

## تحلیل سینوپتیکی ماهیت سامانه‌های کم‌فشار سودانی

(مطالعه موردی؛ توفان دسامبر ۲۰۰۱)

### عباس مفیدی

عضو هیئت علمی گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

### آذر زرین

عضو هیئت علمی گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان

#### چکیده

به منظور بررسی برخی از جنبه‌های سینوپتیکی مربوط به سامانه‌های کم‌فشار سودانی از جمله الگوی گردش تراز فوقانی و تحتانی و ردسپهر و منبع رطوبت و نحوه فرارفت آن، الگوی سینوپتیکی حاکم در زمان وقوع توفان دسامبر ۲۰۰۱ بر روی ایران مورد توجه قرار گرفت. بدین منظور نقشه‌های فشار سطح زمین و ترازهای ۲۰۰، ۵۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکال قبل و بعد از شروع توفان مورد بررسی قرار گرفت. جهت شناخت منبع اصلی رطوبت سامانه سودانی نقشه‌های جهت و سرعت باد و نم ویژه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بررسی گردید. به منظور درک وضعیت جت جنب حاره و نحوه تقویت آن نقشه‌های مؤلفه باد مداری و پتانسیل سرعت  $X$  برای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. همچنین شکل ابر در تصاویر ماهواره‌ای مربوط به توفان دسامبر ۲۰۰۱ بررسی شد.

نتایج مطالعه در رابطه با تشکیل و گسترش کم‌فشار سودانی اگر چه همچون سایر مطالعات بر مقادیر پایین شاخص چرخه و استقرار پشته‌ای در تراز میانی و ردسپهر بر روی مدیترانه غربی و ناوه عمیقی بر منتهی‌الیه شرق مدیترانه دلالت دارد اما نقش اصلی را به کشیده شدن تاوه قطبی در تراز ۵۰ هکتوپاسکال به عنوان منبع اصلی تاوایی پیدایش الگوی گردش ناهنجار و تقویت سلول هدلی و جت جنب حاره بر روی مدیترانه و شمال آفریقا می‌دهد. یافته‌ها بر استقرار مناسب خروجی هسته جت جنب حاره بر روی خاورمیانه به همراه استقرار و تقویت پشته‌ای در تراز میانی و زبانه پرفشاری در تراز پایین بر روی دریای عرب جهت تکوین و گسترش کم‌فشارهای سودانی تأکید دارد. نتایج حاصل از بررسی توفان دسامبر ۲۰۰۱ نشان می‌دهد که استقرار و تقویت پشته/پرفشار بر روی دریای عرب از یک سو با ایجاد یک سری پسخورهای مثبت، موجب تشدید سلول هدلی و تقویت غیرمستقیم جت جنب حاره بر روی منطقه دریای سرخ شده و از سوی دیگر امکان انتقال مستقیم رطوبت از دریای عرب به درون سامانه‌های کم‌فشار را در زمان گسترش کم‌فشارهای منطقه دریای سرخ به ایران فراهم می‌سازد. همچنین یافته‌ها نشان می‌دهد که منبع اصلی رطوبت سامانه‌های سودانی مناطق حاره‌ای شرق آفریقا و قطاع جنوب غربی دریای عرب می‌باشد که در حین عبور از روی دریای سرخ و خلیج فارس تقویت می‌گردد.

واژگان کلیدی: کم‌فشار سودانی، تاوه قطبی، جت جنب حاره، پشته شرق عربستان، ناوه عمیق شرق مدیترانه،

بارش‌های ایران.

## مقدمه

در مطالعه آثار کلاسیک اقلیم‌شناسی، وقوع بارش‌های فراگیر در خاورمیانه به دوره سرد سال یعنی زمانی که با تغییر الگوی گردش بزرگ مقیاس در نیمکره شمالی امواج غربی به عرض‌های پایین‌تر جابه‌جا شده و منطقه مدیترانه محل استقرار یک ناوه عمیق برون حاره است، نسبت داده می‌شود (kendrew, 1953; Petterssen, 1956; (Met. Office, 1962; Arakawa et al, 1981). در واقع تفکر غالب در رابطه با ساز و کارهای بارش‌زای فراگیر دوره سرد سال در خاورمیانه، استقرار جو باروکلینیک، مشابه الگویی که در عرض‌های برون حاره در تمام طول سال حاکم است، می‌باشد که در این رابطه هواشناسان و اقلیم‌شناسان در بررسی‌های خود عمدتاً به دنبال جبهه و مرکز کم‌فشار دینامیکی در یک جو باروکلینیک هستند. در این دیدگاه منبع اصلی رطوبت بارش‌های فراگیر خاورمیانه (از جمله ایران) دریای مدیترانه است و سامانه‌های کم‌فشار تیپ مدیترانه‌ای وظیفه انتقال رطوبت و ایجاد بارش‌های فراگیر را برعهده دارند. این تفکر که ریشه در مکتب برگن دارد در سال‌های اخیر در توجیه بسیاری از بارش‌های خاورمیانه و ایران با چالش مواجه گردیده است. چرا که یافته‌های اخیر بیانگر آن است که وقوع بارش‌های رگباری، شدید و سیل‌آسا در برخی از مناطق خاورمیانه از جمله مناطق جنوب، جنوب غرب، غرب و حتی نواحی داخلی ایران ساز و کاری متفاوت با الگو و تفکرات کلاسیک دارد. در واقع در چند سال اخیر منشأ چنین بارش‌هایی سامانه «کم‌فشار سودانی» یا «زبانه کم‌فشار دریای سرخ» معرفی گردیده است. این سامانه‌های بدون جبهه که در بدو تشکیل به صورت یک مرکز همگرایی کم عمق در شمال شرق آفریقا مشاهده می‌شوند، حتی به عنوان مهم‌ترین ساز و کار بارش‌زا در برخی از مناطق شرق مدیترانه (kahana et al, 2002; 2004; Alpert et al, 2002; 2004a; Dayan et al, 2001; Ziv et al, 2004) و ایران شناخته شده (لشکری، ۱۳۷۵؛ ۱۳۸۲؛ انصاری، ۱۳۸۲؛ سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۸۱)، توجه خاص اقلیم‌شناسان و هواشناسان در خاورمیانه و ایران را به خود جلب نموده و به‌طور مستقیم یا غیر مستقیم موضوع بسیاری از پایان‌نامه‌ها و گزارشات علمی بوده‌اند.

اگر چه سابقه شناخت کم‌فشار سودانی در ایران کوتاه است، اما اولین مطالعاتی که موجب شناخت این کم‌فشارها در منطقه خاورمیانه و دریای سرخ شد به حدود ۷۰ سال پیش بر می‌گردد. یعنی زمانی که «آشبل» برای نخستین بار بارش‌های شرق مدیترانه به‌خصوص فلسطین را در ارتباط با کم‌فشارهایی دانست که در منطقه دریای سرخ تشکیل شده بودند (Elfandy, 1948). در اواخر دهه ۱۹۴۰ و اوایل دهه ۱۹۵۰ «الفندی»، هواشناس مصری، به مطالعه ویژگی‌های مختلف کم‌فشارهایی پرداخت که در سودان شمالی و منطقه دریای سرخ تشکیل شده و آب و هوای منطقه شمال شرق آفریقا و خاورمیانه را تحت تأثیر خود قرار می‌دادند. الفندی نام «کم‌فشار مونسونی سودان» را برای این کم‌فشارها برگزید (Elfandy, 1948; 1950a; 1950b; 1952). در طی سال‌های نخست دهه ۱۹۶۰ به دنبال یافته‌های پژوهشگران مبنی بر تأثیر جریان هوا در منطقه دریای سرخ بر روی زندگی ملخ صحرا و مهاجرت و به‌ویژه هجوم آن‌ها، ساختار گردش هوای محلی در منطقه دریای سرخ مورد بررسی و مطالعه بیشتر قرار گرفت (Johnson, 1965; Pedgley & Symmons, 1968) که ادامه این مطالعات موجب کشف «منطقه همگرایی دریای سرخ» گردید

(Flohn, 1965a; 1965b; Pedgley, 1966a; 1966b). در سال‌های اخیر پژوهشگران در مدیترانه شرقی برای کم‌فشارهای بدون جبهه‌ای که از منطقه دریای سرخ و سودان به سمت شرق مدیترانه گسترش پیدا کرده و موجب بارش‌های سیل‌آسا می‌شود نام جدیدی تحت عنوان «زبان کم فشار دریای سرخ» برگزیده‌اند (Krichak et al, 1997a; 1997b; Alpert et al, 2004a). در مطالعات اخیر به واسطه افزایش اطلاعات و داده‌ها از شرایط جو بالا (وردسپهر فوقانی) نقش جت جنب حاره و ناوه وردسپهر میانی بیش از سایر عوامل مورد توجه قرار گرفته است.

بررسی اسناد و مدارک علمی موجود نشان می‌دهد اولین تحقیقی که کم‌فشارهای منطقه دریای سرخ در رابطه با ایران را مورد توجه قرار داده، مقاله‌ای است که «آلفت» در سال ۱۳۴۷ به چاپ رسانده است. در این مقاله آلفت به کم‌فشارهایی اشاره می‌کند که در شمال شرق آفریقا و دریای سرخ تشکیل شده و پس از عبور از عربستان و خلیج فارس سبب ایجاد بارش در ایران شده‌اند. در دهه ۱۳۵۰ در پایان‌نامه‌های فرشی فروغ (۱۳۵۶) و عبدالحسینی (۱۳۵۸) برای نخستین بار از واژه کم‌فشار سودانی استفاده شد. فرشی فروغ و عبدالحسینی در مطالعه کم‌فشارهایی که موجب بارش در ایران شده بودند، از کم‌فشارهایی سخن گفته‌اند که محل تشکیل اولیه آن‌ها منطقه دریای سرخ و منتهی‌الیه شمال سودان بوده و آن‌ها را «کم‌فشار سودانی» نامیدند. تقی زاده (۱۳۶۶) در بررسی سیل مهیبی که در پاییز ۱۳۶۵ مناطق وسیعی از جنوب و مرکز ایران را در بر گرفت، منشأ اصلی سیل را سامانه سودانی معرفی نمود. در واقع شاید سیل پاییز ۱۳۶۵ را به توان نقطه عطفی در مطالعه کم‌فشارهای سودانی دانست. از آن پس تا اواسط دهه ۱۳۷۰ در چند تحقیق دیگر نقش کم‌فشارهای سودانی در وقوع سیل و بارش‌های شدید مورد توجه قرار گرفت (سبزی پرور، ۱۳۷۰؛ ایزدنگهدار، ۱۳۷۰؛ مولا، ۱۳۷۴؛ رئوفی فرد، ۱۳۷۶). اما جامع‌ترین تحقیقی که به‌طور خاص کم‌فشارهای سودانی را مورد بررسی قرار داد، کاری بود که لشکری در سال ۱۳۷۵ به انجام رساند. لشکری ضمن مطالعه سیل‌هایی که در منطقه جنوب غرب ایران به وقوع پیوستند، مهم‌ترین عامل ایجاد چنین بارش‌های سیل‌آسایی را کم‌فشارهای سودانی معرفی کرد و نحوه تشکیل، تکوین و چگونگی گسترش این سامانه‌های کم‌فشار بر روی جنوب غرب ایران را تبیین نمود. از آن پس در مطالعات متعددی نقش کم‌فشارهای سودانی در ایجاد بارش‌های سیل‌آسا در مناطق مختلف ایران مورد تأکید مجدد قرار گرفت (امیری، ۱۳۷۸؛ پرنده، ۱۳۷۸؛ خلیج، ۱۳۸۱؛ سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۸۱؛ لشکری، ۱۳۸۱؛ انصاری، ۱۳۸۲).

