

صحت‌سنجی بارش‌های برآوردی از رادار و کالیبراسیون ضرایب برآورد رادار کرمانشاه

فرشاد صفرپور - دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی، دانشگاه اصفهان
جواد خوشحال دستجردی* - دانشیار آب‌وهواشناسی، دانشگاه اصفهان
ابوالفضل مسعودیان - استاد آب‌وهواشناسی، دانشگاه اصفهان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۶/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۶/۱۷

چکیده

میزان بارش اندازه‌گیری شده توسط رادار با میزان بارش دریافت شده در سطح زمین تفاوت دارد. در نتیجه، برای تعیین میزان بارش با استفاده از داده‌های رادار، باید داده‌های رادار را بر اساس داده‌های زمینی تصحیح کرد. پیوند میان بارش و بازتابندگی رادار نمایی است از $Z=ar^b$. اگر مقادیر ضرایب این مدل درست انتخاب نشود، برآورد مقدار بارش توسط رادار با اشتباه همراه می‌شود. در این پژوهش بارش‌های ۲۶ تا ۲۷ آبان ۱۳۹۴ و ۱۰ تا ۱۲ آذر ۱۳۹۵ در ده ایستگاه استان کرمانشاه بررسی شد. در بارش اول زاویه ارتفاع بهینه پرتو انتخاب و رابطه مربوط به آن استخراج شد و ضرایب تصحیح به دست آمد. با استفاده از این رابطه، مقدار بارش برآوردی رادار از ۳۱ درصد به ۹۶ درصد افزایش یافت و میانگین مجموع بارش برآوردی رادار از ۸٫۹ به ۳۲٫۴ میلی‌متر رسید که از میانگین واقعی فقط ۱ میلی‌متر کمتر است. در بارش دوم، با استفاده از داده‌های بارش رادار، فقط یک معادله استخراج شد و ضرایب تصحیح رادار به دست آمد. نتایج برآورد بارش رادار به این روش نیز مورد قبول بود و میانگین مجموع بارش برآوردی رادار از ۹٫۶ به ۲۳٫۵ میلی‌متر افزایش یافت که ۴ میلی‌متر از مقدار واقعی کمتر بود.

کلیدواژه‌گان: استان کرمانشاه، برآورد بارش، رادار هواشناسی، صحت‌سنجی.

مقدمه

استان کرمانشاه یکی از استان‌های کوهستانی غرب کشور واقع در رشته‌کوه‌های زاگرس میانی است. بارش‌های این استان همانند سایر مناطق کوهستانی عمدتاً کوه‌بارشی (اوروگرافیک) و رگباری است. پیش‌بینی بارش‌های رگباری از لحاظ شدت، مقدار، و تداوم به روش‌های معمول اغلب به طور دقیق میسر نیست و به پیش‌بینی‌های بسیار خیره و آشنا به شرایط محلی نیاز دارد. این امر به سیلاب‌های شدید، مخرب، و گاهی فاجعه‌بار در این استان منجر می‌شود (علیچانی، ۱۳۹۲). امروزه، رادارهای هواشناسی می‌توانند به‌عنوان ابزاری بسیار ارزشمند برای پیش‌بینی بارش‌های رگباری در اختیار متخصصان پیش‌بینی قرار گیرند؛ به شرطی که با شرایط محلی سنجه‌سازی شوند و در طی زمان و با تغییرات آب‌وهوایی واسنجی شوند (محمدی‌ها، ۱۳۹۰). هدف از تحقیق حاضر نیز سنجه‌سازی رادار هواشناسی کرمانشاه با شرایط استان مذکور است تا متخصصان پیش‌بینی با به‌کارگیری این رادار بتوانند ویژگی‌های بارش را قبل از وقوع آن پیش‌بینی کنند، هشدارهای لازم را به مردم و مسئولان بدهند، و از خسارات به مساکن، ابنیه‌های تاریخی، مراکز اداری، تأسیسات شهری و روستایی، مزارع، انسان، و حیوانات تا حد ممکن جلوگیری کنند.

پیش‌بینی بارش‌ها به روش‌های مختلفی انجام می‌گیرد که مهم‌ترین آن‌ها عبارت‌اند از: پیش‌بینی هم‌دید، پیش‌بینی

ترمودینامیک، پیش‌بینی ماهواره‌ای، و پیش‌بینی راداری (فرج‌زاده و همکاران، ۱۳۹۱). در سه روش نخست، اولاً مقدار، زمان، و مکان دقیق بارش امکان‌پذیر نیست؛ ثانیاً، فواصل زمانی بین دیدبانی‌ها حداقل شش یا دوازده ساعت خواهد بود. مثلاً، نقشه‌های همدید هر شش ساعت یک بار و نتایج حاصل از بالون‌سوندها هر دوازده ساعت یک بار قابل دسترسی است. اصلی‌ترین علت پایین بودن دقت پیش‌بینی مقدار و مکان بارش نیز به چیدمان و فواصل زیاد ایستگاه‌های زمینی و قدرت تفکیک پایین آن‌ها مربوط می‌شود که در اثر آن بسیاری از سرزمین‌های واقع در بین جایگاه‌ها قابل رؤیت نیستند و در نظر گرفته نخواهد شد (مباشری، ۱۳۸۹). اما در پیش‌بینی راداری محل دقیق و میزان بارش نقاط کم‌مساحت هم تا حدود زیادی امکان‌پذیر است؛ زیرا قدرت تفکیک رادار بالاست و نیز، به علت نفوذ پرتوهای آن در درون ابرها و اندازه‌گیری مقدار رطوبت در داخل طبقات آن‌ها، رادار به سرعت و با دقت بالا می‌تواند محل و میزان بارش‌های ناشی از ابرهای مختلف را برآورد و محاسبه کند (مکوندی، ۱۳۸۹).

میزان بارش اندازه‌گیری شده توسط رادار با میزان بارش دریافت شده در سطح زمین تفاوت دارد. این اختلاف علل متعددی دارد که برخی از آن‌ها به ماهیت رادار و برخی دیگر به شرایط آب‌وهوایی هر منطقه و ویژگی‌های سطح زمین مربوط می‌شود. مثلاً، رادار در تشخیص تفاوت ذرات گرد و غبار از قطرک‌های آب موجود در جو ناتوان است و گذشته از آن دقت اندازه‌گیری رادار در دامنه‌ای از شعاع اسکن‌کننده آن از مرکز جایگاه است. داده‌های رادار مزایای بیشتری دارد و از آن برای مطالعه در یک دامنه گسترده و برای کاربرد آب‌شناسی استفاده می‌شود (چرستدوالو و میشل، ۲۰۰۴). امروزه، رادارهای هواشناسی برای اندازه‌گیری شدت بارش در مناطق نسبتاً وسیع و با درجه تفکیک مکانی و زمانی مناسب به کار می‌روند. معادله رادار هواشناسی پیوند بین توان دریافتی توسط رادار و ویژگی‌ها و فاصله هدف تا رادار را بیان می‌کند. در اینجا هدف همان چکه‌های بارش هستند. بدون در نظر گرفتن تضعیف پرتو، معادله رادار به صورت رابطه ۱ نوشته می‌شود (یوجلنهورت، ۲۰۰۱):

$$\bar{P}_r = C \frac{|K|^2}{r^2} Z \quad (1)$$

\bar{P}_r میانگین پژواک (بر حسب وات) دریافتی از چکه‌باران‌هایی که در فاصله r کیلومتری رادار هستند، C ثابت رادار، $|K|^2$ ضریبی که به ثابت دی‌الکتریک آب ($0.93 \approx$) وابسته است، و Z ضریب بازتابندگی رادار برحسب میلی‌متر بر متر مکعب است. C وابسته به مشخصات فنی رادار و $|K|^2$ و Z وابسته به ویژگی‌های بارش هستند. با ثابت در نظر گرفتن $|K|^2$ آب رابطه ۱ را می‌توان به صورت رابطه ۲ نوشت (توکای و همکاران، ۲۰۰۸):

$$P_r = c \frac{Z_e}{r^2} \quad (2)$$

آزمایش‌هایی که در طول موج ۱۰ سانتی‌متری رادار انجام شد نشان داد که توان به دست آمده از بازتابش چکه‌های بارش با ضریب بازتابندگی رادار با توان ششم قطر چکه‌های بارش متناسب است و این تناسب در برآورد شدت بارش تا فاصله ۱۰۰ کیلومتری رادار سودمند است (مارشال و آلبرتو، ۲۰۰۲). این تناسب بر چندین پیش‌فرض استوار است: ۱. واسنجی رادار عالی انجام شده باشد؛ ۲. پخش از رابطه ریلی پیروی کند؛ ۳. پرتو رادار دست‌خوش تضعیف نشود؛ ۴. مانعی در برابر پرتوهای راداری نباشد؛ ۵. انتشار پرتوها دست‌خوش ناهنجاری نشود. این پیش‌فرض‌ها به ندرت تحقق پیدا می‌کند و به همین سبب عملاً به جای بازتابندگی رادار بازتابندگی مؤثر (Z_e) به کار گرفته می‌شود (یوجلنهورت، ۲۰۰۱).

