نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال اول، شماره پیاپی ٤، زمستان ۱۳۹۳
صفحات۱۲۳-۱۰۵

سازوکار شکل‌گیری باد گرمش در البرز

فروغ مومن‌پو[1]ر، کارشناس ارشد هواشناسی، اداره کل هواشناسی استان گیلان
نیما فریدمجتهدی، کارشناس ارشد آب و هواشناسی، اداره کل هواشناسی استان گیلان
شبنم هادی‌نژادصبوری، کارشناس ارشد فیزیک دریا، اداره کل هواشناسی استان گیلان
حسین عابد،کارشناس ارشد آب و هواشناسی، اداره کل هواشناسی استان گیلان
سمانه نگاه، دانشجوی دکتری هواشناسی، اداره کل هواشناسی استان گیلان

دریافت مقاله: ۱۳۹۳/۰۴/۰۱ پذیرش نهایی: ۱۳۹۳/۰۸/۰۹

چکیده

برای بررسی شرایط جوی در زمان وقوع باد گرمش، روزهای شاخص این پدیده از بانک اطلاعاتی ۲۹ ساله‌ی باد گرمش گیلان (۲۰۱۰-۱۹۸۲) استخراج شد. میدان‌های فشار، دما، نم ویژه، ارتفاع ژئوپتانسیلی، سرعت قائم، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، فرارفت رطوبت و دما، جریان، تاوایی نسبی و برش قائم کمیت‌های دینامیکی در سامانه‌های منجر به این پدیده در همهٔ ترازهای جوی مطالعه شد. از تصاویر سنجنده‌ی مودیس، ماهواره‌های ترا و آکوا برای تأیید وجود ابرناکی و بارش (برف) در دو سوی رشته‌کوه البرز استفاده شد. به سبب ابرناکی و وقوع بارش در هنگام باد گرمش سه دسته الگو شناسایی شد: دسته‌ی اول موارد رخداد باد گرمش همراه با آسمان صاف و بدون پدیده در دو سوی رشته‌کوه البرز، دسته دوم فقط وجود ابرناکی در هنگام باد گرمش و دسته سوم موارد همراه با وقوع بارش را در دامنه‌ی جنوبی رشته‌کوه البرز در زمان باد گرمش شامل می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که تفاوت این سه دسته، علاوه بر الگوی سطوح میانی و فوقانی وردسپهر، در الگوی همدیدی توده هوای مستقر در سطح زمین است. در دسته اول و دوم، استقرار توده هوای پرفشار در نواحی مرکزی فلات ایران و نفوذ زبانه‌ی کم‌فشار در شمال رشته‌کوه البرز موجب شکل‌گیری جریان‌های جنوبی به سمت سواحل جنوبی دریای کاسپین و افزایش سرعت باد در لایه‌های زیرین وردسپهر می‌گردد. اما در دسته‌ی سوم گسترش کم‌فشار به سمت دامنه‌ی جنوبی البرز و نواحی شمال‌غربی ایران، شکل‌گیری مولفه‌ی مثبت باد نصف‌النهاری را به سمت دامنه‌های شمالی و پشت به باد البرز در پی دارد.

واژگان کلیدی: مخاطره‌ی باد گرمش، چرخند سطحی، جریان‌های جنوبی، تصاویر سنجنده‌ی مودیس، رشته‌کوه البرز.

[1]. نویسنده مسئول Email:f.momenpoor@gmail.com

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

مقدمه

سامانه‌های کوهستانی نقش مهمی در تغییرهای پیرامونی و فراپیرامونی خود دارند. مؤلفه‌های مختلف کوهستان در عناصر جوی تأثیر می‌گذارند که شامل تغییر، تعدیل و افزایش شدت عناصر و پدیده‌های جوی، شکل‌گیری کمربندهای توپوـآب‌وهوایی و، به تبع آن، پیدایش کمربندهای فرسایشی، بوم‌شناسی و نحوه‌ی معیشتِ کوهستانی است. نحوه‌ی حرکت و اندرکنش جو با سامانه‌های کوهستانی یکی از موضوع‌های مناقشه‌برانگیز در تحلیل‌ها و مطالعه‌های همدیدی و پیش‌بینی است. ناهمواری‌ها نقش مهمی در گردش جوی بازی می‌کنند و سامانه‌های جوی را در همه‌ی مقیاس‌های حرکت جوی متأثر می‌سازند (Chung, ۱۹۷۶). برای نمونه، نقش سامانه‌های کوهستانی را می‌توان در چرخندزائی و شکل‌گیری چرخندهای بادپناهی، پیدایش بیابان‌های بادپناهی(کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۶) ، توزیع مکانی بارش (علیجانی، ۱۳۷۴)، شکل‌گیری پدیده‌های جوی همچون بادهای آنتریپیک (باد کاتاباتیک)، بادهای گپ (اثر جت) و باد گرم (باد فون) نام برد. بادهای گرم یکی از شناخته‌شده‌ترین سازوکارهای جوی مرتبط با سامانه‌های کوهستانی هستند و در زیرگروه بادهای محلی[۱] و ریزشی[۲] قرار دارند (Barry, ۲۰۰۸; Oliver, ۲۰۰۵; Whiteman, ۲۰۰۰). این بادها از لحاظ جهت و شدت با بادهای ناشی از اغتشاش‌های عمومی متفاوت‌اند و اغلب، نام‌های محلی خود را دارند (Allaby, ۲۰۰۷). به دلیل اثرهای مکانیکی و ترمودینامیکی پستی و بلندی در جریان ایجاد، بادهای مذکور، در صورتی که وضعیت همدیدی مساعد باشد، به سمت پائین دامنه در بادپناه رشته‌کوه‌ها می‌وزند. از بادهای گرم معروف که در کرانه‌ی سامانه‌های کوهستانی معروف می‌وزند می‌توان از باد «زوندا» در رشته‌کوه‌های آند، «سانتاآنا» در کوه‌های سن‌گابریل و سن برناردیو کالفرنیا، «فون» در آلپ و «چینوک» در راکی نام برد(۲۰۰۹، Ahrens). مطالعه‌های موردی فراوانی در زمینه‌ی نحوه‌ی شکل‌گیری باد گرم در سامانه‌های کوهستانی عمده‌ی دنیا انجام شده است که بیشترین آن‌ها مربوط به منطقه آلپ (فون) و راکی(چینوک) است. در این مورد می‌توان از مطالعه در کوه‌های اسموگی و آپالاش (Gaffin،۲۰۰۲ و Gaffin,۲۰۰۷)، آلپ‌های استرالیا (sharples,۲۰۱۰) و زوندا در آند (Seluchi , ۲۰۰۲) نام برد.

در این مطالعه ــهمچون دیگر منابع علمی در دنیاــ از نام محلی باد گرم در گیلان به نام «گرمش» استفاده شده است(پوراحمدجکتاجی،۱۳۸۵). در طول تاریخ هواشناسی علمی، به‌ویژه در صد سال اخیر، باد فون و بادهای گرم، که در مناطق بادپناه کوهستان‌ها رخ می‌دهد، از بحث‌های مورد توجه بوده است. تحقیق‌های گسترده‌ای درباره‌ی بادهای فون در آلپ صورت گرفته است. در برنامه‌ی «میان مقیاس آلپ» (MAP)، تعداد فراوانی از این بررسی‌ها صورت گرفت که در ۱۹۹۹ منجر به شناسائی سازوکار باد فون گردید (Drechsel and Mayer, ۲۰۰۸). بیشتر مطالعات نشان داد که علاوه بر رخداد شرایط بارش در دامنه‌ی بادگیر، فون می‌تواند بدون از دست دادن رطوبت نیز رخ دهد (Barry, ۲۰۰۸). مطالعه‌های موردی فراوانی در زمینه‌ی نحوه‌ی شکل‌گیری باد گرم در سامانه‌های کوهستانی عمده‌ی دنیا صورت گرفته است که بیشترین آن‌ها مربوط به منطقه‌ی آلپ (فون) و راکی (چینوک) است. مطالعه در زمینه‌ی باد گرم در ایران مختص به رشته‌کوه البرز است و دو دهه از تاریخ آن می‌گذرد. در ایران، شیرزادی و همکاران (۱۳۷۱) اولین مطالعه در زمینه‌ی باد گرم را در زمینه‌ی علل

[۱] .Local wind
[۲] .Fall wind

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

ایجاد آتش‌سوزی‌های جنگل‌های شمال صورت دادند. پرنیان (۱۳۷۸) در مطالعه‌ی خود به بررسی شرایط ایجاد باد فون در استان‌های گیلان و مازندران پرداخت. حسن‌پور چماچایی (۱۳۸۵)، یوسفی و عزیزی (۱۳۸۸)، گلوانی و لشگری (۱۳۹۰)، عزیزی و همکاران (۱۳۹۱) درباره‌ی شرایط همدیدی منجر به آتش‌سوزی‌های جنگل چه به شکل موردی و چه به شکل بلندمدت پژوهش‌هایی انجام داده اند.

در مجموع، مطالعاتی که دو دهه‌ی اخیر در زمینه‌ی باد گرم ایران صورت گرفته بر رابطه‌ی علت ـ معلولی متمرکز بوده است. بدین صورت که آتش‌سوزی جنگل‌های شمال معلول در نظر گرفته می‌شد و پژوهشگران سعی در شناخت الگوی همدیدی مؤثر بر رخداد (علت) را داشتند. از آنجایی که این پژوهش‌ها اغلب مطالعه‌های موردی بودند، شناخت جامعی از این پدیده به دست نیامده است. علاوه بر این، با انتخاب نادرست ایستگاه‌ها در سمتِ جنوبی البرز، مطالعات سعی در یافتن شواهدی برای اثبات وجود پدیده‌ی باد فون بودند. به دلایل جغرافیایی و آب‌وهوایی، انتخاب ایستگاه‌هایی چون قزوین، تهران، زنجان و اقدسیه برای مطالعه‌ی شرایط جوی دامنه‌های رو به باد این پدیده صحیح نمی‌نماید. برای نمونه، هرچند ایستگاه قزوین دارای ارتفاعی ۱۲۷۹ متر است، از لحاظ زمین‌ریخت‌شناسی در واحد دشت قرار گرفته است. در همه‌ی مطالعه‌های نام‌برده، برای تبیین سازوکار باد گرمش، کوشش بر این بود با تعمیم شرایط شکل‌گیری باد فون شرایط شکل‌گیری باد گرم در رشته‌کوه البرز تفسیر شود. باد گرمش یکی از مخاطره‌های محیطی استان گیلان است. تأثیر این پدیده از طریق ذوب برف (سیل‌خیزی)، افزایش توان بالقوه آتش‌سوزی جنگل‌ها، افزایش تبخیر و تعرق و ایجاد تنش دمایی برای گیاهان، تخریب سازه و ... است. بر اساس گزارش ستاد حوادث غیرمترقبه‌ی استانداری گیلان، طی سال‌های ۱۳۸۱ تا ۱۳۸۸، خسارت‌های مالی حاصل از باد گرمش و آتش‌سوزی ۷۱۴۷۸/۸ میلیون ریال برآورد شده است. بنابراین، هدف از این مطالعه شناسائی سازوکار رخداد این پدیده و پدیده‌های جوی همراه و نمود پدیداری آن است که برای اولین بار با استفاده از بانک ۲۹ ساله‌ی باد گرمش و استفاده از فن سنجش از دور انجام گرفت.