با توجه به تفاوت موجود در ساختار و ماهیت این سامانه‌های کم‌فشار در مقایسه با کم‌فشارهای کلاسیک تیپ مدیترانه‌ای و وجود ابهامات و سؤالات متعدد در رابطه با نحوه تشکیل، ماهیت، توزیع مکانی و زمانی، منبع رطوبت و ساز و کار تقویت و تضعیف سامانه‌های سودانی مقاله حاضر سعی دارد برخی از جنبه‌های سینوپتیکی مربوط به سامانه‌های کم‌فشار سودانی از جمله الگوی گردش تراز فوقانی و تحتانی وردسپهر، منبع رطوبت و نحوه فرارفت رطوبت که تاکنون کمتر مورد توجه قرار گرفته به همراه برخی از مؤلفه‌های مؤثر بر تشکیل و وردش پذیری کم‌فشارهای سودانی را مورد بررسی قرار دهد. در این رابطه سؤالاتی که مقاله حاضر در صدد پاسخگویی به آن‌هاست عبارتند از:

۱- در طبقه‌بندی کم‌فشارها، کم‌فشارهای سودانی از چه تیپی محسوب می‌شوند؟

۲- آیا جت جنب حاره یا به‌طور کلی الگوی گردش و ردسپهر فوقانی در تکوین و گسترش کم‌فشارهای سودانی تأثیرگذار است؟

۳- منبع اصلی رطوبت کم‌فشارهای سودانی از کجا تأمین می‌شود؟

۴- نقش پشته/پرفشار شرق عربستان در تشکیل و تکوین کم‌فشارهای سودانی چیست؟

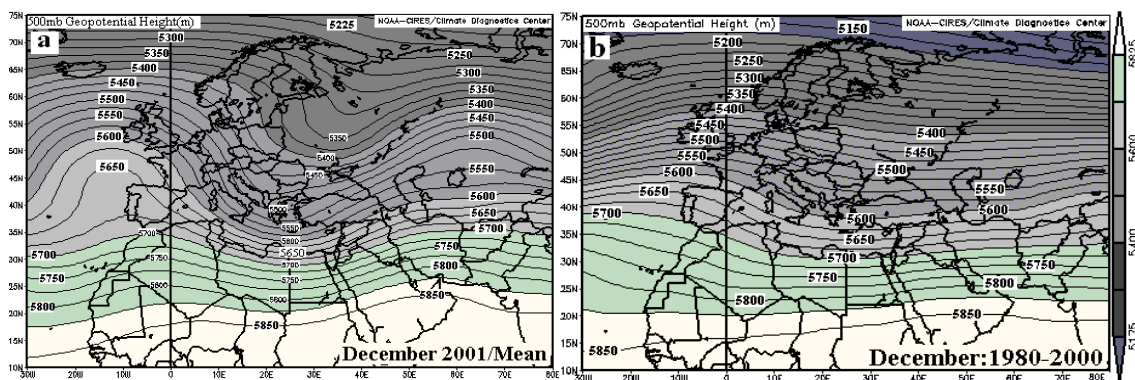
بدین منظور ابتدا با توجه به سؤالات مطرح شده توفان دسامبر ۲۰۰۱ مورد بررسی قرار گرفته و تحلیلی از فرآیندهای سینوپتیکی حاکم بر سامانه‌های بارش‌زا با منشأ سودان و منطقه دریای سرخ ارائه می‌شود. سپس در ادامه، مراکز فعالیت منطقه‌ای و وردش پذیری آن‌ها در رابطه با کم‌فشارهای سودانی مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.

## مواد و روش

تمامی مطالعات اقلیم‌شناسی سینوپتیک از یکی از دو روش بنیادی زیر جهت انجام مطالعات استفاده می‌کنند: «گردش به محیط» و «محیط به گردش». در روش اول داده‌های محیطی نسبت به الگوهای سینوپتیکی ارزیابی می‌شوند؛ در حالی که در روش دوم الگوهای گردش و تحلیل‌های سینوپتیکی بر اساس متغیرهای محیطی معنی پیدا می‌کنند (علیجانی، ۱۳۸۱؛ Yarnal, 1993). در مطالعه حاضر همچون اغلب بررسی‌های سینوپتیکی در ایران روش دوم یعنی روش «محیط به گردش» مدنظر قرار گرفته است. بدین منظور ابتدا مقدار بارش ماهانه ایستگاه‌های سینوپتیک مناطق جنوب غرب کشور که در این تحقیق به‌عنوان ایستگاه‌های معرف انتخاب گردیده‌اند از سازمان هواشناسی کشور دریافت و مورد بررسی قرار گرفت و ماه دسامبر ۲۰۰۱ به‌عنوان یک ماه مرطوب انتخاب شد. در این بین روزهای اول و دوم دسامبر با توجه به گستردگی و شدت بارش برای مطالعه دقیق‌تر برگزیده شد. بدین منظور ابتدا مقدار بارش برای روزهای آغازین ماه دسامبر ۲۰۰۱ از دفاتر سازمان هواشناسی برای تعداد ۴۷ ایستگاه استخراج گردید. سپس جهت تحلیل الگوی گردش، نقشه‌های هوای سطح زمین، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال ساعت‌های صفر و ۱۲ گرینویچ از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد. همچنین نقشه‌های سطح زمین و ترازهای ۵۰۰، ۲۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های جهت و سرعت باد (Vector) برای ترازهای ۵۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های مؤلفه باد مداری برای ترازهای ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال، نم و ویژه برای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از مرکز پیش‌بینی اقلیمی آمریکا (NCEP/NCAR) با حد فاصل زمانی ۶ ساعت دریافت شد (Kristler et al, 2001; Kalnay et al, 1996). جهت درک نحوه تقویت جت جنب حاره نقشه‌های پتانسیل سرعت  $X$  برای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تهیه گردید. برای بررسی دقیق‌تر توفان، تصاویر ماهواره‌ای مربوط به روزهای فوق‌نیز از سایت (<http://www.eumetsat.de/en/index.html>) تهیه شد. کلیه نقشه‌ها و تصاویر برای یک دوره ۹ روزه (۲۵ نوامبر الی ۳ دسامبر ۲۰۰۱) در حد فاصل زمانی ۶ ساعته مورد بررسی قرار گرفت. همچنین جهت شناسایی الگوی سینوپتیکی ماه مرطوب، نقشه‌های متوسط تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و جهت و سرعت باد و نم و ویژه برای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای تمامی روزهای بارشی دسامبر ۲۰۰۱ در منطقه جنوب و جنوب غرب کشور تهیه گردید.

### تحلیل سینوپتیکی توفان دسامبر ۲۰۰۱

ماه دسامبر سال ۲۰۰۱ برای قسمت اعظم ایران ماه پربارانی بود. سامانه‌های کم‌فشار به تناوب در روزهای آغازین و میانی ماه، مناطق مختلف کشور را تحت تأثیر خود قرار دادند. برخی از ایستگاه‌ها در زاگرس میانی همچون یاسوج، دهدشت و دوگنبدان به ترتیب مقدار ۶۶۴، ۴۶۵ و ۴۲۲ میلی‌متر بارش، یعنی بیش از ۷۰٪ بارش سالانه خود را در طی این ماه دریافت کردند. وضعیت سینوپتیکی در این ماه بیانگر تداوم الگوی گردش نصف‌النهاری و استمرار مرحله تبادل انرژی و گرما در «چرخه شاخص<sup>۱</sup>» است. مقایسه نقشه متوسط تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دسامبر ۲۰۰۱ با نقشه متوسط درازمدت ماه دسامبر به‌خوبی بر این نکته تأکید دارد (شکل ۱). در بررسی نقشه متوسط تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دسامبر ۲۰۰۱ مشاهده می‌شود که ناه عمیقی از غرب روسیه تا شمال آفریقا کشیده شده و منتهی‌الیه شرق مدیترانه و نیمه شمالی دریای سرخ در منطقه تاوایی مثبت آن قرار دارد. دیگر ویژگی بارز الگوی این ماه وجود پشته‌هایی بر روی غرب اروپا و شرق کوه‌های اورال و آسیای مرکزی می‌باشد (شکل ۱a).



شکل ۱- الگوی متوسط ماهانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ شکل ۱a دسامبر ۲۰۰۱ و شکل ۱b متوسط ۲۰ ساله (۱۹۸۰-۲۰۰۰)

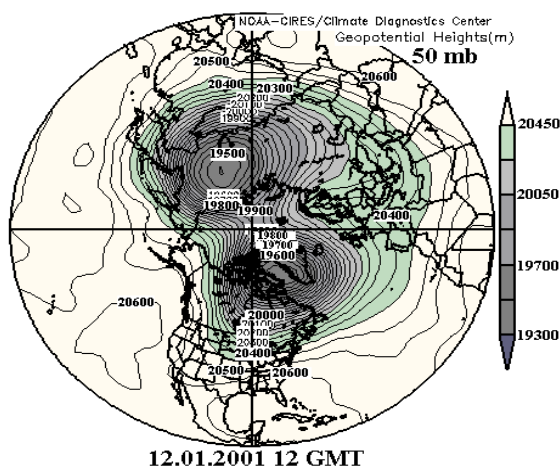
در بررسی بارش این ماه روزهای اول و دوم دسامبر ۲۰۰۱ بارشی فراگیرتر و شدیدتر از سایر روزهای ماه داشتند. به طوری که در روز اول دسامبر ایستگاه‌های غرب زاگرس از خوزستان تا کرمانشاه بارش‌های سنگین و فراگیری را تجربه کردند (جدول ۱) و به دنبال آن ایستگاه‌های سپیدار، سی سخت و دهدشت در استان کهگیلویه و بویراحمد ظرف مدت کمتر از ۱۲ ساعت به ترتیب میزان ۱۳۰، ۷۰ و ۸۸ میلی‌متر بارش را در روز دوم دسامبر دریافت نمودند. جدول ۱ مقدار بارش مناطق مختلف کشور را در طی روزهای اول تا سوم دسامبر و جدول ۲ نیز مقدار بارش تعدادی از ایستگاه‌های جنوب غرب کشور را در طی این توفان نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که بارش‌های روز سوم دسامبر در غرب کشور مربوط به چرخند مدیترانه‌ای است که جبهه سرد آن در اواسط روز دوم دسامبر بر روی مصر قرار گرفته است (شکل ۵h).

### دورنمای بزرگ مقیاس توفان در پوش سپهر تحتانی

امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای که به واسطه وجود موانع کوهستانی مرتفع و یا اختلاف گرمایی خشکی و دریا در وردسپهر شکل می‌گیرند، در نیمکره زمستانی با تغییر جهت گردش هوا در پوش سپهر به سمت بالا گسترش پیدا نموده و در پوش سپهر «شکسته» می‌شوند و بدین ترتیب تکانه زاویه‌ای که با خود حمل می‌کنند در پوش سپهر باقی می‌گذارند (Mcintyre & Palmer, 1983). به همین علت گردش هوا در پوش سپهر در نیمکره زمستانی بیشترین تغییرات و وردشها را از خود نشان می‌دهد. چرا که شدت تاوه قطبی سرد و چرخندی پوش سپهری، به واسطه شکست امواج راسبی مقیاس سیاره‌ای به‌طور قابل ملاحظه‌ای تغییر یافته و یا حتی گسسته می‌شود (Andrews, et al, 1987; Baldwin & Holton, 1988; Baldwin & Dunkerton, 2001).

در ابتدای زمستان شکست امواج سیاره‌ای عمدتاً در پوش سپهر تحتانی مشاهده می‌گردد که در اغلب موارد ضمن تقویت پرفشار آلتوشن و پرفشار/پشته مستقر بر روی اروپا، گسترش به سمت قطب آن‌ها را موجب می‌شود (Harvey & Hitchman, 1996; Harvey et al, 2002) که در نهایت پدیده‌ای موسوم به «گرم شدن کانادایی»<sup>۱</sup> یا به‌طور کلی «گرم شدن ناگهانی پوش سپهری»<sup>۲</sup> در پوش سپهر تحتانی را به دنبال دارد. در زمان وقوع پدیده گرم شدن کانادایی یا گرم شدن ناگهانی، تاوه قطبی از موقعیت متوسط و معمول خود بر روی کلاهک قطبی جابه‌جا شده و در مواردی به دو مرکز، یکی بر روی شمال روسیه و دیگری بر روی شمال شرق آمریکا تقسیم می‌شود (Labitzke & Van Loon, 1999; Baldwin & Holton, 1988; Shepherd, 2000; Manney et al, 2001). شکل ۲ چنین الگویی را در تراز ۵۰ Hpa (پوش سپهر تحتانی) نشان می‌دهد.

همان‌طوری که در شکل مشاهده می‌شود گسترش پرفشار آلتوشن و پشته منطقه اروپا به سمت قطب موجب کشیدگی تاوه قطبی و تقسیم آن به دو سلول مجزا گردیده است. این وضعیت که از روز ۲۵ نوامبر ۲۰۰۱ آغاز گردیده و در طی روزهای وقوع توفان نیز ادامه پیدا نموده، ضمن افزایش مقادیر تاوایی پتانسیل



12.01.2001 12 GMT

شکل ۲- وضعیت سینوپتیکی تراز ۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲ به وقت گرینویچ، روز اول دسامبر ۲۰۰۱ (زمان وقوع توفان)

بر روی اروپا و مدیترانه نابهنجاری‌های قابل ملاحظه‌ای را در الگوی گردش در سرتاسر وردسپهر نیمکره شمالی موجب شده است. به طوری که در تمام دوره مطالعه پدیده بلاکینگ (بندآئی) بر روی اروپا و غرب روسیه در وردسپهر مشاهده می‌شود.

