

پهنه‌بندی و واکاوی فرایندهای هوازدگی در غرب دشت مرکزی - زاگرس

فرامرز خوش اخلاق^۱ - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

علی اکبر شمسی پور - استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

مهران مقصودی - دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

محمدامین مرادی مقدم - دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

هما رستمی گهرز - کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۲۴ تاریخ تصویب: ۱۳۹۳/۶/۳۱

چکیده

مطالعه هوازدگی از آن جهت که این فرایند باعث از هم پاشیدن و تجزیه سنگ‌ها، تشدید فرسایش (شامل حمل آن‌ها توسط آب، باد و یخ و برف)، فروریزش تحت نیروی جاذبه، ایجاد اشکال ناهمواری مختلف و حتی ایجاد تمرکز و تشکیل مواد معدنی و تشکیل خاک می‌شود، دارای اهمیت است. این تحقیق به بررسی وضعیت هوازدگی در بخش‌هایی از رشته‌کوه‌های زاگرس و غرب دشت مرکزی ایران پرداخته است. مبنای تعیین مناطق هوازدگی مدل‌هایی است که لوئیز پلتیر ارائه کرده است. از آنجایی که دو عنصر اقلیمی دما و بارش سالانه در مدل‌های ارائه‌شده تعیین‌کننده نوع هوازدگی هستند؛ در ابتدا با استفاده از داده‌های ۲۲ ایستگاه هواشناسی اقدام به پهنه‌بندی بارش با استفاده از میانمایی به روش IDW در سامانه اطلاعات جغرافیایی و دمای سالانه به روش PRIMs شد. سپس این دو نقشه با استفاده از نرم‌افزار ENVI به یک تصویر دو بانده تبدیل و با استفاده از نرم‌افزار Matlab به پیکسل‌های تشکیل‌دهنده آن تجزیه و یک خروجی از آن با فرمت Text تهیه گردید. با فراخوانی این داده‌ها و همچنین اشکال هوازدگی پلتیر در سامانه اطلاعات جغرافیایی موقعیت این پیکسل‌ها را نسبت به اشکال هوازدگی پلتیر مشخص و اقدام به تعیین نوع هوازدگی هر پیکسل و در نهایت نقشه هوازدگی منطقه گردید. نتایج نشان داد غرب دشت مرکزی جزو مناطق مورفوکلیماتیک خشک و نیمه‌خشک است که هوازدگی شیمیایی ضعیفی در آن حاکم است و کوه‌های زاگرس اغلب جزو مناطق ساوان و معتدل است که دارای هوازدگی شیمیایی متوسط است و فرسایش جریانی و حرکات توده‌ای بیشتری را نسبت به غرب دشت مرکزی دارد. کلیدواژه‌ها: هوازدگی، مدل‌های پلتیر، غرب دشت مرکزی و زاگرس.

۱. مقدمه

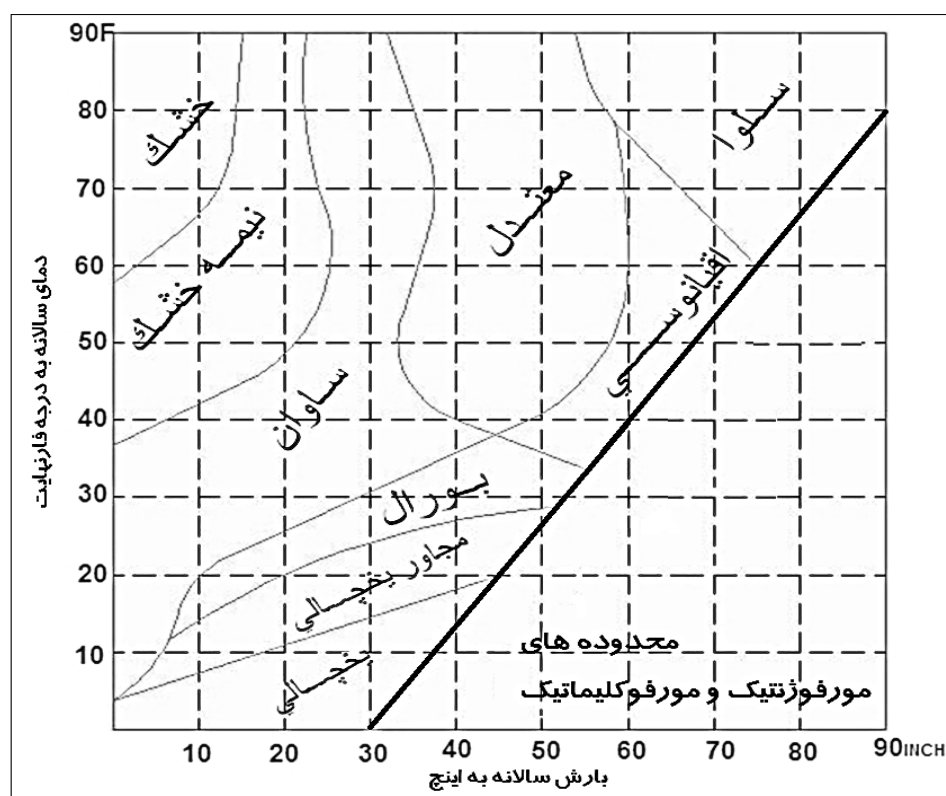
هوازدگی، شکستن یا خرد شدن سنگ مادر در وضعیت اصلی خود در مجاورت سطح زمین که با فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی رخ می‌دهد یا به‌وسیله باد، آب و اقلیم تغییر می‌کند. تعریف‌شده است (ریچه^۱، ۱۹۵۰). پیدورنی^۲ (۲۰۰۶) می‌نویسد: «هوازدگی سبب فروپاشیدن و دگرسانی سنگ‌ها و کانی‌ها در سطح یا نزدیک سطح زمین می‌شود و آن‌ها را به اجزایی که تعادل بیشتری با محیط اطراف خود دارند تبدیل می‌سازد». رابطه بین اقلیم و تشکیل چشم‌اندازها موضوعی تفکیک‌نشده است، چنانکه کوهرفت‌ها و بسیاری دیگر از فرایندهای مورفولوژیک در اثر چرخه‌های اقلیمی رخ می‌دهند (ساری صراف، ۱۳۸۹). سطح زمین مقدار زیادی خاک و قطعات متلاشی شده‌ای از سنگ‌ها وجود دارد که در واقع مراحل تبدیل سنگ‌های تشکیل‌دهنده پوسته زمین به خاک در نتیجه اعمال فرایندهای شیمیایی و فیزیکی جو و هیدروسفر است (ضیائی، ۱۳۴۶: ۸۵). صداقت (۱۳۵۸)، به نقل از ساری صراف، (۱۳۸۹: ۱۰۳) در صفحه اول کتاب فرایندهای بیرونی تغییردهنده زمین می‌نویسد: «هوازدگی فرایندی است که مواد متراکم و پیوسته سطح زمین را به مواد نرم و ناپیوسته تبدیل می‌کند» و در ادامه می‌نویسد: به‌طورکلی هوازدگی عبارت است از خردشدن و تجزیه شیمیایی و فیزیکی سنگ‌ها در محل خود، به علت تأثیرات آب‌وهوا و موجودات زنده». مطالعه هوازدگی از آن جهت که باعث از هم پاشیدن و تجزیه سنگ‌ها در سطح و نزدیک سطح زمین، تشدید فرسایش (شامل حمل آن‌ها توسط آب، باد و یخ)، فروریزش آن‌ها تحت نیروی جاذبه، ایجاد لندفرم‌ها و حتی ایجاد تمرکز و تشکیل مواد معدنی و تشکیل خاک می‌شود، دارای اهمیت است (ساری صراف، ۱۳۸۹: ۱۰۲).

همچنین هوازدگی گام نخست برای تعداد کثیری از فرایندهای ژئومورفیک و بیوژئوشیمی است. هوازدگی شیمیایی مواد مغذی و محلول در خاک، رودخانه‌ها و اقیانوس‌ها را فراهم می‌کند؛ بنابراین یکی از مؤلفه‌های مهم در چرخه بیوژئوشیمیایی است. هوازدگی به تشکیل خاک، ماسه، سیلت و رس کمک می‌کند و فرایندی است که هیدروسفر، لیتوسفر و بیوسفر در آن نقش ایفا می‌کنند. تشکیل خاک ارتباط مستقیمی با اقلیم دارد، به طوری که داکوپایف بنیانگذار علم خاک‌شناسی معتقد است که خاک خصوصیات و ویژگی‌های مشخص و ثابتی را نشان می‌دهد که این خصوصیات نتیجه اثرات عوامل اقلیم، مواد مادری، پوشش گیاهی، موجودات زنده، پستی و بلندی و زمان است. در هر مکان که این پنج عامل ثابت و مشابه باشند خاک تشکیل شده هم یکسان خواهد بود. (متین‌فر، ۱۳۸۹: ۶).

