

فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۸، شماره دوم، تابستان ۱۳۹۲، شماره پیاپی ۱۰۹

H. Noori
H. Ghayoor
S. A. Masoodian
M. Azadi

حمید نوری، استادیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه ملایر

حسنعلی غیور، استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان

سید ابوالفضل مسعودیان، استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه اصفهان

مجید آزادی، استادیار پژوهشکده هواشناسی کشور

E-mail: hamidwatershed@yahoo.com

صص: ۲۳۸-۲۱۵

شماره مقاله: ۹۰۷

پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۱۵

وصول: ۱۳۹۱/۲/۷

بررسی الگوهای همدید- دینامیک رویدادهای بارشی سنگین همرفت و غیر همرفت سواحل جنوبی خزر با استفاده از مدل عددی پیش بینی هوا (WRF)

چکیده

مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا در سال‌های اخیر، کاربردهای گسترده‌ای در زمینه‌های مختلف، به ویژه پیش‌آگاهی از وقایع فرین و شناخت ساختار دینامیک پدیده‌های جوی داشته‌اند. این پژوهش با استفاده از مدل پیش‌بینی عددی WRF ساختارهای دینامیک و ترمودینامیک رویدادهای بارشی سنگین موجود در الگوهای مختلف همدیدی سواحل جنوبی خزر را بررسی می‌کند. پایگاه داده رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر تشکیل و با در نظر گرفتن ۲۵ و ۵۰ درصد احتمال وقوع رخداد آن‌ها، رویدادهای بارشی فوق سنگین و سنگین منطقه فراهم شد. سپس با استفاده از تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد، الگوهای اصلی فشار تراز دریا برای هر کدام از گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین ترسیم شد. مجموعه داده‌های مورد نیاز برای اجرای مدل WRF (داده‌های جو بالا و سطح زمین) از سایت www.dss.ucar.edu استخراج و برای الگوهای مختلف همدید فشار تراز دریا (۱۶ الگو) در سه مرحله (WPS، WRFV3 و ARWpost) اجرا و سرانجام برای مدل‌های مناسب‌تر از نظر پیش‌بینی مقدار بارش و الگوی مکانی بارش، نقشه متغیرهای مختلف جوی، ترسیم، مقایسه و تحلیل شد. برخی از نتایج نشان داد که به طور میانگین سرعت باد روی دریا در گروه بارشی فوق سنگین و در الگوهای همدید پرفشار کم‌تر از ۱۲ متر در ثانیه و در الگوهای کم فشار، بیش از ۱۵ متر بر ثانیه است. سرعت باد در گروه بارشی سنگین، در الگوهای پرفشار کم‌تر از ۱۰ متر بر ثانیه و در الگوهای کم فشار بیش‌تر از ۱۰ متر بر ثانیه است. در زمان استقرار سامانه‌های پرفشار، با توجه به دمای مناسب سطح دریا و کم‌تر بودن دمای ۲ متری هوا نسبت به آن، مقدار گرمای محسوس روی دریاچه خزر افزایش یافته؛ به طوری که در بارش‌های سنگین به طور میانگین به ۲۰۰ وات بر متر مربع و در بارش‌های فوق سنگین به ۳۵۰ تا ۴۰۰ وات بر متر مربع و در فرین‌ترین بارش‌های سنگین منطقه به بیش از ۹۵۰ وات بر متر مربع می‌رسد. مدل WRF در پیش‌بینی مقدار و الگوی مکانی بارش‌های ناشی از الگوهای همدید پرفشار ضعیف‌تر از الگوهای همدید کم فشار عمل می‌کند.

واژه‌های کلیدی: بررسی دینامیک، رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین، سواحل جنوبی خزر، مدل WRF.

مقدمه

مدل‌های پیش‌بینی عددی جو که وضعیت هوای آینده را پیش‌بینی می‌کنند، با هدف پیش‌آگاهی از ناهنجاری‌های شدید اقلیمی، بلایای طبیعی و مدیریت پدیده‌های مخاطره‌آمیز ایجاد شدند. جمع‌آوری داده‌های فشار، دما و رطوبت هوا و نیز سرعت و جهت باد در ترازهای مختلف جوی با استفاده از ایستگاه‌های خودکار پیش‌بینی هوا، شناورهای آبی، رادارها و ماهواره‌های هواشناسی، نخستین قدم در پیش‌بینی وضعیت هواست. در گام بعدی اطلاعات فعلی هوا را دریافت می‌کنند، به طراحی و ترسیم نمودارها و نقشه‌های آن می‌پردازند و برای مدت زمانی مشخص، وضعیت جو در آینده را پیش‌بینی می‌کنند. از این‌که خروجی اطلاعات، اغلب خام هستند، قبل از انتشار و در آخرین مرحله، از طریق روش‌ها و فنون آماری پس‌پردازش و ویرایش می‌شوند. مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع هوا در سال‌های اخیر، کاربردهای گسترده‌ای در زمینه‌های مختلف، به ویژه پیش‌آگاهی از وقایع فرین و مدیریت اقتصادی، اجتماعی و فنی آن داشته‌اند، اما یکی از کاربردهای دیگر این مدل‌ها، شناخت ساختار دینامیک و ترمودینامیکی است که در ترازهای مختلف باعث رخداد پدیده‌های جوی می‌شوند. تاکنون محققان در پژوهش‌های زیادی از مدل‌های عددی هوا در تحلیل علل رخداد بارش‌ها، به ویژه بارش‌های سنگین استفاده کرده‌اند. تعاریف مختلفی برای بارش‌های سنگین در جهان ارائه شده و معیارهایی مانند رویدادهای بیش از ۵۰ یا ۱۰۰ میلیمتر یا احتمال رخداد کمتر از ۱۰، ۲۰، ۲۵ و ... درصد معرفی شدند. لاسات^۱ و همکاران به بررسی حوضچه‌های هوای سرد^۲ و سردچال‌ها^۳ و نقش آنها در بارش‌های سنگین اسپانیا پرداختند. آنها برای نشان دادن بهتر تأثیر این پدیده‌ها بر روی بارش‌های سنگین، یک نمونه از حوضچه‌هایی که در سال ۱۹۷۱ بر روی کاتالونیا^۴ اتفاق افتاده بود و ۴۰۰ میلیمتر بارش را موجب شده بود، به کمک مدل MM5 همراه با داده‌های واکاوی ERA-40 تحلیل نمودند. نتایج نشان داد که نقش حوضچه‌های هوای سرد در رویداد بارش‌های سنگین عمدتاً دینامیکی است. این گردش عمود بر ساحل و رشته کوه‌های ساحلی و در هوای بسیار گرم و مرطوبی که استعداد ناپایداری را دارد، ایجاد می‌شود. در مناطقی که وزش هوای گرم و مرطوب در ترازهای پایین به اندازه وزش گرم و مرطوب بر روی مدیترانه نیست، عامل ناپایداری گرمایی که ناشی از وجود هوای سرد در لایه‌های میانی و بالایی جو است، نقش مهمتری ایفا می‌کند (لاسات و همکاران، ۲۰۰۷: ۴۳). وایدا و کولکارنی^۵ با استفاده از یک مدل میان‌مقیاس، بارش سنگین ۹۴/۴ سانتیمتری را که از ۰۳UTZ روز ۲۶ ژوئیه تا ۰۳UTZ روز ۲۷ ژوئیه سال ۲۰۰۵ در سانتاکروز، بمبئی رخ داده بود، همانندسازی کردند (وایدا و کولکارنی، ۲۰۰۷). در این پژوهش، آنها به تحلیل پارامترهای دینامیکی در مکان بارش سنگین پرداخته، پارامترهایی مانند واگرایی، تاوایی، سرعت عمودی و رطوبت را در مراحل مختلف رویداد بارش سنگین بررسی نمودند و نشان دادند که بیشینه همگرایی و تاوایی پیش از مرحله بلوغ^۶ و بیشینه سرعت عمودی پس از آن بوده است. شبیه‌سازی‌ها حاکی از آن است که طی مرحله بلوغ، ابرها تا ۱۵ کیلومتری رشد کرده بودند. در آغاز مرحله بلوغ سرعت عمودی قوی برای جنوب‌شرق سامانه شبیه‌سازی شد. مدل در شبیه‌سازی ۳۸/۱ سانتیمتر بارش که

1- Lasat

2- cold air pool

3- cut-off low

4- Catalonia

5- Vaidya and Kulkarni

6- Mature Stage

فرض شده به دلیل تند بارش بوده، ناموفق بود، و این نشان داد که برای شبیه سازی این پدیده به مدل سه بعدی ابر^۷ نیاز است (همان منبع، ۱۱). کومار^۸ و همکاران بارش سنگین ۲۶ ژوئیه سال ۲۰۰۵ بمبئی^۹ هندوستان را به کمک مدل عددی تحقیق و پیش بینی هوا (WRF)^{۱۰} بررسی کردند. بارش این روز ایستگاه بمبئی ۹۴۴ میلی متر بود. نتایج نشان داد که این مدل عددی قادر است رویداد بارش سنگین و شرایط دینامیکی و ترمودینامیکی آن را بازسازی کند. آزمون هایی که بر روی این مدل انجام شد، نشان داد که این رویداد محلی، نتیجه اندرکنش سامانه های هوای همدید مقیاس، میان مقیاس و اراضی ساحلی بوده است. همچنین، حرکات صعودی بزرگ مقیاس روی منطقه بمبئی دلیل همدیدی داشته است. این مدل، هسته های همرفتی قوی، اما کوتاه مدتی را در درون حرکات صعودی کلان مقیاس شبیه سازی کرد. تحلیل این هسته ها که بر روی بمبئی شکل گرفته بود نشان داد که رطوبت این سامانه همرفت به وسیله جریان های شمال و شمال- غربی و از دریای عرب تامین شده است. تحلیل مدل پس از تغییر در کاربری اراضی منطقه با جایگزینی آب به جای خشکی ها و حذف توپوگرافی نتایج جدیدی به همراه داشته، به طوری که وضعیت جریان های هوا و همگرایی رطوبت و در پی آن محل و شدت بارش بیشینه تغییر کرده است (کومار و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۸۹۷). لندرینک^{۱۱} و همکاران با استفاده از روش های آماری و مدل های اقلیمی^{۱۲}، نقش دمای سطح دریا روی سنگین ترین بارش های ساحلی هلند را طی سال های ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۶ مطالعه کردند. نتایج نشان داد که با افزایش هر درجه سانتیگراد دمای سطح دریا، ۱۵ درصد به مقدار بارش اضافه می شود (لندرینک و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۹). به طور کلی، مطالعات گذشته در سطح جهان (Yoshikado, 1992: 1146-1164; Boguslavsky and et al., 1996: 381-388; Harnack and et al., 1998: 701-723; Jansa and et al., 2001: 43-56; Plaut and et al., 2001: 285-302; Kahana and et al., 2002: 867-882; Benestad and Melsom, 2002: 67-79; Hand and et al., 2004: 5-31; Rudari and et al., 2004: 601-614; Hellstrom, 2005: 631-648; Mohapatra and Mohanty, 2005: 17-36; Persson and et al., 2005: 1175-1198; Islam and et al., 2005: 21-39; Jessen and et al., 2005: 337-346; Kato and Aranami, 2005: 1-4; Kawai and Wada, 2007: 721-744; Kobayashi and et al., 2007: 41-52; Lana and et al., 2007: 27-32; Kyou and et al., 2008: 313-333) و در ایران زمین (اشجعی، ۱۳۷۹؛ لشکری، ۱۳۷۵ و ۱۳۸۲؛ مفیدی، عباس و زرین، آذر ۱۳۸۳ و ۱۳۸۴؛ مسعودیان، سید ابوالفضل ۱۳۸۷؛ محمدی، ۱۳۸۸) بدون استفاده از مدل های عددی وضع هوا نشان دادند که برخی الگوهای همدیدی در عرض های جغرافیایی مختلف باعث وقوع بارش های سنگین می شوند. چرخندها، جبهه ها، فرودها، رودبادها، حوضچه های هوای سرد و همرفت های قوی، اثر SST دریاها و اقیانوس ها در زمان عبور یا استقرار الگوهای مختلف فشار، سبب رخداد ناهنجاری های جوی و در نتیجه بارش های سنگین تر می شوند. در سواحل جنوبی خزر، شیو حاصل از برخورد پرفشارهای شمالی و کم فشارهای داخل ایران، تقویت نسیم دریا و خشکی و اثر دمای سطح دریا و اختلاف دمای سطح دریا و هوای روی آن از مهم ترین دلایل بارش های سنگین شناخته شده اند (قشقایی، ۱۳۷۵؛ خوشحال، ۱۳۷۶؛ حسینجانی، ۱۳۸۳؛ علیجانی، ۱۳۸۱؛ مرادی، ۱۳۸۳ و مسعودیان، ۱۳۸۷). این پژوهش با بهره گیری از مدل های پیش بینی عددی هوا در شناخت این ساختارها و استفاده از مدل WRF، به تحلیل علل

7- Three Dimensional cloud Model

8- Kumar

9- Mumbai

10- Weather Forecasting Research

11- Lenderink

12- RACMO2

وقوع رویدادهای بارشی سنگین تر منطقه در میان الگوهای همدید منطقه پرداخته، شرایط دینامیک و ترمودینامیک این رویدادها و الگوهای همدید پدید آورنده آنها را بررسی و مقایسه می کند.