### تحلیل مقیاس منطقه‌ای

گسترش پایین سوی نابهنجاری گردش جو از پوش سپهر به وردسپهر در طی روزهای پایانی ماه نوامبر ۲۰۰۱ منجر به استقرار پدیده بندآئی بر سراسر اروپا و غرب آسیا گردید. در نقشه تراز ۵۰۰ hpa روزهای ۲۸- ۲۷ نوامبر بندآئی از نوع امگا توسعه یافته، که بر ارتفاع<sup>۱</sup> آن در شمال کوه‌های اورال جای گرفته و کم ارتفاع بریده سمت غرب آن با کنتور بسته مرکزی ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر تا غرب ترکیه به سمت جنوب کشیده شده است. تداوم این الگو در طی روزهای بعد موجب سکون کم ارتفاع بریده در غرب ترکیه گردیده است (شکل ۳a). از طرفی نفوذ یک پشته از شمال غرب آفریقا تا اسکانديناوی و ریزش هوای سرد عرض‌های شمالی به داخل کم ارتفاع بریده مستقر در جانب راست آن، عمیق شدن و گسترش کم ارتفاع را در پی داشته است (شکل ۳b). گسترش پشته در طی روزهای سی ام نوامبر و اول دسامبر بر روی نیمه غربی اروپا و ریزش مداوم هوای سرد به داخل کم ارتفاع بریده مستقر بر روی دریای اژه ضمن افزایش شیب فشار در منطقه شرق مدیترانه، امکان نفوذ ناوه تراز ۵۰۰ Hpa را تا قسمت میانی دریای سرخ میسر ساخته است (شکل ۳b).

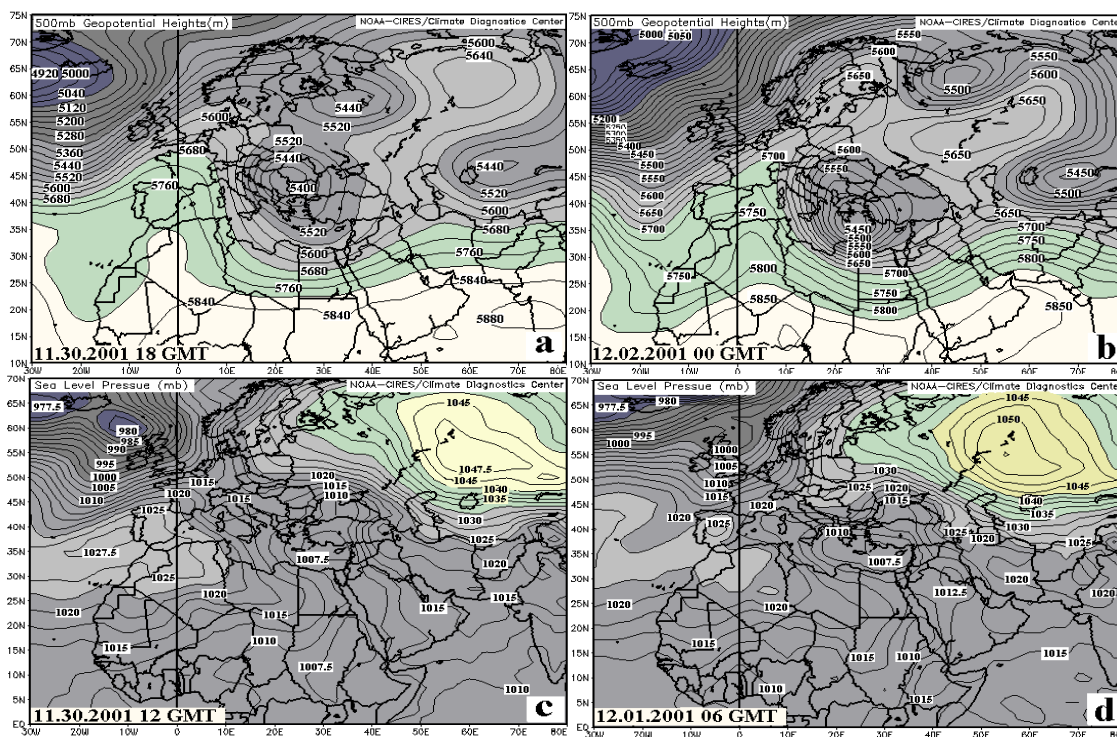
شکل ۳b الگوی سینوپتیکی تراز ۵۰۰ Hpa را در زمان اوج بارش در منطقه جنوب غرب ایران نشان می‌دهد. مقایسه شکل‌های ۳a و ۳b نشان می‌دهد که با تقویت پشته بر روی اروپا ناوه و کم ارتفاع در شرق مدیترانه عمیق تر شده و به عرض‌های پائین تر جابه‌جا گردیده است. در عین حال با استقرار پرفشاری (پرفشاری) بر شرق شبه جزیره عربستان، پشته‌ای بر روی شرق ایران و دریای عمان تقویت شده و ضمن کمی جابه‌جایی به سمت شرق گردش واچرخندی را بر روی دریای عمان و دریای عرب در پی داشته است. پیدایش وضعیت بندآئی با استقرار الگویی مشابه مورد حاضر جهت تشکیل و تکوین کم‌فشارها در خاورمیانه، بارها نظر محققان مختلف را در مدیترانه شرقی به خود جلب نموده است (Lee et al, 1988; Tayanc et al, 1998; Membery, 1997).

در بررسی نقشه‌های فشار سطح دریا و نقشه‌های تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال روزهای ۲۷ نوامبرالی سوم دسامبر ۲۰۰۱ یک مرکز پرفشار در تمام طول دوره بر روی کوه‌های اورال مستقر بوده است که از سمت غرب تا اسکانديناوی و از سمت شرق تا سیبری مرکزی گسترش یافته و میزان فشار در سلول بسته مرکزی آن بین ۱۰۴۵ الی ۱۰۶۰ هکتوپاسکال تغییر نموده است. زبانه‌های این پرفشار دینامیکی - که درست در زیر پر ارتفاع بریده تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار گرفته - به دفعات از سمت شمال شرق و شرق وارد کشور شده و تا دریای عمان و دریای عرب پیشروی نموده‌اند (شکل ۳c و ۳d). در شرق مدیترانه و در حدفاصل دریای اژه تا قبرس به واسطه شرایط مساعد دینامیکی در وردسپهر میانی، کم‌فشاری باهم فشار بسته مرکزی ۱۰۰۷/۵ هکتوپاسکال مشاهده می‌گردد که طی چند روز در جای خود بدون حرکت قابل ملاحظه‌ای باقی مانده است. در عوض کم‌فشاری که در اواسط روز ۳۰ ام نوامبر در غرب کوه‌های اتیوپی تشکیل شده و با هم فشار بسته ۱۰۰۷/۵

هکتوپاسکال در شکل ۳c مشاهده می‌شود، تا پایان روز ۳۰ نوامبر به مرکز دریای سرخ حرکت نموده و سپس تا ساعت ۶ (گرینویچ) روز اول دسامبر خود را به منتهی‌الیه شمال خلیج فارس رسانده است (شکل ۳d). در واقع بارش در ایستگاه‌های پیشکوه زاگرس میانی که در این مقاله به‌عنوان ایستگاه‌های معرف شروع و پایان بارش در نظر گرفته شده، پس از آن آغاز گردیده است.

### تعیین منبع رطوبتی توفان

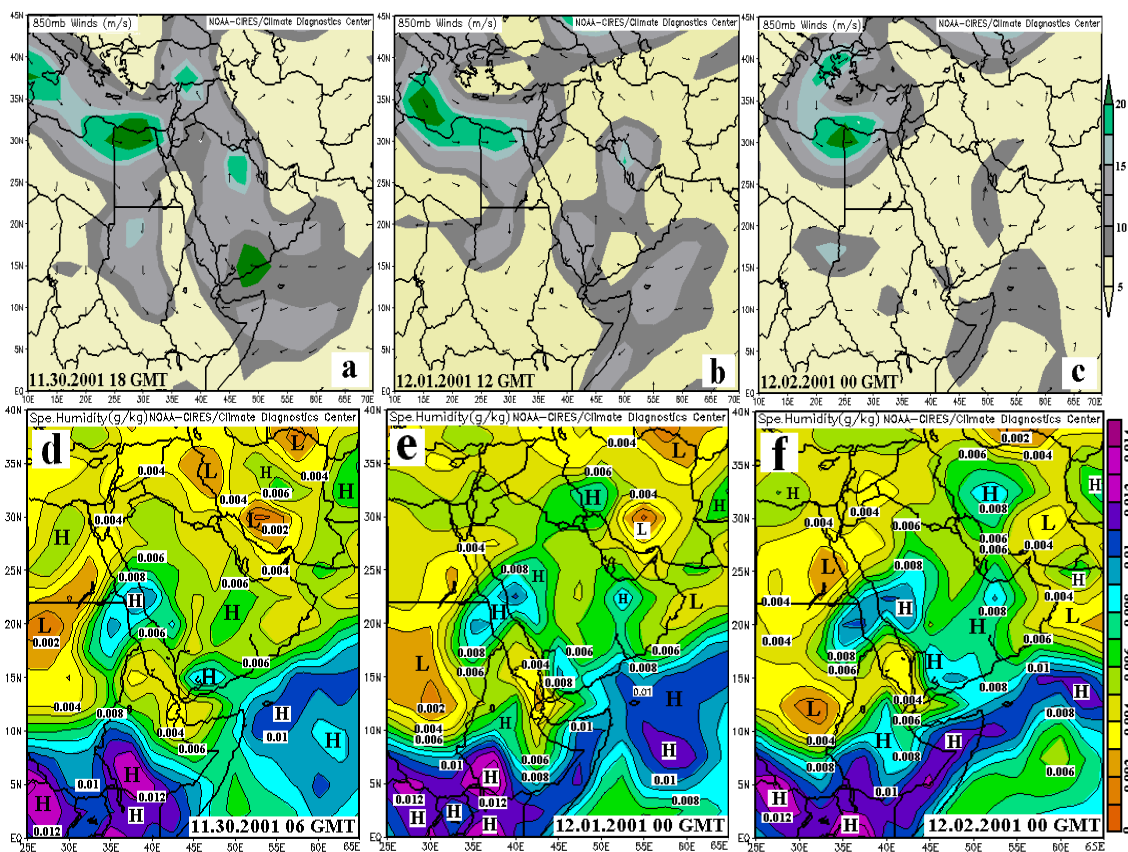
اقلیم یک مکان معین صرفاً تحت تأثیر بودجه تابشی و رطوبتی محلی قرار نمی‌گیرد بلکه به‌طور قطع از پدیده فرارفت متأثر می‌گردد. بدین ترتیب بودجه گرما و رطوبت یک مکان معین ارتباط نزدیکی با حالت گردش عمومی جو در آن منطقه خواهد داشت (Reiter, 1963). به همین منظور در تعیین منشأ و نیز نحوه انتقال رطوبت در سامانه سودانی، از نقشه‌های جهت باد در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال به همراه نقشه‌های نم و ویژه در طی روزهای ۲۷-۳۰ نوامبر و اول و دوم دسامبر ۲۰۰۱ استفاده گردید. بررسی نقشه‌های جهت و سرعت باد در ترازهای ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال از چند روز قبل از ورود کم‌فشار تا ساعت ۱۲ گرینویچ روز دوم دسامبر الگوی مناسبی را جهت انتقال رطوبت به درون سامانه سودانی



شکل ۳ - وضعیت سینوپتیکی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح دریا؛ شکل ۳a وضعیت تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قبل از شروع توفان (ساعت ۱۸ روز ۳۰ نوامبر)، شکل ۳b وضعیت تراز ۵۰۰ ه.پ در زمان اوج بارش (ساعت ۰۰ روز دوم دسامبر)، شکل ۳c وضعیت فشار در سطح دریا روز قبل از بارش (ساعت ۱۲ روز ۳۰ نوامبر)، و شکل ۳d وضعیت فشار در سطح دریا در زمان آغاز بارش (ساعت ۶ روز اول دسامبر ۲۰۰۱).



نشان می‌دهد. بدین ترتیب که گردش و اچرخندی بر روی دریای عمان و دریای عرب در تمام نقشه‌ها مشاهده می‌گردد. اما در ساعات پایانی روز ۳۰ نوامبر و در آغاز روز اول دسامبر به واسطه استقرار یک پرفشار دینامیکی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر شرق عربستان به همراه پشته‌ای که نیمه شرقی ایران و دریای عمان را تحت تسلط خود دارد (شکل ۳a و ۳b) و به دنبال آن تقویت گردش و اچرخندی بر روی دریای عرب و افزایش سرعت جریان در ترازهای پایینی جو (شکل ۴a) فاز اول انتقال رطوبت انجام گرفته است. نکته قابل ذکر این که الگوی و اچرخندی مذکور در دو تراز ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال کاملاً برهم منطبق بوده؛ درحالی که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جریانات عمدتاً غرب- جنوب غربی است. در واقع گردش و اچرخندی بر روی دریای عرب و دریای عمان بیش از ۳۰۰۰ متر ضخامت ندارد و مربوط به وردسپهر تحتانی است. شکل ۴a جهت وزش باد در



شکل ۴ - وضعیت گردش و مقادیر نم ویژه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در روزهای ۳۰ نوامبر و اول و دوم دسامبر ۲۰۰۱؛ شکل ۴a جهت و سرعت باد را قبل از آغاز بارش و شکل‌های ۴b و ۴c نیز به ترتیب وضعیت جریان را در ساعات اولیه و زمان حداکثر بارش نشان می‌دهند. لازم به ذکر است الگوی جریان در سطح زمین و تراز ۵۷۰۰ پ نیز مشابه تراز ۸۵۰ پ می‌باشد. نقشه‌های نم ویژه منشأ و مقدار رطوبت را قبل از آغاز بارش (۴d)، در زمان آغاز بارش (۴e) و زمان اوج بارش (۴f) نشان می‌دهند. همان طوری که اشکال نشان می‌دهند رطوبت توفان از مناطق حاره‌ای شرق آفریقا- دریای سرخ، دریای عرب و خلیج فارس تأمین شده است. علامت H نشان‌دهنده نم ویژه بالا و علامت L نشان‌دهنده نم ویژه پایین و هوای خشک (گرم در هزار گرم) است.

