پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۲، تابستان ۱۳۸۹
صص. ۵۱-۳۵

مدل تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی

قاسم عزیزی*– دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران
حسنعلی فرجی سبکبار ـ استادیار گروه کارتوگرافی، دانشگاه تهران
رحیم‌علی عباسپور – دکتری GIS، گروه مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه تهران
طاهر صفرراد – دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۸۸/۲/۲۵ تأیید نهایی: ۱۳۸۸/۱۱/۷

چکیده

ارتباط بارش و ارتفاع به‌منظور برآورد میزان و نحوۀ تغییرپذیری بارش در منـاطق کوهـستانی، همـواره از موضوعات مورد توجه اقلیم‌شناسان بوده است. در این تحقیق سعی شده است از طریق مدل رگرسـیونی، بارش منطقۀ زاگرس میانی مدل‌سازی گردد. تمام داده‌های موجود بارندگی منطقۀ مورد مطالعـه ـ اعـم از سازمان هواشناسی (سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران‌سنجی) و وزارت نیرو ـ گـردآوری شـد، کـه پـس از تبدیل داده‌های وزارت نیرو به تاریخ میلادی، کل ایستگاه‌هایی که دارای دادۀ کامل بین سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ بودند انتخاب شدند. بدین‌منظور بارندگی به عنوان متغیر وابسته و ارتفاع، شیب، جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی، فاصله از خط مبنای غربی، فاصله از خطالرأس به عنوان متغیرهـای مـستقل در نظـر گرفته شدند. دو متغیر فاصله از خط مبنای غربی و فاصله از خطالـرأس‌هـا تـاکنون مـورد اسـتفاده قـرار نگرفته‌اند. مدل‌سازی از طریق متغیرهای مستقل معنادار انجام پذیرفت و با تقسیم منطقه به دو بخـش رو به باد و پشت به باد و همچنین ترسیم نیمرخ‌های طولی بارش و ارتفاع، عمود بـر خـطالـرأس‌هـا، نحـوۀ تغییرپذیری مکانی بارندگی بررسی گردید. بدین ترتیب مشخص شد که با وجود همـاهنگی نـسبی بـین بارندگی و ناهمواری، هستۀ بیشینۀ بارندگی بر محور مرتفعِ ناهمواری‌ها منطبق نیست. نتایج تحقیق نشان می‌دهد که رابطۀ معناداری بین فاصله از خطالرأس و بارش وجـود دارد و ایـن موضـوع در تحقیـق مـورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به معنی‌داری این متغیر (در سطح ۹۹ درصـد)، پیـشنهاد مـی‌گـردد در پژوهش‌های آتی برای مدل‌سازی تغییرات مکانی بارش در زاگرس و به‌ویژه زاگرس میانی، از این متغیـر استفاده شود. همچنین به‌دلیل معنی‌دار نبودن متغیر مستقل فاصله از خط مبنای غربـی، اسـتفاده از آن در سایر پژوهش‌های مرتبط با مدل‌سازی تغییرات مکانی بارش در زاگرس میانی پیشنهاد نمی‌شود.

کلیدواژه‌ها: مدل‌سازی، رگرسیون چندمتغیره، مدل رقومی ارتفاع، تحلیل فضایی، زاگرس میانی.

مقدمه

نحوۀ تأثیر ناهمواری‌ها بر بارش دریـافتی در منـاطق کوهـستانی موضـوع سـاده‌ای نیـست، چـرا کـه در وهلـۀ نخـست

* E- mail: ghazizi@ut.ac.ir
نویسندۀ مسئول: ۰۹۱۲۳۸۴۱۱۹۲

شیو[1] بارش در همه کوهستان‌های کشور یک‌اندازه نیست و حتی در یک کوهستان معین شیو بارش بر روی دامنه‌های رو به باد (بادگیر) و پشت به باد (بادپناه) همسان نیست. دیگر اینکه در همه کوهستان‌ها با افزایش ارتفاع، بارش افزایش نمی‌یابد و در مناطقی هم که مقدار بارش با افزایش ارتفاع زیادتر می‌شود، این ارتباط مستقیم تا چکاد کوهها ادامه پیدا نمی‌کند و از ارتفاع معینی به بالا با افزایش ارتفاع بارش افزایش نمی‌یابد. دست آخر اینکه در کنار پیچیدگی رابطه بارش و ارتفاع معمولاًدر ارتفاعات بالا فقر اندازه‌گیری وجود دارد. برای مثال، در ایران بالاترین ارتفاع ایستگاه ثبت بارش در بلندای حدود ۲۷۰۰ متری از سطح دریا قرار دارد و برای بخش مهمی از کشور که در واقع منبع آب کشور به شمار می‌آید، آگاهی اقلیمی در دست نیست (مسعودیان و کاویانی ۱۳۸۷؛ ۱۰، با تلخیص و اضافات).

جعفرپور (۱۳۶۷، ۱۸۶) افزایش بارش را با توجه به افزایش ارتفاع، به دلیل کاهش دما و رسیدن آن به نقطه شبنم بیان می‌کند. کاویانی و علیجانی (۱۳۸۰، ۲۵۰) ناهمواری‌ها را مانعی بر سر راه توده‌های هوا برمی‌شمارند که هوا مجبور است از روی آن بگذرد. بنابراین عامل ناهمواری سبب تشدید ناپایداری و صعود هوا می‌شود که در نتیجهٔ آن پراکندگی بارش محدود می‌گردد. از طرفی، بارش در کوهستان‌ها بیشتر از زمین‌های پست مجاور برشمرده شده، که دلیل آن تبخیر کمتر و رسیدن زودتر قطرات باران به بالای کوهها ذکر شده است. پرودُم[2] و دانکن[3] (۱۹۹۹، ۱۳۳۷) عدم آگاهی کامل از ارتباط بین بارندگی و ناهمواری‌ها را در مناطق کوهستانی ناشی از پیچیدگی ناهمواری‌ها و کافی نبودن اطلاعات موجود برای مطالعهٔ ارتباط در نواحی مرتفع می‌دانند. هی و همکاران (۱۹۹۳، ۴۹۱) نیز تعیین توزیع فضایی بارندگی در نواحی کوهستانی را، بدین خاطر که تأثیرات اوروگرافیک توزیع بارندگی را بسیار متغیر می‌سازد و داده‌های ثبت شده و بارندگی در ارتفاعات پایین‌تر و در مجاورت مراکز جمعیتی قرار دارند، مشکل و پیچیده ذکر کرده‌اند. دیلی[4] و همکاران (۱۹۹۴، ۱۴۰ و ۱۴۱) روش‌های برآورد بارش از داده‌های نقطه‌ای را در سه گروه ـگرافیکی، توپوگرافی و رقومی‌ـ دسته‌بندی کرده‌اند. روش‌های گرافیکی شامل روش‌های ترسیم خطوط هم‌ارزش (هم‌دما، هم‌بارش و جز آن) و ناحیه‌بندی تیسن[5] است. روش‌های توپوگرافیک ارتباط داده‌های نقطه‌ای بارندگی را با پارامترهای متنوع توپوگرافی و هواشناسی از جمله شیب، ارتفاع، جهت شیب، سرعت و جهت بادها بررسی و تحلیل می‌کنند. روش‌های رقومی، تکنیک‌های درون‌یابی فضایی را در بر می‌گیرند که براساس برخی از توابع به داده‌ها وزن داده می‌شود؛ مانند روش IDW[6] که فواصل نزدیک‌تر به نمونه وزن بیشتری را اختیار می‌کنند و برعکس. تیلور[7] (۱۹۹۶، ۱۶۴-۱۷۸) از رگرسیون خطی یک‌متغیره برای تعیین ارتباط آماری بین بارش ماهانه و پارامترهای اوروگرافیک (ارتفاع، شیب و جهت شیب) در نواحی کوهستانی بهره گرفت. رانهو[8] و همکاران (۲۰۰۸، ۳۱۸-۳۲۵) از تحلیل‌های رگرسیون چندمتغیره در ترکیب با باقی‌مانده‌های تصحیح برای