داده‌ها و روش پژوهش

این پژوهش با شیوه محیطی به گردشی انجام شد. بر اساس بارش روزانه ۴۶ ایستگاه همدید، اقلیم شناسی و باران سنجی شمال ایران در سال‌های ۱۳۶۰ تا ۱۳۸۵، پایگاه داده رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر تشکیل و با در نظر گرفتن ۲۵ و ۵۰ درصد احتمال وقوع رخداد آنها، رویدادهای بارشی فوق سنگین و سنگین منطقه، آماده شد. سپس داده‌های فشار تراز دریا (برحسب هکتوپاسکال) از سایت www.cdc.noaa.gov به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته استخراج گردید. با استفاده از تحلیل خوشه‌ای^{۱۳} به روش ادغام وارد^{۱۴}، الگوهای اصلی فشار تراز دریا در محدوده ۲۰ درجه طول غربی تا ۱۲۰ درجه طول شرقی و ۰ تا ۸۰ درجه عرض شمالی با فواصل ۲/۵ درجه، برای هر کدام از گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین، شناسایی و برای هر الگو نقشه‌ی ترکیبی آن ترسیم شد. از سوی دیگر مراکز پیش بینی گروهی اصلی دنیا ECMWF در اروپا و NCEP در آمریکا هستند. در این پژوهش، از مدل پیش بینی عددی WRF که از داده‌های مرکز پیش بینی NCEP است، استفاده می‌شود. مجموعه داده‌های مورد نیاز در مدل WRF (داده‌های جو بالا و سطح زمین) با تفکیک مکانی ۲/۵ درجه، تفکیک زمانی ۶ ساعته و در ۱۷ تراز از سایت www.dss.ucar.edu استخراج شد. مدل WRF که مدلی فیزیکی (معادلات همرفت، تابش و...) و دینامیکی (معادلات تکانه، پیوستگی و...) است، در سه مرحله اجرا گردید. مرحله اول (WPS) نوعی پیش پردازش است که وظایف اصلی آن تعریف قلمرو^{۱۵} اجرای مدل و اجرای مدل جهانی^{۱۶} است. قلمرو اول با تفکیک ۴۵ کیلومتر در خاور میانه و قلمرو با تفکیک ۱۵ کیلومتر در ایران اجرا شد. مدل جهانی با در نظر گرفتن توپوگرافی و کاربری اراضی، با تفکیک مکانی ۱ درجه و تفکیک زمانی ۳ ساعت و به مدت ۵ روز (روز قبل از رویداد مورد نظر و ۴ روز پس از آن) اجرا گردید. مرحله دوم (WRFV3) اجرای منطقه ای مدل است. در این مرحله از مدل، خروجی حاصل از اجرای جهانی مدل در قلمروهای تعریف شده مدل، به صورت منطقه ای اجرا شد؛ به طوری که ابتدا درون یابی قائم^{۱۷} و سپس مدل اصلی^{۱۸} اجرا گردید. در مرحله سوم مدل (ARWpost) می توان فایل نمایشی و کنترل^{۱۹} آن را ساخت. این فایل ها در نرم افزارهایی مانند گرادس^{۲۰} قابل رویت است. در خروجی مدل WRF متغیرهای متنوعی محاسبه شد. نسبت اختلاط بخار آب، آب موجود در ابر و آب باران، رطوبت و دمای خاک، رواناب سطحی و زیرزمینی، دمای سطح دریا، بارش تجمعی همرفت و غیر همرفت، تاوایی و انواع متغیرهای فشار، از جمله متغیرهای محاسباتی هستند. در این مرحله برای هر کدام از الگوهای فشار تراز دریا، ۵ رویداد نماینده انتخاب و مدل WRF برای رویدادهای نماینده الگوهای همدید منطقه (۹ الگوی فشاری

13- Cluster analysis

14- Ward Linkage

15-Domain

16-Global

17-real.exe

18-wrf.exe

19-.ctl

20-Grads

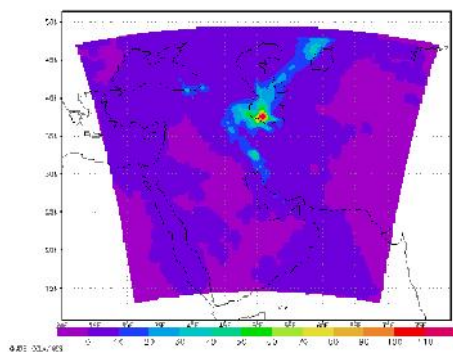
برای بارش‌های سنگین و ۶ الگوی فشاری برای بارش‌های فوق سنگین) اجرا شد (۷۰ رویداد). به این دلیل که مدت شبیه سازی هر کدام از مدل‌ها ۵ روز انتخاب گردید، مجموع روزهایی که شبیه سازی گردید، ۳۵۰ روز است. در این میان، مدل‌هایی که پیش‌بینی مناسب‌تری از نظر مقدار بارش و الگوی مکانی بارش داشتند (۲۰۰ روز) انتخاب و نقشه متغیرهای مختلف جوی مانند دما، رطوبت، باد و بارش ترسیم و شرایط دینامیک و ترمودینامیک منطقه مقایسه و تحلیل شدند.

یافته‌های تحقیق

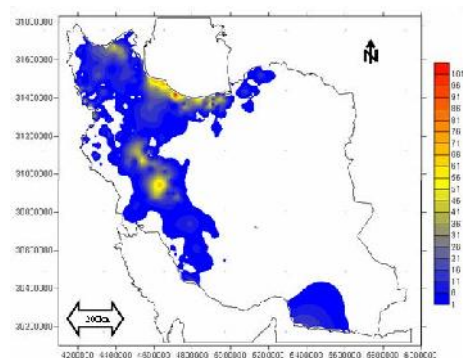
نتیجه حاصل از تحلیل فشار تراز دریا نشان می‌دهد که ۱۶ الگوی اصلی در گروه‌های بارشی سنگین منطقه (سنگین و فوق سنگین) وجود دارند. به ترتیب حدود ۹۵ و ۸۲ درصد از بارش‌های فوق سنگین و سنگین سواحل جنوبی خزر حاصل استقرار سامانه‌های پر فشار به صورت مستقل یا با همکاری سامانه‌های کم فشار هستند. این بارش‌ها حاصل استقرار الگوهای اول تا پانزدهم بارش‌های فوق سنگین و سنگین با منشأ همرفت و غیر همرفت سواحل جنوبی خزر است. بقیه این رویدادهای بارشی تنها ناشی از عبور یک سامانه کم فشار از روی دریا هستند (الگوی شانزدهم). بنابراین، با مشاهده نقشه‌های خروجی مدل WRF و ترکیب برخی از الگوهای همدید فشاری به وجود آورنده بارش‌های سنگین و فوق سنگین منطقه چهار الگوی کلی برگزیده شد. الگوی (الف)، الگوی همدید پرفشاری است که در آن پرفشار اروپایی، آسیایی یا ادغامی با استقرار در شمال، شمال غرب یا شمال شرق خزر، دریای خزر را تحت تاثیر خود قرار می‌دهد. این وضعیت تقریباً در ۱۲ الگو از ۱۶ الگوی شناخته شده مشاهده می‌شود و می‌تواند بارش‌های سنگین و هم بارش‌های فوق سنگین با منشأ همرفت یا غیر همرفت تولید نماید. الگوی (ب)، الگوی کم فشاری است که معمولاً از روی دریای سیاه یا مدیترانه سرچشمه می‌گیرد، به سوی دریای خزر حرکت کرده و از روی آن عبور می‌کند (الگوی شانزدهم). این الگو می‌تواند بارش‌های سنگین و فوق سنگین با منشأ همرفت و به ویژه غیر همرفت ایجاد کند. الگوی (ج) الگوی همدید پرفشار-کم فشار است که معمولاً به صورت پرفشار شمالی و کم فشار جنوبی دیده می‌شود و آن الگویی است که در آن، یک سامانه پرفشار اروپایی یا آسیایی یا ادغامی در عرض‌های شمالی تر استقرار دارد و کم فشار مهاجری از داخل کشور عبور کرده، سواحل جنوبی خزر را تحت تاثیر قرار می‌دهد. این الگو می‌تواند به صورت الگوی پرفشار غربی-کم فشار شرقی یا بالعکس هم رخ دهد (الگوی د). الگوی مذکور قادر است گروه‌های مختلف بارشی، به ویژه با منشأ غیر همرفت را به وجود آورد. بنابراین، در این مرحله از پژوهش، برای تحلیل دینامیکی و ترمودینامیکی جو در رویدادهای بارشی سنگین، چهار الگوی همدید کلی معرفی و تحلیل شد.

