

بررسی اثر داده‌گواری داده‌های ماهواره و ایستگاه‌های دیدبانی بر روی

پیش‌بینی مدل WRF

زینب ذاکری^{*}، مجید آزادی^۲، سرمد قادر^۳

۱- دانشجوی دکترای هواشناسی، پژوهشکده هواشناسی

۲- دانشیار، پژوهشکده هواشناسی

۳- دانشیار گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۴/۰۶/۰۷

تاریخ وصول مقاله: ۹۴/۰۲/۰۶

چکیده

مدل‌های منطقه‌ای پیش‌بینی عددی وضع هوا دارای خطاهایی هستند که بخشی از این خطاها از عدم قطعیت موجود در شرایط اولیه مدل نشأت می‌گیرد. برای داشتن یک پیش‌بینی با کیفیت بالا شرایط اولیه داده شده به مدل باید تا آنجا که ممکن است به حالت واقعی جو نزدیک باشد. در این تحقیق سعی بر آن بوده است که با استفاده از داده‌های ماهواره و برخی داده‌های دیدبانی سطح زمین و جو بالا در فرایند داده‌گواری بتوان برآورد بهتری از شرایط اولیه جو به دست آورد. برای این کار از داده‌گواری پیاپی در روش ورد شی سه‌بعدی موسوم به 3DVAR در سامانه پیش‌بینی عددی WRF بهره گرفته شده است. به همین منظور این مدل برای ماه‌های آوریل و می ۲۰۱۴ یک‌بار با استفاده از داده‌گواری و یک‌بار بدون استفاده از آن اجرا شده است. نتایج راست‌آزمایی بهبود جزئی خروجی دمای دو متری و سرعت باد ده متری مدل را نشان می‌دهد.

واژگان کلیدی: داده‌گواری، داده‌های ماهواره، پیش‌بینی باد و دما، مدل WRF

مقدمه

خطاهای موجود در مدل‌های هواشناسی را می‌توان به دو نوع خطاهای سامانمند و غیر سامانمند دسته‌بندی کرد. از منابع خطاهای سامانمند می‌توان به پارامترسازی نامناسب فرایندهای فیزیکی مانند همرفت و تابش و یا اختلاف در داده‌های توپوگرافی مدل از قبیل ارتفاع و کاربری سطح زمین و واقعیت اشاره کرد. خطاهای غیر سامانمند بیشتر از خطای موجود در شرایط اولیه مدل ناشی می‌شود.

چن و استینبرگ (Chen and Steenburg, 2005) با اجرای مدل WRF-ARW و Eta در غرب ایالات متحده نشان دادند که بهبود در شرایط اولیه به اندازه (یا حتی بیشتر) از بهبود فرایند سطح زمین^۱ تاثیر دارد. گالوس و برش (Galus and Bresch, 2006) نیز با بررسی بارش مدل WRF در فصل گرم در ایالات متحده، نشان دادند که پیش‌بینی بارش مدل تابعی است از دینامیک، فیزیک و شرایط اولیه در مدل و اثر هرکدام در موقعیت‌های مختلف متفاوت است.

با توجه به این موضوع تاکنون تلاش‌های زیادی برای بهبود تخمین حالت اولیه جو توسط تکنیک‌های پیشرفته موسوم به داده‌گواری صورت گرفته است. داده‌گواری فرایندی است که در آن دیدبانی‌ها (از زمان حال یا احتمالاً گذشته) با پیش‌بینی یک مدل عددی ترکیب می‌شوند تا بهترین برآورد از حالت واقعی جو یا تحلیل به‌دست آید (Talagrand, 1997).

در خصوص داده‌گواری انواع داده، به ویژه با روش‌های ورد شی مطالعات زیادی صورت گرفته است. برای مثال ویتلی و استنسورد (Wheatley and Stensurd, 2010) اثر دیدبانی‌های فشار سطح زمین را بر روی پیش‌بینی شرایط بد جوی با استفاده از سامانه همادی پالایه کالمن (EnKF^۲) مدل WRF بررسی نمودند و نشان دادند پیش‌بینی همادی بعد از داده‌گواری قابلیت بهتری برای پیش‌بینی کوتاه‌مدت فشار سطح زمین دارد.

در مورد داده‌های رادار سوگیموتو و همکاران (Sugimoto et al., 2009) نشان دادند که استفاده از این

داده‌ها در سیستم ورد شی سه‌بعدی WRF به پیش‌بینی بارش و به‌دست آوردن مولفه‌های باد کمک می‌کند.

لی و همکاران (Lee et al., 2010) هم تاثیر داده‌های رادار را بر روی سامانه‌های همرفتی میان مقیاس بررسی نمودند. در مورد داده‌های ماهواره نیز بررسی‌هایی در مورد اثر داده‌های حسگرهای مختلف آن‌ها بر روی پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت وجود دارد (Wenying et al., 2011; Singh et al., 2012)

در منطقه خاورمیانه به‌خصوص ایران بررسی‌های اندکی در خصوص تاثیر داده‌گواری در پرونداد مدل‌های منطقه‌ای صورت گرفته است. به عنوان نمونه زو و همکاران (Xu et al., 2009) پیش‌بینی‌های ۲۴ و ۴۸ ساعته مدل WRF در طول یک ماه را با استفاده از داده‌گواری داده‌های ماهواره در مناطقی با توپوگرافی پیچیده در جنوب غربی آسیا بررسی کرده و نشان دادند که داده‌های ماهواره تاثیر مثبتی بر روی بهبود شرایط اولیه دارد و خطای مدل تا حدودی در بعضی از مناطق (عمدتاً مناطقی که در آن خطای پیش‌بینی‌ها بیشتر ناشی از خطاهای غیر سامانمند است) کاهش پیدا می‌کند. صفر و همکاران (۱۳۹۱) نیز تاثیر گوارد داده‌های رادار را بر پیش‌بینی میان مدت میزان بارش مدل ARPS در منطقه تهران و قم بررسی کرده و نشان دادند این داده‌ها تاثیر مثبتی روی پیش‌بینی بارش مدل در این منطقه دارند.