داده‌ها و روش کار

در گام نخست، در هنگام رخداد پدیده‌ی باد گرمش، باید شرایط همدیدی و دینامیکی الگوهای جوی حاکم بر منطقه مطالعه می‌شد. برای این منظور، از داده‌های SCDATA ایستگاه‌های همدیدی ۲۴ ساعته‌ی استان گیلان استفاده شد. رشت، بندر انزلی، آستارا و جیرنده ایستگاه‌های منتخب را شامل شدند (شکل ۱؛ جدول ۱) که دارای آمار بلندمدت و پیوسته از سال ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۰[1] بودند. در تهیه‌ی بانک اطلاعاتی باد گرمش استان گیلان، به دلیل حجم بسیار فراوان داده‌ها و تهیه‌ی خروجی‌های مورد نیاز، داده‌ها با کد نویسی‌های لازم به زبان «ویژوال بیسیک» رمزگشایی شدند. با در نظر گرفتن سمت جنوبی باد گرمش در جلگه‌ی گیلان، داده‌های باد با جهت جنوبی تفکیک گردیدند. سپس، همه‌ی داده‌ها با رطوبت نسبی کمتر از شصت درصد استخراج شدند. همچنین، روند استخراج داده‌های سه ساعته با افزایش دمای پنج درجه‌ی سلسیوس آغاز شد و تا زمانی‌که اندازه‌ی نزولی پنج درجه پیدا نکرد، استخراج داده‌ها ادامه یافت. هم‌زمان با

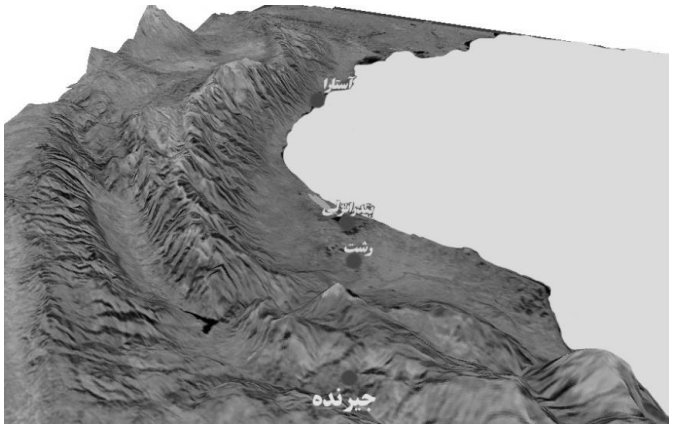
[1] داده‌های آستارا از ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۰ و جیرنده از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۰ استفاده شده است.

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

این داده‌ها، سایر عناصر جوی مرتبط با این پدیده نظیر سرعت باد، دما، فشار، نوع ابر و دید افقی نیز استخراج شدند. در ادامه، تعداد ساعت‌ها و روزهای همراه با رخداد باد گرمش در هر ایستگاه مشخص و گلبادها با نرم‌افزار «WRPLOT» ترسیم گردیدند. در گام دوم پژوهش، روزهای همراه با باد گرمش شناسایی شد. سپس، با استفاده از تصاویر روزانه‌ی سنجنده‌ی مودیس ماهواره‌ای ترا و اکووا در باندهای مرئی ۱-۲-۷، برای بررسی تأیید وجود شرایط ابرناکی در دو سوی رشته‌کوه البرز و ایستگاه تازه تأسیس جیرنده، سعی در ارائه‌ی شواهدی مستدل شد. از ایستگاه جیرنده در دامنه‌های جنوبی رشته‌کوه البرز در دره‌ی شاهرود برای مطالعه‌ی وقوع پدیده (برف) استفاده شده است. در گام بعدی، برای مطالعه‌ی الگوی همدیدی ـ دینامیکی حاکم بر این پدیده در همه‌ی ترازهای جوی، داده‌های دوباره تحلیل‌شده روزانه‌ی میدان‌های فشار، دما، نم ویژه، ارتفاع ژئوپتانسیلی، مؤلفه‌های مداری و نصف النهاری باد و سرعت قائم در دستگاه فشاری از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی آمریکا[۱] روی شبکه‌ای منظم کشور ایران با تفکیک افقی ۲/۵ درجه استفاده شده است. در مرحله اول، باید شرایط همدیدی این سامانه‌ها مشخص می‌شد. برای این هدف، با به کارگیری داده‌های فوق و اسکریپت‌نویسی به کمک نرم‌افزار Grads اقدام به نمایش و تحلیل روزانه‌ی این کمیت‌ها در تراز سطح دریا (ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰) هکتوپاسکالی گردید. سپس، با تولید نقشه‌های کمیت‌هایی نظیر جریان، تاوایی نسبی، فرارفت دما، فرارفت رطوبت و برش قائم تاوایی نسبی، سرعت قائم، رطوبت نسبی و نم ویژه ساختار دینامیکی مطالعه شد. منطقه‌ی مطالعه مابین دریای کاسپین در شمال و رشته‌کوه البرز در جنوب قرار دارد. گفتنی است که منطقه‌ی مذکور یکی از پیچیده‌ترین شرایط آب‌وهوایی را داراست.

جدول ۱: مشخصات ایستگاه‌های همدیدی مورد

ردیف	نام ایستگاه	طول ج	عرض ج	ارتفاع	سال تاسیس	نوع ایستگاه
۱	آستارا	۴۱ ° ۵۱ ′	۳۸ ° ۲۲ ′	-۲۱/۱	۱۳۶۵	همدیدی
۲	فرودگاه رشت	۴۹ ° ۳۷ ′	۳۷ ° ۱۹ ′	-۸/۶	۱۳۳۵	همدیدی
۳	لاهیجان	۵۱ ° ۰۱ ′	۳۷ ° ۱۲ ′	۳۴/۲	۱۳۸۰	همدیدی
۴	جیرنده	۴۹ ° ۴۸ ′	۳۶ ° ۴۲ ′	۱۵۸۱/۴	۱۳۸۵	همدیدی



شکل ۱: موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه در رشته‌کوه البرز و جلگه‌ی گیلان.

۱. NCEP/NCAR

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

شرح و تفسیر نتایج

الف) تحلیل آماری

در مجموع، در دوره‌ی آماری ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۰، رخداد باد گرمش در رشت ۴۷۹ روز بود. در سال ۲۰۰۴، در ایستگاه همدیدی رشت، تعداد روزهای همراه با باد گرمش ۳۲ روز و در سال ۲۰۰۶ چهار روز بود که به ترتیب بیشترین و کمترین رخداد را طی دوره‌ی آماری داشتند. فراوانی رخداد این پدیده در ماه‌های ژانویه، فوریه، نوامبر و دسامبر بیشتر و در سپتامبر و ژوئن به‌ندرت اتفاق می‌افتاد. سمت باد غالب گلباد در زمان وزش باد گرمش، دارای جهتی جنوب‌غربی و جنوبی است. به‌طور متوسط رطوبت نسبی سالیانه در رشت ۸۲ درصد است، ولی در زمان رخداد پدیده‌ی باد گرمش به‌طور متوسط کاهش ۴۸ درصدی را دارد و میزان آن به ۳۴ درصد نیز می‌رسد. ابرهای ظاهر شده در زمان وزش باد گرمش در ایستگاه همدیدی رشت با سایر اوقات متفاوت است. یکی از ابرهای شاخص، که با این پدیده همراه و گواه وزش باد شدید نیز است، ابر التوکومولوس نوع چهار (ماهی و یا صدف‌شکل) است. این ابر تقریباً در ۱۳ درصد موارد همراه با پدیده‌ی باد گرمش مشاهده شده است. بیشتر ابرهای همراه این پدیده ابرهای سیروس و سیروکومولوس است.

ب) تحلیل همدیدی ـ دینامیکی

در این پژوهش، در کل، سازوکار همدیدی مشابهی در سامانه‌های منجر به پدیده‌ی باد گرمش در سواحل جنوبی دریای کاسپین شناسایی شده است. نتایج موارد مطالعه‌شده در این پژوهش نشان می‌دهد شرط لازم برای شکل‌گیری پدیده‌ی باد گرمش در استان گیلان جفت‌شدگی هم‌زمان دو توده‌هوای پرفشار و کم‌فشار در دو سوی رشته‌کوه‌های البرز است. سامانه‌های کم‌فشار و پرفشار منجر به شکل‌گیری الگوی باد گرمش در منطقه برحسب منشأ شکل‌گیری، ویژگی‌های فیزیکی و سازوکار دینامیکی متفاوت هستند. بر این اساس، سامانه‌ها به شش گروه عمده دسته‌بندی شده‌اند که عبارت‌اند از: ۱) نفوذ زبانه‌ی کم‌فشار سرد جنب قطبی به سواحل و استقرار کمربند پرفشار جنب حاره روی فلات ایران؛ ۲) نفوذ زبانه‌ی کم‌فشار سرد جنب قطبی به سواحل و استقرار مرکز پرفشار ثانویه روی زاگرس؛ ۳) نفوذ زبانه‌ی کم‌فشار سرد جنب قطبی به سواحل و نفوذ زبانه‌ی پرفشار سیبری تا جنوب البرز؛ ۴) نفوذ مرکز کم‌فشار مدیترانه‌ای به سواحل و استقرار کمربند پرفشار جنب حاره روی فلات ایران؛ ۵) نفوذ مرکز کم‌فشار مدیترانه‌ای به سواحل و استقرار مرکز پرفشار ثانویه روی زاگرس؛ ۶) نفوذ مرکز کم‌فشار مدیترانه‌ای به سواحل و نفوذ زبانه پرفشار سیبری تا جنوب البرز. زبانه‌های این چرخندهای دینامیکی در حرکت به سمت شرق تا روی سواحل جنوبی دریای کاسپین گسترش می‌یابند. علاوه بر این، وجود مراکز پرفشار قوی موجب شکل‌گیری جریان‌های غربی، شمال‌غربی و جنوبی به سمت سواحل جنوبی دریای کاسپین می‌گردد؛ به‌ویژه پرفشارسیبری که در این بازه زمانی از سال روی پهنه‌ی وسیعی از آسیا مستقر است و زبانه‌ی پربندهای فشاری آن تا روی فلات ایران و حتی غرب کشور امتداد می‌یابد.