1Reiche

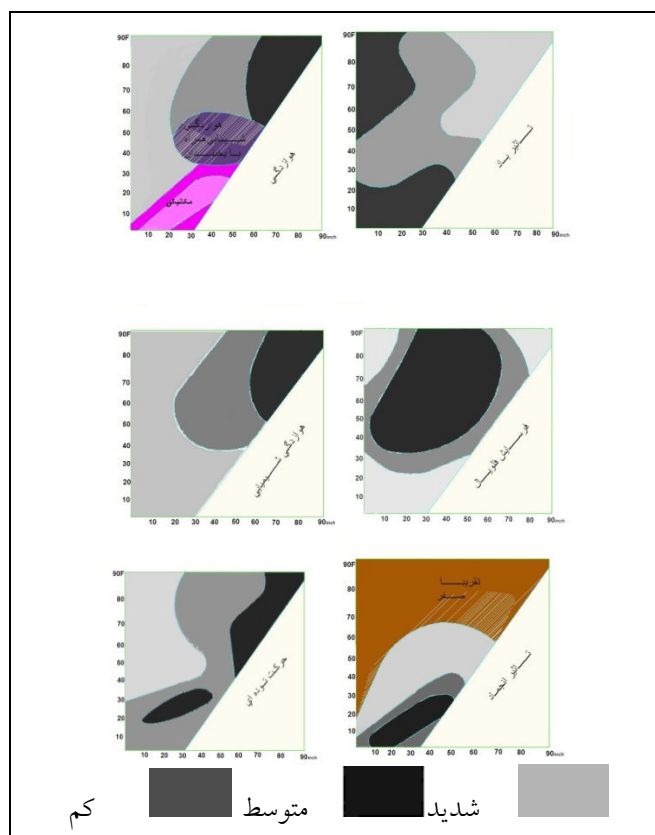
2 Pidwirny

مطالعات لوئیز پلتیر در زمینه هوازدگی که در همایش سالانه انجمن جغرافی دانان آمریکا^۱ در سال ۱۹۵۰ ارائه داد تاکنون بهترین منبع برای تشریح فرایند هوازدگی است. مطالعات وی مورد توجه زمین‌شناسان، ژئومورفولوگ‌ها و سایر علوم مرتبط با آن‌ها قرار گرفته و هنوز از اشکال و تعاریف وی برای شرح مجموعه فرایندهای ثابتی که بر روی سطح زمین رخ می‌دهد استفاده می‌کنند (فولر رل^۲، ۲۰۰۳). این فرایند در تمامی سطوح زمین از بلندترین قله تا دره‌های عمیق رخ می‌دهد. دو متغیر اقلیمی که در هوازدگی نقش تعیین‌کننده دارند، میانگین دما و بارش سالانه است. پلتیر با استفاده از این دو متغیر هفت مدل گرافیکی را ارائه کرد که انواع پدیده‌های هوازدگی را تشریح می‌کنند. این اشکال شامل هوازدگی شیمیایی، تأثیر یخبندان و انجماد، هوازدگی ترکیبی، فرسایش جریانی (فلوویال)، حرکات توده‌ای، تأثیر باد و ناحیه‌های مورفوژنتیک هستند. این اشکال در شکل ۱ و ۲ نشان داده شده‌اند.



شکل ۱ پهنه‌بندی مناطق مورفوژنتیک (مورفوکلیماتیک) براساس دو متغیر بارش و دما (پلتیر، ۱۹۵۰)

1 AAA=Association of American Geographers
2 Fowler, Rell



شکل ۲ نمودارهای شش گانه هوازدهی (از پلتیر، ۱۹۵۰)

چرنیاخوفسکی^۱ و همکاران (۱۹۷۶) به بررسی وضعیت هوازدهی پوسته کره زمین تحت تأثیر وضعیت آب و هوای دوره کنونی پرداختند. آن‌ها هوازدهی را به چهار نوع: بدون هوازدهی شیمیایی، هوازدهی شیمیایی ضعیف، هوازدهی شیمیایی شدید و مناطق یخبندان^۲ (اثر ترکیبی برف و یخ) طبقه‌بندی کردند. مطالعات آن‌ها نشان می‌دهد سطح وسیعی از کره زمین را سه نوع هوازدهی شیمیایی ضعیف، بدون هوازدهی شیمیایی و مناطق یخبندان تشکیل می‌دهد و در مناطق بسیار محدودی که بارش زیاد و دمای بالا دارند هوازدهی شیمیایی شدید مشاهده می‌گردد.

همچنین از نمودارهای بالا در نقاط مختلف برای تعیین هوازدهی استفاده شده است، برای مثال آردیا و ساربون^۳ (۱۹۹۵) به بررسی ویژگی‌های مورفوکلیماتیک کوه‌های رومانی پرداختند و برای شناخت

1 Chernyakhovsky

2 Non-leaching, weak periodic leaching, strong leaching and freezing

3 Urdea, P. Sarbovan. C

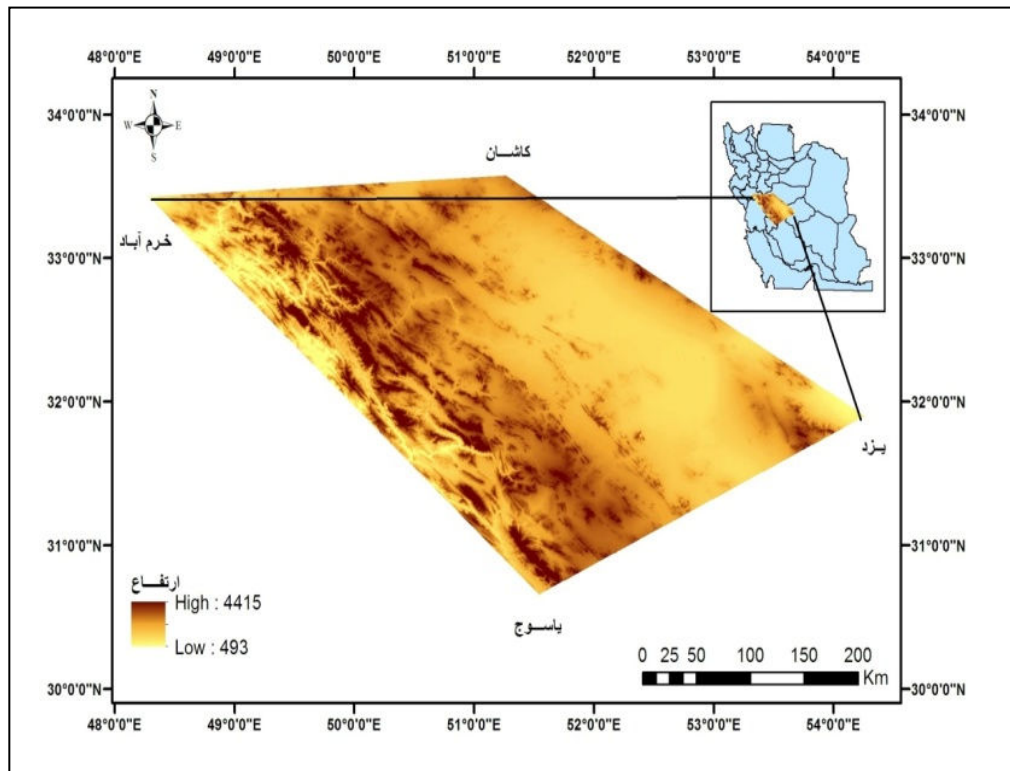
ویژگی‌های منطقه از نمودارهای هوازدهی پلتیر استفاده کردند. آن‌ها این ویژگی‌ها را در ۱۳ نقطه با ارتفاع‌ها و عرض‌های مختلف و برای وضعیت سالانه و همچنین ماه‌های ژانویه، ژوئیه، آوریل و اکتبر بررسی کردند. فولر و پیترسون^۱ (۲۰۰۳) انواع مختلف هوازدهی را در ایالات متحده پهنه‌بندی کرده‌اند. آن‌ها از هفت نمودار هوازدهی تعریف شده توسط پلتیر و با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی و میانگین سالانه دما و بارش سال‌های ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ این کار را انجام داده‌اند. آن‌ها به این نتیجه رسیده‌اند که در نیمه شرقی ایالات متحده هوازدهی شیمیایی ضعیف و نیمه غربی تقریباً بدون هوازدهی شیمیایی است و در مناطقی از جنوب شرقی و پهنه‌های کوچکی در منتهی‌الیه غرب این کشور هوازدهی شیمیایی نسبتاً شدیدی حاکم است. همچنین مشاهدات آن‌ها نشان داد که تقریباً در هیچ منطقه‌ای از ایالات متحده فرسایش ناشی از یخبندان و یخزدگی وجود ندارد. عمل باد در نیمه غربی فراگیرتر از نیمه شرقی است. در نهایت آن‌ها نقشه مناطق موفورژنتیکی را با استفاده از نمودارهای پلتیر ارائه دادند.