اولین الگو، الگوی همدید کم فشار است. برای مثال، مدل WRF در طی سه روز ۲۶ تا ۲۸ آبان ۱۳۸۰ (۱۷ تا ۱۹ نوامبر ۲۰۰۱)، که بارش‌های فراگیر فوق سنگین و سنگین متعددی در ایستگاه‌های مختلف سواحل جنوبی خزر (سواحل غربی، میانی و شرقی و نیز نواحی کوهستانی منطقه) ثبت شده است، اجرا گردید. از دیدگاه منطقه‌ای، بارش روزهای ۲۶ و ۲۸ سنگین و بارش روز ۲۷ آبان، فوق سنگین منطقه‌ای هستند. در این سه روز، بیشینه منطقه‌ای بارش به ترتیب ۵۹/۲، ۱۰۶/۱ و ۵۷/۳ میلیمتر، میانگین منطقه‌ای بارش به ترتیب ۶/۱، ۲۰ و ۹/۸ میلیمتر و فراگیری منطقه‌ای بارش ۷۲/۹، ۹۳/۷ و ۸۷/۶ درصد بود. در طول این مدت، ابتدا جنوب غربی خزر و شمال غرب ایران، سپس غرب، شمال و جنوب ایران زیر پوشش بارش قرار گرفتند. بارش از جنوب شرقی دریای سیاه و جنوب غربی خزر شروع شده و به سایر

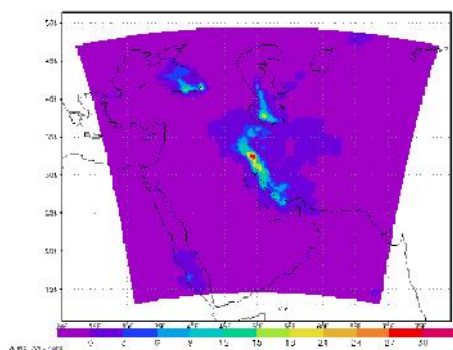
بخش‌های منطقه گسترش یافته است. مقایسه نقشه‌های بارش خروجی مدل WRF در قلمروهای مختلف و بارش مشاهده شده نشان می‌دهد که هماهنگی خوبی بین آن‌ها وجود دارد. به عبارت دیگر، این مدل به خوبی مقدار و به ویژه الگوی مکانی بارش‌های منطقه را پیش‌بینی کرده است. در روز ۲۶ آبان، بارش در شمال ایران، غیر همرفت و در غرب ایران همرفت است. در این روز کم فشار مدیترانه ای به غرب ایران رسیده و منطقه مورد مطالعه در شرق فرود عمیق شرق مدیترانه قرار گرفته است. با وجود شرایط نسبتاً خوب دمای سطح دریای خزر در ایجاد رطوبت سطحی، سرعت نسبتاً بالای باد در سطح دریا که گاه به ۲۲ متر در ثانیه می‌رسد و نیز هوای نسبتاً گرم خارج شده از حرکت پاد ساعتگرد آن در کم فشار غرب کشور، مانع از دریافت رطوبت بیش‌تر به وسیله هوای عبوری روی آن و ایجاد بارش فوق سنگین منطقه شده است. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرها در شمال و غرب ایران پایین‌تر از سایر مناطق کشور و زیر ۲۰۰۰ متر است. در روز ۲۷ آبان، بارش غیر همرفت در سواحل جنوبی خزر و غرب ایران در حدود ۲ تا ۳ برابر بارش همرفت آن است؛ هر چند بیش‌ترین بارش (حدود ۱۶۰ میلیمتر) روی دریای خزر روی داده است (شکل‌های ۱ تا ۷). در این روز کم فشار مذکور از روی خزر عبور می‌کند (شکل ۸) و منطقه مورد مطالعه در سمت راست فرود بسیار عمیق شرق مدیترانه قرار گرفته است (شکل ۱۶). با وجود سرعت نسبتاً بالای باد در سطح دریا که گاه به ۲۰ متر در ثانیه می‌رسد (شکل ۱۵)، اما به دلیل شرایط خوب دمای سطح دریای خزر در ایجاد رطوبت سطحی (اشکال ۹ تا ۱۲)، هوای عبوری روی دریا رطوبت بیش‌تری دریافت کرده، سبب ایجاد یک بارش فوق سنگین در منطقه می‌شود. برای مثال، مقدار بیشینه گرمای نامحسوس دریای خزر نسبت به روز ۱۷ نوامبر به دو برابر افزایش یافته و به ۸۰۰ وات بر متر مربع می‌رسد. علاوه بر آن، وسعت ناحیه ایجاد گرمای نامحسوس و محسوس منطقه هم افزایش می‌یابد. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری (شکل‌های ۱۳ و ۱۴) نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرها در نیمه جنوبی خزر و جنوب ایران پایین‌تر از سایر مناطق کشور و زیر ۲۰۰۰ متر است. در روز ۲۸ آبان، بارش در شرق ایران، بیش‌تر غیر همرفت، در جنوب فقط همرفت و در سواحل جنوبی خزر هم به صورت همرفت و هم غیر همرفت است. در این روز بیش‌ترین بارش (حدود ۶۰ میلیمتر) روی دریای خزر روی داده است. در این روز کم فشار مهاجر که در شرق خزر قرار دارد، در جهت شمال شرقی حرکت کرده و از روی دریاچه خوارزم عبور می‌کند. عمق فرود و سرعت باد در سطح دریا کاهش یافته، به ۱۰ متر در ثانیه می‌رسد و با توجه به شرایط نسبتاً خوب دمای سطح دریای خزر در ایجاد رطوبت سطحی، هوای عبوری روی دریا رطوبت نسبتاً خوبی دریافت کرده، سبب ایجاد یک بارش سنگین همرفت روی دریا و سواحل شرقی و میانی منطقه می‌شود. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرها در نیمه جنوبی خزر زیر ۲۰۰۰ متر است.



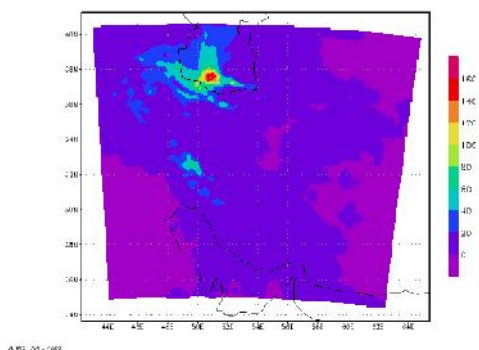
شکل ۲) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه،
خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه)
در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



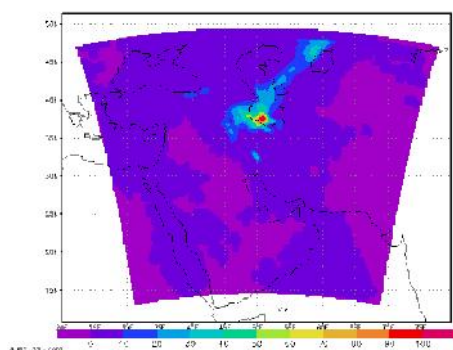
شکل ۱) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز
۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



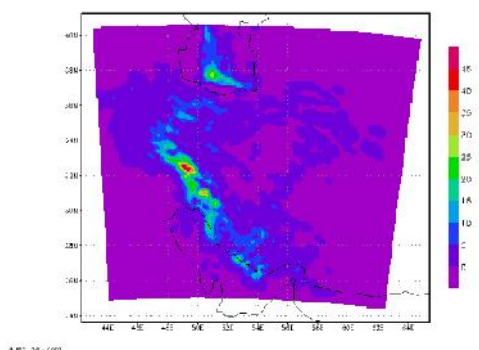
شکل ۴) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه،
خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه)
در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



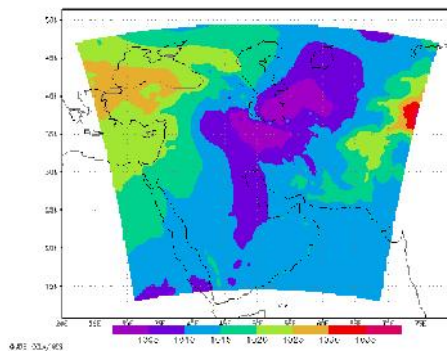
شکل ۳) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه،
خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در
روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



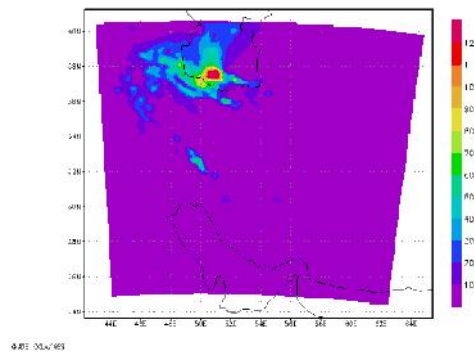
شکل ۶) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد
مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور
میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



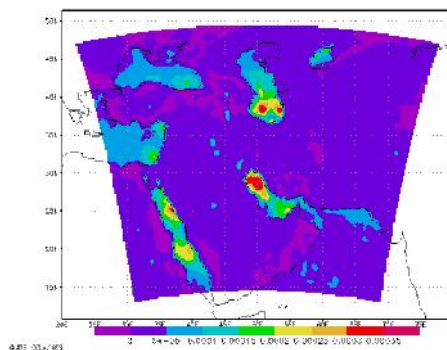
شکل ۵) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه،
خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در
روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



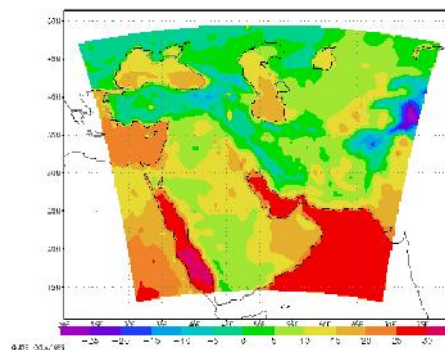
شکل ۸) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



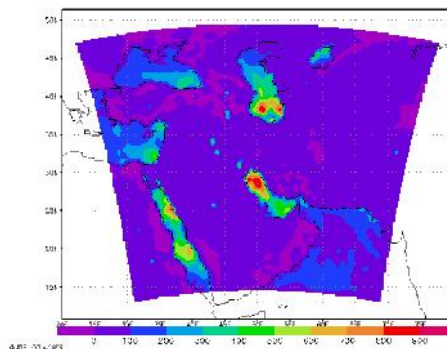
شکل ۷) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



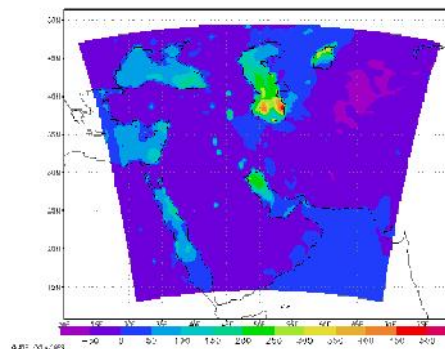
شکل ۱۰) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



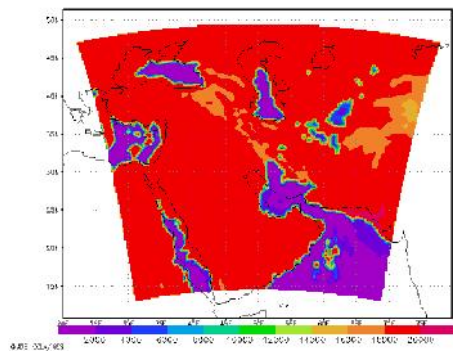
شکل ۹) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



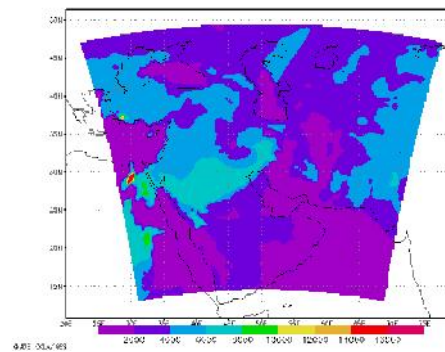
شکل ۱۲) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



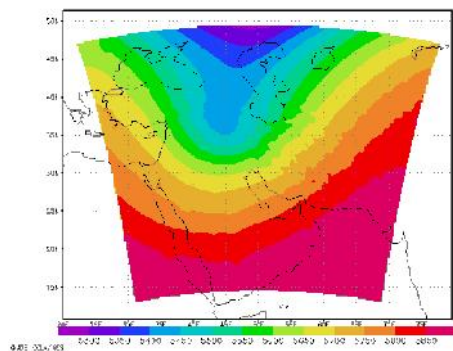
شکل ۱۱) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



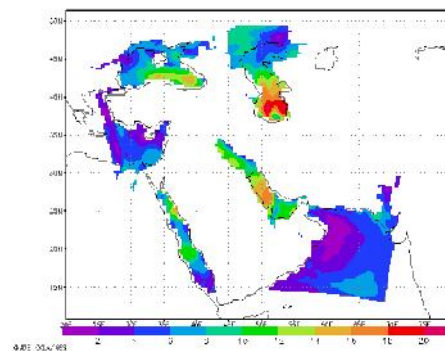
شکل ۱۴) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه (متر)،
خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه)
در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



