فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۹، شماره اول، بهار ۱۳۹۳، شماره پیاپی ۱۱۲

علی اکبر رسولی، استاد گروه جغرافیای طبیعی- اقلیم شناسی، دانشگاه تبریز
سعید جهانبخش، استاد گروه جغرافیای طبیعی- اقلیم شناسی، دانشگاه تبریز
احمد رضا قاسمی، دانشجوی دکترای جغرافیای طبیعی- اقلیم شناسی، دانشگاه تبریز

A.A Rasouli
S. Jahanbakhsh
A.R Ghasemi

شماره مقاله: ۹۳۸ **صص: ۴۲-۲۳**
وصول: ۹۲/۲/۵ **پذیرش: ۹۲/۷/۱۳**

E-mail: ghasemi@tabrizu.ac.ir

بررسی ارتباط بین پارامترهای مهم ابر و بارش روزانه در ایران

چکیده

مطالعه پارامترهای آب و هوایی به علت نقشی که در مباحث تغییر اقلیم و بهبود کارایی مدل‌های اقلیمی و پیش‌بینی بارش دارند، از اهمیت ویژه‌ای در دنیا برخوردارند. در این میان، مطالعه ابرها به علت اینکه حد واسط بین سامانه‌های همدیدی و شرایط اقلیمی سطح زمین هستند، از اهمیت ویژه ای برخوردارند و هرگونه تغییر در پارامترهای آنها می‌تواند سرآغاز زنجیره‌ای از واکنش‌ها در دیگر عناصر آب و هوایی گردد. به دلیل این اهمیت، در این پژوهش ارتباط چهار پارامتر مهم ابر؛ یعنی دمای قله ابر[۱]، فشار قله ابر[۲]، عمق نوری ابر[۳] و مقدار ذرات آب و یخ ابر[۴] در محدوده کشور ایران با بارش روزانه مطالعه شد. برای این هدف از اطلاعات ایستگاه‌های همدید و سنجنده مودیس برای کل دوره موجود آن (۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱) استفاده شد و با استفاده از مدل های رگرسیون خطی، غیرخطی و همچنین، مدل رگرسیون چند متغیره، ارتباط بین این پارامترها با بارش بررسی گردید.

در ابتدا با همپوشانی چند لایه اطلاعاتی بارش و ابر در محیط ArcGIS کشور به چهار پهنه مشترک بارش و ابر تقسیم گردید و این پهنه ها مبنای بررسی ارتباط بین بارش و پارامترهای ابر قرار گرفتند. نتایج نشان داد که دمای قله ابر بین ۲۰ تا ۳۹ درصد از تغییرات بارش در پهنه ها را تبیین نموده و یا به عبارت دیگر توضیح می دهند. این مقدار برای فشار قله ابر ۲۰ تا ۳۷ درصد، مقدار ذرات آب و یخ ابر ۲۱ تا ۳۱ درصد و عمق نوری ابر ۱۹ تا ۳۱ درصد به‌دست آمد. با اعمال مدل رگرسیون چند متغیره، نتایج نشان داد که در پهنه ۳ این چهار پارامتر ابر می‌توانند حدود ۵۰ درصد تغییرات بارش را پیش بینی کنند. این مقدار در پهنه ۲ حدود ۴۰ درصد و برای دو پهنه دیگر حدود ۳۰ درصد به‌دست آمد.

برای حذف همخطی شدید و همچنین، رسیدن به متغیرهای اصلی، از روش رگرسیون گام به گام نیز استفاده شد که نتایج آن نشان داد در پهنه‌های ۱ و ۴ پارامتر مقدار آب و یخ ابر، در پهنه ۳ دمای قله و عمق نوری ابر و در پهنه ۲ فشار قله و مقدار آب و یخ ابر مؤثرترین پارامترهای مدل‌ها هستند.

واژه‌های کلیدی: پارامترهای ابر، بارش روزانه، ایران

۱-Cloud Top Temperature (CTT)
۲-Cloud Top Pressure (CTP)
۳-Cloud Optical Depth (COD)
٤-Cloud Water and Ice Path (CWIP)

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

مقدمه

ابرها از دیرباز مورد توجه محققان آب و هواشناسی بوده‌اند، ولی به دلیل اینکه برخلاف دیگر عناصر و پدیده‌های آب و هوایی اندازه‌گیری و سنجش آنها بسیار مشکل است تا چند دهه قبل پژوهش‌های زیادی بر روی آنها انجام نگرفته بود. پس از ورود ماهواره‌ها به عرصه علم، به علت فراهم شدن اطلاعات فراوانی در مورد ابرها، مطالعه آنها برای بهبود کارایی مدل‌های اقلیمی مورد توجه قرار گرفت. ماهواره‌ها قادرند خصوصیات فیزیکی و اقلیمی ابرها مانند: ضخامت، توسعه افقی، محتوای آب، دما، فشار و اندازه قطره‌های آب را با دقت اندازه‌گیری کنند. این توانایی به باز شدن زمینه‌های تحقیقاتی جدیدی در مطالعه ابرها منجر شد و پژوهشگران زیادی تحقیقات خود را بر روی این زمینه متمرکز کردند.

هرگونه تغییر در اقلیم می‌تواند سرآغاز زنجیره‌ای از واکنش‌ها باشد که اثر آن به صورت مستقیم در فرآیندهای هیدرولوژیک ظاهر می‌شود (علیزاده، ۱۳۸۶). بنابراین، مطالعه ابرها از این نظر حائز اهمیت است که آنها در راس چرخه آب قرار دارند و تغییرات آنها به ایجاد تغییر در مقدار زمانی و مکانی بسیاری از پارامترهای آب و هوایی بویژه بارش منجر خواهد شد. با جدی شدن بحث تغییر اقلیم در دنیا، مطالعه پارامترها و عناصر آب و هوایی به‌صورت گسترده ای مورد توجه قرار گرفت. در این میان، ابرها و پارامترهای اقلیمی وابسته به آنها نیز به عنوان ورودی های مهم در مدل‌های پیش بینی اقلیم، مورد توجه قرار گرفتند (هک[۵] و همکاران، ۲۰۰۶؛ فیلد[۶] و همکاران، ۲۰۰۸؛ هونگ[۷] و همکاران، ۲۰۰۹؛ لومن[۸]، ۲۰۱۰).

به یقین کشورهایی که از مطالعات به‌روز در زمینه آب و هوا عقب بمانند، در آینده نزدیک در مباحثی مانند: تامین منابع آب و امنیت غذایی با مشکلات زیادی مواجه خواهند شد. به همین دلیل، بسیاری از مطالعات انجام شده در دنیا در این زمینه؛ حتی جزو مطالعات راهبردی کشورهای پیشرفته محسوب می‌گردند (اسچلیسینگر[۹] وهمکاران، ۲۰۰۷).

با توجه به اهمیت ابرها در تغییرات آب و هوا، مطالعه و بررسی ارتباط پارامترهای آنها مانند: دما و فشار ابر، مقدار ذرات آب و یخ و ... با شرایط اقلیمی سطح زمین مورد توجه بسیاری از محققان در دنیاست. این پارامترها به‌عنوان شاخص‌های استاندارد مطالعه ابرها در دنیا ارائه شده اند. بررسی ارتباط پارامترهای یاد شده با بارش نقش قابل توجهی در بهبود مدل های بارش و همچنین، مدل های تغییر اقلیم دارد. بسیاری از پژوهشگران در دنیا به بررسی آنها پرداخته اند که برای نمونه به برخی از آنها اشاره می‌گردد:

آرکین و میسنر[۱۰] (۱۹۸۷) و آدلر و نیگری[۱۱] (۱۹۸۸) بیان کردند که مقدار بارش را می توان به‌وسیله داده های مرئی- مادون قرمز قله ابر[۱۲] برآورد نمود. زینگ[۱۳] (۱۹۹۹) ارتباط بین دمای قله ابر و محتوای بخار آب ابر را با بارش منطقه

۵-Hack
۶-Field
۷-Hong
۸-Lohmann
۹-Schlesinger
۱۰-Arkin and Meisner
۱۱-Adler and Negri
۱۲-Cloud- Top Visible/Infrared (VIS/IR) data
۱۳-Zeng

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

حاره مطالعه و الگوریتمی برای آن ارائه نمود. وی عنوان می کند که ارتباط بین این پارامترها می‌تواند به ارزیابی مدل-های بارش کمک کند.

هاوز[۱۴] (۱۹۹۳) نشان داد که تاثیر ابرها بر روی تابش‌های خورشیدی (انعکاس این تابش‌ها) و زمینی (اثر گلخانه‌ای)، به برخی پارامترهای آنها مانند: ارتفاع، ضخامت، توسعه افقی، تغییرات افقی، محتوای آب، فاز (مایع و یخ) و اندازه قطره‌ها و کریستال‌ها بستگی دارد. همزفیلد[۱۵] و همکاران (۲۰۰۳) مدلی برای بررسی ارتباط مقدار ذرات آب و یخ در ابر با عمق نوری ابر در طول موج مرئی ارائه نمودند.

