



# سخن از دور & GIS ایران



سنجش از دور و GIS ایران  
Iranian Remote Sensing & GIS

سال چهارم، شماره سوم، پاییز ۱۳۹۱  
Vol.4, No.3, Autumn 2012

۶۴-۴۹

## ارزیابی بارش ماهواره‌ای ۳B۴۳ و مقایسه آن با مقادیر حاصل از تکنیک درون‌یابی کریجینگ

زهره حجازی‌زاده<sup>۱</sup>، بهلول علیجانی<sup>۲</sup>، پرویز ضیاییان<sup>۳</sup>، مصطفی کریمی<sup>۴</sup>، سمیه رفعتی<sup>۵\*</sup>

۱ و ۲. استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه خوارزمی

۳. دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه خوارزمی

۴. استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران

۵. دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۱۱/۳

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۰/۱۰/۷

### چکیده

دستیابی به پراکنش فضایی دقیق بارش ماهانه و ارزیابی شبیه‌سازی مدل‌های منطقه‌ای برای علوم محیطی به‌ویژه اقلیم‌شناسی اهمیت فراوان دارد. با توجه به تغییرپذیری زمانی و فضایی زیاد بارش و تراکم محدود ایستگاه‌های اندازه‌گیری، پیشرفت‌ها در زمینه تخمین بارش با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای بسیار بااهمیت جلوه می‌کند. در این زمینه چندین پروژه در سطح بین‌المللی در دست انجام است و تولیدات آنها در دسترس پژوهشگران قرار دارد. داده‌های بارش ماهانه ۳B۴۳ (محصول TRMM) نمونه‌ای از آن است که در این مطالعه مورد ارزیابی قرار گرفته است. در مطالعه حاضر دقت مجموع بارش ماهانه و سالانه ۳B۴۳ (در طول سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۳) با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی سازمان هواشناسی بررسی شده‌اند. نتایج به‌طور متوسط بیش‌برآوردی برای بارش‌های اندک، و کم‌برآوردی برای بارش‌های زیاد را نشان می‌دهد. میزان دقت این داده‌ها برای مقادیر بارش کمتر از میانگین چندان نیست. با این حال، ارتباطی بین میزان دقت با ویژگی حرارتی و رطوبتی ماه‌ها مشاهده نمی‌شود. همچنین میزان دقت این داده‌ها، در سطح ایران متفاوت است، به طوری که در جنوب رشته کوه البرز و نواحی مرکزی و تا اندازه‌ای در نواحی شرقی ایران، دقت مناسبی ندارند. اما در نواحی غربی و جنوب کشور، دقت آنها را می‌توان مناسب برشمرد. از آنجا که داده‌های ۳B۴۳ در قیاس با برآوردهای حاصل از تکنیک درون‌یابی کریجینگ دقت کمتری دارد، کاربرد آنها برای مقاصد عملی در ایران پیشنهاد نمی‌شود.

**کلیدواژه‌ها:** پراکنش فضایی بارش، بارش ماهانه ۳B۴۳، TRMM، تکنیک درون‌یابی کریجینگ.

\* نویسنده مکاتبه‌کننده: تهران، فلکه دوم صادقیه، بولوار فردوس، خیابان سازمان برنامه مرکزی، کوچه شبنم شرقی، پلاک ۱۸، تلفن: ۰۹۱۰۲۱۰۶۵۴۰

## ۱- مقدمه

میکروویو جذب یا پخش شده به وسیله ذرات آب (بخار، مایع و جامد) و تبدیل این داده‌ها به میزان بارش به دست می‌آیند. شیوه‌های تدوین شده براساس ارتباط بین علائم دریافت شده از سنجنده‌ها با میزان و حالت آب موجود در ستون اتمسفری است (Kummerow et al., 2001; Mugnai et al., 1993; Smith et al., 1992). دو روش برای تخمین میزان بارش با استفاده از داده‌های میکروویو وجود دارد. روش اول استفاده از تابش انتشار یافته<sup>۲</sup> از ذرات آب اتمسفری است (امواجی با فرکانس زیر ۲۰ GHz). از آنجا که تابش منتشر شده به میزان قابلیت انتشار<sup>۳</sup> سطح وابسته است و به دلیل اینکه قابلیت انتشار سطح دریا کم و همگن است، این روش تنها در نواحی اقیانوسی کاربرد دارد. در سطوح خشکی به دلیل بالا بودن و نیز متغیر بودن قابلیت انتشار، از روش دوم استفاده می‌شود. روش اخیر براساس میزان کاهش تابش میکروویو بر اثر پدیده پخش<sup>۴</sup> به وسیله ذرات آب است (امواجی با فرکانس بالای ۶۰ GHz) (Mishra et al., 2009) چون در فرکانس میکروویو غیرفعال، ذرات بارش خود منبع عمده کاهش تابش هستند، خصوصیات میکروفیزیکی ابر به خوبی شناسایی می‌شود (Rosenfeld, 2007) بنابراین بهره بردن از امواج میکروموج مناسب‌تر از شیوه استفاده از تابش مرئی و مادون قرمز برای اندازه‌گیری بارش است. نقطه ضعف داده‌های میکروویو که از ماهواره‌های خورشیدآهنگ (LEO)<sup>۵</sup> به دست می‌آیند، قدرت تفکیک ضعیف مکانی و زمانی آنهاست. برای از بین بردن این نقص، می‌توان این داده‌ها را با داده‌های مادون قرمز حاصل از ماهواره‌های زمین‌آهنگ (GEO)<sup>۶</sup> که دارای قدرت تفکیک زمانی و فضایی خوبی هستند -

تخمین دقیق پراکندگی فضایی بارش برای پیش‌بینی سیل، مدیریت منابع آب و زمین و درک سیستم‌های همرفتی بسیار مهم است (Kamarianakis et al., 2006) با وجود دقت در اندازه‌گیری ایستگاه‌ها، به دلیل محدود بودن این اندازه‌گیری‌ها به یک نقطه و تغییرپذیری زمانی و فضایی زیاد بارش، نمی‌توان تنها به داده‌های آنها اکتفا کرد؛ به‌خصوص در کشورهای در حال توسعه و مناطق دورافتاده که تراکم ایستگاه‌های اندازه‌گیری عناصر اقلیمی - به‌ویژه بارش - برای بسیاری از اهداف کافی نیست.

با ورود ماهواره‌های هواشناسی در دهه ۱۹۷۰، امکان تخمین بارش از طریق تصاویر ماهواره‌ای فراهم شده است (Levizzani et al., 2002). ماهواره به دلیل داشتن پوشش جهانی و تداوم زمانی منابع بارزشی برای پیش بارش، به‌ویژه در نواحی فاقد ایستگاه‌های باران‌سنجی کافی به‌شمار می‌آید. آنها به‌طور مستقیم (از طریق سنجش انرژی میکروویو) یا غیرمستقیم (از طریق سنجش تابش مرئی و مادون قرمز) اطلاعاتی را درباره توزیع و مقدار بارش فراهم می‌سازند (Arkin, 1989). تخمین بارش با استفاده از باندهای طول موج مرئی، براساس میزان انعکاس نور خورشید از ابرهاست و در واقع شاخصی است از ضخامت ابر و در نتیجه احتمال تولید بارش. در باندهای مادون قرمز نیز دمای درخشندگی<sup>۱</sup> سطح ابر به عنوان شاخصی برای تولید بارش برآورد می‌شود. هر چند معلوم شده است که تمامی ابرها با انعکاس بالا در طول موج مرئی یا دمای درخشندگی کم در طول موج مادون قرمز بارش ایجاد نمی‌کنند؛ و برعکس، تمامی ابرهایی که بارش تولید می‌کنند، فاقد انعکاس بالا و دمای درخشندگی پایین‌اند (Levizzani et al., 2002). گاهی اوقات تفاوت اندکی بین دمای سطح ابرهای بارش‌زا و بدون بارش وجود دارد که به طبقه‌بندی نادرستی از مناطق بارشی منجر می‌شود (Rodgers, 1981).