در این تحقیق مدل WRF برای ماه‌های آوریل و می ۲۰۱۴ یک‌بار بدون داده‌گواری و یک‌بار با گوارد داده‌های ماهواره‌های هواشناسی و ایستگاه‌های سطح زمین و جو بالای موجود در منطقه توسط بسته نرم‌افزاری WRFDA^۳ اجرا شده و نتایج با روش‌های راست‌آزمایی با هم مقایسه شده‌است.

در این نوشتار ابتدا کلیاتی درخصوص داده‌گواری و نحوه محاسبه ماتریس هم‌وردای خطای زمینه ارائه می‌گردد. سپس مطالبی راجع به داده‌های ماهواره و نحوه استفاده از آن‌ها در داده‌گواری بیان می‌گردد. در ادامه مشخصات مدل و روش کار توضیح داده می‌شود. بخش بعدی به بررسی نتایج

1. Ensemble Kalman Filter
2. WRF Data Assimilation

2. Ensemble Kalman Filter

در روش NMC ($x - x^t$) با تفاوت مقدار پیش‌بینی‌های با زمان اعتبار یکسان و سن پیش‌بینی مختلف t_1 و t_2 معادل گرفته می‌شود (رابطه (۳) (Parish and Deber, 1992)).

$$(x - x^t) \approx (x^{t_2} - x^{t_1}) \quad (3)$$

$(x^{t_2} - x^{t_1})$ به‌طور استاندارد اختلاف بین دو پیش‌بینی ۱۲ و ۲۴ ساعته است که برای محاسبه ماتریس هم‌وردای خطا برای یک دوره زمانی میانگین گرفته می‌شود. سامارک و همکاران (Skamarock et al., 2008) پیشنهاد دادند که برای محاسبه ماتریس هم‌وردای خطای زمینه در روش NMC برای مدل‌های تمام کره‌ای اختلاف پیش‌بینی ۲۴ و ۴۸ ساعته و برای مدل‌های منطقه‌ای اختلاف بین پیش‌بینی ۱۲ و ۲۴ ساعته در نظر گرفته شود. جزئیات بیشتر در مورد ضریب هم‌مقیاس سازی در بارکر و همکاران (Barker et al., 2004) و جیانفنگ و همکاران (Jianfeng et al., 2005) آمده است.

در بسته WRFDA از روش‌های ورد شی برای داده‌گذاری و روش NMC برای محاسبه خطای زمینه استفاده می‌شود. در این بسته یک خطای زمینه ارائه شده‌است که برای تمام دامنه‌ها قابل استفاده است. این خطای زمینه تمام کره‌ای از اختلاف پیش‌بینی ۲۴ و ۴۸ ساعته مدل GFS^۲ با تفکیک T170 برای ۳۵۷ نمونه در طول یک سال محاسبه شده‌است، اما این امکان وجود دارد که برای هر منطقه خطای زمینه را با توجه به دامنه و تفکیک افقی آن محاسبه نمود. این کار از نظر محاسباتی زمان‌بر است و تعداد زیادی از محققان ترجیح می‌دهند از خطای زمینه ارائه شده در مدل استفاده کنند. روتاری و همکاران (Routary et al., 2014) با بررسی اثر یک دیدبانی واحد در منطقه هند نشان دادند که نمو تحلیل (اختلاف بردار تحلیل و حدس اولیه) در داده‌گذاری باد و دما در صورت استفاده از خطای زمینه مخصوص دامنه از زمانی که از خطای زمینه تمام کره‌ای استفاده شود به واقعیت نزدیک‌تر است. آن‌ها همچنین نشان دادند استفاده از خطای زمینه مخصوص دامنه اثر مثبتی روی پیش‌بینی فشار تبدیل شده به سطح دریا و باد مربوط به کم فشار مانسونی^۳ در منطقه دارد.

راست‌آزمایی اختصاص داده شده‌است. و در انتها خلاصه و نتیجه‌گیری بحث ارائه می‌گردد.

داده‌گذاری

یکی از روش‌های داده‌گذاری روش ورد شی سه‌بعدی (3DVAR) است. در این روش با تعریف یک تابع هزینه [معادله (۱)]، تحلیل $x = x_a$ به شکلی به‌دست می‌آید که این تابع را کمینه کند (Warner, 2011; Kalnay, 2003).

$$J(x) = J_b(x) + J_o(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b) + \frac{1}{2}(H(x) - y)^T R^{-1}(H(x) - y) \quad (1)$$

که در آن $J(x)$ تابع هزینه، J_b و J_o به ترتیب بخش‌های تابع هزینه مربوط به خطای حدس اولیه و دیدبانی، x_b بردار حالت زمینه مدل یا حدس اولیه، y بردار دیدبانی، B ماتریس هم‌وردای خطای زمینه یا حدس اولیه، R ماتریس هم‌وردای خطای دیدبانی و H عملگر دیدبانی است. با توجه به معادله (۱) تابع هزینه به‌صورت مجموع فاصله بین x و x_b با وزنی متناسب با عکس هم‌وردای خطای زمینه و فاصله دیدبانی y از x با وزنی متناسب با عکس هم‌وردای خطای دیدبانی است. همانطور که ملاحظه می‌شود برای محاسبه تابع هزینه نیاز به دانستن ماتریس هم‌وردای خطای زمینه داریم. این ماتریس در واقع میزان تاثیر هر دیدبانی و اینکه چگونه این تاثیر در فضا و در بین پارامترهای دیگر توزیع می‌شود را تعیین می‌کند. به بیان دیگر اعضای این ماتریس نقش بسیار مهمی در انتشار دیدبانی‌ها به خصوص در مناطقی با پراکندگی داده‌ای زیاد دارند.