بیریترتن[۱۶] و همکاران (۲۰۰۴) ارتباط بین مقدار بارش مناطق حاره ای را برای یک دوره چهارساله با استفاده از تصاویر ماهواره ای SSM/I با مقدار ذرات آب موجود در ابر بررسی و یک مدل نمایی برای آن ارائه نمودند. آسکلسن[۱۷] (۲۰۰۷) در تحقیقی از دمای قله ابر استخراج شده از تصاویر ماهواره ای برای برآورد مقدار بارندگی و برف استفاده کرد. وی با اشاره به محدودیت و خطاهای استفاده از داده های ایستگاه های زمینی و رادار استفاده از تصاویر ماهواره ای را برای بهبود برآورد بارش ها توصیه می‌کند.

هانا[۱۸] و همکاران (۲۰۰۸) نقش دمای قله ابر را در بارش برف، باران و باران یخ زده برای شناخت بهتر از فرآیند میکروسکوپی آنها در ابر برای زمستان های ۲۰۰۳ و ۲۰۰۴ بررسی کردند. آنها نشان دادند حداکثر بارش برف سبک زمانی است که دمای قله ابر نزدیک ۱۶- درجه سانتی گراد باشد. بیشینه بارش برف سنگین و باران نیز یکی در دمای قله ابر ۱۶- و دیگری بین ۳۵- تا ۵۰- درجه سانتیگراد اتفاق می افتد.

در ایران از بین پارامترهای ابر بیشتر آب قابل بارش مطالعه شده‌است. برای نمونه، نجفی (۱۳۸۳) با هدف محاسبه حداکثر بارش محتمل ایستگاه اصفهان در ماه اوت سال ۱۹۹۵، حداکثر آب قابل بارش ابر در این ایستگاه را محاسبه نمود و نشان داد که متوسط مقدار آب قابل بارش در این ایستگاه ۵/۲۳ میلی متر است. صادقی حسینی و همکاران (۱۳۸۴) در پژوهشی با محاسبهٔ آب قابل بارش ابر به روش ترمودینامیکی از روی نمودارهای هواشناختی Skew-T و مقایسه آن با بارش اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های زمینی منطقهٔ تهران، رابطه‌ای برای پیش بینی کمی بارش بر اساس آب قابل بارش ابر ارائه نمودند. پورباقر و همکاران (۱۳۸۶) برای استخراج آب قابل بارش ابر در ایستگاه مهرآباد از باندهای فروسرخ نزدیک تصاویر سنجنده مودیس استفاده کردند. آنها کل آب قابل بارش در مسیر سنجنده را با اجرای الگوریتم باند فروسرخ نزدیک مودیس در شرایط مختلف جوی محاسبه نمودند و نشان دادند که باندهای ۱۸ و ۱۹ مودیس، برای استخراج آب قابل بارش در این ایستگاه مناسبند.

با توجه به اینکه پارامترهای دیگر ابر در کشور کمتر مطالعه شده اند، در این پژوهش سعی گردید ارتباط برخی از پارامترهای مهم مربوط به ابر مانند: دما و فشار قله ابر، عمق نوری ابر و مقدار ذرات آب و یخ ابر با مقدار بارش روزانه

۱٤-Houze
۱۵-Heymsfield
۱٦-Bretherton
۱۷-Askelson
۱۸-Hanna

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

در محدوده جغرافیایی کشور ایران (بین ۲۴ تا ۴۰ درجه عرض شمالی و ۴۴ تا ۶۴ درجه طول شرقی) با استفاده از اطلاعات ایستگاه های همدید و تصاویر ماهواره ای بررسی شوند.

دما و فشار قله ابر بیان کننده دما و فشار جو در قله ابر هستند که به ترتیب بر حسب کلوین و میلی بار بیان می شوند. مقدار فشار قله ابر بر اساس الگوریتم ارائه شده توسط منزل[۱۹] و همکاران (۲۰۰۸) به‌دست می آید و سپس دمای قله ابر از آن استخراج می گردد.

عمق نوری ابر (COD=τ) بیان کننده مقدار تضعیف نور در هنگام عبور از عمق ابر (به طول واحد) در اثر جذب و پراکنش به‌وسیله ذرات آب و یخ ابر است. این پارامتر بدون بعد است و از رابطه زیر به‌دست می آید.

$$I/I_0 = e^{-\tau} \quad (۱$$

که در آن I_0 شدت تابش منبع و I شدت تابش بعد از عبور از واحد طول ابر است.

مقدار ذرات آب و یخ در ابر (CWIP) نیز به مقدار ذرات آب و یخ در ستونی با سطح مقطع مربع به طول واحد از پایه تا قله ابر گفته می شود که بر حسب g/m^2 یا mg/cm^2 بیان می گردد. به‌طور کلی، مقدار بخار آب (ذرات یخ) موجود در یک ستون هوا از پایه تا قله ابر از رابطه زیر به‌دست می آید:

$$WP = \frac{2}{3}\tau r_e \rho_l \quad (۲$$

که در آن τ عمق نوری ابر، r_e مقدار تشعشع مؤثر ذرات آب (یخ) و ρ_l چگالی آب مایع (یخ) است. مقدار ذرات یخ نیز با همین مدل به‌دست می آید، ولی به‌جای مقدار تشعشع مؤثر ذرات آب، از مقدار تشعشع مؤثر کریستال یخ استفاده می‌گردد. مقدار ذرات آب و یخ ابر از جمع مقدار ذرات آب و یخ در ابر به‌دست می آید.

داده ها و روش پژوهش

به منظور رسیدن به اهداف این تحقیق، تصاویر روزانه سنجنده مودیس (ماهواره ترا) برای کل دوره موجود (از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱) و همچنین، داده‌های روزانه بارش ۱۲۰ ایستگاه همدید در کل کشور برای همین دوره استفاده شد. ماهواره ترا در اواسط سال ۱۹۹۹ پرتاب گردید و اطلاعات آن از سال ۲۰۰۰ قابل استفاده است (رسولی، ۱۳۸۷ب). اطلاعات این ماهواره به صورت گسترده ای در مطالعات آب و هوایی و به ویژه مطالعه ابرها در دنیا استفاده می شود. پارامترهای مختلف اقلیمی مورد نیاز را می توان با اعمال الگوریتم های مربوطه از این تصاویر استخراج نمود و یا در صورتی‌که تصاویر *سطح ۳*[۲۰] در دسترس باشند، می توان از آنها برای استخراج اطلاعات مورد نیاز استفاده کرد. در این تحقیق، مقادیر چهار پارامتر دما و فشار قله ابر، عمق نوری ابر و مقدار ذرات آب و یخ ابر از تصاویر سطح ۳ سنجنده مودیس استخراج گردید.

۱۹-Menzel
۲۰- Level 3

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

همچنین، از مقادیر بارش استخراج شده از ماهواره **TRMM** نیز برای دوره آماری ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۱ استفاده شد. این ماهواره در سال ۱۹۹۷ به فضا پرتاب شد و دارای پنج سنجنده است که سه سنجنده آن مربوط به اندازه‌گیری بارش هستند (حاجی میر رحیمی، ۱۳۸۶).

برای انجام این تحقیق، ابتدا کشور به چند پهنه تقسیم گردید. با توجه به اینکه هدف این مطالعه بررسی ارتباط پارامترهای ابر با مقدار بارش روزانه در کل کشور بود، کشور بر اساس پهنه های مشترک بین مقدار پوشش ابر و بارش به چند منطقه تقسیم گردید. هدف از انجام این کار، به‌دست آوردن روزهای مشترک بارش در هر پهنه است. با توجه به اینکه الگوهای همدیدی و منابع تامین بارش در مناطق مختلف کشور متفاوت است، به‌دست آوردن روزهای مشترک همراه با بارش در کل کشور بسیار بعید است. با تقسیم کشور به چند پهنه، می‌توان روزهای مشترک همراه با بارش در هر پهنه را به‌دست آورد.

برای به‌دست آوردن پهنه‌های مشترک مقدار بارش و پوشش ابر، چندین لایه اطلاعاتی در نرم افزار **ArcGIS** همپوشانی[۲۱] شدند. در این فرآیند لایه های مقدار بارش ایستگاه‌های زمینی و بارش استخراج شده از ماهواره **TRMM**، مقدار پوشش ابر ایستگاه های همدید زمینی و مقدار پوشش ابر استخراج شده از تصاویر ماهواره مودیس استفاده شدند. پهنه های مقدار ابر که با روش خوشه بندی به‌دست آمده است (قاسمی، ۱۳۹۱) به همراه دیگر لایه‌ها اطلاعاتی به تصاویر رستری تبدیل و در محیط نرم افزار **ArcGIS** همپوشانی شدند. برای همپوشانی از روش "**Weighted Sum**" استفاده شد. این روش از روش های همپوشانی تصاویر رستری است که وزن داده شده به هر لایه به کل کلاس های آن لایه به‌طور یکسان تعلق می گیرد. لایه ها در وزن داده شده ضرب شده ، سپس با هم جمع می گردند. با توجه به اینکه هدف از این کار به‌دست آوردن پهنه های مشترک ابر و بارش بود، وزن لایه های بارش و ابر به‌صورت یکسان و هر کدام ۵۰ درصد داده شده‌است. وزن های داده شده بر روی هر پیکسل از تصاویر رستری ورودی با استفاده از رابطه ۳ اعمال و متغیر خروجی به‌صورت پهنه های تلفیق یافته از این لایه های ارائه می شود.

$$J = \sum_{i=1}^{k} S_i W_i \qquad (۳$$

که در آن **S** ارزش لایه ها، **W** وزن هر لایه، **k** تعداد لایه ها و **J** ارزش نقشه خروجی است.