1. Gradient
2. Prudhomme
3. Duncan
4. Daly
5. Thiessen Polygon
6. Inverse Distance Weighted
7. Taylor
8. Ranhao

تکوین و توسعهٔ مدل پیش‌بینی بارش در کوهستان داکینگ[۱] واقع در مغولستان، شمال چین استفاده کردند، و با استفاده از داده‌های گردآوری شدهٔ بارندگی ۵۶ ایستگاه (دورهٔ آماری ۱۹۵۵ تا ۱۹۹۰، از داده‌های ۴۸ ایستگاه برای ایجاد و بسط مدل و از ۸ ایستگاه نیز برای آزمون مدل استفاده شد) از پنج عامل ناهمواری شامل ارتفاع، شیب، جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی برای تخمین و توسعهٔ مدل بهره گرفتند. درواقع متغیرهای یاد شده را از مدل رقومی ارتفاع[۲] (DEM) منطقهٔ مورد مطالعه با قدرت تفکیکی ۱۰۰ متر استخراج کردند، و مقادیر میانگین زیرحوضه‌های واقع در هر یک از ایستگاه‌های بارندگی را به عنوان مقادیر متغیر نسبی آن ایستگاه مورد استفاده قرار دادند. مدل رگرسیون چندمتغیره قادر به تشریح ۷۲/۶ درصد تغییرپذیری فضایی بارندگی در کل سال و ۷۴/۴ درصد تغییرپذیری بارش در فصل مرطوب (ژانویه ـ سپتامبر) بود. هویسی[۳] و همکاران (۱۹۹۲، ۶۶۱-۶۷۶) در منطقهٔ کوهستانی واقع در جنوب نوادا[۴] و جنوب شرقی کالیفرنیا، روش‌های IDW، کریجینگ، همبستگی خطی، همبستگی خطی لگاریتمی، متوسط همسایگی و کوکریجینگ[۵] را برای برآورد میانگین بارندگی سالانه استفاده کردند و روش کوکریجینگ را به سبب همبستگی بارندگی و ارتفاع در محدودهٔ مورد مطالعه، مناسب‌ترین روش برشمردند. گوورتس[۶] (۲۰۰۰، ۱۱۳) از مدل رقومی ارتفاع در ترکیب با روش‌های زمین‌آمار برای برآورد بارش ماهانه و سالانهٔ ناحیهٔ آلگریو[۷] استفاده کرد.

عساکره (۱۳۸۴، ۱-۲۱) بارش سالانه استان اصفهان طی دوره‌ی آماری ۱۹۶۹-۲۰۰۰ را براساس سه عامل طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع مورد بررسی قرار داد. به دلیل وجود رابطهٔ خطی بین طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع، که سبب توجیه بخشی از واریانس بارش به طور مشترک به‌وسیلهٔ سه عامل می‌گردد، از روش رگرسیون ریج برای توجیه تغییرپذیری مکانی و دستیابی به واریانس هم‌پوش و از بین بردن هم‌خطی استفاده کرد. مجرد و مرادی‌فر (۱۳۸۲، ۱۷۵) از طریق مدل‌های رگرسیونی، کاهش بارش با افزایش ارتفاع را در دامنه‌های رو به باد زاگرس تعیین کردند. همچنین مشخص ساختند که در ناحیهٔ پشت به باد با افزایش ارتفاع، بارش افزایش می‌یابد و هسته‌های بیشینه بارش در طول سال و فصول منطبق بر ارتفاعات است. رضیئی و عزیزی (۱۳۸۶، ۶۴) به‌منظور منطقه‌بندی رژیم بارشی غرب ایران با استفاده از روش‌های تحلیل مؤلفه‌های اصلی و خوشه‌بندی، پنج زیرمنطقه همگن را از نظر رژیم بارشی در غرب ایران شناسایی کردند، که جهت‌گیری آنها با ناهمواری‌های غرب ایران کاملاً هماهنگ است و نقش کوه‌نگاری و عرض جغرافیایی در مرزبندی مناطق به روشنی دیده می‌شود. اینان نقش ارتفاعات زاگرس را نیز در مرزبندی مناطق بارشی غرب کشور مشخص کردند. بر این اساس، زاگرس غربی را به‌وسیله ارتفاعات اصلی زاگرس، از زاگرس شرقی جدا ساختند. مسعودیان (۱۳۷۷) رابطهٔ بارش ـ ارتفاع را در دامنه‌های غربی زاگرس مستقیم قوی بیان داشت و رشته کوه زاگرس را از لحاظ رابطهٔ بارش ـ ارتفاع به سه بخش پیش‌باد، پس‌چکاد و پشت‌باد تقسیم کرد. علیجانی و

1. Daqing Mountains
2. Digital Elevation Model
3. Hevesi
4. Nevada
5. Cokriging
6. Goovaerts
7. Algarve

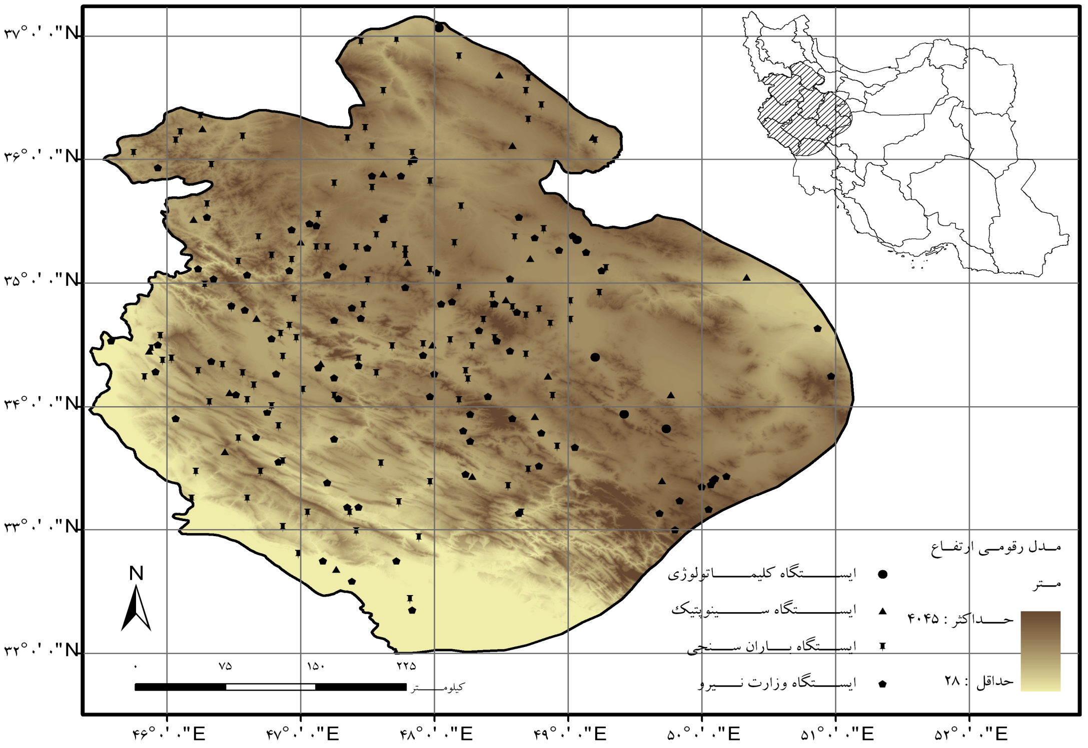
همکاران (۲۰۰۸) رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز را مانعی برای ورود توده‌های هوای مرطوب از منابع رطوبتی مجاور به بخش‌های داخلی ایران برشمردند. اینان ناهمواری‌ها را به عنوان عامل تغییرپذیری فضایی بارش سالانه در ایران معرفی کردند، به‌طوری‌که در غالب دامنه‌های داخلی زاگرس اقلیم سایه بارانی تشکیل شده است که میزان بارش سالانهٔ آن به میزانی جدّی کمتر از بخش‌های غربی آن است. در تحقیقی دیگر، علیجانی (۲۰۰۸) تأثیر رشته کوه زاگرس را بر بارندگی سالانه و ماهانه براساس ۴۳ ایستگاه هواشناسی در طول دوره آماری ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴، با تأکید بر توزیع فضایی بارندگی بررسی کرد و نشان داد که حداکثر بارش منطقه در فصل سرد و در دامنه‌های غربی و کمی پایین‌تر از چکاد کوه‌هاست، در حالی‌که مقدار حداکثر بارشِ فصل گرم به صورت پراکنده در سطح کوهستان است؛ و مشخص ساختند که تأثیر رشته کوه زاگرس بر توزیع فضایی بارندگی در فصل سرد بیشتر از فصل گرم است و رشته کوه زاگرس به عنوان مانعی در برابر توده هواهای وارد شده از غرب و جنوب غرب عمل می‌کند. بنابراین قسمت‌های واقع شده در شمال و شمال شرق رشته کوه زاگرس بارش کمتری در مقایسه با دیگر نقاط دریافت می‌کنند. همچنین تأثیر رشته کوه زاگرس در دامنه‌های غربی آشکارتر از سایر نقاط بیان شده است، که دلیل آن فاصلهٔ کمتر با منبع رطوبتی خلیج فارس و قرار گرفتن در مسیر توده هواهای وارد شده به منطقه است.