یکی از روش‌های محاسبه خطای زمینه روش معرفی شده توسط مرکز ملی هواشناسی NMC^۱ (که امروزه مرکز ملی برای پیش‌بینی محیطی NCEP نامیده می‌شود) است که با همین نام نیز شناخته می‌شود (Parrish and Deber, 1992). رابطه (۲) نحوه محاسبه ماتریس کواریانس خطای زمینه می‌باشد که در آن $\langle \rangle$ به معنی مقدار چشم‌داشتی در دوره آماری یا دامنه مورد نظر، A ضریب هم‌مقیاس سازی و x^t مقدار واقعی است که نامعلوم است و باید تخمین زده شود.

$$B = A \langle (x - x^t), (x - x^t)^T \rangle \quad (2)$$

1. National Meteorological Center
3. Radiative Transfer Model

2. Global Forecast System

اطلاعات ماهواره قبل از مرحله داده‌گواری نیاز به پردازش‌هایی از قبیل کنترل کیفی و حذف اریبی دارند. دبر و وو (Deber and Wu, 1998) نشان دادند که حتی وجود یک داده نقطه‌ای با خطای بالا موجب تغییرات اساسی در تحلیل و متعاقباً در پیش‌بینی می‌شود. بنابراین نیاز است داده‌ها ابتدا کنترل کیفی شوند. کنترل کیفی در WRFDA شامل چک کردن مکان و حذف دیدبانی‌های خارج از دامنه، کنترل سازگاری قائم پروفایل داده‌های جو بالا و رقیق سازی^۵ شامل حذف نقاط تکراری و داده‌های ناقص می‌باشد. بعد از اینکه دمای درخشندگی توسط RTM از روی تابش به دست آمد نیز آزمایش‌های ثانویه‌ای بر اساس پارامترهای کیفی انجام می‌پذیرد. این پارامترها براساس مقدار چشم‌داشتی انحراف معیار خطای دیدبانی به صورت تابعی از کانال ماهواره و موقعیت (میزان ارتفاع و این که دیدبانی بر فراز خشکی، دریا، برف، برف و یخ و غیره بوده است) فرمول‌بندی می‌شوند.

داده‌های ماهواره ای استفاده شده در این تحقیق شامل داده‌های حسگرهای HIRS، AMSU-A، AMSU-B، MHS، AIRS و IASI از ماهواره‌های NOAA 15, 16، METOP2، 18، 19 و EOS-Aqua است که از خادم FTP مرکز دریافت شده است. شکل (۱) داده‌های کانال ۵ حسگر AMSU-A از ماهواره NOAA-19 در ساعت UTC ۰۶ تاریخ ۲۰۱۴۰۵۳۰ قبل و بعد از کنترل کیفی را نشان می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌شود تعدادی از داده‌ها در روند کنترل کیفی حذف شده اند.

در این تحقیق ماتریس هم‌وردای خطای زمینه برای دامنه اجرای مدل با استفاده از اختلاف پیش‌بینی ۱۲ و ۲۴ ساعته مدل در ماه ژانویه سال ۲۰۱۴ (اجرای مدل برای ساعات UTC ۰۰ و ۱۲) محاسبه شده است.

داده‌های ماهواره

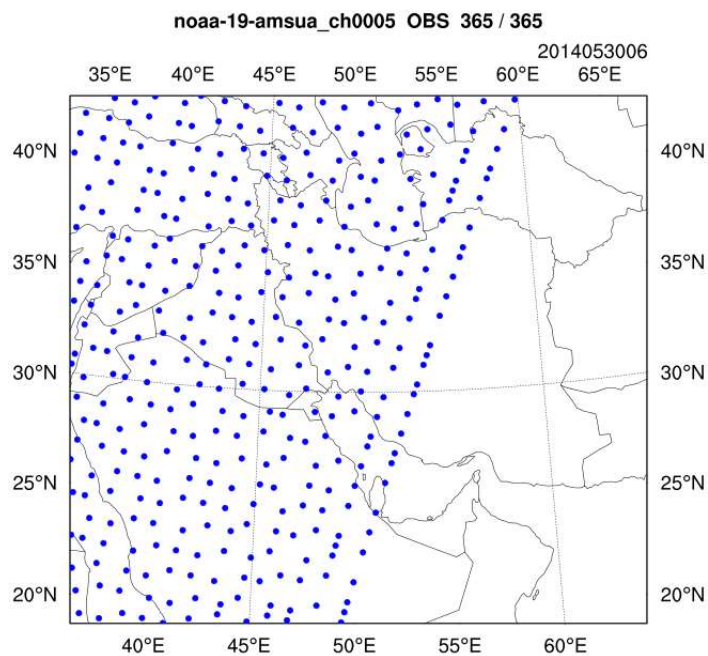
سنجنده غیرفعال ماهواره‌های هواشناسی، تابش رسیده به بالای جو را اندازه‌گیری می‌کنند. تابش معمولاً با وارون-سازی تابع پلانک به دمای درخشندگی تبدیل می‌شود. در واقع دو راه برای پردازش داده‌های ماهواره در یک سیستم داده‌گواری وجود دارد. یک راه گوارد داده‌های هواشناسی به دست آمده از تابش اندازه‌گیری شده به وسیله ماهواره است. راه دوم گوارد مستقیم تابش ماهواره در سیستم داده‌گواری می‌باشد. از لحاظ نظری روش دوم یعنی گوارد مستقیم داده‌ها بهتر از روش اول است. زیرا اولاً از خطاهای پیچیده تصادفی یا سامانمند در مراحل پیش پردازش اجتناب می‌شود و تعیین خطای دیدبانی راحتتر صورت می‌پذیرد (McNally et al., 2000; Deber and Wu, 1998; Eyre et al., 1993) در صورت تغییر روش‌های پیش پردازش برای به دست آوردن داده‌های هواشناسی نیازی به تغییر سیستم داده‌گواری نمی‌باشد.