تخمین‌های مستقیم بارش، از طریق سنجش انرژی

1. Brightness temperature
2. Emission
3. Emissivity
4. Scattering
5. Low Earth Orbit
6. Geosynchronous Earth Orbit

الگوریتم‌اند. این داده‌ها عمدتاً از اطلاعات میکروویو و مادون قرمز (به ترتیب برگرفته از چندین ماهواره خورشیدآهنگ و زمین‌آهنگ). برآورد می‌شوند و مشتمل‌اند بر مقادیر بارش سه‌ساعته با قدرت تفکیک  $0/25^\circ \times 0/25^\circ$  در کمربند جهانی از عرض جغرافیایی  $50^\circ$  جنوبی تا  $50^\circ$  شمالی. مجموعه داده‌های ماهانه ۳B۴۳ نیز با قدرت تفکیک  $0/25^\circ \times 0/25^\circ$  حاصل این الگوریتم‌اند که برای کاهش خطای آن از داده‌های ایستگاهی حاصل از  $^{12}$  GPCP (Rudolf, 1993) استفاده شده است؛ به این ترتیب که داده‌های سه‌ساعته TMPA به داده‌های ماهانه تبدیل شدند و سپس تمامی داده‌های سه‌ساعته با اعمال ضریب تصحیح (داده ایستگاه / ۳B۴۳) به دست آمدند. تخمین‌های این الگوریتم بسیار دقیق‌تر از دیگر تخمین‌های ماهواره‌ای‌اند (Nicholson, 2005).

براساس ارزیابی‌های  $^{13}$  IPWG، این محصولات که قدرت تفکیک بالایی دارند، در عین حال دارای دقت کافی برای کاربردهای عملی هستند (Ebert et al., 2010; Feidas, 2007). جزئیات بیشتر درباره پروژه TRMM، الگوریتم‌های به‌کاررفته و نحوه پردازش داده‌ها را ولف و همکاران<sup>۱۴</sup> (۲۰۰۵) ارائه کرده‌اند. مطالعات زیادی برای ارزیابی دقت این داده‌ها انجام شده است (Gottschalck et al., 2005; Tian et al., 2007; Tian and Peters-Lidard, 2007; Villarini

اما همان‌طور که ذکر شد رابطه چندان مطلوبی با مقادیر بارش ندارد (Arkin and Meisner, 1987) ادغام کرد. بدین منظور ابتدا براساس داده‌های میکروویو میزان بارش با قدرت تفکیک پایین تخمین زده می‌شوند. سپس با استفاده از داده‌های مادون قرمز که به‌وسیله داده‌های میکروموج کالیبره شده‌اند، گپ‌های زمانی و فضایی را پر می‌کنند (Huffman et al., 2007) بنابراین در سال‌های اخیر با تکوین چنین الگوریتم‌هایی که تخمین‌هایی از میزان بارش با قدرت تفکیک بالا را به دست می‌دهند، پیشرفت زیادی در این زمینه شکل گرفته است (Turk and Miller, 2005; Kidd et al., 2003; Sorooshian et al., 2000; Kuligowski, 2002; Joyce et al., 2004; Kinoti et al., 2010).

تخمین میزان بارش از طریق تصاویر ماهواره‌ای با پرتاب ماهواره TRMM<sup>۱</sup> در اواخر نوامبر ۱۹۹۷، پیشرفت زیادی کرده است (Kummerow et al., 2000; Simpson et al., 1996). پرتاب این ماهواره پروژه‌ای مشترک بین سازمان فضایی آمریکا<sup>۲</sup> و آژانس اکتشاف فضایی ژاپن<sup>۳</sup> برای پایش بارش مناطق حاره‌ای و جنب حاره‌ای، تخمین گرمای نهان آزاد شده حاصل از آن و تأثیر بر اقلیم جهانی است و تا کنون نیز اطلاعات بارزشتی را درباره بارش فراهم آورده است (Kummerow et al., 2000) شامل سنجنده‌های غیرفعال برای باندهای مرئی و مادون قرمز (VIRS<sup>۴</sup>)، میکروویو (TMI<sup>۵</sup>) و همچنین یک رادار هواشناسی (PR<sup>۶</sup>) است. محصولات مختلفی از طرف این پروژه با ترکیب داده‌های خام حاصل از سنجنده‌های مختلف این ماهواره و داده‌های سنجنده‌های دیگر (AMSU-B<sup>۸</sup>، AMSU-E<sup>۷</sup>) و SSM/I<sup>۹</sup> ارائه شده است. الگوریتم‌های ایجادشده برای تخمین بارش می‌توانند با ادغام تصاویر مادون قرمز و میکروویو محصولاتی با قدرت تفکیک بهتری تولید کنند. TMPA<sup>۱۱</sup> الگوریتمی است که به‌وسیله GSFC<sup>۱۱</sup> ارائه شده است (Huffman et al., 2007).

داده‌های ۳B۴۳ از جمله محصولات این

1. Tropical Rainfall Measuring Mission
2. National Aeronautics and Space Administration (NASA) of the US
3. The Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA)
4. Visible Infrared Scanner
5. TRmm Microwave Imager
6. Precipitation Radar
7. Advanced Microwave Scanning Radiometer
8. Advanced Microwave Scanning Unit
9. Special Sensor Microwave Imager
10. TRMM Multisatellite Precipitation Analysis
11. Goddard Space Flight Center
12. Global Precipitation Climatology Project
13. International Precipitation Working Group
14. Wolff et al.

2007; Ncholson et al., 2003; Xie and Arkin, 1995). تا کنون هیچ یک از این محصولات در سطح ایران مورد ارزیابی قرار نگرفته است. نیاز به اعتبارسنجی منطقه‌ای و درک توانایی این محصولات برای شرکت در تحلیل‌های اقلیمی، ضرورت انجام چنین مطالعاتی را روشن می‌سازد. در این مطالعه دقت مجموع بارش ماهانه و سالانه ۳B۴۳ (در طول سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۳) با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی (اقلیم‌شناسی) سازمان هواشناسی مورد بررسی قرار گرفتند. انتخاب داده‌های بارش ماهانه ۳B۴۳ از بین محصولات دیگر، به این دلیل است که دقت آنها بیشتر از محصولات دیگر ارزیابی شده است.

## ۲- منطقه مورد مطالعه

در این تحقیق کشور ایران که به لحاظ ویژگی‌های جغرافیایی و اقلیمی تنوع فراوانی دارد، برای ارزیابی داده‌های ماهواره‌ای بارش انتخاب شد. این انتخاب از آن رو بوده است که بتوان نتایج را در مناطق اقلیمی مختلف مقایسه کرد. منطقه مورد مطالعه در محدوده ۲۵° ۳' N تا ۳۹° ۴۷' N عرض جغرافیایی و ۴۴° ۵' E تا ۶۳° ۱۸' E طول جغرافیایی قرار دارد.

## ۳- مواد و روش مطالعه

داده‌های بارش ماهانه ۳B۴۳ (با قدرت تفکیک فضایی ۰/۲۵° درجه جغرافیایی) در دوره ژانویه ۲۰۰۱ تا دسامبر ۲۰۰۳ واقع در محدوده ایران، از سایت <http://daac.gsfc.nasa.gov/precipitation> استخراج شدند و با استفاده از نرم‌افزار THOR Orbit Viewer به فرمت ASCII تبدیل گردیدند؛ و سپس برای تحلیل‌های آماری در نرم‌افزارهای Excell و Spss و برای تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی در نرم‌افزار ArcGIS فراخوان شدند. برای ارزیابی دقت مجموعه بارش ماهانه

and Krajewski, 2007; Habib et al., 2009; Anagnostou et al., 2010). بررسی این داده‌ها نشان داد که انحراف و خطای آنها به‌خصوص از لحاظ شناسایی رخداد بارش در مقیاس‌های ماهانه و فصلی و سالانه، کمتر از روزانه است. (Tian et al., 2007; Hughes et al., 2006) و در فصول گرم نتایجی بهتر از فصول سرد به دست می‌دهند (Tian et al., 2007; Villarini and Krajewski, 2007). همچنین مقایسه محصولات ۳B۴۲ در خشکی و آب‌ها نشان‌دهنده افزایش خطا در آب است (Tian and Peters-Lidard, 2007). به طور میانگین محصولات TMPA بارش‌های کم را بیشتر از میزان واقعی تخمین می‌زنند (Habib et al., 2009) و بارش‌های زیاد را کمتر. بنابراین میزان دقت این تخمین‌ها به نواحی و دوره‌های اقلیمی وابسته است. این مشکل تا حد زیادی در نسخه جدیدتر (نسخه ۶) این محصولات کاهش یافته است (Nazrul et al., 2007).