برای به‌دست آوردن روزهای بارش در هر پهنه، در این تحقیق روزی که حداقل ۷۰ درصد ایستگاه‌های موجود در یک پهنه در آن روز بارش دریافت کرده باشند، روز بارش در نظر گرفته شد. این درصد در مطالعات مختلف متفاوت است؛ برای نمونه، کیوتل و پاوز[۲۲] (۱۹۹۸) این مقدار را ۵۰ درصد، ماهیراس[۲۳] و همکاران (۱۹۹۹) بین ۶۰ تا ۷۰ درصد، رسولی (۱۳۸۷ الف و ۲۰۰۴) حداقل ۴۰ درصد و تسویلی و زنگویل[۲۴] (۲۰۰۵) نیز این مقدار را حداقل ۲۰ درصد در نظر گرفته اند.

۲۱-Overlay
۲۲-Kutiel and Paz
۲۳-Maheras
۲٤-Tsvieli and Zangvil

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

هرچه این درصد بیشتر باشد، نشان می‌دهد بخش بیشتری از منطقه، بارش دریافت کرده و نتایج حاصله نیز قابل اطمینان تر خواهند بود.

در مرحله آخر ارتباط بین مقدار بارش روزانه (در روزهای به‌دست آمده به عنوان روزهای مشترک بارش) با چهار پارامتر ابر ذکر شده (استخراج شده از تصاویر سنجنده مودیس) در هر پهنه با استفاده از مدل های رگرسیون خطی یا غیر خطی، مدل رگرسیون چند متغیره و گام به گام مدل سازی گردید. این مدل ها در بررسی داده های آب و هوایی کاربرد وسیعی دارند. بسیاری از محققان داخلی و خارجی از این روش ها استفاده نموده‌اند، مانند: عساکره، ۱۳۸۳؛ یاراحمدی و عزیزی، ۱۳۸۶؛ رحمانی و همکاران، ۱۳۸۷؛ ایران نژاد و همکاران، ۱۳۸۸؛ کریجف[۲۵]، ۲۰۰۲؛ همسفیلد[۲۶] و همکاران، ۲۰۰۳؛ قاسمی و خلیلی، ۲۰۰۸؛ استیفنسن[۲۷] و همکاران، ۲۰۰۸ و گوچیس[۲۸] و همکاران، ۲۰۰۹.

روابط مربوط به این مدل ها در بسیاری از مقالات و کتب ارائه شده است (فرشادفر، ۱۳۸۱؛ بازرگان لاری، ۱۳۸۵؛ جباری، ۱۳۸۵) که به منظور جلوگیری از افزایش حجم مقاله از ارائه آنها خودداری می شود.

ارزیابی نتایج مدل‌ها

یک مدل در شرایطی می تواند ارتباط منطقی بین متغیرها ایجاد کند که علاوه بر بالا بودن ضریب تعیین (R^2): ۱- باقیمانده های مدل (خطاها) دارای توزیع نرمال با میانگین خطای[۲۹](MAE) صفر باشد؛ ۲- مانده ها دارای واریانس یکسان باشند و ۳- باقیمانده های مدل دو به دو ناهمبسته (مستقل) باشد (فرشادفر، ۱۳۸۱).

برای بررسی نرمال بودن مانده ها، روش های متعدد آماری و گرافیکی وجود دارد. در این تحقیق نمودار احتمال باقیمانده های استاندارد مدل رسم و سازگاری و انطباق آن با یک خط مستقیم بررسی گردید. همچنین این انطباق با آزمون نکویی برازش اندرسون-دارلینگ نیز بررسی شد. هرچه نقاط به‌دست آمده بهتر بر روی یک خط منطبق گردند، داده ها به نرمال نزدیکتر خواهند بود. برای بررسی یکسان بودن واریانس مانده ها نیز از نمودار مانده ها در برابر مقادیر پیش بینی شده استفاده شد. اگر نقاط این نمودار از شکل خاصی تبعیت نکنند و در اطراف محور y=0 پراکنده باشند، می توان نتیجه گرفت که واریانس مانده ها تقریبا یکسان هستند (بازرگان لاری، ۱۳۸۵). استقلال مانده ها نیز با استفاده از آزمون دوربین- واتسون بررسی شد. این آزمون از روش های شناخته شده برای بررسی استقلال باقیمانده های مدل است (فرشاد فر، ۱۳۸۱). مقدار ضریب دوربین- واتسون به‌وسیله مقادیر استخراج شده از جدول مربوطه، آزمون می گردد. تمامی آزمون های ذکر شده در محیط نرم افزارهای SPPS و MINITAB انجام گرفت.

یافته‌های پژوهش

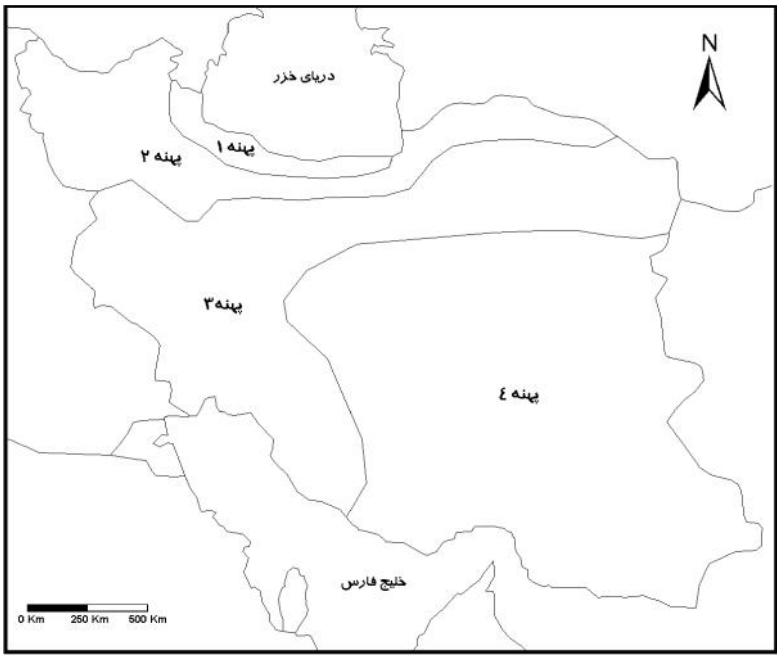
الف) پهنه های مشترک مقدار پوشش ابر و بارش

با همپوشانی لایه های اطلاعاتی بارش و مقدار پوشش ابر مطابق توضیحات بخش داده ها و روش ها، کشور به چهار

۲۵-Kryjov
۲۶-Heymsfield
۲۷-Stephenson
۲۸-Gochis
29-Mean Absolute Error

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

پهنه تقسیم شد (شکل ۱). این پهنه ها مبنای تحلیل های بعدی قرار گرفتند.



شکل ۱) پهنه های مشترک مقدار پوشش ابر و مقدار بارش

با انتخاب روزهای مشترک بارش بر اساس آنچه در قسمت قبل اشاره شد، برای پهنه شماره ۱، ۹۰ روز، پهنه شماره ۲، ۴۸ روز، پهنه شماره ۳، ۴۵ روز و برای پهنه شماره ۴، ۳۰ روز همراه با بارش به‌دست آمد. در این قسمت، ارتباط بین مقدار بارش در این روزها با پارامترهای اقلیمی ابر که از تصاویر ماهواره ای استخراج شده، بررسی می گردد.

ب) بررسی ارتباط مقدار بارش روزانه با پارامتر های ابر در پهنه ها

مقادیر همبستگی بین مقدار بارش روزانه با چهار پارامتر دمای و فشار قله ابر، عمق نوری ابر و مقدار ذرات آب و یخ ابر برای هر پهنه در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱) ضرایب همبستگی بین مقدار بارش با چهار پارامتر مورد مطالعه در پهنه ها

شماره پهنه	CTT	CTP	COD	CWIP
۱	**-۰/۳۶۲	*-۰/۲۶۱	**۰/۴۷۹	**۰/۵۲۵
۲	** -۰/۴۴۶	** -۰/۴۴۶	*۰/۳۴۷	**۰/۵۲۱
۳	**-۰/۵۸۳	**۰/۵۶۴-	**۰/۵۵۳	**۰/۵۳۹
۴	*-۰/۴۴۶	*-۰/۴۳۹	*۰/۴۲۶	*۰/۴۶۳

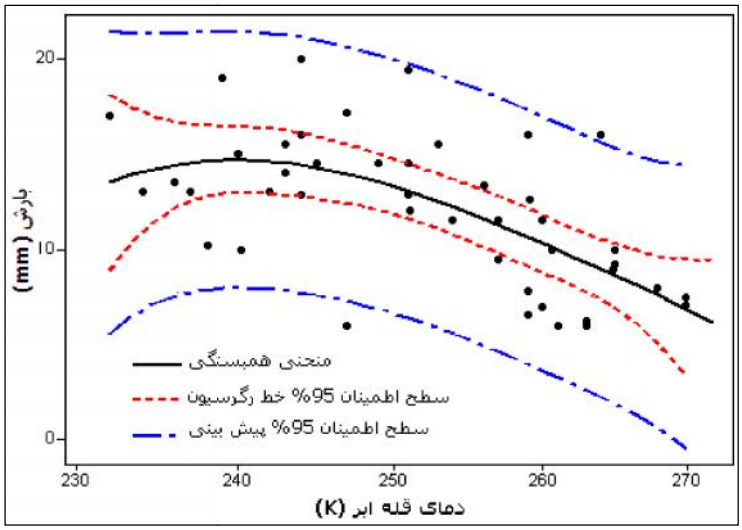
*معنی دار در سطح ۹۵ درصد **معنی دار در سطح ۹۹ درصد

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

همان‌طور که این جدول نشان می دهد، در همه پهنه‌ها بین بارش با دما و فشار قله ابر، رابطه غیر مستقیم (معکوس) و معنی‌دار و با عمق نوری ابر و مقدار ذرات آب و یخ ابر رابطه مستقیم و معنی‌دار وجود دارد. به عبارت دیگر، با کاهش دما و فشار قله ابر و افزایش مقدار عمق نوری و مقدار ذرات آب و یخ، مقدار بارش نیز در پهنه ها افزایش یافته است. با توجه به اینکه مقادیر همبستگی در پهنه ۳ بیشتر از دیگر پهنه هاست، مدل سازی ارتباط بین بارش و پارامترهای ابر در این پهنه به‌صورت کامل ارائه و نتایج پهنه های دیگر به‌صورت جدول ارائه می گردد.

