحی و مقدار و شدت آن دارد. سیمای عمومی حوضه، چگونگی فرسایش پذیری، تراکم و الگوی زهکشی و تولید رواناب سطحی غالباً متاثر از زمین شناسی حوضه هستند. ویژگی های سنگ شناسی و لایه بندی سازندهای

مختلف، میزان نفوذپذیری آب به درون زمین و خاک و همچنین وضعیت آبهای زیرزمینی را تحت تاثیر قرار می دهد که نتیجه آن تسریع یا تاخیر در تجمع رواناب بوده است. در ماه های پرباران، آب در مسیر آبراهه ها و رودخانه شاندیز به راه می افتد که با توجه به شیب توپوگرافی و مورفولوژی منطقه جریان آب به صورت سیلاب درآمده و موجب فرسایش بستر رودخانه می شود. آب با شدت زیادی به حاشیه رودخانه برخورد نموده و بهمراه آن رسوب ها و سنگ های سست و ناپایدار رودخانه به سمت پایین دست رودخانه (سرآسیاب) برده می شود که در نهایت در آنجا رسوب می نماید.



شکل ۲: تصویری از ورود فاضلاب ها و ریختن زباله ها به داخل رودخانه شاندیز (A و B)، ساخت و ساز غیر قانونی در حریم رودخانه شاندیز و آلودگی شدید آب رودخانه بر اثر ورود زباله و فاضلاب (C و D)

۲- عوامل آنتروپوژنیک: وجود آب و هوای معتدل همزمان با فصل گرمای مشهد و برخورداری از هوای پاک در طول سال در مقایسه با آلودگی هوای مشهد، وجود پوشش گیاهی متنوع مانند مراتع، باغات و مناظر آبی زیبا نظیر رودخانه و چشمه ها باعث جذابیت محیطی این ناحیه شده است. مناسب بودن دره های موجود در منطقه هم از نظر آب و هوایی و هم از نظر دسترسی باعث هجوم جمعیت به این سمت شده است. این امر از طرفی باعث رونق اقتصادی و آبادی این دره ها و نقاط روستایی موجود در آن ها شده و از طرفی نیز باعث وارد آمدن آسیب جدی به محیط زیست و وضعیت طبیعی آن و همچنین موجب تغییراتی در حریم و بستر رودخانه شده است که به دنبال آن افزایش میزان سیلاب و آلودگی در منطقه را بدنبال داشته است. مناطق شاندیز، زشک و روستاهای ابرده و خادر به دلیل فاصله نزدیکی به مشهد از نظر گردشگری و گذران اوقات فراغت مورد توجه و بهره برداری بسیاری از گردشگران قرار گرفته است. تمرکز رستوران ها بیشتر در شاندیز، تمرکز باغ رستوران ها در مسیر ابرده به زشک و استراحتگاه های طبیعی و باغی بیشتر در طول مسیر رودخانه دیده می شود. اکثر ساخت و سازها در این مناطق قدیمی بوده و اکثر مالکین حریم رودخانه را رعایت نکرده اند و در این مورد اقدامی نیز صورت نمی پذیرد مگر آنکه مالک نسبت به تخریب بنای قدیمی خود اقدام کند. ولی در صورت احداث بناهای جدید در حریم رودخانه، آب منطقه ای خراسان رضوی به طور جدی برابر قانون برخورد می نماید. قرار گرفتن زباله ها و پسماندهای

ناشی از مواد غذایی رستوران ها در حاشیه و بستر رودخانه موجب تنگ شدن بستر و در نهایت مسدود شدن جریان آب در رودخانه شده است (شکل ۲ A و B). در زمان بارندگی و نزولات جوی که حجم آب افزایش می یابد این مواد سد راه جریان آب شده و در نتیجه جریان آب سرعت بیشتر یافته و به صورت سیلاب در می آید و باعث خسارت مالی و حتی جانی در منطقه می شود. توزیع و تنوع فعالیت های اقتصادی تاثیرات زیادی بر محیط زیست دارد. از این رو رعایت تعادل بین ظرفیت های محیط طبیعی و سطحی و نوع فعالیت ها الزامی است و حتی فعالیت های کشاورزی نیز می تواند به صورت فیزیکی و شیمیایی بر عناصر محیط طبیعی تاثیرات سوء بگذارد (حسین زاده، ۱۳۸۵). در بحث کشاورزی و عمدتاً باغداری بیشتر گونه ها درختی و درختچه ای بوده و الگوی باغات در منطقه به صورت جنگلی است. در سالهای اخیر خشکسالی های پی در پی کشاورزان را مجبور به کشت در اراضی شیب دار نموده است. این کار باعث ناپایداری و فرسایش خاک شده و در نتیجه موجب زمین لغزش ها در دامنه و در حریم و بستر رودخانه مورد مطالعه گردیده و ضریب سیل خیزی منطقه را افزایش داده است. این تغییرات و دگرگونی ها در برخی از مسیرها (ابرده به شاندیز) و از بین رفتن گونه های گیاهی آن، سرعت جریان آب و خطر سیل را افزایش داده است. این رودخانه قربانی ساخت و سازهای غیر اصولی شده و متولیان شهری و روستایی با اجرای طرح های غیر کارشناسی حیات را از منطقه را به خطر انداخته اند (شکل ۲ C و D). اکنون سیمان و بتن، حیات را در رگ های رودهای این منطقه خشکانده و بعلاوه بی توجهی شهرداری ها و مسئولین محلی برای جلوگیری از ورود زباله ها به این رودخانه، ارزش های بصری و طبیعی رودخانه را دگرگون کرده است.

نتیجه گیری

شاندیز و محدوده های اطراف آن یک موهبت طبیعی برای ساکنان شهر مشهد و حتی سایر شهرها بشمار می رود و دارای ظرفیت بالایی گردشگری است. در حال حاضر با افزایش ساخت و سازها و تغییر کاربری اراضی که مهمترین آفت مناطق ییلاقی است دیگر این منطقه گردشگری، زیبایی و جذابیت لازم را ندارد. قرار دادن وسایل و تخت های رستوران ها در بستر و حریم رودخانه مورد مطالعه، همچنین مجهز نبودن بسیاری از رستوران های منطقه به سیستم سپتینگ و رها شدن فاضلاب و مواد دفعی بداخل رودخانه و وجود نخاله های حاصل از ساختمان سازی و ویلا ها در حاشیه رودخانه شاندیز، باعث ایجاد رسوب و مسدود شدن مسیر آبراهه ها و جریان طبیعی آب شده که این امر موجب بالا آمدن سطح آب و امکان بروز سیلاب را هر لحظه در حوضه امکان پذیر می سازد. لذا با مدیریت صحیح می توان از پتانسیل های مثبت در جهت پیشرفت منطقه، رفع مشکلات بیکاری و مهاجرت، بهبود وضع زندگی روستاییان و ایجاد مراکز تفریحی و گردشگری استفاده نمود.

کلمات کلیدی: شاندیز، ژئومورفولوژی، گردشگری، محیط زیست، سیلاب

مراجع فارسی

[۱] آریو، کوک، جی، سی. دورکمپ، ژئومورفولوژی و مدیریت محیط، جلد دوم، ترجمه: گودرزی نژاد، دانشگاه تهران، ۱۳۸۴.
[۲] درویش زاده، علی، زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر تهران، ۱۳۷۰
[۳] حسین زاده، سیدرضا، طرح جامع کاهش آلودگی آب رودخانه طرقبه، ۱۳۸۵
[۴] علیزاده، امین، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه امام رضا، ۱۳۷۴.
[۵] گزارش هیدرولوژی و کاربری اراضی، مهندسین مشاور آسراب، اردیبهشت ۱۳۸۴.

مراجع انگلیسی

[6] Huggette, R. J., Fundamental of physical geography, London & New York: Routledge, 2003.

پراکندگی طبیعی و پراکندگی تکنولوژیکی

غلامحسن جعفری[1]، زینب براتی[2]
۱- استادیار ژئومورفولوژی دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.
۲- کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران.

مقدمه

کانون‌های مدنی و نحوه توزیع مکانی و زمانی آن‌ها از جمله مباحث عمده علوم اجتماعی ومردم شناسی است که توجه بسیاری از پژوهندگان را به خود جلب نموده ودر این بین تاثیر عوامل محیطی به ویژه توپوگرافی و آرایش سطوح ارضی و چگونگی تکوین این سطوح وفرآیندهای شکل زا، مدلی است که اخیرا مورد توجه دانشمندان علوم جغرافیا (ژئومورفولوژیست‌ها) قرار گرفته است (رامشت و بابا جمالی، ۱۳۸۸). باستان شناسان به این واقعیت اذعان دارند که بازشناسی بسیاری از ابعاد زیستی و معیشتی انسان اولیه، به واسطه ی وابستگی آن‌ها به عوامل محیط طبیعی، بدون شناخت عناصر محیطی امکان پذیر نیست از همین رو رشته جدیدی تحت عنوان زمین باستانشناسی بوجود آمده است (رامشت، ۱۳۸۳). استقرار جوامع انسانی در سطح زمین همواره در راستای دستیابی به حداکثر منابع طبیعی مانند منابع آبی، پوشش گیاهی مناسب و دسترسی به زمین قابل‌کشت صورت گرفته است. بی‌شک این تلاش بر پایه اصولی است که امروزه از آن به‌عنوان علم مکان‌یابی تعبیر می‌شود (فاضل نیا و همکاران،۱۳۹۳: ۱۱۰). پراکندگی جمعیت و به‌موازات آن توزیع سکونتگاه‌ها در سطح بخش قابل سکونت زمین به‌طور همگون صورت نگرفته و امروزه به‌رغم پیشرفت‌های همه‌جانبه در فن‌آوری هنوز هم نواحی قابل سکونت محدود است و تنها بخش معینی از زمین را به خود اختصاص می‌دهد (کاظمی و بدری، ۱۳۸۳: ۱۲۸). ارزیابی توان‌های محیطی به‌عنوان یکی از ضرورت‌های توسعه پایدار ازجمله مهم‌ترین مسائلی است که در تمام برنامه‌های توسعه ناحیه‌ای اعم از شهری و روستایی موردتوجه و تأکید هست (بدری و افتخاری،۱۳۸۲: ۹). واقع شدن ایران در منطقه تحت تأثیر پرفشار جنب حاره ای، یک ویژگی ذاتی یعنی خشکی آب و هوا را برای آن به ارمغان آورده است. از طرفی باز واقع شدن این کشور در وسط کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا (زمردیان، ۱۳۹۲: ۲۶) باعث شده ویژگی ذاتی دیگری شکل گیرد که از آن به عنوان کوهستانی بودن یاد می‌شود (رهنمایی، ۱۳۹۳: ۸). این ویژگی ذاتی اثرات موقعیت پرفشار جنب حاره ای را کاهش و در بعضی مکان‌ها خنثی می‌سازد. بر این اساس انسان برای یافتن مکان مناسب برای سکونت چاره ای جز فرار از گرما و خشکی و دسترسی آسان به منابع آب و خاک نداشته است. مناطق مناسب از این نظر در گستره ایران برای مدنیت‌های پرجمعیت مجاور سواحل دریاچه‌های دوران گذشته (رامشت، ۱۳۸۰) در مدنیت‌های متوسط از نظر جمعیتی مجاور خط تعادل آب و یخ و در مدنیت‌های کم جمعیت تر بین خط تعادل آب و یخ و برف مرز دائمی کواترنری (باباجمالی، ۱۳۸۶) وجود دارند.

مواد و روشها

اصل وابستگی تمدن ایرانیان و خاورمیانه به رودخانه‌ها یک امر جدایی ناپذیر است. بیشتر تمدن‌های جهان درکنار رودخانه‌ها و در خاورمیانه غالباً درکنار رودخانه‌های غیربومی گسترش یافته‌اند. رودخانه‌هایی که سرچشمه آن‌ها در نواحی پر بارش تر از جایی است که در آن جریان دارند(صدیقی و پورکرمانی، ۱۳۶۹: ۷۱). برای تحلیل این وابستگی ابتدا نواحی مرتفع بیش از ۳۵۰۰ متر را انتخاب و پراکندگی مراکز استانی، نسبت به آنها بررسی شد. بر این اساس مواد اصلی این پژوهش منابع اسنادی مثل کتب و مقالات و نقشه‌های توپوگرافی کل ایران است که موقعیت شهرها با توجه به قلل مرتفع مورد ارزیابی قرار گرفته است. نتیجه بررسی نشان میدهد که وابستگی مراکز استانی همچون کرمان، یزد، یاسوج، اصفهان، شهرکرد، کرمانشاه، تهران، قزوین و کرج درداخل ایران مرکزی به همجواری با چنین نواحی غیر قابل انکار است. نحوه قرار گیری این شهرها نسبت به بلندترین قله‌ها یکسان نیست. برای تهیه ی پژوهش حاضر از داده‌های فراوانی استفاده شده است. در وهله ی اول برای تهیه ی نقشه‌های لازم در خور پژوهش از داده‌هایی چون، تعداد مراکز استانی، شهرستانی، مرکز بخش‌ها و روستاها همگی جزء عوامل توسعه ی یک منطقه هستند، بهره برده شده است. در ادامه ی کار برای تهیه ی مدل‌های خود در سطح شبکه، نیاز به داده‌های فراوانی احساس می شد که داده‌های جمعیتی برای هر شهر، ارتفاع شهرها، فاصله شهرها از برف مرز دائمی و خط تعادل آب و یخ و خط تعادل آب و خشکی کواترنری، مساحت یخ پهنه‌های کواترنری، فاصله‌ای که هر یک از این شهرها نسبت به یکدیگر داشته‌اند و میزان مساحت زمین‌های دارای پتانسیل توسعه در هر یک از شهرها از نمونه‌های بارز آن است. برای تجزیه و تحلیل داده‌ها استفاده از مدل‌های مربوط به جاذبه در رأس کار قرار گرفته شده است. استفاده از مدل جاذبه، فرضیه ی تأثیر متقابل و نقطه ی جدایی، به عنوان مدل‌های تحلیلی و در آخر برای پیش بینی توسعه از مدل جاذبه‌ای، پتانسیلی هنسن استفاده شده است.

بحث و نتایج و یافته‌ها

با توجه موقعیت جغرافیایی ایران، بین عناصر اقلیمی و ترفیع مکانی همگرایی خاصی وجود دارد به گونه ای که با افزایش ارتفاع مقدار دما و تبخیر کاهش یافته و مقدار بارش افزایش می‌یابد. علاوه بر تغییر مقدار بارش بر اثر ترفیع مکان، نوع بارش و رفتار آن نیز تغییر می‌کند. با افزایش ارتفاع، نوع بارش از مایع به جامد تغییر کرده و با این تغییر، بارش‌های شدید به بارش‌های ملایم و با شدت کم تبدیل می‌شوند. این تغییرات باعث می‌شود که زمان پاسخ بارش طولانی تر شود و زمان لختی و در نتیجه زمان ارجاع طولانی تر گردد. هرگاه در میزان ورودی یک سیستم تغییری جدی حاصل شود بدون تردید سیستم بلادرنگ به تغییر حادث شده واکنش نشان نمی‌دهد. برای نشان دادن واکنش، مدت زمان خاصی طول می‌کشد. مدتی که طول می‌کشد تا سیستم در برابر تغییر ورودی از خود واکنش نشان دهد، اصطلاحا زمان پاسخ می‌نامند. با سپری شدن زمان واکنش، سیستم تغییراتی را به صورت عکس العمل در برابر آن از خود نشان می‌دهد. این تغییرات تا مدت خاصی ادامه می‌یابد. مدتی را که سیستم در پاسخ به این تغییر مجبور به عکس العمل بوده است را اصطلاحا زمان آرامش می‌گویند. در اینجا مجموع زمان پاسخ و زمان لختی را تحت عنوان زمان ارجاع می‌شناسند. به عبارت دیگر، از زمانی که به سیستم شوک وارد می‌شود و سپس سیستم نسبت به آن پاسخ می‌دهد و زمانی که طول می‌کشد تا پاسخ سیستم پایان یابد، تحت عنوان زمان ارجاع بیان می‌دارند (رامشت و همکاران، ۱۳۸۶). چنین تغییراتی باعث افزایش بیشتر آب نفوذی شده و منابع آب سطحی و زیر زمینی را تغذیه می‌کند و در مجموع باعث همگرایی بیشتر آب‌های سطحی و زیر زمینی می‌گردد. چنین شرایط در دامنه‌های نسار نسبت به نگار وضعیت مطلوب تری دارد در نتیجه باعث شکل گیری چشمه‌ها و مجاری آب زیرزمینی بیشتر در دامنه‌های نسار کوهستان‌های ایران شده است. با تغییرات اقلیمی‌دوره‌ای مقدار دبی چشمه‌ها تغییر کرده و با توجه به همجواری زیاد مکان‌ها، نقل مکان از مکانی به مکان دیگر با اندک هزینه و زمانی انجام می‌شد.

در چند دهه اخیر نوعی همگرایی بوجود آمده که در این مقاله از آن به عنوان همگرایی تکنولوژیکی یاد شده است. همگرایی تکنولوژیکی به معنای کارهایی است که انسان‌ها به منظور بهره برداری بیشتر از منابع آب انجام داده‌اند. حفر قنات اولین گام این همگرایی بود. این گام بسیار مورد انعطاف و همسو با شرایط محیطی انجام شد. ولی گام بعدی در حفر چاه‌های موتوری بود که در ابتدا با توجه به مزایایی که داشت(کردوانی، ۱۳۹۳) از مقبولیت خوبی برخوردار گردید. ولی به مرور زمان با نیاز بیشتر به آب، چاهای کم عمق به نیمه عمیق و سپس به عمیق تبدیل شد. در این راستا باید به ایجاد بندها و سپس سدها نیز اشاره کرد حکم بنداب‌ها همانند قنات‌ها و سدها همانند چاه‌های عمیق بود. این تغییرات باعث شد که تغییرات محیطی، کمتر به چشم آید و تمرکز جمعیت‌ها بیشتر شود. با تمرکز جمعت و تغییر در پراکندگی‌های طبیعی جمعیت، نیاز به همگرایی‌های تکنولوژیکی بیشتر و بیشتر شد تا حدی که برای تأمین آب شرب دیگر نه تنها در نواحی بلافصل سکونتگاه‌ها چاه‌های عمیق و سد جوابگو نبود بلکه انسان را مجبور به واگرایی‌های حوضه‌ای نمود و آب را از مناطق خارج از حوضه‌ابریز برای همگراهای انسانی انتقال داد. انتقال آب زاینده رود به یزد از جمله این واگرایی‌های حوضه‌ای است. انتقال حوضه به حوضه‌ای آب عبارت از انتقال فیزیکی آب از یک حوضه آبریز به حوضه دیگر است (قدرتنما، ۱۳۸۳). این نوع همگرایی‌های تکنولوژیکی و واگرایی‌های حوضه‌ای باعث شد که رفتار بارش و عناصر اقلیمی تغییر کند به این صورت که باید گفت رفتار عناصر اقلیمی آینه به تمام معنای وضعیت محیطی است. زمین به جو دستور می‌دهد که چگونه رفتار کند. با بر هم خوردن پراکندگی‌ها نوعی محیط با ویژگی‌های متفاوت شکل می‌گیرد و رفتار عناصر جوی عوض می‌شود به گونه‌ای که مناطقی که مازاد آب داشتند نیز به آب نیازمند شده و خشکی اقلیم بر منطقه مسلط می‌شود. اینگونه سرزمینی وارد بحرانی خطر ناک می‌شود. در واقع همگرایی‌های تکنولوژیکی تحرکات انسانی را به سمت و سویی سوق می‌دهد که تمرکز بیشتری در همگرایی‌های تکنولوژیکی داشته‌اند و در نتیجه تحرکات کوچک بر اثر تغییرات دوره‌ای اقلیم، جای خود را به تحرکات بزرگی داده که نتایج آن از بین رفتن همگرایی اولیه عناصر اقلیمی و خروجی نهایی آن تغییر اقلیمی شده که زمینه بحران بزرگ را فراهم نموده است. در زیر به گونه‌ای از همگرایی‌های اولیه که باعث تمرکز جوامع انسانی گردید، اشاره می‌شود.