معیارها و تکنیک‌های زیادی برای ارزیابی تخمین‌های بارش پیشنهاد شده است (Gebremichael et al., 2005; Hong et al., 2006b; Ebert et al., 2007; Hossain and Anagnostou 2006; Hossain and Huffman 2008). برای ارزیابی دقیق تخمین این نوع محصولات، به مشاهدات ایستگاهی زیادی در هر سلول TMPA نیاز است. به این ترتیب میانگین بارش ایستگاه‌های واقع در هر سلول با مقدار برآوردشده در آن سلول مقایسه می‌شود. به عنوان مثال، در ارزیابی ویلارینی و کراجسکی<sup>۱</sup> (۲۰۰۷) در اکلاهما، ۲۳ ایستگاه در هر سلول در نظر گرفته شد؛ و البته این موقعیت ایده‌آلی است که در بسیاری از مناطق وجود ندارد. در مطالعه حبیب و همکاران (۲۰۰۹) تنها مقادیر سلول‌هایی ارزیابی شد که حداقل سه ایستگاه باران‌سنجی در آن وجود داشت. به طور کلی در مطالعات اعتبارسنجی مشابه حداقل ۸، ۳ و ۱ ایستگاه به ترتیب برای سلول‌های ۲/۵، ۱ و ۰/۵ درجه طول جغرافیایی در عرض جغرافیایی در نظر گرفته شده است (Dinku et al., 2007; Chokngamwong and Chiu, )

1. Villarini and Krajewski

خطی بین دو مجموعه داده، محاسبه شده است.

رابطه (۱)

$$\text{Bias} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |S_i - G_i|$$

رابطه (۲)

$$\text{MAE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |S_i - G_i|$$

رابطه (۳)

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - G_i)^2}$$

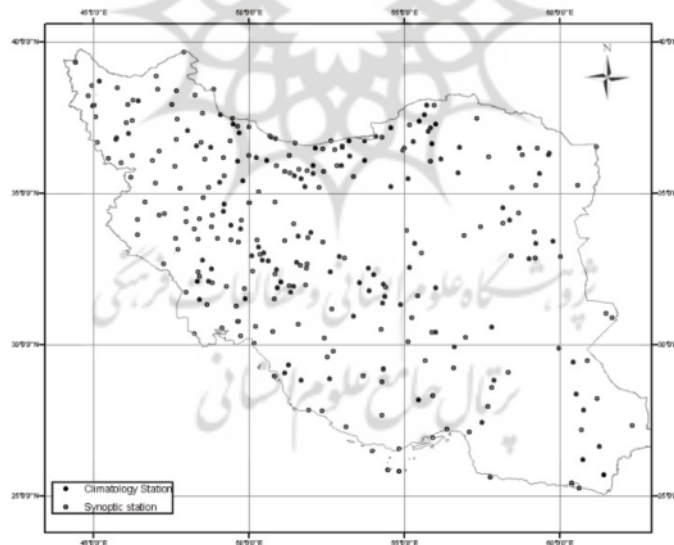
رابطه (۴)

$$\text{CE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - G_i)^2}{\sum_{i=1}^N (G_i - \bar{G}_i)^2} = 1 - \frac{\text{RMSE}^2}{\text{Var}(G_i)}$$

$S_i$ : مقدار برآورد شده

$G_i$ : مقدار اندازه‌گیری شده

و سالانه ۳B۴۳ از داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی سازمان هواشناسی کشور استفاده شده است که پراکنش فضایی آن را می‌توان در شکل ۱ مشاهده کرد. برای این منظور از شاخص‌های آماری میانگین تفاوت‌ها<sup>۱</sup> (Bias)، میانگین قدر مطلق تفاوت‌ها<sup>۲</sup> (MAE)، میانگین ریشه دوم جذر خطاها<sup>۳</sup> (RMSE)، ضریب کارایی<sup>۴</sup> (CE) و ضریب همبستگی پیرسون استفاده شده است (روابط ۱ تا ۴). از آنجا که مقادیر Bias و MAE و RMSE به واحد اندازه‌گیری وابسته‌اند و برای مقایسه دقت برآورد مناسب نیستند، ضریب کارایی که شاخصی بدون بعد است، برای مقایسه دقت مقادیر برآورد شده در مکان‌ها و ماه‌های گوناگون (با میزان بارش متفاوت) مورد استفاده قرار گرفت. این ضریب دامنه‌ای از منفی بی‌نهایت (مهارت ضعیف) تا ۱ (مهارت کامل) دارد. همچنین ضریب همبستگی به عنوان معیاری برای تعیین میزان ارتباط



شکل ۱. توزیع ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی به کاررفته برای ارزیابی در منطقه مورد مطالعه

1. Mean of error
2. Mean absolute error
3. Root mean square error
4. Coefficient of efficiency



فضایی به‌وسیله کریجینگ مشخص می‌شوند.

(Goovaerts, 2000)

رابطه (۵)

$$Z_s = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z_{s_i}$$

رابطه (۶)

$$\gamma_{(s_i-s_j)} = \frac{1}{2} \text{Var}(Z_{s_i} - Z_{s_j})$$

رابطه (۷)

$$\gamma_{(r)} = \begin{cases} b \left( \frac{3|r|}{2a} - \frac{|r|^3}{2a^3} \right) & \text{if } |r| \leq a \\ b & \text{if } |r| > a \end{cases}$$

$Z_s$ : مقدار پیش‌بینی شده

$\lambda_i$ : وزن

$Z_{s_i}$  و  $Z_{s_j}$ : مقدار اندازه‌گیری شده در نقطه  $i$  و  $j$

$\gamma_{(s_i-s_j)}$ : نیم‌پراش

$a$ : دامنه تأثیر

$b$ : سیل

برای ارزیابی میزان دقت روش‌های درون‌یابی

فضایی از روش اعتبارسنجی متقاطع<sup>۱۳</sup> استفاده می‌شود.

در این روش، ارزش یک نقطه حذف می‌شود و مقدار

آن براساس نقاط باقی‌مانده برآورد می‌گردد. سپس

مقدار حذف‌شده به جای خود برگردانده می‌شود و این

برآورد برای تمام نقاط به صورت مجزا انجام می‌گیرد.

در پایان جدولی با دو ستون از مقادیر حقیقی و مقادیر

پیش‌بینی شده به دست می‌آید که می‌توان براساس آن

برای تعیین دقت بارش برآورد شده، این شاخص‌ها

در دو سطح زمانی و فضایی محاسبه و ارزیابی شدند.

ابتدا میزان خطا و ضرایب مذکور برای هر ماه با استفاده

از میانگین خطاهای مرتبه اول و دوم در ایستگاه‌های

مورد مطالعه به دست آمدند. سپس به‌منظور درک

چگونگی پراکندگی خطا، شاخص‌های آماری مذکور

(روابط ۱ تا ۴) برای هر ایستگاه با استفاده از میانگین

خطاهای مرتبه اول و دوم در طول ماه‌های دوره مورد

مطالعه، محاسبه و پراکندگی فضایی آن در سطح ایران

نمایش داده شدند. در پایان به منظور ارائه مقیاسی

برای ارزیابی نهایی، میزان دقت مجموع بارش سالانه

۳B۴۳ و مقادیر حاصل از تکنیک درون‌یابی کریجینگ،

مقایسه شدند.

عساکره<sup>۱</sup> (۱۳۷۶)، رحیمی و مهدیان<sup>۲</sup> (۱۳۸۲)،

فرجی سبکبار و عزیززی<sup>۳</sup> (۱۳۸۵) و میرموسوی و

همکاران<sup>۴</sup> (۱۳۸۹) در بررسی و مقایسه روش‌های

درون‌یابی فضایی، روش کریجینگ را بهترین روش برای

درون‌یابی متغیر بارش ارزیابی کرده‌اند.