در بیشتر تحقیقاتِ صورت گرفته براساس مدل رگرسیونی از متغیرهای مستقل ارتفاع، شیب، جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی استفاده شده و نقش فاصله در تشریح تغییرپذیری مکانی بارندگی نادیده گرفته شده است؛ حال آنکه فاصله نقش تعیین‌کننده‌ای در تغییرپذیری مکانی بارندگی دارد. مارکوینز[1] و همکاران (۲۰۰۳؛ ۲) متغیر مستقل فاصله از خط ساحلی ناحیهٔ کنتابرین[2] واقع در شمال اسپانیا را برای تشریح تغییرپذیری بارندگی در مناطق کوهستانی به کار بردند، لیکن علیجانی (۲۰۰۸) نقش فاصله از ایستگاه‌ها را برای تشریح تغییرپذیری مکانی بارندگی در ناحیهٔ کوهستانی زاگرس مدنظر قرار داد. در این تحقیق با استفاده از مدل رگرسیونی چندمتغیره به بررسی ارتباط معناداری بین بارندگی و متغیرهای ارتفاع، شیب، جهت شیب، طول و عرض جغرافیایی، فاصله از خط مبنای غربی و فاصله از خط‌الرأس پرداخته خواهد شد. متغیر ارتفاع به عنوان عامل صعود اجباری توده‌های هوا و متغیرهای شیب و جهت شیب نیز که از متغیر ارتفاع استخراج گردیده‌اند، بیانگر نحوهٔ تغییرات مکانی ارتفاع در منطقهٔ مورد نظرند. طول و عرض جغرافیایی نیز می‌توانند بیانگر دوری از منابع رطوبتی باشند (طول جغرافیایی با توجه به توده هواهای دارای منشأ مدیترانه، و عرض جغرافیایی با توجه به توده هواهای دارای منشأ جنوب و جنوب غربی). خط مبنای غربی درواقع غربی‌ترین بخش از منطقهٔ مورد مطالعه (مرز مشترک ایران با عراق) است که توده‌های هوا از آنجا وارد می‌شوند و فاصله از آن نیز معیار دوری از منابع رطوبتی است و فاصله از خط‌الرأس هم مبین فاصله از محور مرتفع ناهمواری‌ها به عنوان عامل صعود توده‌های هوا در نظر گرفته شده است. همچنین سعی می‌شود از طریق تغییرپذیری بارندگی، منطقهٔ مورد مطالعه به نواحی همگنی تقسیم گردد.

1. Marquinez
2. Cantabrian

مواد و روش‌ها

منطقهٔ مورد مطالعه در این پژوهش، ناحیهٔ کوهستانی غرب ایران در بخش میانی رشته‌کوه زاگرس است که در بین عرض‌های °۳۲ تا َ۱۰°۳۸ شمالی و طول‌های َ۲۴°۴۵ تا َ۸°۵۱ غربی واقع شده است (شکل ۱).

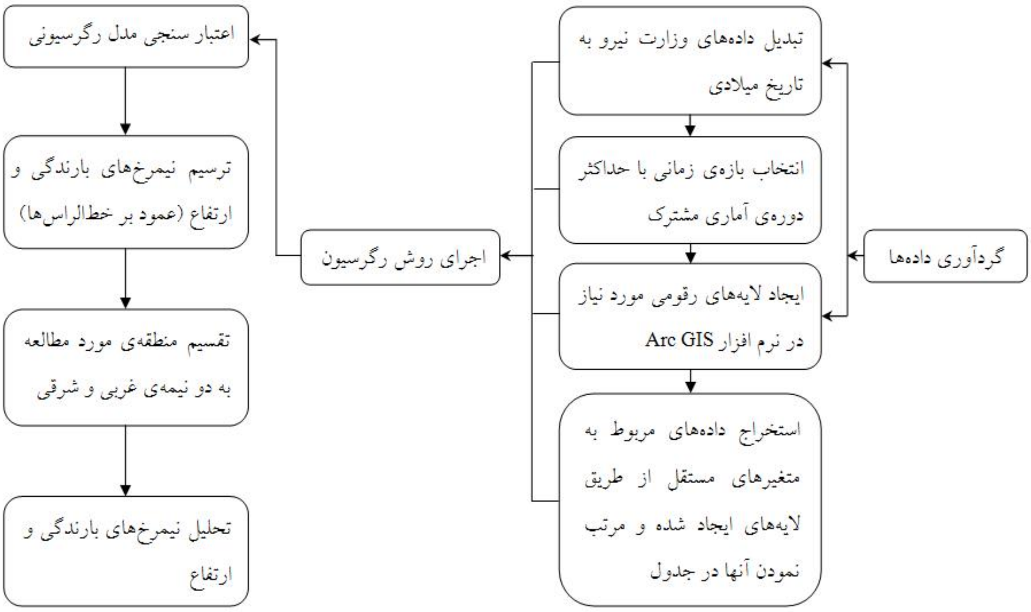


شکل ۱. موقعیت ارتفاعی و پراکنش ایستگاه‌های باران‌سنجی در زاگرس میانی

میانگین ارتفاعی منطقه (استخراج از مدل رقومی ارتفاع با تفکیک مکانی ۸۰ متر) برابر با ۲۰۱۲/۳۸ متر، متوسط سطحی بارندگی سالانه (دوره آماری ۱۰ ساله ـ یعنی ۱۹۹۵، ۲۰۰۴ ـ محاسبه شده با روش پلیگون‌بندی تیسن[1]) برابر با ۳۸۲/۲۵۷ میلی‌متر و متوسط نقطه‌ای بارندگی سالانه (دوره آماری ۱۰ ساله ـ یعنی ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴) برابر با ۳۹۹/۱۶ میلی‌متر است. در این تحقیق از ۲۱۹ ایستگاه ثبت بارش، اعم از ایستگاه‌های سازمان هواشناسی (ایستگاه‌های سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران‌سنجی) و ایستگاه‌های ثبت بارش مربوط به وزارت نیرو با دورهٔ کامل آماری ده‌ساله (۱۹۹۵-۲۰۰۴) بهره گرفته شده است (شکل ۱). تمام داده‌های موجود بارندگی منطقه مورد مطالعه، اعم از سازمان هواشناسی (سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران‌سنجی) و وزارت نیرو گردآوری شد، که پس از تبدیل داده‌های وزارت نیرو به تاریخ میلادی (به‌دلیل عدم استفادهٔ دو سازمان ذی‌ربط از مبدأ تاریخی مشابه)، کل ایستگاه‌هایی که دارای دادهٔ کامل بین سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ بودند انتخاب شدند (در این تحقیق به‌منظور راه نیافتن خطاهای ناشی از برآورد ایستگاه‌های

1. Thiessen Polygons

فاقد آمار در برخی از سال‌ها، دوره کامل آماری ۱۰ ساله مورد بررسی قرار گرفته است). روند انجام پـژوهش در شـکل ۲ آورده شده است.