در نواحی زاگرس و زون سنندج سیرجان چهار مرکز استانی اصفهان، شهرکرد، شیراز و یاسوج واقع شده‌اند. دو مرکز استانی شهرکرد و یاسوج با فاصله کمتری از قله‌های بالاتر از ۳۵۰۰متری قرار دارند. این دومرکز استان که به نوعی به خط تعادل آب ویخ نزدیکترند نسبت به دو مرکز دیگر یعنی اصفهان وشیراز که در جوار خط تعادل آب و خشکی واقع شده‌اند، نتوانسته‌اند از گسترش قابل توجهی برخوردار گردند. در این منطقه بایستی به نحوه قرارگیری شیراز و یاسوج توجه بیشتری شود چرا که موازی بودن کوههای زاگرس کانون‌های آب و خاک مساعد برای استقرار جمعیت را به نواحی جنوبی تر انتقال داده‌اند. به طوری که شیراز از موازی بودن کوه‌های زاگرس بیش از دیگر شهرها متاثر شده است و در امتداد ناهمواری‌های زاگرس به عرض‌های جغرافیایی پایین تر از عرض جغرافیایی که نواحی مرتفع قرار دارند منتقل شده است. در خارج از زاگرس حتی اهواز در یک فاصله دورتر در غرب چنین

نواحی مستقر شده که اهمیت ویژگی زاگرس را در ایجاد کانون‌های مدنی چندین برابر می‌کند. شهرکرد و بخصوص یاسوج که در نزدیکترین فاصله نسبت به قله‌های مرتفع واقع شده اند شرایط اقلیمی ناشی از ارتفاع و شرایط توپوگرافی منتج از آن اجازه نداده بتوانند توسعه خوبی همانند شیراز و اصفهان را داشته باشند. یزد در ایران مرکزی باتوجه به ارتفاع قله‌های مرتفع همجوار به شمال مرتفعترین قله یعنی؛ شیرکوه (۴۰۶۵متر) رانده شده است. در این مکان با توجه به عرض کمتر نواحی مرتفع شهرها بیشتر بصورت خطی موازی با ناهمواری‌ها گسترش یافته‌اند. کانون‌های مدنی چون تفت، اردکان، میبد بصورت زنجیره شبکه‌ای از شهرها را در فاصله نه چندان دوری در امتداد یا بعضاً در دل نواحی کوهستانی منطقه (تفت) گسترش یافته‌اند. کرمان در بین یک مجموعه از ناهمواری‌هایی با ارتفاع بیش از۳۵۰۰ متر، قرار گرفته است. ولی در چشم انداز فضایی منطقه در طرف غرب نواحی مرتفع ایران مرکزی مستقر شده است. یعنی برخلاف دیگر مراکز جمعیتی که در شرق یا شمال شرق یا حداقل در دل نواحی مرتفع گسترش یافته‌اند این مرکز استانی به سمت غرب کانون‌های مرتفع منتقل شده است. در اینجا ذکر یک نکته اساسی آن است که گرچه اکثر نواحی مسکونی ایران با توجه به وضعیتی که دامنه‌های شمال شرقی یا شمالی از نظر وضعیت ارتفاع خورشیدی دارند در دامنه‌های شمال شرقی یا شمالی جای گرفته‌اند، ولی در امتداد کوه‌های ایران مرکزی که در غرب لوت قرار دارند، با توجه به ارتفاع کم لوت و خشکی شدید آن، کانون‌های جمعیتی مهمی در نواحی شمال شرقی یا شرق چنین ارتفاعاتی ایجاد نشده است و همه کانون‌های مدنی این منطقه هم نتوانسته‌اند جمعیت بیش از ۱۰۰۰۰ نفری را جذب کنند. در عوض در غرب این کوه‌ها با توجه به نزدیک بودن محور کوهستان‌هایی که ارتفاع بیش از ۳۵۰۰ متر دارند، شهرهای مهمی چون کرمان، جیرفت، بم و... واقع شده‌اند. البته تأثیر وضعیت ژئومورفولوژیکی و هیدروژئومورفولوژیکی در ایجاد چاه‌های آرتزین منطقه را نباید در استقرار سکونتگاه‌ها و کانون‌های مدنی از نظر دور داشت.

در ارتفاعات جنوبی البرز مکان گزینی شهرهایی مثل سمنان، قزوین، تهران، کرج همه وابسته به نواحی مرتفع بالاتر از ۳۵۰۰ متر هستند. با افزایش ارتفاع به سمت دماوند و علم کوه برجمعیت نواحی مسکونی افزوده می‌شود و فاصله بین آن‌ها کمتر می‌گردد. در این منطقه با توجه به اینکه دامنه‌ها نگار بوده ونسبت به دامنه‌های نسار از تبخیر بیشتری برخوردارند، شهرها در دامنه‌های کوهپایه‌ای گسترش یافته‌اند، همانطوری که گسترش کنونی تهران آن را به سمت کوهپایه‌های البرز کشانده‌است. به طرف عرض‌های شمالی با توجه به اثری که افزایش عرض جغرافیایی بر دما و بارش می‌گذارد، شاید وابستگی شهرها به نواحی مرتفع تر از ۳۵۰۰ متر کمتر شده با شد ولی همجواری با چنین ارتفاعاتی گسترش بیشتر آن‌ها را به دنبال داشته است. همانند اردبیل (وابسته به قله۴۸۱۱ متری سبلان) تبریز (وابسته به قله ۳۷۰۰ متری سهند) همدان (وابسته به قله ۳۵۴۰ متری الوند) که با توجه به موقعیت جغرافیایی از گسرش بهتری برخوردارند تا شهرهایی مثل زنجان در همین ناحیه که در جوار ناهمواریهایی با قلل کمتر از ۳۰۰۰ متری واقع شده است. البته ارتفاع زیاد در این مکان شدت سرما را افزایش داده و به غیر از همدان که در دامنه الوند با قله بیش از ۳۰۰۰ متری است، بقیه مراکز از قله‌ها فاصله گرفته‌اند.

بررسی شهرها و مراکز سکونتی در ارتباط با مناطق کوهستانی با ارتفاعی بیش از ۲۰۰۰ متر وضعیت متفاوت است چرا که در این صورت به غیر از مراکز استان بقیه مراکز جمعیتی نیز در جواری و یا در درون محدوده ۲۰۰۰ متری قرارگرفته‌اند. درنحوه قرار گیری چنین مراکز سکونتی توجه به این مسئله امری ضروری است. که به طرف عرض‌های جغرافیایی بالا، فاصله گرفتن مراکز استانی از چنین محدوده ارتفاعی بیشتر بخاطر اثر عرض جغرافیایی برکاهش دماست. که اگر با چنین ارتفاعاتی نیز همراه می‌شدند، شدت برودت و سرما را برای خود به ارمغان می‌آوردید. درنواحی مرکزی ایران چون یزد و اصفهان رانده شدن مراکز تجمع سکونتی از نواحی مرتفع، بخاطر شرایط مطلوبتر زمان اسقرار این شهرها در نزدیکی خط تعادل آب وخشکی بوده است.

رشته کوه‌های ایران مرکزی زمان وارد شدن به استان یزد بعد از یک ارتفاع بالای ۳۰۰۰ متری که در کرکس اطراف کاشان دارند و منجر به شکل گیری شبکه شهری کاشان، قمصر، بادرود، و... شده‌اند، دوباره یک محور فراز داشته و در قله شیرکوه با عرض جغرافیایی ۵۶/۳۱ شمالی و طول جغرافیایی ۵۴،۰۷ شرقی، ارتفاع بیش از چهار هزار متری پیدا می‌کنند، که شکل گیری یک شبکه شهری در اطرف خود به دنبال دارند برای بررسی بهتر این شبکه شهری، از زون سنندج – سیرجان، در محوری عمود بر چاله ابرکوه به طرف یزد حرکت کرده و وضعیت شهرها بررسی گردید. از اطراف زون سنندج سیرجان و راه ارتباطی سورمق در ۲۵ کیلومتری آباده، ازجاده ترانزیتی شیراز- اصفهان راهی به طرف یزد، جدا می‌گردد. بعد از طی مسافتی کمتر از ۴۵ کیلومتر، از شهر ابرکوه می‌گذرد، که در واقع نمادی از شهرهایی است که خط تعادل آب وخشکی را در ساحل دریاچه‌های پلوویال کواترنری مشخص می‌سازد. بعد از گذشتن از بستر دریاچه قدیمی ابرکوه، به شکل عمودی، و رسیدن به سواحل شرقی آن، شهر دهشیر قرار دارد که این نیز در جای خود نمونه‌ای از شهرهایی است که خط تعادل آب و خشکی را نشان می‌دهد. ولی چون در شرق دریاچه قدیمی واقع شده است از اعتبار جمعیتی

چندانی برخوردار نیست. این شهر برخلاف ابرکوه وابستگی شدیدی به ارتفاعات شیرکوه دارد و در فاصله نه چندان دور (حدود ۵ کیلومتر) از این ارتفاعات جای گرفته است، ولی چون از نظر منابع آب وابسته به دامنه‌های نگار ارتفاعات شیرکوه است نتوانسته گسترش چندانی داشته باشد. علاوه بر دهشیر در مسیر ارتباطی دهشیر ، مهریز-کرمان چند شهر دیگر چون کاریز، علی آباد و قهدویه در دامنه نگار ایجاد شده‌اند که از اهمیت چندانی برخوردار نیستند. بعد ازگذشت از دهشیر و در همان مسیر ارتباطی دهشیر- یزد به روستاهای متعددی برخورد می کنیم که هسته اصلی آنها را شهر تفت در دامنه نسار تشکیل می‌دهد. تفت یک شهر کاملا دره‌ای در کوهستان‌های شیرکوه است. بعد از آن شهر یزد وجود دارد که مرکز استان و از جمعیت چند صد هزار نفری برخوردار است. این شهر توانسته بافاصله کمتر از۵۰ کیلومتر شبکه شهری وابسته‌ای را ایجاد کند که مهمترین شهرهای آن مهریز، اردکان، میبد، اشکذر، خرزآباد و فهرج است. البته همه اینها موجودیت خود را مدیون ارتفاع بالاتر از ۴۰۰۰ متر شیرکوه هستند. این چنین بنظر می‌رسد که هرجا ناهمواری‌های ایران قله‌های مرتفعی را ایجاد کرده‌اند، بدنبال آن شبکه شهری نیز توسعه یافته است وتوسعه شبکه شهری بی ارتباط با وضعیت قلل و سطوح ارتفاعی بالاتراز ۲۵۰۰ متر آن نبوده است. شیرکوه در مجموع یک شبکه شهری در اطراف ساخته است که شهرهای دامنه نگار علیرغم بهره مندی از وضعیت اقلیمی دامنه‌های رو به باد که بارشی در حدود ۱/۵ تا ۲ برابر دامنه‌های بادپناهی دریافت می‌کنند نتوانسته‌اند به خاطر زاویه ارتفاع خورشیدی از اهمیت مطلوبی برخوردار باشند (دهشیر، علی آباد، گاریز و کمدونیه). در دامنه‌های نسار در محل سینوزیته جبهه کوهستان یا در داخل آن شهرهای ندوشن، خیرآباد، تفت، مهریز و.. ایجاد شده‌اند که وضعیت ژئومورفولوژیکی (ارتفاع زیاد، شیب تند، سنگلاخی بودن و...) اجازه توسعه زیادی را به آن‌ها نداده است. در فاصله کمی دورتر (کمتر از ۲۰ کیلومتر) در دامنه نسار از سینوزیته جبهه کوهستان شهرهای یزد، اشکذر (صدوق) میبد، اردکان و فهرج واقع شده‌اند، که همگی بعنوان کانون‌های اصلی جمعیت در استان شناخته می‌شوند. در دامنه نسار علیرغم دریافت بارش کمتر ولی باتوجه به وضعیت زاویه ارتفاع خورشیدی بخصوص در فصل زمستان که فصل دریافت نزولات جوی است تبخیر کمتری صورت گرفته و بارش‌ها بخصوص اگر بصورت برف باشند ازماندگاری بیشتری برخوردار بوده وشرایط را برای ایجاد اکوسیستم‌های متنوع و پایدار فراهم می‌کنند. اثرپذیری انسان از اینگونه اکوسیستم‌ها ایجاد شهرهای مهم را بدنبال خواهد داشت.

در ارتفاعات استان کرمان نیز چنین وضعیتی با کمی اختلاف وجود دارد در اینجا چندین قله، نه در یک امتداد بلکه در رشته کوه‌های مختلفی بالای ۴۰۰۰ متر قرار دارند. ازجمله قله هزار با ارتفاع بیش از۴۴۰۰ متر (عرض ۲۹,۵ شمالی وطول درجه شرقی ۵۷,۱۷) کوه جوپار باارتفاع بیش از ۴۰۰۰ متر (عرض ۲۹,۹ شمالی و طول ۵۷,۲ شرقی) کوه پلوار بیش از ۴۲۰۰ متر (عرض ۳۰,۰۷ شمالی و طول ۵۷,۴۶ شرقی) قرار دارند. رشته کوه‌های هزار، جوپار و پلوار به سمت جنوب به هم نزدیک شده ودره‌های پایین دست آن‌ها به مرور زمان کم عرض شده و همین موضوع بر وضعیت اب‌های زیرزمینی اثر گذاشته و باعث ایجاد وضعیت آرتزین می‌گردد و شبکه شهری به هم فشرده‌ای را ایجاد می‌کنند که مهمترین آن‌ها کرمان، جیرفت، بردسیر، بم، جوپار، ماهان، سیرچ، دشتک و... است. این شهرها نسبت به قله‌های مرتفع همجوار خود بیشتر در دامنه‌های نگار قرار گرفته‌اند تانسار. ولی با این تفاوت که رشته کوه‌هایی نیز از غرب آنها را احاطه کرده‌اند. هر چند که نواحی مرتفع آن‌ها در منطقه جنوبی تر واقع شده است. این رشته کوه‌ها در دامنه نسار نتوانسته‌اند همانند دامنه نگار شهرهای پرجمعیتی را ایجاد کنند که دلیل آن همجواری دامنه‌های غربی نسار با پهنه‌های وسیع کویر لوت باارتفاع کمتر از۲۰۰۰متر است که باعث اثرگذاری بر دامنه‌های نسار شده است و مانع از ایجاد شهرهای پرجمعیتی در این دامنه شده است. باید گفت که در این منطقه همه چیز تحت تاثیر کوهها توسعه می‌یابند حتی جاده‌ها. جاده سنتو که شمال را به جنوب وصل می‌نماید نیز از این مسئله تبعیت کرده است. در این مناطق جاده‌ها نمی‌توانند فاصله زیادی از کوه‌ها داشته باشند چرا که با توجه به وضعیت بارش که در اینگونه نواحی شدید و کوتاه مدت است و وضعیت پوشش گیاهی وخاک که شرایط مساعدی را جهت جذب آب ندارد وضعیت طوری است که رواناب‌های شدیدی را ایجاد می‌کند و بر اثر ان سیلاب‌های قوی ایجاد می‌شود به همین دلیل قبل ازتبدیل شدن رواناب‌های کوچک به بزرگ در امتداد کوه‌ها و با یک فاصله که دورتر از مخروط افکنه‌ها باشد که باعث جذب آب گردد راه‌ها توسعه می‌یابند و به دنبال آن هر جا مناطق مسکونی باشد رستوران، پمپ سوخت وسایل نقلیه ایجاد می‌شوند و به همین خاطر هر چند جاده‌ها در ایجاد و توسعه شهرها نقش اساسی دارند ولی خود از عوامل ارتفاعی مجاور خود تبعیت می‌کنند. چنین ارتباطی باعث شده که با تغییر اقلیمی حادث شده نواحی کوهستانی نتوانند نیاز جمعیت‌های کوچکتر همجوار خود را تأمین کنند و جوامع بزرگتر نیز بدون پشتوانه طبیعی بمانند و نتوانند آب و خاک مورد نیازشان را تأمین کنند.

کلمات کلیدی: همگرایی، آورد، پراکندگی، جمعت، ناهمواری، منابع آب.

مراجع

[۱] باباجمالی، فرهاد (۱۳۸۶) **فرآیندهای شکلزا و نقش آن در شکل گیری کانون‌های مدنی ایران**، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی نجف آباد.

[۲] بدری، سید علی و عبدالرضا افتخاری (۱۳۸۲)، **ارزیابی پایداری**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال هجدهم، شماره ۲، صص ۳۴-۹.

[۳] رامشت، محمد حسین و باباجمالی، **(۱۳۸۸) استثناگرایی در هویت فضای مدنی ایران**، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، ۱۳۸۸.

[۴] رامشت، محمد حسین، (۱۳۸۳) **اصفهان و مدنیت درآن**، فصلنامه طاووس.

[۵] رامشت، محمد حسین، کمامه، سید عبدالعلی، فتوحی، صمد (۱۳۸۶) **معرفت شناسی و مدل سازی در ژئومورفولوژی**، پژوهشهای جغرافیایی، ۶۰: ۴۸-۳۱.

[۶] رامشت، محمدحسین (۱۳۸۰) **دریاچه‌های دوران چهـارم بـستر تبلـور مدنیت در ایران**،فصلنامه تحقیقات جغرافیـایی، شـماره ۶: ۹۱-۱۰۳.

[۷] رهنمایی، محمدتقی (۱۳۹۳)، **توان‌های محیطی ایران– جغرافیا**، نشر مرکز مطالعات و تحقیقات شهرسازی و معماری، چاپ سوم، تهران.

[۸] زمردیان، محمد جعفر (۱۳۹۲) **ژئومورفولوژی ایران**؛ جلد اول، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.

[۹] صدیقی، مهدی و پورکرمانی، محسن(۱۳۶۹) **اشکال ناهمواری در نواحی خشک**، آستان قدس رضوی، مشهد.

[۱۰] فاضل نیا، غریب، حکیم دوست، یاسر و مهدیه پور جعفرآبادی (۱۳۹۳) **تحلیلی بر عوامل طبیعی مؤثر در پراکنش و استقرار سکونتگاه‌های روستایی شهرستان سیرجان**، فصلنامه برنامه‌ریزی منطقه‌ای، سال چهارم، شماره ۱۶، صص ۱۲۴-۱۰۹.