برای گوارد تابش ماهواره‌ها ما نیاز به یک مدل انتقال تابشی (RTM^۱) داریم که در واقع قسمتی از عملگر دیدبانی است که قبلاً به آن اشاره شد. دو RTM اصلی که در داده‌گواری مورد استفاده قرار می‌گیرند یکی RTTOV (توسعه یافته توسط ECMWF^۲ و UKMET^۳ در اروپا) است و دیگری CRTM است که توسط JCSDA^۴ در ایالات متحده ایجاد شده است. این مدل توسط بسته نرم‌افزاری WRFDA ارائه شده است. هر دو این RTMها قادرند تابش انواع ادوات موجود روی سکوها ماهواره‌های مختلف را پردازش نمایند. در این تحقیق از CRTM در فرایند داده‌گواری داده‌های ماهواره استفاده شده است.

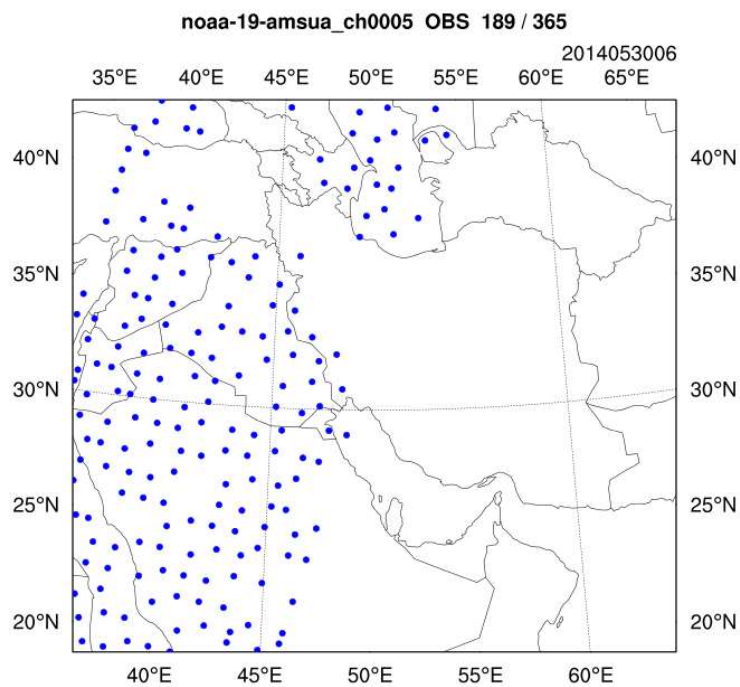
1. Monsoon Depression
3. United Kingdom Meteorological office
5. thinning

2. European Center for Medium-Range Weather Forecasts
4. Joint Center for Satellite Data Assimilation

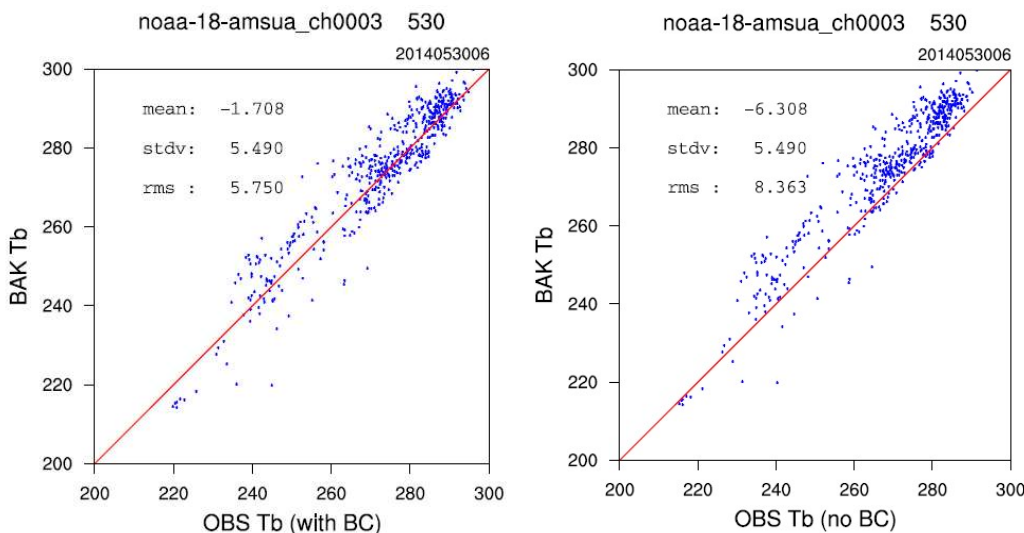
(الف)



(ب)



شکل ۱- الف) داده های کانال ۵ حسگر **amsu-a** از ماهواره **noaa-19** در ساعت ۰۶ UTC تاریخ ۲۰۱۴۰۵۳۰ قبل از کنترل کیفی. ب) همان داده‌ها بعد از کنترل کیفی



شکل ۲- سمت چپ: داده کانال ۳ حسگر **amsu-a** ماهواره **noaa-18** قبل از تصحیح اریبی سمت راست: همان داده بعد از تصحیح اریبی

حوزه انتخاب شده حوزه‌ای با تفکیک افقی ۳۰ km از عرض جغرافیایی ۱۹ تا ۴۲ و طول جغرافیایی ۳۷ تا ۶۷ با یک شبکه ۹۸×۹۰ و زمان اجرا به مدت دو ماه از ابتدای آوریل تا انتهای می ۲۰۱۴ برای ساعت ۱۲UTC و به مدت ۴۸ ساعت بوده است. هدف ما اجرای مدل بدون داده‌گواری و با استفاده از داده‌گواری و مقایسه نتایج است. شرایط اولیه و مرزی از داده‌های GFS در بازه‌های سه‌ساعته و با تفکیک افقی نیم درجه است. طرحواره های فیزیکی استفاده شده در مدل در جدول (۱) آمده است.