Z_e ضریب بازتابندگی رادار است که به تعداد و اندازه چکه‌های بارش بستگی دارد و از رابطه ۳ به دست می‌آید (لی و زاداوسکی، ۲۰۰۵).

$$Z_e = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N_D D^6 dD \quad (3)$$

Z_e ضریب بازتابندگی است و بر حسب میلی‌متر بر متر مکعب برای ذرات بسیار کوچک مه $Z_e = 0.001$ و برای چکه‌های (ذرات) بسیار بزرگ مانند تگرگ $Z_e = 10^7$ است. برای ازمین‌بردن این اختلاف و فشرده‌سازی این دامنه ضریب بازتابندگی به صورت لگاریتمی نمایش داده می‌شود. $z = 10 \log_{10} Z_e$ و بر حسب dBz بیان می‌شود (یوجلنهوت، ۲۰۰۱).

با توجه به پیشرفت‌های زیادی که دربارهٔ افزایش دقت رادار و گسترش شبکهٔ ایستگاه‌های رادار در نقاط مختلف دنیا و افزایش علم هواشناسان و محققان انجام گرفته است، باز هم مقادیر مجموع بارش برآوردشدهٔ رادار با مقادیر اندازه‌گیری‌شده توسط ایستگاه‌های زمینی ناسازگاری دارد (شیون، ۲۰۱۸). باید توجه داشت که باران‌سنج دستگاهی مکانیکی است که در یک نقطه ثابت شده و داده‌های همان مکان را برداشت می‌کند و جانمایی نادرست آن موجب اشتباه می‌شود و افزون بر این نبود برابری مقیاس اندازه‌گیری یک دلیل دیگر ناسازگاری است؛ زیرا ابعاد دهانهٔ باران‌سنج ۲۰۰ تا ۳۰۰ سانتی‌متر مربع است؛ درحالی‌که یک پیکسل رادار دارای ابعاد 1×1 یا 2×2 کیلومتر است (پراتیک، ۲۰۱۷). با توجه به وردش‌پذیری زیاد بارش، اندازه‌گیری آن در ابعاد دهانهٔ یک باران‌سنج ناسازگاری زیادی با ابعاد یک پیکسل رادار دارد. همچنین، رادار اندازهٔ نمونهٔ بارش را در یک سطح دو بُعدی و در بالای سطح زمین اندازه‌گیری می‌کند؛ درحالی‌که باران‌سنج بر روی زمین قرار دارد (پدرسن و همکاران، ۲۰۱۰). علاوه بر آن، با توجه به زاویه، پرتو گسیل‌شده با دورشدن از رادار پرتو از زمین دورتر می‌شود و مقداری از چکه‌های بارش، که در بلندی نزدیک زمین هستند، قابل‌سنجش نیستند و با دورشدن از رادار این ناسازگاری بیشتر می‌شود (وانگ و همکاران، ۲۰۱۲).

اگر رادارهای هواشناسی به‌طور کامل برای اندازه‌گیری توزیع بازتابندگی Z در سطح زمین هم تهیه شده باشد، باز هم چالش اندازه‌گیری برآورد بارش رادار به‌طور کامل چاره نخواهد شد. نخست اینکه پیوند بین بازتابندگی رادار (فاکتور Z) و مقدار بارش (R) همواره یک رابطهٔ خطی و یکنواخت نیست؛ دوم اینکه اگر این رابطه خطی و یکنواخت هم باشد، همواره شناخته‌شده نیست و این رابطه از گمانه‌زنی همبستگی بین Z - R ، که وابسته به بارش در سطح زمین و بازتابندگی رادار در بلندی است، به‌دست می‌آید. سوم اینکه در نبود هیچ اشتباهی در برآورد رابطهٔ بالا چالش مربوط به ناتوانی سیگنال‌های رادار هواشناسی وجود دارد (یوجلنهوت، ۲۰۰۱). پژوهش محمدی‌ها و همکاران (۱۳۹۲) در واسنجی برآورد بارش رادار هواشناسی تهران نشان داد که مقادیر برآورد بارش رادار از مقادیر بارش باران‌سنج‌ها کمتر است که این ناسازگاری میان رادار و باران‌سنج‌ها در اوج شدت بارش بیشتر است. برای کم‌کردن این ناسازگاری ضرایب a و b رابطهٔ لگاریتمی رادار $(Z = aR^b)$ برای بارش‌های این منطقه تصحیح شد که پس از تصحیح مقادیر بارش برآوردشدهٔ رادار نسبت به داده‌های زمینی از ۴۰ درصد قبل از تصحیح به ۹۰ درصد بعد از تصحیح رسید. این پژوهش نشان داد که با تصحیح ضرایب رادار در هر نقطه و در هر فصل برآورد بارش رادار به مقدار درست نزدیک‌تر می‌شود.

آمیتهای و همکاران (۲۰۰۲) برای واکاوی ناتوانی رادار هواشناسی در برآورد بارش در کشور کرهٔ جنوبی داده‌های نخست رادار و داده‌های تصحیح‌شدهٔ رادار و داده‌های به‌دست‌آمده به روش کریجینگ را در مدل‌های آب‌شناسی آزمایش کردند و به این دست‌آورد رسیدند که داده‌های تصحیح‌شدهٔ رادار به مقدار واقعی نزدیک‌تر است. و البته استفاده از داده‌های تصحیح‌شدهٔ رادار و داده‌های باران‌سنج‌ها به‌طور ترکیبی بهترین دست‌آورد را دارد.

اوریم و همکاران (۲۰۰۸) داده‌های برآوردشدهٔ رادار را برای یک دورهٔ ده‌ساله در بازه‌های زمانی ۱، ۲، ۴، ۸، ۱۲، و ۲۴ ساعته

و با درجه تفکیک ۲.۴ کیلومتر مربع در هلند واکاوی کردند و اشتباهات رادار را با روش‌های مختلف کم کردند و در آخر مقدار بیشینه و میانگین بارش را به دست آوردند. همچنین، اوریم و همکاران (۲۰۰۹)، به کمک رادار هواشناسی، بارش‌های سنگین هلند را در یک دوره یازده ساله واکاوی کردند و منحنی شدت-مدت- فراوانی را برای بازه زمانی ۱۵ دقیقه تا ۲۴ ساعته و به کمک داده‌های زمینی خطایابی کردند و منحنی شدت-مدت- فراوانی بارش‌های رادار را به دست آوردند.

مایکلا و آلبرتو (۲۰۰۸) در واکاوی داده‌های راداری و داده‌های زمینی در ایتالیا نتیجه گرفتند که تراکم بسیار خوب یک شبکه باران‌سنج هم نمی‌تواند به خوبی رادار جزئیات بارش‌های همرفتی را نشان دهد. البته، سامانه‌های همرفتی دور از رادار امکان اندازه‌گیری را ندارند.

اسمیت و کراجوسکی (۲۰۰۲) دامنه وردش **a** از چند ده تا چند صد و دامنه وردش **b** بین ۱ تا ۳ و یولبریچ (۱۹۸۳) دامنه وردش ضریب **b** بین ۱.۲ تا ۱.۸ در نظر گرفته‌اند.

مارشال و همکاران (۱۹۵۵) پیوند نزدیکی برای مقادیر بارش بین ۱ تا ۵۰ میلی‌متر بر ساعت را برای رابطه $Z - R$ بیان کردند و باور دارند استفاده از این رابطه با انواع بارش‌های مختلف مفید است.

با در نظر گرفتن نتایج پژوهش‌های فوق، مشخص شد که داده‌های رادار بدون تصحیح ضرایب و واسنجی دارای خطا است و همچنین دامنه وردش ضرایب رادار بسیار زیاد است و عوامل زیادی در این وردش تأثیرگذارند. بنابراین، این پژوهش قصد دارد ضرایب رادار کرمانشاه را، که به طور پیش فرض $a=200$ و $b=1.6$ است، تصحیح کند تا مقدار برآورد بارش به مقدار دقیق‌تر نزدیک شود.