[۱۱] قدرتنما، قهرمان (۱۳۸۳) **انتقال حوضه به حوضه ای آب معیارها و سیاسته ا، سمینار انتقال بین حوضه ای آب و نقش آن در توسعه پایدار کشور**، دانشگاه صنعت آب و برق.

[۱۲] کاظمی، سید مهدی و سید علی بدری (۱۳۸۳)، **جغرافیای شهری و روستا شناسی**، انتشارات پیام نور، چاپ اول، تهران.

[۱۳] کردوانی، پرویز (۱۳۹۳) مناطق خشک، جلد دوم خاک‌ها، انتشارات دانشگاه تهران.

رسوبات تیلیت شاهدی از یخچال‌های عصر پلئیستوسن در ایران مرکزی
(مطالعه موردی: منطقه کذاب- یزد)

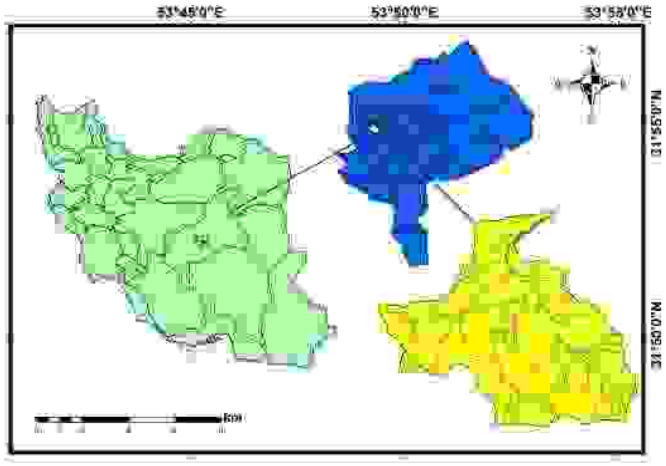
محمد شریفی پیچون
استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه یزد mscharifi@yazd.ac.ir

مقدمه

یکی از مهم‌ترین شواهد ژئومورفولوژیکی تحولات اقلیمی دوران چهارم در پهنه ایران و در نقاط مرتفع کوهستانی، آثار یخچال‌های کوهستانی است (یمانی،۱۳۸۶). اندک مطالعات صورت گرفته درباره یخچال‌های کواترنری مربوط به یک سده اخیر است و مطالعات چندانی در رابطه با این موضوع در ایران صورت نگرفته است(Rob، ۵۲،۱۹۸۱). گسترش قلمرو یخ‌ها در دوره های یخچالی کواترنر در نواحی قطبی کره زمین و همچنین در ارتفاعات عرض های جغرافیایی پایین تر یک سری شواهد ژئومورفیک مختلف و متفاوتی را در اقصی نقاط جهان و از جمله در ایران بر جای گذاشته است. هر چند موقعیت کنونی سرزمین ایران و تسلط شرایط خشک و نیمه‌خشک وجود حاکمیت یخچال‌ها را در این سرزمین با شک و تردید همراه ساخته است، اما وجود شواهد و آثار ژئومورفولوژیکی یخچال‌ها در مناطق مختلف ایران، حاکی از عملکرد یخچال‌ها در این مناطق است. مطالعات تقریباً گسترده¬ای درزمینه تغییر سیستم‌های اقلیمی و اثر آن بر مورفولوژی ناهمواری‌ها در سطح جهان به‌ویژه اروپای غربی و امریکای شمالی در یک قرن اخیرو بویژه در دو دهه اخیر انجام‌گرفته است از جمله (Pandey and Venkataraman ۲۱:۲۰۱۲) در مطالعاتی که در کوه¬های هیمالیا انجام دادند به این نتیجه رسیدند که یخچال‌ها در یک اقلیم مساعد پیشروی و در یک آب‌وهوای گرم عقب‌نشینی می‌کنند. Brenda et all) ۴۹:۲۰۱۳) در مطالعاتی که بر روی یخچال‌های طبیعی کوردیلرا داروین در آمریکای جنوبی انجام دادند به این نتیجه رسیدند که پسروی یخچال‌های طبیعی در جنوب آمریکای جنوبی به‌صورت سریع انجام‌گرفته و این عقب‌نشینی همزمان با پسروی یخ‌ها در جنوب آمریکا و نیوزیلند بوده که دلایل آن می¬تواند نوسان¬های سطح دریای شیلی و افزایش دی‌اکسید کربن اتمسفر باشد. در ایران نیز مطالعات خوبی در سالهای اخیر بر روی آثار لندفرمی بر جای مانده از یخچالهای پلیستوسن انجام گرفته است که می توان به کارهای محمودی(۱۳۶۸)، رامشت(۱۳۸۰و ۱۳۸۳)، یمانی(۱۳۸۱)، طاحونی (۱۳۸۳)، المدرسی(۱۳۸۴)، رجبی و همکاران (۱۳۸۷)، سرور (۱۳۸۹) بیگلو(۱۳۹۳)، شمسی‌پور و همکاران (۱۳۹۴)، شریفی و فرح بخش(۱۳۹۵) اشاره نمود. این پژوهشگران اغلب بر روی آثار کاوشی یخچالی مانند سیرکها، دره های یخچالی، تراس‌های یخچالی و آثار تراکمی یخچالی مانند یخرفت ها، تورها، مورن ها و سنگ‌های سرگردان مطالعاتی را انجام داده اند. اما در ایران تا کنون بر روی تیلیت‌های یخچالی به عنوان آثار تراکمی یخچال های عصر پلیستوسن مطالعه و پژوهشی انجام نگرفته است. بنابراین، هدف اصلی این پژوهش بررسی تیلیت های یخچالی در ایران مرکزی در کوه های غرب شیرکوه در جنوب غرب شهر یزد در دو حوضه آبریز خضرآباد و کذاب به منظور بررسی شرایط اقلیمی و پالئوکلیمای منطقه در پلیو-پلئیستوسن و عملکرد یخچال های کوهستانی در این منطقه می باشد.

مواد و روشها

منطقه کذاب از نظر موقعیت جغرافیایی بین عرض ″۵۹ ′۵۱ °۳۱ شمالی و طول ″۱۴ ′۵۲ °۵۳ شرقی با ارتفاع متوسط ۲۳۲۴ متر در جنوب غرب شهر یزد و در جنوب شرق شهرستان میبد واقع‌شده است. کمترین ارتفاع ۱۷۳۲ متر که مربوط به شمال منطقه مورد مطالعه و بیشترین ارتفاع ۲۹۱۶ متر است .



شکل (۱) نقشه موقعیت منطقه موردمطالعه

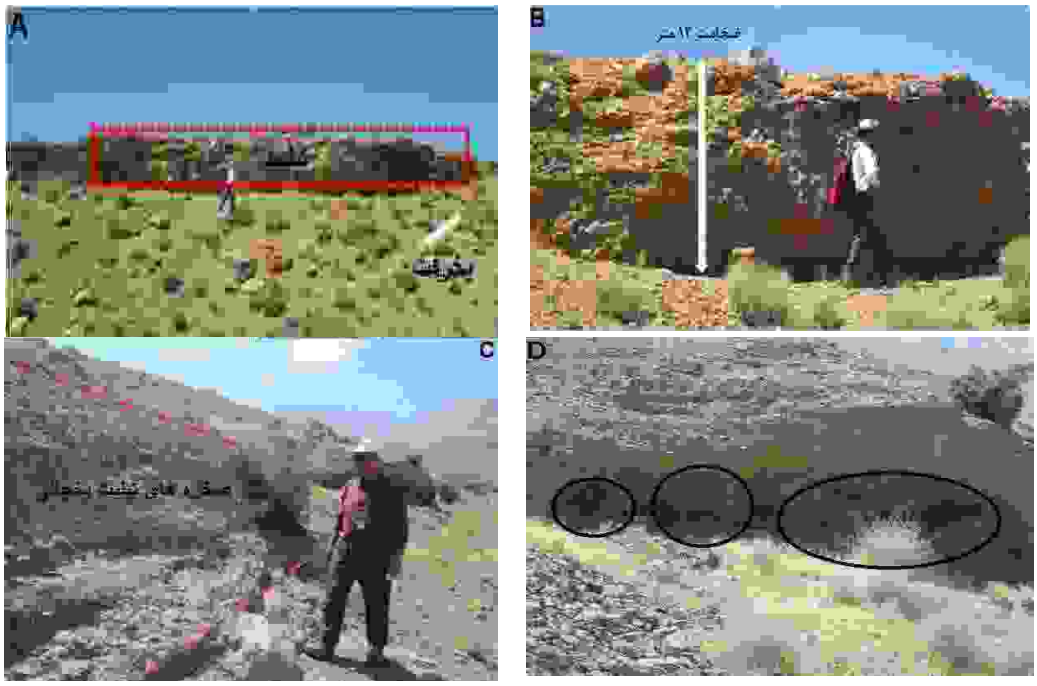
تحقیق حاضر بیشتر بر مبنای بررسی‌ها و مطالعات میدانی و پیمایش‌های زمینی قرار دارد. با این وجود، از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ و نقشه توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ خضرآباد، نقشه رقومی ارتفاع (DEM) باقدرت تفکیک ۲۵ متر و تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث ۲۰۱۶ در بررسی آثار یخچالی منطقه استفاده‌شده است. به منظور کنترل داده‌ها و بررسی‌های دقیق‌تر بازدید میدانی از منطقه به عمل آمد. برای مشاهده و برداشت آثار تراکمی یخچالی در برخی نقاط از دستگاه GPS استفاده گردید. بعلاوه، جهت ترسیم و نمایش نقشه‌ها از نرم‌افزار ArcGIS۱۰،۲ استفاده شده است.

بحث و نتایج و یافته ها

تیل‌ها و تیلیت‌ها از نظر سنگ شناسی آوارهای نسبتا غیر معمول از نظر اندازه دانه‌ها بوده به گونه ای ترکیبی از دانه های بسیار ریز تا بسیار بزرگ را در بر می گیرند. آنها عمدتا صخره‌های سخت شده نسبتا مقاوم هستند که می توانند به شکل متاتیلیتها (Metatillite)دگرگون شوند. تیل‌ها اغلب در کواترنر شکل گرفته‌اند؛ اما تیلیت ها به قبل از پلئیستوسن(پلی-پلئیستوسن) باز می‌گردند. از نظر اندازه ذرات تشکیل دهنده می توان بیان داشت که تیلیت ها بسیار متغیر و متنوع هستند. آمیزه سنگ (Diamicitite) یک اصطلاح غیر ژنتیکی جامع برای صخره های رسوبی خشکی زایی بوده که گستره وسیعی از اندازه ذرات را در بر می گیرد(Finit et al, 1960). در واقع ترکیب یا صخره سنگی برای تمایز بین سنگ و صخره های سنگی به کار می رود. این صخره ها می توانند بر حسب اندازه دانه ها یک یا چند منشا داشته باشند.

می توان بیان داشت که تیلیت، صخره رسوبی است که در آن یخرفت‌ها توسط مواد ریزدانه به شکل سیمان به هم چسپیده و بلوک ها و قطعات درشت هوازده نشده در آن قرار دارند. بیشتر آنها رنگ خاکستری تیره داشته و کوارتزهای زاویه دار با دانه‌های فلدسپار را در بردارند. قطعات این صخره‌ها از دانه‌های بسیار ریز تا تخته سنگ‌ها و قلوه سنگ‌های بسیار بزرگ تشکیل شده‌اند. به طور کلی، تیلیت را می توان نوعی کنگلومرا به شمار آورد که فرآیند نهشته گذاری آن یخ‌های یخچالی(اعم از قاره ای یا کوهستانی) است. از ویژگی‌های بارز آنها وجود قطعه سنگ‌های درشت اغلب زاویه دار، فاقد لایه بندی و هوازدگی بوده که به ندرت جور شده اند. گسترش تیلیت‌ها در تاریخ زمین شناسی شاهدی بر گسترش یخچال‌های پیشین اند. تیلیت‌های اخیر به کمتر از ۱۲۰۰۰ سال پیش و تیلیت‌های پلیستوسن از ۱۲۰۰۰ تا حدود ۲۶۰۰۰۰۰ سال نسبت داده می شوند. هر چند تیلیت ها از نظر ساختاری به کنگلومراها شباهت دارند، اما تفاوت‌های چشمگیری نیز از نظر ماهیت، منشا و فرایند دارند.. ازجمله تفاوت‌هایی که تیلیت با کنگلومرا دارد مورفولوژی رسوبات، اندازه و سرت شدگی دانه‌های رسوبی، محل و جهت قرارگیری این دانه‌ها است. تیلیت ها در کنار دره‌های یخچالی قرار دارند، اغلب مورفولوژی هموار و کشیده‌ای در امتداد دره‌ها دارند، اندازه دانه‌ها از قطعات ریز تا قطعات بسیار بزرگ (با قطر بیش از یکی دو متر و حجم بیش از یک‌تن) را دربرمی گیرد، جهت و زاویه قرارگیری آن‌ها، برخلاف رسوبات رودخانه‌ای، در امتداد دره رودخانه‌ای نیست. در حوضه آبریز کذاب چند مورد از این رسوب‌ها به شکل بریده‌بریده در حاشیه دره‌های یخچالی و بر روی سنگ‌های بستر قابل‌مشاهده هستند. اغلب آن‌ها به شکل تراس‌هایی بر بستر کنونی رودخانه مشرف هستند. بیشتر آن‌ها رنگ خاکستری تیره داشته و کوارتزهای زاویه‌دار با دانه‌های فلدسپات را در بردارند. ضخامت آن‌ها در برخی موارد به بیش از ده متر می‌رسد. به دلیل آنکه این رسوبات بر روی سنگ‌بستر قرارگرفته و بر روی آن‌ها یخرفت های دیگر نیز برجای مانده‌اند و همچنین سخت شدگی آن‌ها، احتمالاً این رسوبات به اولین دوره یخچالی در منطقه (یعنی گونز) بر می‌گردند. با استفاده از همین تیلیت ها و یخرفت های موجود بر روی آن‌ها می‌توان گفت که دست‌کم دو دوره یخچالی در این منطقه حاکمیت داشته است. در حوضه کذاب این

تیلیت ها به شکل متناوب و البته نامنظم در هر دو طرف دره قابل‌مشاهده هستند. از دلایل عمده‌ای که این تیلیت‌ها تا به حال از بین نرفته‌اند خشکی منطقه و عدم وجود بارش‌ها و البته سیلاب‌های شدید و وسیع در این بخش از ایران مرکزی است. همانطور که اشاره گردید در دره کوهستانی کذاب و در زیر حوضه هامانه چنین صخره های رسوبی به شکل تراس هایی در دو سمت دره در ارتفاع بالای ۲۰ متری از بستر اصلی رودخانه کنونی قرار گرفته است. شکل (۲) چند تصویر از تیلیت‌ها را نشان می دهد که کاملا سخت شده است و در نگاه اول به شکل کنگلومرا به چشم می‌آید. این صخره ها نشان می‌دهد که احتمالا رسوبات آهکی دوره ژوراسیک در معرض تخریب نهایی بوده به گونه ای که تنها یکسری از قطعات درشت دانه از آهک ها بر روی دامنه و همچنین بر روی سنگهای آذرین مشاهده می شود. این امر حاکی از آن است که تحول مورفولوژی و لیتولوژی این حوضه بسیار فشرده و شدید بوده و احتمالا می تواند حاکی از تکتونیزه شدن شدید منطقه باشد(شریفی و فرح بخش،۱۰۴:۱۳۹۳). جدا شدن یکسری از قطعات این تیلیت ها نشان می‌دهد که پس از اولین دوره یخچالی، تکتونیک بر منطقه اثر گذاشته و بنابراین صخره ها را تحت تاثیر خود قرار داده است. همچنین تیلیت‌ها در امتداد دره به شکل خط مستقیم مشاهده می شود که این امر نیز می‌تواند حاکی از عملکرد گسل‌ها بعد از شکل‌گیری تیلیت‌ها باشد. تیلیت‌ها در ارتفاع حدود ۱۵ تا ۲۰ متری بستر رودخانه قرار گرفته و احتمالا در کواترنر پیشین و قبل از پلیستوسن بوجود آمده‌اند. چرا که رسوبات دامنه ای بر روی تیلیت ها قرار گرفته اند که احتمالا در دوره بین یخچالی، فعالیت آبهای جاری و عامل تکتونیک سبب از بین رفتن و تخریب رسوبات شده است(شریفی و فرح بخش،۱۰۵:۱۳۹۳).



شکل(۲) نمایی از یخرفت و تیلیتها در منطقه موردمطالعه، تصویر A امتداد تیلیت‌ها را به شکل تراس بر روی دره رودخانه‌ای نشان می‌دهد که عناصر تشکیل‌دهنده آن به شکل فیزیکی هوا زده شده و به صورت قطعه سنگها و مواد رسوبی در پای پرتگاه صخره تیلیتی قرار گرفته اند؛ تصویر B ضخامت تیلیت را در امتداد دره نشان می‌دهد که در این قسمت به حدود ۱۲ متر می‌رسد. تصویر C قرار گیری تیلیت‌ها بر روی دامنه در ارتفاع بالا به نسبت بستر رودخانه اصلی را نشان می‌دهد که به دلیل پوشانیده شدن توسط رسوبات سطحی هنوز هوازدگی پیدا نکرده است و تصویر D جدا شدن قطعه سنگهای خیلی بزرگ از داخل صخره تیلیتی را نشان می‌دهد که قطر بزرگ برخی از آنها به بیش از یک متر می‌رسد.

کلمات کلیدی: تیلیت، پلئیستوسن، کذاب

مراجع

- المدرسی، سیدعلی هیدروژئومورفولوژی حوضه آبخیز سخوید یزد، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه آزاد واحد نجفآباد. استاد راهنما: محمدحسین مبین،۱۳۸۴

- رامشت، محمد حسین،لاجوردی،محمود،لشکری، حسن، محمودی محمد آبادی، طیبه، رد یابی آثار یخچالی(مطالعه ی موردی: یخچال طبیعی حوضه تیگرانی ماهان)، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۲،شماره پیاپی ۴۲،شماره ۲، ،ص ۷۸-۵۹،۱۳۹۰
- طاحونی،پوران، شواهد ژئومورفولوژیکی فرسایش یخچالی پلیستوسن در ارتفاعات تالش، دانشگاه تهران، پژو هش های جغرافیایی، ش ۴۷، صص ۵۵-۳۱،(۱۳۸۳)
- شمسی پور،علی اکبر، باقری سیدشکری، سجاد، جعفر یاقدم،مریم، سلیمی منش،جبار، بازسازی برف مرزهای آخرین دوره ی یخچالی با شواهد دورههای یخچالی در زاگرس شمال غربی (مطالعه موردی، تاقدیس قلاجه)،جغرافیا و توسعه،ش ۳۹،صص ۷۴-۶۱، ۱۳۹۴
- شریفی،محمد، فرح بخش،زهرا، بررسی مواریث ژئوفرم های یخچالی کواترنر و تغییرات سیستمهای مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک در حوضه خضرآباد-یزد، در دست چاپ،۱۳۹۶
- فرح بخش،زهرا،هیدروژئومورفولوژی حوضه خضرآباد با تاکید بر پدیده های یخچالی،پایان نامه کارشناسی ارشد، راهنما دکتر محمد شریفی، داشگاه یزد، ۱۳۹۳
- یمانی، مجتبی، اندازه گیری حرکت سالیانه یخچالهای علم کوه،پژوهش های جغرافیایی،شماره ۶۷، صص ۵۲-۳۱،۱۳۸۶

- Baronia, C., Fasanob, F. (2006) *"Micromorphological evidence of warm-based glacier deposition from the Ricker Hills Tillite*" (Victoria Land, Antarctica), 9. Quaternary Science Reviews 25 (2006) 976–992
- Baroni, C., Fasano, F.; Giorgetti, G.; Salvatore, M., C.; Ribecai, C. (2008) "*The Ricker Hills Tillite provides evidence of Oligocene warm-based glaciation in Victoria Land Antarctica",* Global and Planetary Change 60 457–470
- Flint, R. F., (1961) "*Geological evidence of cold climate".* In: A. E. M. NAIRN (Editor), Descriptive Palaeoclimatology, fnterscience, New York, N.Y,, pp. 140-155,
- Hart, J.K., (1994) "*Till fabric associated with deformable beds".* Earth Surface Processes and Landforms 19, 15–32.
- Hanne, H.; Miro, J.; Amaury, F.; Jan, N. (2015) "*Glacial and periglacial geomorphology and its paleoclimatological significance in three North Ethiopian Mountains, including a detailed geomorphological map".* Geomorphology, Volume 246, Pages 156-167
- Rodgers, J., (1950) "*The nomenclature and classification of sedimentary rocks".* Am. J. Sci., 248: 297-311.
- Pettijohn, F. J., (1957) "*Sedimentary Rocks",* 2nd ed. Harper, New York, N.Y., 718 pp.
- Rob. h. & Dott, Ir, (1981)"*Pleistocene Glaciations and the Rise of Man";* Third Edition. Evolution OF the Earth.