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

ج) الگوهای سه‌گانه‌ی سازوکار رخداد باد گرمش در نیمه‌ی غربی رشته‌کوه البرز

ج-۱- باد گرمش بدون پدیده

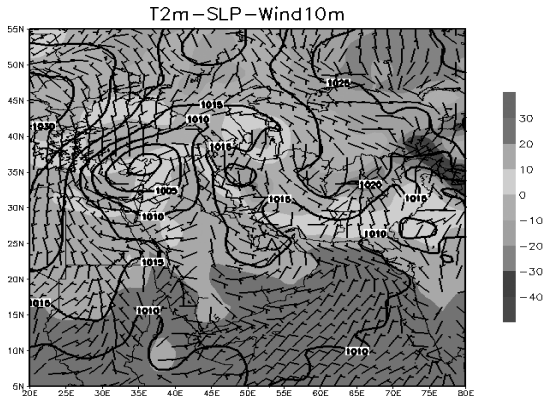
در این دسته، که شامل ۱۱ مورد از ۴۷ مورد بررسی‌شده است، باد گرمش در هنگام آسمان صاف به صورت یک دسته‌ی مجزا مطالعه شد و ویژگی‌های همدیدی و دینامیکی منجر به این شرایط بررسی گردید. باد گرمش تاریخ ۲۹ ژانویه‌ی ۲۰۰۸ یکی از نمونه‌های این دسته است. در سازوکار شکل‌گیری سطح زمین این الگو، گسترش و نفوذ مداری زبانه‌ی مرکز کم‌فشار دینامیکی مدیترانه از غرب کاسپین به سمت جلگه‌ی گیلان و هم‌زمانی شکل‌گیری مرکز پرفشار بسته‌ی سرد بر روی زاگرس گرادیان فشاری قوی را در سواحل جنوبی دریای کاسپین سبب گردید؛ به طوری که موجب شد سرعت باد در ایستگاه هواشناسی همدیدی فرودگاهی رشت از ۱۱ کیلومتر بر ساعت در ساعت ۰۰ گرینویچ به ۳۶ کیلومتر بر ساعت در ساعت ۱۲ گرینویچ افزایش پیدا کند. حاکم شدن هسته‌ی گرم دمایی فقط در محدوده‌ی کاسپین جنوبی، برخلاف استقرار هوای سرد سطحی در پهنه‌ی وسیع ایران، بر گرم شدن بی‌دررو ناشی از نزول توده‌هوا در دامنه‌ی شمالی کوهستان البرز صحه می‌گذارد (شکل ۲). قرار گرفتن گیلان در محدوده‌ی پشته‌ی ارتفاعی مابین منطقه‌ی مرتفع بر روی عرض‌های جنوبی ایران و مرکز کم‌ارتفاع بر روی شرق اروپا و ترکیه، علاوه بر تشدید جریان‌های جنوب‌غربی و وجود مؤلفه‌ی مثبت باد نصف‌النهاری در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی، تقویت تاوایی منفی در سطوح زیرین وردسپهر را در پی دارد (شکل ۳). ضمن گسترش شمال‌سوی هوای گرم ناشی از پشته‌ی دمایی سطوح زیرین وردسپهر مستقر در نواحی جنوبی دریای کاسپین (شکل ۴)، فرارفت مثبت قوی دما و قابل توجه بودن فرارفت منفی رطوبت در ساعت‌های اوج باد گرم وجود هوای گرم و خشک را در دامنه‌های شمالی رشته‌کوه‌های البرز در سطوح زیرین وردسپهر نشان می‌دهد (شکل ۵)؛ به طوری‌که رطوبت نسبی ایستگاه هواشناسی همدیدی فرودگاهی رشت به ۱۹ درصد رسید. بررسی الگوی ترازهای ۷۰۰ هکتوپاسکالی (شکل۶) و ۵۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ۷) سازوکار مشترکی را در این لایه‌ها می‌نمایاند. تقویت تاوایی منفی ناشی از حاکمیت پشته‌ی ارتفاعی در ساعت‌های اوج باد گرم در این سطوح کاملاً مشهود است. برش قائم کمیت‌های دینامیکی نشان می‌دهد که در محدوده‌ی سواحل جنوبی دریای کاسپین (۳۶ تا ۳۹ درجه) تاوایی نسبی منفی منطبق با مقادیر امگا مثبت (حرکت‌های نزولی) است. دلیل این امر فرونشینی توده‌هوا در کوهپایه‌های شمالی البرز (به‌رغم گسترش زبانه‌ی چرخند) و همچنین فرونشینی در گستره‌ی وسیع فلات ایران (عرض‌های کمتر از ۳۶ درجه) متأثر از واچرخند سطحی است. با توجه به وجود پشته در عمق ستون جو در دامنه‌ی شمالی البرز و سواحل جنوبی دریای کاسپین این تاوایی منفی تا سطوح فوقانی کشیده شده است. این درحالی است که در عرض‌های بالاتر از ۳۹ درجه و بر روی پهنه‌ی وسیع آبی کاسپین، با توجه به حاکمیت کم‌فشار، مقدار کمّی تاوایی نسبی مثبت است (شکل ۸). اگرچه برش قائم رطوبت نسبی مقادیر اندکی را در محدوده‌ی دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز در سطوح زیرین وردسپهر نشان می‌دهد، بر روی عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۳۹ درجه، به دلیل استقرار چرخند و گردش‌های پادساعت‌گرد در پهنه‌ی آبی کاسپین، مقادیر رطوبت نسبی در جو افزایش یافته است. با توجه به ناوه‌ی ارتفاعی و حرکت‌های صعودی (امگا منفی) سطوح میانی و فوقانی در عرض‌های بالاتر، این رطوبت امکان صعود را به سطوح فوقانی جو دارد. نکته‌ی مهم در بعضی از موارد این دسته وجود مقادیر بالای رطوبت نسبی در دامنه‌ی جنوبی رشته‌کوه البرز، آن‌هم فقط در محدوده‌ی کوچکی از سطوح زیرین وردسپهر (۷۰۰ هکتوپاسکال)، است (شکل ۹).

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

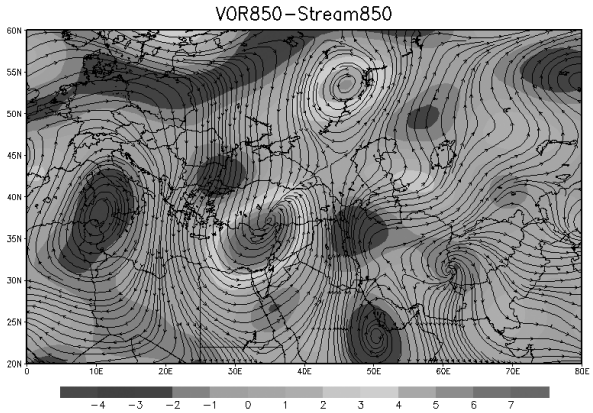
جدول ۲: شاخص‌های استخراج‌شده از ایستگاه هواشناسی همدیدی فرودگاهی رشت (ایستگاه نمونه‌ی جلگه‌ای در نواحی پشت به باد البرز) و جیرنده (ایستگاه همدیدی ۱۲ ساعته و تنها ایستگاه نمونه در دامنه‌ی رو به باد البرز) در زمان باد گرمش برای روز ۲۹ ژانویه ۲۰۰۸ (AC: آلتوکومولوس، CS: سیرواستراتوس، AS: آلتواستراتوس. اعداد ذکرشده در کنار نام ابر نشان‌دهنده‌ی نوع ابر هستند).

رشت									جیرنده								
ساعت به گرینویچ	سمت باد	سرعت باد	دما	نم نسبی	پدیده	ابر پایین	ابر متوسط و بالا	حداکثر پوشش ابر	ساعت به گرینویچ	سمت باد	سرعت باد	دما	نم نسبی	پدیده	ابر پایین	ابر متوسط و بالا	حداکثر پوشش ابر
۰۰	۱۹۰	۳	۸/۶	۲۷	-	-	-	-									
۰۳	۱۸۰	۴	۹/۸	۳۱	-	-	-	-	۰۳	۱۲۰	۵	-۱/۴	۴۲	-	-	-	
۰۶	۲۰۰	۶	۱۳	۲۳	-	-	AC۴	۱	۰۶	۱۲۰	۵	۰	۴۱	-	-	-	-
۰۹	۱۹۰	۷	۱۵/۴	۲۲	-	-	AC۴	۱	۰۹	۱۸۰	۵	۲/۴	۴۱	-	-	-	-
۱۲	۱۸۰	۱۰	۱۶	۲۰	-	-	AC۴	۱	۱۲	۲۱۰	۱۰	۴	۳۴	-	-	Ac۲	۱
۱۵	۲۱۰	۹	۱۴/۶	۲۰	-	-	AC۴	۱	۱۵	۲۱۰	۸	۲	۳۴	-	-	Ac۲	۲
۱۸	۲۱۰	۱۰	۱۴/۴	۱۹	-	CS۵	AC۴	۶									
۲۱	۱۹۰	۶	۱۴/۲	۲۲	-	SC۵	AC۴	۵									

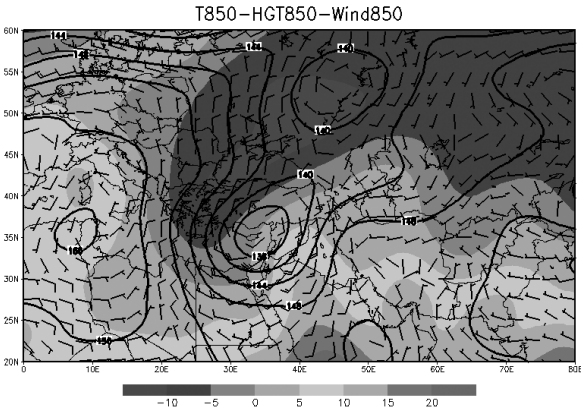
[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]



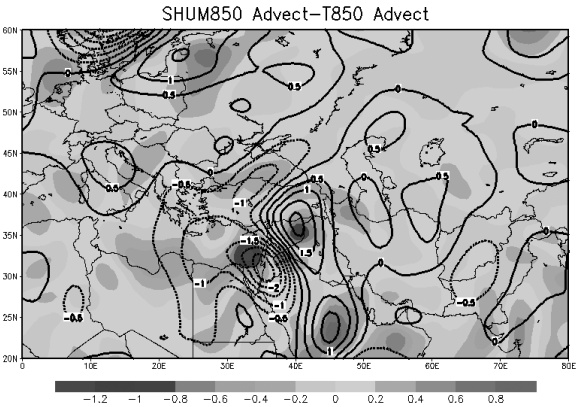
شکل ۲:میدان‌های فشار سطح دریا (خطوط هم‌مقدار برحسب هکتوپاسکال)، دمای ۲ متری (بخش‌های رنگی شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس) و باد ۱۰ متری (بر حسب متر بر ثانیه) برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۹.