با توجه به آنچه گفته شد، هدف اصلی از این پژوهش این است که روابط بین مقادیر بارش رادار و باران‌سنج‌ها در استان کرمانشاه به دست بیاید تا بتوان با اعمال این روابط بر روی داده‌های رادار بارش‌های استان را پیش‌بینی کرد.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش برای تصحیح ضرایب از داده‌های باران‌سنج‌هایی که در محدوده فاصله افقی بین ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتری رادار کرمانشاه قرار دارند استفاده شد. پس از کنترل کیفی و کمی بارش‌ها، داده‌های بارشی ده ایستگاه (کرمانشاه، سرپل‌ذهاب، قصرشیرین، اسلام‌آباد، کنگاور، روانسر، سنقر، گیلان‌غرب، هرسین، و تازه‌آباد)، که موقعیت و فاصله آن‌ها در نگاره ۱ نشان داده شده است، انتخاب شد. ایستگاه‌های دیگر به دلیل نبود پیوستگی آماری و نبود دقت باران‌سنج و مسدود شدن پرتو رادار و ... برای این پژوهش مناسب نبودند. برای این کار ابتدا در نرم‌افزار متلب یک شبکه مختصات جغرافیایی، که در محدوده رادار کرمانشاه بود، ایجاد شد که هر پیکسل آن یک کیلومتر مربع بود. نخست، موقعیت مکانی (طول و عرض جغرافیایی هر پیکسل) رادار کرمانشاه در نرم‌افزار متلب وارد شد. سپس، طول و عرض جغرافیایی هر ایستگاه شناسایی شد. هر ایستگاه داخل یک پیکسل رادار قرار می‌گرفت؛ در نتیجه، به عنوان نماینده آن پیکسل معرفی می‌شد. بنابراین، یک ماتریس 800×800 برای داده‌های رادار ایجاد شد. دو رخداد بارشی بازه زمانی ۲۶ تا ۲۷ آبان سال ۱۳۹۴ (۱۷ و ۱۸ نوامبر ۲۰۱۵) و ۱۰ تا ۱۲ آذر سال ۱۳۹۵ (۳۰ توامبر تا ۲ دسامبر ۲۰۱۶)، که دارای گستره افقی بیشتر و همچنین شدت و مقدار خوبی بودند، برای این پژوهش برگزیده شدند. همه ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه دارای داده‌های بارشی ده دقیقه‌ای بودند. داده‌های رادار کرمانشاه در بازه زمانی پانزده دقیقه‌ای بود. به کمک نرم‌افزار Rainbow، نخست مقدار بازتابندگی رادار در زمان‌های مشخصی که بارش رخ داده بود یادداشت شد و با

برای هر شدت بارش مقدار A از رابطه ۷ و برحسب میلی‌متر بر ساعت به دست می‌آید و R شدت بارش بر حسب میلی‌متر بر ساعت است (زاوadzکی، ۱۹۸۸).

$$A = 41R^{-0.21} \quad (7)$$

ضریب بازتابندگی با توان ششم قطر چکه‌های بارش ارتباط دارد. بنابراین، چنانچه قطر چکه‌های بارش دوبرابر شود، مقدار ضریب بازتابندگی ۳۲ برابر خواهد شد. ارتباط بین Z و dBZ و R برای مقادیر مختلف در جدول ۱ دیده می‌شود.

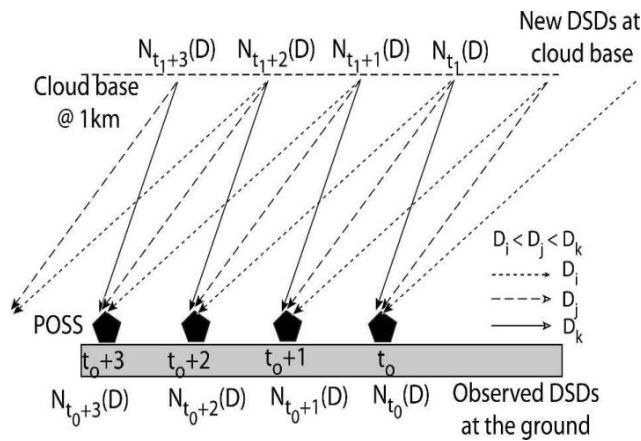
جدول ۱. بستگی R و Z برای مقادیر متفاوت

R میلی‌متر بر ساعت	۰/۱	۱	۱۰	۱۰۰
Z میلی‌متر بر مکعب	۵	۲۰۰	۷۹۵۰	۳۱۶۰۰۰
dBZ	۷	۲۳	۳۹	۵۵

بازتابندگی پدیده‌های جوی به اندازه (قطر ذرات)، غلظت (تعداد ذرات در واحد حجم)، حالت (جامد، مایع یا آمیزه‌ای از جامد و مایع)، و شکل (گرد، یخ، و تخت) ذرات بستگی دارد (یوجنهور، ۲۰۰۱).

برآورد نادرست بارش رادار مربوط به توزیع اندازه چکه‌های بارش است که بسیار متغیر است و همچنین به انتخاب نادرست رابطه $Z-R$ بستگی دارد و دلایلی مانند واسنجی سخت‌افزار، پدیده‌های هواشناسی، جداسازی پرتوها، و زمان‌بندی درست در برآورد نادرست بارش رادار تأثیرگذارند (زاوadzکی، ۱۹۸۴). برای اعتباربخشیدن و بهینه‌کردن برآورد مقدار بارش با داده‌های رادار، فاصله کمتر از رادار مهم است. ارزیابی اندازه‌گیری مقدار بارش در فاصله‌های دورتر از رادار باید بیشتر مطالعه شود (رایزکوف و چور، ۲۰۰۳). محققان پژوهش‌های زیادی برای درک اثرهای خصوصیات فیزیکی مراحل توزیع اندازه چکه‌های بارش و تأثیر آن در رابطه $Z-R$ انجام داده‌اند تا داده‌های مشکوک رادار کمتر و مقدار برآورد بارش رادار به مقدار واقعی نزدیک‌تر شود (یوجنهور، ۲۰۰۱).

منابع خطا در رادار عبارت‌اند از: اول، اختلاف ارتفاع بازتابندگی که ممکن است در چند کیلومتر از سطح باشد و اندازه‌گیری بارش باران‌سنج که در سطح زمین انجام می‌شود؛ دوم، خطای کالیبراسیون رادار؛ سوم، پژواک‌های بازگشتی از کراترهای نزدیک زمین؛ چهارم، تضعیف پرتو رادار؛ پنجم، پژواک‌های بازگشتی غیرواقعی از پدیده‌های جامد، مانند تگرگ، برف، منطقه ذوب برف (هیگن و یوتر، ۲۰۰۲). لی و زاوadzکی (۲۰۰۴)، با انجام دادن آزمایش برای تعیین اثر اندازه چکه‌های بارش بر سرعت سقوط و توزیع چکه‌های بارش در منطقه مونترال کانادا، دو چکه بارش با قطر ۰.۵ و ۵ میلی‌متری را، که در یک ابر همرفتی با ارتفاع ۱۰۰۰ متری و در فاصله افقی ۴.۳ کیلومتر از یکدیگر بودند و با هم از ابر رها شده بودند، قیاس کردند؛ سرعت متوسط چکه کوچک‌تر ۲ متر بر ثانیه و سرعت چکه بزرگ‌تر ۹ متر بر ثانیه بود. هرچند که این دو چکه با هم از ابر جدا شده بودند، چکه کوچک‌تر ۳۹۰ ثانیه دیرتر به سطح زمین رسید. زمانی که پرتو رادار بازتابندگی در ارتفاع ۱۰۰۰ متری از سطح زمین بارش را برآورد می‌کند با آنچه باران‌سنج در سطح زمین اندازه‌گیری می‌کند اختلاف دارد و این اختلاف وقتی بیشتر می‌شود که سرعت باد، سرعت حرکت سلول ناپایدار، و اغتشاش جوی نیز زیادتر باشد (نگاره ۲). این اختلاف در اندازه‌گیری را پارازیت دیدبانی می‌گویند. بدیهی است که اگر سرعت باد در زیر لایه اندازه‌گیری رادار یکنواخت باشد، تغییرپذیری توزیع چکه‌های بارش کاهش می‌یابد.



نگاره ۲. نمای شماتیک از تأثیر قطر چکه‌های بارش در سرعت سقوط آن‌ها و اندازه‌گیری اختلاف زمان رسیدن این چکه‌ها به سطح زمین، البته در اینجا فقط سه اندازه مختلف آورده شده است که این اختلاف اندازه‌ها در داخل ابر همرفتی و در یک فاصله افقی کوچک می‌تواند بیشتر هم باشد (لی و زاواذکی، ۲۰۰۴)

واکاوی نقش تأخیر زمانی در برآورد بارش رادار با رابطه Z-R برای بازتابش کم، متوسط، و زیاد نشان داد که بیشترین اختلاف بارش اندازه‌گیری‌شده برای چکه بارش با قطر یک میلی‌متر و در ارتفاع ۱۰۷۶ متری و برای بازتابش کم ۱۰ درصد است و اختلاف برآورد بارش برای بازتابش متوسط بسیار ناچیز و قابل چشم‌پوشی است و برای بازتابش زیاد حدود ۶ درصد است (توکای و همکاران، ۲۰۰۸).