ساعات قبل از شروع بارش در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد و شکل ۴b نیز وضعیت جریان را در ساعاتی پس از شروع بارش در همان تراز به نمایش می‌گذارد. در این میان شکل ۴c نیز بر تداوم چنین الگویی در زمان اوج بارش دلالت دارد. در واقع مقایسه شکل‌های ۴a، ۴b و ۴c بیانگر آنست که گردش و اچرخندی بر روی دریای عرب همچنان پس از انتقال رطوبت ادامه یافته است.

در بررسی نقشه‌های نم ویژه مربوط به یک روز قبل از وقوع بارش (۳۰ نوامبر)، قسمت‌های مرکزی ایران و جانب بادپناه زاگرس به واسطه نفوذ زبانه‌های خشک و سرد پرفشار مستقر بر روی کوه‌های اورال دارای هوای خشکی است (شکل ۴d)، درحالی‌که در ساعات پایانی روز ۲۹ و ساعات آغازین روز ۳۰ نوامبر یک هسته رطوبتی از سودان جنوبی (مناطق حاره‌ای شرق آفریقا) به مرکز دریای سرخ انتقال می‌یابد. منحنی مرکزی در این هسته نشان‌دهنده مقدار ۱۰ گرم در کیلوگرم رطوبت است که بسیار قابل توجه می‌باشد (شکل ۴d). در این زمان رطوبتی از دریای عرب به شمال شبه جزیره عربستان منتقل نشده است. در حد فاصل زمانی ساعت ۱۸ روز ۳۰ نوامبر و ساعت صفر روز اول دسامبر با تقویت گردش و اچرخندی بر روی دریای عرب و نیمه شرقی شبه جزیره عربستان به یکباره هسته رطوبتی دریای سرخ به شمال خلیج فارس منتقل می‌شود که نم ویژه آن بیش از ۸ گرم در کیلوگرم می‌باشد. هم‌زمان از دریای عرب نیز مقادیر معتدلی رطوبت با نم ویژه ۸ گرم در کیلوگرم از مسیر خلیج فارس به سمت شمال منتقل می‌شود (شکل ۴e). در زمان اوج بارش یعنی ساعات پایانی روز اول و ساعات آغازین روز دوم دسامبر دو هسته رطوبتی فوق بر روی زاگرس و جنوب غرب - غرب ایران با هم ادغام می‌شوند (شکل ۴f). در این زمان نقش هسته رطوبتی با منشأ دریای عرب - خلیج فارس بیش از دریای سرخ می‌باشد.

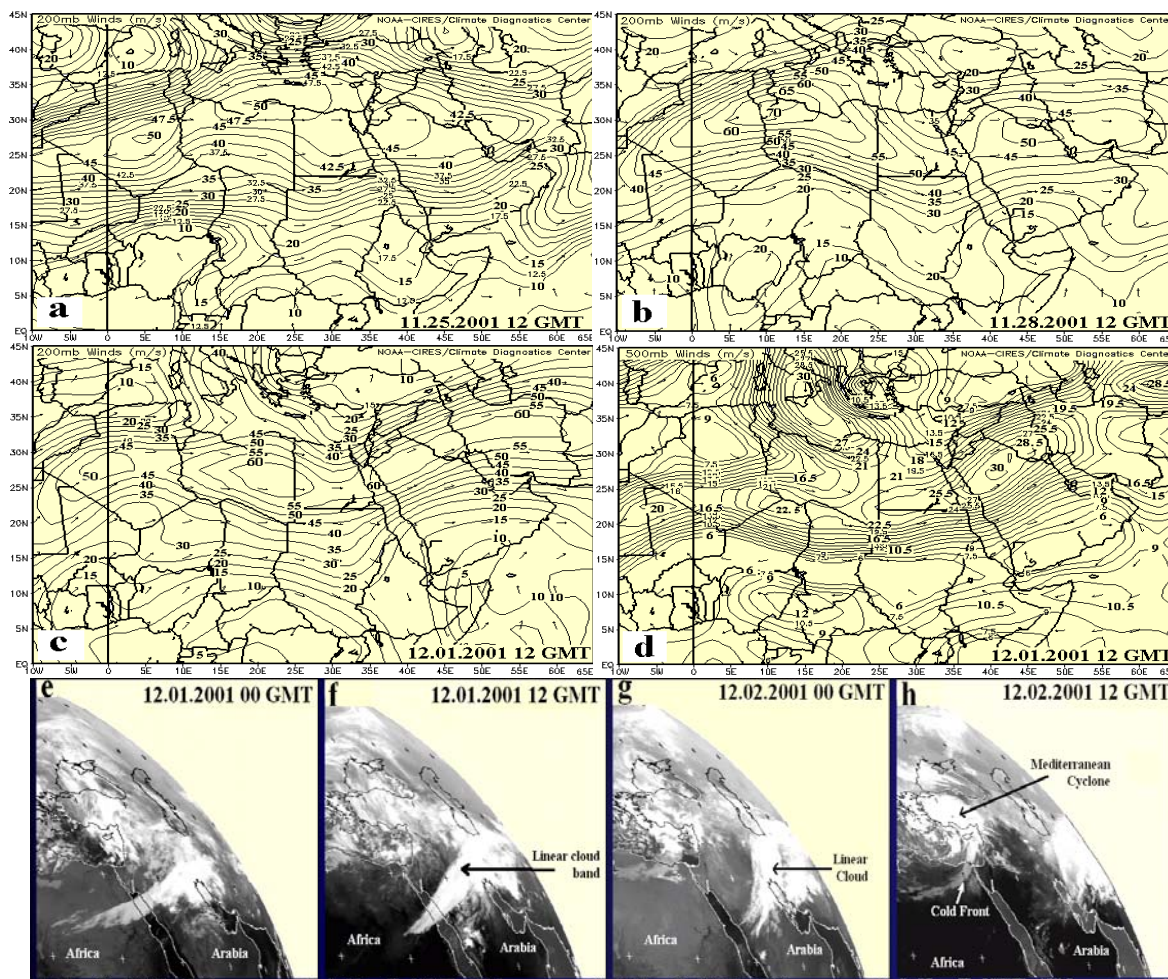
### نقش جت جنب حاره در تکوین توفان

یکی از علل انتخاب ماه دسامبر برای این مطالعه آنست که برخی از محققین معتقدند که الگوی گردش بزرگ مقیاس در ترازهای فوقانی و ردسپهر در ماه دسامبر به یکباره تغییر قابل ملاحظه‌ای در منطقه خاورمیانه پیدا می‌کند (قائمی، ۱۳۴۹؛ walker, 1967). از طرفی در مطالعه حاضر با توجه به گسترش پایین سوی نابهنجاری گردش از پوش سپهرتحتانی به و ردسپهر، به نظر می‌رسد در لایه‌های فوقانی و ردسپهر اثر این نابهنجاری در گردش‌های منطقه‌ای قابل ملاحظه باشد. همچنین این گفته «ریتر»<sup>۱</sup> (۱۹۶۳) که: «الگوهای گردش هوا در ترازهای بالاتر جو عمدتاً نقش اصلی و اولیه را دارا هستند و پدیده‌های جوی در سطح زمین در اغلب موارد به‌عنوان فرآیندهای ثانویه دیده می‌شوند» همراه با برخی از نتایج حاصل از تحقیقات منطقه‌ای مبنی بر اثر جت جنب حاره در تشکیل، تکوین و گسترش کم‌فشارها در منطقه خاورمیانه (Habtemichael & Pedgely, 1974; Dayan and Abramsky, 1983; Krichak and Alpert, 1994; Membery, 1997; Krichak et al, 1997a; Krichak and Alpert, 1998; Ziv, 2001) انگیزه را برای بررسی الگوی جریان و ردسپهر فوقانی در زمان تشکیل و تکوین کم‌فشاری از منطقه دریای سرخ را بیشتر می‌نماید. بدین منظور سرعت و موقعیت محور جت جنب حاره و جهت باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکالی که بنا به نتایج تحقیق‌های موجود (Lu, 1973; Krishnamurti et al, 1973; Krishnamurti, 1961)

(etal,2002) بهترین تراز برای تشخیص و مطالعه جت جنب حاره ای است، برای دوره ۲۵ نوامبرالی ۳ دسامبر ۲۰۰۱ بر روی خاورمیانه و شمال آفریقا مورد بررسی قرار گرفت.

در طی روزهای ۲۵ الی ۲۸ نوامبر هسته حداکثر سرعت جت جنب حاره در جنوب مدیترانه استقرار یافته است (شکل های ۵a و ۵b). در این هنگام سرعت جت کمتر بوده و منطقه کوچکتری را اشغال نموده است و به طوری که در شکل ۵a مشاهده می گردد، جریان ورودی به جت غربی بوده و با هوای منشأ گرفته از اقیانوس اطلس تغذیه می شود. اما از اواسط روز ۲۸ نوامبر با تغییر در جهت جریان ورودی، به تدریج جت جنب حاره در منطقه صحرا تقویت شده و محور جت به طور همزمان به عرض های پایین تر و به سمت شرق جابه جا گردیده و الگوی واچرخندی به خود می گیرد. شکل ۵b وضعیت جت را در ابتدای تغییر الگوی جریان در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد. به طوری که شکل نشان می دهد جریان جنوب- جنوب غربی حاصل از افزایش سرعت واگرایی در شاخه صعودی سلول هدلی در خلیج گینه و آفریقای حاره ای موجب تقویت گردش در شاخه نزولی سلول هدلی بر روی آفریقا گردیده است. چنان که یافته های اخیر نیز نشان می دهند (Krichak and Alpert,1998; Barry and Carleton,2001; Trenberth and Stepaniak,2003) افزایش سرعت واگرایی در وردسپهر فوقانی بر روی خلیج گینه، موجب جمع شدن سلول هدلی شمالی و قرارگیری محور جت جنب حاره در عرض های نزدیکتر به استوا همراه با افزایش سرعت آن خواهد بود. تداوم جریان جنوب - جنوب غربی از خلیج گینه سرعت را در هسته جت در طی روزهای بعد به ۷۰ متر در ثانیه (حدود ۲۵۰ کیلومتر در ساعت) می رساند. ادامه این وضعیت در موافقت با یافته های پیشین (Kiladis and Weickmann,1992) موجب استقرار گردش واچرخندی در شمال شرق آفریقا و بر روی مصر می گردد که در نهایت در پایین سوی گردش واچرخندی، الگوی موجی درجت جنب حاره ظاهر می شود. یعنی وضعیتی که در روز اول دسامبر بر روی خاورمیانه و شمال شرق آفریقا تسلط یافته است (شکل ۵c). در طی ساعات نخستین روز اول دسامبر و همزمان با استقرار الگوی موجی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز محور حداکثر سرعت باد به تبعیت از تراز ۲۰۰ هکتوپاسکالی از جنوب یونان به دریای سرخ میانی جابه جا گردیده و در تمامی دوره بارش در زیر جت جنب حاره و در امتداد آن بر روی دریای سرخ قرار گرفته است (شکل ۵d).

