بررسی بارش همرفتی سیل آسا در سواحل خزر با مطالعه طرحواره های لایه مرزی سیاره ای مدل WRF، مطالعه موردی: ۵-۶ اکتبر ۲۰۱۸

مائده فتحى 1⁄8، زهرا قصابى٢، پرويز رضازاده٣، احد وظيفه

^۱ دکتری هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران ۲ عضو هیئت علمی (استادیار) پژوهشکده هواشناسی، تهران، ایران ۲ کارشناس ارشد هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران

تاريخ دريافت: ۹۷/۵/۲۹ ، تاريخ پذيرش: ۹۷/۱۱/۱

چکیدہ 💳

پارامتریسازی در لایه مرزی سیارهای (PBL) و انتقال قائم تلاطم نامعین در آن یکی از مهمترین مسائل فیزیکی مدلهای جوّی است. اثر همرفت کومهای روی محیط پیرامون، بهمنزلهی فرآیندی میان مقیاس است که با آزادسازی گرمای نهان و انتقال قائم گرما، رطوبت و تکانه، گردشهای جوّی و میدانهای بزرگ مقیاس را تعدیل می کند. هدف اصلی این تحقیق، مطالعه طرحواره های مختلف PBL در مدل WRF است؛ که برای پیش بینی پدیدههای مخاطره آمیز وابسته به آن مانند بارش سنگین همرفتی ضروری است. هفت طرحوارهی PBL شامل طرحواره های محلی و غیر محلی برای بارش همرفتی سنگین سواحل دریای خزر در روزهای پنجم و ششم اکتبر ۲۰۱۸ بررسی شد. درستی سنجی پارامتریسازیها در سه حوزه با محاسبه خطای مطلق و ریشه میانگین مربعات خطا نشان داد که پیکربندی طرحواره محلی لایه مرزی سیارهای MYNN3 با لایه سطحی MMS کمترین میزان خطا را در حوزه سوم (۳ کیلومتر) داشته است. با تحلیل همدیدی و دینامیکی مشخص شد که ورود جبهه سرد از شمال غرب دریای خزر و افت آشکار دما در شده است. با تحلیل همدیدی و دینامیکی مشخص شد که ورود جبهه سرد از شمال غرب دریای خزر و افت آشکار دما در شده است. با تحلیل همدیدی و دینامیکی مشخص شد که ورود جبهه سرد از شمال غرب دریای خزر و افت آشکار دما در شده است. با تحلیل همدیدی و دینامیکی مشخص شد که ورود جبهه سرد از شمال غرب دریای خزر و افت آشکار دما در شده است. با تحلیل همدیدی و دینامیکی مشخص شد که ورود جبهه سرد از شمال غرب دریای خزر و افت آشکار دما در میرا شانوی شمال گذر تراز میانی جو، موجب فعالیت شدیدتر سامانه در دشت های شرق گیلان و غرب مازندران شده است. با محلیل همدیدی و دینامیکی مشخص شد که ورود جبهه سرد از شمال غرب دریای خزر و افت آشکار دما در شرد است. با محلیل همدیدی و دینامیکی مشخص شد که ورود جبهه سرد از شمال غرب دریای خزر و افت آشکار دما در مرد میناموی با ناوی شمال گذر تراز میانی جو، موجب فعالیت شدیدتر سامانه در دشت های شرق گیلان و غرب مازندران مرد میناطقی با کمترین فاصله ساحل از کوه، به دلیل محدود شدن پهنه بارش و با همافزایی نسیم دریا خشکی و جبهه

🗮 کلمات کلیدی: بارش همرفتی، پیش بینی، مدل WRF، پارامتری سازی، لا یه مرزی سیاره ای، تحلیل دینامیکی و همدیدی.

* پست الكترونيكى نويسنده مسئول مكاتبه: maede.fathi@yahoo.com

🔳 مقدمه

پیشبینی کمیتهای هواشناسی از جمله بارش برای مدیریت صحیح مسائلی مانند پروژه های مهندسی منابع آب، کشاورزی، خشکسالی و پیش بینی سیل ها ضروری است. یکی از مخاطرات آب و هوایی که سبب خسارتهای اقتصادی و در مواردی با تلفات انسانی همراه است، وقوع بارش های شدید همرفتی منجر به سیل است. از ویژگی های این بارشها، ناگهانی و کوتاه مدت بودن آن ها است؛ سلولهای ناپایدار جوّی در مقیاس های کوچک زمانی و مکانی شکل گرفته و فاصله زمانی رشد تا میرایی آنها بسیار کوتاه است.

همرفت کومهای در مدل سازی جوّ از اهمیت ویژهای برخوردار است و در پیش بینی عددی وضع هوای کوتاهمدت، بلندمدت و پیش بینی اقلیم جهانی نقش کلیدی ایفا می کند (Emanuel, 1994). همرفت با ترابرد قائم رطوبت، انرژی، تکانه و ردیاب های شیمیایی منجر به پایدارسازی جوّ ناپایدار می شود. ابرهای همرفتی با آزاد کردن گرمای نهان در فرایند شکل گیری ابر و بارش موجب استخراج انرژی پتانسیل در دسترس جوّ شده و از این طریق با دینامیک شارش بزرگ مقیاس برهمکنش دارد. همرفت کومهای به دلیل برون شارش آب ابر در قله ابرهای همرفتی، در چرخه انرژی و انتقال آب جهانی نقش بسزایی دارد (Nober & and Graf, 2005).

ناپایداری در هواشناسی دارای معانی زیادی است (Markowski & Richardson, 2010). وقتی که دمای سطح اقیانوس از هوای نزدیک به سطح (لایه سطحی از لایه مرزی سیارهای) بیشتر باشد، ناپایداری ایجاد می گردد و منظور از این ناپایداری، ایجاد جریان همرفتی است که سبب صعود هوا در لایه سطحی (ده درصد از بخش پایین لایه مرزی سیارهای) می گردد (Stull, 1988). این نوع ناپایداری در سرعتهای کمتر از ۳۰ متر بر ثانیه اهمیت پیدا می کند، زیرا با افزایش سرعت باد، اثرات گرمایی لایه مرزی سیارهای بر پارامتریسازیهای لایه مرزی سیارهای بی تاثیر است (Foken, 2008).