شکل ۱۳) نقشه سطح تراکم همرفت منطقه (متر)،
خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه)
در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان ۱۳۸۰)



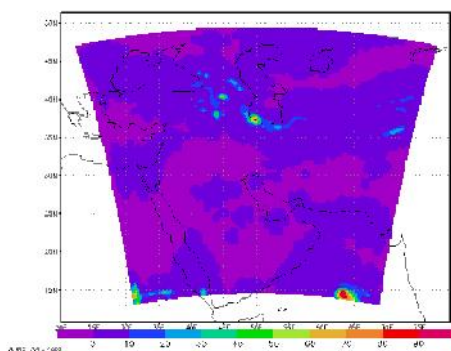
شکل ۱۶) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل منطقه در تراز
۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو
اول در خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷
آبان ۱۳۸۰)



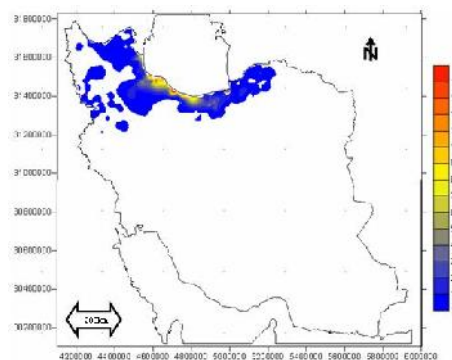
شکل ۱۵) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین (متر
بر ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در
خاور میانه) در روز ۱۸ نوامبر ۲۰۰۱ (۲۷ آبان
۱۳۸۰)

الگوی دوم الگوی همدید پرفشار است. برای مثال، مدل WRF در طی پنج روز ۷ تا ۱۱ مهر ۱۳۷۹ (۲۸ سپتامبر تا ۲ اکتبر ۲۰۰۰) که بارش های فراگیر فوق سنگین و سنگین متعددی در ایستگاه های مختلف سواحل جنوبی خزر (سواحل غربی، میانی و شرقی و نیز نواحی کوهستانی منطقه) ثبت شده است، اجرا گردید. در این پنج روز، بیشینه منطقه ای بارش به ترتیب ۸۹، ۲۴، ۷۰، ۱۳۹/۴ و ۳۵/۱ میلیمتر، میانگین منطقه ای بارش به ترتیب ۲/۵، ۳/۲، ۷/۳، ۱۳/۳ و ۸/۵ میلیمتر و فراگیری منطقه ای بارش ۷۲/۶، ۷۹/۸، ۸۹/۹ و ۹۷/۴ و ۹۴/۵ درصد بود. استقرار یک سامانه پرفشار اروپایی و تغییرات شکل، مقدار فشار مرکزی و نزدیکی آن به سواحل جنوبی خزر عامل رخداد و تغییرات مقدار و الگوی مکانی بارش در این دوره بارشی فوق سنگین منطقه بود. در طول این مدت با وزش هوای سردتر عرض های شمالی تر به صورت گردش ساعتگرد، ابتدا غرب و جنوب غربی خزر، سپس همه شمال و شمال شرق ایران زیر پوشش بارش قرار می گیرند. بررسی نحوه وقوع و توسعه بارش در منطقه نشان می دهد که منبع اصلی بارش مذکور رطوبت دریاچه خزر است. مقایسه

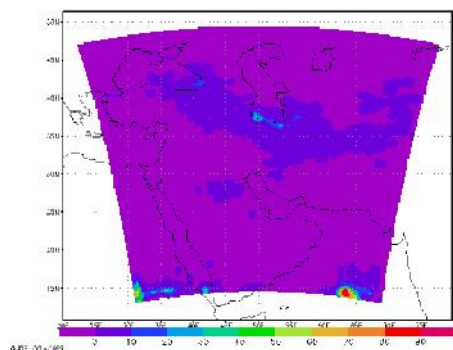
نقشه‌های بارش خروجی مدل WRF (شکل‌های ۱۸ و ۱۹) در قلمروهای مختلف و بارش مشاهده شده (شکل ۱۷) نشان می‌دهد که هماهنگی خوبی بین آنها وجود دارد. به عبارت دیگر، این مدل به خوبی مقدار و به ویژه الگوی مکانی بارش‌های منطقه را پیش بینی کرده است. در روز ۱۰ مهر ۱۳۷۹ که سنگین ترین بارش منطقه در این دوره بارشی روی داد، بارش در سواحل غربی به صورت غیر همرفت و در سواحل شرقی به صورت همرفت بود. در بخش غربی و روی دریا بارش هم به صورت همرفت و هم غیر همرفت باریده است (شکل‌های ۲۰ تا ۲۳). در این روز پرفشار اروپایی مستقر در اطراف دریای سیاه با تغییر شکل از حالت کشیده به صورت مدور و نزدیک شدن به سواحل جنوبی خزر تاثیر زیادی بر افزایش بارش منطقه می‌گذارد. (شکل‌های ۲۴ و ۲۵). در این وضعیت، منطقه مورد مطالعه در سمت راست فرود عمیق شرق مدیترانه قرار می‌گیرد (شکل ۲۶). با توجه به دمای مناسب سطح دریا و اختلاف آن با دمای هوای ۲ متری که به طور میانگین حدود ۵ درجه سانتی گراد است (شکل‌های ۲۷ تا ۳۰) و شرایط ترمودینامیک خوب جو و دریا مانند افزایش گرمای نامحسوس روی نیمه جنوبی خزر (بیش از ۳۰۰ وات بر متر مربع و در بیشینه حدود ۵۰۰ وات بر متر مربع)، رطوبت جو و ناپایداری افزایش یافته (شکل‌های ۳۱ تا ۳۳) و با در نظر گرفتن شرایط دینامیک مناسب جو در سطوح فوقانی چندین بارش فوق سنگین و سنگین در ایستگاه‌های منطقه ثبت شده است. این رویداد یک بارش فوق سنگین منطقه ای و برای کل سواحل جنوبی خزر هم محسوب می‌شود. سرعت باد در سطح دریا به زیر ۱۰ متر در ثانیه می‌رسد (شکل‌های ۳۷ و ۳۸)، کم بودن سرعت باد نیز به هوای عبوری از روی دریا فرصت کافی برای جذب بیش تر رطوبت را می‌دهد. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرهای همرفت در شمال ایران زیر ۱۰۰۰ متر و سطح تراکم اجباری زیر ۲۰۰۰ متر است (شکل‌های ۳۵ و ۳۶).



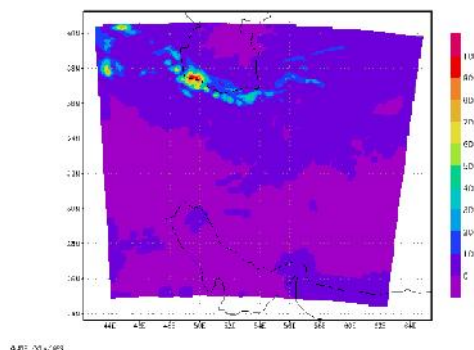
شکل ۱۸) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه،
خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه)
در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



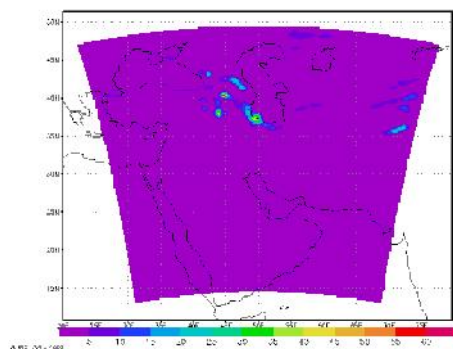
شکل ۱۷) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در
روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



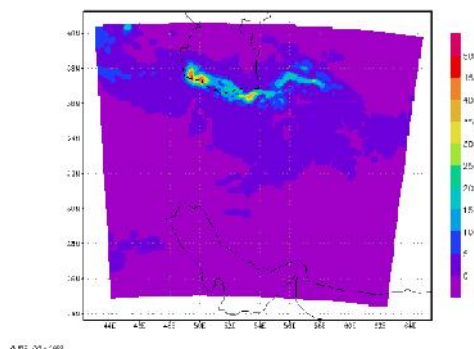
شکل ۲۰) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



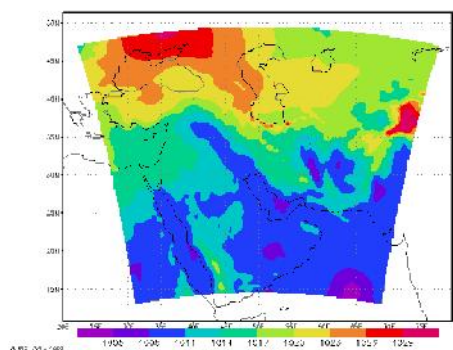
شکل ۱۹) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



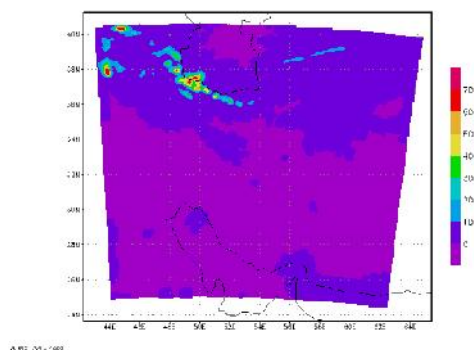
شکل ۲۲) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



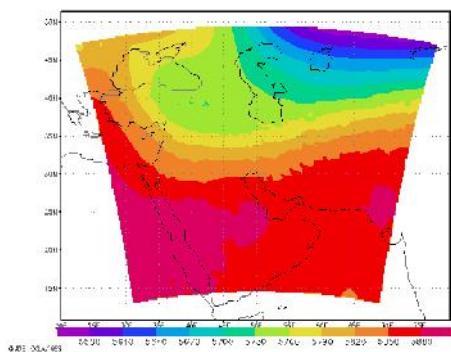
شکل ۲۱) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



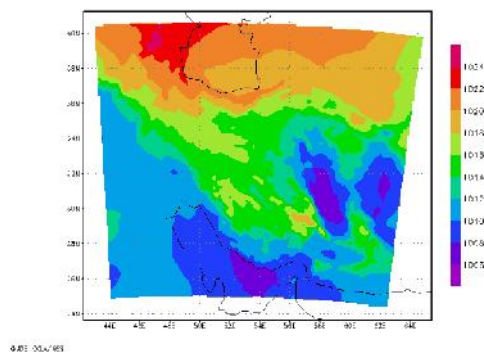
شکل ۲۴) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



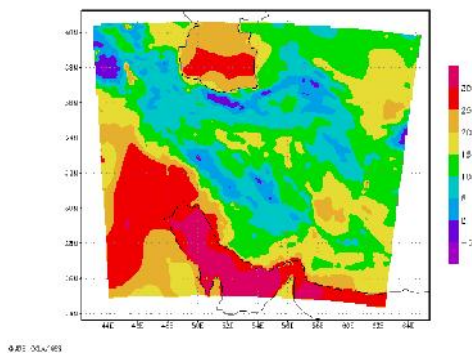
شکل ۲۳) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



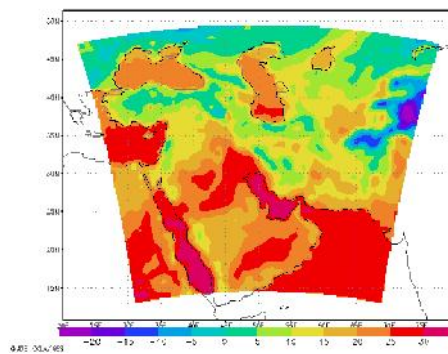
شکل ۲۶) نقشه ارتفاع ژئوتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