اندازه‌گیری‌های انجام‌شده بین داده‌های باران‌سنج و رادار باند S و K برای واکاوی نقش زمان و ارتفاع در برآورد بارش نشان داد که مقدار اختلاف بازتابندگی تا ارتفاع ۵۰۰ متری 1 dB است و با افزایش ارتفاع این اختلاف بیشتر می‌شود. باد و توزیع اندازه چکه‌های بارش اختلاف بازتابندگی را بیشتر می‌کنند. با توجه به تغییرات زیاد ضرایب a و b در رابطه Z-R در ۹۵ درصد موارد مشاهده شده است که این ضرایب از یک طوفان به طوفان دیگر فرق می‌کند. توزیع اندازه چکه‌های بارش در ارتفاع مختلف با هم اختلاف دارد و استفاده از یک رابطه Z-R برای برآورد بارش مقدار خطا را بیشتر می‌کند (توکای و همکاران، ۲۰۰۸). یک سلول همرفتی ارتفاع زیادی دارد، مقدار بازتابش آن در هر ارتفاع متفاوت است و برای به‌دست آوردن حجم آب مایع در یک سلول همرفتی اسکن سلول باید در چند ارتفاع مختلف انجام شود تا برآورد حجم آب مایع در آن با دقت خوب تعیین شود (هیگن و بوتر، ۲۰۰۲). برای شناسایی طوفان رعد و برق نیازمند اطلاعات سه‌بعدی رادار هستیم و همچنین اطلاعات علمی فیزیک ابر برای تحلیل علمی شناخت، پیش‌بینی، گسترش، و حرکت طوفان لازم است. در ردیابی طوفان با رادار مناطقی که وسعت آن‌ها از ۵۰ کیلومتر مربع کمتر بود و مقدار بازتابندگی آن‌ها بیشتر از 35dbz بود، سلول طوفان رعد و برق در نظر گرفته شد (دایکسون و وینتر، ۱۹۹۳).

یافته‌های پژوهش

الف) بارش ۲۶ و ۲۷ آبان‌ماه ۱۳۹۴

برای همه ایستگاه‌های مورد مطالعه در تاریخ ۲۶ و ۲۷ آبان ۱۳۹۴ زاویه‌های مختلف پرتو ارسالی رادار و مقدار بازتابندگی به‌دست آمد. همچنین، مقدار بارش باران‌سنج در این بازه زمانی نیز به‌دست آمد. همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، نخست برای هر یک از ایستگاه‌ها معادله خط و ضریب R^2 محاسبه شد. در نهایت، مقادیر ضرایب a و b در معادله رادار تصحیح شد. ضرایب به‌دست‌آمده برای هر یک از ایستگاه‌ها متفاوت بود. با توجه به مقادیر بارش برآوردشده

رادار و جایگاه و دوری ایستگاه‌ها از مرکز رادار، برای هر ایستگاه زاویه پرتو پهنه به گونه‌ای انتخاب شد که بهترین برآورد بارش بیشترین همبستگی و کمترین مقدار خطا را داشته باشد.

پس از انتخاب بهترین ضرایب تصحیح شده a و b و با جای‌گزینی مقادیر این ضرایب در معادله رادار و به کمک نرم‌افزار، نخست شدت بارش و سپس مجموع بارش ساعتی برای همه ایستگاه‌ها برآورد و نمودار بارش تجمعی آن‌ها ترسیم شد. نمودار مقایسه‌ای مجموع بارش ساعتی رادار قبل از تصحیح ضرایب (R_T) و بعد از تصحیح ضرایب و واسنجی رادار (\hat{R}_T) و مجموع بارش باران سنج (R_g) در نگاره‌های ۳ و ۷ به‌نمایش گذاشته شده است.

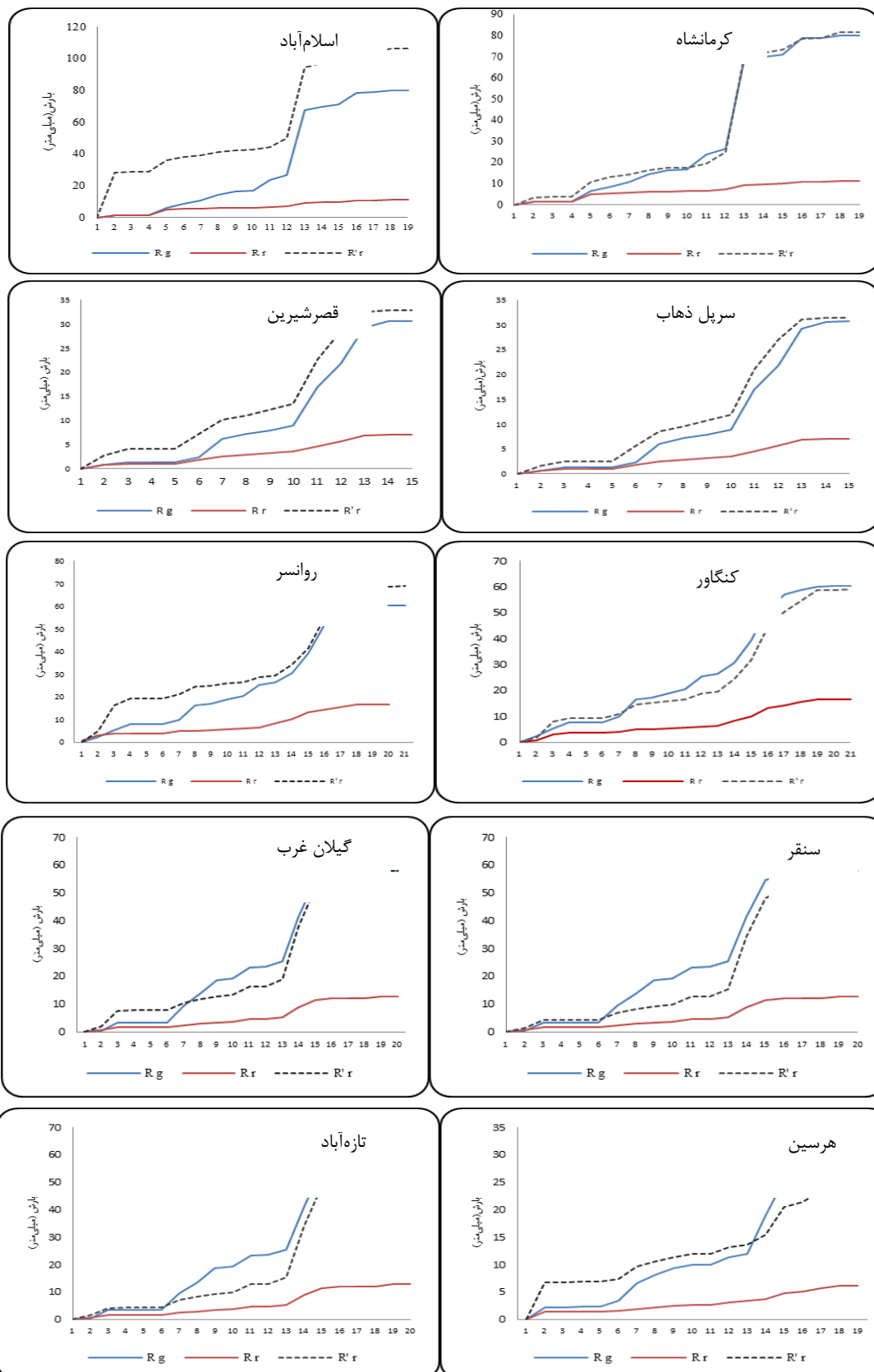
با تصحیح ضرایب a و b رادار و برآورد مجدد مجموع بارش ساعتی دیده شد که مقدار و شیوه‌ی وردش بارش در حد پذیرفتنی به واقعیت نزدیک می‌شود (جدول ۳). در بعضی از ایستگاه‌ها و در برخی ساعات ناهماهنگی (تأخیر یا تعجیل) بین بارش برآوردشده رادار و بارش باران سنج دیده می‌شود. که البته این ناهماهنگی با توجه به روش اندازه‌گیری رادار و باران سنج به‌طور کامل حذف نمی‌شود.