بررسی پهنه بندی ژئومورفولوژی سواحل استان گیلان با استفاده از RS، GIS

علیرضا قدرتی
عضو هیات علمی مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی ومنابع طبیعی استان گیلان .محقق در پژوهشکده حفاظت خاک وآبخیزداری
Ghodrati_2000@yahoo.com

مقدمه

روند دراز مدت و کوتاه مدت تغییرات سطح آب دریای خزر به صورت محسوس، منطقه ساحلی استان گیلان را تحت تأثیر قرار داده است. بر این اساس اشکال ژئومورفولوژی مختلفی تحت تأثیر فرایندهای انباشتی یا فرسایشی در این منطقه شکل گرفته‌اند. از دیگر عوامل موثر در شکل‌گیری و تحول ژئومورفولوژیکی مناطق ساحلی استان گیلان می‌توان به عوامل زمین‌شناسی، هواشناسی و تغییر اقلیم، هیدرودینامیک امواج دریا و رژیم هیدرولوژیکی رودخانه‌ها اشاره کرد. از اینرو، منطقه ساحلی استان گیلان جایگاه تحولات چشمگیر ژئومورفولوژیکی به‌ویژه در طی آخرین سیکل بالاآمدن تراز آب دریای خزر طی سالهای ۱۳۶۶ تا ۱۳۷۴ بوده و عملکرد عوامل یاد شده بر تنوع لندفرم‌های ساحلی استان گیلان افزوده است. در تحقیق حاضر برای تهیه نقشه ژئومورفولوژی سواحل استان گیلان از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸، مربوط به سال ۲۰۱۳ با قدرت تفکیک ۳۰ متر و فیوز سیاه و سفید ۱۵ متر استفاده شده است. مجموع اطلاعات گردآوری شده جهت ترسیم لندفرمهای ساحلی توسط نرم افزارهای ILWIS و ArcGIS نسخه ۹,۳ پردازش و آماده سازی شده است. نتایج نشان داد که برخی لندفرمها همچون آبگیرها وتالاب مستقیماً پس از آخرین بالاآمدگی تراز برجای مانده اند. لندفرمهای انباشتی مانند تلماسه های طولی پس از آخرین فاز بالاآمدگی تراز دریای خزر در هولوسن برجای مانده و حائل تالاب انزلی با دریا شده‌اند. منطقه ساحلی استان گیلان توسط دهها رودخانه دائمی قطع شده و تابع شرایط هیدرولوژیکی فعال خود سیلاب دشتهای وسیعی را پیرامون خود توسعه داده‌اند. از مهم‌ترین لندفرم‌های انباشتی در استان گیلان، توسعه دهها دلتا درون دریا بوده که شاخص‌ترین آنها دلتای سفید رود است که دارای رژیم بسیار فعال مورفودینامیک در سواحل جنوبی دریای خزر به شمار می‌رود. از طرفی فاصله کم خط رأس بسیاری از حوضه‌های آبخیز تا نوار ساحلی و پر شیب بودن آنها باعث توسعه مخروط افکنه های بسیاری در طول آبراهه های اصلی آنها شده است. نقشه های بدست آمده در این تحقیق می‌تواند اطلاعات بسیار مفیدی در جهت مدیریت لندفرم‌های فعال و اتخاذ روش‌های کنترل و کاهش مخاطرات آنها در اختیار مدیران استانی قرار دهد.

واژه‌های کلیدی: لندفرم ژئومورفولوژیکی، دریایی خزر، سواحل گیلان، تصاویر ماهواره ای، *GIS* .

مواد و روشها

ویژگی های عمومی منطقه و متغیرهای مورد مطالعه

دریای خزر بزرگترین دریاچه جهان در شمال ایران و جنوب روسیه بین عرضهای جغرافیایی ۳۳ دقیقه و۳۶ درجه(جنوبی ترین نقطه) تا ۴۷ درجه و۷ دقیقه(شمالی ترین نقطه) و طولهای شرقی ۴۶ درجه و ۴۳ دقیقه(غربی ترین نقطه) تا ۵۴ درجه و ۵۰ دقیقه(شرقی ترین نقطه) واقع گردیده است .طول دریای خزر در استان گیلان از مرز آستارا تا اخرین مرز استان گیلان حدود۳۲۰ کیلومتر و عرض آن در پهن ترین نقطه ۵۰ کیلومتر و در باریکترین نقطه ۱۰۰ متر می رسد. آب این دریاچه اگر چه شور است اما میزان شوری آن۱۳ گرم در هزاردر گیلان تجاوز نمی کند. دریای خزر در بخش شمالی کمربند کوهزایی آلپ– هیمالیا قرار گرفته است. شرایط زمین شناسی سواحل شمال کشور نتیجه تحولات متعدد زمین شناسی از پرکامبرین و به خصوص میوسن میانی(جدا شدن دریای خزر از دریای بزرگ تتیس) و دوره های یخچالی و بین یخچالی کواترنر می باشد. در کواترنرپسین تپه ماهور های مربوط به میوسن به دلیل فرسایش پذیری شدید، سریعتر فرسایش یافته و مواد حاصله از آنها به تدریج در مجاورت دریا رسوب نموده و با گذشت زمان به پهنای عرصه آنها افزوده شده است.

روش تحقیق

برای تهیه نقشه ژئومورفولوژی سواحل استان گیلان از تصاویر ماهواره ای لندست۸، مربوط به سال ۲۰۱۳+ ETM جهت تعیین ومشخص نمودن عوارض طبیعی واشکال مورفولوژی ، ساحلی و عوارض انسان ساخت در منطقه مورد مطالعه بهره گرفته شد. برای استفاده از اطلاعات بدست آمده و

پردازش و شناسایی داده‌ها و استفاده از اطلاعات رقومی ماهواره ای در محیط نرم افزار ILWIS نخست اقدام به زمین مرجع(Georefrenc) نمودن تصاویر شد. برای تطابق هندسی از نقاط کنترل زمینی استفاده گردید. برای ساخت ترکیب رنگی مرکب۷۴۱ استفاده شده است .برای ترسیم عوارض ساحلی وتهیه پلات از تصاویر ماهواره ای و اطلاعات بدست آمده از عرصه ساحلی در محیط نرم افزار ۹,۳ ArcGis مورد شناسایی، ترسیم و تفسیر صورت گرفته است.جدول و راهنمای تفکیک عوارض و لندفرمهای ساحلی براساس معیارهای زیر تنظیم می شود: میزان و چگونگی توزیع رسوبات و ضخامت پوشش خاک در سطوح دامنه ها. تاثیر عوامل مورفوتکتونیکی. عوارض خاص محیط های رسوبی ساحلی. عوارض مصنوعی و ساخت بشر. تهیه نقشه های پهنه‌بندی ژئومورفولوژی سواحل گیلان در محیط GIS، تهیه نقشه های پهنه‌بندی ژئومورفولوژی رخساره های محیط کوهستانی براساس رده های ورخساره های ژئومورفولوژیکی کوهستانی،تپه ماهور ودشت ورخسارهای فرسایشی .

بحث و نتایج و یافته ها

لندفرمهای ساحلی منطقه

ژئوموفولوژی یا اصطلاح معادل آن در ادبیات فارسی(پیکر شناسی) علم شناخت اشکال ناهمواریهای سطح زمین به صورت تشریح و تبیین آنها است. در متن حاضر که محدوده مورد مطالعه در سواحل دریای خزر در استان گیلان واقع شده است هر چند که در ابتدا عوامل موثر در شکل گیری و تحول ژئومورفولوژیکی آن مانند عوامل زمین شناسی، تکتونیکی، کلماتیک، پالئوکلیماتیک و تغییرات استاتیک سطح دریا مورد مدنظر قرار گرفته ولی با این همه هدف اصلی بررسی ژئومورفولوژی سواحل منطقه مورد نظر می باشد. اشکال ژئومورفولوژی حاصل از رسوبگذاری اشکال حاصل از رسوبگذاری در منطقه به محیطهای رسوبی مختلفی تعلق دارند. و بر اساس نوع و نیروی سازنده رسوبات در محیطهای مختلف این اشکال بوجود آمده است. سواحل جنوبی دریای خزر در استان گیلان، دارای شرایط و پتانسیل های بالقوه طبیعی می باشند که بررسی ژئومورفولوژیکی این مناطق در راستای اعمال مدیریت و برنامه ریزی و بلحاظ نوع فرایندهای حاکم و لندفرمهای موجود، همچنین تعیین چگونگی و روند تحولات خط ساحلی که در اثر عوامل مختلفی بوقوع می پیوندد، لازم و ضروریست. در طول دهه های اخیر که این سواحل با تغیرات گسترده ای مواجه بوده اند و آثار آن هم اکنون بصورت تخریب ساحل و ویژگی های طبیعی آن، تخریب و تغییر اکوسیستم های طبیعی، پیشروی آب شور به درون آبخوان های شیرین، آلودگی های روزافزون زیست محیطی، مکان یابی نامناسب شهرک ها و نواحی صنعتی و ... نمایان شده است،.با بررسی نقشه های تغییرات خط ساحلی، مشاهده می شود که بخشهای مختلف، بویژه در حد فاصل زیباکنار تا ساحل کیاشهر، تحت تأثیر کاهش یا افزایش دبی رسوبات رودخانه سفیدرود و عملکرد سازه های دریایی (موج شکن ها)، در بازه های زمانی مختلف، دوره های فرسایش و رسوبگذاری اتفاق می افتد، که در هریک از این حالات، تغییرات خاصی در مورفولوژی ساحل پدیدار می گردد. از جمله مهمترین بخشهای آن انجام مطالعات ژئومورفولوژیک جهت احیای اکوسیستم های محیطی و تعیین پهنه های در معرض خطر، شناسایی مناطق حساس و مکان های پایدار و ناپایدار ساحلی جهت اجرای طرح های حفاظتی، تشخیص عرصه های تحت فرسایش و بکارگیری روشهایی جهت کاهش تولید رسوب، مشخص کردن پهنه های در معرض خطر پیشروی آب دریا و... می باشد.اشکال مورفولوژی که در ساحل صاف می توان مشاهده کرد در این کرانه قابل شناسایی است .که عبارتند از آبگیرهای طبیعی وتالاب با وسعت قابل ملاحظه و مورفولوژی منحصر به خود که در علوم مربوط قابل تحقیق ومطالعه است. رخساره های فرسایشی از اشکال دیگر سواحل در طول کرانه می توان مشاهده نمود،تغییرات دوره ای (پیشروی وپسروی)که تاثیر زیادی در شکل گیری اشکال مورفولوژیکی نقش دارد.جلگه های آبرفتی عهد کواترنری و رسوبات آورده شده رودخانه ها،تل ماسه های متشکل در ابعاد مختلف در شکل های مورفولوژی متفاوت،خور ها وآب های محصور شده در طول ساحل،دلتاورسوب ونهشته های آبرفتی،وسایر اشکال که می توان در این سواحل مشاهده کرد. ساحل دریای خزر به لحاظ ساختمانی از نوع سواحل طولی است . به این معنی که روند آن موازی با روند محور ساختمانهای چین خورده مجاور می باشد. به همین دلیل فاقد بریدگی بوده، مردابها و باتلاقها مناظر ریخت شناسی هستند که در نقاط مختلف سواحل گیلان مشاهده می شوند.در بررسی نقشه های تهیه شده و پیمایش میدانی عوارض های شناسایی شده در زون های مختلف از آستارا تا چابکسر و شناسایی اشکال ژئومورفولوژی سواحل نشانگر این می باشد که اشکال ساحلی تابع عوامل زمین ساخت و تحولات که در طی سالها بوجود آمده و از طرفی نقش انسان و کاربرد هایی که در حاشیه ساحل انجام داده اند سیستم تغییرات در کل نوار ساحلی قابل مشاهده می باشد۰در نتیجه ساحل استان گیلان در رده ژئومورفولوژی ساحل صاف قرار گرفته و عامل زمین ساخت وتحولات شرایط هیدرو دینامیک آب و شرایط اقلیمی نقش به سزایی در شکل گیری اشکال ژئومورفولوزیکی در این ساحل داشته است.

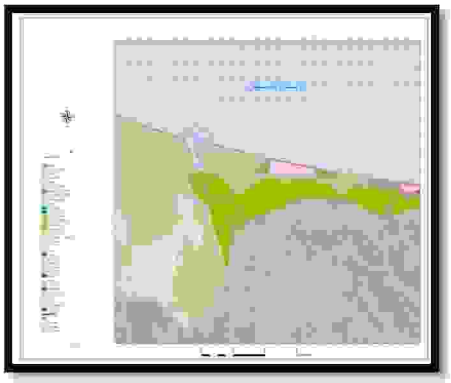
عوارض ژئوموفولوژی-منطقه	نام منطقه

عوارض ژئوموفولوژی-منطقه	نام منطقه
57.13	$P3_3$
4.94	$P2_5$
6.3	$P3_5$
668.58	$P1_3$
223.44	$P1_2$

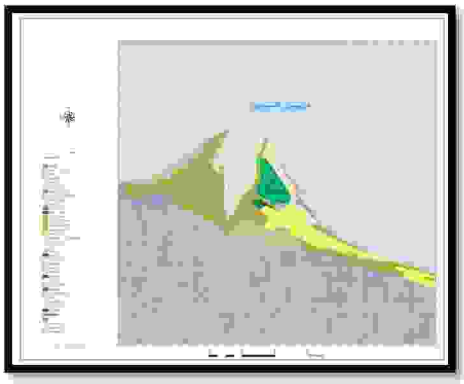
جدول ۱. مشخصات لند فرم سواحل وسعت محدوده انزلی

$P2_4$	0.14
$P1_2$	148
P1	61.23
$P1_3$	206.14

جدول ۲. مشخصات لند فرم سواحل وسعت محدود سفید رود



نقشه ۱ : پهنه بندی سواحل استان گیلان گیلان زون انزلی-غازیان



نقشه۲ : پهنه بندی سواحل استان گیلان زون بوجاق

مراجع

- خوشروان همایون- استفاده ازروش های بیولوژیک در حفاظت مناطق ساحلی دریای خزر – ۱۳۷۸ – مرکز مطالعات وتحقیقات منابع آب دریای خزر.
- امین سبحانی، ابراهیم (۱۳۷۰)، تحولات سپیدرود در یکصد سال اخیر، مجموعه مقالات هفتمین کنگره جغرافیای ایران - جلد اول .
- اونق، مجید (۱۳۶۹)، بررسی تحول ژئومورفولوژیکی حوضه آبریز قره سو، پایان نامه دکتری دانشگاه آزاد اسلامی واحد تحقیقات عالی تهران .
- قدرتی، علیرضا (۱۳۸۳)، بررسی تغییرات خطوط ساحلی استان گیلان، گزارش نهایی طرح های تحقیقاتی، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی گیلان (پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری)
- کرمی خانیکی، علی (۱۳۸۳)، سواحل ایران، سازمان تحقیقات و آموزش کشاورزی گیلان (پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری) .

مخاطرات محیطی تطبیق خطوط مرزی با پدیده های ژئومورفولوژی

محسن جان پرور[1]، زهرا مظلوم[2]،
[1] استادیار جغرافیای سیاسی دانشگاه فردوسی مشهد، Email: janparvar@um.ac.ir
[2] دانشجوی کارشناسی جغرافیا و برنامه ریزی شهری، zahramazloom1375@gmail.com

مقدمه

مرزها از جمله پدیده های فضایی- جغرافیایی هستند که از اهمیت و جایگاه برجسته ای در مطالعات جغرافیایی برخوردار هستند. این پدیده ها اگر چه به صورت مصنوعی از سوی بازیگران سیاسی در فضاهای جغرافیایی ترسیم می شوند ولی اثرگذاری گسترده ای بر روی پدیده های جغرافیایی به ویژه زمانی که مرزها با پدیده های ژئومورفولوژی نظیر کوه ها، دره ها، رودها، دریاچه ها و غیره انطباق پیدا می کنند، دارند. از آنجا که مرزهای ترسیم شده از سوی حکومت ها محدوده مالکیت، صلاحیت و حاکمیت در فضاهای جغرافیایی را مشخص می کنند، حکومت ها برای محافظ از آنها و کنترل و مدیریت فضاهای جغرافیایی تحت حاکمیت خود و افزایش بهره وری و سود از فضاهای مرزی به نفع کشور خود، تلاش های گسترده ای نظیر احداث موانعی مانند جاده کشی در طول خط مرزی، خندق، دیوار، سد سازی در طول دره، تغییر مسیر آبریز رودخانه ها، تقسیم رودخانه به دو بخش و غیره را در پیش می گیرند. این رویکرد یکجانبه حکومت ها به مناطق مرزی و پدیده های ژئومورفولوژیک موجود در این فضاهای جغرافیایی به صورت های مختلف زمینه ساز ایجاد و توسعه مخاطرات محیطی متعددی در این فضاهای جغرافیایی بوده است و با توجه به افزایش نیاز کشورها به منابع آب و غیره توجه به بهره برداری از این فضاهای به صورت یکجانبه نیز تا حد قابل توجهی افزایش پیدا کرده و قاعدتاً مخاطرات محیطی ناشی از ان را نیز افزایش خواهد داد. اگر چه خود احداث خطوط مرزی در فضاهای جغرافیایی منطبق با پدیده های ژئومورفولوژیک و ایجاد گسست در فضاهای جغرافیایی زمینه ساز مخاطرات محیطی گسترده ای است اما مراحل بعد از آن نیز یعنی کنترل و نگهداری از مرزها و نگرش یکجانبه جهت بهره برداری از مناطق مرزی بر افزایش این مخاطرات محیطی تا حد قابل توجهی افزوده است. بر این مبنا، مقاله حاضر با هدف شناخت کلی مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط مرزی با پدیده های ژئومورفولوژی به انجام رسیده است.