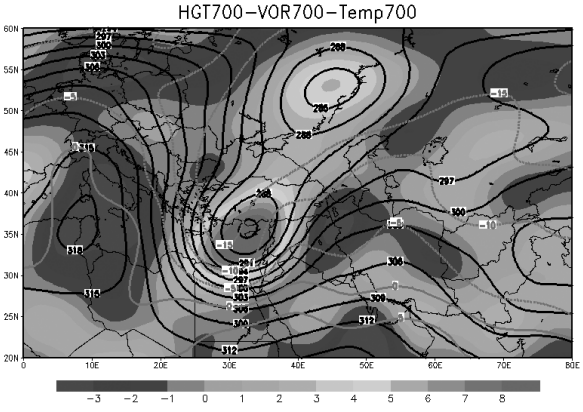
شکل ۳:میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده بر حسب عکس ثانیه) و جریان تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (خطوط پیوسته) برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۹ ژانویه‌ی ۲۰۰۸.

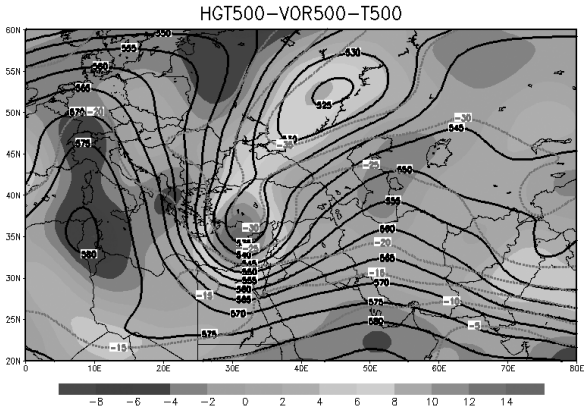


شکل ۴: میدان دما (مقادیر رنگی شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط هم‌مقدار بر حسب دکامتر) و میدان باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۹ ژانویه‌ی ۲۰۰۸.



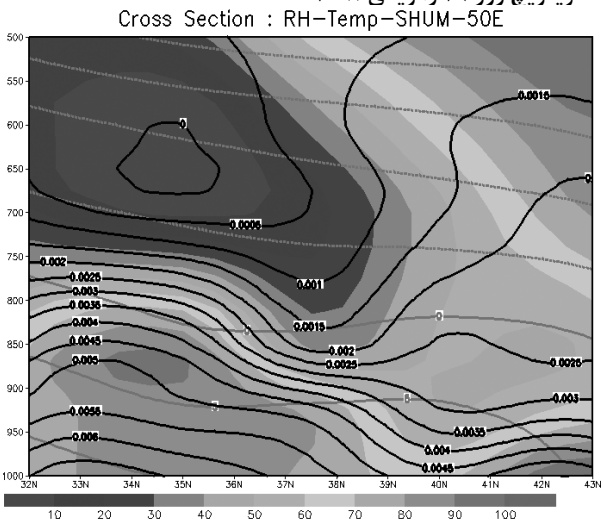
شکل ۵: فرارفت رطوبت ویژه (مقادیر رنگی شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس بر ثانیه) و فرارفت دما (خطوط هم‌مقدار) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۹ ژانویه‌ی ۲۰۰۸.



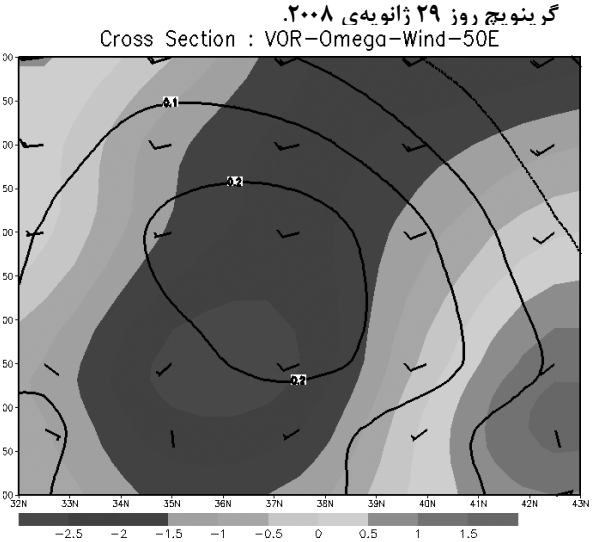


[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

شکل ۶: میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده برحسب عکس ثانیه)، میدان دما (خطوط رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس) و ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط هم مقدار بر حسب دکامتر) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۹ ژانویه‌ی ۲۰۰۸.



شکل۷: میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده بر حسب عکس ثانیه)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط مشکی بر حسب دکامتر) میدان دما (خطوط رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۹ ژانویه‌ی ۲۰۰۸.



شکل ۸: برش قائم میدان تاوایی نسبی (بر ثانیه رنگی شده)، برش قائم میدان سرعت قائم (برحسب متر بر ثانیه خطوط هم‌مقدار مشکی رنگ)، برش قائم میدان باد (بر حسب متر بر ثانیه) برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۹ ژانویه‌ی ۲۰۰۸.

شکل ۹: برش قائم میدان رطوبت ویژه (مقادیر رنگی شده بر حسب کیلوگرم بر کیلوگرم)، برش قائم دما (خطوط هم‌مقدار رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس) و برش قائم رطوبت نسبی (مقادیر رنگی شده بر حسب درصد) برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۲۹ ژانویه‌ی ۲۰۰۸.

ج-۲ - باد گرمش با پدیده (ابرناکی)

این دسته، که شامل ۳۴ مورد از ۴۷ مورد باد گرمش است، شرایط جوی غالب در زمان وقوع باد گرمش به شمار می‌رود. در این دسته نیز نحوه‌ی جایگزینی مراکز فشاری سطح زمین در سواحل جنوبی دریای کاسپین شرط لازم برای شکل‌گیری جریان‌های جنوبی است. اما وجود ابرناکی ناشی از ناپایداری در سطوح مختلف عامل تفکیک‌کننده‌ی این الگوها به منزله‌ی یک دسته‌ی مجزا مطرح است. بنابراین، فارغ از نحوه‌ی آرایش الگوی توده‌های جوی در سطح زمین و شرایط حاکم بر جریان‌های جوی در سطوح زیرین، که مشابه دسته‌ی قبل است، گذر ناوه‌ی ارتفاعی در سطوح میانی و فوقانی ورد سپهر را می‌توان عامل تفاوت این موارد با دسته‌ی پیشین ذکر کرد. شرایط رخداد باد گرمش تاریخ ۱۳ دسامبر ۲۰۰۹ به همراه ابرناکی در دامنه‌ی جنوبی کوهستان البرز، به صورت یک نمونه در این دسته بررسی شد. در این الگو، حرکت مداری زبانه‌ی کم‌فشار مدیترانه‌ای به سمت سواحل جنوبی دریای کاسپین و وجود پرفشار ثانویه بر روی زاگرس شارش‌های قوی جنوبی و جنوب‌غربی را از فلات ایران به سمت نوار جنوبی دریای کاسپین، سوق می‌دهد. در ناحیه‌ی تحت تأثیر جریان‌های شمال‌سو، وجود هسته‌ی بیشینه‌ی دمایی بر روی کاسپین جنوبی گرمایش ناشی از نزول هوا را در دامنه‌ی شمالی البرز،

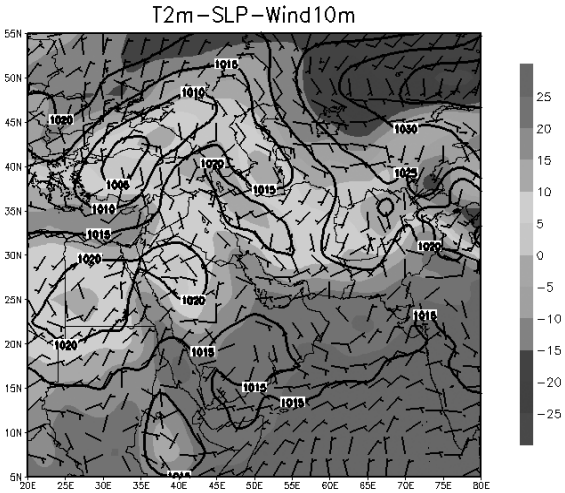
[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

همچون دسته‌ی قبل، تأیید می‌کند (شکل۱۰). شکل‌گیری و تداوم جریان‌های جنوبی و جنوب‌غربی با همراهی تاوایی مثبت (شکل ۱۱) ناشی از ناوه ی ارتفاعی و همراهی باد با جهت جنوب‌غربی، رطوبت موجود در نواحی غربی و جنوب‌غربی ایران را به سمت عرض‌های بالاتر و دامنه‌ی جنوبی رشته‌کوه البرز سوق می‌دهد (شکل ۱۲)؛ به طوری‌که کاهش فرارفت منفی رطوبت (افزایش رطوبت) در نواحی غربی و نیز دامنه‌ی رو به باد البرز شرایط مساعدی را برای رشد ابر فراهم می‌کند. از سوی دیگر، وجود پشته‌ی دمایی و فرارفت مثبت دما در ضمن فرارفت منفی رطوبت در سطوح زیرین وردسپهر در سواحل جنوبی دریای کاسپین گسترش هوای گرم و خشک را در این نواحی در پی دارد (شکل ۱۳). در سوی جنوبی کوهستان البرز، تاوایی مثبت ناشی از ناوه‌ی ارتفاعی و گردش پادساعت‌گرد در لایه‌های ۷۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ۱۴) و ۵۰۰ هکتوپاسکالی جو (شکل ۱۵) شرایط صعود را در لایه‌های میانی و فوقانی جو فراهم می‌کند. در دامنه‌ی رو به باد، وجود تاوایی مثبت با همراهی مناسب شرایط رطوبتی در این ناحیه مخصوصاً در سطوح زیرین وردسپهر تشکیل ابرهای جوششی را در سوی جنوبی رشته‌کوه البرز موجب می‌شود. به نظر می‌رسد ضعیف بودن حرکت‌های صعودی ناشی از ناوه‌ی ضعیف ارتفاعی مانع گسترش قائم ابر می‌شود. این درحالی است که در سطوح زیرین جو (تا ۷۰۰ هکتوپاسکالی)، در محدوده‌ی سواحل جنوبی دریای کاسپین و دامنه‌ی پشت به باد به دلیل فرونشینی هوا و نیز دامنه‌ی جنوبی البرز با توجه به استقرار پرفشار سطحی (بین عرض‌های جغرافیایی ۳۹ تا ۳۴ درجه) تاوایی نسبی منفی مشاهده می‌شود که با حرکت‌های نزولی (امگا مثبت) مطابقت دارد (شکل۱۶ و ۱۷). فقط در بعضی از موارد، همراهی امگا منفی ناشی از گذر ناوه‌ی ارتفاعی نسبتاً عمیق در دامنه‌ی رو به باد البرز صعود قائم ابر و حتی گسترش آن را در سطوح فوقانی دامنه‌ی شمالی البرز در پی دارد.