جدول ۲. معادله خط و ضرایب a و b و برگزیدن رابطه Z-R رادار برای بارش ۲۶ تا ۲۷ آبان ۱۳۹۴

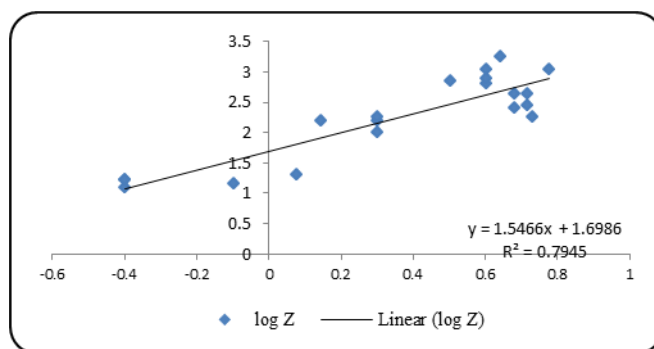
ایستگاه	معادله خط	مقدار R^2	تعداد مشاهدات	مقدار a	مقدار b	رابطه Z-R
کرمانشاه	$Y=1.2379 X + 1.516$	$R^2=0.7407$	۱۷	۳۳	۱/۲۴	$Z=33 \times R^{1.24}$
سرپل	$Y=1.0549 X + 1.2955$	$R^2=0.9295$	۲۲	۲۰	۱/۰۶	$Z=20 \times R^{1.06}$
قصرشیرین	$Y=1.271 X + 1.4922$	$R^2=0.8484$	۲۴	۳۱	۱/۲۷	$Z=31 \times R^{1.27}$
اسلام‌آباد	$Y=1.271 X + 1.4922$	$R^2=0.8484$	۲۴	۳۱	۱/۲۷	$Z=31 \times R^{1.27}$
کنگاور	$Y=1.1166 X + 1.5768$	$R^2=0.7873$	۱۵۵	۳۸	۱/۱۲	$Z=38 \times R^{1.12}$
روانسر	$Y=1.048 X + 1.7183$	$R^2=0.8782$	۱۱	۵۲	۱/۰۵	$Z=52 \times R^{1.05}$
سنقر	$Y=1.175 X + 1.7639$	$R^2=0.9172$	۱۱	۵۸	۱/۱۸	$Z=58 \times R^{1.18}$
گیلان غرب	$Y=1.0458 X + 1.2955$	$R^2=0.8372$	۱۸	۳۴	۱/۱۷	$Z=33 \times R^{1.24}$
هرسین	$Y=1.1249 X + 1.3552$	$R^2=0.8324$	۲۳	۲۴	۱/۲۱	$Z=38 \times R^{1.17}$
تازه‌آباد	$Y=1.1541 X + 1.3235$	$R^2=0.8654$	۱۶	۱۳	۱/۱۶	$Z=36 \times R^{1.08}$

جدول ۳. مقدار بارش برآوردشده رادار قبل و بعد از تصحیح ضرایب و بارش باران سنج مربوط به بارش ۲۶ تا ۲۷ آبان ۱۳۹۴

ایستگاه	بارش باران سنج (میلی‌متر)	بارش برآورد رادار قبل از تصحیح ضرایب (میلی‌متر)	بارش برآورد رادار بعد از تصحیح ضرایب (میلی‌متر)	بارش برآورد رادار قبل از تصحیح (درصد)	بارش برآورد رادار بعد از تصحیح (درصد)
کرمانشاه	۲۸.۹	۶.۲	۲۷.۵	٪۲۱	٪۱۲۲
سرپل	۳۹.۹	۱۱.۴	۳۷.۶	٪۱۴	٪۱۳۳
قصرشیرین	۶۰.۴	۱۶.۵	۵۵	٪۲۷	٪۱۱۴
اسلام‌آباد	۴۷.۸	۱۲.۸	۴۶.۹	٪۲۲	٪۱۰۰
کنگاور	۳۰.۷	۷.۱	۲۹.۹	٪۲۳	٪۱۰۷
روانسر	۴۳.۳	۹.۸	۳۹.۸	٪۲۶	٪۱۱۶
سنقر	۱۹.۵	۶.۱	۱۸	٪۳۲	٪۹۲
گیلان غرب	۳۲.۲	۱۰.۳	۳۳.۱	٪۲۵	٪۱۱۲
هرسین	۲۹.۶	۶.۴	۳۰.۳	٪۲۳	٪۱۰۵
تازه‌آباد	۵۴.۳	۱۹.۶	۵۱.۹	٪۱۹	٪۱۱۴



نگاره ۳. بارش تجمعی ایستگاه‌ها. R_r بارش برآورد رادار قبل از تصحیح ضرایب، R'_r بارش برآورد رادار بعد از تصحیح ضرایب، و R_g بارش باران‌سنج



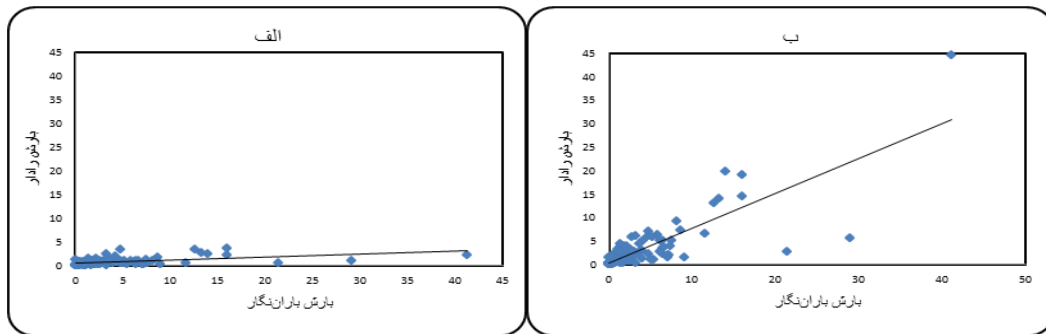
نگاره ۴. معادله خط و مقدار R^2 مربوط به بارش مورخ ۲۶ تا ۲۷ آبان‌ماه ۱۳۹۴ $a=50$ و $b=1.55$

نکته‌ای که در بیشتر نمودارهای بارشی ایستگاه‌ها دیده می‌شود (نگاره‌های ۳ و ۷) این است که هرچند که روند و مجموع بارش برآوردشده پس از تصحیح ضرایب و واسنجی رادار تا حدود زیادی بهبود یافته است، مقادیر برآوردشده رادار در ساعات نخستین بارش بیشتر از مقدار اندازه‌گیری شده توسط باران‌سنج بود که موجب افزایش مجموع بارش برآوردشده در قیاس با مجموع باران‌سنج شد. چون این خطا در بیشتر ایستگاه‌ها دیده شد، این گمانه را که ممکن است اندازه و توزیع چکه‌های بارش در گام نخست بارش با گام بعدی آن متفاوت باشد تقویت کرد. بنابراین، برای واکاوی و حل این چالش، بارش در همه ایستگاه‌ها به دو بخش تقسیم شد و برای بخش اول بارش، که ناسازگاری بیشتری بین بارش برآورد رادار و باران‌سنج وجود داشت، یک معادله خط مشترک و مقدار ضرایب a و b برای همه ایستگاه‌ها دوباره به دست آمد (نگاره ۴). مقادیر برآوردشده بارش که پس از تصحیح دوباره ضرایب رادار برای ساعات نخست بارش به دست آمد در اغلب ایستگاه‌ها روند و مجموع بارش منطقی‌تری را نشان داد که این دیدگاه را تقویت می‌کند که توزیع اندازه چکه‌های بارش نه تنها در فصول مختلف و بارش‌های مختلف با هم فرق دارد، بلکه در داخل یک بارش هم می‌تواند متفاوت باشد. نکته مهم در برآورد بارش توسط رادار مربوط به مجموع کلی بارش است که در اغلب برنامه‌ریزی‌های کشور و به خصوص در زمینه پیش‌بینی سیل، هیدرولوژی، و کشاورزی از اهمیت خاصی برخوردار است. در پیش‌بینی رخداد سیل آگاهی از شدت و اندازه بارش بسیار ضروری و مهم است. مجموع بارش کلی که رادار کرمانشاه (قبل از واسنجی) برآورد می‌کند از مقدار واقعی بارش بسیار کمتر است و این ناسازگاری در مواردی که مقدار مجموع و شدت بارش زیاد است چشم‌گیر است. در این پژوهش با تصحیح ضرایب رادار این ناسازگاری به میزان قابل توجهی کاهش یافته است. در چهار ایستگاه کرمانشاه، اسلام‌آباد، قصرشیرین، و سرپل مقدار برآورد بارش رادار بیشتر از ۹۰ درصد مقدار واقعی بود و در سایر ایستگاه‌ها مقدار برآورد بارش رادار فقط چند درصد بیشتر از مقدار واقعی بود که با توجه به گستره منطقه‌ای که رادار فرایند اندازه‌گیری بارش را در هر اسکن انجام می‌دهد و مقایسه آن با مقادیر برآورد بارش قبل از تصحیح این ناسازگاری قابل چشم‌پوشی است. در نتیجه، می‌توان مقادیر برآورد بارش رادار کرمانشاه را پس از واسنجی در حد قابل قبول در نظر گرفت. به‌طور میانگین با تصحیح ضرایب رادار و واسنجی آن مقدار برآورد بارش رادار از ۲۲ درصد به ۹۶ درصد مقدار واقعی افزایش یافت. همچنین، میانگین مجموع بارش از ۱۰۸ میلی‌متر به ۴۲۰۴ میلی‌متر رسید که از مقدار میانگین واقعی بارش ۱ میلی‌متر کمتر بود (نگاره ۵).