در وردسپهر، انرژی تابشی خورشیدی دریافت شده در سطح زمین منبع اصلی تحولات جوّی است. بخشی از این انرژی از راه انتقال مولکولی به لایه سطحی و سپس با پیچکهای تلاطمی در جهت بالاسو جابه جا شده و باعث گرم شدن لایههای نزدیک سطح زمین می شود. همچنین تبخیر و انتقال بخارآب با پیچکها به درون لایههای جوّ نزدیک سطح زمین، باعث مرطوب شدن این لایهها می شود. همزمان، با تابش امواج بلند فروسرخ و فرارفت جریانهای سرد، وردسپهر فوقانی سرد می شود. این ناهمگنی توزیع قائم دمایی و رطوبت، موجب ناپايدارى وردسپهر مىشود. وقتى يک سلول همرفت ایجاد می شود، جریان های هوا با مقیاس های متفاوت، از تلاطم کوچک مقیاس تا پیچکهای بزرگ در داخل سلول همرفتی و پیرامون آن درون آمیختگی و برون آمیختگی را شروع می کنند و موجب اختلاط هوای همرفتی و محیط مى شوند (Betts, 1973; Taylor & Baker, 1991).

یکی از ابزارهای اساسی در پیش بینی کمیت های مختلف هواشناسی از جمله بارش، مدل های پیش بینی عددی وضع هوا است. این مدل ها در سال های اخیر پیشرفت های قابل توجهی داشته اند. با این حال، همچنان پیش بینی بارش با دقت و تفکیک بالا بسیار چالش برانگیز است. مدلهای پیشبینی عددی وضع هوا که برای بررسی کمّی و کیفی پدیدهها و جریانهای جوّی در مقیاسهای گوناگون استفاده می شوند، علاوه بر هسته دینامیکی، دارای طرحوارههای مختلف برای پارامتریسازی کمیتهای فیزیکی و ترمودینامیکی در مقیاس زیر شبکهای هستند. کاربست هریک از این طرحوارههای عمدتاً نیمه تجربی، به ویژگیهای اقلیمی منطقه مورد مطالعه و همچنین فصل و سال بستگی دارد. پارامتریسازی لایه مرزی یکی از کلیدیترین عناصر در مدلسازی جریان باد درون لایه مرزی است (,Thomsen .(et al., 2014

در پیش بینیهای مدل میان مقیاس، برای ارائه اختلاط پیچکی در لایه پایین تروپوسفر، به توصیف دقیق

پروفایل قائم ترمودینامیکی و جنبشی جوّ، نیاز دارد. در مدلهای میانمقیاس، تلاطم غالبا یک فرآیند در مقیاس زیر شبکهای است، اما حضور آن در لایه مرزی سیارهای، میتواند یک تصویر شبیهسازی از میدانهای جرم مربوطه در مشکلات پیشبینی را به صورت مستقیم تعدیل کند (Cohen, et al., 2015).

مدلهای عددی دارای پارامتریسازیهای مختلف برای لایه مرزی میباشند که هرکدام از تقریب و سادهسازی متفاوت در حل معادلات شارهای تلاطمی استفاده میکنند. مطالعات مختلفی در مناطق مختلف جهان بهمنظور پارامتریسازی لایه مرزی صورت گرفته است (Draxl, et al., 2014). اما لزوماً پارامتریسازی بهدست آمده برای یک منطقه را نمیتوان برای منطقه دیگر استفاده کرد (Krieger, et al., 2009). بنابراین برای استفاده از مدلهای عددی در یک منطقه نیاز به

برونداد مدل ها همواره دارای خطا است؛ که منبع اصلی کاهش دقت در پیشبینیهای کوتاه مدت، نمایه قائم باد و شرایط ترمودینامیکی ترازهای پایین در مدل است و به شدت تحت تاثیر شرایط وضع هوا است Nielsen-Gammon, et al., 2010; Hacker, 2010;) Stensrud, 2007; Jankov, et al., 2005). برای نمایش بهتر مشخصههای محیط همرفتی و بالا بردن دقت پیش بینی وضع هوا در شرایط سخت، نیاز به کاهش خطاها در پیشبینی ساختار قائم جو (بهویژه لایه مرزی) است (Kain & Coniglio, 2013). برای ارائه اختلاط پیچکی در لایه مرزی، باید نمایه قائم جنبشی و ترمودینامیکی جوّ در پیشبینیهای مدل میانمقیاس به دقت بررسی شود. برای مدلهای میانمقیاس، پیچک اغلب از مقیاس شبکهای بسیار کوچکتر است، اما در لایه مرزی سیارهای می تواند به صورت مستقیم از میدان های جرم شبیه سازی شود. هر طرحواره PBL نشان دهنده آمیختگی محلی و یا غیرمحلی است. طرحوارههای محلی فقط ترازهای قائم مجاور زمین را در مدل در نظر می گیرند، در حالی که

بررسی بارش همرفتی سیل آسا در سواعل فزر ...

طرحواره های غیر محلی اثرات آمیختگی قائم را در کل ستون هوا پوشش میدهند (Cohen, et al., 2015).

علاوه بر موارد ذکر شده، در بسیاری از مطالعات رخداد بارشهای شدید از دیدگاه دینامیکی و همدیدی بررسی شده است. بررسی الگوهای رویداد بارش سنگین سواحل جنوبی خزر با استفاده از مدل عددی پیش بینی وضع هوا نشان داد که هنگام نفوذ سامانه های پرفشار با توجه به دمای مناسب آب سطح دریا و کمتر بودن دمای هوای دو متری نسبت به آن، مقدار گرمای محسوس روی دریاچه ی خزر افزایش مییابد، به طوری که در بارش های سنگین به طور میانگین به ۲۰۰ وات بر مترمربع و در بارش های فوق سنگین به ۳۵۰ تا ۲۰۰ و در فرینها به بیش از ۹۵۰ می رسد (,.Nouri, et al.

بررسی نقش واداشت های منطقه ای در شکل گیری الگوی مکانی مخاطره ی برف سنگین بهمن ۱۳۹۲ در جلگه ی گیلان، نشان داده که شکل گیری سلول پرفشار ثانویه در مقیاس محلی ناشی از واداشت ناهمواری های قفقاز و جریان های سرد کوه به دشت و برخورد بادهای شرق سوی آن با جریان های غرب سوی پرفشار قطبی، موجب همگرایی باد سطحی در جنوب تالاب انزلی شده است (Ghafarian, et al., 2016). نتيجه يک مطالعه موردی اثر میان مقیاس همرفت بر روی دریای زرد نشان داد که افزایش رطوبت سطوح زیرین ناشی از این دریا منجر به ایجاد و توسعه سامانه های جوی و بارش های شدید می شود (Chen, et al., 1999). در شبیه سازی عددی سیل های جنوب فرانسه مشاهده شد که در سامانه های همرفتی، حرکات قائم بالاسوی بزرگ مقیاس نیز برای آغازگری و توسعه ی سامانه لازم است. همگرایی رطوبت در لایههای زیرین جو همراه با آزاد شدن گرمای نهان، برای تغذیه سامانه ها ضرورت دارد. همچنین عامل چینش ناپایدار وردسپهر برای حرکات قائم بالاسوی بسته های هوا لازم است. دریاچه های بزرگ باعث تغذیه رطوبت به توده های هوا هنگام عبور از روی آن ها

می شوند (Bechtold & Bazile, 2001). در منطقه ی کاتولونیا در شمال شرق اسپانیا، فرارفت رطوبت از دریا و صعود هوای گرم و مرطوب توسط کوهساری از عوامل اساسی در بارش زیاد معرفی شد (Altava-Ortiz, et) و طرحارش زخ داد که بادهای ترازهای زیرین با راستای قائم به رشته کوه برخورد کرده اند. ارزیابی طرحواره محلی MYJ و طرحواره های کرده اند. ارزیابی طرحواره محلی IVJ و طرحواره های طرحواره های غیرمحلی به دلیل توانایی بیشتر در اختلاط قائم طی روز، بایاس کمتری دارند و اختلاط قائم بیشتر سبب درون آمیزی قوی تر در قله MYJ می شود؛ این در تنها از اختلاط محلی است و از نفوذ پیچک های بزرگ محاسبه نمی شود؛ بنابراین این طرحواره بیشترین بایاس را در رطوبت و دما دارد (HU, et al., 2010).