مواد و روش‌ها

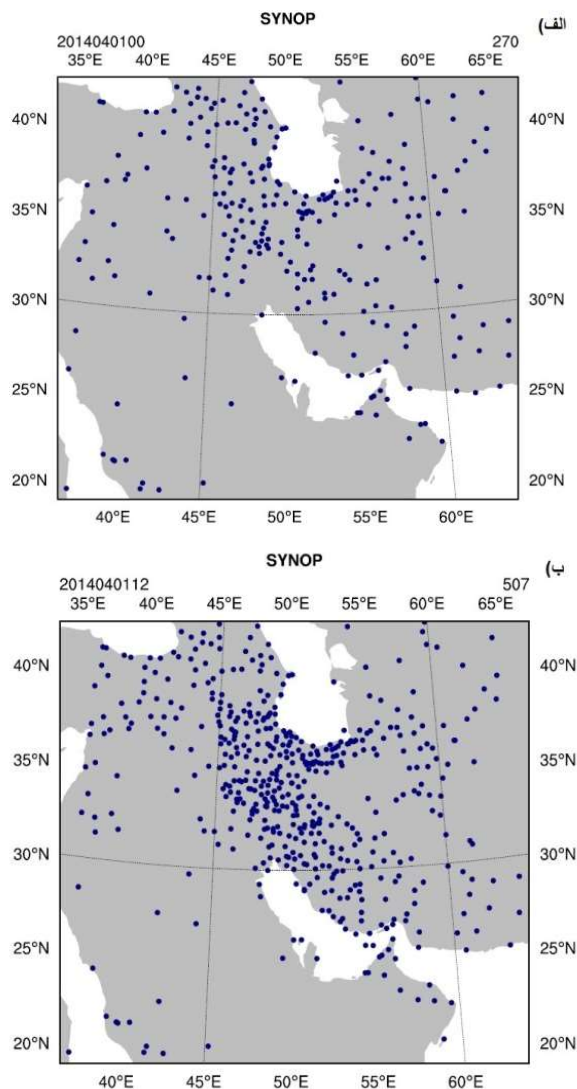
مدل استفاده شده در این تحقیق WRF-ARW (Skamarock et al., 2008; Michalakes et al. 2001) است که مدلی غیر هیدروستاتیک با مختصات فشاری σ و شبکه جابجا شده آراکاوای سی است که برای مقاصد عملیاتی و تحقیقاتی طراحی شده است. این مدل توسط بخش هواشناسی میان مقیاس و خرد مقیاس MMM مرکز ملی تحقیقات جوی NCAR توسعه یافته است.

جدول ۱- فیزیک مدل

Microphysic	WSM 3-class simple ice scheme
longwave radiation option	rrtm scheme
shortwave radiation option	Dudhia scheme
surface-layer option	MM5 Monin-Obukhov scheme
land-surface option	Unified Noah land-surface model
boundary-layer option	YSU scheme
cumulus option	Kain-Fritsch (new Eta) scheme

حوزه اجرای مدل بوده است. لازم به ذکر است که برای استفاده از داده‌های همیدی و جو بالا ابتدا پیش پردازش‌های لازم از قبیل کنترل کیفی و تبدیل به فرمت قابل استفاده در فرایند داده‌گذاری صورت گرفته است. در شکل (۳) نقشه پراکنندگی این داده‌ها در حوزه مورد بررسی آمده است.

مدل استفاده شده برای داده‌گذاری مدل ورد شی ARW (3D/4D-Var) WRFDA است که از شاخه WRF مدل می‌باشد (Barker et al., 2004; Huang et al., 2009). داده‌های مشاهداتی به کار رفته در فرایند داده‌گذاری شامل داده‌های ماهواره و ایستگاه‌های همیدی و جو بالا در



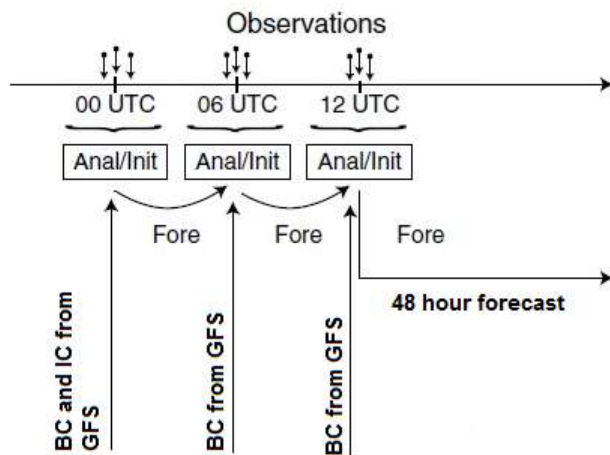
شکل ۳- پراکنندگی داده‌های همیدی در دامنه اجرای مدل. شکل سمت راست در ساعت ۱۲ UTC روز ۲۰۱۴۰۴۰۱. شکل سمت چپ ساعت ۰۰ UTC همان روز

زمان برای Spinup نیاز دارد. زمان spinup در یک مدل به فاصله شبکه‌ای و گام زمانی بستگی دارد. به همین منظور و

سامارک (Skamarock, 2004) و اسوری (Osuri et al., 2013) نشان دادند که مدل WRF به حدود ۱۲ ساعت

به کار می‌رود. شکل (۴) نمایی از داده‌گواری پیاپی استفاده شده در این تحقیق را نشان می‌دهد.