شکل ۲. مراحل انجام تحقیق به صورت شماتیک

مدل رگرسیون، تغییرات مشاهده شده در متغیر وابسته را، که به‌وسیله متغیرهای مـستقل ایجـاد شـده‌انـد، توضـیح می‌دهد. رابطه علّی بین متغیرهای مستقل و متغیر وابسته می‌تواند هر یک از اشکال توابـع ضـمنی را اختیـار کنـد. مـدل رگرسیونی یک‌متغیره و چندمتغیره بدین شرح‌اند:

مدل یک‌متغیره : $Y_i = \alpha + \beta X_i + \varepsilon$ ؛

مدل چندمتغیره : $Y_i = \alpha + \beta_1 X_{1i} + \beta_2 X_{2i} + ... + \beta_n X_{ni} + \varepsilon$

که در آن:

$Y_i = i$ مین مشاهده متغیر وابسته، $X_{in} = i$ مین مشاهده بـرای متغیـر مـستقل $y_n(n = 1,2,...,n)$ ، α = مقـدار ثابت، β = ضریب متغیر مستقل، ε = جزء اخلال

در هر مدل رگرسیون خطی، چند پذیره وجود دارد، که با فرض درستی آنها، نتایج رگرسیون معتبرند؛ و در غیر ایـن صورت باید مدل دیگری را جایگزین ساخت. این پذیره‌ها عبارت‌اند از (اسماعیلیان ۱۳۸۵؛ ۲۳۰):

- میانگین خطاها صفر است، یعنی $E(\varepsilon_i) = 0 \forall i$
- واریانس خطاها به‌رغم مجهول بودن، ثابت است؛ یعنی $V(\varepsilon_i) = \delta^2$
- کواریانس خطاها به ازای I و j صفر است، یعنی $Cov(\varepsilon_i, \varepsilon_j) = 0 \forall_{i,j}$
- سه پذیره مذکور را می‌توان با پذیره $\varepsilon_i \sim N(0, \delta^2) i = 1,2,...,n$ معادل گرفت.

برای بررسی صحت این پذیره‌ها در مورد یک مدل خطی می‌بایست به بررسی فرض نرمال بودن باقی‌مانده‌ها و بررسی فرض ثابت بودن واریانس توجه داشت.

برای بررسی نرمال بودن باقی‌مانده‌ها می‌توان از آزمون کولموگروف- اسمیرنف، نمودار هیستوگرام، P-P و Q-Q استفاده کرد. همچنین با استفاده از نمودار پراکنش می‌توان ثابت بودن واریانس باقی‌مانده‌ها را بررسی کرد.

در رگرسیون چندگانه دو یا چند متغیر مستقل وجود دارد و لازم است که برای مشخص شدن معنادار بودن آنها دو آزمون انجام گیرد. ابتدا آزمون معنادار بودن معادله رگرسیون و در مرحله بعد، آزمون معنادار بودن هر کدام از ضرایب جزئی متغیرهای مستقل، که در این تحقیق برای آزمون معنادار بودن رگرسیون از آماره t و برای آزمون خودهمبستگی در جزء اخلال، از آزمون دوربین ـ واتسن (D.W) ـ آزمون دوربین ـ واتسن بر مدل خطای خودهمبسته مرتبه اول مبتنی است (به نقل از خضری ۱۳۸۸؛ ۱۰۰)، استفاده شده است.

یافته‌های تحقیق

برای رسیدن به این مدل ابتدا نرمال بودن متغیر وابسته براساس آزمون کولموگروف ـ اسمیرنوف[1] (آزمون K-S) مورد بررسی قرار گرفت (جدول شماره ۱). از آنجا که مقدار Sig در داده‌های خام برابر ۰/۰۵۲ است، فرض H_0 (مبنی بر اینکه داده‌ها دارای توزیع نرمال‌اند) حداکثر با اطمینان ۰/۹۴۸ در مقابل فرض H_1 (داده‌ها دارای توزیع نرمال نیستند) رد می‌شود. بررسی نتایج حاصل از آزمون K-S با تبدیل داده‌های بارندگی به مقیاس لگاریتمی فرض H_0 حداکثر با اطمینان ۰/۵۸ در مقابل H_1 رد می‌شود، و با توجه به اینکه اطمینان مطلوبی نیست، بنابراین فرض نرمال بودن داده‌ها با تبدیل لگاریتمی پذیرفته می‌شود.

جدول ۱. بررسی نرمال بودن متغیر وابسته از طریق آزمون کلموگروف ـ اسمیرنف

		بارندگی(بدون تبدیل)	بارندگی(تبدیل لگاریتمی)
تعداد		۲۱۹	۲۱۹
Normal Parameters	میانگین	۳۹۹/۱۶	۲/۵۸۲۶
	انحراف معیار	۱۲۰/۷۹	۰/۱۲۶۳۴
Most Extreme Differences	مقدار مطلق	۰/۰۹۱	۰/۰۶۰
	مثبت	۰/۰۹۱	۰/۰۶۰
	منفی	-۰/۰۶۶	-۰/۰۳۷
Kolmogorov-Smirnov Z		۱/۳۵	۰/۸۸۱
Asymp. Sig. (2-tailed)		۰/۰۵۲	۰/۴۲

1. Kolmogorov-Smirnov Test

همچنین برای بررسی نرمال بودن داده‌ها از نمودار P-P و هیستوگرام استفاده شد، که خود تأییدی است بر نرمال نبودن داده‌های خام و نرمال بودن داده‌های تبدیل شده به لگاریتم.

برای بررسی وجود رابطهٔ معنادار بین متغیر مستقل (شیب، جهت شیب، ارتفاع، فاصله از خط مبنای غربی، فاصله از خطالرأس، طول و عرض جغرافیایی) و متغیر وابسته، از همبستگی پیرسون استفاده شده است (جدول ۲).

جدول ۲. بررسی وجود رابطهٔ معناداری بین متغیر مستقل و وابسته از طریق همبستگی پیرسون

	بارندگی	sig
طول جغرافیایی	-۰/۴۱۴	۰/۰۰۰*
عرض جغرافیایی	-۰/۳۷۰	۰/۰۰۰*
فاصله از خط غربی	-۰/۵۷۴	۰/۰۰۰*
فاصله از خطالرأس	-۰/۵۷۷	۰/۰۰۰*
جهت شیب	-۰/۰۲۶	۰/۶۷۰
شیب	۰/۳۸۹	۰/۰۰۰*
ارتفاع	-۰/۱۵۸	۰/۰۱۰*

*- در سطح ۹۹٪ اطمینان معنی‌دار است.

همچنین برای بررسی تأثیرمعنادار متغیرهای مستقل بر متغیر وابسته از رگرسیون استفاده شد.

جدول ۳. بررسی تأثیر معنادار متغیرهای مستقل بر متغیر وابسته از طریق رگرسیون

متغیرها	ضرایب	t	sig	روش	R^2 تعدیل‌شده	F	sig	Durbin-Watson d_u	Durbin-Watson D_w	Durbin-Watson d_L
(Constant)	۹/۴۷۶	۲/۳۱۶	۰/۰۲۲*	Enter	۰/۵۴۳	۳۷/۹۹۲	۰/۰۰۰*	۱/۶۵	۱/۹۸	۱/۴۴
طول جغرافیایی	-۰/۰۹۱	-۱/۹۲۴	۰/۰۵۶**							
عرض جغرافیایی	-۰/۰۷۸	-۱/۳۵۷	۰/۱۷۶							
فاصله از خطالرأس	-۰/۰۶۱	-۴/۳۱۰	۰/۰۰۰*							
فاصله از خط غربی	۰/۰۵۵	۰/۷۱۷	۰/۴۷۴							
جهت شیب	-۰/۰۰۰۰۵۲۴۴	-۰/۸۹۴	۰/۳۷۳							
شیب	۰/۰۰۴	۴/۵۱۲	۰/*۰۰۰							
ارتفاع	۰/۰۰۰۰۴۹۲۸	۲/۱۳۵	۰/۰۳۴**							

*- در سطح ۹۹ درصد اطمینان معنی‌دار است.

**- در سطح ۹۵ درصد اطمینان معنی‌دار است.

در صورت حذف متغیر بی‌معنی از مدل رگرسیون، نتایج بدین شرح خواهد بود.

جدول ۴. بررسی تأثیر معنادار متغیرهای مستقل بر متغیر وابسته از طریق رگرسیون(در صورت حذف متغیرهای بی‌معنی)

متغیرها	ضرایب	t	sig	روش	R^2 تعدیل‌شده	F	sig	Durbin-Watson		
								d_u	D_w	d_l
(Constant)	۶/۵۲۲	۱۰/۸۷۷	۰/۰۰*	Enter	۰/۵۴۴	۵۳/۰۲۲	۰/۰۰۰*	۱/۶۵	۱/۹۸	۱/۴۴
طول جغرافیایی	-۰/۰۵۷	-۷/۱۴۵	۰/۰۰*							
عرض جغرافیایی	-۰/۰۳۷	-۳/۹۱۳	۰/۰۰*							
فاصله از خطالرأس	-۰/۰۶	-۴/۳۲۵	۰/۰۰*							
شیب	۰/۰۰۴	۴/۶۰۵	۰/۰۰*							
ارتفاع	-۰/۰۰۰۰۵۳۷	۲/۴۳۵	۰/۰۱*							

*- در سطح ۹۹ درصد اطمینان معنی‌دار است.