روش انجام تحقیق

هدف مقاله حاضر بررسی مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط مرزی با پدیده های مورفولوژیک است، که تحقیق از نوع هدف کاربردی محسوب می‌شود. روش کلی تحقیق حاضر توصیفی- تحلیلی است و برای گردآوری اطلاعات از منابع کتابخانه‌ای و اینترنتی استفاده شده است. سوالی که در مقاله حاضر تلاش شده است به آن پاسخ داده شود این است که، تطبیق خطوط مرزی با پدیده های ژئومورفولوژیک چه مخاطرات محیطی (طبیعی و انسانی) را سبب می شود؟

مباحث نظری تحقیق

مخاطرات محیطی

مخاطرات محیطی را در واقع می‌توان این‌گونه تعریف نمود وقایع شدید جغرافیایی و حوادث مهم فناورانه که تهدیدی غیرمنتظره را برای زندگی انسان ایجاد می‌کنند و می‌توانند خسارات قابل توجهی را به کالاها و محیط وارد کنند (امینی، ۱۳۹۳: ۷). مخاطرات محیطی، پیشامدهای ناگهانی یا تدریجی با خاستگاه طبیعی یا انسانی به شمار می‌روند که متأثر از آن، سلامت و امنیت گستره زیست و اسکان بشر با خطر مواجه می‌شود. اسمیت دایره مخاطرات محیطی را به وقایعی محدود می‌کند که زندگی انسان را به واسطه صدمات حاد فیزیکی و مستقیما شیمیایی تهدید می‌کند. وقایعی این چنین:

*دارای سرچشمه مشخص و تولیدکننده اثرهای نمایان؛
*وقایعی در کل با آغازی سریع و با زمان کوتاهی برای هشدار؛
*ایجادکننده زیانهای با فاصله زمانی کوتاه برای هشدار در موقعیت‌های مشخص؛
* تهدیدکننده مردم معمولا با شدت و مقیاسی که یک وا کنش اضطراری را توجیه می‌کند و منجر به بحران می‌گردد (Smith; 1992, 58).

در تقسیم‌بندی کلی از مخاطرات آنها را می‌توان به دو بخش به صورت زیر تقسیم بندی کرد:

الف) **مخاطرات طبیعی:** اصطلاح مخاطره طبیعی به معنای وقوع یک پدیده با شرایط طبیعی است که در زمان و مکان معین، تهدید ایجاد کند و مخاطره آمیز شود (کیانی، ۱۳۹۱: ۱۰۰). حوادث ناگوار طبیعی یا به قولی بلایای طبیعی از جمله پدیده‌هایی هستند که موجب خسارات جانی و مالی جوامع بشری می‌شوند، این‌گونه وقایع عموماً به طور ناگهانی و غافل‌گیرانه به وقوع می‌پیوندند به استثنای برخی حوادث از قبیل خشکسالی که زمان شروع و خاتمه آن مشخص نبوده و حالت خزنده دارد همچنین تاثیرات سو آن به تدریج و حتی سالها بعد نمودار می‌شود (محمدنیا، ۲۰۱۰: ۴). هر اتفاق غیر مترقبه ناگهانی که موجب تضعیف و از بین رفتن توانمندیهای اقتصادی، اجتماعی و فیزیکی مانند خسارات جانی و مالی، تخریب تأسیسات زیربنایی و کاهش زمینه‌های اشتغال در جامعه را فراهم آورد، به عنوان بلایای طبیعی معرفی می‌شود (خمر، ۱۳۹۲: ۱۴۹).

ب) **مخاطرات انسانی:** اصطلاح امنیت انسانی که پس از جنگ سرد شکل گرفت، پارادایم نوظهوری برای درک آسیب‌پذیری‌های کروی است. استدلال‌کنندگان آن، برداشت‌های سنتی از امنیت ملی را به چالش کشیده و بر این باورند که مرجع مناسب برای جستار امنیت باید انسان‌ها باشند نه دول ها. امنیت انسانی دیدگاه امنیتی مردم محور را در مقوله امنیت ملی، ناحیه‌ای و کروی، ضروری می‌داند. بر این اساس، فهم چندرشته ای امنیت، مستلزم شناخت برخی حوزه‌های پژوهشی همچون مطالعات توسعه، روابط بین‌الملل، مطالعات راهبردی و درونمایه امنیت انسانی، حفاظت از هسته حقوق بشر است (کاویانی راد، ۱۳۸۹: ۳۸). در ارتباط با مخاطرات انسانی باید نخست بیان نمود که ریردون (۱۹۹۹) از چهار منبع امنیت انسانی سخن می‌گوید: محیط، نیازهای اساسی (مانند غذا و مسکن)، هویت و شأن، محافظت از آسیب و زیان. وی تصریح می‌کند که امنیت انسانی گروهی و فردی در اصل برای کسب رفاه است. در واقع هر چیزی که تحت نام امنیت انجام می‌شود به لحاظ صوری برآوردن همین توقع می‌باشد (بدیعی، ۱۳۸۷: ۱۱۷). از عوامل تهدیدکننده زیست‌محیطی در ابعاد انسانی می‌توان جدایی‌طلبی اقوام و اقلیت‌ها، اختلافات مذهبی، افزایش جمعیت و پیامدهای ناشی از تأمین مطالبات آن، عدم توجه به مفهوم توسعه پایدار و مهاجرت‌های داخلی و خارجی را نام برد (جاجرمی، ۱۳۹۲: ۲۰۳).

مرز

مرزها خطوطی هستند که حدود بیرونی قلمرو سرزمین تحت حاکمیت یک حکومت ملی را مشخص می‌کند. مرز عامل تشخیص و جدایی یک واحد متشکل سیاسی یا یک کشور از دیگر واحدهای مجاور آن است (حافظنیا، ۱۳۸۵: ۶۹). به بیانی دیگر، مرزها به صورت دیوارهایی زندگی، هویت، خانه، کشور، حکومت، منافع (ملی) و ... را از دیگران جدا می‌کنند و به شما و آنها اعتبار و هویت می‌دهند. با نگاهی به اطراف خود و مرزهایی که در اطراف وجود دارد می‌توان این موضوع را بهتر درک کرد (حافظنیا و جان‌پرور، ۱۳۹۱: ۳۵). در مجموع می توان گفت، مرزها خطوطی هستند در فضا که محدوده حاکمیت، مالکیت و صلاحیت در سطوح مختلف فردی، گروهی، ملی، منطقه‌ای را مشخص می‌کنند (جان پرور، ۱۳۹۶: ۲۰).

باید توجه داشت که مرزها دارای انواع و اشکال مختلفی هستند و تقسیم بندی‌های مختلفی از آنها صورت گرفته است. در این تحقیق منظور از مرزها، مرزهایی است که در فضای عینی و در سطح خشکی منطبق با پدیده‌های طبیعی نظیر کوه ها، رودها، جنگل‌ها، باتلاق ها و غیره ترسیم شده اند، است.

پدیده های ژئومورفولوژی

پدیده ژئومورفولوژی مانند حوضه آبریز، کوه ها، دره ها و ... است که از نظر کارکردی به بخشی از سطح زمین وابسته بوده و بوسیله یک فرایند یا مجموعه ای از فرایندهای ژئومورفولوژیک ایجاد شده است. همچنین هر عارضه طبیعی از سطح زمین را که خصوصیات و شکل قابل شناسایی داشته (Hartemink& McBratney, 2009) باشد، به عنوان یک پدیده ژئومورفولوژی میتوان تعریف کرد.

بحث و نتایج و یافته ها

به صورت کلی بررسی های صورت گرفته نشان دهنده آن است که فضاهای جغرافیایی دارای پیوستگی های طبیعی و انسانی بوده و به صورت هم تکمیل کننده در کنار یکدیگر قرار گرفته اند. با احداث خطوط مصنوعی مرزها در این فضاهای جغرافیایی زمینه ایجاد گسست و شکاف طبیعی و انسانی در این بستر فراهم می شود و با تطبیق آن با پدیده های ژئومورفولوژیک، تلاش جهت کنترل و نگداری از طریق سد سازی در طول دره ها، دیوار سازی، جاده سازی در طول خط مرزی، فنس کشی، ایجاد باتلاق و هندق، تغییر مسیر چشمه ها و غیره، همچنین نگرش یکجانبه به این مناطق زمینه برای شکل گیری و افزایش مخاطرات محیطی در این فضاهای جغرافیایی شکننده تا حد قابل توجهی افزایش پیدا می کند. اگر چه بحث مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط مرزی با پدیده های ژئومورفولوژی از اهمیت و جایگاه برجسته ای برخوردار است اما بررسی های صورت گرفته از سوی محققان نشان دهنده آن است که تا کنون کار خاصی که بتواند آن گونه که بایسته و شایسته است، انجام نگرفته است. شاید برای گام اول بررسی مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط

مرزی با پدیده های ژئومورفولوژی را بتوان در قالب پنج بخش بر پایه پدیده های ژئومورفولوژیک به صورت ذیل تقسیم بندی کرد. که هر بخش دارای مخاطرات اختصاصی و مشترک با سایر پدیده های ژئومورفولوژیک است که به صورت کلی به برخی از این مخاطرات اشاره شده است.

مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط مرزی با کوه ها

الف) مخاطرات ناشی از بی توجهی به فرسایش کوه

ب) مخاطرات ناشی از تهی شدن کوه ها از پوشش گیاهی

ج) مخاطرات ناشی از تغییر مسیر چشمه ها و رودخانه ها

د) مخاطرات ناشی از، از بین بردن پوشش گیاهی جهت افزایش دید برای نگهداری و حفاظت از مرزها

ه) مخاطرات ناشی از ایجاد مسیر جاده های مرزی بر دامنه کوه

و) و ...

مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط مرزی با بستر رودها

الف) مخاطرات ناشی از افزایش بهره وری یک جانبه

ب) مخاطرات ناشی از عدم لایروبی مسیر رودهای مرزی

ج) مخاطرات ناشی از بی توجهی دولت ها به ورود پساب های مختلف به رودهای مرزی و ایجاد آلودگی

د) مخاطرات ناشی از ساخت سد برروی رودها و کاهش آب در آن سوی رود

ه) مخاطرات ناشی از بی توجهی به آلودگی رود و حتی گاهی اوقات آلوده کردن آن به صورت عمدی

و) و ....

مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط مرزی با جنگل‌ها

الف) مخاطرات ناشی از افزایش بهره برداری یکجانبه از جنگل ها

ب) مخاطرات ناشی از تخریب جنگل

ج) مخاطرات ناشی از ایجاد شکاف بین شکار و شکارچی

د) مخاطرات ناشی از جداسازی گونه های جانوری از یکدیگر

ه) مخاطرات ناشی از تخریب و از بین بردن جنگل

و) مخاطرات ناشی از احتمال آتش سوزی در جنگل ها

ز) و ...

مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط مرزی با باتلاق ها

الف) مخاطرات ناشی از احداث سد برروی رودهای متصل به باتلاق ها و درنتیجه خشک شدن باتلاق ها

ب) مخاطرات ناشی از بی توجهی حکومت ها نسبت به خشک شدن باتلاق ها و افزایش ریزگردها

ج) مخاطرات ناشی از ورود پساب ها و زهاب های کشاورزی به باتلاق ها

د) مخاطرات ناشی از بی توجهی به خشک شدن باتلاق ها گونه های جانوری از آن باتلاق ها

ه) مخاطرات ناشی از افزایش گرد و غبار ناشی از خشک شدن باتلاق ها

و) مخاطرات ناشی از، از بین رفتن زیست گاه های جانوری بومی و مهاجر

و) و ...

مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط مرزی با دریاچه‌ها

الف) مخاطرات ناشی از بهره وری یکجانبه از دریاچه ها

ب) مخاطرات ناشی از احداث سد برروی رودهای منتهی به دریاچه و خشک شدن تدریجی آن
ج) مخاطرات ناشی از خشک شدن دریاچه و افزایش نمک
د) مخاطرات ناشی از خشک شدن دریاچه و تغییر در آب و هوای منطقه
ه) مخاطرات ناشی از نوع بهره برداری از فضای دریاچه (نظامی، تفریحی و ...)
و) و ...

در جمع بندی کلی در زمینه مخاطرات محیطی ناشی از تطبیق خطوط مرزی با پدیده های جغرافیایی باید گفت، اگر چه خطوط مرزی زمینه ساز و شکل دهنده هویت و امنیت کشورها است اما در کنار این امر میتواند به صورت های مختلف زمینه ایجاد و توسعه مخاطرات محیطی را نیز فراهم آورد. البته باید توجه داشت به هر میزان تعامل بین دو طرف دارای مرزهای مشترک جهت کنترل و نگهداری مرزها بیشتر و دوستانه تر باشد، زمینه برای کاهش مخاطرات ناشی از تطبیق خطوط مرزی با پدیده های ژئومورفولوژی بیشتر فراهم می شود و برعکس به هر میزان تعامل بین دو طرف دارنده مرز مشترک یکجانبه و غیر دوستانه باشد مخاطرات محیطی ناشی از این انطباق تا حد قابل توجهی افزایش پیدا خواهد کرد. در این انطباق جدا از مشکلات سیاسی که در اثر تغییر شکل عوارض به دلایل مختلف به وجود می آید مشکلات محیطی نیز پدیدار می شود که علت اصلی آن توجه بیشترحاکمیت ها در دو سوی مرز به جنبه سیاسی و اامنیتی پدیده هااست و توجه چندانی به شرایط محیطی و زیست بومی پدیده ها صورت نمیگیرد و همین بی توجهی باعث شکل گیری مخاطرات محیطی میشود که هم به محیط زیست و هم به ساکنین مرزی هر دو قلمرو زیان هایی گاها جبران ناپذیر وارد میکند. دراین مقاله سعی کردیم مخاطراتی که بدلیل اتخاذ پدیده های ژئومورفولوژی به عنوان خط مرزی پدیدار شده را عنوان کنیم که اگر حکومت ها علاوه بر اتخاذ سیاست ها برای مشخص نمودن حدود مالکیت خود بر روی این پدیده ها به اتخاذ سیاست هایی مبنی بر حفظ زیست بوم و محیط زیست این پدیده ها و میزان بهره وری از آنها میپرداختند هیچ یک از این مخاطرات بوجود نمی آمد.

کلمات کلیدی: مخاطرات محیطی، خطوط مرزی، پدیده های ژئومورفولوژیک

مراجع

- امینی، سعید، مدیری، مهدی، شمسایی، فتح¬الله، قنبری، علی. (۱۳۹۳). شناسایی دیدگاه¬های حاکم بر آسیب¬پذیری شهرها در برابر مخاطرات محیطی و استخراج مؤلفه¬های تأثیرگذار در آن با استفاده از روش کیو، دو فصلنامه علمی پژوهشی مدیریت بحران، ویژه نامه هفته پدافند غیرعامل ۱۳۹۳.
- بدیعی، مرجان، احمدی پرو، زهرا. (۱۳۸۷). نقد رویکرد نئولیبرالیسم و مخاطرات امنیت انسانی، مجموعه مقاله های همایش بین المللی امنیت انسانی در غرب آسیا.
- جاجرمی، کاظم، پیشگاهی فرد، زهرا، مهکویی، حجت. (۱۳۹۲). ارزیابی تهدیدات زیست محیطی در امنیت ملی ایران، فصلنامه راهبرد، سال بیست و دوم، شماره ۶۷، تابستان ۱۳۹۲، صص ۲۳۰-۱۹۳
- خمر، غلامعلی، رخشانی، امین¬الله. (۱۳۹۲). نقش راهکارهایی مدیریت بحران در جهت کاهش خسارات ناشی از زلزله مطالعهی موردی: شهر خرم آباد، جغرافیا و توسعه شماره ۴۱ زمستان ۱۳۹۴
- کاویانی¬راد، مراد. (۱۳۸۹). تحلیل فضایی مخاطرات محیطی و بحران¬های بوم شناسی در ایران، فصلنامه مطالعات راهبردی، سال سیزدهم، شماره دوم، تابستان ۱۳۸۹، شماه مسلسل ۴۸
- کیانی، اکبر، فاضل نیا، غریب، رضایی، بیت¬الله. (۱۳۹۱). بررس اولویت سنجی مخاطرات محیط طبیعی شهر زابل، فصلنامه جغرافیا و مطالعات محیطی، دوره۱، شماره۱، صص۹۸-۱۱۱.
- حافظ¬نیا، محمدرضا و جان¬پرور، محسن (۱۳۹۲). مرزها و جهانی شدن با نگاهی کوتاه به مرزهای ایران. تهران: پژوهشکده مطالعات راهبردی.
- حافظ¬نیا، محمدرضا (۱۳۸۵). اصول و مفاهیم ژئوپلیتیک. مشهد. انتشارات پاپلی.
- جان¬پرور، محسن (۱۳۹۶). نگرشی نو به مطالعات مرزی (مفاهیم، اصول و نظریه ها). تهران: نشر انتخاب.
- Smith,K.(1992). Environmental Hazards: Assessing Risk and Reducing Disaster. Routledg, London

ارزیابی توان اکولوژیکی شهر کلات جهت تعیین مناطق مستعد توسعه شهری با استفاده از مدل Fuzzy

[1] مهدی بازرگان، [2] عذرا خسروی
[1] دانشجوی کارشناسی ارشد جغرافیا و برنامه‌ریزی شهری دانشگاه فردوسی مشهد، mahdibazargan67@yahoo.com
[2]دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه فردوسی مشهد، khosravyz20@yahoo.com