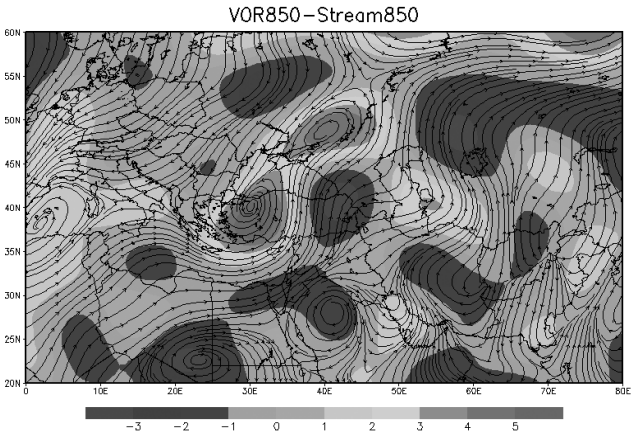
جدول ۳: مانند جدول ۱، اما در تاریخ ۱۳ دسامبر ۲۰۰۹ (SC استراتوکومولوس، Ci سیروس، Cu کومولوس)

رشت								جیرنده							
ساعت به گرینویچ	سمت باد	سرعت باد	دما	نم نسبی	پدیده	ابر پایین	ابر متوسط و بالا	حداکثر پوشش ابر	ساعت به گرینویچ	سمت باد	سرعت باد	دما	نم نسبی	پدیده	ابر پایین	ابر متوسط و بالا	حداکثر پوشش ابر
۰۰	۰۰	۰۰	۴/۸	۶۵	-	-	-	۰									
۰۳	۲۴۰	۰۲	۶/۶	۶۲	-	CS۵	AC۵	۴	۰۳	۱۰۰	۳	۳/۸	۶۴	-	SC۵	AS۲	۸
۰۶	۰۰۰	۰۰	۱۵/۶	۵۳	-	-	CI۱	۲	۰۶	۰۰۰	۰۰	۳/۶	۷۰	-	SC۵	AC۷	۷
۰۹	۲۱۰	۶	۲۱/۲	۲۸	-	-	CI۱	۱	۰۹	۱۹۰	۷	۵/۲	۶۱	-	SC۵	AS۲	۷
۱۲	۱۹۰	۵	۲۱	۳۰	-	-	CI۱	۲	۱۲	۱۸۰	۴	۷/۰	۴۹	-	SC۵	CI۲	۳
۱۵	۱۸۰	۲	۱۷/۸	۳۴	-	-	AC۴	۵	۱۵	۱۲۰	۳	۵/۴	۵۸	-	CU ۱	AC۵	۵
۱۸	۱۸۰	۳	۱۶/۴	۴۰	-	-	-	۰									
۲۱	۱۶۰	۴	۱۷		-	-	-	۰									

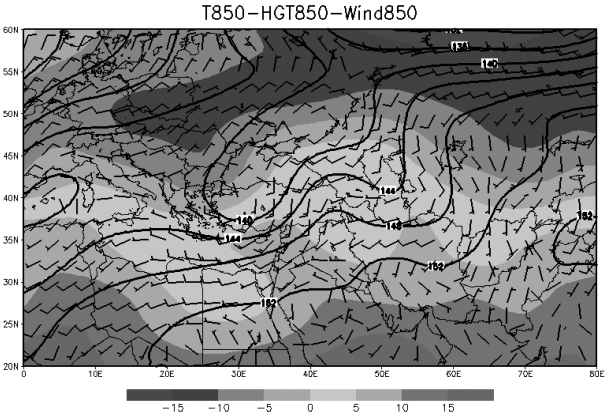
[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]



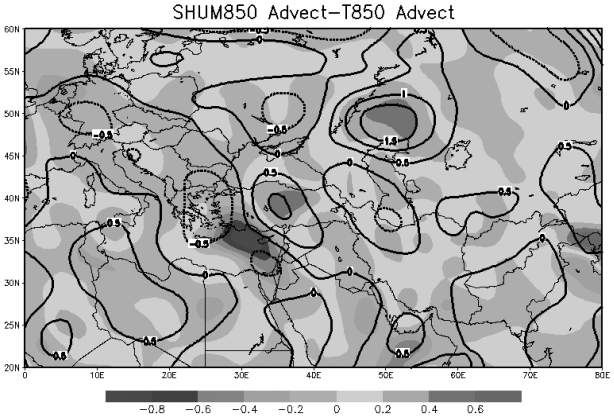
شکل ۱۰: میدان‌های فشار سطح دریا (خطوط هم‌مقدار برحسب هکتوپاسکال)، دمای ۲ متری (بخش‌های رنگی شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس) و باد ۱۰ متری (بر حسب متر بر ثانیه) برای ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۱۳



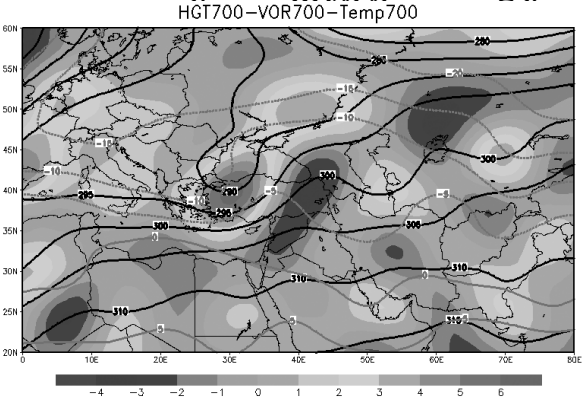
شکل ۱۱: میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده بر حسب عکس ثانیه) و جریان تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (خطوط پیوسته) برای ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر.

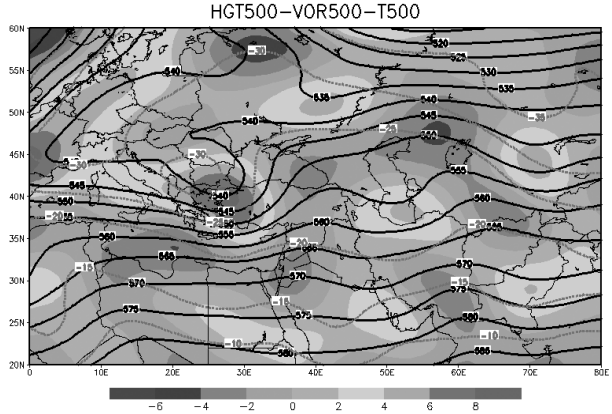


شکل ۱۲: دما (مقادیر رنگی شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط هم مقدار بر حسب دکامتر) و میدان باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی برای ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۰۹.



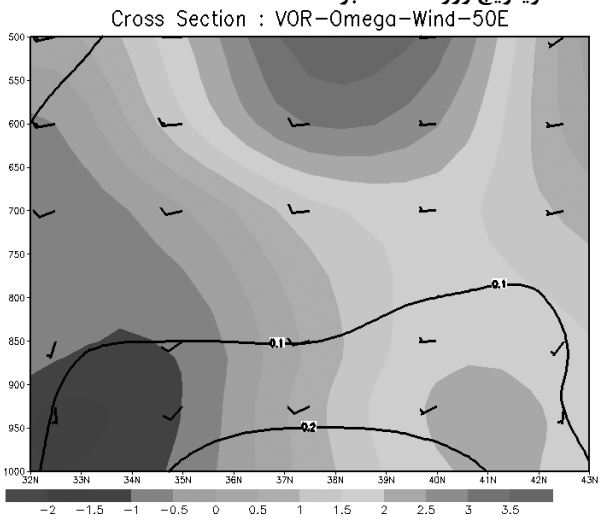
شکل۱۳: فرارفت رطوبت ویژه (مقادیر رنگی شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس بر ثانیه) و فرارفت دما (خطوط هم‌مقدار) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۰۹.





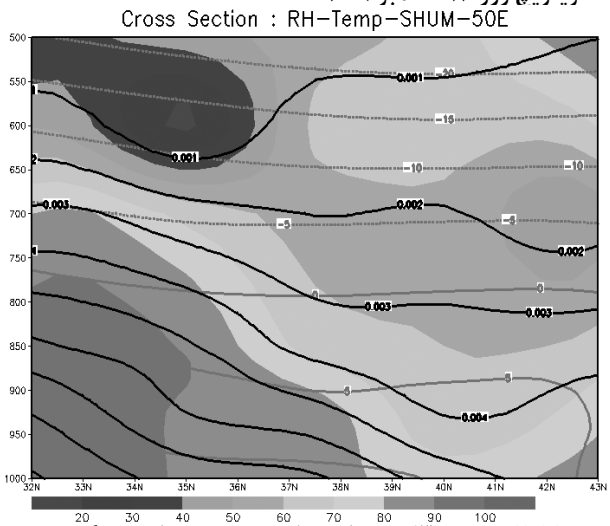
[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

شکل۱۴. میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده برحسب عکس ثانیه)، میدان دما (خطوط رنگی بر حسب درجه سلسیوس) و ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط هم مقدار بر حسب دکامتر) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۰۹.