شایان ذکر است جدول ۱ تنها به این منظور ارائه گردید که مشخص شود در کدام یک از پهنه‌ها احتمال به‌دست آوردن مدل های قویتر وجود دارد. بنابراین، این جدول تنها برای به دست آوردن یک دید کلی از مسأله است و تحلیل و تفسیرها بر روی مدل های اصلی برازش داده شده در قسمت های بعد انجام می گردد.

شکل ۲ ارتباط بین مقادیر بارش و دمای قله ابر را برای روزهای بارش در پهنه ۳ نشان می‌دهد. بهترین مدل برازش داده شده با بالاترین ضریب تعیین و کمترین خطا، یک مدل درجه سه است. ضریب تعیین برای این مدل ۰/۳۹ بوده (جدول ۲)؛ به عبارت دیگر ۳۹ درصد از تغییرات بارش در پهنه ۳ به‌وسیله تغییرات دمای قله ابر توجیه می‌گردد. مقدار ضریب F (آزمون معنی داری مدل) نیز معادل ۸/۴ به دست آمده که در سطح معنی‌داری ۰/۰۰۱ معنی دار است. بنابراین، می‌توان گفت که مدل رگرسیون برازش داده شده برای برآورد مقدار بارش بر اساس دمای قله ابر در پهنه شماره ۳ مناسب بوده است.



شکل ۲) ارتباط بین مقادیر بارش و دمای قله ابر برای روزهای بارش در پهنه ۳

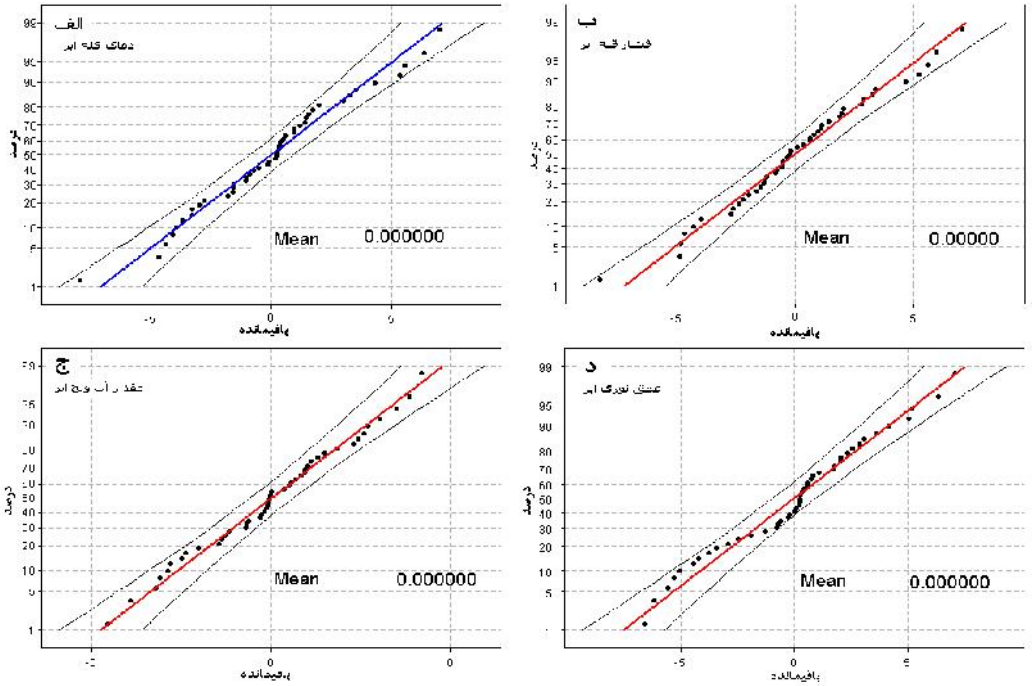
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

جدول ۲) بهترین مدل های به دست آمده برای پهنه ۳ به همراه نتایج آزمون های آماری

پارامتر	مدل	ضریب تعیین	میانگین خطاها	F	p-value F	p-value اندرسون- دارلینگ	ضریب دوربین- واتسون
CTT	لگاریتمی درجه ۳	۰/۳۹	۰/۰۰۰	۸/۴	**۰/۰۰۰	۰/۶۱۳	۲/۲
CTP	لگاریتمی درجه ۲	۰/۳۷۰	۰/۰۰۰	۱۲/۰	**۰/۰۰۰	۰/۵۰۶	۲/۲
CWIP	درجه ۳	۰/۳۱۰	۰/۰۰۰	۶/۱	**۰/۰۰۲	۰/۴۷۵	۲/۱
COD	خطی	۰/۳۱۰	۰/۰۰۰	۱۸/۹	**۰/۰۰۰	۰/۷۳۳	۲/۱

**معنی دار در سطح ۰/۰۱

شکل ۳- الف نیز احتمال باقیمانده های استاندارد و یا به عبارت دیگر، مقادیر خطای استاندارد مدل را نشان می دهد که نقاط بخوبی با یک خط سازگاری و انطباق دارد. بنابراین، می توان گفت جملات خطا دارای توزیع نرمال هستند. این انطباق با آزمون اندرسون-دارلینگ نیز آزمون شد. با توجه به اینکه مقدار p-value به دست آمده معنی دار نیست (بیشتر از مقدار α در سطح ۹۵٪ یعنی ۰/۰۵ است) (جدول ۲) بنابراین، فرض صفر این آزمون؛ یعنی نرمال بودن داده‌ها رد نمی شود. مقدار میانگین خطا نیز مطابق جدول ۲ در این مدل صفر است.



شکل ۳) نمودار احتمال باقیمانده های استاندارد برای چهار پارامتر ابر در پهنه ۳

نقاط نمودار مانده‌ها در برابر مقادیر پیش بینی شده (شکل۴- الف) نیز از شکل خاصی تبعیت نمی کنند و در اطراف محور y=0 پراکنده‌اند. بنابراین، می توان نتیجه گرفت که واریانس مانده ها تقریبا یکسان هستند. ضریب آزمون دوربین-

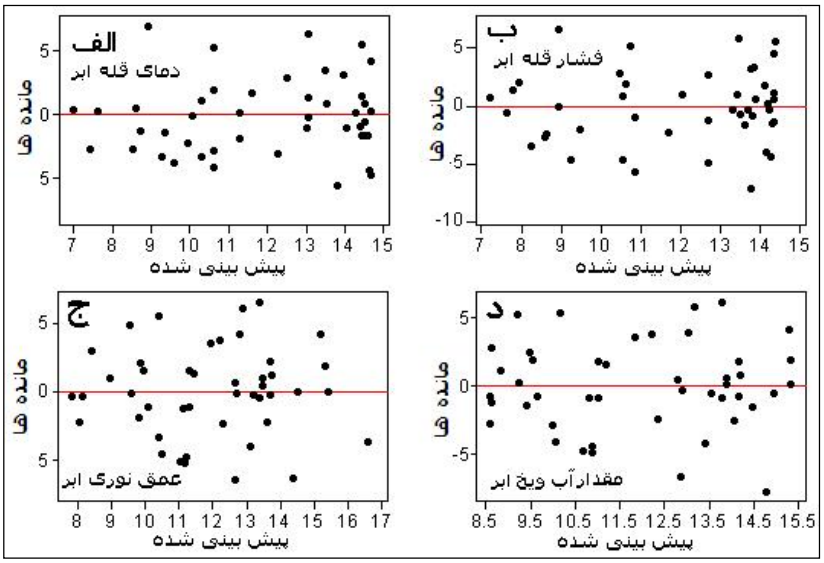
[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

واتسون نیز معادل ۲/۲ به دست آمد (جدول ۲) که از مقدار بحرانی در سطح ۹۹٪ (مقدار حد بحرانی برای تعداد ۴۵ نمونه معادل ۱/۴ است؛ فرشادفر، ۱۳۸۱) بیشتر است. بنابراین، مانده های مدل نیز مستقل و نسبت به هم ناهمبسته اند. تایید هر سه فرض ارزیابی مدل نشان می دهد که مدل بخوبی بر داده ها برازش داده شده و قادر است مطابق رابطه ۴ بین متغیر های مستقل و بارش (P) ارتباط منطقی ایجاد کند.

$$P = -581919 + 721555 \log(CTT) - 298143 \log(CTT)^2 + 41052.2 \log(CTT)^3 \quad (۴$$

بومرنجکلنگ[۳۰] و همکاران (۲۰۰۹) در بررسی بین دمای قله ابر و بارش فصل سرد سال در تایلند به یک مدل درجه ۲ با ضریب تعیین ۰/۴۳ دست یافتند. آنها نتیجه گرفتند که دمای قله به تنهایی نمی تواند شاخصی کاملی برای برآورد بارش باشد. زینگ (۱۹۹۹) نیز نشان داد بهترین مدل برای برآورد بارش مناطق حاره بر اساس دمای قله ابر و محتوای آب ابر یک مدل غیر خط و از نوع نمایی است.