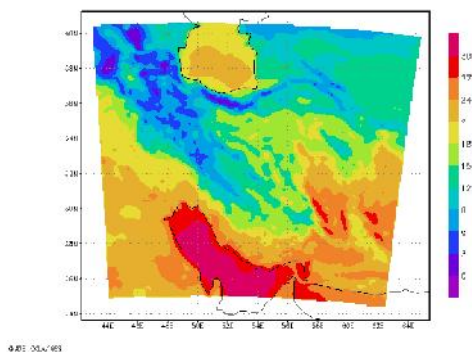
شکل ۲۵) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



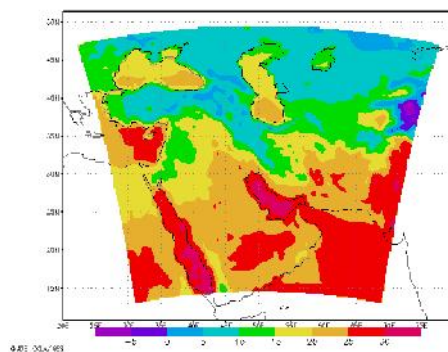
شکل ۲۸) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



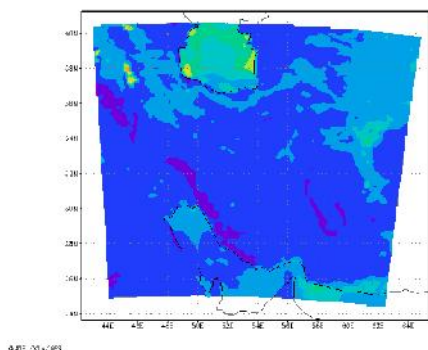
شکل ۲۷) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



شکل ۳۰) نقشه دمای ۲ متری هوا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

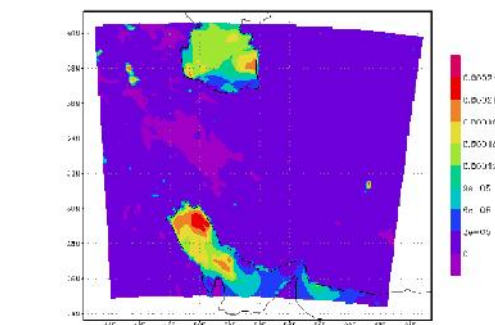


شکل ۲۹) نقشه دمای ۲ متری هوا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



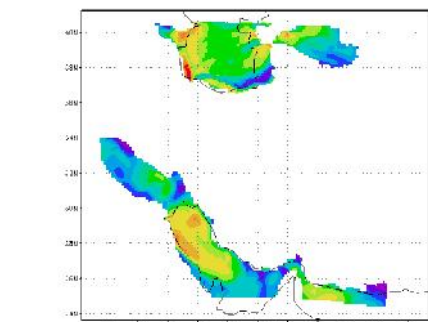
0.01 0.01/0.01

شکل ۳۲) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



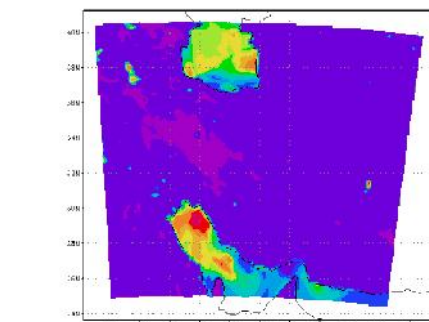
0.01 0.01/0.01

شکل ۳۱) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



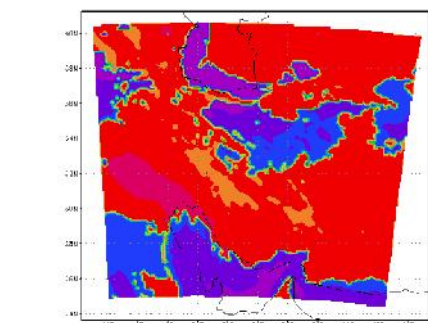
0.01 0.01/0.01

شکل ۳۴) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین (متر بر ثانیه)، (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



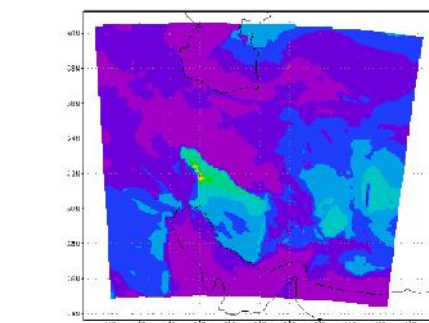
0.01 0.01/0.01

شکل ۳۳) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)



0.01 0.01/0.01

شکل ۳۶) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

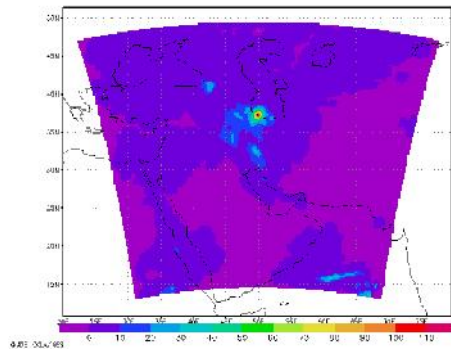


0.01 0.01/0.01

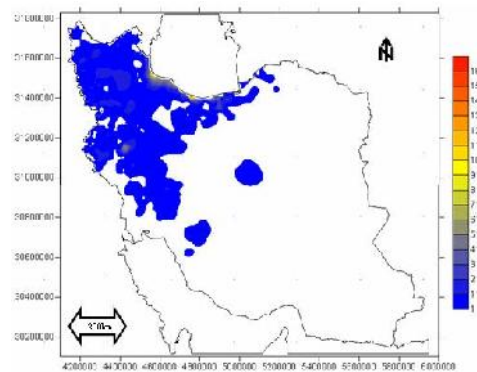
شکل ۳۵) نقشه سطح تراکم همرفت منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۱۱ اکتبر ۲۰۰۰ (۱۰ مهر ۱۳۷۹)

الگوی سوم الگوی پرفشار شمالی و کم فشار جنوبی است. برای مثال، مدل WRF در طی سه روز ۳ تا ۵ آذر ۱۳۸۱ (۲۴ تا ۲۶ نوامبر ۲۰۰۱) که بارش‌های فراگیر فوق سنگین و سنگین متعددی در ایستگاه‌های مختلف سواحل جنوبی خزر (سواحل غربی، میانی و شرقی و نیز نواحی کوهستانی منطقه) ثبت شده است، اجرا گردید. در این سه روز، بیشینه منطقه ای بارش به ترتیب ۴۶/۹، ۱۶۶/۹ و ۶۵/۶ میلیمتر، میانگین منطقه ای بارش به ترتیب ۲/۹، ۱۲/۵ و ۱۲/۷ میلیمتر و فراگیری منطقه ای بارش ۴۷/۸، ۹۲/۲ و ۹۳/۹ درصد بود. روز ۴ آذر یک بارش فوق سنگین منطقه ای روی داده است. در طول این چند روز ابتدا در شرق دریای مدیترانه و جنوب دریای سیاه بارش آغاز شده، سپس این بارش به سمت غرب، شمال غرب و شمال ایران گسترش یافته است. مقایسه نقشه‌های بارش خروجی مدل WRF (شکل‌های ۳۸ و ۳۹) در قلمروهای مختلف و بارش مشاهده شده (شکل ۳۷) نشان می‌دهد که هماهنگی خوبی بین آنها وجود دارد. به عبارت دیگر، این مدل به خوبی مقدار و الگوی مکانی بارش‌های منطقه را پیش بینی کرده است. در روز ۳ آذر، بارش در شمال و غرب ایران بیشتر غیر همرفت است. در این روز، دو هسته کم فشار از روی دریای سیاه و شرق مدیترانه ضمن ادغام به غرب ایران رسید و منطقه مورد مطالعه در شرق فرود عمیق شرق مدیترانه قرار گرفت. نقشه‌های دمای ۲ متری هوا و دمای سطح دریای خزر نشان می‌دهد که شرایط مناسبی برای ایجاد رطوبت سطحی روی دریای خزر وجود ندارد و این کم فشار بخش اصلی نم خود را از طریق دریای سیاه و مدیترانه تامین می‌کند. وجود گرمای نامحسوس ۵۰ تا ۱۰۰ وات بر مترمربع روی بخش وسیعی از دریای خزر در کنار سایر نقشه‌ها به خوبی این موضوع را تایید می‌کند. سرعت نسبتا بالای باد در سطح دریا که گاه به ۲۲ متر در ثانیه می‌رسد و نیز هوای نسبتا گرم خارج شده از حرکت پاد ساعتگرد آن در کم فشار غرب کشور، مانع از دریافت رطوبت بیشتر به وسیله هوای عبوری روی آن و ایجاد بارش فوق سنگین منطقه شده است. در روز ۴ آذر، بارش در سواحل جنوبی خزر بیشتر غیر همرفت و در غرب ایران هم همرفت و هم غیر همرفت است (شکل‌های ۴۰ تا ۴۳). در این روز، کم فشار غرب ایران به مرکز ایران و نزدیکی کوهستان البرز رسید و پرفشار اروپایی اطراف دریای سیاه، روی دریای خزر مستقر شد (شکل ۴۴). از سوی دیگر، منطقه مورد مطالعه همچنان در سمت راست فرود عمیق شرق مدیترانه قرار گرفته بود (شکل ۵۲). در این حالت، یک جبهه قوی در سواحل جنوبی خزر سبب تقویت ناپایداری در منطقه شده است. نقشه‌های دمای ۲ متری هوا و دمای سطح دریای خزر نشان می‌دهد که با ریزش هوای سرد تر عرض‌های جغرافیایی بالاتر به وسیله پرفشار شمالی، شرایط ترمودینامیکی مناسبی برای ایجاد رطوبت سطحی روی دریای خزر وجود دارد. وجود گرمای نامحسوس ۶۵۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع روی جنوب غربی دریای خزر در کنار ناحیه وقوع بیشینه رویداد بارشی فوق سنگین سواحل جنوبی خزر و نیز گرمای نامحسوس ۳۰۰ تا ۶۵۰ وات بر مترمربع در بخش وسیعی از نیمه غربی آن در کنار سایر نقشه‌ها به خوبی این موضوع را تایید می‌کند (اشکال ۴۵ تا ۴۸). سرعت کم تر باد در سطح دریا که در بخش وسیعی در غرب خزر به ۱۰ تا ۱۸ متر در ثانیه می‌رسد (شکل ۵۱) باعث افزایش دریافت رطوبت و ایجاد بارش فوق سنگین منطقه شده است. نقشه‌های سطح تراکم همرفت و اجباری (شکل‌های ۴۹ و ۵۰) نشان می‌دهد که ارتفاع پایه ابرها در شمال و غرب ایران پایین تر از سایر مناطق کشور و به ترتیب زیر ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ متر است. در روز ۵ آذر، بارش در شمال ایران بیشتر غیر همرفت است. در این روز، کم فشار مذکور در سمت شرق خزر قرار گرفته و پرفشار شمالی هم چنان بر دریای خزر مستقر است و منطقه مورد مطالعه در سمت راست فرود نسبتا عمیق شرق مدیترانه قرار گرفت. نقشه‌های دمای ۲ متری هوا و دمای سطح دریای خزر نشان می‌دهد که

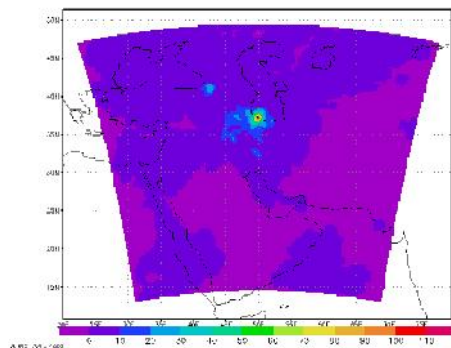
دهد که با وجود وضعیت ضعیف تر ترمودینامیک جو و دریا نسبت به روز ۴ آبان، ریزش هوای سرد تر عرض‌های شمالی به وسیله پرفشار مستقر بر دریای خزر، شرایط نسبتاً مناسبی برای ایجاد رطوبت سطحی روی دریای خزر وجود دارد. وجود گرمای نامحسوس ۱۵۰ تا ۳۰۰ وات بر مربع روی بخش وسیعی از دریای خزر در کنار سایر نقشه‌ها به خوبی این موضوع را تایید می‌کند. سرعت باد هم در سطح دریا به زیر ۱۲ متر در ثانیه می‌رسد.