یکی شدن محور حداکثر سرعت باد در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر بر روی خاورمیانه در طی روزهای اول و دوم دسامبر ۲۰۰۱، واگرایی را در وردسپهر فوقانی به میزان قابل ملاحظه ای افزایش داده که نتیجه آن افزایش حرکت در امتداد قائم و همگرایی در وردسپهر تحتانی است. همان طوری که در شکل ۵c مشاهده می شود قرارگیری محور حداکثر سرعت جت در یک امتداد جنوب غربی- شمال شرقی و استقرار خروجی چپ هسته جت در حد فاصل دریای سرخ تا شرق ایران همراه با سرعت بالاتر از آستانه (یعنی سرعت بالاتر از ۵۵ متر در ثانیه; Krichak et al,1997a) امکان تکوین و جابه جایی زبانه کم فشاری را از دریای سرخ به سمت شمال شرق فراهم ساخته است. استقرار چنین الگویی در ترازهای میانی و فوقانی به همراه انتقال رطوبت قابل توجه از دریای سرخ و دریای عرب در لایه های تحتانی وردسپهر (شکل های ۴e و ۴f) و در نتیجه وجود مانع مرتفع زاگرس، بارش های سیل آسای روزهای آغازین دسامبر ۲۰۰۱ را به خصوص در مناطق جنوب



شکل ۵ - در شکل‌های ۵a الی ۵d موقعیت، میزان سرعت، و نحوه تقویت جت جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در طی روزهای پایانی نوامبر ۲۰۰۱ و زمان وقوع توفان نشان داده شده است. شکل ۵a الگوی جریان مداری همراه با واگرایی ضعیف در خلیج گینه را در ۲۵ نوامبر ۲۰۰۱ (۱۲ ساعت) نشان می‌دهد. شکل ۵b نحوه تقویت جت جنب حاره در شمال آفریقا در نتیجه افزایش واگرایی و وجود جریان جنوب-جنوب غربی از خلیج گینه در روز ۲۸ نوامبر (۱۲ ساعت) را نشان می‌دهد. شکل‌های ۵c و ۵d موقعیت جت و سرعت جریان را به ترتیب در تراز ۲۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای روز اول دسامبر (۱۲ گریونویچ) به نمایش گذاشته‌اند. شکل‌های ۵e الی ۵h نیز تصاویر ماهواره‌ای مربوط به ساعت ۰۰ و ۱۲ روزهای اول و دوم دسامبر ۲۰۰۱ را نشان می‌دهند.

غربی و غرب کشور رقم زده است. بارش‌های سنگین با تضعیف و گسسته شدن جت جنب حاره در اواسط روز دوم دسامبر به پایان رسید. در این زمان هسته جت جنب حاره به دو قسمت مجزا تقسیم شد که قطاع غربی به جنوب مدیترانه و قطاع شرقی به سمت شرق افغانستان جابه‌جا گردید. به نظر می‌رسد بارش‌های سنگین روز دوم دسامبر در شمال شرق ایران (جدول ۱) ناشی از استقرار مناسب خروجی جت جنب حاره (قطاع شرقی) بر روی شرق خراسان باشد.

### تصاویر ماهواره‌ای توفان

شکل ۵ تصاویر ماهواره‌ای مربوط به بارش‌های سنگین روزهای اول و دوم دسامبر ۲۰۰۱ در منطقه جنوب غرب و سایر مناطق ایران را نشان می‌دهد. در این تصاویر به ترتیب شکل ابر در زمان آغاز بارش در جنوب غرب کشور (شکل ۵e، ساعت ۶ گرینویچ روز اول دسامبر)، زمان اوج بارش و فراگیر شدن آن (به ترتیب شکل‌های ۵f و ۵g مربوط به ساعت ۱۲ روز اول و ۰۰ روز دوم دسامبر) و زمان تضعیف و اتمام بارش در جنوب غرب ایران (شکل ۵h، ساعت ۱۲ روز دوم دسامبر) به نمایش گذاشته شده است.

به طوری که در تصاویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود وضعیت و الگوی ابر در سامانه‌های سودانی کاملاً متفاوت از وضعیت و الگوی ابر در چرخندهای جبهه‌ای برون حاره‌ای است. این تفاوت با مقایسه این سامانه با چرخندی که در تصویر ساعت ۱۲ گرینویچ روز دوم دسامبر (شکل ۵h) در مدیترانه شرقی شکل گرفته و جبهه سرد آن بر روی شمال مصر در حال پیشروی است، کاملاً آشکار می‌گردد. در تصاویر ماهواره‌ای شکل و امتداد ابر مربوط به سامانه سودانی کاملاً با محور حداکثر سرعت جت جنب حاره‌ای (شکل ۵c) انطباق دارد.

### کم‌فشارهای منطقه دریای سرخ و تأثیرگذاری مراکز فعالیت منطقه‌ای

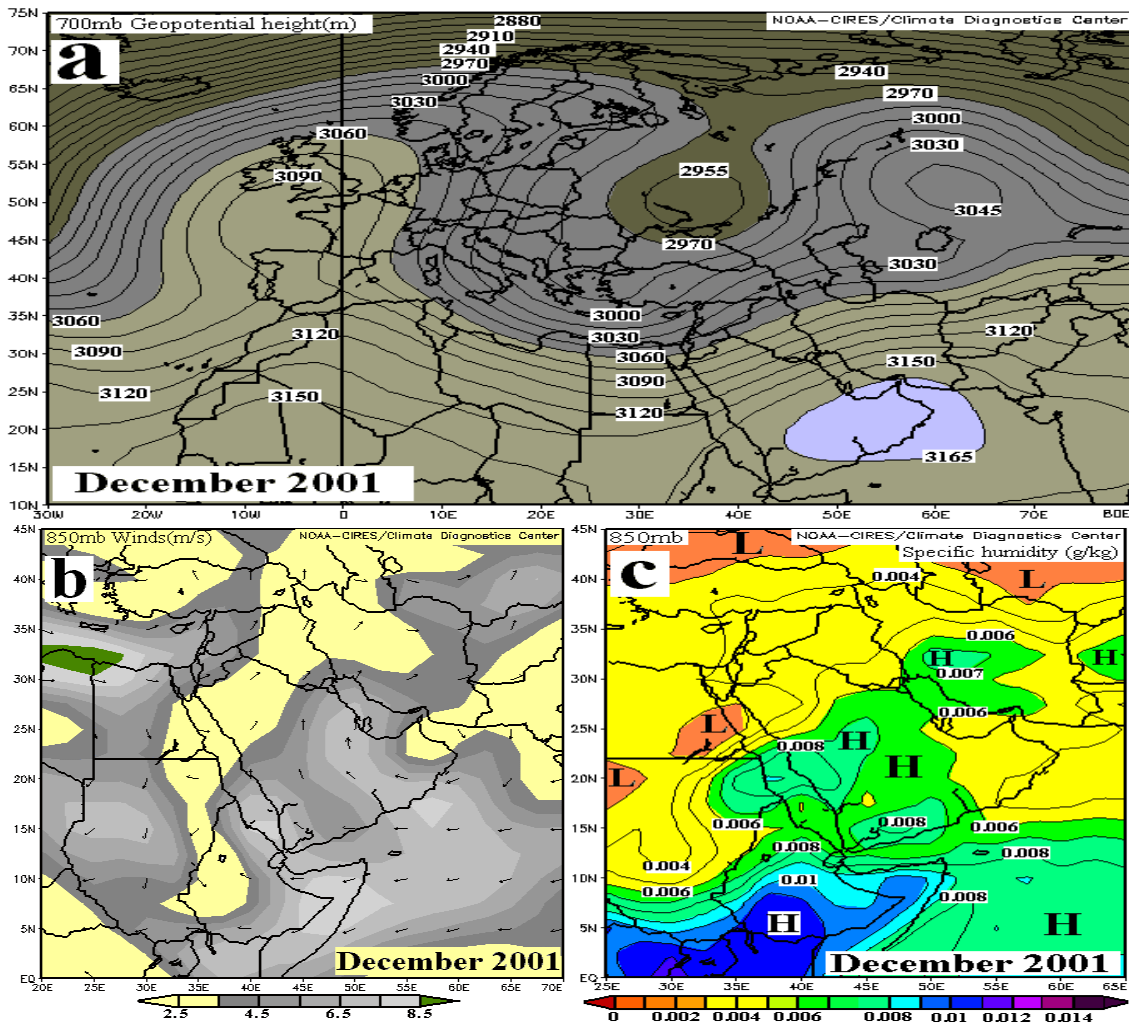
گردش جو به‌عنوان یک عامل بلا فصل، در تعیین شرایط اقلیمی هر منطقه نقش مهمی ایفاء می‌کند. در واقع الگوی متوسط گردش جو در هر منطقه ای بیان کننده شرایط اقلیمی غالب آن مکان است (Reiter, 1963). در عین حال الگوهای گردش بزرگ مقیاس و منطقه‌ای، متأثر از مؤلفه‌های مختلف سامانه اقلیمی زمین هستند. بدین ترتیب تغییرات و نوسانات در سامانه اقلیمی زمین به واسطه وردش‌های حاصله در الگوهای گردش جو، اقلیم منطقه‌ای را کنترل می‌کند. کم‌فشارهای سودانی به‌عنوان یک پدیده جوی، برخاسته از ترکیبی خاص از الگوی گردش جو در اقلیم دوره سرد خاورمیانه هستند. تغییرات قابل ملاحظه در فعالیت سال به سال این کم‌فشارها (سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۸۱؛ Kahana et al, 2004; Kahana et al, 2002) حکایت از وردش‌های موجود در عوامل اصلی به وجود آورنده آن‌ها دارد. در این قسمت برخی از عواملی که الگوی گردش بزرگ مقیاس و منطقه‌ای جو در خاورمیانه را تحت تأثیر قرار داده و به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم در ایجاد یا افزایش و کاهش فعالیت سامانه‌های کم‌فشار سودانی نقش دارند، مورد توجه قرار می‌گیرند.

**پرفشار سیبری:** در مطالعه کم‌فشارهای منطقه دریای سرخ و در تحلیل ساز و کار ایجادکننده آن‌ها در برخی از موارد به نفوذ زبانه‌ای از آسیای مرکزی و یا شمال شرقی ایران برخورد می‌شود. این زبانه‌ها عمدتاً از

سمت شمال شرق و شرق ایران به سمت جنوب و غرب نفوذ می‌کنند (چوچاچی زاده مقدم، ۱۳۷۵) و در برخی از موارد تا دریای عمان و شمال اقیانوس هند (دریای عرب) پیشروی می‌کنند (لشکری، ۱۳۷۵؛ خلج، ۱۳۸۱). نفوذ زبانه پرفشار سیبری به دریای عمان و دریای عرب موجب ایجاد و تقویت گردش واپرخندی بر روی منطقه مذکور می‌گردد. تداوم چنین گردش‌های امکان انتقال مقادیر قابل ملاحظه‌ای گرما و رطوبت از منابع رطوبتی شرق شبه جزیره عربستان به درون سامانه‌های کم‌فشار سودانی را فراهم می‌نماید که در این صورت بسط و تکوین سامانه کم‌فشار را به دنبال خواهد داشت. چنین الگویی از نفوذ زبانه پرفشار سیبری همراه با کاهش دما و گردش واپرخندی در مناطق جنب حاره، تنها مختص منطقه دریای عمان و دریای عرب نمی‌باشد. بلکه به‌طور بارزتری و گسترده‌تری در شرق آسیا به‌خصوص دریای چین جنوبی مشاهده می‌گردد که اصطلاحاً به ظهور «امواج سرد»<sup>۱</sup> سیبری معروف است (Ding and Krishnamurti, 1987; Garreaud, 2001; Trenberth and Stepaniak, 2003). علاوه بر آن در شرق کوه‌های راکی و در شرق کوه‌های آند نیز چنین پیشرویی از زبانه‌های پرفشار مشاهده می‌گردد (Garreaud, 2001). یافته‌های جدید نشان می‌دهد که گسترش زبانه‌های پرفشار سیبری یا اصطلاحاً امواج سرد جنب حاره‌ای، موجب تقویت پرفشار جنب حاره و در نهایت تقویت سلول هدلی در مقیاس‌های زمانی کوتاه می‌شود. در واقع فرونشینی در شاخه نزولی گردش هدلی در مناطق جنب حاره از طریق «سرمایش فرارفتی» (نفوذ زبانه پرفشار به منطقه جنب حاره) تقویت می‌شود (Trenberth and Stepaniak, 2003) که در بازگشت به عنوان یک پس‌خور مثبت موجب افزایش شیب فشار نصف‌النهاری و تقویت بادهای بسامان (شرقی) و به دنبال آن تشدید همرفت حاره‌ای می‌گردد (Chang Ding and Lou, 1980; Krishnamurti, 1987; Trenberth and Stepaniak, 2003). پس‌خور مثبت چنین ساز و کاری افزایش گرمای نهان آزاد شده در شاخه بالاسوی گردش هدلی (ITCZ) و به دنبال آن افزایش سرعت و آگرایی در زیر وردایست (تروپوپاز) حاره‌ای است که با توجه به بررسی‌های به‌عمل آمده، فشرده شدن (جمع شدن) سلول هدلی و تقویت جت و پرفشار جنب حاره در نیمکره زمستانی را به دنبال خواهد داشت (Krishnamurti et al, 1973; Kiladis and Weickmann, 1992; Barry and Carleton, 2001). با توجه به آنچه گفته شد به‌نظر می‌رسد ساز و کار فوق یکی از عوامل تقویت جت جنب حاره و استقرار آن بر روی شمال شرق آفریقا و خاورمیانه در مقیاس‌های زمانی کوتاه باشد.