منحنی ۲ نشان می دهد با کاهش دمای قله ابر، مقدار بارش افزایش می یابد که می تواند به‌علت افزایش فرآیند تراکم در ابر باشد، ولی با ادامه کاهش دما مقدار بارش ابتدا تاحدی ثابت می‌ماند و سپس کاهش می یابد که این امر به علت کاهش محتوای بخار یا قطرات آب ابر بعد از مدتی بارش است.



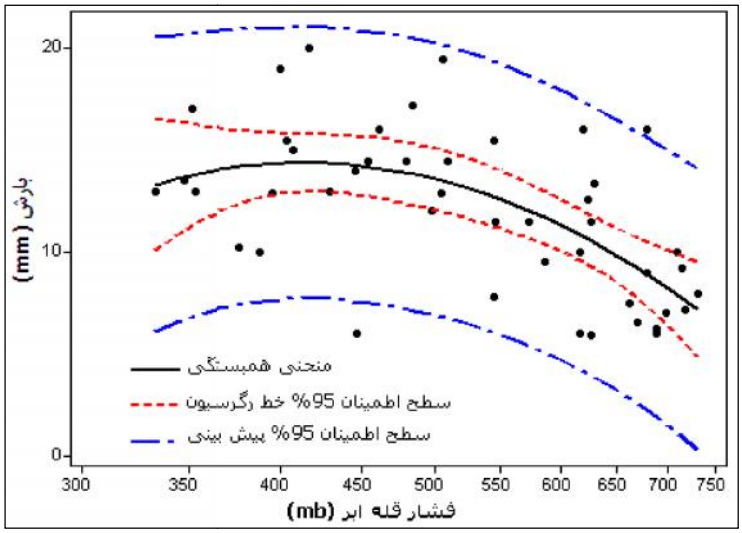
شکل ۴) نمودار مانده های مدل در برابر مقادیر پیش بینی شده

ارتباط بین فشار قله ابر با مقدار بارش نیز با یک مدل درجه ۲ تطبیق داده شد (شکل ۵). ضریب تعیین این مدل (جدول ۲) نشان می دهد در حدود ۳۶/۵ درصد از تغییرات بارش در پهنه ۳ به‌وسیله تغییرات فشار قله ابر تبیین می گردد. نتایج آزمون های آماری (جدول ۲ ردیف ۲) و گرافیکی (شکل های ۳ و ۴ ب) برای ارزیابی این مدل نیز نشان می‌دهد که این مدل به خوبی قادر است ارتباط بین بارش و فشار قله ابر را نشان دهد. معادله مدل به دست آمده مطابق زیر است:

$$\mathbf{P = -793.465 + 617.293 \log(CTP) - 117.923 \log(CTP)^2} \quad (۵$$

۳۰-Bumrungklang

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

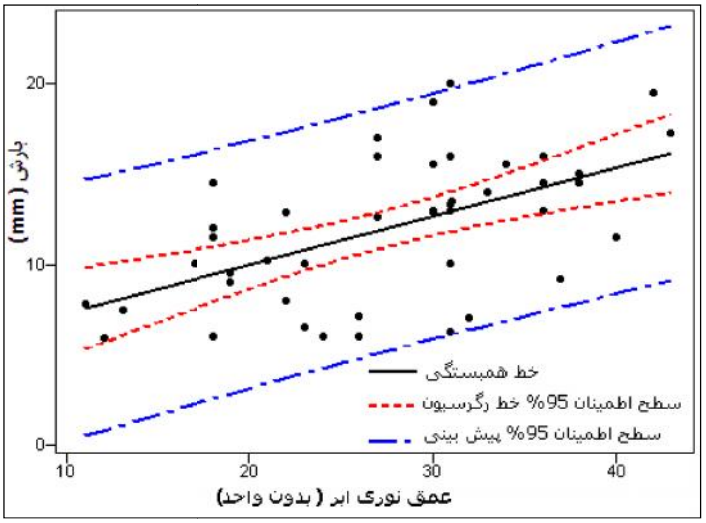


شکل ۵) ارتباط بین مقادیر بارش و فشار قله ابر برای روزهای بارش در پهنه ۳

بهترین مدل بیان کننده ارتباط بین مقدار بارش با عمق نوری ابر (شکل ۶) یک مدل خطی و با مقدار ذرات آب و یخ (شکل ۷) یک مدل درجه ۳ به دست آمد. این دو پارامتر هر کدام حدود ۳۱ درصد از تغییرات بارش در پهنه ۳ را توجیه می کنند (جدول ۲). نتایج ارزیابی مدل نیز مطابق جدول ۲ و شکل های ۳ و ۴ ج و د مناسب و تایید کننده کارایی مدل-های برازش داده شده بر متغیرهاست. دو مدل برازش داده شده برای عمق نوری ابر و مقدار ذرات آب و یخ ابر به ترتیب مطابق روابط ۶ و ۷ هستند.

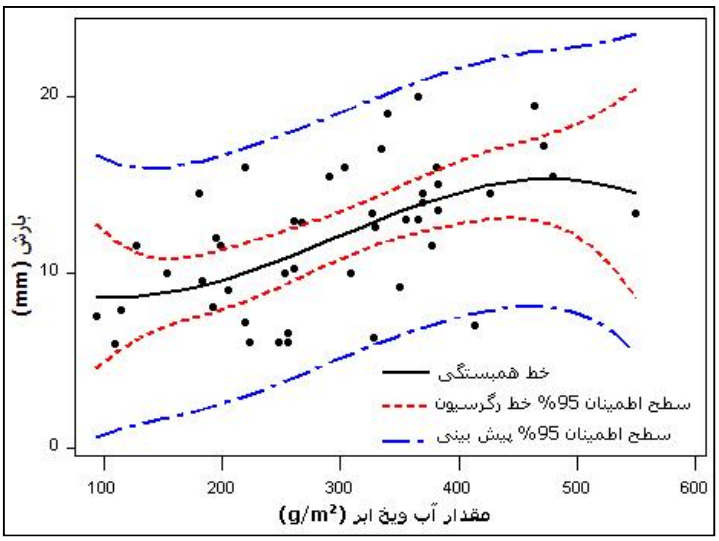
$$P = 4.63 + 0.267\ COD \qquad (۶$$

$$P = 10.8 - 0.04\ CWP + 0.0002\ CWP^2 - CWP^3 \qquad (۷$$



شکل ۶) ارتباط بین مقادیر بارش و عمق نوری ابر برای روزهای بارش در پهنه ۳

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]



شکل ۷) ارتباط بین مقادیر بارش و مقدار ذرات آب و یخ ابر برای روزهای بارش در پهنه ۳

منحنی ۷ نشان می‌دهد که بارش منطقه برای مقدار ذرات آب و یخ کمتر از حدود ۱۲۰ گرم بر متر مربع ثابت و در حدود ۸ میلی متر است، ولی پس از آن تغییرات افزایشی است. علت آن است که افزایش مقدار آب و یخ ابر در نتیجه فرآیند تراکم و انجماد در ابر است که این دو، فرآیندهای گرمازا هستند. به عبارت دیگر، افزایش مقدار آب و یخ ابر، با آزاد شدن بیشتر گرمای نهان و افزایش ناپایداری و حرکات همرفتی درون ابر همراه می شود. در نتیجه، سرعت بالاروی قطرات بیشتر خواهد شد که نتیجه آن افزایش بارش خواهد بود. با ادامه بارش به‌علت کم شدن تراکم ذرات آب و یخ ابر و همچنین، درون آمیزی با هوای سرد و خشک اطراف که به تبخیر قطرات منجر می شود، بارش سیر نزولی پیدا می-کند.

صادقی حسینی و همکاران (۱۳۸۴) و صادقی حسینی و رضائیان (۱۳۸۵) نیز در مطالعات خود بر روی آب قابل بارش ابر، علت تغییرات نمایی آب قابل بارش را رشد قائم ابر می دانند که به افزایش درون آمیزی با هوای خشک ترازهای بالاتر و کاهش بارش منجر می شود.

نتایج حاصل از تحلیل ها و آزمون های آماری برای پهنه های ۱، ۲ و ۴ به همراه مدل های به دست آمده در جدول ۳ ارائه شده است. مقدار **F** که بیان کننده کارایی مدل است، برای تمامی موارد حداقل در سطح ۹۵٪ معنی دار است. مقدار ضریب دوربین- واتسون نیز در تمام مدل ها در سطح معنی داری ۹۵٪ بیشتر از مقادیر بحرانی است که نشان دهنده استقلال مانده مدل‌هاست و در نهایت، مقدار **p-value** در آزمون اندرسون-دارلینگ نیز برای مدل های ۲ و ۴ در سطح ۹۹٪ (۰/۰۱) معنی دار نیست. بنابراین، فرض صفر آن (نرمال بودن مانده ها) رد نشده و نرمال بودن مانده ها تایید می گردد. بنابراین، مدل های برازش داده شده برای بیان ارتباط بین چهار پارامتر ابر مورد بررسی و مقدار بارش روزانه در پهنه های ۲ و ۴ نیز از نظر آماری تایید می شوند.