مقدمه

یکی از ویژگی‌های عصر حاضر، شهرنشین شدن جمعیت، افزایش جمعیت شهرها و در پی آن توسعه شهرهای کوچک و بزرگ است (Gilbert and Galger, 1996: 7). بنابراین با توجه به توسعه روزافزون شهرها مشکلات بیشتری نیز به وجود می‌آید که به صورت مسائل بسیار جدی در زندگی روزمرهٔ بشر ظاهر می‌شوند (Qaragozloo, 2005: 3). امروزه توسعه و رشد شهرها، بخش وسیعی از مرغوب‌ترین و مناسب‌ترین اراضی بلافصل شهرها، از جمله زمین‌های کشاورزی و جنگلی مجاور را جذب نموده و تغییر شکل می‌دهد (MC Pherson et al, 1994: 15). که تأثیر منفی بر تنوع زیستی منطقه می‌گذارد (Kloor, 1999: 34). لذا، نمی‌توان توسعه شهرها را که از جنبه‌های ضروری برای ادامه حیات و فعالیت‌های انسان است، محدود ساخت، بلکه باید آنها را متناسب با نیازهای امروز و فردای بشر آماده نمود، به گونه‌ای که از وارد آمدن آسیب بر محیط زیست جلوگیری شود (Qaragozloo, 2005: 3). بر همین اساس شناخت ساختار طبیعی شهر از یک طرف می‌تواند موجب وسعت بینش و معرفت از محیط گشته و از سوی دیگر امکان هرگونه حرکت سنجیده و اندیشیده را در محیط از سوی انسان در قالب یک سیستم منظم فراهم می‌سازد. بنابراین شناخت اجزاء، عناصر و عوامل سازندهٔ مؤثّر در محیط، لازمه و پیش شرط هرگونه حرکت اندیشیده از طرف انسان است که برای اعمال مدیریت بر محیط صورت می‌گیرد (سرور، ۱۳۸۷: ۲۳۳). به همین منظور، در چند دههٔ اخیر، بسیاری از کشورها، برنامه‌ریزی سرزمین بر اساس آمایش و ارزیابی توان اکولوژیک را مهمترین ابزار و عامل تحقق توسعهٔ پایدار بشمار آورده‌اند. در ایران نیز آمایش سرزمین برای هماهنگی ارتباط میان انسان، فضا و فعالیت‌های انسان در فضا انجام می‌شود که تأکید خاصی بر دیدگاه فضایی (مکانی، جغرافیایی) در برنامه ریزی توسعه و تکامل ملی دارد (PoorAhmad, 2001:481). در حال حاضر، منطقی‌ترین راه برای انجام مطالعات محیط زیست در چارچوب برنامه‌ریزی منطقه‌ای، همان دخالت دادن جنبه‌های اکولوژیک دربارهٔ برنامه‌ریزی و سازمان‌دهی کاربری زمین است (بهرام‌سلطانی، ۱۳۷۱: ۱۰۷). توجه به ملاحظات زیست‌محیطی، عملاً توجه به عوامل دیگر اقتصادی- اجتماعی را در پی خواهد داشت (بحرینی و کریمی، ۱۳۸۱: ۵). در هر صورت، برای داشتن یک توسعهٔ پایدار و در خور، برنامه‌ریزی سرزمین امری ضروری است که شالودهٔ این برنامه‌ریزی، ارزیابی توان محیط زیست باشد (مخدوم، ۱۳۷۲: ۱۴). ارزیابی توان اکولوژیک[167]، به دلیل ضرورت انتخاب و بهره‌برداری بهینه از پتانسیل اکولوژیک سرزمین در قالب مطالعات برنامه‌ریزی و مدیریت زیست محیطی به منظور حصول به اصل توسعهٔ پایدار است (رضایی، ۱۳۸۴: ۱۳۸). در این رابطه، GIS با توانایی بالا در مدیریت داده‌ها، ابزاری کارآمد در برنامه‌ریزی زیست محیطی مطرح می‌گردد (کرم، ۱۳۸۴: ۹۵). که هدف از بکارگیری آن، فراهم کردن پشتیبانی برای تصمیم‌گیری‌های فضایی است (فردوسی، ۱۳۸۴: ۷۶). پژوهش حاضر با هدف بررسی جهت توسعه بهینهٔ شهر کلات در استان خراسان رضوی صورت گرفته است که با توجه به افزایش رشد جمعیت شهری، محدودیت‌های طبیعی در جهت توسعه آتی این شهر، جلوگیری از توسعه بی‌قواره و همچنین نیاز روزافزون به برنامه‌ریزی و مدیریت قوی در سطح شهر به لحاظ نظارت بر رشد و توسعه فیزیکی شهر کلات، با در نظر گرفتن عوامل جغرافیایی و ژئومورفولوژیکی خاص این منطقه امری ضروری محسوب می‌شود. لذا پژوهش حاضر در نظر دارد، به ارزیابی توان اکولوژیکی شهر کلات جهت تعیین مناطق مستعد برای توسعه آتی این شهر بپردازد.

[167]- Ecological Capability Evaluation

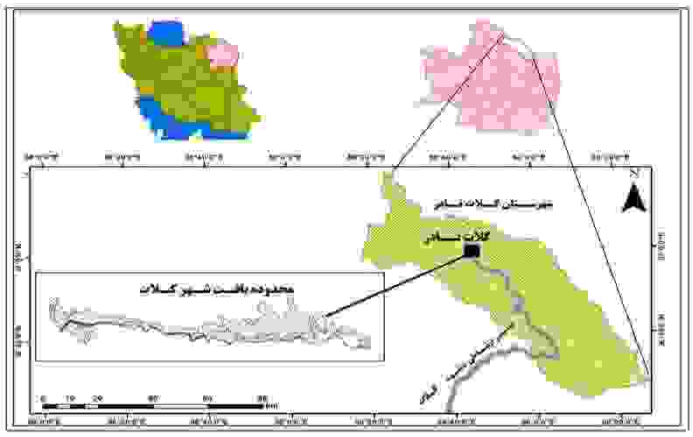
مواد و روشها

شیوه کار در این پژوهش بر اساس روش‌های کتابخانه‌ای و تحلیلی-میدانی است. جهت دستر سی به هدف این پژوهش ابتدا معیارهای مؤثر در توسعه فیزیکی شهر کلات مشخص گردید و سپس بر اساس این معیارها اقدام به ایجاد پایگاه داده در GIS گردید و اطلاعات فضایی مورد نظر شامل (نقشه لیتولوژی، شیب، جهت شیب، طبقات ارتفاعی، حریم جاده، حریم رودخانه و حریم گسل) بر اساس نقشه‌های موجود از منطقه مورد نظر تهیه و رقومی گردید (شکل ۲). سپس با استفاده از مدل فازی (Fuzzy) در نرم‌افزار ArcGIS داده‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند (شکل ۳).

در نهایت مکان‌های مستعد جهت توسعه آتی شهر کلات مشخص گردید و در پایان برای صحت داده‌های مورد پردازش از منطقه بازدید به عمل آمده است.

منطقه مورد مطالعه

شهر کلات در شمال شرقی ایران و در استان خراسان رضوی، مرکز شهرستان کلات قرار دارد. این شهر در۱۲ کیلومتری مرز مشترک کشور ایران با کشور ترکمنستان، و در ۱۴۵ کیلومتری شمال‌شرق شهرستان مشهد قرار گرفته است (شکل ۱). موقعیت ریاضی این شهر، در عرض ″۴۳ ′۵۹ ۳۶ شمالی و طول جغرافیایی ″۰۱ ′۴۶ ۵۹ شرقی قرار دارد (نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ کلات نادر، شیت‌های کلات و قلهزو). و مشتمل بر جمعیتی در حدود ۷۵۳۲ نفر است (مرکز آمار ایران، ۱۳۹۰).



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه

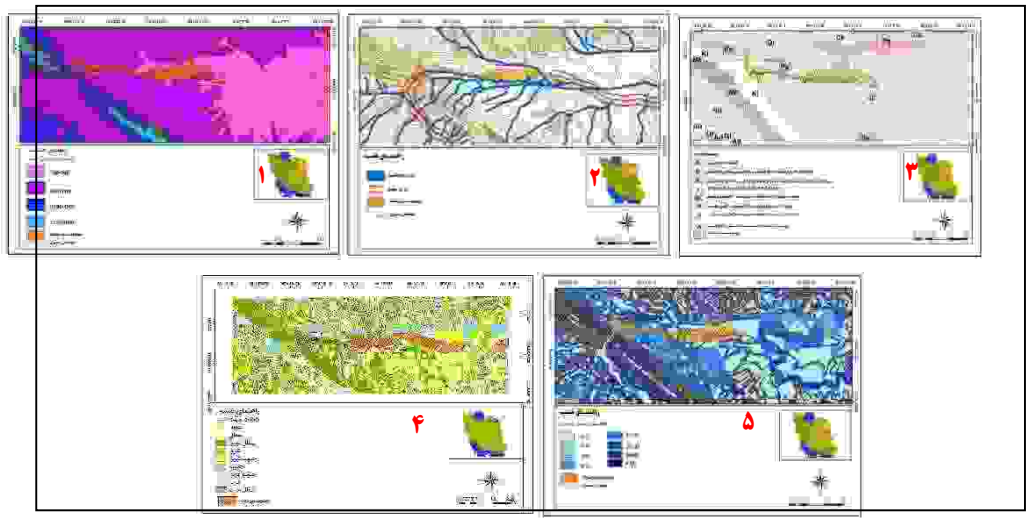
یافته‌های تحقیق

شهر کلات در چند دهه اخیر تقریباً در تمام جهات گسترش یافته است ولی میزان این گسترش در جهاتی بیشتر بوده است که موقعیت مطلوب و مناسب‌تری نسبت به دیگر قسمت‌های شهر از لحاظ شاخص‌های طبیعی و متغیرهای مؤثر در زمینه توسعه فیزیکی، داشته‌اند. اما توسعه شهر با برر سی‌های به عمل آمده نشان می‌دهد که از سمت جنوب به دلیل نزدیکی به رودخانه کلات و سیلاب‌گیر بودن این محدوده با محدودیت روبرو خواهد شد. در جهت شمال شهر واحد رسوبات قرمز قرار دارد که با توجه به سست بودن و نداشتن قابلیت استحکام این رسوبات، مساعد ساخت و سازهای شهری نمی‌باشد و گسترش شهر در این ناحیه با خطر فرو نشست همراه است همچنین با توجه به اینکه اکثر تپه ماهورهای دامنه شمالی شهر کلات از رسوبات قرمز رنگ قاره‌ای تشکیل شده‌اند و با توجه به پوشش‌گیاهی ضعیف این ناحیه از شهر، این سازندها به آسانی در مقابل عوامل اقلیمی دچار فرسایش شده و در مواقع سیلابی توسط این مسیل‌ها حمل می‌شوند و باعث می‌شوند در مواقع سیلابی حجم زیادی از رسوبات به داخل منازل مسکونی و خیابان‌های سطح شهر آورده شود و شرایط نامطلوبی را جهت سکونت فراهم نموده است. در غرب شهر وجود تنگه معروف کلات که در قدیم تنها راه ورود به شهر بوده همچنین وجود رشته کوه معروف کلات، توسعه شهر را با مشکل روبرو کرده است.

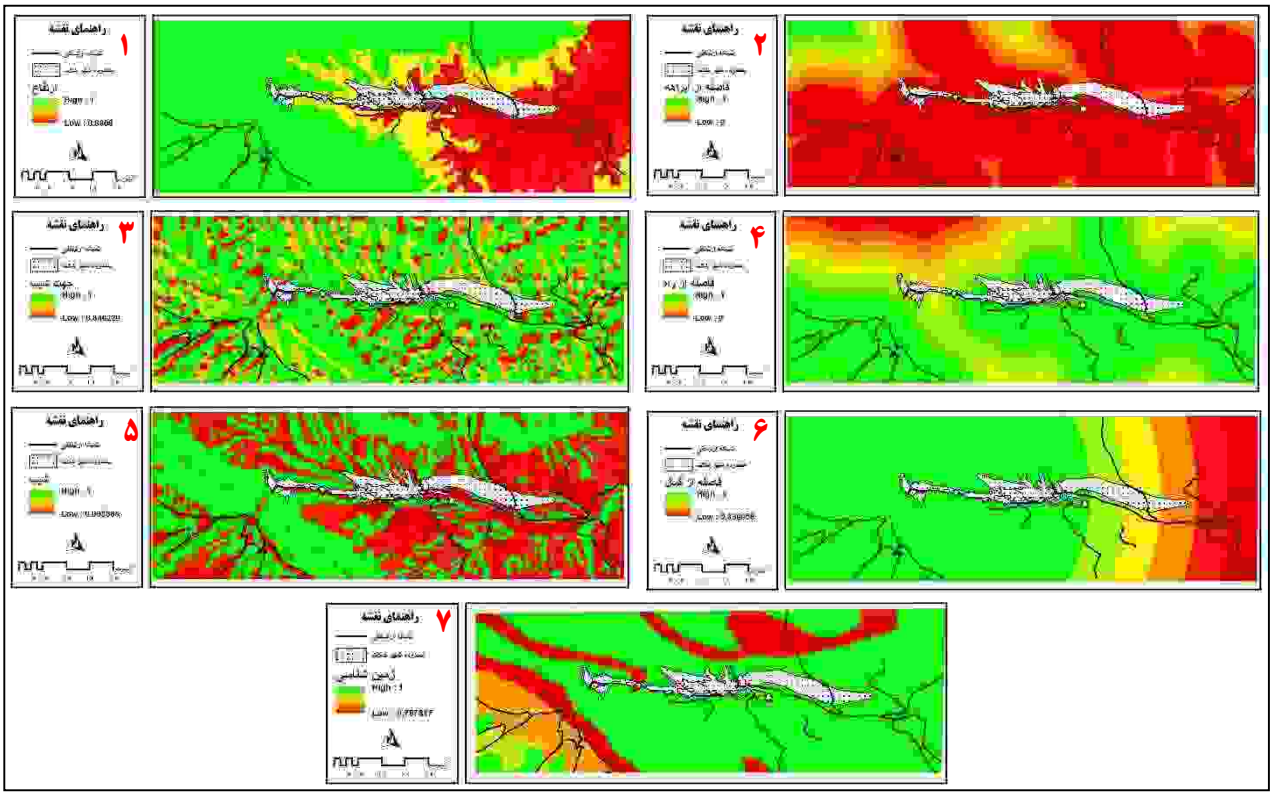
تحقیقات نشان می‌دهد که توسعه فیزیکی شهر کلات از نظر محیط طبیعی در تنگنا قرار دارد و پتانسیل‌های محیط طبیعی قادر به برآوردن نیازهای شهر در آینده نخواهند بود و اصولاً این محیط توانایی تأمین و نگه‌داری شهری با این وسعت و جمعیت را ندارد. بنابراین، توسعه شهر از درون با توجه به کمبود زمین و کمبود امکانات برای جمعیت بیشتر، اشتباه است و باید توسعه به سمت بیرون را راه حلی برای این مشکل دانست و طبق آنچه در بالا ذکر شد توسعه به سمت بیرون از شهر در محدوده‌های جنوب، شمال و غرب همواره با مسائلی روبرو است. اما در سمت شرق و شمال

شرق شهر با توجه به شیب کم این جهت از شهر همچنین در دسترس بودن زمین‌های قابل استفاده جهت ساخت و ساز شهر و فاصله گرفتن از رودخانه کلات توسعه شهر به این جهات قابل پیش‌بینی و منطقی‌تر به نظر می‌رسد.

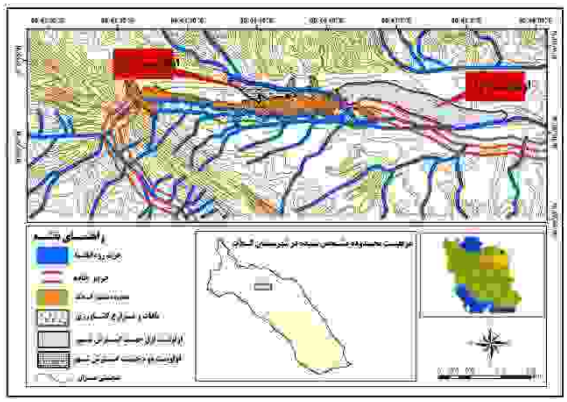
البته جهت شمال شرق منطقهٔ کلات نیز مشکلاتی در راستای توسعه فیزیکی به همراه دارد ولی از لحاظ یک‌سری فاکتورها و متغیرهای مؤثر در این راستا موقعیت قابل قبول‌تری نسبت به دیگر جهات غرب و جنوب را داراست و پس از اولویت اول توسعه که شامل جهت شرقی شهر می‌باشد از اولویت دوم برای گسترش برخوردار است (شکل ۴).



شکل ۲- لایه‌های وکتوری: ۱) طبقات ارتفاعی ۲) حریم آبراهه، راه و گسل ۳)لیتولوژی ۴) جهت شیب ۵) شیب



شکل ۳- لایه‌های فازی شده: ۱)ارتفاع ۲)فاصله از آبراهه ۳)جهت شیب ٤)فاصله از راه ٥)شیب ٦)فاصله از گسل ۷)زمین شناسی



شکل٤- اولویت‌های توسعه فیزیکی شهرکلات بر اساس نتایج حاصل از مدل FUZZY

بحث و نتایج

در شهر کلات مشکلات متعددی مانع توسعه شهری شده‌اند؛ ولی می‌توان گفت که مهمترین عامل در نحوه توسعه فیزیکی شهر عناصر طبیعی و هیدرولوژیکی می‌باشند و این عناصر به نوعی باعث ایجاد و تشدید پدیده پراکنش شهری شده‌اند. شهر کلات به لحاظ موقعیت و شرایط توپولوژی خود از اطراف به وسیلهٔ ناهمواری‌ها محصور و به شکل خطی در حال رشد می‌باشد. اما این رشد گاه به سمت اراضی مستعد کشاورزی بوده و باعث تخریب اراضی و تبدیل آنها از کاربری کشاورزی به کاربری مسکونی شده است. همانطور که بیان شد اولویت اول برای رشد شهر جهت شرقی بوده که بدون هیچ گونه عوارض جغرافیایی بوده و بهترین مکان برای رشد فیزیکی شهر به شمار می‌آید و گسترش آن در این سمت، شهر را طویل‌تر می‌نماید و در اولویت بعدی شمال شرق شهر می‌باشد؛ اما بقیه جهات شهر مکان‌های مطلوبی برای رشد و گسترش شهر محسوب نمی‌شوند.

کلمات کلیدی: ارزیابی توان اکولوژیک، توسعه شهری، توسعه پایدار، مدل فازی (Fuzzy)، شهر کلات

مراجع

- بحرینی، سیدحسن، کیوان، کریمی، **برنامه ریزی محیطی برای توسعهٔ زمین**، چاپ اول، تهران، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۸۱.
- بهرام‌سلطانی، کامبیز، **مجموعهٔ مباحث و روش‌های شهرسازی: محیط زیست**، چاپ اول، تهران، مرکز مطالعات و تحقیقات شهرسازی و معماری ایران، ۱۳۷۱.
- رضایی، محمدرضا، **توسعه کالبدی فضای شهر و نقش زیست محیطی آن (مطالعهٔ موردی: شیراز)**، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۱۳۸۴.
- فردوسی، بهرام، **امکان‌سنجی و کاربرد سیستم پشتیبان تصمیم گیری در توسعهٔ فیزیکی شهر (نمونهٔ موردی: شهر سنندج)**، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۱۳۸۴.

بررسی نقش مسیل‌ها در فرسایش اراضی کشاورزی

سعیدرضا اکبریان رونیزی
عضو هیات علمی بخش جغرافیا ـ دانشگاه شیراز

مقدمه

از مشکلاتی که بشر از آغاز زراعت روی زمین با آن روبه‌رو بوده، فرسایش سریع خاک‌ها است. فرسایش خاک در بسیاری از مناطق حارّه‌ای و نیمه‌خشک دنیا از معضلات به‌شمار می‌رود و در کشورهایی که آب‌وهوای معتدل و نیمه‌خشک دارند، از آن به‌عنوان یکی از مسائل خطرناک یاد می‌شود. این مشکل در ایران که ناهمواری‌های مختلفی دارد، بسیار بارز و چشمگیر است. فرسایش دارای آثار محلّی و غیرمحلّی است. آثار محلّی آن، بیشتر معطوف به کاهش عمق و حاصلخیزی اراضی کشاورزی است و آثار غیرمحلّی، ناشی از تولید رسوب است که خود به آثار درون‌رودخانه‌ای و خارج از رودخانه دسته‌بندی می‌شود. نخستین پژوهش‌های علمی در زمینه‌ی فرسایش خاک، در بین سال‌های ۱۸۹۵ و ۱۸۷۷از سوی ولنی، دانشمند برجسته آلمانی انجام گرفت.