در بررسی ویژگی های بارش های شدید در مناطق ساحلی ونتو که ناوه تراز بالا در غرب مدیترانه پس از گذشت یک یا دو هفته از شرایط همدیدی واچرخندی با دمای بالاتر از حد طبیعی قرار دارد؛ شارش رطوبت از روی دریای آدریاتیک به سوی شمال شرق ایتالیا با دمای سطح آب بالاتر از نرمال، افزایش فرارفت در خلیج جنوا و کم فشار سطحی در جنوب ایتالیا همراه است (Barbi,) et al., 2012). همچنین سرعت جریان در وردسپهر پایین توسط ارتفاعات آلپ مسدود شده و با جریان شمال شرقی تراز پایین در بیشتر شمال شرق ایتالیا ادامه می یابد. این جریان بندآمده در برهمکنش با جریان بزرگمقیاس همدیدی، همگرایی آشکار در تراز پایین و پایداری را در منطقه ساحلی ونتو ایجاد می کند. نتیجه یک بررسی تبادل شدید هوا-دریا و بارش سنگین، با استفاده از اثر دمای سطح آب شمال آدریاتیک نشان داد که دمای زیاد سطح آب، شارهای سطحی روی دریا را افزایش می دهد، اما شار بخار آب در راستای قائم لزوماً سراسر ساحل را متاثر نمی کند و احتمالا با گردش بزرگ میان مقیاس

1 Veneto 2 Genoa

تعدیل می شود. همچنین دمای سطح آب، ویژگی های لایه مرزی و همچنین دینامیک جریان و برهمکنش آن با اثر کوهساری را تغییر می دهد (,Stocchi & Davolio). 2016).

PBL در این پژوهش، برای انتخاب بهترین طرحواره PBL برای پیشبینی بارش شدید همرفتی در منطقه شمال کشور، هفت طرحواره محلی و غیر محلی مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین به منظور واکاوی پیش بینی رخداد سیل در شمال کشور، این پدیده از دیدگاه دینامیکی و همدیدی مطالعه شده است.

🔳 مواد و روشها

در این مطالعه توانایی مدل WRF³ در شبیهسازی بارش سیلآسای همرفتی در استان گیلان با مطالعه طرحواره های لایه مرزی سیاره ای مورد بررسی قرار می گیرد. مدل WRF یک مدل پیشبینی جوّی است که هم پیشبینی عملیاتی و هم نیازهای تحقیقاتی جوّی را برآورده می سازد (Skamarock, et al., 2005). برای شرایط مرزی و اولیه مدل از دادههای پیشبینی جهانی GFS[†] با تفکیک افقی ۵/۵ درجه استفاده شده است. مدل WRF در سه حوزه با تفکیکهای ۲۷، ۹ و ۳ کیلومتر اجرا شد و دادههای پیشبینی بارش تجمعی ۲۴ ساعته با استفاده از مدل WRF بدست آمد. در این پژوهش، طرحواره های فیزیکی مختلف برای پارامتریسازیهای لایه مرزی سیاره ای و لایه سطحی (که باید متناسب با پارامتریسازی لایه مرزی انتخاب شود) مطالعه شد. هفت پیکربندی مختلف محلی و غیرمحلی لایه مرزی سیارهای مورد بررسی قرار گرفته است (جدول ۱).که عبارتند از: طرحواره Hong, et al., 2006) YSU)، طرحواره MYJ (Janjic, 1994)، طرحواره Sukoriansky,) QNSE et al., 2005)، طرحواره MYNN3 و MYNN3 ACM2 ، طرحواره (Nakanishi & Niino, 2006)

نشريه هواشناسى و علوم مِّو

³ Weather Research and Forecasting

⁴ Global Forecast System

Planetary boundary layer(PBL) scheme	Surface layer Scheme	Scheme type
YSU scheme (1)	MM5 scheme (1)	Non local
MYJ scheme(2)	Eta similarity (2)	local
QNSE-EDMF scheme (4)	QNSE surface layer (4)	local
MYNN2 scheme (5)	MM5 scheme (1)	local
MYNN2 scheme (5)	Eta similarity (2)	local
MYNN2 scheme (5)	MYNN surface layer (5)	local
MYNN3 scheme (6)	MM5 scheme (1)	local
MYNN3 scheme (6)	Eta similarity (2)	local
ACM2 scheme (7)	Pleim-Xiu surface layer (7)	Non local- local
BouLac scheme (8)	MM5 scheme (1)	local

جدول۱- طرحواره های فیزیکی انتخاب شده برای مدل WRF

Bougeault &) BouLac ، طرحواره (Pleim, 2007) Bretherton) UW و طرحواره (LaCarrere, 1989 (LaCarrere, 1989 &). پیکربندیهای انتخاب شده برای شبیه سازی این سامانه در جدول ۱ خلاصه شده است. شبیه سازی این سامانه در جدول ۱ خلاصه شده است. WRF مایر طرحوارههای انتخاب شده مدل WRF در این مطالعه شامل شامل طرحواره تابش موج بلند، RRTM⁵ مطالعه شامل شامل طرحواره تابش موج کوتاه Dudhia Dudhia, 1987)، تابش موج کوتاه مال Noah (Dudhia, 1989)، تابش موج کوتاه مال Noah (Dudhia, 1989)، فرآیند سطح زمین، طرحواره الع Noah (Dudhia, 1989) و همچنین برای میکروفیزیک ابر از طرحواره ال استفاده شده است. Kain,) Kain-Fritsch (به ایر از طرحواره التفاده شده است Jankov,) در حوزه اول و دوم استفاده شده است ((et al., 2005 گرفته شده است.