فرض نرمال بودن مانده ها برای پهنه شماره ۱ صادق نیست. دلیل آن می تواند ناشی از این باشد که توزیع مقادیر بارش برای روزهای مشترک بارش در این پهنه کاملا نرمال نبوده، از توزیع لگ- نرمال پیروی می کنند. در این پهنه

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

بهترین مدل ها برای روزهای بارش مشترک در فصل زمستان به دست آمد که شرایط مربوط بـه مانـده هـای مـدل در آن صدق می کند. مدل های به دست آمده برای چهار پارامتر ابر مطابق زیر هستند:

۸) برای دمای قله ابر $P = 544.697 - 220.907 \log(CTT)$

۹) برای فشار قله ابر $P = 91.0181 - 28.1265 \log(CTP)$

۱۰) برای عمق نوری $P = 52.8052 - 78.3770 \log(COD) + 34.4019 \log(COD)^{**}2$

۱۱) برای مقدار آب و یخ ابر

$P = -96.1053 + 159.619 \log(CWP) - 82.8780 \log(CWP)^{**}2 + 14.5172 \log(CWP)^{**}3$

جدول ۳) بهترین مدل های به دست آمده برای پهنه های ۱، ۲ و ۴ به همراه نتایج آزمون های آماری

پهنه	پارامتر	بهترین مدل برازش داده شده	درصدضریب تعیین	F	p-value F	p-value اندرسون- دارلینگ	ضریب دوربین- واتسون
۱	CTT	$P=401.4-160.4 \log(CTT)$	۱۴	۱۳/۶	۰/۰۰۰ **	۰/۰۰۰	۱/۵
	CTP	$P=83.5-24.7 \log(CTP)$	۸	۷/۳	۰/۰۰۸ **	۰/۰۰۰	۱/۵
	CWIP	$P=-19.6+13.9 \log(CWP)$	۲۵	۲۸/۳	۰/۰۰۰ **	۰/۰۰۲	۱/۶
	COD	$P=-8.5+15.9 \log(COD)$	۱۸	۱۸/۸	۰/۰۰۰ **	۰/۰۰۵	۱/۶
۲	CTT	$P=-1051798+1324281\log(CTT) 5557\log(CTT)^2+77724\log(CTT)^3$	۳۱	۶/۴	۰/۰۰۱ **	۰/۱۰	۱/۸
	CTP	$P=-14378.1+16384\log(CTP)- 6207 \log(CTP)^2+782.3 \log(CTP)^3$	۳۳	۶/۹	۰/۰۰۱ **	۰/۴۵	۱/۸
	CWIP	$P=-316.7+435.6 \log(CWP)- 195.3 \log(CWP)^2+29.2 \log(CWP)^3$	۳۱	۶/۵	۰/۰۰۱ **	۰/۳۴	۱/۸
	COD	$P= 4.87 + 0.09COD$	۱۲	۶/۳	۰/۰۱۶ *	۰/۲۰	۱/۵
۴	CTT	$P= 248.1- 99.8 \log(CTT)$	۲۰	۱/۲	۰/۰۲۰ *	۰/۲۴۸	۲/۳
	CTP	$P= 58.9- 18.7 \log(CTP)$	۲۰	۶/۰	۰/۰۲۲ *	۰/۱۲۵	۲/۳
	CWIP	$P= -18.1+ 11.1 \log(CWP)$	۲۱	۶/۴	۰/۰۱۸ *	۰/۰۳	۲/۱
	COD	$P= 2.38+ 0.237 COD$	۱۹	۵/۴	۰/۰۲۷ *	۰/۱۰	۲/۱

*معنی دار در سطح ۰/۰۵ **معنی دار در سطح ۰/۰۱

مقدار حد بحرانی دوربین- واتسون در سطح معنی داری ۹۹ درصد برای پهنه۱- ۱/۵، پهنه ۲- ۱/۴ و پهنه ۴- ۱/۳

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

مدل رگرسیون چند متغیره

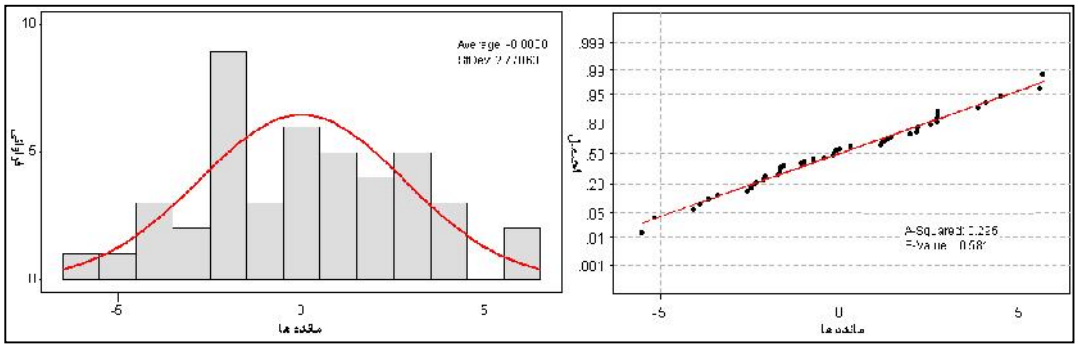
با توجه به اینکه در هر پهنه مجموع ضرایب تعیین به دست آمده برای هر پارامتر از ۱۰۰ درصد بیشتر است، می توان نتیجه گرفت که این پارامترها بر روی یکدیگر اثر متقابل داشته و ممکن است متاثر از یکدیگر باشند. بنابراین، برای به دست آوردن اثر مشترک این چهار پارامتر بر بارش هر پهنه از روش رگرسیون چند متغیره استفاده شد تا مشخص شود این چهار پارامتر به‌صورت مشترک چند درصد از تغییرات بارش در هر پهنه را توجیه می کنند. مدل های رگرسیون چند متغیره، مدل هایی هستند که توانایی ترکیب اثرهای چند متغیر مستقل بر یک متغیر وابسته را دارند.

نتایج حاصل از اعمال مدل رگرسیون چند متغیره برای پهنه ۳ در جدول ۴ ارائه شده است. مقدار ضریب تعیین این مدل معادل ۰/۵۰ است. بنابراین، می توان نتیجه گرفت که در پهنه ۳، ۵۰ درصد از تغییرات بارش را می توان به‌وسیله چهار پارامتر مورد مطالعه پیش بینی نمود.

جدول ۴) مشخصات مدل رگرسیون چند متغیره در پهنه ۳

ضریب دوربین- واتسون	p-value اندرسون- دارلینگ	میانگین خطاها	p-value F	F	ضریب تعیین	ضریب همبستگی
۲/۲	۰/۵۴۶	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱۰/۱	۰/۵۰۳	۰/۷۰۹

با توجه به معنی‌دار بودن مقدار ضریب F می توان با اطمینان، مناسب بودن مدل چند متغیره برازش داده شده را تایید کرد. علاوه بر این، میانگین مانده های مدل (خطاها) صفر و مستقل از یکدیگرند (ضریب دوربین- واتسون بیشتر از مقدار بحرانی در سطح ۹۹ درصد یعنی ۱/۵۳ است). شکل ۸ نیز نشان می دهد مقادیر خطای مدل نرمال است. معنی دار نبودن مقدار p-value در آزمون اندرسون- دارلینگ نیز این مسأله را تایید می کند (جدول ۴).



شکل ۸) هیستوگرام و نمودار مانده های (خطا های) مدل رگرسیون چند متغیره برای پهنه ۳

مدل رگرسیون چند متغیره بین متغیر های مستقل (چهار پارامتر ابر مورد مطالعه) و متغیره وابسته (مقدار بارش روزانه پهنه ۳) مطابق زیر است:

$$P= 11.4+0.019CTT-0.018CTP+0.35COD- 0.013CWP \qquad (۱۲$$

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

بر همین اساس، برای پهنه های دیگر نیز مدل های رگرسیون چند متغیره زیر به دست آمد (جدول ۵) که کارایی آنها برای برآورد مقدار بارش در هر پهنه نیز بر اساس نتایج آزمون های ارائه شده در جدول ۵ مورد تایید است. البته، فرض نرمال بودن مانده ها در پهنه شماره ۱ تایید نشد. در این پهنه بهترین مدل برای فصل زمستان به دست آمد که مطابق رابطه ۱۳ است. در این مدل ضریب تعیین ۵۹/۲ درصد، مقدار p-value آزمون اندرسون- دارلینگ ۰/۷۰ و ضریب دوربین- واتسون نیز معادل ۱/۸۳ به دست آمد که نشان دهنده کارایی مناسب و بالای مدل هستند. قابل ذکر است که نرمال بودن مانده ها در تمامی مدل های ارائه شده در مقاله، با روش ناپارامتری K.S نیز بررسی گردید که نتایج حاصله، نتایج آزمون اندرسون- دارلینگ را تایید کردند.

$$P = 73.8 - 0.303\ CTT + 0.0163\ CTP + 0.001\ COD + 0.0188\ CWIP \qquad (۱۳$$

جدول ۵) مدل های به دست آمده برای پهنه های ۱، ۲ و ۴ به همراه نتایج آزمون های آماری