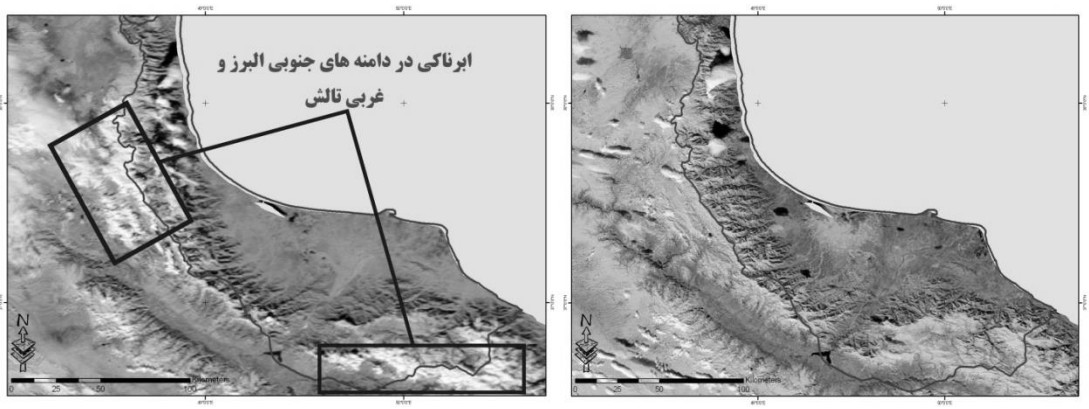


شکل۱۶. برش قائم میدان تاوایی نسبی (بر ثانیه رنگی شده) ، برش قائم میدان سرعت قائم (برحسب متر بر ثانیه خطوط هم مقدار مشکی رنگ)، برش قائم میدان باد (بر حسب متر بر ثانیه) برای ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۰۹.

شکل۱۵. میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده برحسب عکس ثانیه)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط مشکی بر حسب دکامتر) میدان دما (خطوط رنگی بر حسب درجه سلسیوس) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی برای ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۰۹.



شکل۱۷. برش قائم میدان رطوبت ویژه (مقادیر رنگی شده بر حسب کیلوگرم بر کیلوگرم)، برش قائم دما (خطوط هم مقدار رنگی بر حسب درجه سلسیوس) و برش قائم رطوبت نسبی (مقادیر رنگی شده بر حسب درصد) برای ساعت ۰۶ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۰۹.



شکل۱۸. تصویر ماهواره‌ای روز ۱۳ دسامبر ۲۰۰۹، پدیده باد بارش گرمش همراه با ابرناکی در دامنه جنوبی. تصویر ماهواره‌ای روز ۲۹ ژانویه ۲۰۰۸، پدیده باد گرمش بدون هیچگونه پدیده در دو سوی البرز.(الف و ب)

ج.۳ .باد گرمش و بارش (برف)

این دسته با تنها ۲ مورد از ۴۷ مورد باد گرمش در رده‌بندی کم‌ترین رخداد قرار دارد. در دسته‌بندی وجود پدیده در هنگام

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

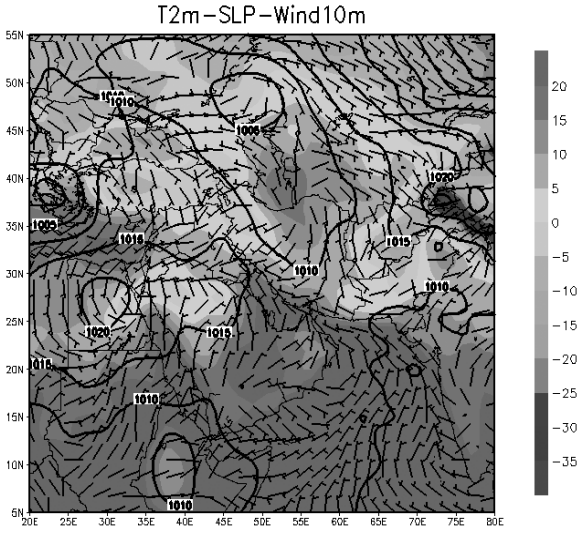
وقوع باد گرم مرکزی ایران و استقرار سامانه کم‌فشار بر پهنه دریای کاسپین و نیز جلگه‌ی گیلان که مشابه سایر الگوها موجب شکل‌گیری جریان‌های جنوبی و جنوب‌غربی در سواحل جنوبی دریای کاسپین و نواحی پشت به باد کوه می‌شود، در دامنه‌های جنوبی البرز پدیده برف بوقوع پیوسته است. بنظر می‌رسد علی‌رغم وجود دو توده هوای متفاوت با ویژگی‌های دینامیکی و ترمودینامیکی مختلف، وجه تمایز این دسته علاوه بر سطوح میانی و فوقانی وردسپهر، در شرایط سطح زمین نیز است. به بیان دیگر، اگرچه عدم تغییر در نوع الگوی سطحی مستقر بر روی سواحل جنوبی دریای کاسپین را داریم، قرار گرفتن دو سوی رشته‌کوه البرز تحت تأثیر چرخند سطحی به همراه حرکت مداری ناوه‌ی عمیق ارتفاعی در سطوح میانی و فوقانی جو بسیار حائز اهمیت است. وقوع باد گرمش در تاریخ ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰ در نواحی جلگه‌ای (برای مثال، سرعت باد ۱۱ کیلومتر بر ساعت و دمای ۱۵ درجه‌ی سلسیوس در ایستگاه هواشناسی فرودگاهی رشت، سرعت باد ۲۹ کیلومتر بر ساعت و دمای ۱۵ درجه‌ی سلسیوس در ایستگاه هواشناسی کشاورزی رشت) و بارش برف در ایستگاه جیرنده و ثبت دمای ۰/۴ درجه سلسیوس در همان ساعت (واقع در دامنه جنوبی البرز) نمونه مناسبی از این دسته است. در فرآیند شکل‌گیری این الگو، حرکت جنوب‌سوی زبانه‌ی مرکز چرخند مدیترانه‌ای مستقر بر روی دریای کاسپین به سمت مرکز فلات ایران تضعیف زبانه‌ی پرفشار سیبری مستقر را در این نواحی به دنبال دارد. به‌رغم استقرار هسته‌ی گرم دمایی در کاسپین جنوبی که، بر اثر نزول هوا در پشت به باد کوه هویداست، افت دمای دامنه‌ی جنوبی و رو به باد البرز تحت تأثیر سرمایش سطحی کاملاً مشهود است (شکل ۱۹)؛ به طوری که دمای ایستگاه جیرنده از دمای ۴/۸ به ۰/۴ درجه‌ی سلسیوس کاهش پیدا کرد. این سرمایش سطحی ناشی از جریان‌های سرد جنوب‌غربی مربوط به نواحی مرتفع دامنه‌ی شرقی در زاگرس است. با نفوذ کم‌فشار تا نواحی مرکزی فلات ایران و وجود بخش پادجریان‌سوی کم‌فشار در سواحل جنوبی دریای کاسپین، رطوبت چرخند مدیترانه‌ای به جنوب رشته‌کوه البرز نیز کشیده می‌شود. با وجود این، غلبه‌ی جریان‌های غربی و جنوب‌غربی سطوح زیرین وردسپهر در نواحی جلگه‌ای رطوبت نواحی شمالی رشته‌کوه البرز را همچنان پایین نگه می‌دارد. جریان‌های قوی جنوبی و جنوب‌غربی و تاوایی شدید مثبت در دامنه‌ی جنوبی رشته‌کوه البرز (شکل ۲۰)، که تحت تأثیر ناوه‌ی ارتفاعی عمیق در سطوح زیرین وردسپهر است، در تشدید حرکت‌های قائم صعودی در دامنه‌ی رو به باد البرز نقش برجسته‌ای دارد. علاوه بر این، قرار گرفتن کاسپین جنوبی در شاخه‌ی صعودی پشته‌ی دمایی و واقع شدن دامنه‌ی جنوبی البرز در ناوه‌ی دمایی گرادیان قوی دمایی را در محدوده‌ی جلگه‌ی گیلان و دامنه‌ی جنوبی البرز ایجاد می‌کند (شکل ۲۱). مطالعه‌ی فرارفت دما و رطوبت در این دسته شرایط متفاوتی را از دو دسته پیشین نشان می‌دهد. اگرچه کاهش شدید فرارفت مثبت دما حاکی از افت نسبی دما در مقایسه با روز گذشته است، همچنان فرارفت مثبت دما و استقرار هوای گرم مشهود است. علاوه بر این، فرارفت مثبت رطوبت در نواحی غربی ایران و نواحی رو به باد کوه افزایش میزان رطوبت را در دامنه رو به باد در پی دارد (شکل ۲۲). وجود ناوه‌ی عمیق ارتفاعی در لایه‌های ۷۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ۲۳) و ۵۰۰ هکتوپاسکالی جو (شکل ۲۴) و چرخند سطحی گسترده شده تا دامنه‌ی جنوبی البرز، که با تاوایی مثبت شدید همراهی می‌کند، صعود رطوبت موجود را در دامنه‌ی رو به باد البرز سبب می‌شود. در ضمن، گردش پادساعت‌گرد منطبق بر امگا منفی (حرکت‌های قائم صعودی) از سطح زمین تا سطوح بالای وردسپهر نتیجه‌ی این اتفاق است. همچنین، حرکت مداری ناوه‌ی عمیق دمایی

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

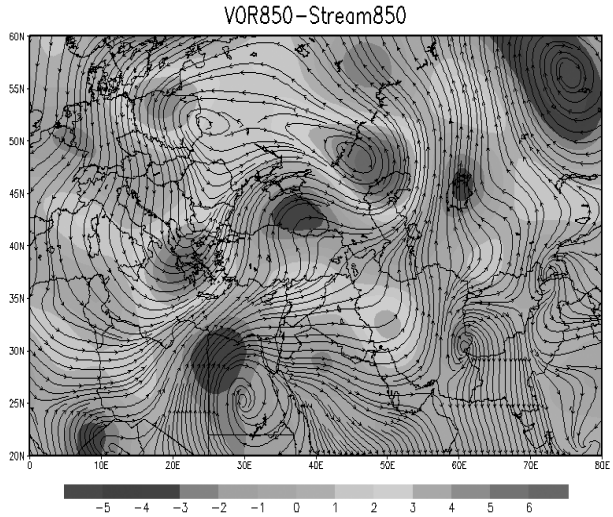
و ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر وقوع بارش را به شکل برف در نواحی رو به باد رشته‌کوه البرز در پی دارد. انتقال رطوبت سطوح فوقانی جو با همراهی جریان‌های جنوبی و جنوب‌غربی، ضمن گذر ناوه‌ی ارتفاعی و تاوایی مثبت سطوح مختلف وردسپهر، سبب تشکیل ابر با ارتفاع بالاتر از ۳۰۰ متر در دامنه‌ی پشت به باد کوه و در سطوح بالاتر از ۷۵۰ هکتوپاسکال در نواحی جلگه‌ی گیلان می‌شود. این درحالی است که، در زیر این سطح، حاکمیت تاوایی نسبی منفی و امگا مثبت (حرکات نزولی) در محدوده‌ی جلگه‌ی گیلان تا نواحی شمالی کاسپین جنوبی (بین عرض‌های شمالی ۳۷ تا ۴۹ درجه‌ی جغرافیایی) کاملاً مشهود است (شکل‌های ۲۵، ۲۶). دلیل این امر شکل‌گیری جریان‌های نزولی از رشته‌کوه البرز و نشست هوا در پشت به باد کوه است.