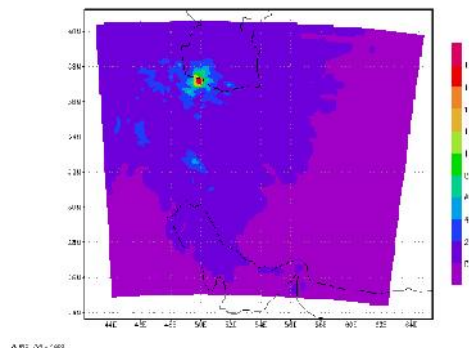
شکل ۳۸) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه،
خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه)
در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



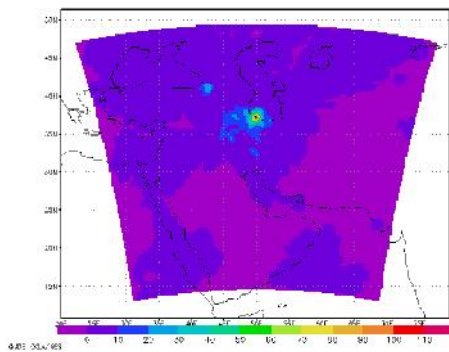
شکل ۳۷) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در
روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



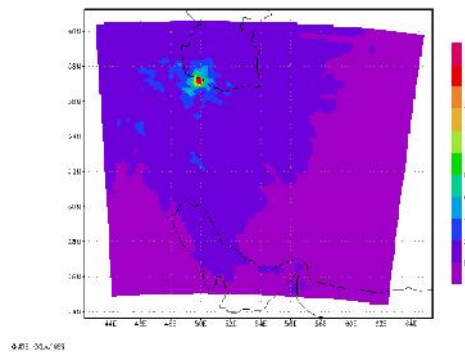
شکل ۴۰) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد
مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در
خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر
۱۳۸۱)



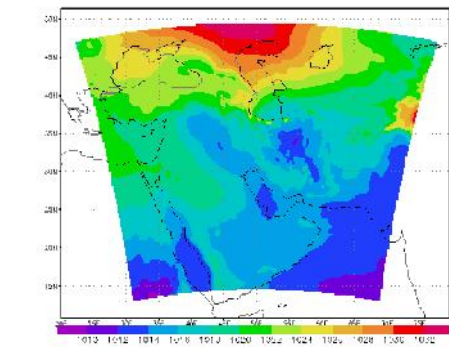
شکل ۳۹) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه،
خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در
روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



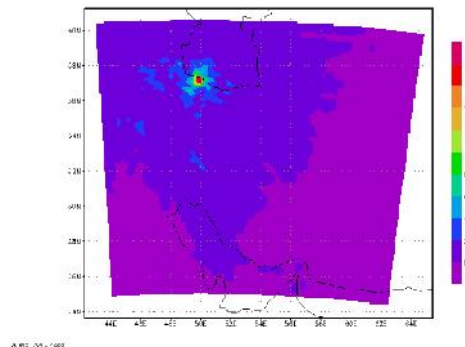
شکل ۴۲) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



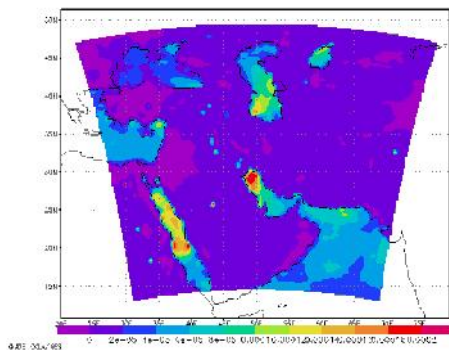
شکل ۴۱) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



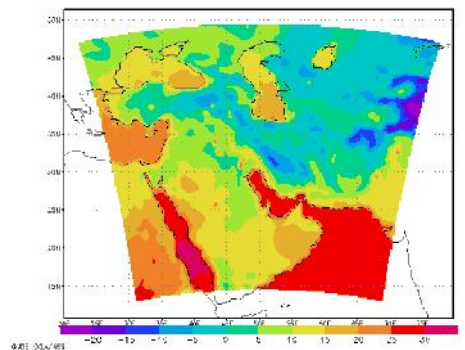
شکل ۴۴) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



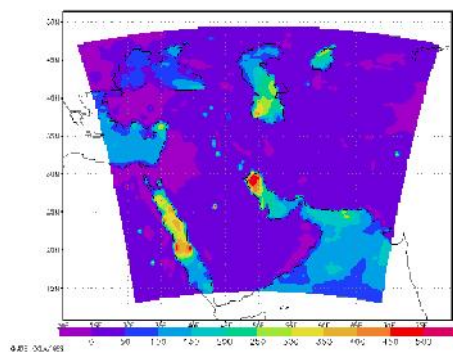
شکل ۴۳) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



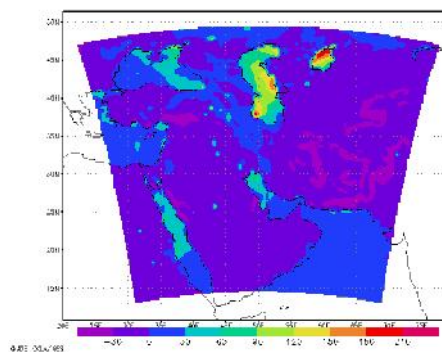
شکل ۴۶) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



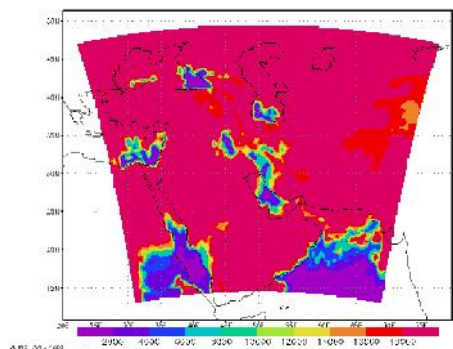
شکل ۴۵) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



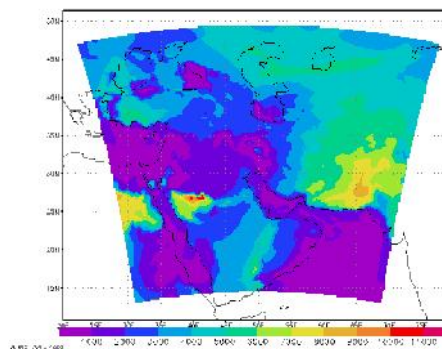
شکل ۴۸) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



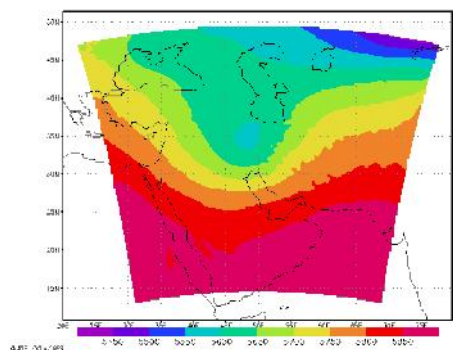
شکل ۴۷) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



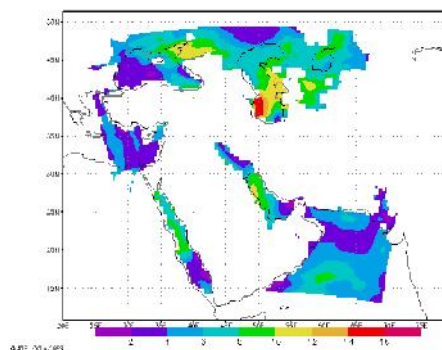
شکل ۵۰) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)



شکل ۴۹) نقشه سطح تراکم همرفت منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)

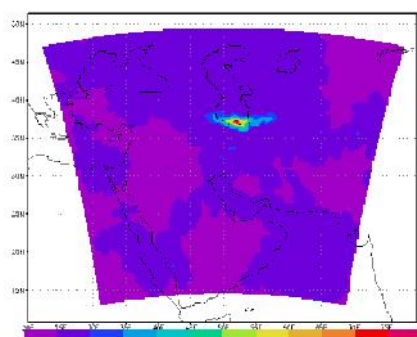


شکل ۵۲) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل منطقه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)

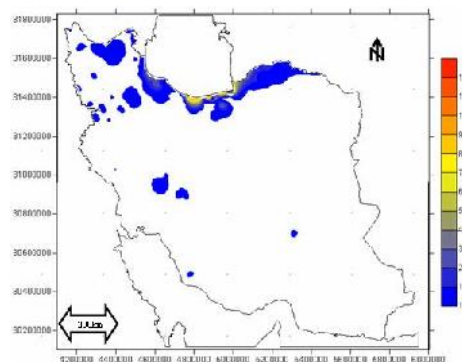


شکل ۵۱) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین (متر بر ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۲ (۴ آذر ۱۳۸۱)

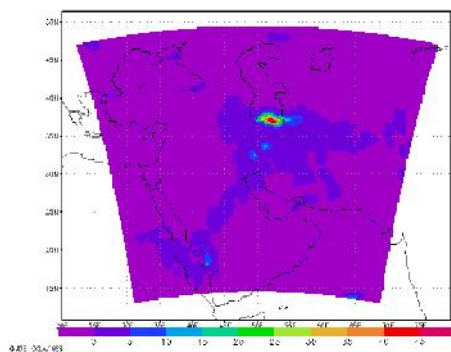
الگوی چهارم، الگوی همدید پرفشار غربی-کم فشار شرقی و بالعکس است. برای مثال، مدل WRF در رویداد بارشی ۲۹ و ۳۰ مهر ۱۳۸۱ که یک رویداد فوق سنگین منطقه ای است و در آن بخش های وسیعی از شمال کشور بارش های سنگین و فوق سنگین متعددی را ثبت کرده اند، اجرا گردید. روز ۲۹ مهر با بارش بیشینه ۱۶۲/۳ میلیمتر به علت عبور عبور یک کم فشار از روی دریا روی داده است که از نوع الگوی اول یا الگوی کم فشار است. در این روز رطوبت کم فشاری که از دریای سیاه به سوی خزر می آید، با رطوبت خزر ادغام شده، بارش فوق سنگینی در منطقه روی می دهد. اما در روز ۳۰ مهر ۱۳۸۱ (۲۲ اکتبر ۲۰۰۲)، یک بارش فوق سنگین منطقه ای دیگر روی می دهد (شکل های ۵۳ تا ۵۵) که سهم بارش همرفت و غیر همرفت در ایجاد این بارش در سواحل جنوبی خزر تقریباً برابر است (شکل های ۵۶ تا ۵۹). به طور عمده، عامل این بارش فوق سنگین را باید در حرکت ساعتگرد هوا در پرفشار اروپایی مستقر بر خزر و به صورت همراه حرکت هوای پادساعتگرد هوا در کم فشار شرق خزر جستجو کرد. در این روز بخش غربی و میانی سواحل جنوبی خزر تحت تاثیر پرفشار اروپایی و سواحل شرقی آن تحت نفوذ کم فشار شرق خزر، به ویژه در ابتدای روز است. این وضعیت به خوبی در نقشه های هم فشار سطحی منطقه، به ویژه در قلمرو دوم قابل مشاهده است (شکل های ۶۰ و ۶۱). نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال هم نشان می دهد که سواحل جنوبی خزر در سمت راست فرود شرق مدیترانه قرار دارند (شکل ۶۲). دمای مناسب سطح دریا و شرایط ترمودینامیک خوب جو و دریا به علت ریزش هوای سردتر عرض های شمالی روی دریاچه خزر باعث افزایش رطوبت جو و گرمای نا محسوس آن شده، به طوری که در بیشینه خود به بیش از ۹۰۰ وات بر متر مربع می رسد (شکل های ۶۳ تا ۶۷). سرعت باد در جنوب شرقی دریا (۲۰ متر در ثانیه) به علت گردش پاد ساعتگرد هوا در کم فشار شرق خزر بیشتر از جنوب و جنوب غربی آن است (۱۰ متر بر ثانیه). شکل ۶۸ نقشه سرعت باد را در سطح زمین در قلمرو اول نشان می دهد. ارتفاع پایه ابر هم در سواحل شرقی به زیر ۵۰۰ متر و در سواحل جنوبی و جنوب غربی به زیر ۱۰۰۰ متر می رسد (شکل های ۶۹ و ۷۰).