قهرودی تالی (۱۳۸۴) پهنه‌بندی هوازدهی سنگ‌ها در کل پهنه ایران را با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی انجام داده است. وی از سه شاخص اقلیمی مختلف برای تعیین و پهنه‌بندی هوازدهی استفاده کرد. مقصودی و همکاران (۱۳۸۹) در مقاله‌ای به پهنه‌بندی و واکاوی فرایندهای هوازدهی سنگ‌ها بر اساس مدل‌های پلتیر در شمال غرب ایران اقدام کردند. آن‌ها با استفاده از دو مدل هوازدهی پلتیر وضعیت هوازدهی و مناطق ژئومورفولوژیکی را در این منطقه بررسی کرده‌اند. نتایج آن‌ها نشان داد که از ۹ وضعیت مورفوزنتیکی موجود در مدل پلتیر، پنج وضعیت در شرایط اقلیمی منطقه وجود دارد، به طوری که بیشتر بخش‌های شمال غرب کشور در منطقه نیمه خشک قرار دارد، همچنین مشخص گردید که در بیشتر مناطق کوهستانی منطقه، هوازدهی‌ها از نوع مکانیکی ضعیف تا متوسط رخ می‌دهد. همچنین در سواحل جنوب غربی دریای خزر و دامنه‌های غربی زاگرس در استان کردستان هوازدهی شیمیایی همراه با عمل یخبندان تا هوازدهی شیمیایی متوسط و شدید اتفاق می‌افتد. یمانی و همکاران (۱۳۹۰) در تعیین حدود مناطق مورفودینامیکی و مورفوکلیماتیکی کواترنری در حوضه جاجرود از نمودارهای پلتیر برای استفاده کردند. با توجه به اهمیت هوازدهی و تعیین پهنه‌های آن، در این پژوهش روشی مناسب برای تعیین دقیق‌تر مناطق هوازدهی بر اساس مدل‌های پلتیر ارائه شده است.

۲. منطقه مورد مطالعه

الف) موقعیت منطقه: منطقه پژوهش شامل یک چهارگوش غیرمنتظم محدود بین شهرهای خرم‌آباد با مختصات جغرافیایی (۴۸°۱۷' شرقی، ۳۳°۲۶' شمالی)، کاشان (۵۱°۲۷' شرقی، ۳۳°۵۹' شمالی)، یزد (۱۷°

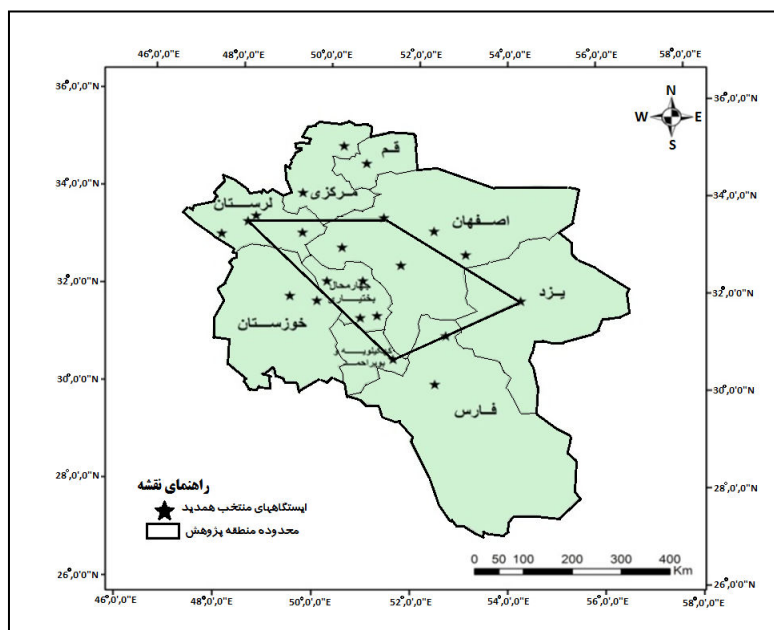
۵۴° شرقی، ۳۱°۵۱' شمالی) و یاسوج (۵۱°۴۱' شرقی، ۳۰°۵۰' شمالی) است. مساحت کل منطقه پژوهش ۸۸۷۱۱ کیلومتر مربع وسعت است که ۵/۴ درصد کل مساحت ایران را دربرمی گیرد. منطقه به نحوی انتخاب شده که بخشی از زاگرس و نیز چاله بین کاشان و یزد را شامل می گردد.



شکل ۳ موقعیت و بازه ارتفاعی منطقه پژوهش

ب) ویژگی های ارتفاعی منطقه: بازه ارتفاعی منطقه زیاد و نزدیک به ۴۰۰۰ متر است، به طوری که کمترین ارتفاع ۴۹۳ متر، که عمدتاً دره های واقع شده در بین رشته کوه های زاگرس و بالاترین ارتفاع ۴۴۱۵ متر که مربوط به قله دنا در استان چهارمحال بختیاری است. نیمه غربی منطقه، از بازه ارتفاعی بیشتری به علت وجود کوه های مرتفع زاگرس و حواشی پست دشت خوزستان نسبت به نیمه شرقی آن که از دامنه های شرقی زاگرس شروع و به کویر مرکزی ایران ختم می شود، برخوردار است. شکل (۳) مربوط به موقعیت و بازه ارتفاعی منطقه است.

ج) پراکنندگی ایستگاه های همدید منتخب در منطقه پژوهش: در شکل (۴) پراکنندگی ۲۲ ایستگاه منتخب نشان داده شده است. به دلیل عدم وجود ایستگاه های با دوره آماری کافی در پهنه اصلی پژوهش، از ایستگاه های مناطق مجاور آن نیز استفاده شده است.



شکل ۴ موقعیت چهارگوش منطقه پژوهش و ایستگاه‌های همدید منتخب

جدول ۱ ویژگی‌های جغرافیایی ایستگاه‌های همدید منتخب

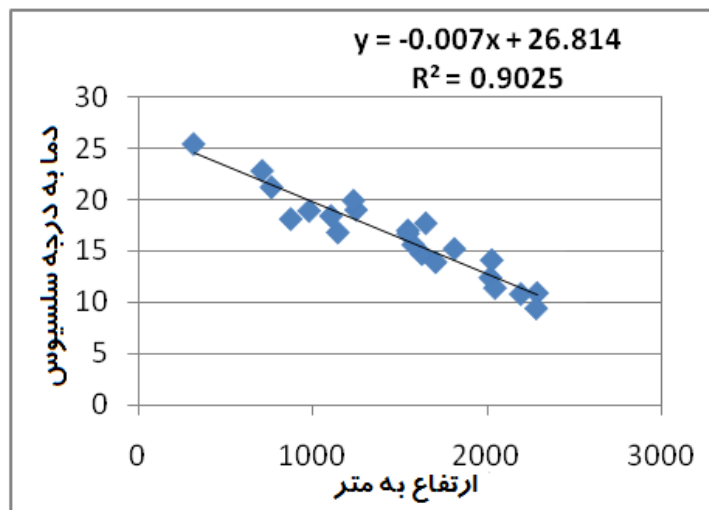
ارتفاع	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ایستگاه
۱۱۴۷	۳۳°۲۶'	۴۸°۱۷'	خرم‌آباد
۹۸۲/۳	۳۳°۵۹'	۵۱°۲۷'	کاشان
۱۲۳۷/۲	۳۱°۵۱'	۵۴°۱۷'	یزد
۱۸۳۱/۵	۳۰°۵۰'	۵۱°۴۱'	یاسوج
۱۶۲۹	۳۳°۵۵'	۴۸°۴۵'	بروجرد
۲۰۲۲	۳۳°۲۴'	۴۹°۴۲'	الیگودرز
۷۱۳/۵	۳۳°۰۹'	۴۷°۴۳'	پلدختر
۱۷۰۸	۳۴°۰۶'	۴۹°۴۶'	اراک
۸۷۷/۴	۳۴°۴۲'	۵۰°۵۱'	قم
۱۱۰۸	۳۵°۰۳'	۵۰°۲۰'	ساوه
۲۰۳۰	۳۱°۱۱'	۵۲°۴۰'	آباده
۱۲۵۲/۴	۳۳°۲۳'	۵۲°۲۳'	اردستان
۲۱۲۹	۳۱°۵۷'	۵۱°۱۸'	بروجن
۲۲۹۰	۳۲°۵۸'	۵۰°۲۲'	داران
۱۵۵۰/۴	۳۲°۳۷'	۵۱°۴۰'	اصفهان
۷۶۷	۳۱°۵۱'	۴۹°۵۲'	ایذه
۲۲۸۵	۳۲°۲۶'	۵۰°۰۷'	کوه‌رنگ
۱۵۸۰	۳۱°۳۱'	۵۰°۴۹'	نردگان
۳۲۰/۵	۳۱°۵۶'	۴۹°۱۷'	مسجد سلیمان
۱۵۴۹	۳۲°۵۱'	۵۳°۰۵'	نابین
۱۶۵۲	۳۰°۱۱'	۵۲°۲۷'	سد درودزن
۲۰۴۸/۹	۳۲°۱۷'	۵۰°۵۱'	شهرکرد

۳. مواد و روش‌ها

با توجه به تأثیر دو عامل دما و بارش در هوازدگی، برای تهیه مدل‌های هوازدگی، در ابتدا اقدام به تهیه نقشه‌های دما و بارش منطقه شد.