با توجه به این جدول، ملاحظه می‌شود که ضریب تعیین(R^2) تعدیل شده در این مدل، حاکی از آن است که حدود ۵۴ درصد از تغییرات بارندگی در منطقه کوهستانی زاگرس میانی به‌وسیله متغیرهای مستقل استفاده شده در این مدل، تشریح می شوند. همچنین در جدول، با توجه به سطح معنی‌دار ضرایب هر متغیر و مقایسهٔ آنها با سطح خطای ۱ درصد، معنی‌دار بودن ضرایب متغیرهای طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، ارتفاع، فاصله از خطالرأس و شیب در سطح اطمینان ۹۹ درصد تأیید می‌گردند(جدول ۴).

اعتبارسنجی مدل

در استفاده از روش رگرسیون توجه به چند نکته ضروری است. نخست اینکه نتایج حاصل از رگرسیون، زمانی قابل اتکاست که مدل رگرسیون برازش شده، در کل معنی‌دار باشد. آماره F و سطح معنی‌دار مربوط در این جدول بیانگر معنی‌دار بودن این مدل در سطح اطمینان ۹۹ درصد است. مطلب مهم بعدی، استقلال اجزای خطا در مدل برازش‌شده است. برای آزمون این مطلب نیز از آماره دوربین ـ واتسون استفاده می‌شود. اگر این آماره بین d_u-۴ و d_u (یا $d_u < D_W < ۴ - d_u$) قرار گیرد (جان[1] و همکاران ۱۹۹۸، ۳۵۵)، می‌توان بر این مطلب صحه گذاشت که اجزای خطا در این مدل دارای همبستگی معنی‌داری با یکدیگرند و رفتاری مستقل از هم دارند. همان‌گونه که در جدول ۵ ملاحظه می‌شود، مقدار آن ۱/۹ (بین ۱/۶۵ و ۲/۳۵) است. بنابراین استقلال اجزای خطا در مدل برازش شده رگرسیون در این بخش از تحقیق تأیید می‌شود.

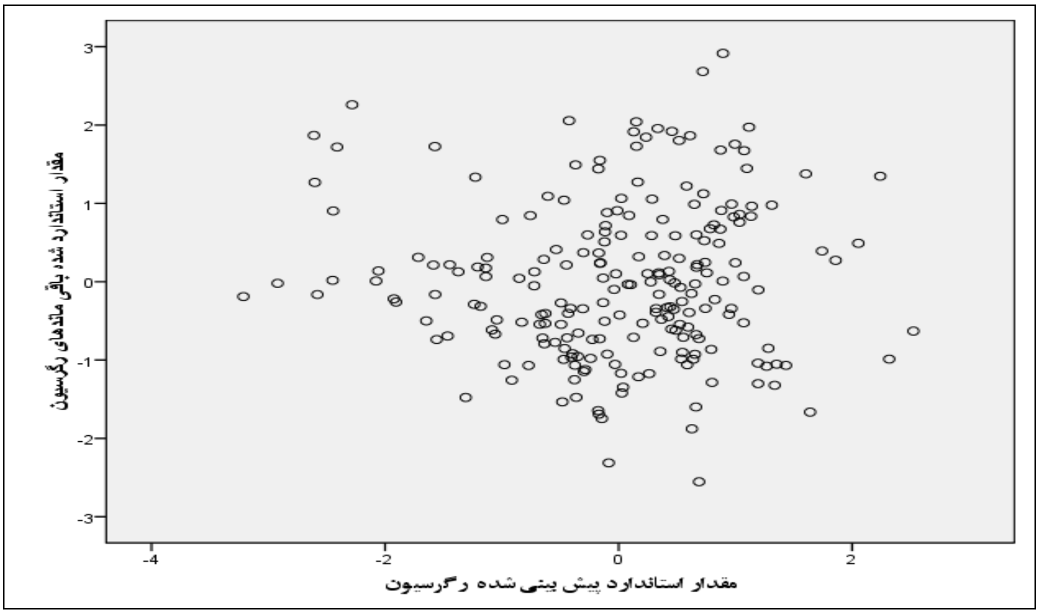
همان‌طور که پیش‌تر نیز اشاره شد، نرمال بودن توزیع اجزای خطا در هنگام استفاده از روش رگرسیون اهمیت فراوانی دارد. بدین منظور از آزمون کولموگروف ـ اسمیرنف استفاده شد (جدول ۵).

1. John

جدول ۵. بررسی نرمال بودن توزیع اجزای خطا در مدل رگرسیونی از طریق آزمون کولموگروف ـ اسمیرنف

		بارندگی
	تعداد	۲۱۹
Normal Parameters[a]	میانگین	۰
	انحراف معیار	۰/۰۸۴۳۲
Most Extreme Differences	مقدار مطلق	۰/۰۵۹
	مثبت	۰/۰۵۹
	منفی	-۰/۰۴۱
Kolmogorov-Smirnov Z		۰/۸۷
Asymp. Sig. (2-tailed)		۰/۴۳۲

همان‌طور که ملاحظه می‌شود، سطح معنی‌داری در این جدول، بیانگر نرمال بودن توزیع اجزای خطا در مدل رگرسیون برازش شده است. هیستوگرام و نمودار p-p مربوط به مقدار باقی‌مانده‌ها نیز مبین نرمال بودن توزیع اجزای خطا در مدل رگرسیون برازش شده است. با استفاده از نمودار پراکنش (شکل ۳) ثابت بودن واریانس مورد بررسی قرار گرفت. پراکنش باقی‌مانده‌های مدل رگرسیون حول محورهای صفر در شکل ۳ بیانگر ثابت بودن واریانس باقی مانده است.



شکل ۳. پراکنش باقی‌مانده‌های مدل رگرسیون

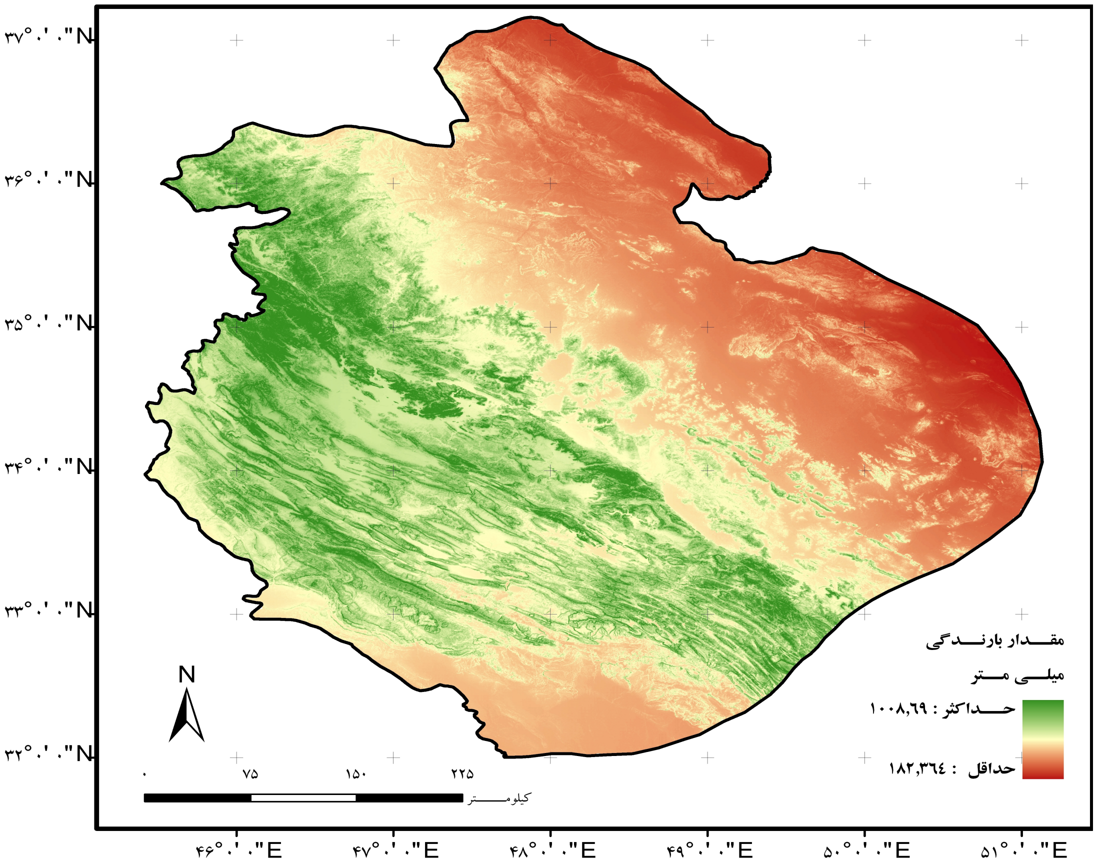
با توجه به مطالب پیش‌گفته، می‌توان نتایج درستی مدل رگرسیون را معتبر دانست. بنابراین معادله بارندگی در منطقهٔ مورد مطالعه را می‌توان بدین صورت نوشت:

$$P=(-0.057)X - (0.037)Y - (0.06)Dr + (.004)S + (5.378E\text{-}5)H + 6.522$$

که در آن X طول جغرافیایی، Y عرض جغرافیایی، Dr فاصله از خطالرأس، S شیب، H ارتفاع و P لگاریتم مقدار بارش است.