ب) بارش ۱۰ تا ۱۲ آذرماه ۱۳۹۵

در مواردی که زمان کافی در اختیار نیست (صدور پیش‌بینی احتمال وقوع بارش‌های سنگین) یا در مناطقی که تعداد ایستگاه‌های مورد مطالعه خیلی زیاد است یا اینکه برآورد بارش با دقت زیاد ضرورت ندارد و یا اینکه به‌دست‌آوردن

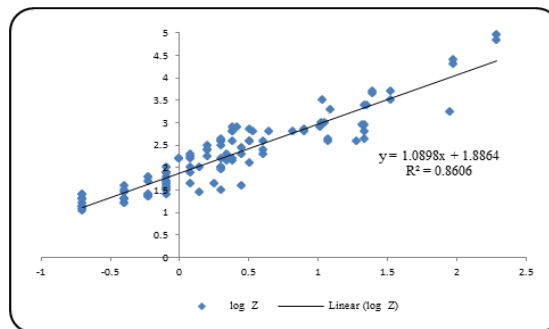
ضرایب تصحیح و واسنجی رادار برای همه نقاط به منظور بالابردن دقت کار ممکن است چالش‌هایی در پیش‌برد کار ایجاد کند، بنابراین، یافتن زاویه پرتو مناسب برای همه نقاط و استخراج معادله خط جداگانه برای هر یک از این نقاط ضرورت ندارد یا اینکه به دلیل کمبود زمان امکان‌پذیر نیست. در این صورت، می‌توان برای همه نقاط تحت پوشش رادار و با استفاده از اطلاعات بارش این نقاط و فاکتور بازتابندگی رادار یک معادله کلی و ضرایب کلی a و b را به‌دست آورد و با جای‌گزینی در معادله رادار مقادیر بارش را برآورد کرد. در این بخش از پژوهش برای بارش روز ۱۰ تا ۱۲ آذر ۱۳۹۵ از همین روش استفاده شد. بنابراین، با استفاده از داده‌های بارش زمینی همه ایستگاه‌های مورد مطالعه و مقدار فاکتور بازتابندگی رادار Z یک معادله کلی برای رادار به‌دست آمد (نگاره ۶). چون برای محاسبه معادله خط و ضرایب تصحیح رادار از داده‌های بارش ایستگاه‌های مختلف استفاده شد، برای گزینش استقلال داده‌ها، آزمون دروین- واتسون در سطح معنی‌داری ۹۵ درصد بین داده‌های بازتابندگی و بارش انجام گرفت و استقلال داده‌ها تأیید شد (جدول ۴).



نگاره ۵. نمودار پراکنش مقایسه بارش باران‌سنج و مقدار برآورد رادار: الف) قبل از واسنجی؛ ب) بعد از واسنجی

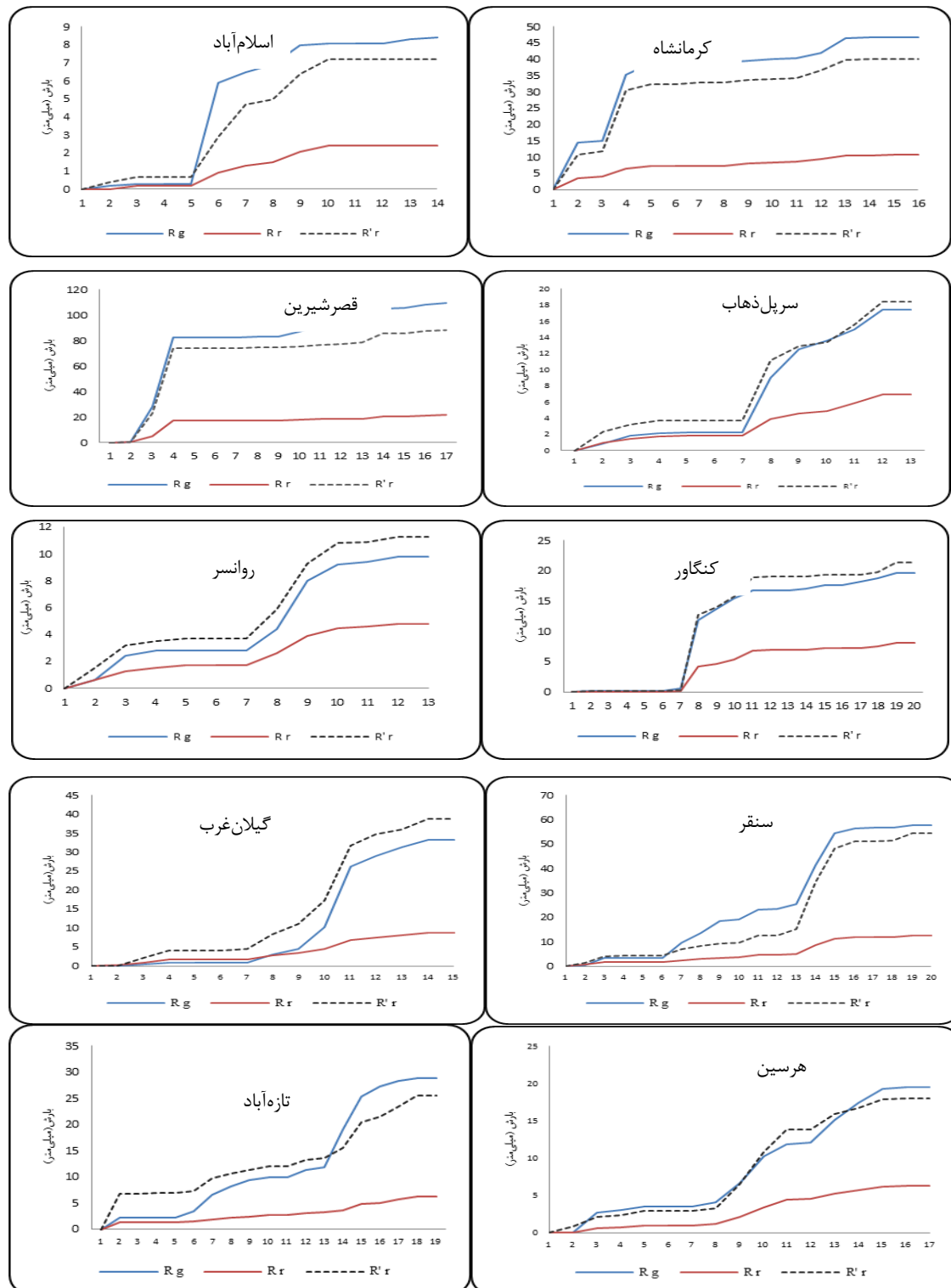
جدول ۴. آزمون آماری دروین- واتسون برای گزینش استقلال داده‌ها

Regression Analysis							Durbin-Watson Test	
OVERALL FIT							Alpha	0.05
Multiple R	0.927666							
R Square	0.860563						D-stat	1.4986458
Adjusted R Square	0.859296						D-lower	1.67383
Standard Error	0.307357						D-upper	1.70982
Observations	112						sig	yes
ANOVA								
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	Alpha	0.05	<i>p-value</i>	<i>sig</i>	
Regression	1	64.133405	64.133405	F		7.13E-49	yes	
Residual	110	10.391505	0.0944682					
Total	111	74.524911						
	<i>coeff</i>	<i>std err</i>	<i>t stat</i>	<i>p-value</i>	<i>lower</i>	<i>upper</i>		
Intercept	1.886384	0.032031	58.892422	5.14E-85	1.822906	1.94986		
0	1.089758	0.0418245	26.055491	7.13E-49	1.006872	1.17264		



نگاره ۶. معادله خط و مقدار R^2 مربوط به بارش ۱۰ تا ۱۲ آذر ۱۳۹۵ $Y = 1.0898 X + 1.8864$ ، $b = 1.09$ $a = 771$