پهنه	مدل رگرسیون چند متغیره	درصد ضریب تعیین	F	p-value F	p-value اندرسون-دارلینگ	ضریب دوربین- واتسون
۱	P=30.4 - 0.0977 CTT + 0.00457 CTP - 0.0181 COD + 0.0194 CWIP	۲۸	۸/۱۹	**۰/۰۰۰	۰/۰۰	۱/۶
۲	P= - 30.5 + 0.19 CTT - 0.03 CTP + 0.0439 COD + 0.00917 CWIP	۳۹/۲	۶/۹۳	**۰/۰۰۰	۰/۴۶۳	۱/۷
۴	P= 29.8 - 0.094 CTT - 0.0035 CTP + 0.144 COD + 0.0032 CWIP	۲۹	۲/۲۴	*۰/۰۹	۰/۲۵۲	۲/۲

* معنی دار در سطح ۰/۰۵ ** معنی دار در سطح ۰/۰۱

مقدار حد بحرانی در سطح معنی داری ۹۹ درصد برای پهنه۱- ۱/۶۱، پهنه ۲- ۱/۵۴ و پهنه ۴- ۱/۵۱

مدل رگرسیون گام به گام

برای اطمینان از عدم همخطی شدید در مدل ها، آزمون تورم واریانس انجام گردید. نتایج این آزمون نشان داد که برای برخی متغیرها، مقدار تورم واریانس بیشتر از ۱۰ است که موجب تاثیر نامطلوب بر روی ضریب تعیین مدل ها می گردد. یکی از روش های حذف همخطی، حذف متغیرهای مستقلی است که دارای همبستگی درونی بالا هستند (فرشادفر، ۱۳۸۱). برای این منظور و همچنین برای رسیدن به متغیرهای اصلی و تأثیرگذار در مدل‌های رگرسیون چند متغیره، از روش رگرسیون گام به گام استفاده شد که نتایج آن در جدول ۶ ارائه شده است.

با استفاده از این روش برای پهنه شماره ۳ دو متغیر دمای قله ابر و عمق نوری ابر وارد مدل می شوند. در این حالت، مقدار ضریب تعیین نسبت به حالت رگرسیون چند متغیره از ۵۰ به ۴۷ درصد کاهش می یابد. به عبارت دیگر، ورود دو متغیر حذف شده؛ یعنی فشار قله و مقدار آب و یخ ابر تنها ۳ درصد مقدار ضریب تعیین را افزایش می دهد. متغیر فشار قله ابر به علت همبستگی بالا (۰/۹۷) با دمای قله ابر و مقدار آب و یخ ابر به‌علت همبستگی بالا (۰/۹۰) با عمق نوری ابر توسط روش گام به گام حذف شده اند. البته، همبستگی این متغیرها از لحاظ فیزیکی نیز قابل توجیه است. زیر دما با فشار و تغییرات عمق نوری با تغییرات مقدار آب و یخ ابر دارای رابطه ساختاری هستند و به نوعی منعکس کننده

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

یکدیگرند، زیرا کاهش فشار قله ابر به معنی افزایش ارتفاع ابر است که این افزایش ارتفاع از سطح زمین در تروپسفر همراه با کاهش دماست. عمق نوری ابر نیز بیان‌کننده مقدار تضعیف نور در هنگام عبور از عمق ابر بر اثر جذب و پراکنش به‌وسیله ذرات آب و یخ ابر است. به عبارت دیگر، هرچه عمق نوری ابر بیشتر باشد، به معنی وجود مقدار بیشتر ذرات آب و یخ در ابر است.

تحلیل گام به گام برای پهنه ۲، دو متغیر فشار قله ابر و مقدار آب و یخ ابر را به مدل وارد کرد که مقدار ضریب تعیین معادل ۳۴ درصد به دست آمد. این مقدار ۵ درصد از حالتی که تمام متغیرها وارد مدل شوند، کمتر است. در پهنه های شماره ۴ تنها متغیر مقدار آب و یخ ابر وارد مدل شده است که ضریب تعیین آن ۲۱ درصد است، ولی در حالت باقیمانده های مدل نرمال نیستند. بنابراین، نمی توان این مدل را پذیرفت، در حالی‌که با ورود کل متغیرها، باقیمانده ها نرمال و ضریب تعیین نیز بیشتر است. در پهنه شماره ۱ نیز مانند پهنه شماره ۴ تنها متغیر مقدار آب و یخ ابر وارد مدل شده با ضریب تعیین ۵۳ درصد، در حالی‌که با ورود تمام متغیرها در این پهنه با حفظ شرایط آماری مناسب برای باقیمانده های مدل، مقدار ضریب تعیین به ۵۹/۲ درصد افزایش می یابد. در این پهنه برای هیچ یک از متغیرها مقدار ضریب تورم واریانس بیشتر از ۵ نیست. به عبارت دیگر، در این پهنه مقدار همخطی شدید نیست و می توان ضریب تعیین رگرسیون چند متغیره را نیز پذیرفت.

جدول۶) مشخصات مدل های رگرسیون گام به گام برای پهنه ها به همراه نتایج آزمون های آماری

پهنه	متغیر های ورودی به مدل	درصد ضریب تعیین	F	p-value F	p-value اندرسون- دارلینگ	ضریب دوربین- واتسون
۱	CWIP	۵۳	۴۸/۴	۰/۰۰۰ **	۰/۶۴۸	۲/۰۱
۲	CTP و CWIP	۳۴	۱۱/۵	۰/۰۰۰ **	۰/۱۰۶	۱/۶۳
۳	CTT و COD	۴۷	۱۸/۳	۰/۰۰۰ **	۰/۷۹۹	۲/۲۴
۴	CWIP	۲۱	۶/۸	۰/۰۲۰ *	۰/۰۰۴	۲/۱۳

*معنی دار در سطح ۰/۰۵ **معنی دار در سطح ۰/۰۱

نتیجه‌گیری

مطالعه پارامترهای آب و هوایی به علت نقشی که در مباحث تغییر اقلیم و مدل های اقلیمی و پیش‌بینی بارش دارند، از اهمیت ویژه ای در دنیا برخوردارند. در این میان، ابرها و پارامترهای مربوط به آنها به عنوان یک پدیده پیچیده آب و هوایی در سال های اخیر بیشتر مورد توجه محققان در دنیا قرار گرفته‌اند.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

به دلیل این اهمیت، در این پژوهش ارتباط چهار پارامتر مهم ابر؛ یعنی دما و فشار قله ابر، عمق نوری ابر و مقدار ذرات آب و یخ ابر در محدوده کشور ایران با بارش مطالعه شد. برای این هدف، علاوه بر اطلاعات ایستگاه های همدید زمینی از اطلاعات سنجنده مودیس نیز استفاده شد و با استفاده از مدل‌های رگرسیون خطی، غیر خطی و همچنین، مدل رگرسیون چند متغیره ارتباط بین این پارامترها بررسی گردید.

نتایج نشان داد که چهار پارامتر ابر مورد مطالعه می توانند بخش قابل قبولی از تغییرات بارش را در بخش‌های مختلف کشور تشریح کنند. در بین این پارامترها بیشترین تاثیر مربوط به دمای قله ابر است که ۲۰ تا ۳۹ درصد تغییرات بارش کشور را توضیح می‌دهد. این مسأله نشان می‌دهد که در بین عوامل مؤثر در شکل‌گیری بارش، فرایند تراکم بخار آب بیشترین نقش را دارد. البته، کاهش دما تا حد معینی می‌تواند به افزایش بارش منجر گردد و پس از آن کاهش دما نمی-تواند به افزیش بارش منجر گردد که دلیل آن کاهش سرعت فرآیند تراکم به علت کاهش محتوای بخار آب ابر پس از مدتی بارش است. با کاهش فرایند تراکم که فرایندی گرمازاست، ناپایداری و حرکات همرفتی درون ابر و بنابراین، رشد عمودی و توسعه آن به سطوح بالاتر جو کاهش می‌یابد که خود موجب متوقف شدن کاهش دمای ابر می‌گردد.

در بین چهار پهنه مورد مطالعه در کشور، نتایج به دست آمده در پهنه های ۲ و ۳ که شامل مناطق زاگرس، البرز و کوهپایه های آنها هستند، قویتر از مناطق دیگر است. دلیل آن می‌تواند قرار گرفتن این مناطق در مسیر اصلی سیکلون های مهاجر و توده‌های اصلی هوای ورودی به کشور باشد. به عبارت دیگر، این مناطق بیشتر از مناطق دیگر کشور تحت تاثیر توده‌های هوای متنوع و متفاوت از نظر خصوصیات ابرها قرار دارند.

نتایج این تحقیق نشان داد که هرچند توانایی پارامترها ابر برای برآورد بارش در مناطق مختلف کشور یکسان نیست، اما این پارامترها می‌توانند نقش تعیین کننده‌ای در برآورد مقدار بارش و افزایش کارایی مدل های اقلیمی در کشور داشته باشند. به عبارت دیگر، اقلیم سطحی کشور تا حد زیادی متاثر از پارامترهای ابر است. بنابراین، این پارامترها را می‌توان به‌عنوان شاخص‌های مؤثر در مطالعه تغییرات پارامترهای آب و هوایی کشور به‌کار برد.