الف) نقشه دما

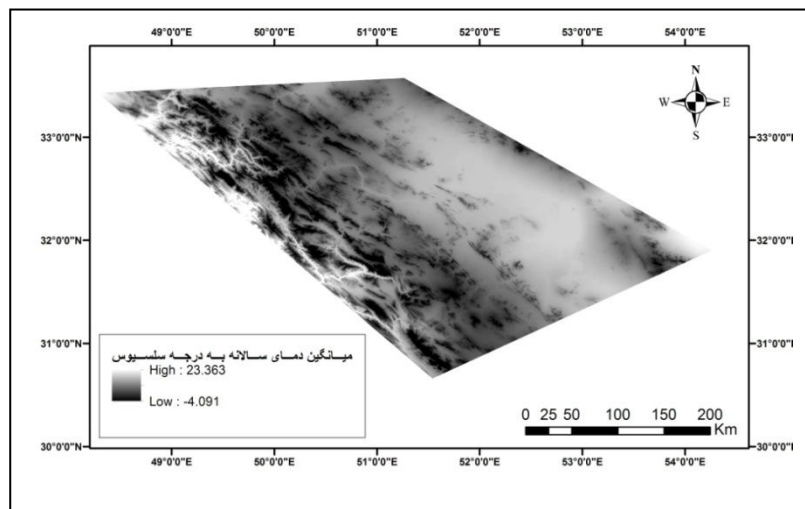
با توجه به اینکه بخش‌های وسیعی از پهنه پژوهش فاقد ایستگاه هواشناسی است و این موضوع زمانی بیشتر چهره می‌نماید که بخش مهمی از منطقه کوهستانی بوده و از طرفی این مناطق از تغییرات اقلیمی شدیدی در مقیاس مکانی برخوردارند، برای مثال در این منطقه ارتفاعات بالای ۴۰۰۰ متر وجود دارد، اما بالاترین ایستگاه منطقه کوه‌رنگ با ارتفاع ۲۲۲۰ متر است که این وضعیت اندازه‌گیری و یا برآورد عناصر جوی را با مشکل مواجه می‌سازد. لذا برای تهیه نقشه دمای منطقه پژوهش از روش PRIMIS^۱ استفاده گردید. در این روش بر اساس میزان همبستگی میان عناصر هواشناسی ایستگاه‌ها و ارتفاع آن‌ها نقشه پراکندگی عناصر تهیه می‌شود. منبع اصلی برای تهیه این نقشه داده‌های دمای ۲۲ ایستگاه موجود در منطقه که دوره آماری ثبت شده طولانی‌تری را دارند و نیز نقشه سطوح ارتفاعی منطقه DEM^۲ است. میانگین ۲۰ سال داده‌های دمای این ایستگاه‌ها (۱۹۸۶ تا ۲۰۰۵) و همچنین ارتفاع آن‌ها در محیط EXCEL وارد و آزمون همبستگی انجام گرفت. نتایج نشانگر رابطه و همبستگی خوبی بین دما و ارتفاع در سطح اطمینان ۹۵٪ بود. در شکل (۵) معادله محاسبات و خط وایازی همبستگی دما و ارتفاع ارائه شده است.



شکل ۵ همبستگی بین دما و ارتفاع در ایستگاه‌های منتخب

1 Parameter-Elevation regressions on Independent Slopes Model
2 Digital Elevation Model

با توجه میزان همبستگی زیاد بین دما و ارتفاع در سطح اطمینان ۹۵٪ که برابر با $R^2=90$ است، لذا رابطه وایازی $Y=-0.007X+26.814$ برای تولید نقشه توزیع دمای هوای منطقه (شکل ۶) استفاده شد.



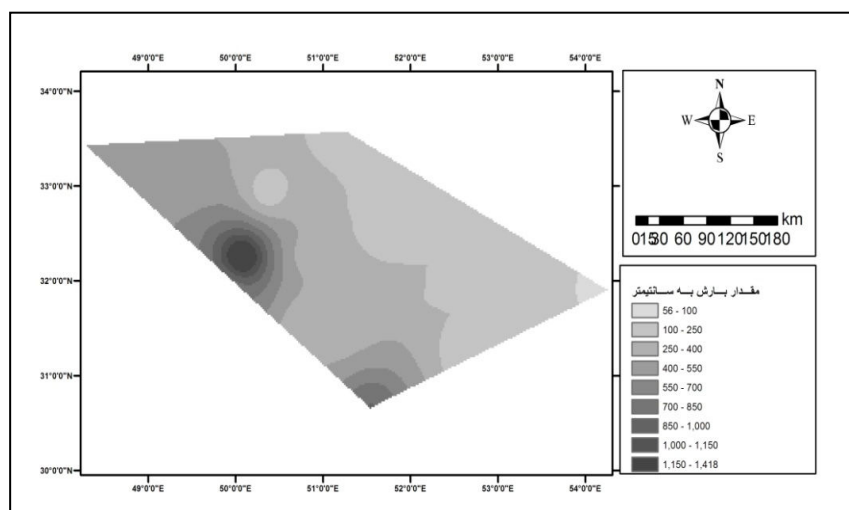
شکل ۶ نقشه پهنه‌بندی دمای پهنه پژوهش

ب) نقشه بارش

تهیه نقشه بارش با استفاده از روش PRIMs که برای دما توضیح داده شد، مشکل است، زیرا نواحی کوهستانی دارای الگوهای پیچیده بارشی هستند و رابطه وایازی یکسانی بین بارش و ارتفاع آن‌ها وجود ندارد. از طرفی اطلاعات پژوهشگران از بارش نواحی کوهستانی بر پایه اطلاعات ثبت شده در ارتفاعات پایین است و در ارتفاعات خیلی بالا غالباً ایستگاهی جهت ثبت داده‌های جوی و بارش وجود ندارد و این وضعیت سبب پیچیده‌تر شدن مدلسازی و پهنه‌بندی بارش در نواحی کوهستانی می‌شود. برای نمونه بر روی دامنه‌های بادگیر زاگرس با افزایش ارتفاع، بارش نیز افزایش می‌یابد. زاگرس بسان دیواره‌ای پیوسته توده‌های هوا را ناچار به صعود و تخلیه رطوبت می‌سازد، اما در کوه‌های پراکنده داخلی توده‌های هوا می‌توانند تا حدی این کوه‌ها را دور بزنند. به همین دلیل در شرق زاگرس توده‌هوائی که از غرب به ایران وارد می‌شوند بخش بزرگی از رطوبت خود را از دست می‌دهند. این هوای خشک حتی در صورت صعود از کوه‌های پراکنده و کم ارتفاع تر داخلی، کمتر به تخلیه رطوبت و بارش وادار می‌شود (اقتباس از مسعودیان، ۱۳۸۸: ۱۲۵). از طرف دیگر غالباً شیب افزایش بارش در دامنه‌های بادگیر زاگرس تا ارتفاعات بالای این رشته‌کوه ادامه نمی‌یابد، زیرا محتوای رطوبتی توده‌های هوایی که به ایران وارد می‌شوند آن اندازه نیست که بتواند پس از حدود ۴۰۰۰ متر صعود همچنان رطوبت کافی داشته باشد که ببارد. صفرراد (۱۳۸۸) که در مدلسازی و تحلیل فضایی بارش در مناطق کوهستانی زاگرس میانی به ترسیم نیمرخ‌هایی از بارش و ارتفاع پرداخته

است، بیان می‌کند که ازدیاد بارش در دامنه‌های روبه باد با افزایش ارتفاع هماهنگ است و این افزایش لزوماً تا خط‌الرأس ادامه نمی‌یابد. محاسبات وی نشان می‌دهد که حد کاملاً مشخصی را برای تعیین ارتفاع حداکثر بارش در زاگرس نمی‌توان مشخص کرد. وی حداکثر بارش را در ارتفاعی بین ۱۳۰۰ تا ۲۳۰۰ برآورد می‌کند. همچنین وی معتقد است محتوای رطوبتی توده‌های هوای وارد شده به منطقه، ارتفاع بیشینه بارش را در منطقه زاگرس مشخص می‌کند.