جدول۴. مانند جدول ۱، اما در تاریخ ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰ (CB: کومولونیمبوس، ST: استراتوس) (SHRA: رگبار باران، RA: باران، SN: برف، BR: مه رقیق)

رشت									جیرنده								
ساعت به گرینویچ	سمت باد	سرعت باد	دما	نم نسبی	پدیده	ابر پایین	ابر متوسط و بالا	حداکثر پوشش ابر	ساعت به گرینویچ	سمت باد	سرعت باد	دما	نم نسبی	پدیده	ابر پایین	ابر متوسط و بالا	حداکثر پوشش ابر
۰۰	۲۱۰	۵	۲۰/۲	۲۷	-	-	AC۴	۱									
۰۳	۲۸۰	۷	۱۶/۶	۴۶	-	-	AC۵	۴	۰۳	۱۸۰	۱۰	۸	۶۵	-	-	AC۶	۷
۰۶	۰	۰	۱۵/۴	۵۱	-	CB۳	AS۲	۸	۰۶	۱۲۰	۵	۶/۲	۸۱	SHRA	CB۳	AS۲	۸
۰۹	۲۵۰	۵	۱۶/۲	۶۲	-	CB۳	AS۲	۸	۰۹	۱۸۰	۶	۴/۸	۸۸	RA	AS۲	xx	۸
۱۲	۱۸۰	۳	۱۵	۶۲	-	CB۳	AC۷	۷	۱۲	۰۰۰	۰۰	۰/۲	۱۰۰	SN	/	xx	۸
۱۵	۱۸۰	۶	۱۶	۴۳	-	CB۳	AC۷	۷	۱۵	۰۰۰	۰۰	۱/۲	۹۷	BR	/	xx	۸
۱۸	۱۹۰	۵	۱۵	۳۷	-	-	-	-									
۲۱	۲۱۰	۲	۱۲/۸	۴۰	-	-	-	-									

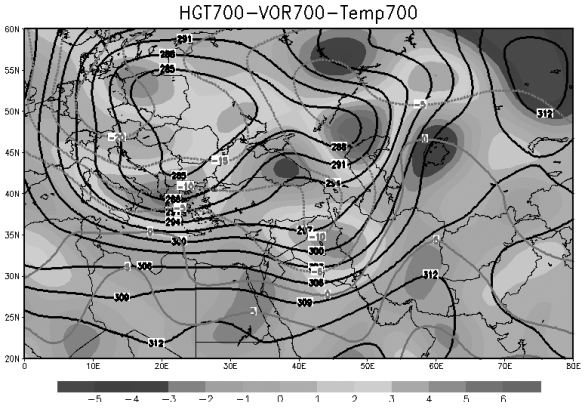


شکل ۱۹: فشار سطح دریا (خطوط هم‌مقدار بر حسب هکتوپاسکال)، دمای ۲ متری (بخش‌های رنگی شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس) و باد ۱۰ متری (بر حسب متر بر ثانیه)، برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰.

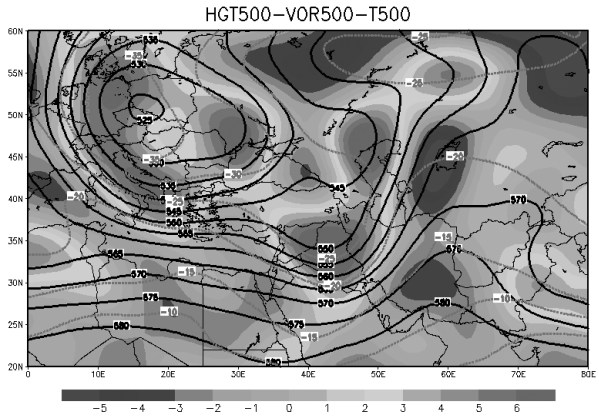


شکل ۲۰: میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده برحسب عکس ثانیه) و جریان تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (خطوط پیوسته) برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰.

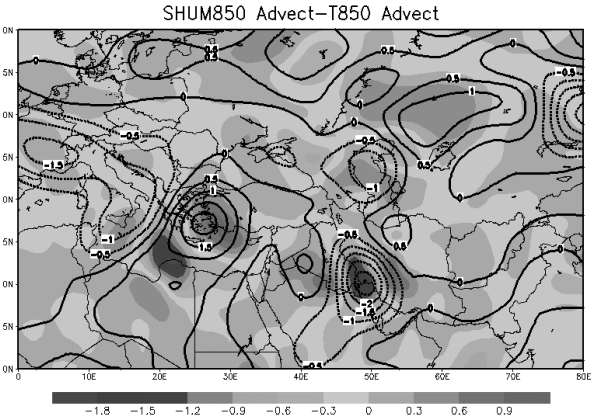
[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]



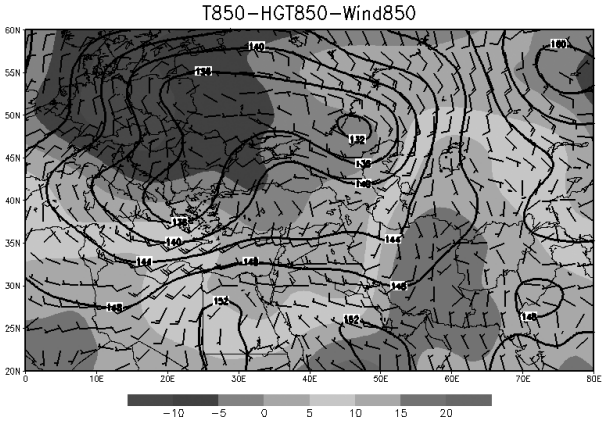
شکل ۲۱: دما (مقادیر رنگی شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط هم‌مقدار بر حسب دکامتر) و میدان باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰.



شکل ۲۲: فرارفت رطوبت ویژه (مقادیر رنگی شده بر حسب درجه‌ی سلسیوس بر ثانیه) و فرارفت دما (خطوط هم‌مقدار) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰.

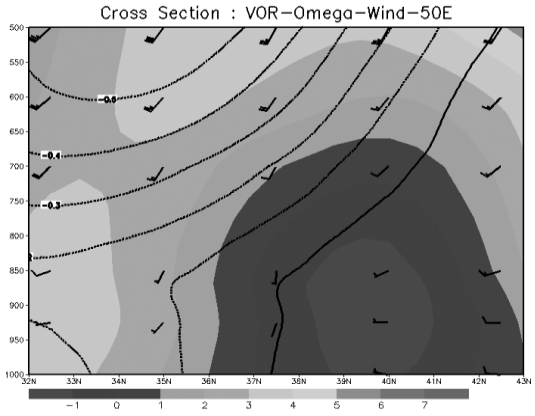


شکل ۲۳: میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده بر حسب عکس ثانیه)، میدان دما (خطوط رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس) و ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط هم‌مقدار بر حسب دکامتر) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰.

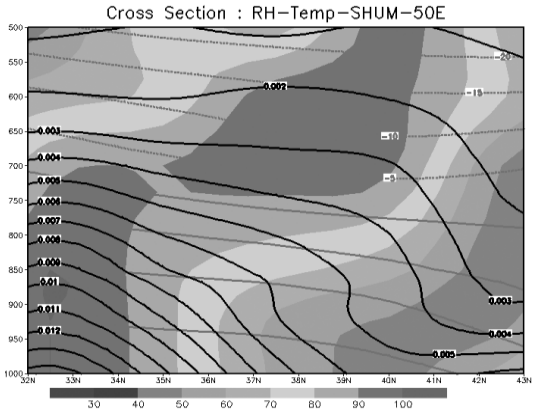


شکل۲۴: میدان تاوایی نسبی (مقادیر رنگی شده بر حسب عکس ثانیه)، ارتفاع ژئوپتانسیلی (خطوط مشکی بر حسب دکامتر) میدان دما (خطوط رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰.

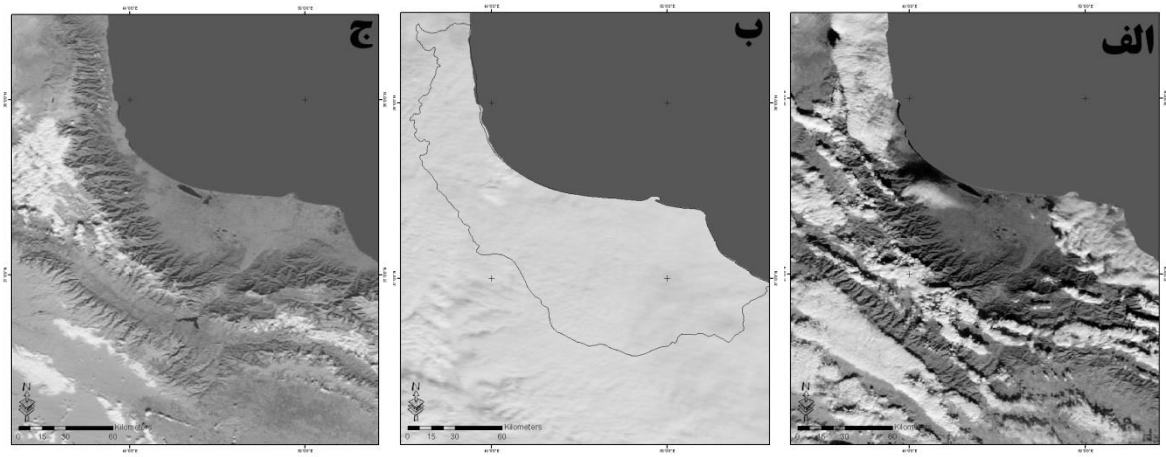
[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]



شکل ۲۵: برش قائم میدان تاوایی نسبی (بر ثانیه رنگی شده)، برش قائم میدان سرعت قائم (برحسب متر بر ثانیه خطوط هم‌مقدار مشکی رنگ)، برش قائم میدان باد (بر حسب متر بر ثانیه) برای ساعت ۰۹ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰.



شکل۲۶: برش قائم میدان رطوبت ویژه (مقادیر رنگی شده بر حسب کیلوگرم بر کیلوگرم)، برش قائم دما (خطوط هم‌مقدار رنگی بر حسب درجه‌ی سلسیوس) و برش قائم رطوبت نسبی (مقادیر رنگی شده بر حسب درصد) برای ساعت ۱۲ گرینویچ روز ۱۳ دسامبر ۲۰۱۰.



شکل۲۷: تصاویر سنجنده‌ی مودیس مربوط به روزهای ۱۲ (الف)، ۱۳ (ب) و ۱۴ (ج) دسامبر ۲۰۱۰ طی روزهای استیلای باد گرمش بر منطقه گیلان (پهنه‌های آبی پوشش برف است).