کریجینگ معمولی رایج‌ترین تکنیک زمین‌آمار برای

درون‌یابی است که بهترین پیش‌بینی‌های خطی را با

میانگین خطای صفر<sup>۵</sup> به دست می‌دهد (Cressie, 1993).

در این روش هر نقطه با استفاده از

مجموع وزنی ارزش‌های معلوم در همسایگی به دست

می‌آید (رابطه ۵). وزن‌ها به درجه همبستگی بین نقاط

اندازه‌گیری شده و نقاط پیش‌بینی شده بستگی دارد و

جمع وزن‌ها همیشه برابر ۱ است. برای یافتن وزن‌های

بهینه، ابتدا تغییرپذیری فضایی به‌وسیله کوواریانس یا

واریوگرام محاسبه می‌شود (رابطه ۶). برای این منظور

باید ایستایی مرتبه اول و دوم (میانگین و واریانس)

داده‌ها محقق گردد. بعضی از بررسی واریوگرام تجربی،

یک مدل واریوگرام نظری به مقادیر واریوگرام تجربی

برازش می‌یابد. عمومی‌ترین مدل‌های واریوگرام نظری

عبارت‌اند از: مدل‌های خطی<sup>۶</sup>، کروی<sup>۷</sup>، نمایی<sup>۸</sup> و گوسی<sup>۹</sup>

از طریق پارامترهای مدل واریوگرام (سیل<sup>۱۰</sup>، دامنه

تأثیر<sup>۱۱</sup> و اثر قطعه‌ای<sup>۱۲</sup>) وزن‌های بهینه برای پیش‌بینی

1. Asakereh

2. Rahimi and Mahdian

3. Faraji Sabokbar and Azizi

4. Mirmosavi et al

5. Unbiased

6. Linear

7. Spherical

8. exponential

9. gaussian

10. Sill

11. Range

12. Nugget

13. Cross-Validation

## ارزیابی بارش ماهواره‌ای ۳B۴۳ و مقایسه آن با مقادیر حاصل از تکنیک درون‌یابی کریجینگ

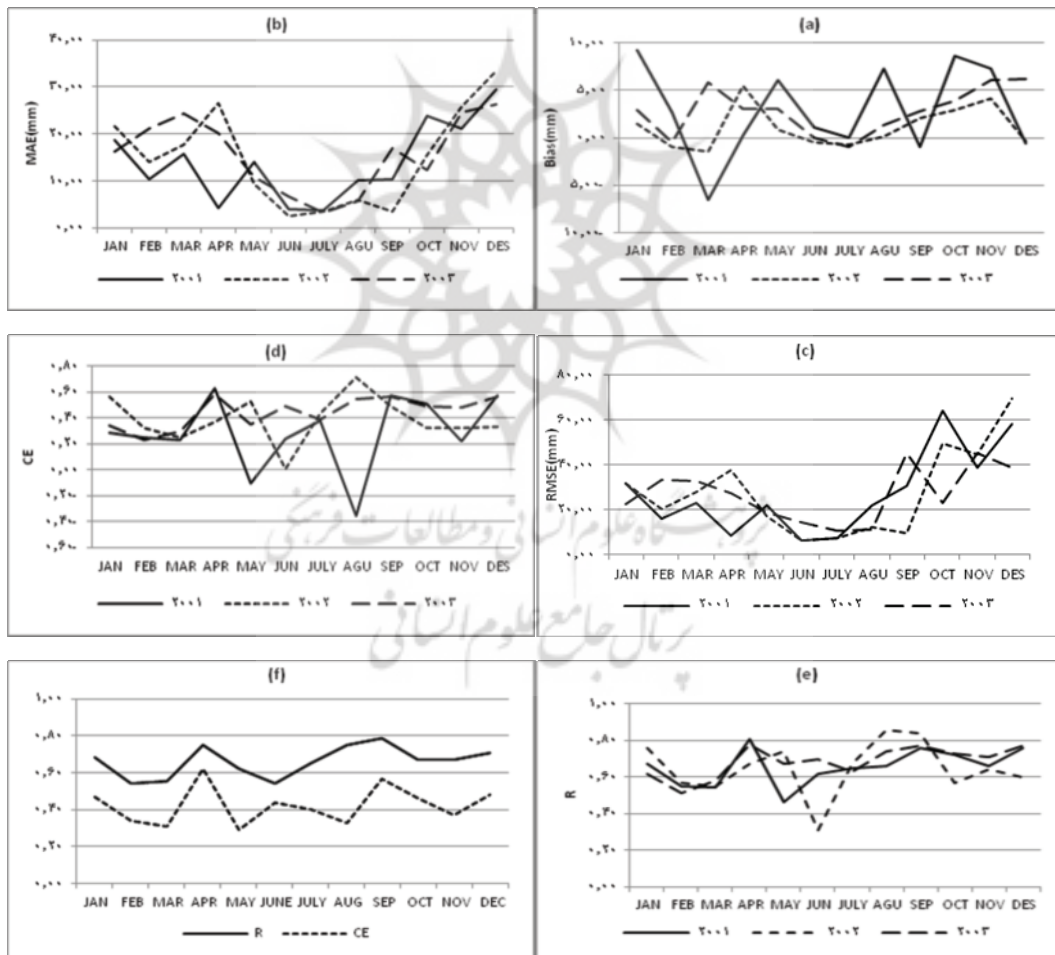
شاخصی است برای تعیین میزان خطای سیستماتیک. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، به استثنای دو ماه مارس و ژوئیه که میانگین تفاوت‌ها منفی است. در دیگر ماه‌ها این شاخص مثبت است و همین خود نشان می‌دهد که بارش به طور میانگین بیشتر از میزان واقعی آن برآورد شده است. در ماه‌های فوریه، مارس، دسامبر و ژوئن میزان خطا کمتر از ۵ درصد میانگین بارش است. مقدار این شاخص برای بارش سالانه حدود ۲۳ میلی‌متر است. همان‌طور که در شکل ۲a نشان داده شده است، میانگین تفاوت در سال‌های ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳ در مقایسه با سال ۲۰۰۱ کاهش یافته است.

و با استفاده از شاخص‌های آماری، دقت روش مورد نظر را ارزیابی کرد.

### ۴- نتایج

شاخص‌های آماری که برای بررسی میزان دقت مجموع بارش ماهانه ۳B۴۳ به کار رفتند، برای ماه‌های مختلف سال در جدول ۱ و شکل ۲، ارائه شده‌اند. مقادیر خطای درج شده در جدول ۱ مربوط به کل دوره سه‌ساله است، در حالی که در شکل ۲ مقادیر خطاها برای هر سال به تفکیک نشان داده شده است.

اولین شاخص آماری مورد استفاده، میانگین تفاوت بارش تخمین شده و اندازه‌گیری شده (Bias) است که



شکل ۲ (a, b, c, d, e). به ترتیب شاخص‌های آماری bias, MEA, RMSE, CE و R برای ارزیابی مجموع بارش ماهانه ۳B۴۳ در سال‌های ۲۰۰۱، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳؛ f: مقایسه نوسانات شاخص CE با R

درصد پذیرفتنی است. ضریب همبستگی نشان می‌دهد که بیشترین میزان هماهنگی بین بارش برآورد شده و مقادیر اندازه‌گیری شده در ماه سپتامبر به چشم می‌خورد و کمترین مقدار آن در ماه‌های ژوئن و فوریه و مارس (جدول ۱). در شکل ۲f تغییرات ماهانه شاخص CE و ضریب همبستگی مقایسه شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، تغییرات این دو شاخص تقریباً مشابه و هماهنگ‌اند. به عبارت دیگر، ارزیابی میزان دقت نتایج براساس این شاخص‌ها تفاوت چندانی با یکدیگر ندارد.