به همین دلیل با وجود هماهنگی نسبی بارش و ناهمواری و پیروی خطوط همبارش از پیکربندی ناهمواری بر روی رشته‌کوه زاگرس، محور بیشینه بارش با خط‌الرأس ناهمواری‌ها کاملاً منطبق نیست (برگرفته از مسعودیان، ۱۳۸۸). با توجه به این مسائل، یعنی متفاوت بودن میزان بارش مناطق غربی و شرقی زاگرس، نداشتن ایستگاه‌های هواشناسی در ارتفاعات بالا، عدم وجود همبستگی مطلوب بین بارش و ارتفاع، با کاربرد روش میان‌یابی IDW در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی اقدام به پهنه‌بندی بارش در پهنه پژوهش گردید (شکل ۷).

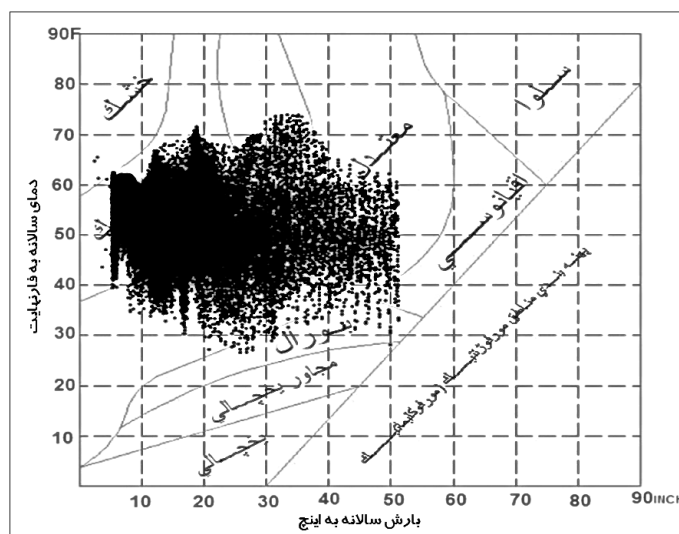


شکل ۷ پهنه‌بندی بارش محدوده پژوهش به روش IDW

در ادامه دو نقشه تهیه شده دما و بارش که به صورت رس‌تری بودند با استفاده از نرم‌افزار ENVI و ابزار Layer Stacking به یک تصویر دارای ۲ باند تبدیل شد. با این کار پیکسل‌های هر دو تصویر به صورت نظیر به نظیر بر روی هم قرار گرفتند. همچنین با توجه به تعداد بسیار بالای پیکسل‌ها، تعداد آن‌ها با استفاده از ابزار Resize data (spatial spectral) در نرم‌افزار پیشگفته کاهش داده شد و در انتها از این تصویر ۲ باندهای یک تصویر با فرمت tiff استخراج گردید. سپس این تصویر خروجی را در نرم‌افزار MATLAB وارد کرده و در اولین مرحله اقدام به حذف داده‌های پرت شد، دلیل به وجود آمدن داده‌های پرت زمینه صفر به علت چرخش

تصویر برای ایجاد ماتریس است. سپس تصویر دو بانندی دما و بارش که به صورت دو ماتریس با ابعاد $2 \times (665 \times 340)$ بود، جدا شده و به یک ماتریس که دارای ۴ ستون شامل بارش، دما، طول و عرض جغرافیایی و ۱۲۴۱۰۰ ردیف می‌شدند تبدیل شد. در نهایت از ماتریس فوق یک خروجی با فرمت Text استخراج گردید. در این مرحله اشکال مربوط به هوازدگی پلتیر را در نرم‌افزار Arc/GIS10 وارد کرده و با استفاده از ابزار زمین مرجع^۱ محدود آن به گونه‌ای برای نرم‌افزار تعریف شد که محور افقی تصویر که مربوط به بارش برحسب اینچ است، طول و محور عمودی که دمای هوا و به فارنهایت است، عرض جغرافیایی باشد.

سپس ماتریس فوق در نرم‌افزار Arc/GIS10 فراخوان گردید (لازم به اشاره است ابتدا می‌بایست آن را در برنامه اکسل وارد و سپس فراخوان کرد). جهت تعیین موقعیت پیکسل‌ها بر روی تصویر (نمودار هوازدگی پلتیر) فراخوانی آن‌ها باید به گونه‌ای باشد که به جای وارد کردن موقعیت واقعی طول جغرافیایی پیکسل‌ها، ستون مربوط به بارش و به جای عرض، ستون دما وارد شود. سپس از آن یک خروجی با فرمت پلیگون نقطه‌ای تهیه شد. با این کار موقعیت هر کدام از پیکسل‌ها در اشکال هوازدگی مشخص می‌شود. شکل (۸) یک نمونه از موقعیت پیکسل‌های منطقه که در نمودار هوازدگی پلتیر جانشانی شده‌اند را نشان می‌دهد.



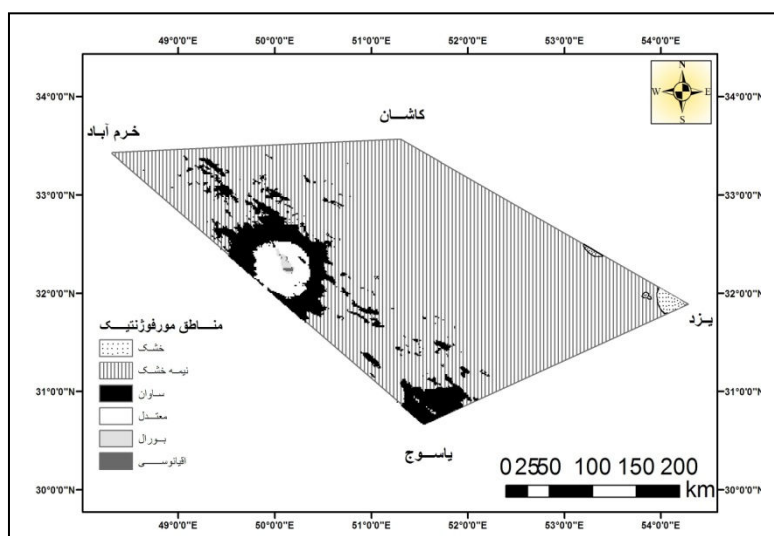
شکل ۸ جانشانی تمامی نقاط (پیکسل‌ها) پهنه پژوهش در نمودار پلتیر

سپس در جدول ویژگی‌های این پلیگون نقطه‌ای در سامانه اطلاعات جغرافیایی یک ستون اضافه کرده و با انتخاب نقاط واقع در هر کدام از مناطق تعریف شده در اشکال هوازدگی، برای آن‌ها یک کد تعیین شد. پس از کدگذاری تمام نقاط (که در واقع کلیه پیکسل‌های تشکیل دهنده تصویر هستند)، از آن یک خروجی با فرمت Text

گرفته شد. خروجی یادشده را یکبار دیگر از سامانه اطلاعات جغرافیایی فراخوان کرده، اما این بار طول و عرض واقعی نقاط را پذیرفته و از آن نیز یک خروجی با فرمت پلیگون نقطه‌ای تهیه شد. ارزش‌های تعیین شده در مرحله قبل به‌عنوان ارزش نقاط است که تعیین‌کننده نوع هوازدگی تعیین شده براساس تعاریف و نمودارهای پلتیر است (شکل ۸).