از روش داده‌گواری متناوب^۱ در چرخه‌های ۶ ساعته (شروع گرم) استفاده شده است (Warner, 2011). روش پی در پی یا متناوب در اغلب سامانه‌های عملیاتی داده‌گواری در دنیا



شکل ۴ - داده‌گواری متناوب

یک پژوهش بزرگتر برای مطالعه اثر داده‌گواری در پیش‌بینی گرد و خاک بوده است، بنابراین در اینجا تاثیر داده‌گواری بر سرعت باد ده متری به عنوان یکی از مولفه‌های اصلی در پیش‌بینی گرد و خاک بررسی شده است. داده‌های مشاهداتی استفاده شده در راست‌آزمایی شامل داده‌های ایستگاه‌های هم‌دیدی در حوزه مورد نظر بوده است.

دمای دو متری

در جدول (۲) میانگین پیش‌بینی و دیدبانی و میانگین خطای مطلق و میانگین مجذور خطا برای دمای دو متری آمده است. با این توضیح که خطای اریبی برونداد مدل قبل از انجام راست‌آزمایی به روش میانگین لغزان حذف شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود هر دو سنجه MAE و MSE با استفاده از داده‌گواری مقدار اندکی بهبود یافته اند. برای مقایسه بیشتر برونداد دمای دو متری ما جدول توافقی را برای دو آستانه ۲۹۳K و ۳۰۰K رسم کرده و برخی سنجه‌های مربوط به پیش‌بینی دودویی را محاسبه نمودیم (جدول ۳).

در این روش چرخه با یک پیش‌بینی اولیه در ساعت ۰۰ UTC با استفاده از داده‌های مدل تمام کره‌ای به عنوان شرایط اولیه و مرزی و داده‌های دیدبانی مورد استفاده در داده‌گواری در پنجره‌های زمانی دو ساعته (± 1 ساعت) شروع می‌شود. در مرحله بعدی پیش‌بینی این مرحله به عنوان شرایط اولیه یا حدس اولیه و داده‌های مدل تمام کره‌ای به عنوان شرایط مرزی در نظر گرفته می‌شود و مانند مرحله قبل با استفاده از داده‌های دیدبانی داده‌گواری صورت گرفته و مدل اجرا می‌شود. برای ساعت ۱۲ نیز این چرخه ادامه پیدا می‌کند و نهایتاً پیش‌بینی مدل برای ۴۸ ساعت به دست می‌آید.

بحث و نتایج

در این تحقیق مدل WRF برای آوریل و می ۲۰۱۴ یکبار با استفاده از داده‌گواری و یکبار بدون استفاده از آن اجرا شده و برونداد دمای دو متری و سرعت باد ده متری با روش‌های مختلف راست‌آزمایی (Jolliffe and Stephenson, 2003; Muller, 1994) با هم مقایسه شده است. لازم به ذکر است که این تحقیق در واقع بخشی از

جدول ۲- سنجه‌های پیوسته راست‌آزمایی دمای دو متری

	Forecast mean	Observation mean	MAE	MSE
noDA	300.25	300.27	1.93	7.21
DA	300.27	300.27	1.92	7.20

جدول ۳- سنجه‌های مربوط به پیش‌بینی دودویی راست‌آزمایی دمای دو متری

	TMP2m > 293 °k		TMP2m > 300 °k	
	False Alarm Rate	Hit Rate	False Alarm Rate	Hit Rate
noDA	0.06	0.95	0.10	0.88
DA	0.05	0.96	0.09	0.89

همانطور که در جدول (۳) ملاحظه می‌شود برای هر دو آستانه آهنگ هشدار تقلبی کاهش و آهنگ برخورد افزایش پیدا کرده است. گرچه این کاهش و افزایش بسیار اندک است ولی چون به صورت سازگار برای هر دو آستانه صدق می‌کند قابل قبول می‌باشد.

سرعت باد ده متری در جدول (۴) میانگین پیش‌بینی و دیدبانی و همچنین میانگین خطای مطلق و میانگین مجذور خطا برای سرعت باد ده متری آمده است. همانطور که ملاحظه می‌شود سنجه‌های MAE و MSE و Bias با استفاده از داده‌گویی مقدار اندکی بهبود یافته اند.

جدول ۴- سنجه‌های پیوسته راست‌آزمایی سرعت باد ده متری

	Forecast mean	Observation mean	MAE	MSE	Bias
noDA	4.92	4.4	2.40	11.52	0.49
DA	4.90	4.4	2.39	11.47	0.48

برای مقایسه بیشتر برونداد سرعت باد ده متری ما جدول توافقی را برای آستانه ۵ و ۲ m/s رسم کرده و برخی سنجه‌های مربوط به پیش‌بینی دودویی را محاسبه نمودیم (جدول ۵).

جدول ۵- سنجه‌های مربوط به پیش‌بینی دودویی راست‌آزمایی سرعت باد ده متری

	Windspeed 10m > 5m/s		Windspeed 10m > 2m/s	
	False Alarm Rate	Hit Rate	False Alarm Rate	Hit Rate
noDA	0.57	0.62	0.22	0.92
DA	0.55	0.62	0.21	0.92

همانطور که در جدول (۵) دیده می‌شود اگرچه آهنگ هشدارهای تقلبی اندکی کم شده است ولی آهنگ برخورد تغییری نکرده است. بنابراین اگر چه سنجه‌های پیوسته بهبودی نسبی را نشان می‌دهند ولی در مورد پیش‌بینی دودویی باد نمی‌توان گفت بهبودی سازگاری در نتایج به وجود آمده است.

همبستگی الگویی

برای ارزیابی کمی توافق فضایی بین دیدبانی و مدل، همبستگی الگویی (Walsh and McGregor, 1997) بین مدل و دیدبانی محاسبه شده است. همبستگی الگویی ρ_p دو میدان فضایی به سادگی همبستگی مجموعه‌ای از نقاط (i) از یک میدان با مقدار متناظر از میدان دیگر است.