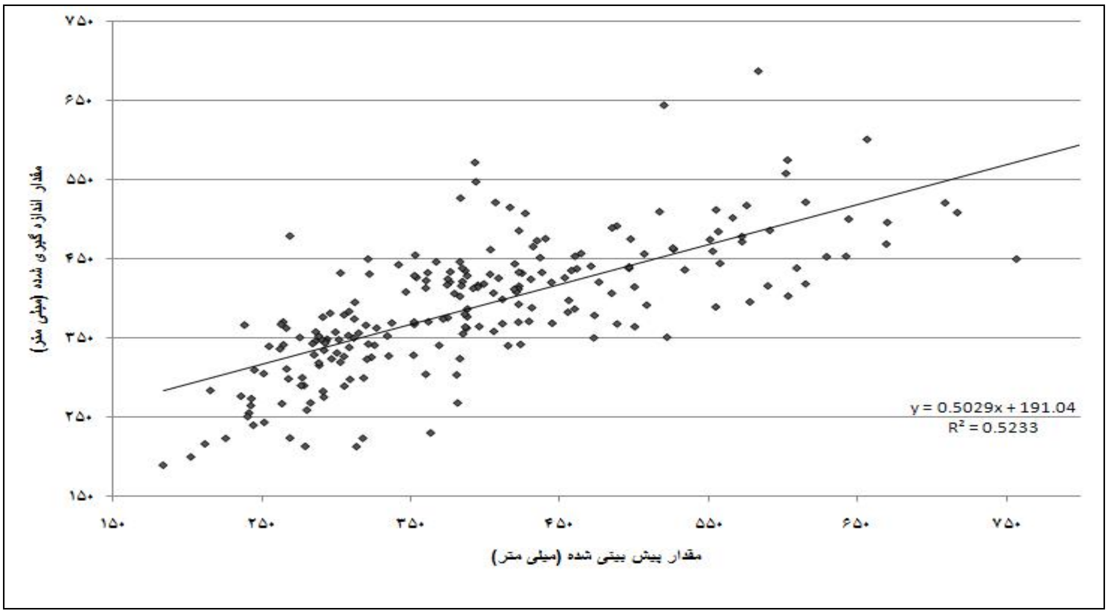
با توجه به این معادله، نقشهٔ پراکندگی بارش در منطقه‌ی مورد مطالعه به صورت شکل ۴ حاصل شد.

منفی بودن ضرایب مربوط به طول و عرض جغرافیایی بیانگر تأثیر فاصله از منبع رطوبتی است، بدین صورت که با افزایش فاصله از منابع رطوبتی مقدار متوسط بارندگی سالانه نیز کاهش می‌یابد. همچنین منفی بودن ضریب فاصله از خطالرأس به عنوان معیاری از عامل صعود توده‌های هوا، بیان می‌دارد که با فاصله گرفتن از خطالرأس‌ها مقدار متوسط بارندگی کاهش می‌یابد؛ و مثبت بودن ضرایب ارتفاع و شیب بدین معنی است که با افزایش ارتفاع و شیب مقدار میانگین بارندگی سالانه نیز افزایش می‌یابد، و این نقش ناهمواری‌ها را در تغییرپذیری بارندگی نشان می‌دهد.



شکل ۴. پراکندگی بارش در منطقهٔ مورد مطالعه براساس مدل رگرسیون

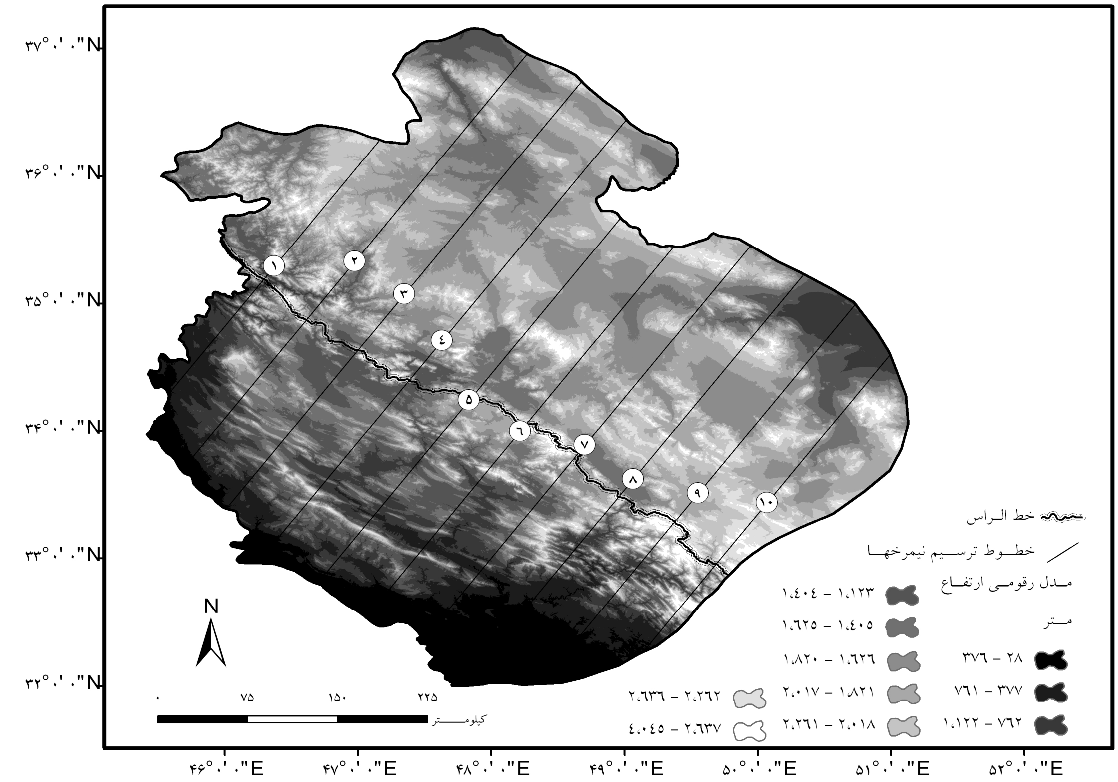
صحت مدل با برآورد داده‌های بارندگی تمام ایستگاه‌های موجود به شیوهٔ مدل به‌دست آمده ارزیابی شد و از طریق وجود رابطهٔ معناداری بین مقادیر برآورد شده و مقادیر اندازه‌گیری شده (واقعی) بررسی گردید. نتایج حاکی از اطمینان معنی‌دار در سطح ۹۹ درصد با ضریب همبستگی ۰/۶۷ بوده است. همچنین مقدار R^2 برابر با ۰/۵۲۳ است (شکل ۵) که پذیرفتنی بودن مدل را تأیید می‌کند. با توجه به اطمینان به دست آمده و نیز نتایج حاصل از اعتبار مدل رگرسیون، در ادامه به تحلیل فضایی پراکندگی بارش در زاگرس میانی پرداخته خواهد شد.