برای ارزیابی دقت برآورد در میزان بارش، شاخص‌های آماری برای دو گروه بارش بیشتر و کمتر از میانگین کل دوره به دست آمدند (جدول ۲). همان‌گونه که در جدول ملاحظه می‌شود، به طور متوسط بارش‌های کمتر از میانگین، بیشتر از مقدار واقعی (با میانگین تفاوت برابر ۶/۷۹ میلی‌متر) برآورده شده‌اند؛ و بارش‌های بیشتر از میانگین، کمتر از مقدار واقعی (با میانگین تفاوت برابر ۷/۸۶- میلی‌متر). هر دو شاخص RMSE و MAE برای گروه بیشتر از میانگین بالاتر است که با در نظر گرفتن مقدار بارش، دور از انتظار نیست. به استناد دو شاخص CE و ضریب همبستگی، مقادیر بارش بیشتر از میانگین با دقت بالاتری برآورد شده‌اند.

میانگین خطای مطلق (MAE) و میانگین ریشه دوم مجذور خطاها (RMSE) در ماه‌های سرد بیشتر از ماه‌های گرم است که با توجه به میزان بارش آنها دور از انتظار نیست. چنانچه میزان خطا در قیاس با میانگین بارش آنها در نظر گرفته شود، نتیجه کاملاً متفاوت خواهد بود. میزان MAE و RMSE برای بارش سالانه به ترتیب حدود ۱۲۰ و ۱۸۸ میلی‌متر است که تقریباً به بزرگی ۴۰ و ۶۰ درصد میانگین بارش سه سال مورد مطالعه، و مقدار آن زیاد است.

با توجه به مقدار شاخص CE ضعیف‌ترین نتایج مربوط به ماه‌های مه و اوت (تقریباً برابر با اردیبهشت و مرداد) سال ۲۰۰۱ است (شکل ۲d). مقدار شاخص CE در این دو ماه کمتر از صفر و در ژوئن (تقریباً برابر با خرداد) سال ۲۰۰۲ اندکی بالاتر از صفر است، و نشان می‌دهد که دقت بارش برآورد شده در این ماه‌ها بسیار ضعیف است. براساس این شاخص دقیق‌ترین نتایج در ماه‌های آوریل و سپتامبر به دست آمده است (جدول ۱). همان‌طور که ملاحظه می‌شود، میزان شاخص در طول ماه‌های سال به تناوب افزایش و کاهش دارد. بنابراین نمی‌توان میزان دقت نتایج را با ویژگی حرارتی و رطوبتی ماه‌ها مرتبط دانست.

در تمامی ماه‌ها ضریب همبستگی بین مقادیر بارش برآورد شده و اندازه‌گیری شده در سطح اطمینان ۹۹

جدول ۱. شاخص‌های آماری برای ارزیابی مجموع بارش سالانه و ماهانه ۳B۴۳ در سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۳

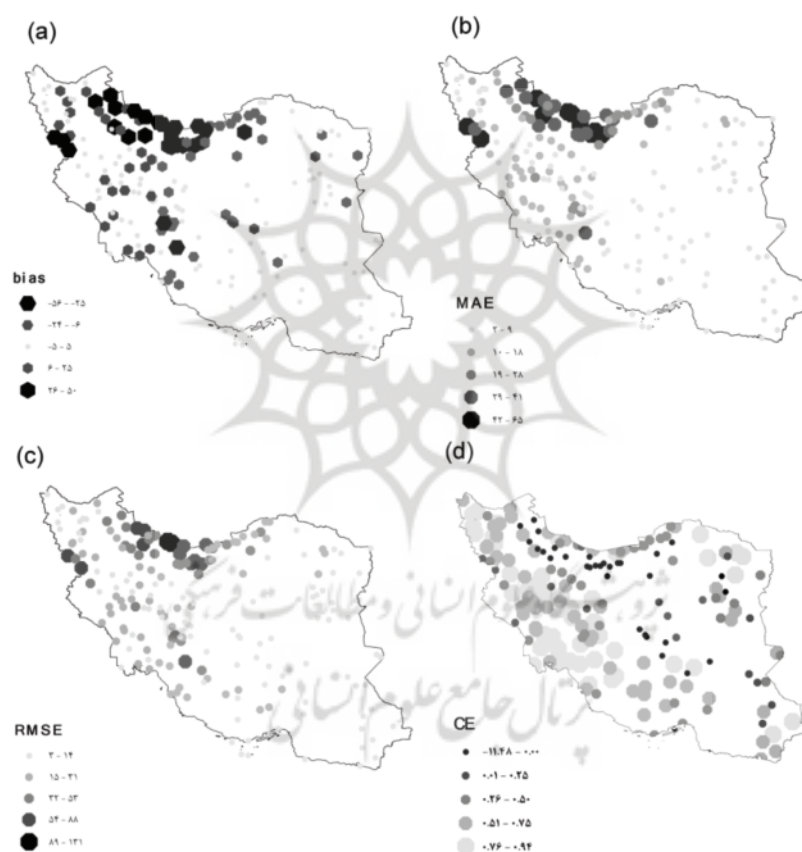
ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	مه	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	سالانه
۴/۵۱	۰/۴۱	-۰/۶۶	۲/۹۱	۳/۲۹	۰/۱۷	-۰/۵۸	۲/۹۲	۱/۲۸	۵/۱۴	۵/۸۱	۱/۷۰	۲۳/۲۷
۱۸/۷۴	۱۵/۲۲	۱۹/۲۸	۱۷/۰۸	۱۱/۳۸	۴/۳۲	۳/۴۷	۷/۲۱	۱۰/۲۸	۱۷/۱۹	۲۳/۸۹	۲۹/۷۷	۱۱۹/۸۵
۲۹/۵۶	۲۴/۷۶	۲۸/۷۷	۲۷/۶۹	۱۹/۹۲	۹/۵۶	۸/۶۱	۱۶/۴۸	۳۲/۰۵	۴۸/۹۰	۴۳/۴۲	۵۷/۱۳	۱۸۸/۰۲
۰/۴۷	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۶۲	۰/۲۹	۰/۴۴	۰/۴۰	۰/۳۳	۰/۵۷	۰/۴۶	۰/۳۷	۰/۴۸	۰/۵۸
۰/۶۸	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۷۵	۰/۶۲	۰/۵۴	۰/۶۵	۰/۷۵	۰/۷۹	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۷۱	۰/۷۷



## ارزیابی بارش ماهواره‌ای ۳B۴۳ و مقایسه آن با مقادیر حاصل از تکنیک درون‌یابی کریجینگ

جدول ۲. شاخص‌های آماری ارزیابی مجموع بارش ماهانه ۳B۴۳ برای دو مجموعه بارش بیشتر و کمتر از میانگین

بیشتر از میانگین	کمتر از میانگین	
-۷/۸۶	۶/۷۹	Bias(mm)
۵۰/۷۸	۱۸/۳۶	RMSE(mm)
۲۹/۴۶	۸/۱۶	MAE(mm)
۰/۳۴	-۴/۷	CE
۰/۶۲	۰/۵۴	R



شکل ۳ (a, b, c, d). به ترتیب توزیع فضایی شاخص‌های آماری bias, MAE, RMSE و CE برای ارزیابی مجموع بارش ماهانه ۳B۴۳ در سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۳

شمال و غرب ایران (نواحی پرباران کشور) بالاتر است. شاخص bias در بیشتر نقاط کشور، به استثنای سواحل دریای خزر و غرب ایران، مثبت است. به عبارت دیگر،

۴-۱- توزیع فضایی شاخص‌های ارزیابی دقت بارش ۳B۴۳ همان‌طور که شکل ۳a نشان می‌دهد، مقدار bias در

کلیماتولوژی (شکل ۴b) و روش درون‌یابی کریجینگ معمولی به دست آمده است.