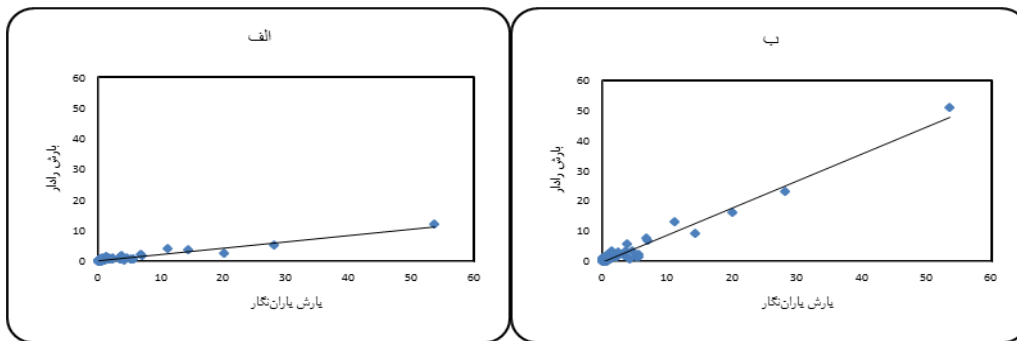
با جای‌گزینی ضرایب a و b در رابطه اصلی رادار، نخست شدت بارش استخراج و سپس مجموع بارش ساعتی برای همه ایستگاه‌های مورد مطالعه برآورد شد. نمودار بارش تجمعی و مقایسه آن با مقادیر قبل از تصحیح به تفکیک هر یک از ایستگاه‌های مورد مطالعه در نگاره ۷ ترسیم شده است.



نگاره ۷. بارش تجمعی ایستگاه‌ها. R_r بارش برآورد رادار قبل از تصحیح ضرایب، R'_r بارش برآورد رادار بعد از تصحیح ضرایب، و R_g بارش باران سنج

به‌طوری‌که در نگاره‌های فوق دیده می‌شود، مقایسهٔ مجموع بارش ساعتی رادار در قبل و بعد از تصحیح ضرایب و واسنجی با مقادیر بارش باران‌سنج ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که در بیشتر ایستگاه‌ها داده‌های مجموع بارش برآوردشده و روند ورودش بارش رادار پس از تصحیح ضرایب هماهنگی مناسبی با داده‌های بارش باران‌سنج دارد. البته، در دو ایستگاه سرپل و قصرشیرین مقدار برآورد بارش رادار با ناسازگاری بیشتری همراه است که البته با توجه به مجموع کم بارش در این دو نقطه این مقدار اشتباه در نمودار بارش تجمعی آن‌ها نمود بیشتری دارد.

در نگارهٔ ۸ پراکنش داده‌های بارش برآوردشدهٔ رادار قبل و بعد از واسنجی با مقدار بارش باران‌سنج نشان داده شده است؛ به‌طوری‌که در این نگاره می‌توان دید، دقت برآورد به طور قابل ملاحظه‌ای افزایش یافته است.



نگارهٔ ۸. نمودار پراکنش مقایسهٔ بارش باران‌سنج و مقدار برآورد رادار: (الف) قبل از واسنجی؛ (ب) بعد از واسنجی

بحث و نتیجه‌گیری

داده‌های بارش برآوردشدهٔ رادار در دو نمونه از بارش‌های سنگین استان کرمانشاه در این پژوهش نشان داد که مقدار ضرایب تصحیح رادار برای هر بارش فرق می‌کند. همچنین، مقادیر ضرایب برای هر بارش با توجه به موقعیت جغرافیایی و فاصله از رادار نیز فرق می‌کند. مقادیر به‌دست‌آمدهٔ ضرایب رادار در این پژوهش با آنچه به عنوان پیش‌فرض در معادلهٔ رادار آمده است متفاوت بود و برآورد بارش توسط رادار بسیار کمتر از مقدار بارش باران‌سنج بود که پس از واسنجی، این ناسازگاری کمتر و مقدار برآورد بارش به واقعیت نزدیک‌تر شد. این پژوهش نشان داد که چنانچه زاویهٔ پرتو ارسالی رادار به‌دقت انتخاب شود و برای هر نقطه زمینی با توجه به فاصلهٔ آن از رادار یک معادله و ضرایب تصحیح جداگانه برای واسنجی رادار به‌دست آید، آنگاه نتایج برآورد بارشی رادار به مقدار واقعی بارش بسیار نزدیک می‌شود. چون به‌دست‌آوردن زاویهٔ ارتفاع پرتوی مناسب برای هر ایستگاه و محاسبهٔ ضرایب مربوط به آن نقطه کار سخت و دشوار و زمان‌بری بوده و چنانچه تعداد نقاط مورد مطالعه بیشتر باشد، بر دشواری کار افزوده خواهد شد. بنابراین، می‌توان با استفاده از داده‌های بارشی همهٔ نقاط مورد مطالعه و باتابندگی رادار یک معادلهٔ کلی استخراج و ضرایب تصحیح را به‌دست آورد و رادار را واسنجی کرد. نتایج این پژوهش نشان داد که با این روش می‌توان بارش رادار را تا حد قابل اعتمادی برآورد کرد.

یکی از اولین گزارش‌های اندازه‌گیری بارش توسط رادار گزارش مارشال در سال ۱۹۸۳ بود که رابطهٔ تجربی را بر پایهٔ پیوند بین فاکتور باتابندگی Z و مقدار بارش R به‌صورت رابطهٔ نمایی $Z = aR^b$ پیشنهاد کرد. a و b ضرایبی هستند که ممکن است در یک منطقه و از یک فصل به فصل دیگر متفاوت باشند (جدول ۵) و این ضرایب به عواملی بستگی دارد، از جمله: ۱. نوع بارش (رگباری‌بودن یا گسترده‌بودن یا کوهستانی‌بودن بارش)؛ ۲. فصل (قطر و اندازهٔ چکه‌ها بارش در فصل تابستان بزرگ‌تر از فصل زمستان است)؛ ۳. عرض جغرافیایی و توپوگرافی منطقه (یوجنیهوت و استریکر، ۱۹۹۹). در این گزارش همهٔ مطالعاتی که در رابطه با تصحیح ضرایب رادار انجام شده بود با یکدیگر مقایسه شد.

جدول ۵. ضرایب α و b در رابطه $Z=\alpha R^b$ به دست آمده از واکاوی رابطه‌های تجربی بارش رادار و مقادیر N_0 و μ ضرایب اشعه گاما توزیع چکه‌های بارش و مقادیر مطابقت داده شده ضرایب ε و δ در رابطه D_0-R از رابطه $D_0=\varepsilon R^\delta$ و تعیین ارتباط بین شدت بارش R و قطر چکه‌های بارش D (بولبریج، ۱۹۸۳)

منبع		α	β	μ	N_0	ε	δ
بارش‌های کوهستانی	Wexler, 1948	208	1.53	-0.27	4.27×10^4	0.08	0.23
	Ramana and Gupta, 1959	109	1.64	-1.03	9.82×10^3	0.055	0.28
	Blanchard, 1953	31	1.71	-1.39	1.59×10^4	0.031	0.31
بارش با طوفان رعد و برق	Jones, 1956	486	1.37	1.63	2.05×10^5	0.13	0.16
	Blanchard, 1953	290	1.41	1.01	1.24×10^6	0.101	0.18
	Savaramakrishnan, 1961	219	1.41	1.01	2.46×10^4	0.09	0.18
	Fujiwara, 1965	450	1.46	0.4	7.05×10^4	0.118	0.2
بارش گسترده و فراگیر	Jones, 1956	313	1.25	4.65	6.4×10^{10}	0.114	0.11
	Atlas and Chmela, 1957	255	1.41	1.01	7.53×10^5	0.11	0.18
	Fujiwara, 1965	205	1.48	.18	1.96×10^5	0.082	0.21
	Marshall and palmer, 1948	220	1.6	-0.79	7.24×10^4	0.077	0.26
رگبارها	Jones, 1956	380	1.34	5.04	9.2×10^{10}	0.129	0.1
	Fujiwara, 1965	300	1.37	1.63	7.54×10^6	0.106	0.16
	Imai, 1960	200	1.5	-0.01	1.09×10^5	0.081	0.22
	Muchnik	204	1.7	-1.34	1.31×10^3	0.69	0.3
	Foote, 1966	520	1.81	-1.79	9.13×10^1	0.095	0.35
	Higgs, 1952	126	2.87	-3.42	1.29×10^0	0.013	0.8

چون برآوردهای رادار برای هر بارش و هر منطقه متفاوت است، در مطالعاتی که در کشور ایران انجام شده ضرایب متفاوتی برای مناطق مختلف محاسبه شده است. مکنونی رادار تبریز را واسنجی کرد و مقدار a و b را به ترتیب $۲۲/۲$ و $۱/۳$ پیشنهاد کرد. همچنین، محمدی‌ها رادار تهران را واسنجی کرد و مقدار ضرایب a و b را به ترتیب $۱۲۶/۲$ و $۱/۳$ پیشنهاد کرد. در این پژوهش نیز برای هر یک از ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه ضرایب a و b تصحیح شد (جدول ۲). در نهایت، پیشنهاد می‌شود برای هر منطقه کشور ایران، که تحت پوشش رادار هواشناسی است، ضرایب معادله رادار محاسبه شود تا با استفاده از آن‌ها بتوان مقدار بارش‌ها را به‌طور دقیق پیش‌بینی کرد و هشدارهای لازم را به مراکز مختلف داد.