**پشته شرق عربستان:** در مطالعه ساز و کار بارش با منشأ منطقه دریای سرخ و سودان همان‌طوری که در شکل‌های ۳b و ۶a مشاهده می‌شود در اغلب موارد پشته یا پرفشاری در ترازهای میانی و ردسپهر در شرق عربستان و بر روی دریای عرب مشاهده می‌شود. این پشته/پرفشار با ایجاد الگوی گردش واپرخندی (شکل ۴a الی ۴c و ۶b) امکان انتقال گرما و رطوبت را از دریای عرب و منتهی الیه جنوبی دریای سرخ (شکل ۴d الی ۴f و ۶c) به داخل سامانه‌های سودانی فراهم می‌آورد. به‌طور کلی برای پشته/پرفشار روی دریای عرب و گردش واپرخندی حاصل از آن در لایه‌های تحتانی جو می‌توان نقش‌های زیر را قائل شد:

**الف) ایجاد همگرایی:** گردش واپرخندی حاصل از استقرار پشته بر روی دریای عرب بنا به موقعیت و شدت پشته می‌تواند سه نوع همگرایی در منطقه ایجاد کند:



شکل ۶ - وضعیت سینوپتیکی متوسط برای روزهای بارشی در ماه دسامبر ۲۰۰۱. شکل ۶a وضعیت سینوپتیکی متوسط روزهای بارشی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال. همان طوری که در شکل مشاهده می شود استقرار پرفشار در موقعیت مناسب در شرق شبه جزیره عربستان با ایجاد گردش و اچرخندی همراه با نفوذ ناوه عرض های میانی تا مرکز دریای سرخ، یک ماه مرطوب را برای مناطق جنوب - جنوب غربی تا مرکز کشور رقم زده است. شکل های ۶b و ۶c به ترتیب جهت و سرعت باد و منشأ رطوبت و مقادیر نم ویژه را برای روزهای بارشی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به نمایش می گذارند. لازم به ذکر است نقشه های فوق برای تعداد ۱۶ روز بارشی ماه دسامبر (روز اول تا روز ۲۱ دسامبر) تهیه گردیده است.

۱- منطقه همگرایی در بادپناه کوه‌های عسیر، یمن و غرب فلات اتیوپی: این نوع همگرایی حاصل برخورد جریان‌های شرقی - شمال شرقی (ناشی از گردش و اچرخندی بر روی دریای عرب) با جریان شمال - شمال غربی در بادپناه (قسمت غرب) کوه‌های یادشده می‌باشد که در برخی از مطالعات به عنوان منشأ اولیه کم‌فشارهای منطقه دریای سرخ شناخته شده است. شکل ۸a نحوه شکل‌گیری یک منطقه همگرایی در بادپناه فلات اتیوپی و تکوین آن را به عنوان یک کم‌فشار سودانی نشان می‌دهد (Elfandy, 1950a; 1950b; Elfandy, 1952; Krichak et al, 1997a).

۲- منطقه همگرایی دریای سرخ: ورود جریان شرقی - جنوب شرقی ناشی از استقرار گردش و اچرخندی بر روی دریای عرب به داخل ریفت (شکاف) دریای سرخ و برخورد آن با جریان‌های شمال - شمال غربی موجب پیدایش یک منطقه همگرایی کم عمق در داخل ریفت دریای سرخ می‌شود (Flohn, 1965a, 1965b; Pedgley, 1966).

۳- منطقه همگرایی عمان: در دوره سردسال در نتیجه برخورد جریان‌های شرقی - جنوب شرقی حاصل از گردش و اچرخندی بر روی دریای عرب و دریای عمان با جریان‌های شمال - شمال غربی، منطقه همگرایی کم عمقی در حاشیه شرقی شبه جزیره عربستان ایجاد می‌شود که به «منطقه همگرایی عمان» موسوم گردیده است (Pedgley, 1970). در این جا یادآوری این نکته مهم به نظر می‌رسد که مشاهده تمامی همگرایی‌های یاد شده نیازمند مطالعه در مقیاس متوسط می‌باشد.

**ب) - انتقال رطوبت و گرما:** پیشروی یک زبانه پرفشار از نیمه شرقی ایران (اعم از زبانه پرفشار سیبری و یا زبانه پرفشار دینامیکی مهاجر) به داخل دریای عمان و دریای عرب، موجب تقویت پشته دینامیکی و افزایش گردش و اچرخندی بر روی دریا می‌شود. استقرار چنین الگویی به واسطه انتقال رطوبت و گرمای قابل ملاحظه از منابع رطوبتی شرق شبه جزیره عربستان، امکان بسط و گسترش سامانه‌های کم‌فشار منطقه دریای سرخ را چه در حرکت به سمت شمال شرق (ایران) و چه در حرکت به سمت جنوب شرق مدیترانه (Krichak et al, 1997a; Kricak and Alpert, 1998; Ziv et al, 2004) فراهم می‌آورد.

ج) - تقویت سلول هدلی و جت جنب حاره روی آفریقا و خاورمیانه: شکل ۷ جهت وزش باد را همراه با میزان سرعت آن در ترازهای ۷۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال چند روز قبل از وقوع توفان دسامبر ۲۰۰۱ بر روی اقیانوس هند، خاورمیانه و آفریقا نشان می‌دهد. به طوری که در شکل مشاهده می‌شود، تقویت گردش و اچرخندی در ترازهای تحتانی و میانی جو بر روی شمال اقیانوس هند و دریای عرب ضمن ایجاد جریان‌های شرقی - شمال شرقی، انتقال رطوبت از روی آب‌های گرم اقیانوس هند را به آفریقای حاره‌ای ممکن می‌سازد. جریان مرطوب شمال شرقی موجب افزایش رطوبت و تقویت همگرایی در شاخه بالاسوی گردش هدلی روی آفریقای حاره‌ای به خصوص خلیج گینه می‌شود. چنین ساز و کاری از طریق آزاد شدن گرمای نهان بیشتر، علاوه بر افزایش سرعت واگرایی در زیر وردایست حاره‌ای، تقویت جت جنب حاره را بر روی شمال شرق آفریقا و خاورمیانه در طی روزهای اول و دوم دسامبر به دنبال داشته است. در این جا برای نشان دادن نحوه تقویت سلول هدلی از «پتانسیل سرعت  $X$ »<sup>۲</sup> در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. هدف از به کارگیری پتانسیل سرعت  $X$

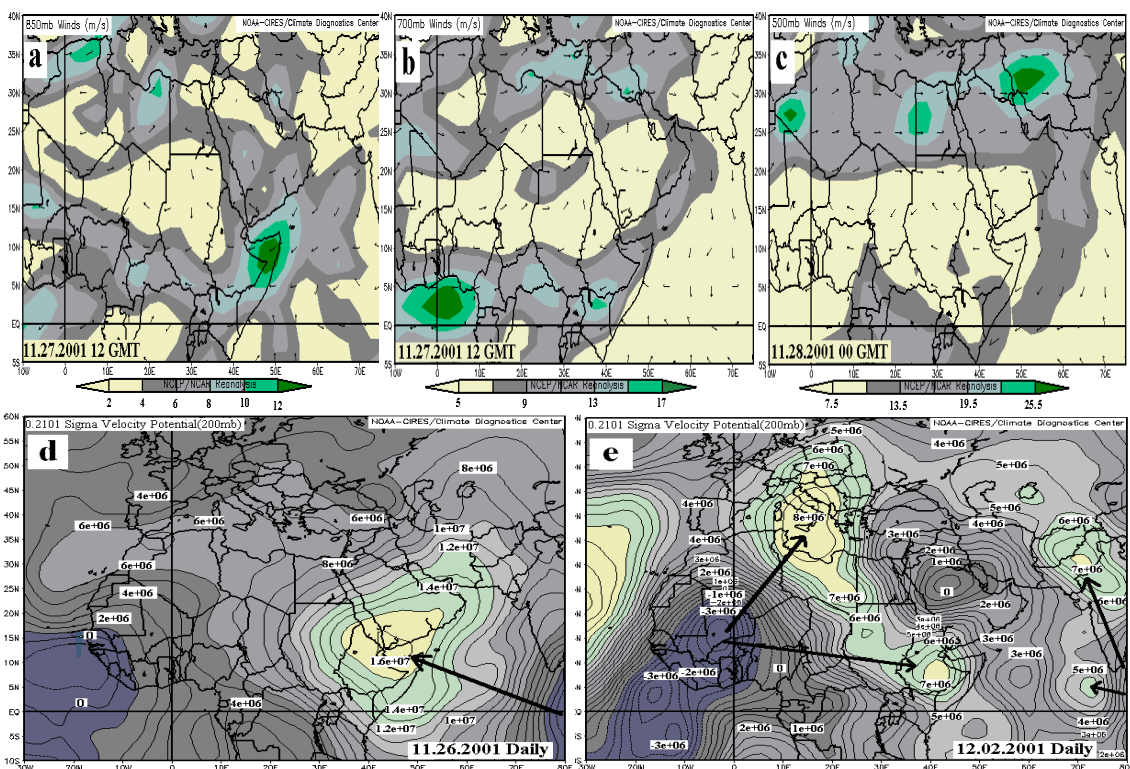
۱- به بادهای شرقی در شبه جزیره عربستان اصطلاحاً باد «Kaus/کاز» و به بادهای غالب شمال-شمال غربی باد «Shamal/شمال» گفته می‌شود (Pedgley, 1970; 1974).

۲- Velocity Potential؛ پتانسیل سرعت با استفاده از بردار باد افقی  $V$  در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال محاسبه می‌شود که بر اساس تعریف کریشنامورتی به شرح زیر می‌باشد:  $\nabla \cdot V = -\nabla^2 X$  که در این جا:  $D$ =میزان واگرایی جریان به متر مربع در ثانیه؛  $V$ =بردار باد افقی؛  $X$ =پتانسیل سرعت (Tanaka et al, 2004)



تعیین میزان واگرایی در شاخه بالا سوی سلول هدلی است. در واقع پتانسیل سرعت  $X$  شاخص اصلی تعیین گردش های مستقیم در مناطق حاره ای بوده (Krishnamurti, 1985; Mistry & Conway, 2003) و برای محاسبه واگرایی گردش نوع هدلی روی صفحه نصف النهاری و گردش شرقی - غربی والکر روی صفحه مداری کاربرد دارد. (Tanaka et al., 2004; Mistry & Conway, 2003; Kanamitsu & Krishnamurti, 1978; 2004).

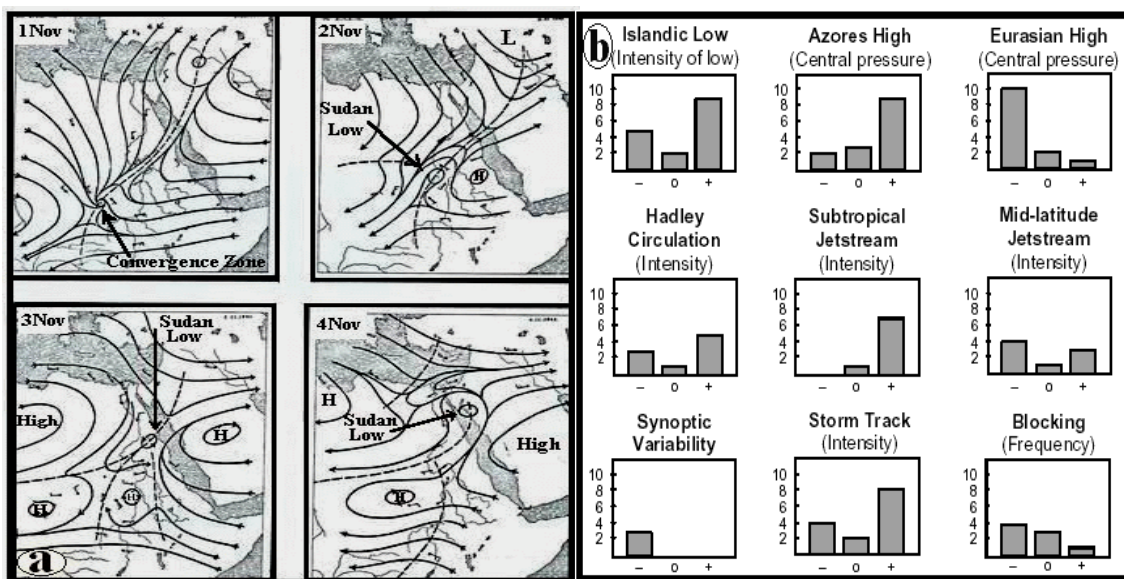
شکل ۷د و ۷ه میزان واگرایی و همگرایی را به ترتیب برای ۵ روز قبل از وقوع نوفان دسامبر ۲۰۰۱ و روز اوج بارش در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهند. مقایسه دو شکل بیانگر آنست که در زمان اوج بارش ها میزان واگرایی روی غرب آفریقا و خلیج گینه به طور قابل ملاحظه ای نسبت به روز ۲۶ نوامبر افزایش یافته و همین امر افزایش همگرایی در شمال آفریقا و مدیترانه و تقویت جت جنب حاره را به دنبال داشته است. ورودش پذیری مراکز فعالیت منطقه ای: بررسی های اخیر بیانگر آن است که در طی چند دهه گذشته به خصوص از اوایل دهه ۱۹۸۰ سلول هدلی در زمستان نیمکره شمالی قوی تر شده است (Tanaka et al., 2004). در همین راستا مطالعات متعددی بر افزایش فشار در مناطق جنب حاره و تقویت پرفشارهای جنب حاره ای -



شکل ۷ - جهت و سرعت باد ۳ الی ۴ روز قبل از شروع توفان؛ به ترتیب در تراز ۸۵۰ (۷ا) ۷۰۰ (۷ب) و ۵۰۰ (۷c) هکتوپاسکال برای شمال اقیانوس هند و آفریقای حاره ای و میزان واگرایی و همگرایی (به متر مربع در ثانیه) با استفاده از پتانسیل سرعت  $X$  برای روزهای ۲۶ نوامبر (۷د) و دوم دسامبر ۲۰۰۱ (۷ه) در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال نشان داده شده است.