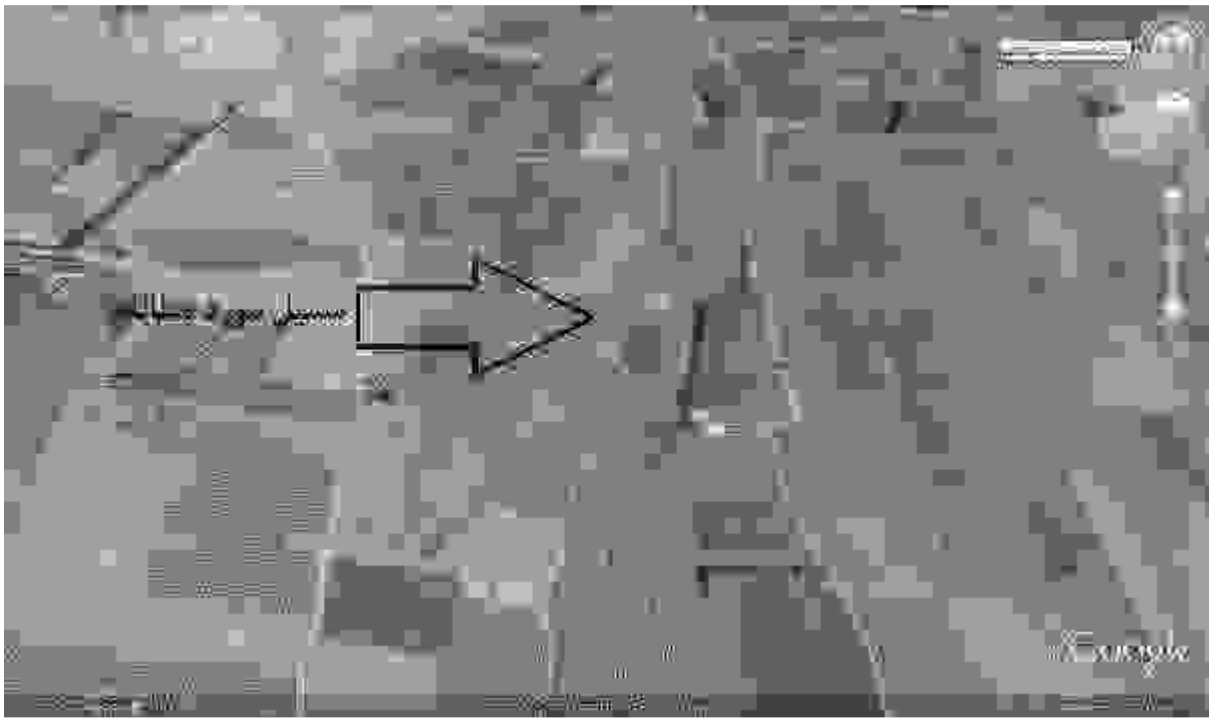
در خصوص فرسایش، مطالعات بیشماری انجام شده است. اوّلین گزارش کامل فرسایش در ایران را دوان و ریبن، کارشناسان فائو، تهیّه و منتشر کردند. فرسایش متاثر از عوامل مختلفی است که با توجه به ویژگیها و شرایط جغرافیایی هر محدوده ای این عوامل متفاوت است. یکی از عوامل فرایش اراضی کشاورزی وجود مسیلها می باشد که در هنگام بارشهای شدید نقش موثری در فرسایش اراضی پیرامون خود دارند. هدف این پژوهش بررسی تاثیرات مسیل رونیز بر فرسایش اراضی کشاورزی پیرامون آن در محدوده دهستان رونیز(شهرستان استهبان ـ استان فارس) می باشد. این مسیل از حوالی روستای گرده و محل خط تقسیم حوزه استهبان و بخش رونیز سرچشمه گرفته وپس از طـــی کردن دشت رونیز از تنگ رونیـــز وارد دشت تنگ کـرم (شهرستان فسا) می گردد و پس از طی کردن چند کیلومتر مساحت در این دشت به مسیل جنگل در قسمت شمالی شهرستان فسا می پیوندد و به راه خود به طرف دشت فسا ادامه می دهد. این مسیل در زمانهای بارش از آبراهه های رشته کوههای جنوبی و شمالی رونیز و دیگر مسیلهای فرعی دشت رونیز تقویت می گردد.

مواد و روش

بررسی میزان فرسایش و تاثیر آبراهه ها و مسیل ها بر اراضی کشاورزی در اولین مرحله نیازمند مطالعات میدانی و صحرائی می باشد که در این پژوهش ابتدا مطالعات میدانی انجام گردید و قسمتهائی از منطقه مورد مطالعه که تحت تاثیر فرسایش شدید قرار گرفته بودند شناسائی شدند. در مرحله بعد به بررسی میزان تاثیرات مسیل ها بر اراضی کشاورزی پرداخته شد.

موقعیت محدوده مورد مطالعه

دهستان رونیز با مرکزیت شهر رونیز یکی از سه دهستان شهرستان استهبان می باشد که در غرب شهرستان با وسعت ۵۷۸ کیلومتر مربع قرارگرفته است. این دهستان که ۲۹/۱ درصد مساحت شهرستان استهبان را به خوداختصاص داده در محدوده جغرافیایی ۵۳ درجه و ۵۶ دقیقه طول شرقی و ۲۹ درجه و ۲۹ دقیقه عرض شمالی واقع گردیده است. دهستان مزبور از طرف شمال به دهستان خیر، ازجنوب به بخش نوبندگان و مرکزی شهرستان فسا، از شرق به بخش مرکزی شهرستان استهبان، از غـــــرب به بخش مرکزی شهرستان فســـــا متصل است.



شکل۱: موقعیت مسیل مورد مطالعه در اراضی کشاورزی

انواع فرسایش آبی

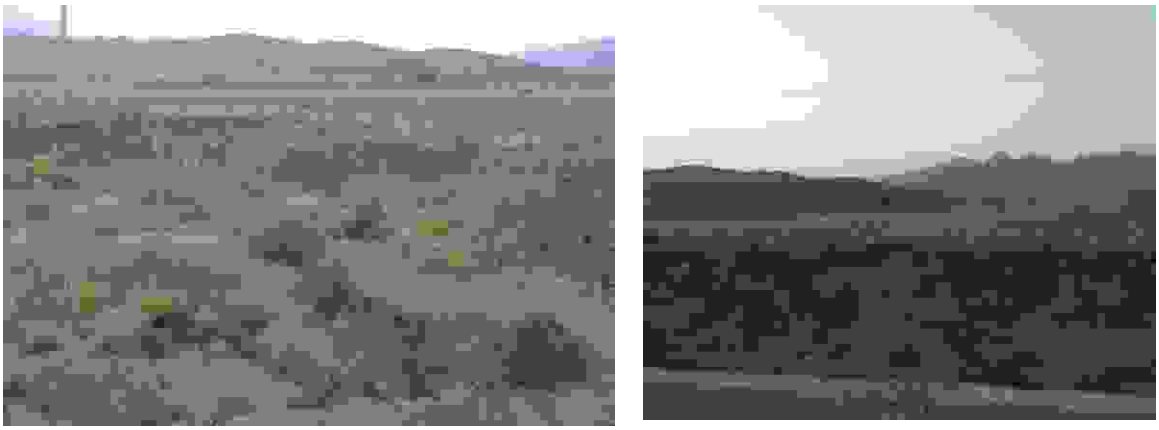
اولین تقسیم بندی فرسایش آبی که بوسیله متخصصین پیشتاز حفاظت خاک انجام گرفت این پدیده را به مراحلی منطبق بر تجمع تدریجی رواناب سطحی تقسیم می‌کند که با فرسایش سطحی، شسته شدن سطح خاک زراعی) شروع می‌شود، سپس با تجمع آب در جویبارهای کوچک وارد مرحله فرسایش شیاری، می‌گردد. بعد وقتی که آبراهه‌های فرسایش یافته بزرگتر شوند فرسایش خندقی، نامیده می‌شود و بالاخره فرسایش نوع آخر فرسایش کناره‌ای است که با بریده شدن سواحل رودخانه‌ها یا جویها توسط آب جاری در آنها بوجود می‌آید. با آگاهی فعلی ما از فرسایش این تقسیم بندی دیگر مناسب نبوده و شاید هم گمراه کننده باشد چون کلاً اثرات برخورد قطرات باران و عمل فرسایش پاشمانی را حذف می‌کند. در صورتی که می‌دانیم عمل قطره باران در هنگام برخورد با زمین اولین و مهمترین مرحله پدیده فرسایش است. همچنین فرسایش سطحی که برداشته شدن یکنواخت خاک بوسیله یک لایه نازک آب در حال جریان را مجسم می‌کند از هر نظر غلط است. چون از یک طرف جریان لایه‌ای آب فقط در سرعتهایی بسیار بالاتر از سرعت معمولی آب در مزرعه قادر به خراشیدن سطح و ایجاد آب شکستگی است و از طرف دیگر رواناب بندرت می‌تواند به فرم ورقه پهن و یکنواخت در حرکت باشد.

فرسایش خندقی

یکی از مهم‌ترین انواع فرسایش آبی، فرسایش خندقی است که موجب بروز آسیب‌ها و زیان‌های زیادی می‌شود. این نوع فرسایش باعث کاهش امکان تردد وسایل نقلیه و ماشین‌های کشاورزی می‌شود و در نتیجه هزینه ارتباطات افزایش می‌یابد و در برخی موارد موجب فساد تولیدات کشاورزی به دلیل نبود راه‌های ارتباطی می‌گردد. همچنین هدر رفت خاک در این نوع فرسایش چندین برابر بیش‌تر از فرسایش سطحی و شیاری است که پیامد آن پرشدن مخازن سدها، کاهش ظرفیت انتقال آبراهه‌ها، رودخانه‌ها و تخریب اراضی کشاورزی پایین دست آن‌ها می‌باشد. علاوه بر این، هزینه بسیار زیادی برای کاهش گسترش خندق‌ها باید صرف شود.

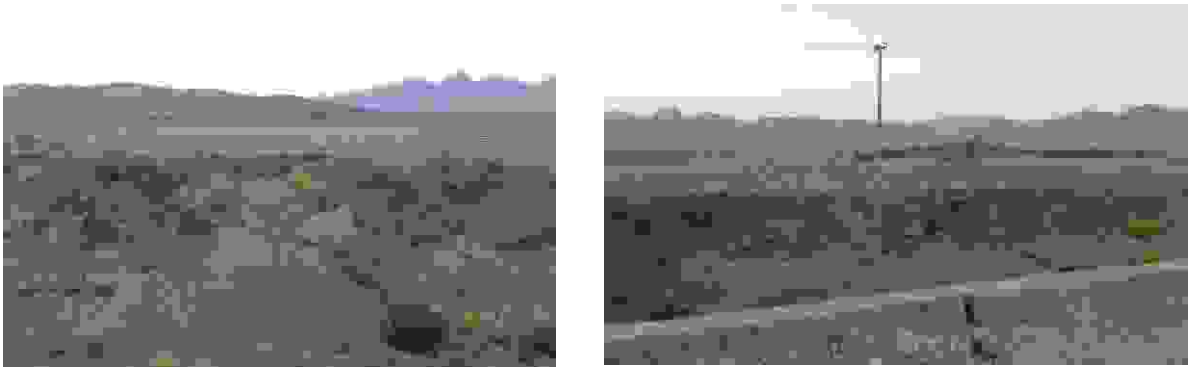
بحث

در منطقه مورد مطالعه در اثر سیلابهای فصلی حاصل از مسیل رونیز، بخشی از زمینهای کشاورزی همواره مورد تهدید بوده و در طول زمان با فرسایش خندقی مواجه شده اند. این فرسایش در انواع کوچک و بزرگ در منطقه رخ داده است تاثیرات بسیار زیادی بر خاکها منطقه داشته و زمینهای زراعی و باغات زیادی را با مشکل مواجه کرده است. در ادامه تعدادی از تصاویر مربوط به فرسایش خندقی منطقه ارائه شده است.(شکل های ۲ تا ۵).



شکل ۲ و ۳: نمونه ای از فرسایش خندقی در منطقه مورد مطالعه

همانطور که در شکل های ۲ و۳ ملاحظه می گردد، فرسایش خندقی بخش عظیمی از اراضی منطقه را فرسایش داده و غیر قابل استفاده کرده است. این اراضی همواره در طول فصل بارش در معرض چنین فرسایشی قرار می گیرند.



شکل ۴ و ۵: فرسایش در منطقه مورد مطالعه

نتیجه گیری

فرسایش خندقی به لحاظ انتقال افق‌های حاصلخیز خاک و کاهش ظرفیت نگهداشت آب، بسیار خطرناک است. به همین دلیل، امروزه ارزیابی میزان و نحوه‌ی ایجاد فرسایش خندقی در اغلب مناطق جهان به یک موضوع اساسی تبدیل شده است. در پژوهش حاضر به بررسی نقش مسیل رونیز در فرسایش اراضی کشاورزی پیرامون پرداخته شد. شواهد نشان داد این پدیده نقش زیادی در تخریب اراضی کشاورزی منطقه داشته و بخش عمده ای از اراضی مجاور را بلااستفاده نموده است. لذا پیشنهاد می گردد به منظور بهره‌برداری مناسب از آب این مسیل و نیز کاهش تخریب اراضی پیرامون، برنامه ریزی ها و مدیریت‌های مناسبی انجام گیرد.

منابع و مآخذ

حسین زاده، محمد مهدی و همکاران(۱۳۹۵)، گسترش فرسایش خندقی و طبقه بندی آن در حوضه آبخیز رباط ترک دلیجان، فصلنامه پژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، دوره۵، شماره۲، صص ۱۶۰-۱۴۱.

رفاهی، حسنقلی(۱۳۸۵)، فرسایش آبی و کنترل آن، انتشارات دانشگاه تهران.

علیزاده، امین(۱۳۸۴). هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.

مقیمی، ابراهیم، نگهبان، سعید(۱۳۹۱)، بررسی فرسایش در حوضه آبخیز رودخانه شورفدامی (استان فارس) با استفاده از مدل آنتروپی، فصلنامه پژوهشهای طبیعی، دوره۴۴، شماره۳، صص۱۶-۱.

Chaplot, V., Giboire, G., Marchand, P., and Valentin, C.,(2005). Dynamic modelling for linear erosion initiation and development under climate and land -use changes in northern Laos. Catena. V. 63. Pp. 318-328.

Montgomery, D.R., (1994). Road Surface Drainage, Channel Initiation and Slope Instability. Water Resources Research, V. 30. Pp. 1925-1932.

Poesen, J., Nachtergale, J., Vertstraeten, G., and Valentin, C., (2003). Gully erosion and environmental change. Importance and research needs. Catena. V. 50. Pp. 91-134.

Prosser, I.P., and Winchester, S.J. (1996). History and processes of gully initiation and development in Australia. Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band. V. 105. Pp. 91-109.

ژئومورفولوژی ساحلی جزیره قشم (Coastal geomorphology of Qeshm Island)

[1] حوریه زحمت‌کش مارمی، [2] محمد مهدی حسین زاده
[1] کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، Zahmatkeshhoorieh@yahoo.com
[2] دانشیار گروه جغرافیا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، m_hoseinzadeh@sbu.ac.ir

مقدمه

سواحل محل تلاقی پهنه‌های خشکی و آب (Purser & Seibold, 1973) و پهنه بسیار پر تحرکی هستند که از سویی تحت تأثیر فرایندهای مربوط به آب‌ها و دریاها قرار دارند و از سوی دیگر، فرایندهای حاکم بر محیط‌های خشکی به طور مستقیم و غیرمستقیم بر نحوه شکل‌گیری و تحولات آن تأثیرگذار هستند. شرایط اقلیمی حاکم بر مناطق ساحلی نیز در ارتباط با فرایندهای شکل‌زایی و شرایط‌زیستی نقش تعیین کننده‌ای بر ویژگی‌های مورفولوژیکی سواحل دارند. از سوی دیگر، حضور انسان در محیط ساحلی و بهره‌برداری از این محیط، موجب تغییر چشم‌اندازهای ساحلی می‌شود (زمردیان، ۱۳۸۳). بر این اساس بخشی از ژئومورفولوژی که فرایندها و اشکال زمین درحد فاصل خشکی و ناهمواری‌های کم عمق کرانه‌ای را مورد مطالعه قرار می‌دهد، ژئومورفولوژی ساحلی عنوان می‌کنند. مطالعات در زمینه لندفرم‌ها در ایران اندک است. این امر در نواحی ساحلی بیش‌تر می‌باشد و این در شرایطی است که در برنامه‌ریزی‌ها و اجرای پروژه عمرانی نیاز به بررسی‌های محیطی از این دست، به‌خوبی احساس می‌شود (ضیائیان و همکاران، ۱۳۸۹) .

جزیره قشم به عنوان تنها ژئوپارک رسمی ایران در یونسکو از زمان طرح ایجاد آن در سال ۱۳۸۳ و دریافت کارت قرمز در سال ۱۳۹۱و خروج آن از لیست ژئوپارک‌های یونسکو تا اردیبهشت ۱۳۹۶ که بازگشت آن به شبکه ژئوپارک‌های جهانی و گرفتن کارت سبز از طرف یونسکو با فراز و نشیب‌های بسیاری همراه بوده است. با توجه به تعریف ژئوپارک که هدف آن حفظ آثار و چشم‌اندازهای طبیعی در رابطه با میراث طبیعی زمین در راستای بالابردن سطح اقتصادی جامعه محلی و جلب همکاری‌های مردمی است؛ در این مقاله سعی شده است به طور خلاصه ژئومورفولوژی ساحلی جزیره قشم مورد مطالعه قرار گیرد. مطالعه میراث طبیعی این جزیره زیربنای مطالعات برنامه‌ریزی سرزمین است تا این ژئوپارک به جای فراز و نشیب، مسیر رو به توسعه و پیشرفت را طی کند.

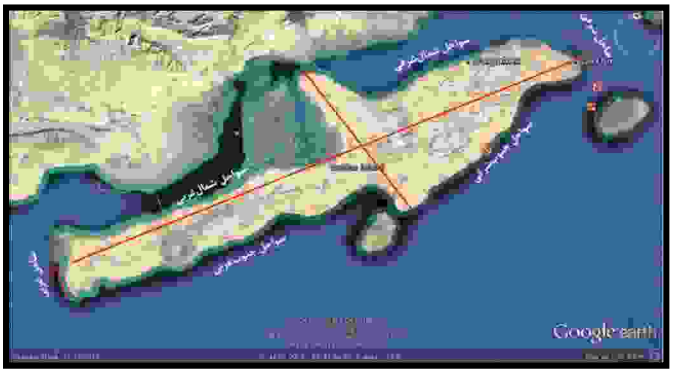
مواد و روشها:

در راستای تحقق به آنچه که عنوان و هدف تحقیق را تشکیل می‌دهد، با استفاده از روش‌ها و مواد ذیل "مطالعه و شناسایی اشکال ژئومورفولوژی" جزیره قشم انجام شد:

الف) مطالعات کتابخانه‌ای در ارتباط با محدوده مورد مطالعه و چگونگی شناسایی اشکال ژئومورفولوژی.