۴. بحث و نتایج

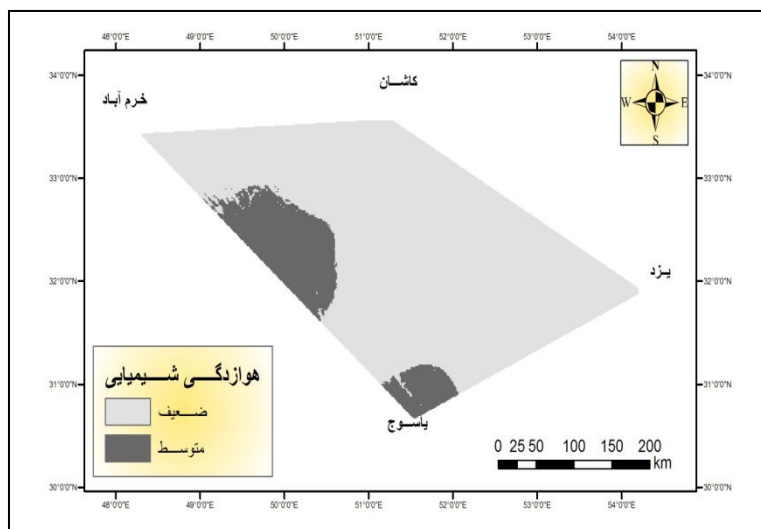
الف) تعیین مناطق مورفوژنتیک: نمودار مناطق مورفوژنتیک شامل ۹ طبقه مختلف است. مناطق با دمای پایین عمدتاً جزء مناطق یخچالی و مناطق با دمای بالا و بارش کم جزء مناطق نیمه‌خشک و خشک و مناطق دارای بارش بیشتر و دماهای بالا جزء مناطق معتدل و سلوا (گرم و مرطوب) محسوب می‌شوند. همان‌طور که در شکل (۹) دیده می‌شود از ۹ محدوده تعریف‌شده در نمودار مورفوژنتیک (شکل‌های ۱ و ۸) شش پهنه در محدوده پژوهش موجود است که بزرگ‌ترین آن پهنه نیمه‌خشک است. پهنه بعدی منطقه ساوان است که ارتفاعات میانی زاگرس دارای این ویژگی هستند. سومین محدوده، منطقه معتدل است که ارتفاعات میانی کوه‌های اطراف شهرکرد در این طبقه جای می‌گیرند. پهنه سردسیر (بورال) و مرطوب (اقیانوسی) نیز ارتفاعات اطراف شهرکرد و یاسوج را دربر می‌گیرد. منطقه خشک نیز در شرق یعنی در حاشیه غربی کویرهای مرکزی ایران و اطراف یزد مشاهده می‌شود.



شکل ۹ نقشه پهنه‌های مورفوژنتیک (مورفوکلیماتیک)

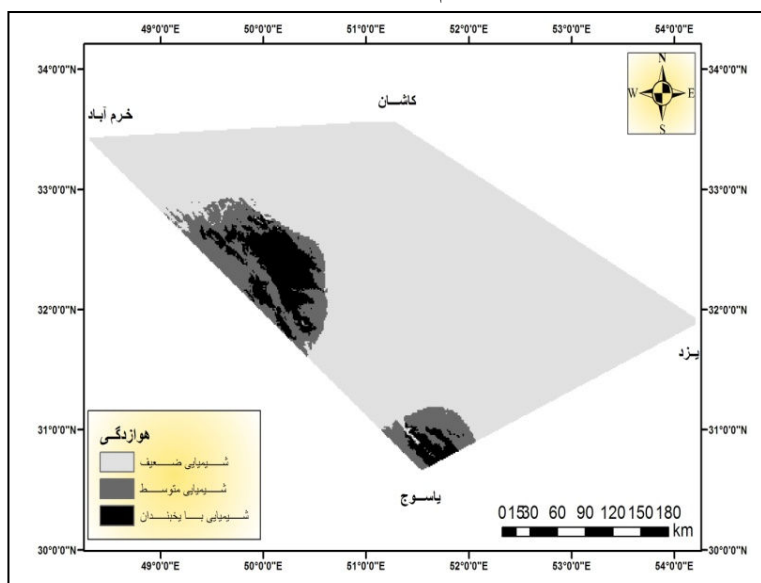
ب) هوازدگی شیمیایی: زمانی رخ می‌دهد که رطوبت و همچنین دمای بالا شرایط را برای کنش‌ها و واکنش‌های شیمیایی فراهم کند. این نمودار از مرطوب‌ترین و گرم‌ترین ناحیه که بیشترین هوازدگی رخ می‌دهد تا سردترین و خشک‌ترین ناحیه که در آن کمترین واکنش‌های شیمیایی صورت می‌گیرد طبقه‌بندی

شده است. شکل (۱۰) نشان می‌دهد که از سه نوع هوازدگی شیمیایی دو نوع آن یعنی هوازدگی شیمیایی ضعیف و متوسط رخ می‌دهد. به‌جز ارتفاعات میانی به بالای کوه‌های زاگرس که هوازدگی متوسط در این مناطق رخ می‌دهد، سایر مناطق دارای هوازدگی شیمیایی ضعیف هستند.



شکل ۱۰ پهنه‌بندی هوازدگی شیمیایی در منطقه پژوهش

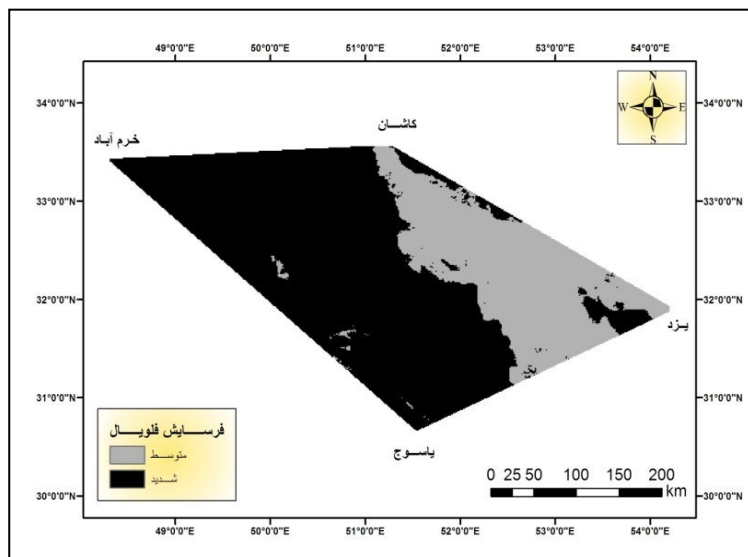
ج) **هوازدگی ترکیبی:** این نوع هوازدگی، ترکیبی از هوازدگی شیمیایی و کنش یخبندان است. شکل (۱۱) پهنه‌بندی هوازدگی ترکیبی در منطقه پژوهش را نشان می‌دهد. مطابق این نقشه تمامی مناطق شرقی زاگرس هوازدگی شیمیایی ضعیفی دارند. از ارتفاعات میانی زاگرس به بالا هوازدگی شیمیایی و در ارتفاعات بالای این مرز هوازدگی شیمیایی همراه با یخبندان حاکم است.



شکل ۱۱ پهنه‌بندی هوازدگی ترکیبی در منطقه پژوهش

د) فرسایش جریانی (فلوویال): این نوع فرسایش به سبب مقدار بالای بارش در یک منطقه رخ می‌دهد. در مناطقی که میزان آب حاصل از بارش‌ها زیاد باشد فرایندهای جریانی و رودخانه‌ای می‌تواند شدید باشد؛ اما این حالت در نمودار ممکن است تا حدودی گمراه‌کننده نیز باشد زیرا در مناطق با بارش زیاد و دمای بالا این نوع فرسایش ضعیف است. احتمالاً پلتیر براساس پوشش گیاهی حاصله از بارش و دمای این نمودار را ترسیم کرده است؛ زیرا در مناطق با دمای بالا و بارش زیاد پوشش گیاهی غنی به وجود می‌آید که بر اثر وجود شاخ و برگ و سامانه گسترده ریشه‌ها از فرسایش خاک جلوگیری می‌کند. همچنین در مناطقی که دمای پایینی دارند به علت وجود برف و رخداد یخبندان این نوع فرسایش ضعیف است (اقتباس از جعفری اقدم، ۱۳۸۹). به‌رحال وجود بارش و باران زیاد می‌تواند استعداد تولید جریان آب و فرایندهای مربوطه را افزایش دهد.