به خصوص در منطقه شمال آفریقا، مدیترانه و خاورمیانه - دلالت دارند (Xoplaki,2002;Gong and Ho,2002;Dunkeloh and Jacobeit,2003;Panagiopoulos etal,2005) از طرفی یافته‌های اخیر بر کاهش ساز و کار سرمایش فرارفتی با منشأ پرفشار سیبری دلالت دارد. چرا که نتایج حاصل از بررسی‌های متعدد که با داده‌ها و روش‌های مختلف و در دوره‌های زمانی طولانی انجام شده از کاهش قابل ملاحظه فشار در مرکز پرفشار سیبری خبر می‌دهد. در این رابطه بررسی‌های موجود آغاز یک روند کاهشی در میزان فشار هوا و افزایش دما و بارش را از ابتدای دهه ۱۹۸۰ در منطقه سیبری بیان می‌کند (Sahsamanoglou, 1991;Aizen etal,2001;Gong&ho, 2002; Gong&Wang, 2003; Panagiopoulos etal,2005) در جدیدترین این بررسی‌ها کاهش فشار در مرکز پرفشار سیبری از ابتدای دهه ۱۹۸۰ تاکنون حدود ۵ هکتوپاسکال به دست آمده است (Panagiopoulos etal,2005).

در بیان علت این افت قابل ملاحظه فشار در مرکز پرفشار سیبری بیش از همه این نظریه عنوان گردیده که از اواخر دهه ۱۹۷۰ و اوایل دهه ۱۹۸۰ به واسطه گرمایش مثبت در مناطق حاره‌ای و روند منفی دما و ارتفاع ژئوپتانسیل به ویژه در وردسپهر فوقانی و پوش سپهر تحتانی در مناطق قطبی (Houghton etal,2001;Thompson& Solomon, 2002)، شیب فشار نصف النهاری افزایش یافته و



شکل ۸ - در شکل ۸a نقشه‌های خطوط جریان نحوه شکل‌گیری یک منطقه همگرایی در بادپناه کوه‌های اتیوپی و تشکیل کم‌فشار سودانی را در زیر ارتفاع ۳۰۰۰ متری نشان می‌دهد (روزهای اول تا چهارم نوامبر ۱۹۴۵، ساعت ۱۲ UTC). (Elfandy,1952) و در شکل ۸b نیز نتایج حاصل از ۳۳ شبیه‌سازی از هفت مرکز مدل‌سازی اقلیمی با استفاده از ۲۴ نوع مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs) روند فعالیت را در مراکز مهم فعالیت از سال ۱۹۷۵ الی ۱۹۹۹ در قطاع اقیانوس اطلس شمالی/اوراسیا برای فصل زمستان نشان می‌دهد. علائم [-, 0, +] به ترتیب افزایش، بدون تغییر بودن و کاهش در شدت یا فراوانی هر یک از مؤلفه‌ها را بیان می‌کند (Gyalistras,2002).

موجب تداوم شاخص مداری بالا در نیمکره شمالی گردیده است. با تداوم چنین وضعیتی محور اصلی حرکت کم فشارها در نیمکره شمالی به خصوص در قطاع اروپا- آسیا به عرض های بالاتر منتقل شده است (Hurrel, 1995; Hurrel et al, 2003). شکل گیری کم فشارهای عمیق تر در مناطق جنب قطبی و پرفشارهای قوی تر در مناطق جنب حاره ای همراه با پرفشار سبیری ضعیفتر، نتیجه تداوم شاخص مداری بالا می باشد (Wallace & Hsu, 1985; Houghton et al, 2001; Gong & Ho, 2002).

در سال های اخیر محققان بسیاری با استفاده از داده های اقلیمی و مدل های گردش عمومی جو و یا شاخص های فشار هم چون «نوسان شمالگان» (AO) و «نوسان اطلس شمالی» (NAO) به نتایج فوق دست یافتند. شکل ۸b خلاصه ای از نتایج حاصل از این مطالعات است. چنان که نتایج تحقیقات اخیر نشان می دهد، نتیجه تسلط چنین الگویی به طور کلی کاهش مقادیر بارش در حوضه مدیترانه به خصوص بخش های غربی و مرکزی آن بوده است (Hurrel, 1995; Dunkeloh & Jacobeit, 2003; Quaderelli et al, 2001). اما برخی بررسی های دقیق تر بر افزایش بارش در جنوب شرق مدیترانه دلالت دارد (Alpert et al, 2002; Xoplaki, 2002; Xoplaki et al, 2004; Dunkeloh & Jacobeit, 2003). آلپرت و همکارانش (۲۰۰۲) معتقدند با توجه به این که مقادیر عمده بارش جنوب شرق مدیترانه (جنوب فلسطین اشغالی) از سامانه های جنب حاره ای/ حاره ای منطقه دریای سرخ حاصل می شود، افزایش فعالیت این سامانه ها در دهه های اخیر علت این روند افزایشی در مقادیر بارش بوده است. در این رابطه جدیدترین مطالعات انجام شده کاهش سالانه تعداد کم فشارهای قبرس و افزایش قابل ملاحظه کم فشارهای منطقه دریای سرخ را در منتهی الیه جنوب شرق مدیترانه پس از دهه ۱۹۸۰ نشان می دهد (Alpert et al, 2004).

با توجه به مطالب مطرح شده و در صورت تداوم روند موجود در شکل ۸b، می توان چنین نتیجه گیری کرد که در دهه های آینده فعالیت چرخندهای مدیترانه ای بر روی خاورمیانه کاهش یافته و در عوض سامانه هایی هم چون کم فشارهای سودانی به واسطه تقویت پرفشارهای جنب حاره ای، سلول هدلی و در نهایت تقویت جت جنب حاره ای بر روی خاورمیانه نقش مهم تر و فعال تری را ایفاء خواهند نمود.

### نتیجه گیری

سیر مطالعات اقلیمی در ایران در یکی دو دهه اخیر منجر به کشف سامانه های کم فشار سودانی به عنوان یکی از مؤلفه های سینوپتیکی برخاسته از الگوی گردش مقیاس منطقه ای در اقلیم دوره سرد خاورمیانه و ایران گردیده است. یافته های اخیر به تدریج نقش و اثر سامانه های کم فشار بدون جبهه ای که در ابتدا در جوی باروتروپیک و در محیطی حاره ای شکل می گیرند را بارزتر نموده و به خصوص در تحلیل بارش های حدی به کم فشارهای سودانی اعتبار خاصی بخشیده است. در پاسخ به سؤالات مطرح شده، مطالعه ماه دسامبر ۲۰۰۱ از منظر سینوپتیکی نتایج زیر را در رابطه با کم فشارهای سودانی در پی داشته است:

- در رابطه با ماهیت اولیه کم فشارهای منطقه دریای سرخ و شمال شرق آفریقا به طور کلی می توان به ساز و کارهای زیر اشاره کرد: ۱- برخی بر این اعتقادند که این کم فشارها سلول های جدا شده از کمربند همگرایی حاره ای (ITCZ) هستند (Solot, 1950; Johnson, 1965; Ziv et al, 2004; Kahana et al, 2004). ۲-

دسته دوم با توجه به عرض جغرافیایی پایین و مقادیر بالای انرژی تابشی جذب شده در سطح زمین، کم‌فشارهای سودانی و به‌طور کلی کم‌فشارهای شمال شرق آفریقا را از نوع حرارتی می‌دانند (مشکواتی و مرادی، ۱۳۸۳). ۳- دسته سوم معتقدند که کم‌فشارهای شمال شرق آفریقا نتیجه تکوین همگرایی اولیه بر روی منطقه هستند. که خود به دو تیپ تقسیم می‌شوند: الف) کم‌فشارهایی که از همگرایی جریان‌های شرقی و جریان‌های شمال - شمال غربی در بادپناه فلات اتیوپی (شکل ۸a) و کوه‌های مرتفع عسیر و یمن شکل می‌گیرند و در واقع از تیپ بادپناهی محسوب می‌شوند (Elfandy, 1950a; 1950b; 1952; Krichak et al, 1997a). ب) کم‌فشارهایی که در داخل ریفت دریای سرخ در نتیجه همگرایی دو جریان مخالف شرق - جنوب شرقی و شمال - شمال غربی ظاهر می‌شوند (لشکری، ۱۳۷۵، Flohn, 1966a; 1966b; Pedgley, 1965a; 1965b).

- برای فعال شدن کم‌فشارهای سودانی وجود پشته‌ای بر روی نیمه‌غربی مدیترانه و غرب اروپا به‌همراه ناوه عمیقی بر شرق مدیترانه که تا دریای سرخ میانی (حدود ۱۸ درجه شمالی) نفوذ نموده و محور ناوه آن در حول و حوش طول ۳۰ درجه شرقی قرار گرفته، همراه با پشته/پرفشاری در شرق شبه جزیره عربستان در ترازهای میانی وردسپهر لازم می‌باشد. چنین الگویی در شکل ۶a که نقشه متوسط تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال تعداد ۱۶ روز بارشی را در مناطق جنوب و جنوب غرب کشور نشان می‌دهد به‌خوبی قابل مشاهده است. این الگو به دنبال نفوذ تاوه قطبی پوش سپهری بر روی اروپا و مدیترانه (شکل ۲) و گسترش پایین سوی گردش نابهنجار پوش سپهری به وردسپهر شکل گرفته است.

- در مطالعه موردی دسامبر ۲۰۰۱، پشته/پرفشار مستقر بر شرق عربستان و دریای عرب در ترازهای میانی وردسپهر (شکل ۶a و ۳b) همراه با پیشروی زبانه پرفشاری از نیمه شرقی کشور در تراز پایین جو بر روی دریاهای شرق عربستان (شکل ۳c و ۳d) و ایجاد الگوی گردش واچرخندی بر روی دریای عمان و دریای عرب (شکل ۶b و ۴) نقش اصلی را در تغذیه رطوبتی سامانه‌های سودانی برعهده دارد.

- در مطالعه موردی دسامبر ۲۰۰۱، موقعیت هسته جت جنب حاره در خاورمیانه و امتداد محور آن در ترازهای فوقانی وردسپهر ضمن کنترل الگوی گردش تراز میانی، مسیر ورود کم‌فشار سودانی به ایران را کنترل نموده است (شکل ۵).

- کشیده شدن تاوه قطبی بر روی منطقه مدیترانه و شمال آفریقا در تراز ۵۰ هکتوپاسکال منبع اصلی تلاوایی برای پیدایش الگوهای گردش نابهنجار و تقویت سلول هدلی و جت جنب حاره بر روی منطقه به‌شمار می‌آید.

- نفوذ زبانه پرفشار بر روی دریای عمان چه با منشأ پرفشار سیبری و چه مراکز پرفشار دینامیکی مهاجر عرض‌های میانی، به‌واسطه ساز و کار «سرمایش فرارفتی»، فرونشینی در شاخه نزولی گردش هدلی بر روی دریای عرب و شمال اقیانوس هند را افزایش داده و بدین ترتیب علاوه بر تقویت پشته و گردش واچرخندی بر روی منطقه دریای عرب، در یک پسخور مثبت سبب افزایش شیب فشار نصف النهاری و تقویت بادهای به‌سامان (شمال شرقی) می‌شود. به دنبال آن تشدید همرفت حاره‌ای و در نهایت تقویت جت و پرفشار جنب حاره‌ای را در وردسپهر فوقانی بر روی شمال شرق آفریقا و خاورمیانه در پی خواهد داشت.

چنین ساز و کاری همان طوری که در مطالعه موردی توفان دسامبر ۲۰۰۱ مشاهده گردید، می تواند به طور غیر مستقیم و از طریق توالی یکسری پسخورهای مثبت موجب تکوین و گسترش کم فشارهای سودانی گردد.