ب) تهیه نقشه محدوده مورد مطالعه

ج) شناسایی اشکال با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای(Google Earth) و مشاهدات میدانی: برای بررسی اشکال ژئومورفولوژی ساحلی جزیره قشم (شکل۱) سواحل جزیره به‌ترتیب به شش جهت (شمال‌شرقی، شمال‌غربی، غرب، جنوب‌غرب، جنوب‌شرق و شرق) تقسیم‌بندی شدند.



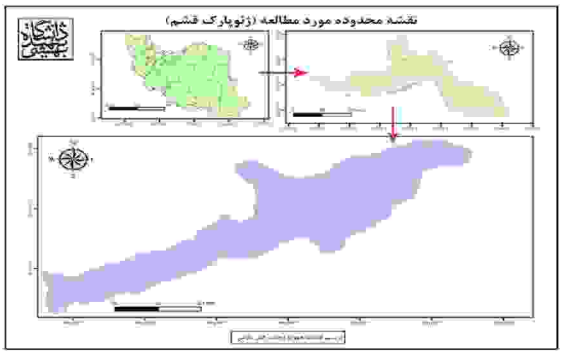
شکل۱- تقسیم‌بندی شش گانه سواحل جزیره قشم جهت مطالعه ژئومورفولوژی ساحلی آن.

شناسایی و توصیف ژئومورفولوژی ساحلی جزیره قشم بر اساس مشاهدات شخصی و بر اساس بررسی های میدانی صورت گرفته است.

بحث و یافته‌ها:

معرفی محدوده مورد مطالعه:

جزیره قشم با مساحت تقریبی ۱۵۶۵ کیلومتر مربع، بزرگ‌ترین جزیره در خلیج‌فارس و گذرگاه دریایی هرمز به همراه جزیره هنگام در جنوب آن تقریباً در موقعیت جغرافیایی ۵۵ درجه و ۱۵ دقیقه و ۲ ثانیه تا ۵۶ درجه و۳۱ دقیقه و ۳۱ ثانیه طول شرقی و ۲۶ درجه و ۳۰ دقیقه و ۴۲ ثانیه تا ۲۷ درجه و ۱ دقیقه و ۴۵ ثانیه عرض شمالی قرار دارد (شکل۲). از لحاظ توپوگرافی ژئوپارک قشم شامل یکسری تاقدیس‌ها و ناودیس‌های کم ارتفاع و نیز گنبدنمکی در غرب آن می‌باشد و بیش‌ترین مساحت را سازند آغاجاری که از توالی مارن و ماسه سنگ تشکیل شده است به خود اختصاص داده است. وضعیت کلی آب و هوای منطقه نشان می‌دهد که این ژئوپارک دارای آب و هوای گرم و مرطوب است.



شکل۲- نقشه محدوده مورد مطالعه (جزیره قشم).

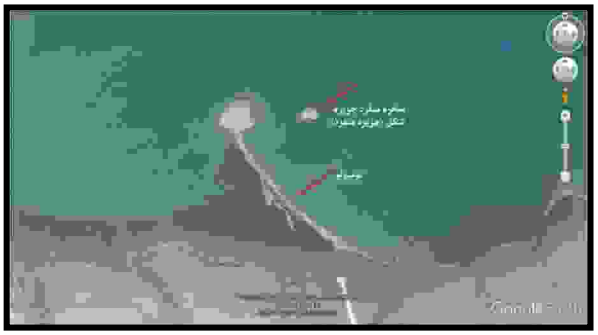
یافته‌ها:

سواحل شمال‌شرقی:

مطالعه بر روی سواحل جزیره قشم را ابتدا از سواحل شمال‌شرقی آن شروع می‌کنیم؛ اشکال به ترتیب موقعیت قرارگیری آن‌ها به همراه تصاویر گوگل ارث مربوط به هر شکل در زیر آورده شده است.

جزیره منفرد (صخره منفرد جزیره شکل):

شکل‌گیری این جزیره منفرد در اثر فرسایش حاصل عملکرد امواج دریا و جریان‌های دریایی است. این جزایر که در سواحل جزیره دیده می‌شوند؛ در زمان تشکیل جزیره قشم به آن چسبیده بودند. مکانسیم شکل‌گیری آن‌ها به این شکل بوده‌است: در اثر برخورد امواج در بخش‌های دماغه‌ای، اگر در این بخش درز، شکست یا لایه کم‌مقاومتی وجود داشته باشد، عمل فرسایش شدیدتر و سریع‌تر انجام می‌شود، با ادامه عملکرد امواج و فرسایش "صخره منفرد جزیره شکل" (شکل۳) تشکیل می‌شود (مکانیسم شکل‌گیری جزایر منفرد کوچک به طور کامل در فصل سوم بخش ژئومورفولوژی آمده است).



شکل۳- تصویر ماهواره‌ای از صخره منفرد جزیره شکل و تومبولو در سواحل شمال‌شرقی جزیره قشم.

تومبولو:

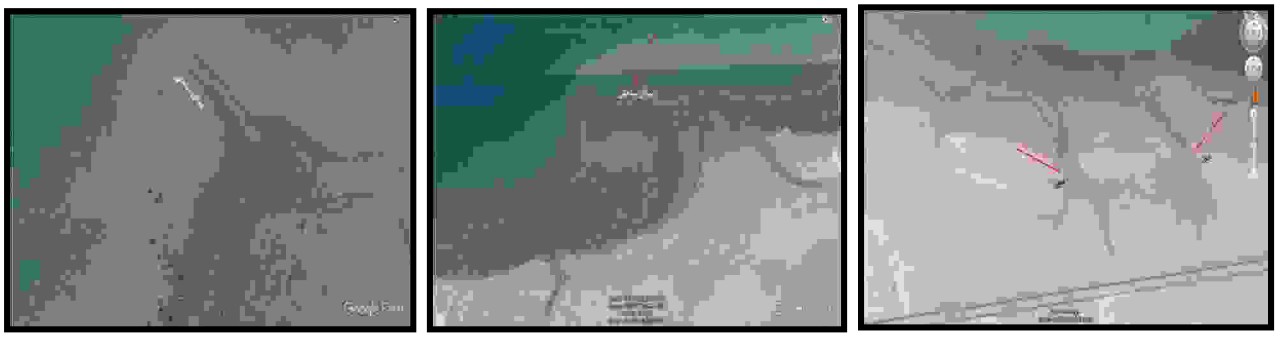
تومبولو برآمدگی یا کناره متشکل از مواد ساحلی که جزیره درون آب را به خشکی متصل می‌کند. نکته قابل ذکر این است، که تا حال حاضر تنها تومبولوی انحصاری در ایران تومبولوی ساحل بیر در سواحل دریای عمان در استان سیستان و بلوچستان معرفی می‌شد؛ اما با مطالعات صورت گرفته در این پژوهش مشخص گردید، تومبولوی دیگری در سواحل شمال شرقی جزیره قشم نیز وجود دارد. این تومبولو دارای جهت جنوب‌شرقی به شمال‌غربی، با عرض تقریبی ۱۰۲۳ متر و طول تقریبی ۳۰ متر است (شکل ۳).

خور:

به شاخه‌ای از دریا که وارد خشکی شده باشد را خور می‌گویند؛ خورهای کوچک در سواحل این جزیره دیده می‌شود. شکل۶دو خور کوچک که بعد از تومبولوی ذکر شده، قرار گرفتند را نشان می‌دهد.

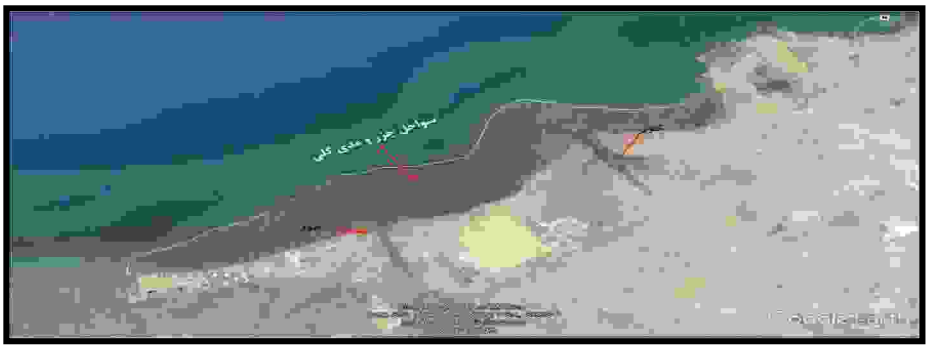
زبانه ساحلی[1] (زبانه ماسه‌ای یا پیکان ساحلی):

زبانه ساحلی یا پیکان ماسه‌ای در اثر کاوش امواج، دریابارهای کوتاهی را در محل دماغه‌ها ایجاد می‌کنند. رسوبات تخریب شده از محل دماغه‌ها در نتیجه جریان‌های ساحلی به تدریج موجب رشد پیکان‌های ساحلی می‌شوند (شکل۷و ۸).



شکل۶،۷و ۸- به ترتیب از راست تصاویر ماهواره‌ای خورهای کوچک و پیکان‌های ساحلی در سواحل شمال‌شرقی جزیره قشم.

سواحل جزر و مدی گلی:

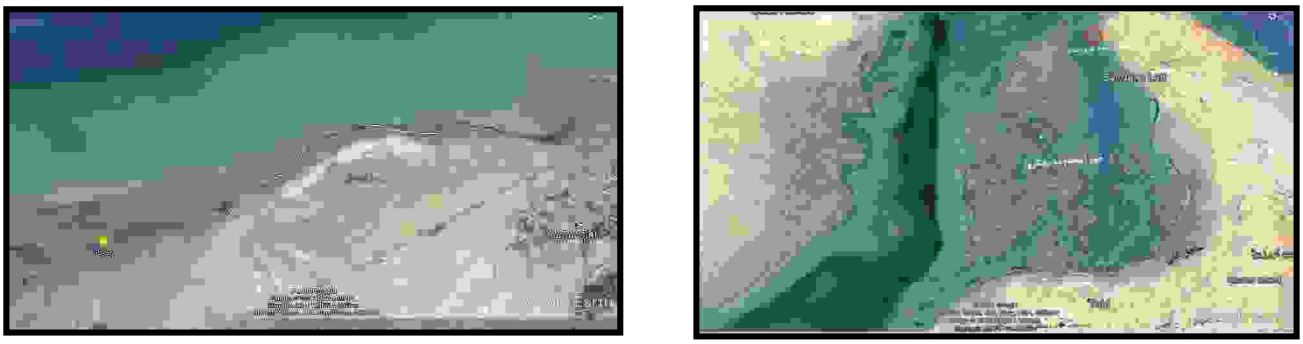


با پایین رفتن آب و قرار گرفتن در وضع جزر، پهنه‌های وسیعی از سواحل گلی را نمایان می‌سازند. ریپل مارک‌های موجی شکل ژئومورفولوژی ساحلی این ژئومورفوسایت تشکیل می‌دهد (شکل۹).

شکل۹- تصویر ماهواره‌ای سواحل جزر و مدی گلی در سواحل شمال‌شرقی جزیره قشم.

سواحل شمال‌غربی:

صخره منفرد جزیره شکل،خور و پهنه گلی:



شکل۱۰ و ۱۱- به ترتیب تصویر ماهواره‌ای سواحل جزر و مدی گلی، صخره منفردجزیره شکل، خور و پهنه گلی در سواحل شمال‌غربی جزیره قشم.

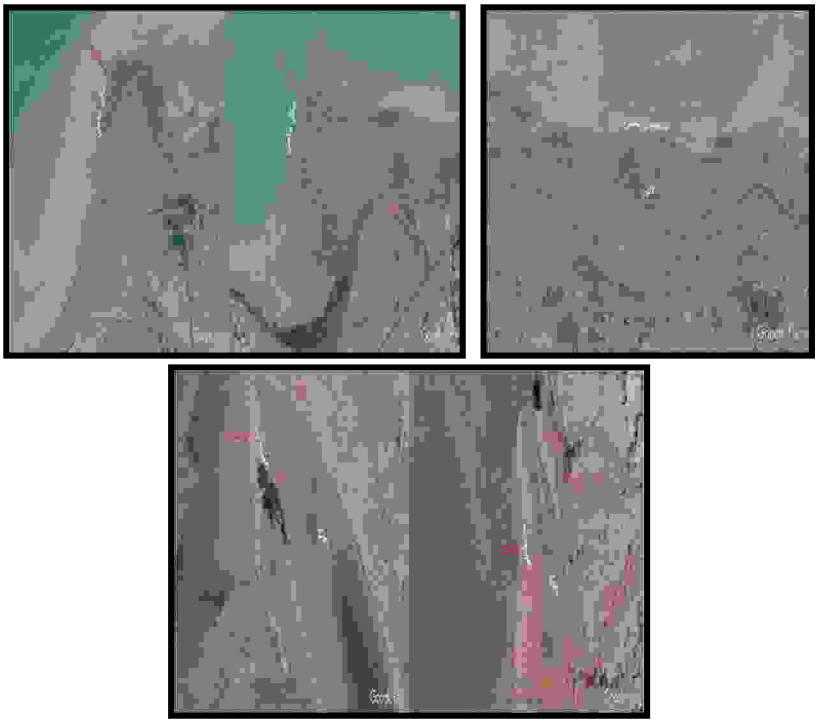
سد ماسه ای (ساحلی)، لاگون و پیکان ساحلی:

سد ماسه‌ای، عارضه باریک و کشیده‌ای است که به وسیله رسوبات دریایی نزدیک ساحل در امتداد خشکی و یا در دهانه‌های خلیج‌ها در بالاترین نقطه بیش‌ترین مد تشکیل می‌شود.یا ممکن است در دهانه لاگون‌ها و باتلاق‌های نیمه بسته شکل گیرد (شکل۱۲).

لاگون‌ها، آب‌های ساحلی درون خشکی بوده که به طور معمول به صورت موازی با ساحل بوده و به وسیله یک سد ماسه ای از دریا جدا و با یک دهانه کوچک با دریا ارتباط دارند، همچنین لاگون‌ها در نتیجه بالا آمدن سطح آب در دوره هولوسن و ایجاد سدهای ماسه ای ساحلی بر اثر فرآیندهای دریایی شکل گرفته اند (شکل۱۲). پیکان ماسه‌ای در نوشته‌های قبل (شکل۱۳) توضیح داده شد.

ساحل غربی:

در ساحل غربی نیز می‌توان لاگون و سد ساحلی را مشاهده نمود (شکل۱۴).

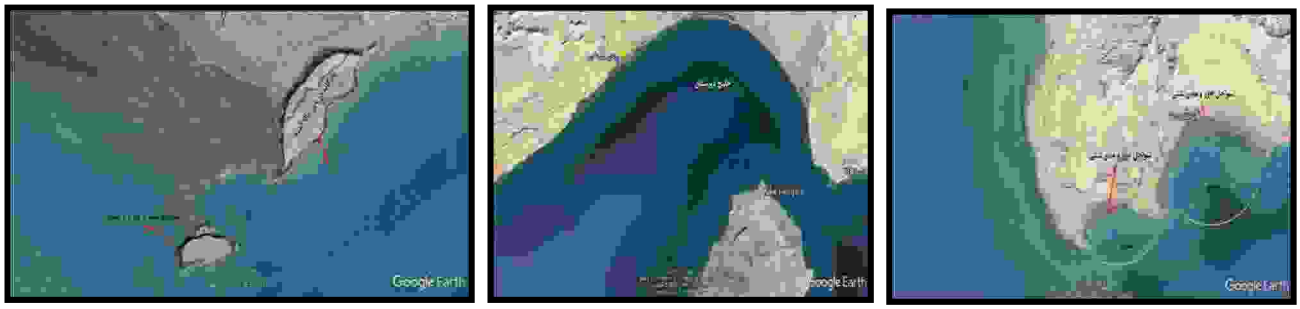


شکل ۱۲- سدماسه‌ای و لاگون (ساحل شمال غربی). شکل۱۳- پیکان ماسه‌ای (ساحل شمال‌غربی). شکل۱۴- لاگون و سد ساحلی (ساحل غربی).

ساحل جنوب‌غربی:

خلیج و پهنه‌های جزر و مدی ماسه‌ای:

خلیج؛ بخشی از دریا که در خشکی پیش رفته باشد؛ به عبارت‌دیگر خور بزرگ را خلیج می‌گویند. شکل (۱۵) دو خور در نزدیکی ساحل غربی و شکل (۱۶) خلیج دیرستان در ساحل جنوبی که به آن خلیج دلفین‌ها نیز گفته می‌شود. **پهنه‌های جزر و مدی ماسه‌ای**(شکل۱۵)، سد ساحلی،لاگون، همچنین **پادگانه دریایی و سواحل بالاآمده (شکل۱۷)** و صخره منفرد جزیره شکل نیز در این قسمت از ساحل مشاهد می‌شود.



شکل۱۵- خلیج و پهنه جزر و مدی ماسه‌ای. شکل۱۶- خلیج دیرستان (خلیج دلفین‌ها). شکل۱۷- پادگانه دریایی

ساحل جنوب شرقی: در این ساحل صخره‌های منفرد جزیره شکل که جزایر ناز نام دارد و پادگانه‌های دریایی بالا آمده دیده می‌شود.

ساحل شرقی: به دلیل ساخت تأسیسات ساحلی مثل اسکله و گسترش شهر قشم لندفرم خاصی مشاهد نمی‌شود.

نتایج:

براساس این مطالعات می‌توان نتیجه گرفت؛ سواحل شمالی و غربی جزیره دارای ارتفاع کم‌تر و خورها ، پیکان و سدهای ماسه‌ای، پهنه‌های جزر و مدی گلی و لاگون‌ها (تالاب) مشاهده می‌شود؛ که نشان دهنده این است که سواحل تقریباً هم سطح دریا و ارتفاع کم و بدون بلندی‌ها می‌باشد . اما در سواحل جنوب شاهد پادگانه‌های بالا آمده و دریابارها هستیم که مرتفع بودن ساحل را نسبت به دریا نشان می‌دهد.

مطالعه وشناسایی لندفرم‌های ساحلی در برنامه‌ریزی‌های اقتصادی (صنعت صید و ماهیگیری) و توریسم (معرفی ژئومورفوسایت‌های جدید و حفاظت از آن‌ها و همچنین برنامه‌ریزی‌های زیست محیطی و حفاظت از این منابع می‌تواند نقش پایه و اساسی را در جزیره قشم ایفا کند.

مراجع:

- زمردیان، محمدجعفر، ژئومورفولوژی ایران، جلد۲، انتشارات آستان قدس،۱۳۸۳.
- قنواتی، عزت الله؛ ولیخانی، احمدرضا؛ ضیائیان فیروزآبادی، پرویز؛ تهیه نقشه لندفرم و جزر و مد ساحل شهرستان بوشهر با استفاده از GPS ، RS،GIS در محدوده قانونمند ساحلی (CRZ)، ، فصل نامه مدرس علوم انسانی، دوره ۱۴، شماره۱، ۲۳۵-۲۱۴، ۱۳۸۹.
- نگارش، حسین، ژئومورفولوژی ساحلی خور تنگ و ویژگی‌های آن، مجله جغرافیا و توسعه، ۸۸-۶۹، ۱۳۸۵.
- Purser, B. H. & Seibold, E., 1973- The principal environmental factors influencing Holocene sedimentation and diagensis in: B.H.,Purser (Ed),The Persian Gulf, Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow Epicontinental Sea, Springer-verlag, p 1-11.