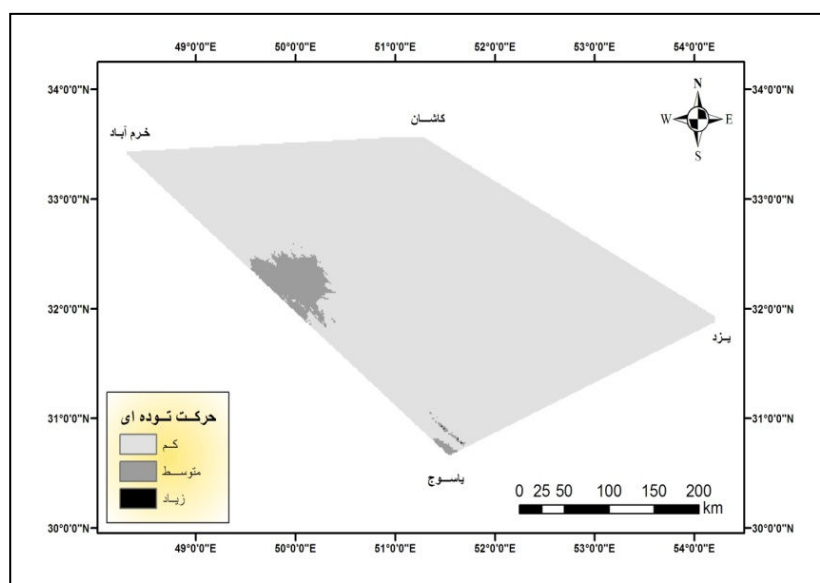
شکل (۱۲) نقشه مربوط به هوازدگی جریانی در پهنه پژوهش است. در این شکل مناطق پست در شرق زاگرس به علت بارش کمتر از فرسایش جریانی متوسطی برخوردارند، ولی کوه‌های زاگرس و حتی کوه‌های شمال‌شرقی یزد دارای فرسایش جریانی شدیدی هستند که علت آن بالا بودن بارش و نیز تأثیر شیب زمین در تولید جریان‌ات آب و رواناب است. نکته قابل توجه ارتفاعات بسیار مرتفع زاگرس است که به علت وجود برف و یخبندان فرسایش جریانی متوسطی دارند که این نقش‌کنندگی برف و یخ را در چرخه هیدرولوژیک نشان می‌دهد.



شکل ۱۲ پهنه‌بندی فرسایش جریانی (فلوویال) در منطقه پژوهش

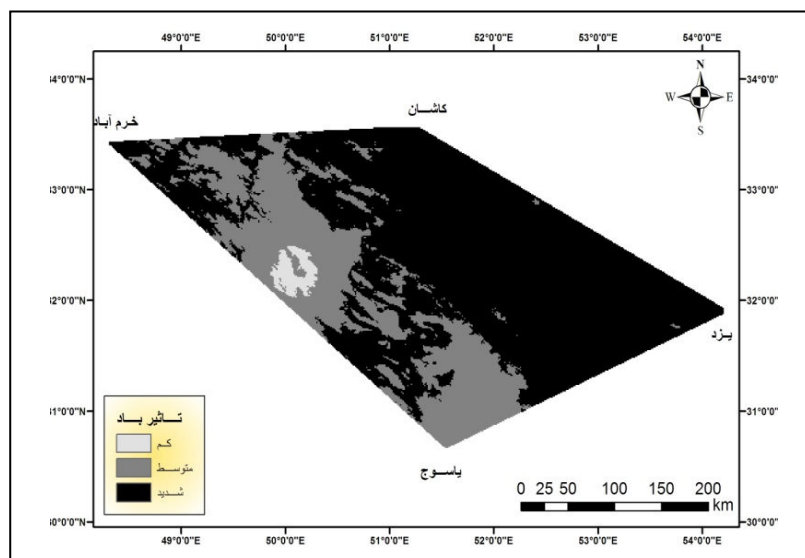
ه) حرکات توده‌ای: وجود شیب زیاد به همراه بارش و آب فراوان در محیط می‌تواند سبب جابجایی حجم تقریباً بزرگی از رسوب‌های سطحی گردد (اقتباس از محمودی، ۱۳۸۳). با توجه به یافته‌های

هیدروژئومرفیک در مناطقی که دارای بارش زیادی هستند، حرکات توده‌ای فراوانی رخ می‌دهد و در مناطق با دمای پایین و تناوب دوره‌های ذوب و انجماد، حتی اگر بارش فراوان نیز داشته باشد حرکات توده‌ای فراوانی زیادی ندارد. شکل (۱۳) نقشه حرکت توده‌ای در پهنه پژوهش را نشان می‌دهد. با توجه به شکل در بیشتر مناطق حرکت توده‌ای ضعیفی وجود دارد که علت آن وجود بارش متوسط تا اندک در این مناطق است. البته در ارتفاعات مرتفع زاگرس حرکات توده‌ای متوسط حاکم می‌شود. در بخش‌های بسیار کوچکی در شمال شرق یاسوج پهنه‌های محدودی وجود دارد که حرکات توده‌ای زیاد غلبه دارد (برای مثال در بخش سی سخت در نزدیکی یاسوج یا چلگرد در نزدیکی کوهرنگ).



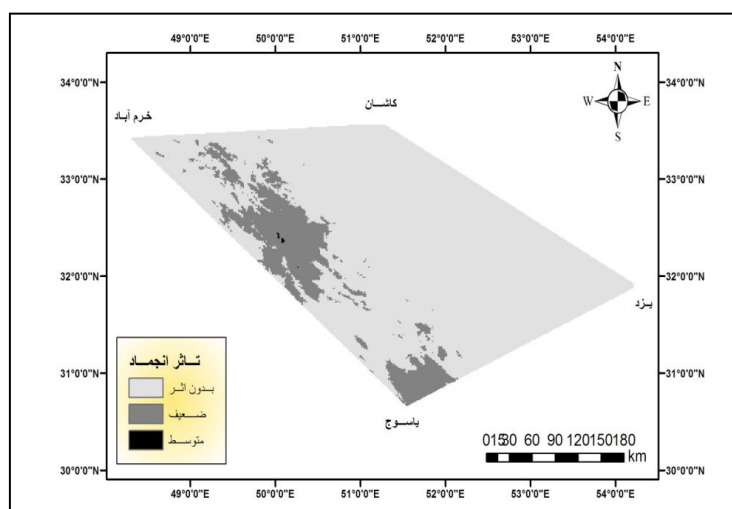
شکل ۱۳ پهنه‌بندی حرکات توده‌ای در منطقه پژوهش

و) **فرایندهای بادی:** این فرایندها در ژئومورفولوژی بیشتر به‌عنوان یک عامل حمل و جابجایی مواد هوازده مطرح هستند و میدان کنش آن مناطقی است که در آن سطح زمین پوشیده از مواد منفصل ریزدانه بوده و از لحاظ پوشش گیاهی فقیر باشد (اقتباس از عیوضی، ۱۳۸۵). شکل (۱۴) نیز نقشه مربوط به فرسایش بادی در محدوده پژوهش است. اقلیم مناطق شرقی زاگرس با بارش کم و دمای نسبتاً بالا سبب تشکیل دانه‌های منفصل می‌شود که این عمل زمینه را برای فرسایش بادی فراهم می‌کند. در کوه‌های زاگرس فرسایش بادی متوسط وجود دارد اما در نقاط بسیار مرتفع اطراف شهرکرد به علت دمای پایین و بارش زیاد و محیط مرطوب، فرسایش بادی اندکی وجود دارد.



شکل ۱۴ پهنه‌بندی فرسایش بادی در منطقه پژوهش

(ز) **یخبندان و یخزدگی:** این فرایند را می‌توان همانند نمودار هوازدگی مکانیکی در نظر گرفت، چون این فرایند در مناطقی رخ می‌دهد که دمای هوا کم و حتی زیر نقطه انجماد است، در نتیجه هوازدگی مکانیکی بیشتر رخ می‌دهد. این نمودار قلمرویی را معرفی می‌کند که بارش زیادی دارد، ولی دمای آن اغلب زیر صفر درجه سلسیوس است (زمانی، ۱۳۸۸). با توجه به شکل (۱۵) با کاهش دما، شدت تأثیر یخبندان بیشتر می‌شود. در بیشتر مناطق مرتفع زاگرس اثر یخبندان به‌طور ضعیفی دیده می‌شود و در مناطق کوچکی از ارتفاعات اطراف شهرکرد (محدوده زردکوه) یخبندان متوسط حاکمیت می‌یابد. سایر بخش‌های منطقه پژوهش در حال حاضر فاقد اثر یخبندان است (البته این تأثیر در محدوده کوه دنا هم وجود دارد).



شکل ۱۵ نقشه پهنه‌بندی تأثیر یخبندان در منطقه پژوهش

۵. نتیجه‌گیری

مدل‌های هوازدگی پلتیر، علاوه بر این که اطلاعات خوبی را درباره انواع هوازدگی ارائه می‌دهند، انواع طبقه‌بندی مورفوکلیماتیک و نیز فرسایش‌های بادی و جریانی و نیز گستره اثر یخبندان را به خوبی نشان می‌دهد. در این تحقیق سعی شده که پهنه پژوهش به کوچک‌ترین بخش‌ها تقسیم گردد، سپس وضعیت این بخش‌ها (که همان پیکسل‌های تشکیل‌دهنده نقشه منطقه هستند) از لحاظ هوازدگی تعیین شود. نتایج پژوهش نشان می‌دهد استفاده از این روش نتایج رضایت‌بخشی را ارائه می‌دهد و نقشه‌های خروجی از دقت خوبی برخوردارند. در کلیه نقشه‌ها نقش ارتفاع و کوه‌های زاگرس در تعیین و تنوع مناطق مورفوکلیماتیک و همچنین هوازدگی کاملاً مشهود بوده و سبب ایجاد تفاوت‌های مورفوکلیماتیکی در منطقه شده، به طوری که منطقه مورد پژوهش که فقط ۵/۴ درصد از مساحت کل ایران را در بر می‌گیرد از بین ۹ پهنه مورفوکلیماتیک مدل پلتیر، ۶ پهنه را داراست.