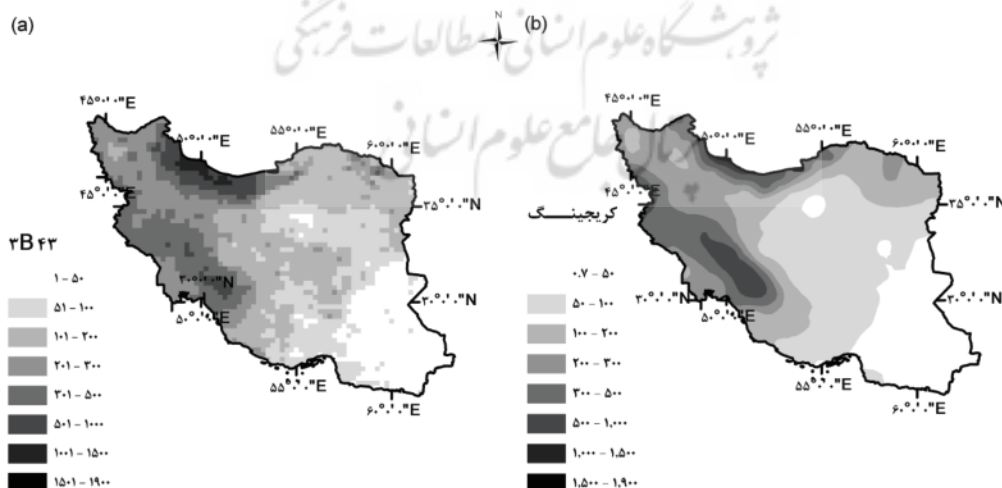
به دلیل اینکه داده‌های بارش سالانه هم روند فضایی داشتند و هم از توزیع نرمال تبعیت نمی‌کردند، از روند کلی مرتبه اول و تبدیل Box-Cox با پارامتر ۰/۲، برای برقرار کردن شرط ایستایی مرتبه اول و دوم استفاده شد و مدل واریوگرام کروی بدون جهت، برای محاسبه وزن همسایگی به کار رفت. برای انتخاب مدل ابتدا مقادیر پیش‌بینی شده و مقادیر خطا برای هر مدل تعیین گردید و در نهایت از مدل واریوگرام کروی بدون جهت به دلیل ایجاد کمترین خطا، استفاده شد (پارامترهای واریوگرام برابرند با ناگت: ۰/۰۶؛ سیل: ۲/۶۸؛ رنج: ۱۲۴Km).

در شکل ۴ (b,a) به ترتیب پراکنش فضایی مجموع بارش سال ۲۰۰۱ حاصل از روش درون‌یابی کریجینگ و ۳B۴۳ نشان داده شده است. مقایسه دو سطح بارش نمایان می‌کند که داده‌های ۳B۴۳ در قیاس با داده‌های حاصل از درون‌یابی در برخی نواحی کم‌باران مقدار بارش را بیشتر پیش‌بینی می‌کنند و در برخی نواحی پرباران مقدار آن را کمتر.

به طور متوسط بارش در نواحی پرباران کمتر از مقدار واقعی آن تخمین شده است و در نواحی کم‌باران بیشتر. شاخص MAE در شمال و غرب کشور ۱۹ تا ۶۵ میلی‌متر و در مناطق دیگر کمتر از ۱۸ میلی‌متر برآورده شده است و شاخص RMSE نیز به همین ترتیب در شمال و غرب کشور ۳۲ تا ۱۳۱ میلی‌متر و در مناطق دیگر کمتر از ۳۱ میلی‌متر. شکل ۳d چگونگی پراکنش شاخص CE را نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، دقت مجموعه داده‌های ۳B۴۳ در نقاط مختلف ایران مشابه نیست. در جنوب رشته کوه البرز و نواحی مرکزی و تا اندازه‌ای در نواحی شرقی ایران، این مجموعه داده‌ها فاقد دقت مناسب‌اند، زیرا شاخص CE در این نواحی کمتر از صفر است. اما در نواحی غربی و جنوبی کشور که میزان این شاخص عمدتاً بالاتر از ۰/۵ است، نتایج را می‌توان پذیرفتنی برشمرد.

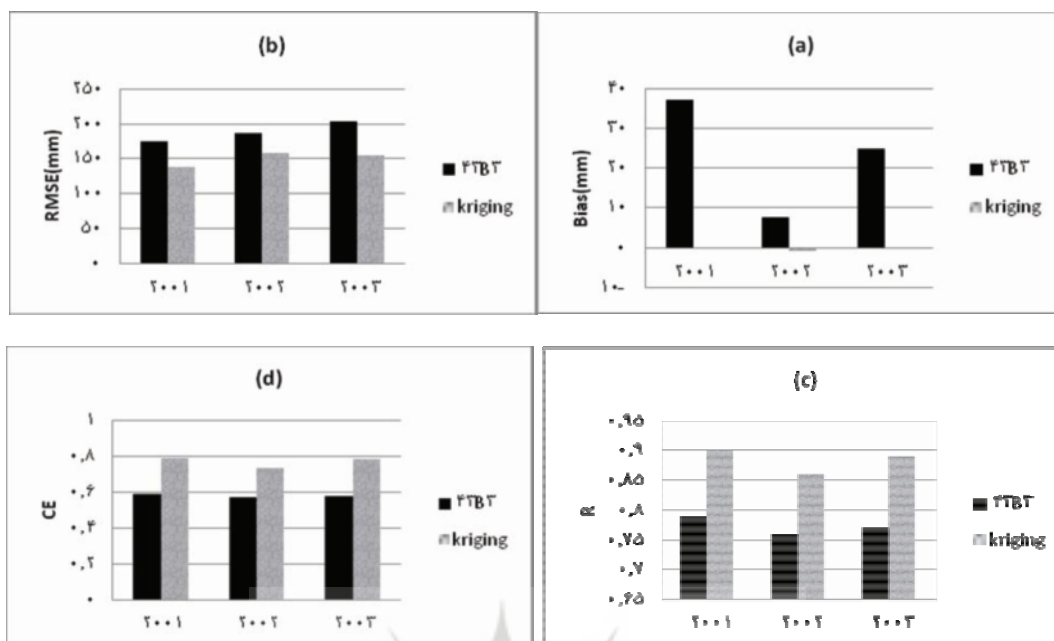
#### ۴-۲- مقایسه دقت سطوح بارش ۳B۴۳ با سطوح به‌دست‌آمده از روش درون‌یابی کریجینگ

سطوح بارش سالانه (سال‌های ۲۰۰۲، ۲۰۰۱ و ۲۰۰۳) با استفاده از داده‌های ۲۳۰ ایستگاه سینوپتیک و



شکل ۴ (a و b). ترتیب پراکنش فضایی مجموع بارش سالانه ۳B۴۳ و مقادیر حاصل از روش درون‌یابی کریجینگ در سال ۲۰۰۱

ارزیابی بارش ماهواره‌ای ۳B۴۳ و مقایسه آن با مقادیر حاصل از تکنیک درون‌یابی کریجینگ



شکل ۵. مقایسه ارزیابی مجموع بارش سالانه ۳B۴۳ و مقادیر حاصل از درون‌یابی کریجینگ با استفاده از شاخص‌های آماری a: bias, b: RMSE, c: MAE و CE در سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۳

#### ۵- نتیجه‌گیری

در این مطالعه داده‌های بارش ماهانه ۳B۴۳ در سال‌های ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۳، براساس مقادیر بارش اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های کلیماتولوژی و سینوپتیک در سطح ایران ارزیابی گردیده است. برای این منظور از شاخص‌های آماری میانگین تفاوت‌ها (bias)، میانگین قدر مطلق تفاوت‌ها (MAE)، میانگین ریشه دوم مجذور خطاها (RMSE)، ضریب کارایی (CE) و ضریب همبستگی پیرسون استفاده شده است. برای تعیین دقت این مجموعه داده‌ها، این شاخص‌ها در دو سطح زمانی و فضایی محاسبه و ارزیابی شدند و به منظور ارائه مقیاسی برای ارزیابی نهایی، میزان دقت مجموع بارش سالانه ۳B۴۳ و مقادیر حاصل از تکنیک درون‌یابی کریجینگ، مقایسه شدند. نتایج نشان دادند که به طور میانگین مقادیر بارش کم، بیشتر از مقدار واقعی برآورد شده‌اند؛ و برآورد مقادیر بارش زیاد، کمتر از مقدار واقعی بوده است. میانگین خطای مطلق (MAE) و میانگین ریشه دوم مجذور خطاها (RMSE)

در شکل ۵ دقت سطوح بارش حاصل از روش درون‌یابی کریجینگ و ۳B۴۳ مقایسه شده است. در روش درون‌یابی کریجینگ، چنانچه فرض ایستایی برقرار باشد، چون وزن‌ها به گونه‌ای تعیین می‌شوند که مجموع‌شان یک باشد، میزان bias تقریباً صفر خواهد شد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، مقدار bias داده‌های حاصل از درون‌یابی کریجینگ بسیار کم است، طوری که در دو سال ۲۰۰۱ و ۲۰۰۳ می‌توان از آن چشم‌پوشی کرد. در حالی که bias مجموعه داده‌های ۳B۴۳ زیاد و همچنین مثبت است. بنابراین مجموع بارش سالانه ۳B۴۳ به طور میانگین بیشتر از مقدار واقعی آن برآورد شده است.