طرحوارههای لایه مرزی در تعیین ضرایب انتقال گرما، تکانه و رطوبت برای محاسبهی شارهای سطحی با هم تفاوت دارند. معمولا طرحوارههایی که برای تعیین شارهای تلاطمی از بستار تلاطمی مرتبه اول استفاده میکنند، از نوع طرحوارههای غیر محلی هستند. طرحواره های محلی در بعدازظهر اغلب PBLs را بسیار کم عمق و بسیار مرطوب، در مقایسه با طرحواره های غیر محلی در نظر می گیرند (Coniglio, et al., 2013). طرحواره ی زیوع طرحوارهی غیر محلی مرتبه

5 Rapid Radiative Transfer Model

اول است و درون آمیزی در قلهPBL را به صراحت نشان می دهد. این طرحواره با طرحواره ی لایه سطحی MM5 میتواند جفت شود (Anthes, استفاده از عدد (1982). طرحواره لایه مرزی لایا استفاده از عدد ریچاردسون حجمی، ارتفاع لایه مرزی را تخمین میزند. از مزایای این طرحواره شبیه سازی اختلاط قائم عمیق در محیط های همرفتی شدید بهاره، این طرحواره، اما PBL با سیار عمیق کرده و موجب ایجاد هوای بسیار خشک را بسیار عمیق کرده و موجب ایجاد هوای بسیار خشک نزدیک سطح و فروتخمین انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی لایه آمیخته می شود که از معایب این طرحواره است (Coniglio, et al., 2013).

طرحوارههای محلی از مرتبه یک به بالا میباشند. این نوع طرحوارهها از معادلات انرژی جنبشی تلاطمی برای محاسبه یشارهای تلاطمی استفاده می کنند. طرحواره MYJ از نوع طرحواره محلی و مرتبه ۱/۵ است. این طرحواره، طرحواره محلی و مرتبه ۱/۵ است. این ۱۸/۵ با هزینه محاسباتی کم توسعه داده است (Mellor ما/۵ با هزینه محاسباتی کم توسعه داده است (Mellor ما/۵ با هزینه محاسباتی کم توسعه داده است (Mellor این طرحواره به دلیل آمیختگی قائم فعیف تر، فرآیندهای درون آمیزی ضعیف تری را در سقف لایه مرزی دارد که به دلیل در نظر نگرفتن پرشارها یا پیچکهای بزرگ در این طرحواره محلی است (al., 2010)

۱/۵ طرحواره QNSE از نوع طرحواره محلی و مرتبه ۱/۵ است و برای پدیده های موجی با لایه های مرزی پایدار

pyq

نشريه هواشناسى و علوم مِّو

در نظر گرفته شده است. این طرحواره تصویری واقعی از نمایه های دمای پتانسیل، ارتفاع PBL و نمایه های جنبشی بر اساس داده های مشاهداتی و شبیه سازی های پیچکی بزرگ برای محیط طراحی شده (شرایط پایدار) را فراهم می کند (Kosovic & Curry, 2000). این طرحواره مشابه طرحواره لWYJ، در مواردی که PBL پایداری کمی دارد، در شبیه سازی محیط های همرفتی بهاره، تصویر بسیار سرد، مرطوب و کم عمقی برای PBL Cohen,.

طرحوارههای MYNN2 و MYNN3 هر دو طرحواره محلی و به ترتیب از مرتبه ۱/۵ و ۲ هستند. MYNN دمای پتانسیل آب مایع و محتوای آب کل را به عنوان متغیرهای ترمودینامیکی در نظر گرفته و پایداری و اختلاط را بر اساس شبیه سازی پیچکی بزرگ به جای داده های مشاهداتی بیان می کند (.Coniglio, et al 2013)، این در حالی است که اصطلاح طول اختلاط بیشتر برای رژیم های مختلف پایدار استاتیکی کاربرد بیشتری دارد. MYNN2 هزینه محاسباتی کمتری نسبت به MYNN3 دارد؛ MYNN3 لایه های اختلاط عمیق را با دقت بیشتری نسبت به طرحواره Mellor-Yamada نشان می دهد. این طرحواره شبیه سازی های لایه پایدار ایستایی را نشان می دهد که توسعه مه تابشی را پشتیبانی می کند. این طرحواره رشد لایه مرزی همرفتی، فروتخمين انرژى جنبشى تلاطمي و مقياس طول تلاطم را بهبود می دهد. MYNN3 ظرفیت قابل توجهی برای بیان پخش برخلاف گرادیان در بخش بالایی لایه مرزی جو دارد (Nakanishi and Nino 2009).

ACM2 طرحواره دوگانه محلی- غیر محلی از مرتبه اول است و شارهای بالاسو را بهعنوان برهم کنشی بین لایه سطحی و هر لایه دیگری در بالا (که شامل پخش پیچک محلی است) را در PBL نشان می دهد، در صورتیکه شارهای پائین سو از هر لایه ای فقط به لایه

زیرین گسترش می یابند. همچنین نشان می دهد که پره های² همرفتی از لایه های سطحی که روزانه گرم می شوند، صعود می یابند در حالی که شارهای پائین سو اغلب تدریجی و آهسته هستند. از مزیتهای این طرحواره این است که نمایه دمای پتانسیل و سرعت در سراسر Ison این است که نمایه دمای پتانسیل و سرعت در سراسر این است که نمایه دمای پتانسیل و مرعت در مراسر محلی و غیرمحلی در اختلاط قائم در نظر گرفته می شود Pleim, 2007a).

طرحواره معادله بیش یابی برای انرژی است؛ این طرحواره شامل یک معادله پیش یابی برای انرژی جنبشی تلاطمی است. این طرحواره برای پدیده هایی که تلاطم در اثر عوارض زمینی تشدید می شود (مانند پدیده موجی) و اثر آن روی PBL، همچنین در رژیم هایی با پایداری ایستایی بزرگتر در مقایسه با طرحوارههای غیر محلی در رژیم های مشابه مناسب است (Shin & Hong, 2011).

به منظور مقایسه پیشبینیهای مدل، داده های مشاهداتی بارش تجمعی در ۲۶ ایستگاه همدیدی استانهای گیلان و مازندران، در پنجم و ششم اکتبر ۲۰۱۸ که در ساعت 06 UTC گزارش می شوند، از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد.