سامانمند دسته‌بندی کرد. با توجه به این که داده‌گواری فقط در بهبود خطاهای غیر سامانمند یا تصادفی می‌تواند تاثیرگذار باشد و با توجه به این که منطقه مورد بررسی ما در فلات ایران دارای مناطق کوهستانی مرتفع مانند رشته کوه‌های البرز و زاگرس است و در این مناطق خطاهای مدل‌ها عمدتاً از خطاهای سامانمند نشات می‌گیرد، نباید انتظار داشته باشیم که استفاده از داده‌گواری تاثیر چشم‌گیری روی بهبود خطای مدل‌ها در این منطقه داشته باشد. البته باید در نظر داشت که نتایج ارائه شده در این تحقیق مربوط به اجرای دو ماه مدل بوده است و نتایج دقیق‌تر نیازمند بررسی‌های بیشتر برای دوره‌های زمانی طولانی‌تر می‌باشد.

برای داده‌گواری روش‌های مختلفی وجود دارد که از آن جمله می‌توان روش ورد شی چهار بعدی (4D-VAR) و روش‌های مبتنی بر پیش‌بینی همادی را نام برد. تحقیقات مختلف برتری داده‌گواری بر پایه پیش‌بینی همادی مانند EnKF را نسبت به روش‌های ورد شی معمول نشان می‌دهد (Whitaker et al., 2008 and 2009; Buehrer et al., 2010). این تکنیک در سال‌های اخیر در بسیاری از مراکز پیش‌بینی جوی و اقیانوسی به کار گرفته می‌شود. تحقیقات آینده می‌تواند به بررسی و استفاده از این روش‌ها در داده‌گواری اختصاص داده شود.

منابع

1. Barker, D. M., W. Huang, Y.R. Guo, and Q.N. Xiao., 2004, A Three-Dimensional (3DVAR) Data Assimilation System for Use with MM5: Implementation and Initial Results. Mon. Wea. Rev., 132, pp. 897-914.
2. Buehrer, P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L. Mitchell, and B. He, 2010, Intercomparison of variational data assimilation and the ensemble Kalman filter for global deterministic NWP. Part I: Description and single-observation experiments. Mon. Wea. Rev., 138, pp. 1550-1566, doi: 10.1175/2009MWR3157.1.
3. Cheng, Y. Y., and W. J. Steenburgh, 2005, Evaluation of surface sensible weather forecasts by the WRF and the Eta Models over the western United States. Wea. Forecasting, 20, pp. 812-821.

$$\rho_p = \frac{\sum(X_{oi} - \bar{X}_o)(X_{fi} - \bar{X}_f)}{\sqrt{\sum(X_{oi} - \bar{X}_o)^2} \sqrt{\sum(X_{fi} - \bar{X}_f)^2}}$$

که در این رابطه X_o و X_f به ترتیب میدان دیدبانی شده و پیش‌بینی شده توسط مدل و \bar{X}_o و \bar{X}_f میانگین آن‌ها در کل دامنه و دوره آماری می‌باشد. در جدول (۶) ضریب همبستگی محاسبه شده برای پیش‌بینی مدل برای دو حالت بدون داده‌گواری و با انجام آن برای دمای دو متری و سرعت باد ده متری آمده است. همانطور که ملاحظه می‌شود، همبستگی بین مدل و دیدبانی با اجرای داده‌گواری به میزان محدودی بهبود می‌یابد.

جدول ۶- همبستگی فضایی مدل و دیدبانی

	TMP2m	Wind speed10m
noDA	0.931	0.279
DA	0.932	0.282

نتیجه گیری

در این تحقیق اثر داده‌گواری تابش ماهواره و داده‌های همدیدی و جو بالای موجود در پرونداد دمای دو متری و سرعت باد ده متری مدل منطقه‌ای WRF بررسی شده‌است. در خصوص دمای دو متری بررسی سنج‌های راست‌آزمایی متغیرهای پیوسته مانند میانگین قدرمطلق خطا و میانگین مجذور خطا و همچنین سنج‌های راست‌آزمایی متغیرهای دودویی مانند آهنگ برخورد و آهنگ هشدار تقلبی بهبود اندکی را در پرونداد مدل در صورت استفاده از داده‌گواری نشان می‌دهد. این بهبود اگرچه اندک است ولی چون به صورت سازگار برای متغیرهای پیوسته و برای آستانه‌های مختلف در راست‌آزمایی دودویی صدق می‌کند قابل قبول می‌باشد. در خصوص سرعت باد ده متری نیز بهبود نسبی در میانگین خطای مطلق و میانگین مجذور خطا و نرخ هشدارهای تقلبی دیده می‌شود. در خصوص همبستگی الگویی بین داده‌های دیدبانی و پیش‌بینی مدل نیز بهبود نسبی بعد از اجرای مدل در پرونداد مدل برای دمای دو متری و سرعت باد ده متری دیده می‌شود.