منابع

- اسکولین، م. (۱۳۹۲). مقدمه‌ای بر سیستم رادار، ترجمه سهیلی فرد و آقابابایی، ویرایش سوم، انتشارات ادبستان.
- علیجانی، ب. (۱۳۹۲). آب‌وهوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور.
- فرج‌زاده، م.؛ عزیزی، ع. و سلیمانی، ح. (۱۳۹۱). مروری بر روش‌های پیش‌بینی و برآورد بارش، مجله سپهر، ۲۲(۸۷).
- مباشری، م. (۱۳۸۹). برآورد آب قابل بارش کلی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MODIS و داده‌های رادیوساوند، فصل‌نامه مدرس علوم انسانی، ۱۴(۶۵): ۱۰۷-۱۲۶.
- محمدی‌ها، ا. (۱۳۹۰). راست‌آزمایی پیش‌بینی‌های مدل WRF برای محتوای آب قابل بارش و میزان بارش با استفاده از داده‌های رادار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، رشته هواشناسی، دانشگاه یزد.
- محمدی‌ها، ا.؛ معماریان، م. و ریحانی‌پرووری، م. (۱۳۹۲). ارزیابی برآوردهای رادار هواشناسی تهران از کمیت بارش به روش Z-R برای سه رویداد بارش سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۹(۲).
- مکوندی، ه. (۱۳۸۹). کالیبراسیون رادار هواشناسی با استفاده از داده‌های باران‌سنج خودکار به منظور ارزیابی دقت تخمین بارندگی رادار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، رشته مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد.
- Alijani, B. (2013). The weather of Iran, Published in Payam Noor university.
- Amitai, E.; Wolff, D.B.; Marks, D.A. and Silberstein, D.S. (2002). Radar rainfall estimation; lessons learned from the NASA/ TRMM validation program, Proceedings of ERAD publication series, 1: 255-260.
- Atlas, D. and Ulbrich, C.W. (1977). Path- and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band, J. Appl. Meteorol., 16: 1322-1331.
- Battan, L.J. (1973). Radar observation of the atmosphere, The University of Chicago Press, Chicago, pp 324.
- Christodoulous, C. and Michaelides S.M.G. (2004). Prediction of rainfall rate based on weather radar measurements, International Joint Conference on Neural Networks.
- Dixon, M. and Winter, G. (1993). Thunderstorm, Identification, Tracking, Analysis and Nocasting, A radar-based meteorology, Journal of atmospheric and oceanic technology, 10(6): 785-797.
- Einfalt, T.; Jessen, M. and Mehlig, B. (2005). Comparison of radar and raingauge measurements during heavy rainfall, Water Science and Technology, 51(2): 195-201.
- Farajzadeh, M.; Azizi, A. and Soleimani, H. (2012). A review of forecasting and estimation methods for rainfall, Journal of Sepehr, 22(87).
- Fiser, O. (2004). Z-R (Radar Reflectivity-Rain rate) relationships derived from Czech Distrometer data, Proceedings from Third European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD04), Visby, Sweden.
- Fujiwara, M. (1965). Raindrop-size distribution from individual storms, Juornal of the Atmospheric sciences, 22: 585-591.
- Giangrande, S.E. and Ryzhkov, A.V. (2003). The quality of rainfall estimation with the polarimetric WSR-88D radar as a function of range, Preprints, 31st Int. Conf. on Radar Meteorology, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc., 357-360.
- Gunn, R. and Kinzer, G.D. (1949). The terminal velocity of fall for water droplets in Stagnant air. J. Meteorol., 6: 243-248.

- Hagen, M. and Yuter, S. (2002). Relations between radar reflectivity, Liquid-water content, and rainfall rate during the MAP SOP, *J. R Meteorol, Sol*, 129: 477-493.
- Lee, G. and Zawadzki, I. (2005). Variability of drop size distributions: time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation, *Journal of Applied Meteorology*, 44(2): 241-255.
- Lee, G.; Seed, A.W. and Zawadzki, I. (2007). Modeling the variability of drop size distributions in space and time, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 46(6): 742-756.
- Lee, G.W. and Zawadzki, I. (2004). Variability of drop size distribution: Noise and Noise filtering in disdrometric data, *Journal of applied meteorology*, 44: 634-652.
- Makvandi, H. (2010). Meteorological radar calibration using automatic rainfall data to evaluate the precision of radar rainfall estimation, Master's thesis of Water Engineering, Supervisor: Dr. Mohammad Mousavi, Ferdowsi University.
- Marshall, J.S.; Hitschfeld, W. and Gunn, K.L.S. (1955). Advances in radar weather, *Adv. Geophys.*, 2: 1-56.
- Mobasheri, M. (2010). Estimated total precipitation water using MODIS images and Radius data, *Journal of human sciences*, 14(65): 107-126.
- Mohammadiha, A. (2011). Verifying the prediction of the WRF model for the precipitated precipitation content and rainfall using radar data, Master's thesis of Meteorology, Supervisor: Dr. Mohammad Hossein Memarian and Majid Azadi, Yazd University.
- Mohammadiha, A.; Meamarian, M. and Reyhani Parvari, M. (2013). Estimation of Tehran weather radar of precipitation quantity by Z-R method for three precipitation events of 2010 and 2011, *Journal of Physics of Earth and Space*, 39(2).
- Overeem, A., Buishand, T.A. and Holleman, I. (2009). Extreme rainfall analysis and estimation Of depth-duration-frequency using weather radar, *Water Resources research*, 45: 1-15.
- Overeem, A., Holleman, I and Buishand, A. (2008). Derivation of a 10-Year Radar-Based Climatology of Rainfall, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48: 1448-1463.
- Pedersen, L.; Jensen, N. and Madsen, H. (2010). Calibration of Local Area Weather Radar - Identifying significant factors affecting the calibration, *Atmospheric Research*, 97: 129-143.
- Prateek, G. (2017). Target detection using weather radars and electromagnetic vector sensors, *Signal Processing*, 137: 387-397.
- Scolin, M. (2013). Introduction to radar system, Translation by Soheilifard, Mohammad Reza and Aghababaei Majid, Adabestan Publishing (Third edition).
- Shiwen, T. (2018). Numerical simulation of raindrop scattering for C-band dual-polarization Doppler weather radar parameters, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 213: 133-142.
- Smith, J.A. and Krajewski, W.F. (2002). Radar hydrology :rainfall estimation, *Advances in Water Resources*, 25: 1387-1394.
- Tokay, A.; Hartmann, P. and Battaglia, A. (2008). A Field Study of Reflectivity and Z-R Relations Using Vertically Pointing Radars and Disdrometers, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26: 1120-1134.
- Uijlenhoet, R. (2001). Raindrop size and radar reflectivity-rainrate relationships for radar hydrology, *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(4): 615-627.
- Uijlenhoet, R. and Stricker, J.N.M. (1999). Dependence of rainfall on drop size, *J. of Hydrology*, 217: 157-163.

- Ulbrich, W. (1983). Natural variation in the analytical form of the raindrop size distributin, Journal of climate and meteorology, 22: 1764-1775.
- Wang, G.; Liping, L. and Yuanyuan, D. (2012). Improvement of Radar Quantitative Precipitation Estimation Based on Real-Time Adjustments to Z-R Relationships and Inverse Distance Weighting Correction Schemes, Advancesin Atmospheric, 29(3): 575-584.
- Michela C, Alberto D. F. ,2008, A Radar-based climatology of convective activity in the Veneto region .foralps.
- Marshall, J.S. Alberto D. F.2002. An Improved Scheme for Convective/Stratiform Echo Classification Using Radar Reflectivity. B iggerstaff And Listemaa.
- Zawadzki .I,1988; Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain; Journal of atemosoheric scinces, Vol 45 ,No 22,3552-3559
- Ryzhkov.A, and Schuur T. J, 2003; Effective shape of raindrops. Polarimetric radar perspective. Proc. IGARSS-2003, Toulouse, France, Geoscience and Remote Sensing Society, CD-ROM.
- Zawadzki .I,1988; Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain; Journal of atemosoheric scinces, Vol 45 ,No 22,3552-3559