با توجه به مقیاس همدیدی رخداد توفان و ارتباط آن با اجزای سامانه گردش عمومی جو، از دادههای باز تحلیل مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت جوی^۷ (ECMWF) با تفکیک افقی ۲/۷۵×۲/۷۵ به منظور ترسیم و تحلیل نقشههای فشار سطح زمین، ضخامت لایه ی1000-hPa 500 ، ارتفاع ژئوپتانسیلی تر از های850 و hPa500 ، سرعت قائم، نیمرخ باد، واگرایی شار رطوبت و دمای سطح دریا برای واکاوی پیش بینی استفاده شده است. بعلاوه داده های مربوط به جو بالا و نمودار اسکیوتی از سازمان هواشناسی کشور دریافت و مقدار شاخص های ناپایداری شولتر و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتیCAPE^۸ در روز رخداد توفان برای تحلیل های بیشتر محاسبه شده است. μΛ°

⁶ Plumes

⁷ European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

⁸ Convective Available Potential Energy



📃 نتايج و بحث بررسی اثر طرحوارههای لایه مرزی نقشههای بارش تجمعی ۲۴ ساعته در تاریخ ۵ اکتبر ۲۰۱۸ با طرحوارههای مختلف لایه مرزی (شکل ۱) نشان

می دهد که برونداد مدل با پیکربندی طرحواره محلی لایه مرزی سیارهای MYNN3 و طرحواره لایه سطحی MM5، در مقایسه با بارش تجمعی ۲۴ ساعته مشاهداتی (شکل ۲)، بهترین نتایج را دارد. بیشینه مقدار بارش

۱۷ نشريه هواشناسي و علوم مِّو

بررسی بارش همرفتی سیل آسا در سوامل غزر ...



شکل۲- بارش تجمعی ۲۴ ساعته مشاهداتی در تاریخ ۵ اکتبر ۲۰۱۸

جدول۲- مقدار بارش مشاهداتی و برونداد مدل WRF با پیکربندیهای مختلف در ایستگاههای منتخب استانهای گیلان و مازندران در تاریخ ۵ اکتبر ۲۰۱۸

station	observation	YSU- MM5	MYJ- Eta	QNSE- EDMF	MYNN2- MM5	MYNN2- Eta	MYNN2- MYNN	MYNN3- MM5	MYNN3- Eta	ACM2- Pleim- Xiu	BouLac- MM5
roodsar	300.6	159.1	51.7	63.3	193.5	156.4	81.5	298	226.1	55.8	152.5
ramsar	274.6	255.9	136.8	107.8	315.8	224.8	129.1	215.9	215.9	41.4	215.7
noshahr	200.8	139.4	166.9	178.2	145	159.9	204.8	127.9	121.4	148.9	122.1
lahijan	144.2	117.8	73.3	106.2	118.1	89.4	79.6	131.6	96.5	58.1	118.6
galoogah	139.4	83.7	43.8	126.1	62.8	30.7	38.6	66.4	44.1	39.2	39

در تاریخ ۵ اکتبر ۲۰۱۸ محاسبه شد (شکل 3-۵). پیکربندی با طرحواره لایه مرزی سیارهای MYNN3 و طرحواره لایه سطحی MM5 کمترین خطا را به خود اختصاص داده است. علاوه بر آن، با توجه به هزینههای محاسباتی و زمان اجرای مدل با تفکیک بالا، مقدار خطای مطلق و ریشه میانگین مربعات خطا در حوزههای ۱، ۲ و RMSE مطلق و ریشه میانگین مربعات خطا در حوزههای ۱، ۲ و مدل WRF محاسبه شد (شکل 3-6). مقدار RMSE به در دامنه ۱ (۲۷ کیلومتر) ، ۸۲/۵ است، اما در دامنه دوم (۹کیلومتر) و دامنه سوم (۳ کیلومتر) مقدار RMSE به مقادیر به ترتیب ۹/۹۵ و ۳۶/۷ کاهش یافته است. کاهش اثرات مخرب بارش شدید، اجرای مدل با تفکیک بالا را فروری می نماید. تجمعی ۲۴ ساعته مشاهداتی در ایستگاه های رودسر و رامسر در تاریخ ۵ اکتبر ۲۰۱۸، به ترتیب ۲۰۰۶ و ۲۷۴/۶ میلیمتر می باشد و برونداد مدل با پیکربندی مذکور مقدار بارش در این دو ایستگاه را به ترتیب ۲۹۸ و ۱۵/۹ میلیمتر پیشبینی داده است. در دیگر ایستگاهها نیز برونداد مدل با داده مشاهداتی تطابق بسیار خوبی داشته است که نتایج آن در چند ایستگاه منتخب در جدول ۲ مشاهده می شود.

برای مقایسه برونداد مدل با پیکربندیهای مختلف مدل WRF و دادههای مشاهداتی بارش تجمعی ۲۴ ساعته، مقدار خطای مطلق (MAE⁹) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE¹⁰) در استانهای گیلان و مازندران

9 Mean Absolute Error10 Root Mean Squared Error



شکل ۳- مقدار خطای مطلق (MAE) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) الف) در پیکربندیهای مختلف مدل WRF ب) در پیکربندی با طرحواره لایه مرزی سیارهای MYNN3 و طرحواره لایه سطحی MM5 برای سه حوزه مختلف در استانهای گیلان و مازندران در تاریخ ۵ اکتبر ۲۰۱۸



شکل ۴- الگوی فشار سطح دریا و ضخامت لایه ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال(رنگی) در ساعتUTC ۰۰، ۵ و ۶ اکتبر ۲۰۱۸

تحلیل سامانه بارش سنگین

در بارش های همرفتی تغییرات سریع و ناگهانی در کمیت های هواشناسی رخ می دهد. بهطور کلی توفان های همرفتی به هنگام عبور از روی یک منطقه سبب کاهش دما، افزایش فشار، افزایش ناگهانی سرعت باد، تغییرات جهت باد، افزایش رطوبت و بارش های شدید می شوند که میزان تغییر این کمیت ها در نقاط مختلف می می نود که میزان تغییر این کمیت ها در نقاط مختلف می متوند که میزان تغییر این کمیت ها در این بخش می می شوند که میزان تغییر این کمیت ها در نقاط مختلف می شوند که میزان تغییر این کمیت ها در این بخش می شوند که میزان تغییر این کمیت ها در این بخش می شوند که میزان تغییر این کمیت ها در این بخش به تحلیل دینامیکی و همدیدی سامانه بارشی همرفتی می در آن بارش به مقدار 6/300 mm از ایستگاه رودسر در شرق گیلان در پنجم اکتبر ۲۰۱۸ گزارش شده است و طی ۵۶ سال گذشته مشابه آن در ایستگاه های هواشناسی استان گیلان ثبت نگردیده و در طی ۲۷ سال

گذشته در کشور بی سابقه بوده است (Report, 2018). در بررسی فشار سطح زمین مشاهده می شود که با ورود سامانه پرفشار از اواخر وقت روز چهارم از غرب دریا به تدریج جریان روی دریای خزر شمالی می شود. در روز پنجم با نفوذ بیشتر زبانه ی پرفشار و افزایش گرادیان فشاری، فشار هوا نسبت به روز قبل 10 hPa افزایش می یابد. با حرکت شرق سوی این سامانه در اوایل وقت می شود. روند افزایش فشار با نفوذ جبهه ی سرد همراه با روز ششم، جریان شمال شرقی و شرقی در سواحل حاکم می شود. روند افزایش فشار با نفوذ جبهه ی سرد همراه با پریان شمالی در منطقه مطابقت دارد. همچنین ضخامت لایه 1000-hPa طی گذر این سامانه ۲۰ دکامتر کاهش نشان می دهد (شکل ۴).