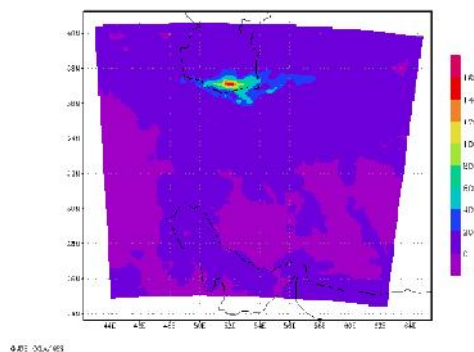
شکل ۵۴) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



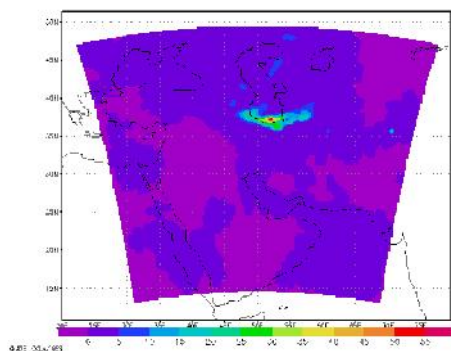
شکل ۵۳) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



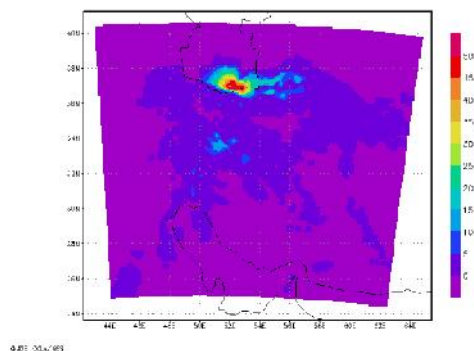
شکل ۵۶) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



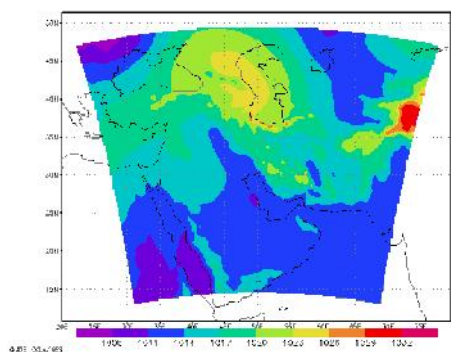
شکل ۵۵) نقشه هم بارش منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



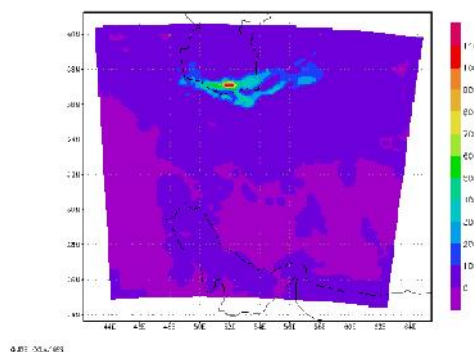
شکل ۵۸) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



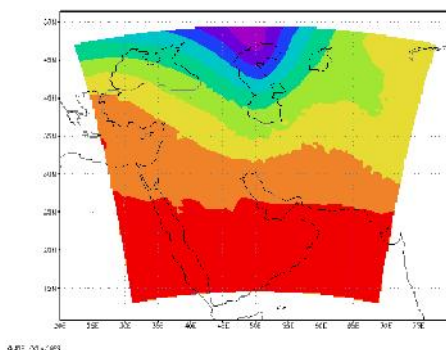
شکل ۵۷) نقشه هم بارش همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



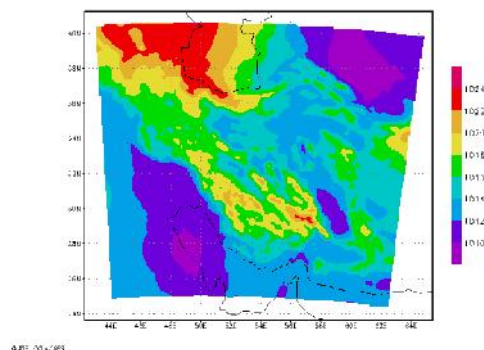
شکل ۶۰) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



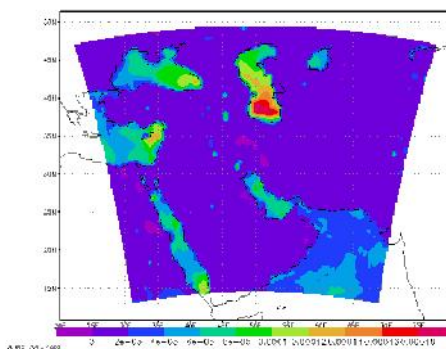
شکل ۵۹) نقشه هم بارش غیر همرفتی منطقه مورد مطالعه، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



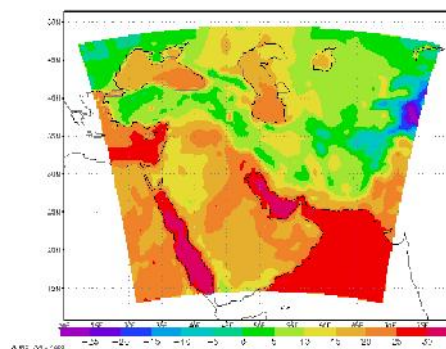
شکل ۶۲) نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



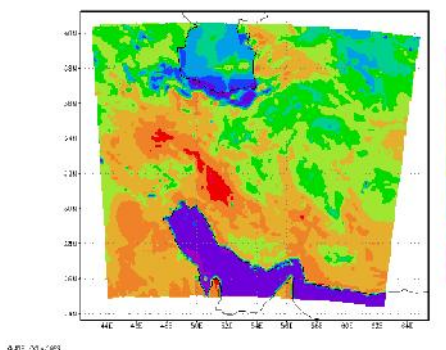
شکل ۶۱) نقشه فشار سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



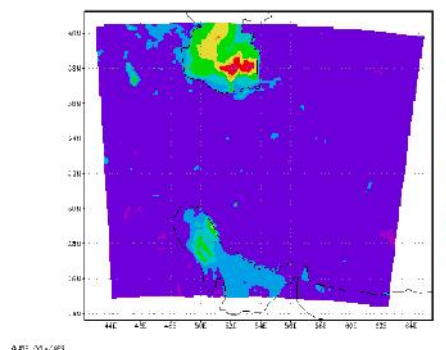
شکل ۶۴) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



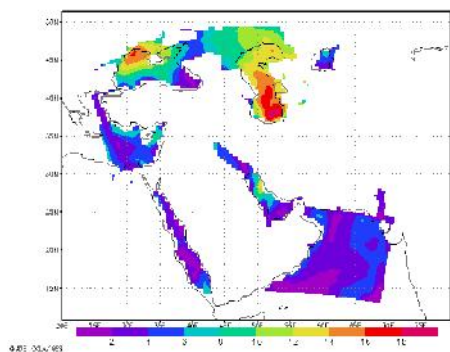
شکل ۶۳) نقشه دمای سطح دریا، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



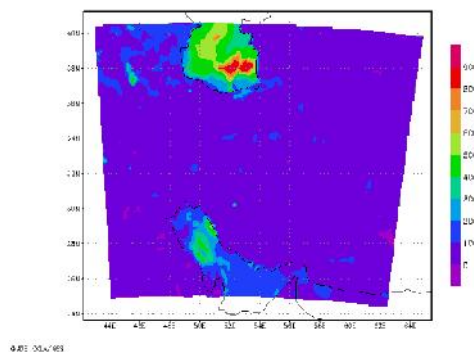
شکل ۶۶) نقشه جریان گرمای سطحی روبه بالا (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۳۰ مهر ۱۳۸۱



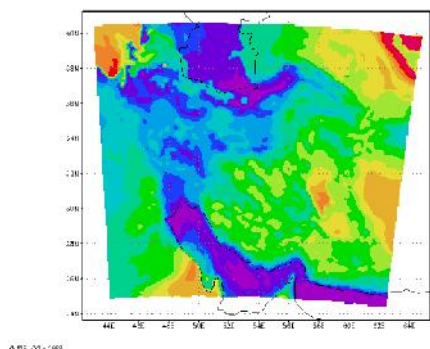
شکل ۶۵) نقشه جریان رطوبت سطحی روبه بالا (کیلوگرم بر مترمربع در ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



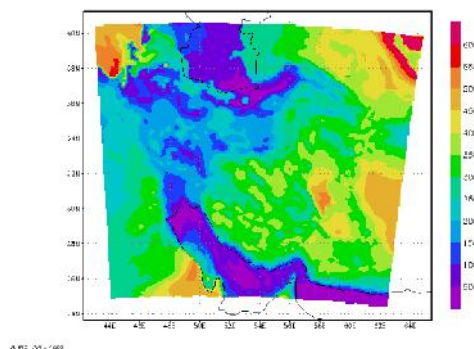
شکل ۶۸) نقشه سرعت باد منطقه در سطح زمین (متر بر ثانیه)، خروجی مدل WRF (قلمرو اول در خاور میانه) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل ۶۹) نقشه گرمای نهان منطقه (وات بر متر مربع)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل ۷۰) نقشه سطح تراکم اجباری منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)



شکل ۶۹) نقشه سطح تراکم همرفت منطقه (متر)، خروجی مدل WRF (قلمرو دوم در ایران) در روز ۲۲ اکتبر ۲۰۰۲ (۳۰ مهر ۱۳۸۱)

نتیجه گیری

به طور کلی، مقایسه بین شرایط ترمودینامیک و دینامیک جو و دریا برای ایجاد بارش‌های سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر در الگوهای همدید پرفشار مستقل، پرفشار - کم فشار (پرفشار شمالی - کم فشار جنوبی یا پرفشار غربی - کم فشار شرقی) و کم فشار عبوری نشان می‌دهد که:

- سرعت بیشتر باد در هوای خروجی از کم فشارها روی دریای خزر، از دریافت رطوبت بیشتر هوا و بارش‌های فوق سنگین منطقه جلوگیری می‌کند. در این الگو بارش‌های سنگین متعددی در سواحل جنوبی خزر رخ می‌دهد.

- با ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی و افزایش اختلاف دمای سطح دریا و دمای هوای ۲ متری (به طور میانگین در سطح دریای خزر، بالاتر از ۳ درجه سانتیگراد) و کاهش سرعت باد، مقدار رطوبت دریافتی و در نتیجه مقدار بارش منطقه افزایش یافته، بارش‌های فوق سنگینی در منطقه روی می‌دهد. این وضعیت اغلب در الگوی پرفشار و به طور دقیق در الگوی دوم از الگوهای شانزده گانه فشار تراز دریا (پرفشار اروپایی به شکل مدور، مستقر در اطراف دریای خزر و دریای سیاه) با فراوانی ۱۵ تا ۳۶ درصد به ترتیب در بارش‌های فوق سنگین با منشأ همرفت و غیر همرفت دیده می‌شود.