همانطور که در بخش‌های قبل به آن اشاره شد، خطای مدل‌های عددی را می‌توان به دو خطای سامانمند و غیر

4. Derber, J. C. and W. S. Wu, 1998, The use of TOVS cloud-cleared radiances in the NCEP SSI analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 126, pp. 2287–2299.
5. Eyre, J. R., G. Kelly, A. P. McNally, E. Andersson, and A. Persson, 1993, Assimilation of TOVS radiances through one dimensional variational analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119, pp. 1427-1463.
6. Gallus, W. A., Jr., and J. F. Bresch, 2006, Comparison of impacts of WRF dynamic core, physics package, and initial conditions on warm season rainfall forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, 134, pp. 2632-2641.
7. Huang, X.Y., Q. Xiao, D.M. Barker, X. Zhang, J. Michalakes, W. Huang, T. Henderson, J. Bray, Y. Chen, Z. Ma, J. Dudhia, Y. Guo, X. Zhang, D.J. Won, H.C. Lin, and Y.H. Kuo, 2009. Four-Dimensional Variational Data Assimilation for WRF: Formulation and Preliminary Results. *Mon. Wea. Rev.*, 137, pp. 299–314.
8. Jianfeng, G. U., Q. Xiao, Y.-H.Kuo, D. M. Barker, X. Jishan, and M. A. Xiaoxing, 2005, Assimilation and simulation of Typhoon Rusa (2002) using the WRF system. *Adv. Atmos. Sci.*, 22, pp. 415-427, doi: 10.1007/BF02918755.
9. Joliffe, I. T. and D. B., Stephenson, 2003, Forecast verification, A Practitioners Guide in Atmospheric Science, John Wiley and sons Ltd, ISBN: 0-471-49759-2.
10. Kalnay, E., 2003, Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge University Press, Cambridge. Reprinted in 2004.
11. Lee, J. H., H. H. Lee, Y. Choi, H. W. Kim, and D. K. Lee, 2010, Radar data assimilation for the simulation of mesoscale convective systems. *Adv. Atmos. Sci.*, 27, pp. 1025–1042, doi: 10.1007/s00376-010-9162-8.
12. Lorenz, E. N., 1963, The mechanics of vacillation. *J. Atmos. Sci.*, 20, pp. 448-465.
13. McNally, A. P., J. C. Derber, W. Wu, and B. B. Katz, 2000: The use of TOVS level-1b radiances in the NCEP SSI analysis system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 689–724.
14. Michalakes, J., S. Chen, J. Dudhia, L. Hart, J. Klemp, J. Middlecoff, and W. Skamarock, 2001, Development of a next generation regional weather research and forecast model. *Developments in Teracomputing: Proceedings of the Ninth ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology*, W. Zwiflhofer and N. Kreitz, Eds., World Scientific, pp. 269-276.
15. Muller, R. H., 1994, Verification of short – range weather forecasts (a survey of the literature), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 25, pp. 18-27, 47-53, 88-95.
16. Osuri, K. K., U. C. Mohanty, A. Routray, M. Mohapatra, and D. Niyogi, 2013, Real-time track prediction of tropical cyclones over the North Indian Ocean using the ARW model. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 52, pp. 2476–2492, doi: 10.1175/JAMC-D-12-0313.1.
17. Parrish, D. F. and J. D. Derber, 1992, The National Meteorological Center spectral statistical interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, 120, pp. 1747-1763.
18. Routray, A., S. C. Kar, P. Mali, and K. Sowjanya, 2014, Simulation of Monsoon Depressions Using WRF-VAR: Impact of Different Background Error Statistics and Lateral Boundary Conditions. *Mon. Wea. Rev.*, 142, pp. 3586-3613. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00285.1>
19. Safar, M., F. Ahmadi Givi and A. Mohebalhoje, 2012, Impact of assimilating radar data to the ARPS numerical model in simulating the precipitation due to the synoptic system on the 31st of March 2009 in Tehran province, *Iran Geophys*, 6(3), pp. 94-112
20. Singh, R., C. M. Kishatawai, S. P. Ojha, and P. K. Pal, 2012, Impact of assimilation of Atmospheric InfraRed Sounder (AIRS) radiances and retrievals in the WRF 3D-Var

- assimilation system. *J. Geophys. Res.*, 117, doi: 10.1029/2011JD017367.
21. Skamarock, W. C., 2004, Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Mon. Wea. Rev.*, 132, pp. 3019-3032, doi: 10.1175/MWR2830.1.
 22. Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008, A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Technical Note 475.
 23. Sugimoto, S., N. A. Crook, J. Sun, Q. Xiao and D. M. Barker, 2009. An examination of WRF 3DVAR radar data assimilation on its capability in retrieving unobserved variables and forecasting precipitation through observing system simulation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 137, pp. 4011-4029.
 24. Talagrand, O., 1997, Assimilation of observations, an introduction. *J. Met. Soc. Japan Special Issue 75*, 1B, pp. 191-209.
 25. Walsh, K. and J. McGregor, 1997, An assessment of simulations of climate variability over Australia with a limited area model. *Int. J. Climatol.*, 17, pp. 201-223.
 26. Warner, T. T., 2011, *Numerical Weather and Climate Prediction*. Cambridge University Press, Cambridge.
 27. Wenying, H., Z. Liu, and H. Chen, 2011, Influence of surface temperature and emissivity on AMSU-A assimilation over land. *Acta Meteorol. Sin.*, 25, pp. 545-557, doi: 10.1007/s13351-011-0501-1.
 28. Wheatley, D. M., D. J. Stensrud, 2010, The impact of assimilating surface pressure observations on severe weather events in a WRF mesoscale ensemble system. *Mon. Wea. Rev.*, 138, pp. 1673-1694.
 29. Whitaker, J. S., T. M. Hamill, X. Wei, Y. Song, and Z. Toth, 2008, Ensemble data assimilation with the NCEP Global Forecast System. *Mon. Wea. Rev.*, 136, pp. 463-482, doi:10.1175/2007MWR2018.1.
 30. Whitaker, J. S., G. P. Compo, and J.-N. Thépaut, 2009, A comparison of variational and ensemble-based data assimilation systems for reanalysis of sparse observations. *Mon. Wea. Rev.*, 137, pp. 1991-1999, doi: 10.1175/2008MWR2781.1.
 31. Xu, J., S. Rugg, L. Byerle, Z. Liu, 2009, Weather forecasts by the WRF-ARW model with the GSI data assimilation system in the complex terrain areas of southwest Asia. *Wea. Forecasting*, 24, pp. 987-1008.