سری زمانی دما در ایستگاه های منطقه (شکل ۵ a) نشان می دهد که یک هفته قبل از رخداد سامانه بارشی،

۳V۲

نشريہ هواشناسی و علوم مِّو

ملد ۱، شماره ۲۰ ، زمستان ۲۹۷



شکل ۵- سری زمانی a) دما و b) دمای نقطه شبنم در ایستگاههای استانهای گیلان و مازندران

از گذر جبهه سرد این سامانه بارشی است. استقرار پشته ارتفاعی روی دریای خزر در تراز 400 hPa از روز دوم اکتبر نقش مهمی در افزایش شدید دمای آب دریا و نیز مناطق ساحلی در چند روز قبل از رخداد بارش داشته است. اما طی روز پنجم اکتبر ناوه از شمال دریای خزر عبور می کند، این ناوه توان فعال کردن سامانه بارشی در ارتفاعات البرز را به سبب عمیق نبودن آن به سوی جنوب دریا ندارد و شده است. علاوه بر این، سرعت حرکت شرق سوی ناوه در اثر فرارفت شدید هوای سرد در غرب آن زیاد بود و همین منجر به بارش زیاد در مدت زمان کوتاه در منطقه هوای گرم در ایستگاه های منطقه حاکم بوده و در روز ۵ اکتبر با نفوذ توده هوای سرد سامانه ی پرفشار، دما کاهش قابل ملاحظه ای یافته است. این شرایط در روز ششم نیز ادامه دارد بهطوریکه طی گذر سامانه دمای ششم نیز ادامه دارد بهطوریکه طی گذر سامانه دمای ششم زمانی دمای نقطه ی هوا تا ۱۲ درجه کاهش دارد. سری زمانی دمای نقطه ی شبنم (شکل ۵ ۵) نیز افت محسوسی را طی روزهای ۵ و ۶ اکتبر نشان می دهد.

همچنین در بررسی الگوی تراز hPa 850 روشن است که در روز ۵ اکتبر ناوه دمایی روی دریای خزر عمیق شده و گرادیان آن افزایش یافته است (شکل ۶). تغییرات کاهشی دما طی روزهای سوم تا ششم اکتبر (افت ۱۲ درجه) حاکی



شکل ۲- الگوی ارتفاع ژئوپتانسیل، باد و دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعتUTC ۰۰، ۵ و ۶ اکتبر

الگوی شار رطوبت نشان می دهد که در زمان فعالیت سامانه بارشی، ارتفاعات مانع از گسترش شار رطوبت به سوی جنوب البرز شده و در مناطقی که با کمترین فاصله ساحل از کوه، بهدلیل محدود شدن پهنه بارش و همافزایی نسیم دریا-خشکی و جبهه سرد، بخش عمده بارش در نوار باریکی نازل می شود و بنابراین شدت بارش در این مناطق (مانند رودسر) زیاد بوده است.

سرعت های قائم بالاسو در منطقه مطالعه طی گذر سامانه بارشی (شکل ۹)، به طوریکه به مقادیر بیش از ۷/۱ پاسکال بر ثانیه نیز می رسد، فعالیت همرفتی سامانه را تایید می کند. نمایه باد در ستون قائم جو بین سطح زمین تایید می آمکان شمالی و شمال شرقی را در گذر شده است (شکل ۷). همچنین دمای بالای سطح آب طی دو هفته قبل از رخداد بارش سنگین سبب ذخیره انرژی قابل توجه بهویژه در جنوب دریا که عمق آن زیاد و به حدود هزار متر میرسد، شده و از سوی دیگر، اختلاف دمای زیاد بین دریا و خشکی در منطقه موجب شده که گرمایش لایه زیرین توده هوای سرد هنگام عبور از روی دریای گرم ناپایداری همرفتی را تشدید کند. بنابراین ظرفیت گرمایی بالای آب نقش موثری در افزایش بارش این سامانه در سواحل جنوبی دریای خزر دارد. مروز پنجم و نیز اوایل روز ششم حاکی از تامین رطوبت بهصورت محلی و از دریای خزر است (شکل ۸). همچنین

۳V۵



شکل ۱۰- نمایه باد در تاریخ ۵ و ۶ اکتبر ۲۰۱۸

سامانه بارشی از روی منطقه نشان می دهد (شکل ۱۰). فرارفت هوای سرد با توجه به تغییر جهت باد در راستای قائم به صورت پادساعتگرد بین ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال در نمودار Skew-T در ایستگاه رودسر (شکل ۱۱) در روزهای ۵ و ۶ اکتبر با نفوذ سامانه پرفشار و جریان شمالی مشاهده می شود. مقدار قابل ملاحظه

انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی در روز پنجم که در ساعت 00 UTC این روز از 2870 J/kg به J/kg 4377 در ساعت 12 UTC رسیده است، نیز ناپایداری همرفتی را نشان می دهد. همچنین با توجه به نیمرخ دما و نقطه شبنم بهویژه سطح زمین تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال رطوبت کافی در ایستگاه دیده می شود.



شکل ۱۱- نمودار Skew-T رودسر الف) ساعت ۰۰، ب) ساعت UTC۱۲ در تاریخ ۵ اکتبر ۲۰۱۸

🔳 جمعبندی

عمده بارش های سواحل جنوبی دریای خزر در ماه های سپتامبر تا دسامبر (شهریور تا آذر) می باشد. در این مدت بارش های شدید فراوانی قابل توجهی دارند که شرایط جغرافیایی منطقه و شرایط فصلی از جمله دلایل اصلی وقوع بارش های شدید و سیل آسا است.

در این مطالعه شبیهسازی مدل WRF برای بررسی بارش همرفتی سیل آسا در تاریخ ۵ و ۶ اکتبر ۲۰۱۸ با طرحوارههای مختلف لایه مرزی بررسی شده است. در این راستا ابتدا بارش تجمعی ۲۴ ساعته در آن روز برای همه ایستگاههای استانهای گیلان و مازندران با استفاده از مدل WRF استخراج شد. بیشینه مقدار بارش تجمعی ۲۴ ساعته مشاهداتی در ایستگاه های رودسر و رامسر در ۲۶ میاعته مشاهداتی در ایستگاه های رودسر و رامسر در می باشد و برونداد مدل با پیکربندی طرحواره محلی لایه مرزی سیارهای MYNN3 و طرحواره لایه سطحی مرزی سیارهای ۲۱۵۸ و طرحواره لایه سطحی ۲۹۸ مقدار بارش در این دو ایستگاه را به ترتیب برآورد میزان خطای مدل در شبیه سازی با طرحواره های مختلف، آماره های MAE و MAE محاسبه شد؛ نتایج