همان‌گونه که شکل ۵ نشان می‌دهد، در هر سه سال مورد مطالعه مقدار RMSE مجموعه داده‌های ۳B۴۳ بیشتر از پیش‌بینی‌های کریجینگ است (حدود ۲۰ درصد). براساس شاخص‌های ضریب همبستگی و CE نیز برآورد بارش به‌وسیله روش درون‌یابی کریجینگ دقیق‌تر است (شکل ۵c و ۵d).

مجموعه داده‌های ۳B۴۳ بیشتر از پیش‌بینی‌های کریجینگ است (حدود ۲۰ درصد) براساس شاخص‌های ضریب همبستگی و CE نیز برآورد بارش به روش درون‌یابی کریجینگ دقیق‌تر است.

#### ۶- منابع

- Anagnostou, E.N., Maggioni, V., Nikolopoulos, E.I., Meskele, T., Hossain, F., Papadopoulos, A., 2010, **Benchmarking High-Resolution Global Satellite Rainfall Products to Radar and Rain-Gauge Rainfall Estimates**, IEEE Geosciences and Remote Sensing Letters, 48: 1667-1683.
- Asakereh, H., 1998, **Application of Kriging Technique in Precipitation Interpolation**, Geography and Development Iranian Journal, 6 (12): 25-42.
- Arkin, P.A., Meisner, B.N., 1987, **The Relationship Between Large-scale Convective Rainfall and Cold Cloud Over the Western Hemisphere During 1982-1984**, Mon. Weather Rev., 115: 51-74.
- Arkin, P.A., 1989, **The Relationship between Fractional Coverage of High Cloud and Rainfall During GATE over the B-scale Array**, Mon. Weather Rev., 107: 63-76.
- Bellerby, T., Todd, M., Kniveton, D., Kidd, C., 2000, **Rainfall Estimation from a Combination of TRMM Precipitation Radar and GOES Multi-spectral Satellite Imagery Through the Use of an Artificial Neural Network**, J. Appl. Meteor., 39: 2115-2128.

در ماه‌های سرد بیشتر از ماه‌های گرم است که با توجه به میزان بارش آن‌ها دور از انتظار نیست. چنانچه میزان خطا در قیاس با میانگین بارش آن‌ها در نظر گرفته شود، نتیجه کاملاً متفاوت خواهد بود. میزان MAE و RMSE برای بارش سالانه به ترتیب حدود ۱۲۰ و ۱۸۸ میلی‌متر است که تقریباً به بزرگی ۴۰ و ۶۰ درصد میانگین بارش سه سال مورد مطالعه است و مقدار زیادی است. به استناد دو شاخص CE و ضریب همبستگی که براساس آن‌ها می‌توان با مقایسه دقت دو مجموعه بارش (بدون در نظر گرفتن مقدار بارش) پرداخت، مقادیر بارش بیشتر از میانگین با دقت بالاتری برآورد شده‌اند. بنابراین انتظار می‌رود در ماه‌های سرد سال که متوسط مقدار بارش بیشتر است برآوردها دقت بهتری داشته باشند. اما میزان این شاخص‌ها در طول ماه‌های سال به تناوب افزایش و کاهش نشان می‌دهد. به طوری که نمی‌توان میزان دقت نتایج را با ویژگی‌های حرارتی و رطوبتی ماه‌ها مرتبط دانست. این تضاد احتمالاً به دلیل تأثیر هم‌زمان نواحی اقلیمی با ویژگی‌های بارشی متفاوتی است که در تعیین میزان دقت نتایج در هر ماه دخالت داشته‌اند. دقت مجموعه داده‌های ۳B۴۳ در نقاط مختلف ایران مشابه نیست. در جنوب رشته کوه البرز و نواحی مرکزی و تا اندازه‌ای هم در نواحی شرقی، این مجموعه داده‌ها فاقد دقت مناسب‌اند، به این دلیل که شاخص CE در این نواحی کمتر از صفر است. اما در نواحی غربی و جنوبی کشور که میزان این شاخص عمدتاً بالاتر از ۰/۵ است، نتایج را می‌توان مطلوب برشمرد. بارش سالانه ۳B۴۳ در قیاس با داده‌های حاصل از درون‌یابی کریجینگ در برخی نواحی کم‌باران مقدار بارش را بیشتر - و در برخی نواحی پر باران کمتر - پیش‌بینی می‌کند. مقدار bias داده‌های حاصل از درون‌یابی کریجینگ بسیار کم است، در حالی که bias مجموعه داده‌های ۳B۴۳ زیاد و نیز مثبت است. بنابراین مجموع بارش سالانه ۳B۴۳ به طور میانگین بیشتر از مقدار واقعی آن برآورد شده است. در هر سه سال مورد مطالعه، مقدار RMSE

- Chokngamwong, R., Chiu, L., 2007, **Thailand Daily Rainfall and Comparison with TRMM Products**, J. Hydrometeorol, 9(2): 256–266
- Cressie, N., 1993, **Statistics for Spatial Data**, Wiley Interscience.
- Dinku, T., Ceccato, P., Grover-Kopec E., Lemma, M., Connor, S.J., Ropelewski, C.F., 2007, **Validation of Satellite Rainfall Products over East Africa's Complex Topography**, Int. J. Rem. Sens. 28 (7): 1503–1526
- Ebert, E.E., Janowiak, J.E., Kidd, C., 2007, **Comparison of Near Real Time Precipitation Estimates from Satellite Observations and Numerical Models**, Bull. Amer. Meteor. Soc., 8: 47-64.
- Faraji Sabokbar, H., Azizi, Q., 2006, **The Accuracy of Spatial Interpolation Techniques (Study Area: Kashafrud basin)**, Geographical Research Quarterly, 38(6): 1-15.
- Gebremichael, M., Krajewski, W.F., Morrissey, M.L., Huffman, G.J., Adler, R.F., 2005, **A Detailed Evaluation of GPCP One-degree Daily Rainfall Estimates Over the Mississippi River Basin**, J. Appl. Meteorol., 44 (5): 665–681.
- Goovaerts, P., 2000, **Geostatistical Approaches for Incorporating Elevation into the Spatial Interpolation of Rainfall**, J. of Hydrology, 228: 113-129.
- Gottschalck, J., Meng, J., Rodell, M., Houser, P., 2005, **Analysis of Multiple Precipitation Products and Preliminary Assessment of Their Impact on Global Land Data Assimilation System Land Surface States**, J. Hydrometeorol., 6: 573–598.
- Habib, E., Henschke, A., Adler, R.F., 2009, **Evaluation of TMPA Satellite-based Research and Real-time Rainfall Estimates During Six Tropical-related Heavy Rainfall Events Over Louisiana, USA**, Atmospheric Research. 94: 373–388
- Guo, J., Liang, X., Leung, L. R., 2004, **Impacts of Different Precipitation Data Sources on Water Budgets**, Journal of Hydrology, 298: 311–334.
- Hong, Y., Adler, R., Huffman, G., 2006, **Evaluation of the Potential of NASA Multi-Satellite Precipitation Analysis in Global Landslide Hazard Assessment**, Geophys. Res. Lett. 33, L22402. doi:10.1029/2006GL028010.
- Hossain, F., Anagnostou, E.N., 2006, **Assessment of a Multi-dimensional Satellite Rainfall Error Model for Ensemble Generation of Satellite Rainfall Data**, IEEE Geosciences and Remote Sensing Letters 3 (3): 419–423. doi:10.1109/LGRS.2006.873686.
- Hossain, F., Huffman, G.J., 2008, **Investigating Error Metrics for Satellite Rainfall at Hydrologically Relevant Scales**, J. Hydrometeorology, 9: 563–575.
- Huffman, G., Adler, R.F., Morrissey, M.M., Bolvin, D.T., Curtis, S., Joyce, R.,