شکل ۵. رابطه بین مقادیر برآورد شده و مقادیر اندازه‌گیری شده

نتیجه‌گیری

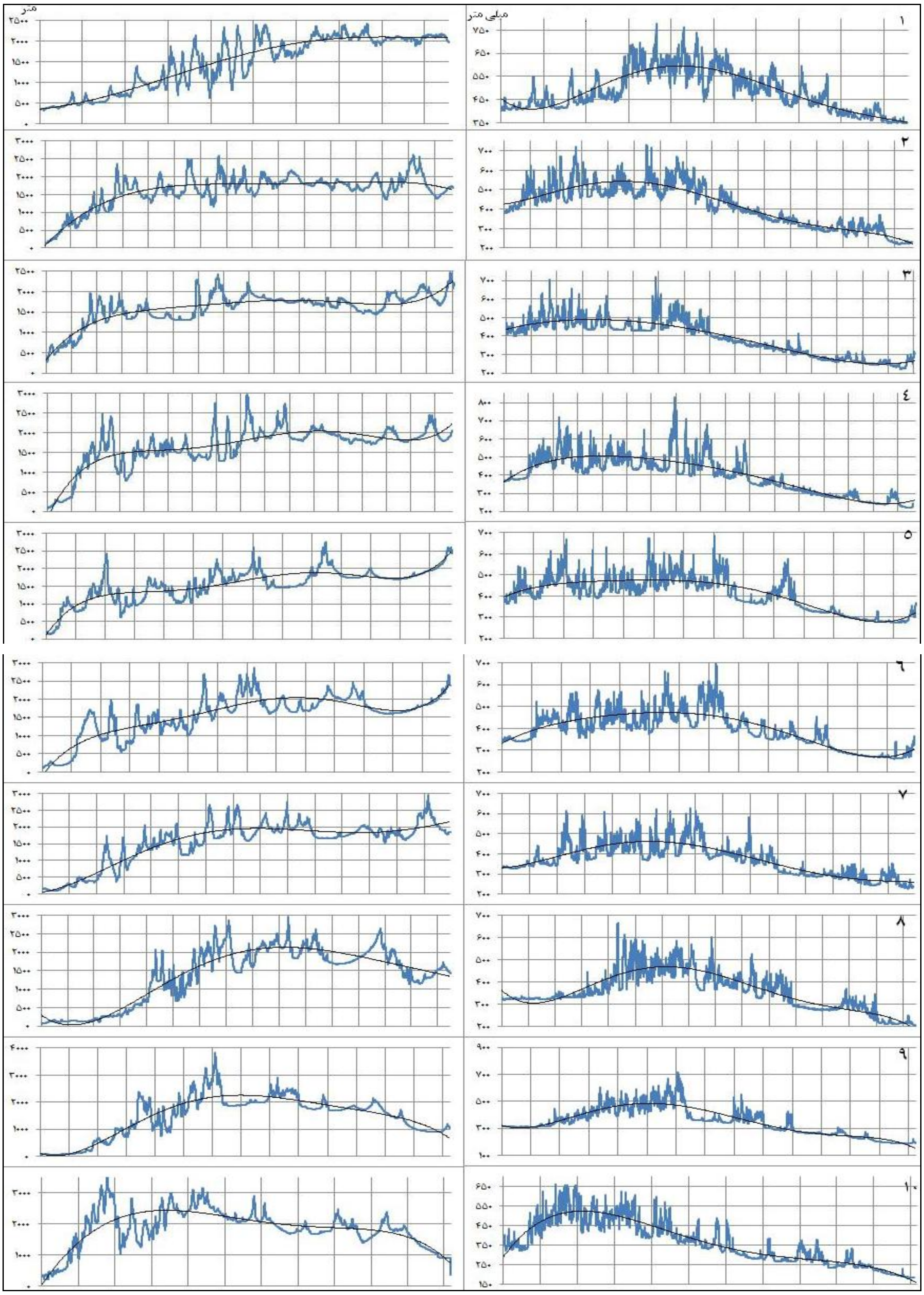
با توجه به شکل ۴، نیمهٔ غربی زاگرس (دامنهٔ رو به باد) مرطوب‌تر از نیمهٔ شرقی (دامنهٔ پشت به باد) آن است. قسمت‌های شرقی منطقهٔ مورد مطالعه با وجود داشتن ارتفاع متوسط بالاتر (ن.ک. شکل ۱)، دارای میانگین بارندگی کمتری هستند که به نظر می‌رسد این امر با مقدار رطوبت توده‌های هوا مرتبط باشد. وجود دو هستهٔ بیشینهٔ بارندگی در شمال غرب و جنوب شرق منطقهٔ مورد مطالعه، قبل از رسیدن به محور ناهمواری‌ها آشکار است. همچنین مقدار بیشتر بارندگی در نیمهٔ غربی محور ناهمواری‌ها در قیاس با نیمهٔ شرقی آن نمایان است. بنابراین در مرحلهٔ اول، منطقهٔ مورد مطالعه به دو ناحیه رو به باد و پشت به باد تقسیم گردید. برای این تقسیم‌بندی از خطالرأس‌ها استفاده شد (شکل ۶). برای درک بهتر تغییرپذیری بارش در منطقه مورد مطالعه نیمرخ‌های بارش و ارتفاع، عمود بر خطالرأس‌ها، به فواصل ۵۰ کیلومتر ترسیم شدند (شکل ۶). با ترسیم نیمرخ‌های بارش و ارتفاع و برازش مناسب‌ترین خط به آنها (تغییرات فراوان مقادیر ارتفاع و بارندگی در نیمرخ‌ها مانع از آشکار شدن نظم بین تغییرات ناهمواری‌ها و تغییرات بارندگی گردید، و بدین ترتیب خطوط نیمرخ‌ها با تابع چندجمله‌ای درجه ۵- یعنی منحنی‌های سیاه رنگ ـ هموار شدند)، حالت کلی تغییرات ارتفاع و بارش در راستای جنوب غرب ـ شمال شرق در منطقهٔ مورد مطالعه به تصویر کشیده شد (شکل ۶).



شکل ۶. تقسیم منطقهٔ مورد مطالعه به دو بخش رو به باد و پشت به باد و خطوطی که نیمرخ میانگین بارش و ارتفاع منطقه از روی آنها تهیه گردیده است.

با توجه به نیمرخ‌های ترسیم شده (شکل ۷) می‌توان اظهار داشت که افزایش بارش در دامنه‌های رو به باد با افزایش ارتفاع هماهنگ است و این افزایش لزوماً تا خطالرأس‌ها ادامه نمی‌یابد، و با گذر از خطالرأس‌ها مقادیر بارش کاهش یافته است (بدون کاهش ارتفاع جدّی) و این کاهش مقادیر بارش تا انتهای محدودهٔ مورد مطالعه مشاهده می‌گردد. می‌توان چنین استدلال کرد که نواحی کوهستانی به‌عنوان مانعی در برابر توده‌های هوا عمل می‌کنند، که به دلیل به تأخیر انداختن میزان جابه‌جایی باد و همچنین صعود اجباری توده‌های هوا سبب افزایش بارش می‌گردند (باری[1] و کورلی[2]، ۱۹۷۶؛ مارویتز[3]، ۱۹۸۷؛ به نقل از دیلی و همکاران (۱۹۹۴؛ ۱۴۱))، و این افزایش بارش عمدتاً در دامنه‌های رو به باد انجام می‌گیرد. دوری از منابع رطوبتی و تخلیهٔ رطوبت توده‌های هوا در دامنه‌های رو به باد و همچنین نزول هوا در دامنهٔ پشت به باد که سبب دوری هوا از حالت اشباع می‌گردد، دلایل کمبود بارندگی در دامنهٔ پشت به باد به شمار می‌آیند.

1. Barry
2. Chorley
3. Marwitz



شکل ۷. نیمرخ بارش (سمت چپ) و ارتفاع (سمت راست) در راستای جنوب غرب ـ شمال شرق، عمود بر خط‌الرأس‌ها (شماره‌های روی نیمرخ‌ها، با شماره‌های خطوط نیمرخ در شکل ۶ متناسب‌اند).

به‌طور قطع نمی‌توان ارتفاع مشخصی را به عنوان مرز افزایش بارندگی در دامنه‌های رو به باد در نظر گرفت (برای مثال، در نیمرخ‌های ۱ تا ۱۰ در شکل شماره ۶ حداکثر بارندگی در ارتفاعات از حدود ۱۳۰۰ متر در نیمرخ شماره ۱ تا حدود ۲۳۰۰ متر در نیمرخ شماره ۱۰ متغیر است). دیلی و همکاران (۱۹۹۴؛ ۱۴۲) طی مصاحبهٔ شخصی با جانسون[1] و هانسون[2] در سال ۱۹۹۳ جابه‌جایی بیشینهٔ بارندگی به دامنهٔ پشت به باد را در دامنه‌های کوهستان، ناشی از فاصلهٔ زمانی بین تراکم و حداکثر بارش (به‌دلیل ایجاد تراکم و بارندگی) و شدت جریان باد در بالای قله ذکر کرده‌اند که سبب جابه‌جایی حداکثر بارش به طرف دامنهٔ بادپناه می‌گردد. این پدیده در بارش‌های طولانی مدت دامنه‌ها، ستیغ‌های بادگیر جنوب غربی کوهپایه‌های رو به باد آیداهو[3]، یعنی جایی که فاصلهٔ افقی از کوهپایه‌های رو به باد تا قله کمتر از ۱۰ کیلومتر است، مشاهده شده است. چنین قانون‌مندی‌ای در منطقهٔ مورد مطالعه مشاهده نشد.