MM5 و طرحواره لایه سطحی MM5 و طرحواره لایه سطحی MM5 کمترین خطا را به خود اختصاص داده است. به طوریکه مقدار عمترین خطا را به خود اختصاص داده است، اما در دامنه مقدار آن به مقادیر به ترتیب ۵۶/۹ و ۵۶/۹ حاهش قابل ملاحظه مقدار خطا بهویژه در دامنه سوم با توجه به اثرات مخرب بارش شدید، اجرای مدل با تفکیک بالا را ضروری می نماید. این نتایج مناسب بودن پارامتریسازی MNN3 و MN5 و MS5 بالا را ضروری می نماید. این نتایج مناسب مدل با تفکیک بالا را ضروری می نماید. این نتایج مناسب مدل با تفکیک بالا را ضروری می نماید. این نتایج مناسب مدل با تفکیک بالا را ضروری می نماید. این نتایج مناسب بودن پارامتریسازی MN5 و MS5 و MS5 بالا را ضروری می نماید. این نتایج مناسب مدل با تفکیک بالا را ضروری می نماید. این نتایج مناسب بودن پارامتریسازی MN5 و MS5 و MS5 بالا را ضروری می نماید. این نتایج مناسب بودن پارامتریسازی (coniglio, et al., 2013) در مطالعه (coniglio, et al., 2013) نیز در شرایط مرطوب و نسبتاً گرم از سطح اعتماد بالایی نیز در شرایط مرطوب و نسبتاً گرم از سطح اعتماد بالایی برخوردار است.

فعالیت اغلب سامانه های جوی عبوری از شمال کشور متاثر از ویژگی های دریای خزر و رشته کوه های البرز است. بیشتر آنها در این منطقه با رانش توده هوای سرد از عرضهای شمالیتر از روی آبهای عمیق و گرم دریای خزر و دریافت انرژی حرارتی محسوس و نهان حاصل از تبخیر سبب تقویت ناپایداری و تشدید بارش های همرفتی می شوند. نتایج تحلیل همدیدی و دینامیکی نشان داد که با ورود سامانه پرفشار به دریای

Earth Syst. Sci, Volume 12, p. 2463–2477.

- Bechtold, P. & Bazile, E., 2001. The 12-13 November 1999 flash flood in Southern France. Atmos. Res, Volume 56, pp. 171-189.
- Betts, A. K., 1973. Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. Quart. J. Roy. Meteor. Soc, Volume 99, pp. 178-196.
- Bougeault, P. & LaCarrere, P., 1989. Parameterization of orographyinduced turbulence in a mesobetascale model. Mon. Wea. Rev, Volume 117, p. 1872–1890.
- Bretherton, C. S. & Park, S., 2009. A new moist turbulence parameterization in the Community Atmosphere Model. J. Climate, Volume 22, p. 3422–3448.
- Chen, S. J., Lee, D. K., Tao, Z. Y. & Kuo, Y. H., 1999. Mesoscale convective system over the Yellow Sea –A numerical case study. Meteorol. Atmos. Phys, Volume 70, pp. 185-199.
- Cohen, A. E., Cavallo, S. M., Coniglio, M. C. & Brooks, H. E., 2015. A review of planetary boundary layer parameterization schemes and their sensitivity in simulating southeastern U.S. cold season severe weather environments. Wea. Forecasting, Volume 30, pp. 591-612.
- Coniglio, M. C., Correia, J., Marsh, P. T. & Kong, F., 2013. Verification of Convection-Allowing WRF Model Forecasts of the Planetary Boundary Layer Using Sounding Observations. Journal of weather and Forecasting, Volume 28, pp. 842-862.
- Draxl, C., Hahmann, A., Pena Diaz, A. & Giebel, G., 2014. Evaluating winds and vertical wind shear from Weather Research and Forecasting model forecasts using seven planetary boundary layer schemes. Wind Energy, Volume 17, pp. 39-55.
- Dudhia, J., 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. J. Atmos. Sci , Volume 46, p. 3077–3107.
- Emanuel, K. A., 1994. Atmospheric Convection. New York: Oxford University Press.
- Foken, T., 2008. Micrometeorology. s.l.:Springer.
- Ghafarian, P. et al., 2016. Investigating the role of regional forces on the formation of the spatial pattern of heavy snowfall in February 2013 in Gilan plain. Journal of Oceanography, Volume 26, pp. 85-97.
- Hacker, J. P., 2010. Spatial and temporal scales of boundary layer wind predictability in response to small-amplitude land surface uncertainty. J. Atmos. Sci, Volume 67, pp. 217-233.
- Hang, S., Noh, Y. & Dudhia, J., 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. Mon. Wea. Rev, Volume 134, p. 2318–2341.
- Hu, X. M., Nielsen-Gammon, J. W. & Zhang, F., 2010. Evaluation of three planetary boundary

خزر و شمالی شدن جریان، گرادیان فشاری افزایش می یابد. با عمیق شدن ناوه دمایی تراز hPa850 روی دریای خزر و افزایش گرادیان دمایی همراه با گذر جبهه سرد از منطقه، افت محسوسی در ضخامت لایه hPa 500- 1000 روى مي دهد. حاكميت پشته ارتفاعي روى دریای خزر در ترازhPa 500 سبب افزایش دمای آب دریا و نیز مناطق ساحلی در چند روز قبل از رخداد بارش شدید شده است. بالا بودن دمای سطح آب سبب تقویت همرفت و تشدید نایایداری طی رخداد بارش شده است. طی روز پنجم ناوه از شمال دریای خزر عبور می کند، اما این ناوه به سمت جنوب دریا عمیق نیست و توان فعالسازی سامانه بارشی را در ارتفاعات البرز نداشت و بنابراین بیشترین بارش سامانه روی دشت ها بوده است. همچنین فرارفت شدید سرد در غرب ناوه منجر به بارش زیاد در زمان کم در منطقه شد. همگرایی شار رطوبت تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال حاکی از تامین رطوبت بهصورت محلي و از روى دريا است. همچنين هنگام اوج فعاليت این سامانه بارشی، ارتفاعات با انسداد مسیر شار رطوبت مانع از گسترش و عبور آن به سوی جنوب البرز شده اند و در مناطق با فاصلهی کم ساحل از کوه و با پشتیبانی نسیم دریا- خشکی، بخش عمده بارش در نوار باریکی نازل شد و بنابراین شدت بارش در این مناطق (مانند رودسر) بیشتر بوده است. مقادیر بالای سرعت قائم (بیش از ۱/۷ یاسکال بر ثانیه) و Cape فعالیت شدید همرفتی را آشکارا نشان می دهد.