منابع

۱- ایران نژاد، پرویز؛ احمدی گیوی، فرهنگ و محمدنژاد، علیرضا. (۱۳۸۸).« اثر مراکز چرخندزای مدیترانه بر بارش سالانه ایران در دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۰۲»، *مجله ژئوفیزیک ایران*، ش ۱، صص۹۱-۱۰۵.

۲- بازرگان لاری، عبدالرضا. (۱۳۸۵). *رگرسیون خطی کاربردی*، انتشارات دانشگاه شیراز. ۳۳۱ صفحه.

۳- پورباقر، س.، م. ر. مباشری و م. فرج زاده. (۱۳۸۶). «امکان سنجی استفاده از داده‌های رادیو ساوند و تصاویر ماهواره‌ای MODIS در برآورد آب قابل بارش کلی »، *همایش ژئوماتیک تهران*، سازمان نقشه برداری کشور، ۱۸۱۹صفحه.

۴- جباری، ایرج. (۱۳۸۵). *روش های آماری در علوم محیطی و جغرافیا*، تهران: انتشارات دانشگاه رازی، ۳۰۳ صفحه.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

۵- حاجی میر رحیمی، محمود. (۱۳۸۶). *ارزیابی تطبیقی مقادیر بارش نظاره شده توسط سنجنده های ماهواره‌ای و رادار هواشناسی*، پایان نامه کارشناسی ارشد سنجش از دور، دانشگاه تبریز، ۱۴۰ صفحه.

۶- رحمانی، الهام؛ خلیلی، علی و لیاقت، عبدالمجید. (۱۳۸۷).« بررسی کمی تاثیر خشکسالی بر عملکرد محصول جو در آذربایجان شرقی به روش رگرسیونی چند متغیره»، *فصلنامه علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی*، ش ۴۲، صص۲۵-۳۶.

۷- رسولی، علی اکبر. (۱۳۸۷ الف).« توزیع مکانی باران‌های رعد و برقی منطقه سیدنی استرالیا»، *دومین کنفرانس منطقه ای تغییر اقلیم*، سازمان هواشناسی کشور، ۱۳ و ۱۴ آبان. ۲۹۱- ۳۱۰.

۸- ــــــــــــــ . (۱۳۸۷ ب). *مبانی سنجش از دور کاربردی با تاکید بر پردازش تصاویر ماهواره‌ای*، انتشارات دانشگاه تبریز، ۷۷۷ صفحه.

۹- صادقی‌حسینی، سیدعلیرضا؛ حجام، سهراب و تفنگ‌ساز، پوریا. (۱۳۸۴). «ارتباط آب قابل بارش ابر و بارندگی دیدبانی شده در منطقهٔ تهران»، *مجلهٔ فیزیک زمین و فضا*، ش ۲، صص۱۳- ۲۱.

۱۰- صادقی‌حسینی، علیرضا و رضائیان، مهتاب. (۱۳۸۵).« بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان»، *مجلهٔ فیزیک زمین و فضا*، ش ۲، صص۸۳-۹۸.

۱۱- عساکره، حسین. (۱۳۸۳).« مدل سازی تغییرات مکانی عناصر اقلیمی- مطالعه موردی بارش سالانه استان اصفهان»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، ش ۷۴، صص ۲۱۳-۲۳۱.

۱۲- علیزاده، امین. (۱۳۸۶). *اصول هیدرولوژی کاربردی*، انتشارات دانشگاه امام رضا، ۸۰۷ صفحه.

۱۳- فرشاد فر، عزت الله. (۱۳۸۱). *اصول و روش های آماری*. انتشارات دانشگاه رازی. ۷۳۳ صفحه.

۱۴- قاسمی، احمد رضا. (۱۳۹۱). *مدل‌سازی تغییرات زمانی و مکانی پوشش ابری، با تاکید بر روزهای بارش در ایران*، رساله دکتری رشته جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم شناسی. دانشگاه تبریز.

۱۵- نجفی، درعلی. (۱۳۸۳). « محاسبه آماری حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته و حداکثر آب قابل بارش ایستگاه اصفهان»، *دومین کنفرانس دانشجویی منابع آب و خاک دانشگاه شیراز*، ۳۷۰ صفحه.

۱۶- یاراحمدی، داریوش، عزیزی، قاسم. (۱۳۸۶). «تحلیل چند متغیره ارتباط میزان بارش فصلی ایران و شاخص های اقلیمی»، *فصلنامه پژوهش های جغرافیایی*، ش ۶۲، صص ۱۶۱-۱۷۴.

17- Adler, R.F. and A.J. Negri. (1988). A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. J. Appl. Meteor., 27, 30–51.

18- Arkin, P.A. and B.N. Meisner. (1987). The relationship between large- scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982–1984. Mon. Wea. Rev., 115: 51–74.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

19- Askelson, M. (2007). On the use of satellite cloud top pressure data in the estimation of snowfall occurrence and precipitation rates. 23rd Conference on IIPS.
20- Bretherton, H.S., E.P. Matthew and E.B. Larissa. (2004). Relationships between Water Vapor Path and Precipitation over the Tropical Oceans. J. Climate. 17:1517-1528.
21- Bumrungklang, P., S. Dasananda and D. Sukawat. (2009). An Analysis of Seasonal Thunderstorm Cloud Distribution and Its Relation to Rainfall in Thaland using remotly sen data. Suranaree J. Sci. Technol. 17: 71-86
22- Field, P.R., A. Gettelman, R.B. Neale, R. Wood, P.J. Rasch. (2008). Midlatitude cyclone compositing to constrain climate model behavior using satellite observations. J. Climate, 21: 5887–5903.
23- Ghasemi, A.R., D. Khalili. (2008). The Effect of the North Sea-Caspian Pattern on Winter Temperatures in Iran. Theor. Appl. Climatol, 92: 59-74.
24- Gochis, D. J., S.W. Nesbitt., W. Yu. and S.F. Williams. (2009). Comparison of gauge–corrected versus non–gauge corrected satellite–based quantitative precipitation estimates during the 2004 NAME enhanced observing period. Atmosfera. 22: ISSN 0187-6236.
25- Hack, J.J., M. Caron, S.G.,Yeager, K. Oleson, M. Holland, J. Truesdale, P. Rasch. (2006). Simulation of the global hydrological cycle in the CCSM Community Atmosphere Model version3 (CAM3): Mean features. J. of Climate, 19: 2199-2221.
26- Hanna, W., D.M. Schultz and A.R. Irving. (2008). Cloud-Top Temperatures for Precipitating Winter Clouds. J of Appl. Meteorolo. and Climatolo. 47: 351-359.
27- Heymsfield, A.J., S. Matrosov and B. Baum. (2003). Ice Water Path–Optical Depth Relationships for Cirrus and Deep Stratiform Ice Cloud Layers. J of Appl. Meteorolo. 42: 1369-1389.
28- Heymsfild, A.J., S. Matrosov, B. Baum. (2003). Ice Water Path–Optical Depth Relationships for Cirrus and Deep Stratiform Ice Cloud Layers. J. of Appl. Meteorolo 42: 1396-1390
29- Hong, G., Yang, p., Bryan, A., B. Andrew, J. Heymsfield, K. Xu. (2009). Parameterization of Shortwave and Longwave Radiative Properties of Ice Clouds for Use in Climate Models. J. of Climate, 22: 6287-6312.
30- Houze, R. A. (1993). Cloud Dynamics. Academic Press, 573 pp.
31- Kryjov, V.N. (2002). Relationships between Northern Russia Monthly, Seasonal, and Annual Air Temperatures and Winter Zonal Circulation Indices. Meteorology and Hydrology. Moscow 105554.
32- Kutiel, H. and S. Paz. (1998). Sea Level Pressure Departures in the Mediterranean and their Relationship with Monthly Rainfall Conditions in Israel. Theor. Appl. Climatol. 60: 93-109.
33- Lohmann, U. 2010. Applications and needs of clouds & aerosols in GCMs. Berlin. pp 20.
34- Maheras, P., E.Xoplaki., H.Kutiel. (1999). Wet and dry monthly anomalies across the mediterranean basin and their relationship with circulation, 1860-1990. Theor. Appl. Climatol. 64: 189-199.
35- Menzel, W.P., R.A. Frey, H. Zhang, D.P. Wylie, C. Moeller, R. Holz, B. Maddux, B. Baum, K. Strabala, and L. Gumley. 2008. MODIS Global Cloud-Top Pressure and Amount Estimation: Algorithm Description and Results. Journal of applied meteorology and climatology. 47:1175-1198.
36- Rasouli, A. A. (2004). Temporal and spatial study of thunderstorm rainfall in the greather Sydney region. International Conference on Storms. Australia. 272-281.
37- Schlesinger, M. E., H. S. Kheshgi, J. Smith, F. C. Chesnaye, J. M. Reilly, T. Wilson, and C. Kolstad. (2007). Human-Induced Climate Change. Cambridge University Press. 426 pp.
38- Stephenson, T.S., A.A. Chen, M.A. Taylor. (2008). Toward the development of prediction models for the primary Caribben dry season. Theor. Appl. Climatol. 92: 87-101.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]

39- Tsvieli. Y., A. Zangvil. (2005). Synoptic climatological analysis of wet and dry red sea troughs over Israel. Int. J. Climatol. 25: 1997-2015.

40- Zeng, X. 1999. The Relationship among Precipitation,Cloud-Top Temperature and Perceptible Water over the Tropics. J. Climate. 12: 2503-2514.

[Downloaded from georesearch.ir on 2026-11-10]