نیمرخ‌های شماره ۱ تا ۵ (شکل ۷) شکل کلی تغییرات ارتفاع افزایشی است. با این حال افزایش بارندگی هماهنگ با افزایش ارتفاع نیست و بعد طی فاصله‌ای مقدار بارندگی کاهش می‌یابد. به نظر می‌رسد که این ویژگی با حجم رطوبت توده‌های هوا مرتبط باشد، به این معنی که حجم توده‌های هوا به این مقدار نیست که پس از طی مسافت طولانی همچنان افزایش بارندگی هماهنگ با افزایش ارتفاع را سبب گردد. نیمرخ‌های شماره ۶، ۸، ۹ و ۱۰ (شکل ۷) نشان‌دهندهٔ دامنه‌های رو به باد و پشت به باد هستند. افزایش بارندگی در دامنهٔ رو به باد و کاهش آن در دامنهٔ پشت به باد نمایان است. نکتهٔ شایان توجه در این نیمرخ‌ها عدم انطباق بیشینهٔ بارش بر محور مرتفع ناهمواری‌هاست. به عبارت دیگر، بیشترین مقدار بارندگی قبل از رسیدن به خط‌الرأس‌هاست. این ویژگی را نیز می‌توان به عدم کفایت حجم رطوبت توده‌های هوا نسبت داد.

به‌طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که ناهمواری‌ها بر توده‌های هوای وارد شده تأثیر مکانیکی دارند و ضمن صعود، سبب تقویت آنها نیز می‌گردند. بنابراین با افزایش ارتفاع مقدار بارش نیز افزایش می‌یابد. اما نکتهٔ شایان توجه این است که افزایش بارندگی با افزایش هماهنگ ارتفاع نیست. در این زمینه می‌توان چنین اظهار کرد که محتوای رطوبتی توده‌های هوای وارد شده به منطقهٔ مورد مطالعه به اندازه‌ای نیست که بتواند در کل فرایند صعود همچنان سبب تداوم افزایش بارندگی گردد. با وجود هماهنگی نسبی بین بارندگی و ناهمواری، هستهٔ بیشینه بارش بر محور ناهمواری‌ها منطبق نیست. با توجه به شکل ۴ نواحی داخلی در نیمهٔ غربی منطقهٔ مورد مطالعه مقدار بارش کمتری در قیاس با سایر نواحی نیمهٔ غربی دارند. به نظر می‌رسد که رشته کوه‌های واقع شده در ایلام سبب تخلیهٔ رطوبتی توده هواهای وارد شده می‌گردند و با عبور از این رشته کوه‌ها مقادیر بارش کاهش می‌یابد، که این را می‌توان با نیمهٔ شرقی منطقهٔ مورد مطالعه (عموماً با ویژگی بادپناهی) مقایسه کرد.

در این تحقیق برای اولین بار در ایران دو متغیر فاصله از خط‌الرأس و فاصله از خط غربی به‌منظور مدل‌سازی تغییرات مکانی بارندگی مورد استفاده قرار گرفت. به‌دلیل معنی‌دار نبودن متغیر مستقل فاصله از خط مبنای غربی در مدل

1. Johnson
2. Hanson
3. Idaho

رگرسیونی، استفاده از آن در سایر پژوهش‌های مرتبط با مدل‌سازی تغییـرات مکـانی بـارش در زاگـرس میـانی پیـشنهاد نمی‌شود. همچنین با توجه به معنی‌داری متغیر مستقل فاصله از خط‌الرأس‌ها (در سطح ۹۹ درصـد)، در مـدل رگرسـیونی پیشنهاد می‌شود که در پژوهش‌های آتی برای مدل‌سازی تغییرات مکانی بارش در زاگرس و به‌ویژه زاگرس میـانی، از آن استفاده گردد.

منابع

Alijani, B., 2008, **Effect of the Zagros Mountains on the Spatial Distribution of Precipitation**, Journal of Mountain Science, Vol. 5, No. 3, 218-231.

Alijani, B., Brien, J.O., and Yarnal, B., 2008, **Spatial Analysis of Precipitation Intensity and Concentration in Iran**, Theoretical and Applied Climatology, 94, 107-124.

Assakereh, H., 2005, **The Modeling of Spatial Variability of Climatic Elements The Case Study Annual Precipitation in The Esfahan**, Geography Research Quarterly, No. 74, 1-21.

Daly, C., Nelson, R.P., Phillips, D.L., 1994, **A Statistical-Topographic model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain**, Journal of Applied Meteorology, 33, 140-158.

Esmailian, M., 2006, **Comprehensive Guide of SPSS 14**, The Institute of Cultural and Artistic of the Tehran, First edit, Tehran.

Goovaerts, P., 2000, **Geostatistical Approaches for Incorporating Elevation into the Spatial Interpolation of Rainfall**, Journal of Hydrology, 228, 113-129.

Hay, L.E., Battaglin, W.A., Branson, M.D., Leavesley, G.H., 1993, **Application of GIS in Modeling Winter Orographic Precipitation**, Gunnison River Basin, Colorado, USA, HydroGIS 93, 211, 491- 499

Hevesi, J.A., Istok, J.D., and Flint, A.L., 1992, **Precipitation Estimation in Mountainous Terrain Using Multivariate Geostatistic, Part I Structural Analysis**, Applied Meteorology, 31, 661-676.

Iranian Organization of Meteorology, **Precipitation Data of the Synoptic, Climatology and Rain Gauge Station.**

Jaafarpour, A., 1988, **Climatology**, Tehran University Press, First edit.

John, O.R., Sastry, G.P., David, A.D., 1998, **Applied Regression Analysis: A Resarch Tool**, Second Edition, Springer.

Kaviani, M.R., and Alijani, B., 2001, **Foundation of Climatology**, SAMT Press, Eight dit, Tehran.

Khezri, T., 2009, **Largest Shareholder Type and its Effect on Dividend Policy in Iran**, Dissertation of M.A., Accounting, Supervised by Saeed Qurbanee, Tarbiat Modares University.

Marquı´nez, J., Lastra, J., Garcı´a, P., 2003, **Estimation Models for Precipitation in Mountainous Regions: the use of GIS and Multivariate Analysis**, Journal of Hydrology, 270, 1–11.

Masoodian, S.A., 1998**, Investigate The Order of The Spatial and Temporal Variability of The Precipitation in Iran Territory**, Thesis of Ph.D., Supervised by Hasanali Ghaior And Mohamad Hossen Ramesht, Faculty of Humanity Scince, Esfahan University.

Masoodian, S.A., and Kaviani, M.R., 2008, **Climatology of Iran**, Esfahan University Press, First edit, Esfahan

Ministry of Power, **Data of Rain Gauge Station.**

Mojarad, F., and moradifar, H., 2003, **Modeling of The Relationship between The Topographic and Precipitation in Zagros Region**, Modares, Volume 7, No. 2, 163-182.

Prudhomme, C., and Duncan,W.R., 1999, **Mapping Extreme Rainfall in a Mountainous Region using Geostatistical Techniques: A Case Study in Scotland**, International journal of climatology, 19, 1337-1356.

Ranhao, S., Baiping, Z., Jing, T., 2008, **A Multivariate Regression Model for Predicting Precipitation in the Daqing Mountains**, Mountain Research and Development, Vol. 28, No ¾, 318-325.

Raziei, T., and Azizi, Gh., 2007, **A Precipitation-based Regionalization in Western Iran using Principal Component Analysis and Cluster Analysis**, Iran-Water Resources research, Volume 3, No. 2, 62-65.

Taylor, W.G., 1996, **Statistical Relationships between Topography and Precipitation in Mountainous Area**, Northwest Science, Vol. 70, No. 2, 164-178.