- McGavock, B., Susskind, J., 2001, **Global Precipitation at One-degree Daily Resolution from Multi-satellite Observations**, J. Hydrometeorology, 2: 36–50.
- Huffman, G., Adler, R.F., Bolvin, D., Gu, G., Nelkin, E., Bowman, K., Stocker, E., Wolff, D., 2007, **The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasiglobal, Multi-year, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale**, J. Hydrometeorology, 8: 38–55.
- Hughes, D., Andersson, L., Wilk, J., Savenije, H., 2006, **Regional Calibration of the Pitman Model for the Okavango River**, Journal of Hydrology, 331: 30–42.
- Joyce, R.J., Janowiak, J.E., Arkin, P.A., Xie, P., 2004, **CMORPH: a Method That Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution**, J. Hydrometeorology, 5: 487–503.
- Kamarianakis, Y., Chrysoulakis, N., Feidas, H., Kokolatos, G., 2006, **Comparing Rainfall Estimates Derived from Rain Gauges and Satellite Images at the Eastern Mediterranean Region**, In: 9th Conference on Geographical Information Science, Visegrad, Hungary.
- Kidd, C., Kniveton, D.R., Todd, M.C., Bellerby, T., 2003, **Satellite Rainfall Estimation Using Combined Passive Microwave and Infrared Algorithms**, J. Hydrometeorology, 4: 1088–1104.
- Kinoti, J., Zhongbo, S., Tsahaei, W., Ben, M., 2010, **Estimation of Spatial-temporal Rainfall Distribution Using Remote Sensing Techniques: A Case Study of Makanya Catchment, Tanzania**, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 125: 90-99.
- Kuligowski, R.J., 2002, **A Self-calibrating Real-time GOES Rainfall Algorithm for Short-Term Rainfall Estimates**, J. Hydrometeorology, 3: 112–130.
- Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A.T.C., Stocker, E., Adler R.F., Hou, A., Kakar, R., Wentz, F., Ashcroft, P., Kozu, T., Hong, Y., Okamoto, K., Iguchi, T., Kuroiwa, H., Im, E., Haddad, Z., Huffman, G., Ferrier, B., Olson, W.S., Zipser, E., Smith, E.A., Wilheit, T.T., North, G., Krishnamurti, T. and Nakamura, K., 2000, **The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after Two Years in Orbit**. J. Appl. Meteor., 39: 1965-1982.
- Kummerow, C. D., Hong, Y., Olson, W. S., Yang, S., Adler, R. F. , McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, B., Wilheit, T., 1993, **The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors**, J. Appl. Meteorol., 40 (11): 1801–1820.
- Mirmosavi, H., Mazidi, A., khosravi, Y., 2011, **The Best Geostatistics Method for Estimation of Precipitation using GIS**. Geographic Space, 10(30): 105-120.

- Mishra, A., Gairola, R.M., Varma, A.K., Sarkar, A., Agarwa, V. K., 2009, **Rainfall Retrieval Over Indian Land and Oceanic Regions from SSM/I Microwave Data**, Advances in Space Research, 44: 815–823.
- Mugnai, A., Smith, E. A., Tripoli, G. J., 1993, **Foundations for Statistical–physical Precipitation Retrieval from Passive Microwave Satellite Measurements. Part II: Emission-Source and Generalized Weighting-function Properties of a Time-dependent Cloudradiation Model**. J. Appl. Meteorol., 32(1): 17–39.
- Nazrul, I., Hiroshi, U., 2007, **Use of TRMM in Determining the Climatic Characteristics of Rainfall Over Bangladesh**, Remote Sensing of Environment, 108: 264–276.
- Nicholson, S., 2005, **On the Question of the “Recovery” of the Rains in the West African Sahel**, Journal of Arid Environments, 63: 615–641.
- Nicholson, S., Some, B., McCollum, J., Nelkin, E., Klotter, D., Berte, Y., Diallo, B.M., Gaye, I., Kpabebe, G., Ndiaye, O., Noukpozoukou, J.N., Tanu, M.M., Thiam, A., Toure, A.A., Traore, A.K., 2003, **Validation of TRMM and other Rainfall Estimates with a High-density Gauge Dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM Rainfall Products**, J. Appl. Meteor., 42: 1355–1368.
- Rahimi Bandarabadi, S., Mahdian, M., 2003, **Assessment of Monthly Precipitation Spatial Variability in Southeast of Iran**, 3rd Regional Conference on Climate Change, Esfahan university, Esfahan, Iran, 29 Mehr- 1 Aban.
- Rodgers, E., 1981, **The Utilization of Satellite Passive Microwave Sensors to Monitor Synoptic Scale Rainfall**, Precipitation Measurements of space, NASA Workshop Report, 1981.
- Rosenfeld, D., 2007, **Cloud Top Microphysics as a Tool for Precipitation Measurements**, Measuring Precipitation from Space, EURAINSAT and the Future, Advances in Global Change Research, 28: 61-78.
- Simpson, J., Kummerow, C., Tao, W.K., Adler, R.F., 1996, **On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)**. Meteorol, Atmos. Phys., 60: 19–36.
- Smith, E.A., Mugnai, A., Cooper, H.J., Tripoli, G.J., Xiang, X., 1992, **Foundations for Statistical-physical Precipitation Retrieval from Passive Microwave Satellite Measurements. Part I: Brightness-temperature Properties of a Time-dependent Cloud-radiation Model**, J. Appl. Meteorol., 31(6): 506–531.
- Smith, M.B., Koren, V.I., Zhang, Z., Reed, S.M., Pan, J.J., Moreda, F., 2004, **Runoff Response to Spatial Variability in Precipitation: an Analysis of Observed Data**, J. Hydrology, 298: 267–286.
- Sorooshian, S., Hsu, K., Gao, X., Gupta, H.V., Imam, B., Braithwaite, D., 2000, **Evaluation of PERSIANN System Satellite-based Estimates of Tropical Rainfall**, Bull. Amer. Meteor. Soc., 81: 2035–2046.

- Tian, Y., Peters-Lidard, C.D., 2007, **Systematic Anomalies Over Inland Water Bodies in Satellite-based Precipitation Estimates**, Geophys Res. Lett, 34, L14403. doi:10.1029/2007GL030787.
- Tian, Y., Peters-Lidard, C.D., Choudhury, B., Garcia, M., 2007, **Multitemporal Analysis of TRMM-based Satellite Precipitation Products for Land Data Assimilation Applications**, J. Hydromet, 8 (6): 1165–1183.
- Todd, M.C., Kidd, D.K., Bellerby, T.J., 2001, **A Combined Satellite Infrared and Passive Microwave Technique for Estimation of Small-scale Rainfall**, J. Atmos. Oceanic Technol, 18: 742–755.
- Turk, F.J., Miller, S.D., 2005, **Toward Improving Estimates of Remotely-sensed Precipitation with MODIS/AMSR-E Blended Data Techniques**, IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 43: 1059–1069.
- Villarini, G., Krajewski, W.F., 2007, **Evaluation of the Research-version TMPA Three-Hourly  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  Rainfall Estimates Over Oklahoma**, Geophys. Res. Lett, 34, L05402. doi:10.1029/2006GL029147.
- Wolff, D.B., Marks, D.A., Amitai, E., Silberstein, D.S., Fisher, B.L., Tokay, A., et al., 2005, **Ground Validation for the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)**, J. Atmos. Oceanic Technol, 22: 365-379.
- Xie, P., Arkin, P.A., 1997, **Global Precipitation: A 17-year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates and Numerical Model Outputs**, Bull. Amer. Met. Soc., 78: 2539-2555.