- مراجع Alapaty, K. et al., 2008. Development of the fluxadjusting surface data assimilation system
- adjusting surface data assimilation system for mesoscale models. Journal of Applied Meteorology and Climatology, Volume 47, p. 2331–2350.
- Altava-Ortiz, V. et al., 2006. Application of the MM5 and the analogous method to heavy rainfall event, the case of 16–18 October 2003 in Catalonia (NE Spain). Advances in Geosciences, p. 313–319.
- Barbi, A., Monai, M., Racca, R. & Rossa, A. M., 2012. Recurring features of extreme autumnall rainfall events on the Veneto coastal area. Nat. Hazards

بررسی بارش همرفتی سیل آسا در سوامل فزر ...

2749-2759.

- Nouri, H., Ghayoor, H., Masoodian, S. & Azadi, M., 2012. Investigation of the Synoptic-Dynamic Patterns of Heavy Convective and No convective Rainfall Events in the South Caspian Sea Using the Numerical Forecasting Model (WRF).
- Pleim, J. E., 2007. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing. J. Appl. Meteor. Climatol, Volume 46, p. 1383– 1395.
- Report, 2018. Rainfall Report of 5th and 6th, s.l.: Gilan Meteorological Organization.
- Shin, H. H. & Hong, S. Y., 2011. Intercomparison of planetary boundary-layer parameterizations in the WRF Model for a single day from CASES-99. Bound.-Layer Meteor, Volume 139, p. 261–281.
- Skamarock, W. C. et al., 2005. A description of the advanced research WRF version 2, s.l.: National Center for Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale and Microscale Meteorology Div.
- Stensrud, D. J., 2007. Parameterization schemes : keys to understanding numerical weather prediction models. s.l.:Cambridge University Press.
- Stocchi, P. & Davolio, S., 2016. Intense air-sea exchange and heavy rainfall: impact of the northern Adriatic SST. Adv. Sci. Res, Volume 13, pp. 7-12.
- Stull, R. B., 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht,Boston and London: Kluwer Academic Publishers.
- Sukoriansky, S., Galperin, B. & Perov, V., 2005. Application of a new spectral theory of stably stratified turbulence to atmospheric boundary layers over sea ice. Boundary-Layer Meteorology, Volume 117, p. 231–257.
- Taylor, G. R. & Baker, M. B., 1991. Entrainment and detrainment in cumulus clouds. J. Atmos. Sci, Volume 48, pp. 112-121.
- Thomsen, G. L., T, M. M. & Smith, R. K., 2014. Sensitivity of tropical-cyclone intensification to perturbations in the surface drag coefficient. Quart. J. Roy. Meteor. Soc.
- Zhang, D. & Anthes, R. A., 1982. A highresolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. Journal of Applied Meteorology, Volume 21, pp. 1594-1609.

layer schemes in the WRF model. Journal of Applied Meteorology and Climatology, Volume 49, pp. 1831-1844.

- Janjic, Z. I., 1994. The step-mountain Eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous layer, and turbulence closure schemes. Mon. Wea. Rev, Volume 122, p. 927–945.
- Jankov, I. et al., 2005. The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. Wea. Forecasting, Volume 20, pp. 1048-1060.
- Kain, J. S., 2004. The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. J. Appl. Meteor, Volume 43, p. 170–181.
- Kain, J. S. & Coniglio, M. C., 2013. A feasibility study for probabilistic convection initiation forecasts based on explicit numerical guidance. Bull. Amer. Meteor. Soc, Volume 94, pp. 1213-1225.
- Kosovic, B. & Curry, J. A., 2000. A large eddy simulation study of a quasi-steady stably stratified atmospheric boundary layer. J. Atmos. Sci, Volume 57, pp. 1057-1068.
- Krieger, J. R. et al., 2009. Sensitivity of WRF model forecasts to different physical parameterizations in the Beaufort Sea region. s.l., s.n.
- Markowski, P. & Richardson, Y., 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. s.l.: John Wiley & Sons.
- Mellor, G. L. & Yamada, T., 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J. Atmos. Sci, Volume 31, p. 1791–1806.
- Mlawer, E. J. et al., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. J. Geophys. Res, Volume 102, p. 663–682.
- Nakanishi, M. & Niino, H., 2006. An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. Bound.-Layer Meteor, Volume 119, p. 397–407.
- Nielsen-Gammon, J. W., Hu, X.-M., Zhang, F. & Pleim, J. E., 2010. Evaluation of planetary boundary layer scheme sensitivities for the purpose of parameter estimation. Mon. Wea. Rev, Volume 138, pp. 3400-3417.
- Nober, F. J. & and Graf, H. F., 2005. A new convective cloud field model based on principles of selforganisation. Atmos. Chem. Phys, Volume 5, pp.

نشريه هواشناسي و علوم مِّو

The Occurrence of Heavy Convective Event Led to Flood on the Southern Shores of the Caspian Sea with the Evaluation of Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model

Maedeh Fathi¹, Zahra Ghassabi², Parviz Rezazadeh³, Ahad Vazifeh³

¹ Ph.D of Meteorology, Iran Meteorological Organization, Tehran, Iran

² Faculty Member (Assistant Professor) Atmospheric Science & Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

³ M. S. Meteorology, Iran Meteorological Organization, Tehran, Iran

*Corresponding Author Email: maede.fathi@yahoo.com

Received: 20 August 2018 , accepted: 21 January 2019

ABSTRACT

Parameterization of the planetary boundary layer and vertical transformation of the unresolved turbulence is one of the most important physical problems of the atmospheric models. Cumulus convection on the environment, as the meso-scale phenomenon, releases latent heat and with vertical transfer of heat, humidity and momentum, moderate large-scale fields and atmospheric circulations. The study of various PBL schemas in the WRF model to predict hazardous phenomena such as heavy convective rainfall is the main goal of this research. Seven different PBL schemes investigated in the Caspian Sea coastline on the 5th-6th October 2018. The validation of parameterization by calculating absolute error and root mean square error showed that the configuration of the MYNN3 (PBL) and the MM5 (surface layer) had the lowest error in the third domain (3-km). Analysis revealed that the entrance of the cold front from the northwest of the Caspian Sea and severe drop of temperature in conjunction with the pass of a mid-level trough resulted to intensive activity of the system in the eastern plains of the Gilan and western Mazandaran. The intensification of convective instability with high water temperature and the supply of moisture from the Caspian Sea is apparent with the convergence of moisture flux at 925 hPa. Mountains in south of the region blocking the moisture flux, prevents airflow toward south of the Alborz, and in areas with the smallest distance between the coast and mountains, with co-operation the Sea breeze and the cold front, the heaviest rainfall occurred on a narrow strip.

Keywords: Convectional rainfall, forecasting, WRF Model, parameterization, Planetary boundary layer, synoptic and dynamic analysis.

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Fathi M., Ghassabi Z., Rezazadeh P., Vazifeh A. (2019). The Occurrence of Heavy Convective Event Led to Flood on the Southern Shores of the Caspian Sea with the Evaluation of Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model. J. Meteorol. Atmos. Sci., 1(4): 365-379.

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<u>http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/</u>).