نتیجه گیری

۱. برای شکل‌گیری پدیده‌ی باد گرمش در استان گیلان، نفوذ هم‌زمان زبانه‌ی پرفشاری با منشأ مختلف مورد نیاز است که شامل کمربند هوای پرفشار ناشی از زبانه‌ی پرفشار سیبری و یا پرفشار جنب حاره بر روی نواحی مرکزی و جنوبی ایران و وجود زبانه‌ی کم‌فشار شامل کم‌فشارجنب قطبی و کم‌فشار مدیترانه‌ای در شمال رشته‌کوه‌های البرز است. در حقیقت، جفت‌شدگی دو توده هوای متفاوت با ویژگی‌های دینامیکی و ترمودینامیکی مختلف در دو سوی رشته‌کوه البرز شرط اصلی برای وقوع این پدیده است. باد گرمش عمدتاً در فصل‌های سرد سال اتفاق

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

می‌افتد، زمانی که بسامد چرخندزایی روی مدیترانه افزایش می‌یابد و کم‌فشارهای سرد جنب قطبی به‌شدت فعال می‌شوند؛

۲. فارغ از منشأ شکل‌گیری توده‌های هوای مستقر در منطقه، بر اساس وجود یا نبود پدیده (در اینجا برف) و یا ابرناکی در هنگام باد گرمش، سه دسته مشاهده شده است: در دسته‌ی اول، موارد رخداد باد گرمش همراه با آسمان صاف، بدون هیچ پدیده‌ی دیگری، در دو سوی رشته‌کوه البرز قرار دارد. دسته‌ی دوم فقط وجود ابرناکی به‌هنگام باد گرمش را شامل می‌شود و دسته‌ی سوم نیز وقوع بارش (در این مورد برف) در دامنه‌ی جنوبی رشته‌کوه البرز در زمان باد گرمش را در برمی‌گیرد؛

۳. آرایش جوی الگوی همدیدی سطح زمین در دو دسته‌ی اول مشابه هم و ناشی از جفت‌شدگی هم‌زمان کم‌فشار در نواحی شمالی رشته‌کوه البرز و بر روی دریای کاسپین با کمربند پرفشاری در عرض‌های پایین‌تر ایران است. اما در الگوی سوم نفوذ و گسترش توده‌هوای کم‌فشار به نواحی مرکزی و جنوبی ایران موجب عقب راندن زبانه‌ی پرفشار و قرار گرفتن گیلان در شاخه‌ی غربی چرخند می‌شود؛

۴. بررسی میدان دمایی وجود الگوی مشابهی را در سطوح مختلف جو به صورت جداگانه در هر دسته می‌نمایاند. در دسته‌ی اول، استقرار پشته‌ی دمایی در پهنه‌ی وسیع ایران (از سطوح زیرین تا سطوح فوقانی در عمق ستون جو) نفوذ و گسترش هوای گرم را از عرض‌های مرکزی و جنوبی ایران به سمت سواحل جنوبی دریای کاسپین نشان می‌دهد. دسته‌ی دوم و سوم دارای الگوی دمایی نسبتاً یکسانی هستند. بدین صورت که حرکت شرق‌سوِ ناوه‌ی دمایی در لایه‌های مختلف ستون جو غلبه‌ی هوای سرد عرض‌های بالاتر را در شمال و شمال‌غرب ایران به‌دنبال دارد. علاوه بر این، در دسته‌ی سوم، گسترش نصف‌النهاری عمیق ناوه‌ی دمایی از نواحی شمال‌غرب تا جنوب‌غرب ایران موجب نفوذ هوای سرد در سطوح میانی و فوقانی به عرض‌های پایین‌تر و افت محسوس دما در دامنه‌ی جنوبی البرز می‌شود؛

۵. در ساعت‌های اوج وزش باد گرمشِ استان گیلان در کل ستون جو، مقایسه‌ی برش قائم کمیت‌های فیزیکی و دینامیکی روی نصف‌النهار ۵۰ درجه الگوهای مهمی را آشکار می‌کند. بدین معنی که به‌رغم تفاوت در الگوهای همدیدی، نحوه‌ی تغییر این پارامترها در محدوده‌ی جلگه‌ی گیلان، آن‌هم فقط در سطوح زیرین جو، در هر سه دسته مشابه است. بررسی برش قائم تاوایی نشان می‌دهد که در نواحی جنوبی دریای کاسپین و دامنه‌ی شمالی رشته‌کوه البرز، به دلیل نشست هوا بر اثر نزول از روی کوهستان در دامنه‌ی پشت به باد، در زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکالی میزان تاوایی نسبی منفی منطبق بر امگا مثبت است. این شرایط در هر سه دسته به طور مشترک مشهود است. در دسته‌ی اول، با توجه به عبور پشته‌ی ارتفاعی، این تاوایی نسبی منفی تا سطوح فوقانی گسترش می‌یابد. اما در دسته‌های دوم و سوم از سطوح میانی به بالا، با توجه به حاکمیت ناوه‌ی ارتفاعی، میزان این کمیت عکس شده و مثبت است. در دامنه‌های جنوبی رشته‌کوه البرز، در دسته‌ی اول، تاوایی نسبی منفی از سطح زمین تا سطوح فوقانی به دلیل استقرار زبانه‌های پرفشار سطحی و عبور پشته‌ی ارتفاعی در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر گسترده شده است. اما در دسته‌ی دوم فقط در سطوح زیرین این کمیت منفی است و حاکمیت ناوه‌ی

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

ارتفاعی ضعیف گسترش تاوایی نسبی مثبت را در سطوح میانی و فوقانی در پی دارد. در دسته‌ی سوم، برخلاف دو دسته‌ی پیشین، با توجه به نفوذ چرخند به سمت جنوب رشته‌کوه البرز و گسترش در فلات ایران و با توجه به ماهیت چرخند فارغ از واداشت‌های دیگر، علاوه بر همراهی ناوه‌ی ارتفاعی در عمق ستون جو، این میزان شدید مثبت از سطوح زیرین تا سطوح فوقانی گسترش قائم دارد.

منابع

اداره کل هواشناسی گیلان. آمار ساعتی ایستگاه همدیدی فرودگاه رشت ۲۰۱۰-۱۹۸۲.

پرنیان، علی و پرویز صفائیان. ۱۳۷۸. *شرایط ایجاد فون بر روی استان‌های گیلان و مازندران*، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، دانشکده‌ی علوم و فنون دریایی، گروه فیزیک.

پوراحمدجکتاجی، محمدتقی. ۱۳۸۵. *بادهای محلی و موسمی سواحل جنوبی دریای کاسپین*، گیلان‌نامه جلد ششم، انتشارات گیلکان،رشت.

حسن‌پور چماچایی، رضا. ۱۳۸۵. *بررسی سینوپتیکی باد گرم و اثر آن بر روی آتش‌سوزی در عرصه‌های جنگلی استان گیلان*، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد رشت.

شیرزادی، هما. ۱۳۷۱. *بررسی اوضاع سینوپتیکی و فیزیکی پدیده‌ی گرم‌باد و اثرات مخرب آن در ایران*، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، مؤسسه‌ی ژئوفیزیک، گروه هواشناسی.

عزیزی، قاسم؛ فرزانه، برزو و بهلول، علیجانی.۱۳۹۱. واکاوی همدید آتش‌سوزی در جنگل‌های شمالی ایران: مورد استان‌های گیلان وگلستان. *برنامه‌ریزی و آمایش فضا* ، **۳**: ۷۹-۹۸.

علیجانی، بهلول. ۱۳۷۴. نقش کوه‌های البرز در توزیع ارتفاعی بارش. *فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی*، **۳۸**: ۵۲-۳۷.

گلوانی، فریده؛ حسن لشکری.۱۳۹۰. تحلیل و پیش‌بینی نقش باد فون بر آتش‌سوزی جنگل‌های استان گیلان. *مجله‌ی سپهر*، **۷۹**: ۳۷-۳۱.

یوسفی، یدالله؛ قاسم، عزیزی. ۱۳۸۸. گرم‌باد (باد فون) و آتش‌سوزی جنگل در استان‌های مازندارن و گیلان (نمونه: آتش‌سوزی تاریخ ۲۵-۳۰ آذر ۱۳۸۴). *فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی*، **۹۲**: ۱۵۴۰۷-۱۵۴۳۴.

کاویانی، محمدرضا؛ بهلول علیجانی. ۱۳۷۴. *مبانی آب‌وهواشناسی*. انتشارات سمت.

Ahrens, Donald C. .۲۰۰۹. *Meteorology Today*, An Introduction to Weather, Climate and the environment. Ninth edition. Brooks/cole.

.Allaby, M.. ۲۰۰۷. *Encyclopedia of weather and climate*, facts and file.

Barry R G. .۲۰۰۸. *Mountain Weather and Climate*. Cambridge University Press.

Chung, young-seung؛ Hage, Keith D. and Reinelt, Erhard R..۱۹۷٦. On lee Cyclogenesis and Airflow in the Canadian Rocky Mountain and the East Asian Mountains, *monthly weather review*, ۱۰٤: ۸۷۹-۸۹۱.

Drechsel, S. and Mayr, G. J. . ۲۰۰۸. objective forecasting of foehn winds for a sub grid-scale Alpine Valley, *weather and forecasting*, ۲۳: ۲۰۵-۲۱۸.

Oliver, john, E. ۲۰۰۵.,Encyclopedia of Earth Science Series, *Encyclopedia of World Climatology*, Springer.

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]

Whiteman, D. .٢٠٠٠. *Mountain meteorology*. oxford university press.

Gaffin, david, M. .٢٠٠٢. Unexpected warning induced by Foehn wind in the lee of the smoky mountains. *Weather and forecasting*,١٧: ٩٠٧-٩١٨.

Gaffin, David M. .٢٠٠٧. Foehn wind that produced large temperature differences near the southern Appalachian mountain, *Weather and Forecasting*,٢٢: ١٥٨-١٤٥.

Sharples, Jason, J., Graham A Mills, Richard H. d. Mcrae Rodney H D and Weber Rodney, O.. ٢٠١٠. Foehn-like Wind and Elevated fire danger conditions in southeastern Australia, *journal applied meteorology and climatology*,٤٩: ١٠٦٧-١٠٩٥.

Seluchi, Marcelo E. , Norte, Fedrico, A. , Satyamurty, Prakki ,Chou sin chan. .٢٠٠٢. Analysis of Three Situation of the Foehn Effect over the Andes (Zonda Wind) Using the Eta-CPTEC Regional Model, *Weather and Forecasting*,١٨: ٤٨١-٥٠١.

[Downloaded from jsaeh.khu.ac.ir on 2024-03-29]