- به طور میانگین، سرعت باد روی دریا در گروه بارشی فوق سنگین و در الگوهای همدید پرفشار کمتر از ۱۲ متر در ثانیه و در الگوهای همدید کم فشار، بیش از ۱۵ متر بر ثانیه است. سرعت باد در گروه بارشی سنگین، در الگوهای پرفشار کمتر از ۱۰ متر بر ثانیه و در الگوهای کم فشار بیش تر از ۱۰ متر بر ثانیه است. در صورت وجود همزمان سامانه‌های کم فشار و پرفشار به صورت شمالی - جنوبی یا شرقی - غربی در کنار همدیگر سرعت باد روی دریای خزر معمولاً از سامانه‌های کم فشار کمتر و از پرفشار بیشتر می شود.

- در زمان استقرار سامانه‌های پرفشار، با توجه به دمای مناسب سطح دریا و کمتر بودن دمای ۲ متری هوا نسبت به دمای سطح دریا، مقدار گرمای محسوس روی دریاچه خزر افزایش یافته، به طوری که در بارش‌های سنگین به طور میانگین به ۲۰۰ وات بر متر مربع و در بارش‌های فوق سنگین به ۳۵۰ تا ۴۰۰ وات بر متر مربع می رسد. در زمان رخداد بارش‌های سنگین تر وسعت عملکرد گرمای نامحسوس بیشتر است و اغلب نیمه جنوبی دریاچه خزر را در بر می گیرد. در سنگین ترین بارش‌های منطقه، مقدار این گرما به بیش از ۹۵۰ وات بر متر مربع می رسد.

- بیشینه بارش‌های سنگین و به ویژه فوق سنگین شمال کشور در هر چهار الگوی کم فشار، پرفشار و پرفشار-کم فشار به صورت شمالی - جنوبی یا شرقی - غربی، اغلب روی دریا یا در مرز بین ساحل و دریا روی می دهد. به ندرت بیشینه این نوع بارش‌ها در مناطق مرتفع دیده می شود.

- در الگوی کم فشار، در ماه‌های شهریور تا آذر (سپتامبر تا دسامبر)، سامانه کم فشار روی خزر با حرکت پادساعتگرد هوای روی دریا سبب انتقال هوای سرد تر عرض‌های شمالی تر به روی دریا شده و باتوجه به شرایط مناسب دمای سطح دریا باعث دریافت رطوبت و ناپایداری و رخداد بارش‌های سنگین تر به ویژه فوق سنگین می شود. روزهای قبل و بعد از روز مذکور که سامانه کم فشار در شرق یا غرب خزر قرار دارد، اغلب بارش‌ها از گروه سنگین هستند. در بقیه ماه‌های سال به دلیل دما و آرایش نامناسب دمای سطح دریا به ندرت امکان رخداد چنین وضعیتی وجود دارد. در الگوی پرفشار، به دلیل موقعیت جغرافیایی سامانه‌های پرفشاری که اغلب در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از خزر هستند، حرکت ساعتگرد هوا باعث انتقال هوای سردتری نسبت به گردش پاد ساعتگرد هوا در الگوی کم فشار می شود. این موضوع در ماه‌های شهریور تا آذر که دما و آرایش دمای سطح دریا مناسب است، باعث اختلاف زیاد تر دمای هوای ۲ متری و دمای سطح دریا و جذب رطوبت بیشتر و در صورت شرایط مناسب دینامیکی جو و ناپایداری بیش تر جو باعث رخداد بارش‌های سنگین تر به ویژه فوق سنگین می شوند.

- در الگوی همدید پرفشار-کم فشار شرقی- غربی، موقعیت جغرافیایی و فاصله از خزر و نیز مقدار فشار مرکزی سامانه کم فشار و پرفشار می توانند با توجه به شرایط ترمودینامیک و دینامیک جو و دریا باعث تغییراتی در مقدار بارش و الگوی مکانی بارش شوند.

- مدل WRF در پیش بینی بارش‌های سواحل جنوبی خزر وقتی که منشأ آنها یک الگوی همدید کم فشار است، بسیار بهتر و دقیق تر از زمانی که منشأ آنها الگوی همدید پرفشار است، عمل می کند.

- در مدل پیش بینی وضع هوای WRF، پیش بینی روز سوم بهتر از روزهای دیگر است. پیش بینی روز اول هم در اغلب موارد در الگوی مکانی، به ویژه مقدار بارش ضعیف تر از سایر روزهای پیش‌بینی است.

منابع

- ۱- اشجعی باشکند، محمد. (۱۳۷۹). بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران، استاد راهنما: دکتر محمد خیر اندیش، استاد مشاور: مهندس احمد نوحی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۲- حسینجانی، لیلا. (۱۳۸۳). شناسایی تیپ‌های هوای موثر بر بارش سواحل جنوبی خزر (گرگان-بندر انزلی) برای دوره ۱۹۹۱-۲۰۰۰، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور: زهرا حجازی داده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، گروه اقلیم و برنامه ریزی محیطی.
- ۳- خوشحال دستجردی، جواد. (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل سینوپتیکی کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، استاد راهنما: دکتر هوشنگ قائمی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۴- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). اقلیم شناسی سینوپتیک، تهران: انتشارات سمت.
- ۵- قشقایی، قاسم. (۱۳۷۵). بررسی اثر فرابار سیری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی دریای خزر، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور: زهرا حجازی زاده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، گروه جغرافیا، گرایش اقلیم و برنامه‌ریزی محیطی.
- ۶- لشکری، حسن. (۱۳۷۵). الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، استاد راهنما: دکتر هوشنگ قائمی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۷- لشکری، حسن. (۱۳۸۲). «مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران»، پژوهش‌های جغرافیایی، ش ۴۶، صص ۳۱-۴۶.
- ۸- محمدی، بهتیار. (۱۳۸۸). تحلیل همدید بارش‌های ابر سنگین ایران، استاد راهنما: دکتر ابوالفضل مسعودیان و دکتر محمد رضا کاویانی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.
- ۹- مرادی، حمیدرضا. (۱۳۸۳). «نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور»، مجله علوم دریایی ایران، دوره ۳، ش ۲ و ۳، صص ۶۹-۸۷.
- ۱۰- مسعودیان، سید ابوالفضل؛ کاویانی، محمدرضا. (۱۳۸۷). اقلیم شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- ۱۱- مسعودیان، سید ابوالفضل. (۱۳۸۷). شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابر سنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهرماه ۱۳۷۸، دانشگاه تبریز.
- ۱۲- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر. (۱۳۸۳). «اقلیم شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ منطقه دریای سرخ در خاور میانه»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۷۵، صص ۲۷-۴۵.
- ۱۳- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر. (۱۳۸۴). «بررسی سینوپتیکی تاثیر سامانه‌های کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۷۷، صص ۵۸-۷۷.
- 14- Benestad RE, Melsom A., 2002, Is there a link between unusually wet autumns in southeastern Norway and sea-surface temperature anomalies? Clim Res 23:67-79.
- 15- Boguslavsky, S., Kaminsky, S. and Ivashchenko, I., 1996, The impact of Black Sea on the local thermal and baric processes in the atmosphere, Journal of Physical Oceanography, Vol. 7, No. 5, PP.381-388.

- 16- Hand, W., Fox, N. and Collier, C., 2004, A study of twentieth-century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for forecasting, *Meteorol. Appl.*, 11, 15-31.
- 17- Harnack, R., Jensen, D. and Cermak, J., 1998, Investigation of upper air conditions occurring with heavy summer rain in Utah, *Int. J. Climatol.* 18: 701-723.
- 18- Hellstrom, C., 2005, Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in Sweden, *Int. J. Climatol.* 25:631-648.
- 19- Islam, M., Terao, T., Uyeda, H., Hayashi, T., Kikuchi, K., 2005, Spatial and Temporal Variations of Precipitation in and around Bangladesh, *J Meteorol Soc Jpn*, V.83, PP. 21-39.
- 20- Jansa, A., Genoves, A., Picornell, M., Angeles, C., Joan, R. and Carretero, O., 2001, Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part2: Statistical approach, *Meteorol. Appl.* 8, 43-56.
- 21- Jessen, T., Einfalt, M., Stoffer, T., Bernd, M., 2005, Analysis of heavy rainfall events in North Rhine-Westphalia with radar and rain gauge data, *Atmospheric Research* 77, 337-346.
- 22- Kahana, R., Ziv, B., Enzel, Y., Dayan, U., 2002, Synoptic climatology of major floods in the Negev desert, *Int. J. Climatol.* 22:867-882.
- 23- Kato, T. and Aranami, K., 2005, Formation Factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a Cloud-Resolving Model, *SOLA*, Vol. 1, 001-004.
- 24- Kawai, Y., Wada, A., 2007, Diurnal sea surface temperature variation and its impact on the atmosphere and ocean: a review, *J. Oceanogr.*, 63, 721-744.
- 25- Kobayashi, F., Sugawara, H., Ogawa, Y., Kanda, M., Ishii, K., 2007, Cumulonimbus generation in Tokyo metropolitan area during mid-summer days, *J. Atmos. Electr.*, 27, 41-52.
- 26- Kumar, A., Dudhia, J., Rotunno, R., Niyogi, D. and Mohanty, U., 2008, Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting(WRF), *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 134:1897-1910.
- 27- Kyoun, L., Gyun, P. and Wan, K., 2008, Heavy rainfall events lasting 18 days from July 31 to August 17, 1998, over Korea, *J. of the Meteorological Society of Japan*, Vol, 86, NO.2, PP.313-333.
- 28- Lana, A., Campins, J., Genovés, A. and Jans, A., 2007 Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, *Advances in Geosciences*, 12, 27-32.
- 29- Lasat, M., Mart, F. and Barrera, A., 2007, From the concept of "Kaltlufttropfen"(cold air pool) to the cut-off low. The case of September 1971 in Spain as example of their role in heavy rainfalls, *Meteorol Atmos Phys* 96, 43-60.
- 30- Lenderink, G., van Meijgaard, E., Selten, F., 2009, Intense coastal rainfall in the Netherlands in response to high sea surface temperatures: analysis of the event of August 2006, from the perspective of a changing climate, *Clim Dyn* 32:19-33, DOI 10.1007/s00382-008-0366-x
- 31- Mohapatra, M. and Mohanty, U., 2005, Some characteristics of very heavy rainfall over Orissa during Summer monsoon season, *J. Earth Syst.Sci.*, 114, No. 1, February 2005, PP. 17-36.
- 32- Persson P., Neiman P., Walter B., Bao J-W., Ralph FM., 2005, Contributions from California coastal-zone surface fluxes to heavy coastal precipitation: a CALJET Case Study during the strong El Niño of 1998. *Mon Weather Rev* 133:1175-1198
- 33- Plaut, G., Schuepbach, E. and Doctor, M., 2001, Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the link with large-scale circulation, 1971-1995, *Climate Research*, Vol. 17:285-302.
- 34- Rudari, R., Entekhabi, D. and Roth, G., 2004, Large- scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy, *Advances in Water Resources* 28, 601-614.
- 35- Vaidya, S. and Kulkarni, J., 2007, Simulation of heavy precipitation over Santacruz, Mumbai on 26 July 2005, using Mesoscale model, *Meteorol Atmos Phys*, DOI 10.1007/s00703-006-0233-4.
- 36- Yoshikado, H., 1992, Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breezes, *J. Appl. Meteorol.*, 31, 1146-1164.