همچنین نتایج نشان می‌دهد غرب دشت مرکزی جزء مناطق مورفوکلیماتیک خشک و نیمه‌خشک است که هوازدگی شیمیایی ضعیفی در آن حاکم است و باد تأثیر به‌سزایی در فرسایش خاک‌ها دارد. کوه‌های زاگرس اغلب جزء مناطق ساوان و معتدل هستند که دارای هوازدگی شیمیایی متوسط بوده و فرسایش جریانی (فلوویال) و حرکات توده‌ای بیشتری را نسبت به غرب دشت مرکزی دارند. منطقه بسیار کوچکی به وسعت ۲۸ کیلومترمربع از ارتفاعات زاگرس در حوالی شهرکرد و یاسوج وجود دارد که فعالیت یخچالی (ذوب و انجماد) و نیز برف نقش متوسطی در تخریب سنگ‌ها دارد و در سایر ارتفاعات زاگرس کنش‌های مربوط به یخبندان ضعیف است. گفتنی است پهنه‌بندی‌های این پژوهش می‌تواند برای اجرای عملیات عمرانی در منطقه یادشده به‌عنوان مطالعه‌ای بنیادی هم از جهت شناسایی توان‌های محیطی و هم از لحاظ پهنه‌بندی پتانسیل‌های مخاطرات به‌ویژه در پهنه‌های رخداد فرسایش جریانی و یخبندان و نیز حرکات توده‌ای و همچنین پهنه‌های تهدیدشونده توسط سازوکارهای بیابانزایی مورد توجه قرار گیرد.

کتابنامه

- جداری عیوضی، جمشید؛ ۱۳۸۵. کارائی مدل پلتیر در طبقه‌بندی مناطق یخچالی. گزارش پژوهشی. معاونت پژوهشی دانشگاه تهران.
- جعفری اقدم، مریم؛ ۱۳۸۹. تعیین حدود مناطق مورفودینامیکی و مورفوکلیماتیکی کواترنری در حوضه جاجرود. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده جغرافیا. دانشگاه تهران.
- زمانی، حمزه؛ ۱۳۸۸. شواهد و حدود گسترش یخچال‌های کواترنری در البرز مرکزی. رساله دکتری. دانشکده جغرافیا. دانشگاه تهران.
- ساری صراف، بهروز و بهرام نکوئی صدری؛ ۱۳۸۹. اقلیم و هوازدگی. تهران. انتشارات آرین‌زمین. صص ۳۴۸.

- صفرراد، طاهر؛ ۱۳۸۸. مدل‌سازی تحلیل فضایی بارش در مناطق کوهستانی: مطالعه موردی. زاگرس میانی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده جغرافیا. دانشگاه تهران.
- ضیائی، طاهر و فریدون سرابی؛ ۱۳۴۶. زمین‌شناسی عمومی: مشخصات زمین، فرسایش و رسوب‌گذاری. انتشارات دانشگاه تهران. صص ۲۷۱.
- قهرودی‌تالی، منیژه؛ ۱۳۸۴. پهنه‌بندی قلمروهای هوازدگی سنگ‌ها در ایران با به‌کارگیری فناوری GIS. مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه خوارزمی. تهران. صص ۱۲۴-۱۱۲.
- مسعودیان، سیدابوالفضل؛ ۱۳۸۷. اقلیم‌شناسی ایران. انتشارات شریعه توس مشهد. صص ۲۷۷.
- متین‌فر، حمیدرضا و عباس ملکی؛ ۱۳۸۹. علوم خاک. انتشارات دانشگاه لرستان.
- محمودی، فرج‌الله؛ ۱۳۷۵. ژئومورفولوژی ساختمانی و دینامیک بیرونی. انتشارات دانشگاه تهران. صص ۳۲۴.
- محمودی، فرج‌الله؛ ۱۳۸۷. ژئومورفولوژی اقلیمی. انتشارات دانشگاه پیام نور. صص ۲۵۸.
- مقصودی، مهران؛ خوش‌اخلاق، فرامرز؛ حنفی، علی؛ روستا، ایمان؛ ۱۳۸۹. پهنه‌بندی فرایندهای هوازدگی بر اساس مدل پلتیر در شمال‌غرب ایران. مجله پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره ۷۴. زمستان ۱۳۸۹. دانشگاه تهران. صص ۳۵-۴۶.
- یمانی، مجتبی؛ شمسی‌پور، علی‌اکبر؛ جعفری اقدم، مریم؛ باقری سیدشکری، سجاد؛ ۱۳۹۰. تعیین حدود مناطق مورفودینامیکی و موفورکلیماتیکی کوآترنری در حوضه جاجرود. مجله برنامه‌ریزی و آمایش فضا. دوره پانزدهم. شماره ۳. پاییز ۱۳۹۰. صص ۸۳-۱۱۰.
- Barmer, H., 2004. Morphogenetic Regions, Encyclopaedia of Geomorphology, New York.
- Chernyakhovsky, A.G., Gradusov, B.P. and Chizhikova, N.P., 1976. Types of recent weathering crusts and their global distribution. *Geoderma* 16, 235-255.
- Fowler, R., Petersen, J., 2003. A Spatial Representation of Louis Peltier's Weathering, Erosion and Climatic Graphs Using Geographic Information Systems (GIS).
- Fowler, Rell., A Project to Create a Map of the Theoretical Weathering Regions of the United State of America Using a Geographic Information Systems (GIS). GEO 5419, Advanced GIS II. Spring 2003.
- Ghohroudi, M., 2005. Zoning of rocks weathering areas in Iran using GIS. Proceeding of 9th conference of Iranian Geological Association, Kharazmi University, Tehran, 114-124.
- Jafari Aghdam, M., 2010. Determination of quaternary morphodynamic and morphoclimatic area limits in Jajroud basin. MA dissertation, University of Tehran, Faculty of Geography, Tehran, Iran.
- Jedari Evazi, J., 2006. Efficiency of Peltier model in classification of glacier regions. Research report, vice chancellor for research, University of Tehran, Tehran, Iran.
- Maghsoudi, M., Khoshakhlagh, F., Hanafi, A., Rosta, I., 2010. Zoning of weathering processes in northwest of Iran using Peltier model. *Quarterly of Physical Geography Research* 74, 35-46.

- Mahmoudi, F., 1994. Structural geomorphology and External Dynamic. Tehran University Press, pp 290.
- Mahmoudi, F., 2008. Climatic Geomorphology. Payam noor University Press, pp 320.
- Masoudian, S, A., 2010. Iran Climatology. Sharie Tous publisher, Mashhad, pp 277.
- Matinfar, H., and A, Malki,. 2010. Soil Science. Lurestan university press, pp. 235.
- Peltier, Louis C., 1950. The Geographic Cycle in Pre-glacial Regions as it is Relate to Climatic Geomorphology, Annals of the Association of American Geographers, 214-236.
- Pidwirny,M., 2006. Weathering. Fundamental of Physical Geography, 2nd Edition. Date Vie.
- Reiche, I.1950, A Survey of Weathering Processes and Products, Revised Edition, University of New Mexico Publishers. Geol, No. 3, pp95.
- Safar- rad, T., 2009. Modelling of rainfall spatial analysis in mountainous regions; Case study: Middle Zagros. MA dissertation, University of Tehran, Faculty of Geography, Tehran, Iran.
- Sari Sarraf, B., and B., Nekoei Sadri, 2010. Climate and weathering. Arian Zamin publisher, Tehran, pp 348.
- Urdea,P. Sarbovan.C., 1995. Morphoclimatic Conditions off The Romanian Carpathians. Acta Climatologica.Universitatis Szegediensis,Tom. pp.28-29.
- Yamani, M., Shamsipour. A. A., Jafari aghdam, M., Sead shokri, S., 2011. Determination of quaternary morphodynamic and morphoclimatic limits in Jajroud basin. Modares Journal of Spatial Planning 3, 15, 83-110.
- Zamani, H., 2009. The Evidence and extension limits of quaternary glaciers in central Albourz. PhD Thesis, University of Tehran, Faculty of Geography, Tehran, Iran.
- Ziyaei, T., and F., Sarabi, 1967. General Geology. Tehran University Press, Tehran, pp. 271