- تاکنون پشته مستقر بر روی دریای عرب و منتهی الیه شرق شبه جزیره عربستان تنها به عنوان مؤلفه‌ای جهت انتقال رطوبت و گرما بدرون سامانه‌های سودانی مدنظر قرار گرفته است. اما می توان در تحلیل الگوی گردش منطقه‌ای، پشته دریای عرب را یکی از مؤلفه‌های مهم در تشکیل و تکوین کم فشارهای سودانی دانست. به این صورت که پشته مذکور می تواند به طور مستقیم با ایجاد گردش و اچرخندی در شرق عربستان و به دنبال آن ایجاد همگرایی‌های اولیه در غرب فلات اتیوپی (شکل ۸a) و یا به طور غیرمستقیم با تقویت بادهای بسامان و سلول هدلی و جت جنب حاره‌ای بر روی افریقا و خاورمیانه نقش قابل توجهی در تکوین و گسترش کم فشارهای سودانی ایفاء نماید.

- شکل ابر در زمان گسترش سامانه‌های سودانی بر روی خاورمیانه به جهت تبعیت از الگوی جریان ترازهای فوقانی و میانی وردسپهر عمدتاً به صورت نواری از جنوب غرب به سمت شمال شرق کشیده می شود (شکل ۵a الی ۵h) و با شکل ابر در چرخندهای جبهه‌ای مدیترانه‌ای (شکل ۵h) که تحت تأثیر شرایط جو باروکلینیک شکل می‌گیرند متفاوت است. چنین تفاوتی در تحقیق اخیر بارت و اشتینکهل نیز به خوبی نشان داده شده است (Barth and Steinkohl, 2004). در بررسی توفان دسامبر ۲۰۰۱ شکل ابر در سامانه سودانی با موقعیت محور جت جنب حاره و هسته سرعت آن در خاورمیانه انطباق خوبی نشان می دهد (شکل ۵).

- در بررسی نقشه نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ماه دسامبر ۲۰۰۱ (شکل ۶c)، منبع رطوبتی کم فشارهای سودانی در درجه اول مناطق حاره‌ای آفریقای شرقی (جنوب شرق سودان و جنوب اتیوپی) و سپس قطاع جنوب غربی دریای عرب می‌باشد که در مسیر خود بر روی دریای سرخ و خلیج فارس تقویت می‌شود. این ویژگی در توفان اول و دوم دسامبر نیز بخوبی قابل مشاهده است (شکل ۴d الی ۴f). حداکثر رطوبت ورودی به ایران نیز در منطقه جنوب غرب کشور به خصوص بر روی استان‌های کهگیلویه و بویر احمد و چهارمهل و بختیاری مشاهده می‌گردد.

- مطالعه نتایج حاصل از بررسی مراکز فعالیت منطقه‌ای، بر تضعیف پرفشار سیبری و کاهش قابل ملاحظه تعداد چرخندهای تیپ مدیترانه شرقی (قبرسی) از ابتدای دهه ۱۹۸۰ دلالت دارد که به طور هم‌زمان با تقویت سلول هدلی، پرفشار و جت جنب حاره‌ای (شکل ۸b)، همچنین افزایش قابل ملاحظه فعالیت کم فشارهای تیپ سودانی در جنوب شرق مدیترانه (Alpert et al, 2004b) همراه بوده است. نتایج فوق این نظریه را قوت می‌بخشد که در صورت تداوم روند فوق و به واسطه تقویت پرفشارهای جنب حاره‌ای، سلول هدلی و در نهایت تقویت جت جنب حاره در منطقه شمال آفریقا و خاورمیانه، سامانه‌های کم فشار سودانی در دهه آینده نقش برجسته تر و فعال تری را در اقلیم خاورمیانه و ایران بازی خواهند نمود. در حالی که فعالیت چرخندهای مدیترانه‌ای بر روی خاورمیانه کاهش پیدا می‌نماید.

جدول ۱. مقادیر بارش روزهای اول، دوم و سوم دسامبر ۲۰۰۱ در ایستگاه‌های سینوپتیک کشور به میلی‌متر

نام ایستگاه	اول دسامبر	دوم دسامبر	سوم دسامبر	نام ایستگاه	اول دسامبر	دوم دسامبر	سوم دسامبر	نام ایستگاه	اول دسامبر	دوم دسامبر	سوم دسامبر
بوشهر	۰،۰	۲۶	۰،۰	کرمانشاه	۰،۲۷	۲،۵	۱،۰	تبریز	۲،۱	۰،۰	۰،۰
بوشهر دریایی	۰،۰	۴۴،۰	TR*	خرم‌آباد	۴۲،۴	۰،۲۳	۳،۵	نهبوند	۹،۴	۱۳،۵	۰،۰
بندر ماهشهر	۸،۲	۱۵،۴	۳،۰	کوه‌رنگ	۰،۸۹	۰،۴۳	۰،۰	یزد	TR	۱،۵	۰،۰
بهبهان	۲۴،۸	۱۸،۸	۰،۰	لردگان	۰،۲۲	۰،۶۴	۰،۰	ژنوبیز: ک تهران	۸،۶	۵،۸	۰،۰
اهواز	۰،۱۹	۰،۳	۴،۱	سنندج	۵،۲۱	۰،۷	۰،۰	چیتگر	۱۲،۰	۶،۵	TR
دزفول	۴،۷۳	۳،۸	۲،۶	بیجار	۸،۶	۳،۷	TR	تهران	۱۲،۹	TR	۰،۰
صفی‌آباد دزفول	۶۴،۹	۴،۲	۲،۴	الیگودرز	۱۵،۹	۱۸،۳	۰،۰	آبعلی	۷،۲	۱۰،۹	۴،۱
بستان	۲۷،۱	۰،۰	۲،۸	همدان	۴،۱۲	۰،۳	۰،۰	سمنان	۴،۹	۰،۰	۲،۵
ایذه	۵۵،۶	۲۰،۷	۰،۰	اراک	۲۴،۷	۱۰،۱	۰،۰	تربت جام	۰،۲	۴۱،۰	TR
شهرکوه	۹،۱	۵،۳	۰،۰	قم	۰،۱۵	۰،۷	۰،۰	مشهد	۰،۰	۱۶،۸	۱،۳
ایلام	۴۰،۱	۱،۷	۰،۰	زنجان	۷،۶	TR	۰،۰	سرخس	۱،۸	۱۴،۹	۲،۷
اسلام‌آباد غرب	۵۱،۱	۱،۶	۱،۱	خرمدره	۱۷،۳	۰،۰	۰،۰	TR*، بیانگر نبود گزارش در روز مورد نظر میباشد.			

جدول ۲. مقادیر بارش در ایستگاه‌های استان کهگیلویه و بویراحمد در روزهای اول و دوم دسامبر ۲۰۰۱ (انصاری، ۱۳۸۲)

نام ایستگاه	یاسوج	سپیدار	سی سخت	پاتاوه	شاه مختار	بریم	دهدشت	آبده گاه	گل بابکان	ناژ مکا ن	ایدنگ	دوگنبدان
روز اول دسامبر (mm)	۳۸	۴۰	۳۰	۲۷	۲۵	۸	۳۷	۱۰	۲۱	۳۲	۲۰	۲۷
روز دوم دسامبر (mm)	۷۷	۱۳	۷۰	۴۱	۵۰	۶۸	۸۸	۵۲	۶۵	۵۲	۴۵	۵۸

### منابع:

۱. الفت، علی اکبر، ۱۳۴۷، وضع هوای ایران در سال گذشته، نیوار، صفحه ۳۱ - ۳۹ و ۶۳ - ۶۲.
۲. امیری، هدایت، ۱۳۷۸، بررسی سینوپتیکی بارش‌های سیل زا در حوضه آبریز رودخانه زهره، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه شهید بهشتی.
۳. انصاری، سپهدار، ۱۳۸۲، بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل زا در حوضه‌های آبریز منطقه کهگیلویه و بویراحمد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت معلم.

۱۴. ایزد نهدار، زهرا، ۱۳۷۰، بررسی سینوپتیکی بعضی از سیستم‌های مدیترانه‌ای مخصوص و اثرات آن بر روی ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
۱۵. تقی زاده، حبیب، ۱۳۶۶، بررسی سیل پاییز ۶۵ از نظر هواشناسی، رشد آموزش زمین شناسی، شماره ۵۶-۵۱.
۱۶. پرینده، اکرم، ۱۳۷۸، بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل زا در حوضه آبریز رودخانه دالکی، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
۱۷. خلج، علی، ۱۳۸۱، تحلیلی بر تاثیر رشته کوه زاگرس روی سیستم‌های سینوپتیکی موثر بر اقلیم ایران مرکزی، رساله دکتری جغرافیای طبیعی (آب و هواشناسی)، دانشگاه تربیت مدرس.
۱۸. چوچاچی زاده مقدم، محمد، ۱۳۷۶، بررسی الگوهای سینوپتیکی فرابار سبیری و اثر آن بر دمای شمال شرق ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران.
۱۹. روثی فرد، محمود، ۱۳۷۶، بررسی سینوپتیکی سیل در استان قم، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
۲۰. سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۸۱، بررسی سینوپتیکی تکوین، تقویت و گسترش کم فشارهای سودانی موثر بر روی ایران، گزارش منتشر نشده، شماره ۱۰۷، ۳۵۷ صفحه.
۲۱. سازمان هواشناسی کشور، نقشه‌های هوای سطح زمین و ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال مربوط به روزهای ۲۵ نوامبر الی ۳ دسامبر ۲۰۰۱ و داده های بارش ماهانه و روزانه ایستگاه‌های سینوپتیک کشور.
۲۲. سبزی پرور، علی اکبر، ۱۳۷۰، بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل زا در جنوب غرب ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
۲۳. عبدالحسینی، محمد علی، ۱۳۵۸، مسیر و اثرات کم فشارها بر روی ایران در زمستان، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
۲۴. علیجانی، بهلول، ۱۳۸۱، اقلیم شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، صفحه ۲۰-۵.
۲۵. فرشی فروغ، جواد، ۱۳۵۶، کلیماتولوژی سینوپتیکی آذربایجان، پایان کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
۲۶. قائمی، هوشنگ، ۱۳۳۹، بادهای شدید سطوح فوقانی در منطقه خاورمیانه، نیوار، صفحه ۸۲-۷۷.
۲۷. لشکری، حسن، ۱۳۷۵، الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید در جنوب غرب ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
۲۸. لشکری، حسن، ۱۳۸۱، مسیریابی سامانه‌های کم فشار سودانی ورودی به ایران، مدرس (ویژه نامه جغرافیا)، دوره ششم، شماره دوم، صفحه ۱۵۶-۱۳۳.
۲۹. لشکری، حسن، ۱۳۸۲، مکانیسم تکوین، تقویت توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۶، صفحه ۱۸-۱.
۳۰. مشکواتی، امیرحسین، مرادی، محمد، ۱۳۸۳، بررسی ناوه فشاری دریای سرخ از دیدگاه دینامیکی، نیوار، شماره ۵۲ و ۵۳، صفحه ۵۳-۷۴.
۳۱. مولا، عباس، ۱۳۷۴، بررسی سینوپتیکی-دینامیکی سیل کرمان در بهمن ۱۳۷۱، پایان نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
22. Aizen, E.M., et al., 2001, Precipitation and atmospheric circulation patterns at Mid-latitudes of Asia, *Int. J. Climatol.*, Vol. 21, pp. 535-556.
23. Alpert, P., and 11 Co-authors, 2002, the paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 29, No. 11, 0.1029/2001 GI013554.
24. Alpert, P., et al., 2004a, A new season definition based on classified daily synoptic system: An example for the Eastern Mediterranean, *Int. J. Climatol.*, Vol. 24, pp. 1013-1021.
25. Alpert, P., et al., 2004b, 2004, Semi-objective classification for daily synoptic systems: Application to the Eastern Mediterranean climate change, *Int. J. Climatol.*, Vol. 24, pp. 1001-1011.
26. Arakawa, H., et al., 1981, *Climates of Southern and Western Asia*, In: *World Survey of Climatology*, Vol. 9, Elsevier Scientific Pub., pp. 183-229.
27. Andrews, D.G., Holton, J.R., Leovy, C.B., 1987, *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic press, pp. 259-294.
28. Baldwin, M.p., Holton, J.R., 1988, Climatology of the stratospheric polar vortex and planetary wave breaking, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, No. 7, pp. 1123-1142.
29. Baldwin, M.P., Dunkerton, T.J., 2001, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *science*, Vol. 294, pp. 581-584.
30. Barry, R.G., Carleton, A.M., 2001, *Synoptic and Dynamic Climatology*, Routledge, pp. 143-153.
31. Barth, H.J., Steinkohl, F., 2004, Origin of winter precipitation in the central coastal lowlands of Saudi Arabia, *J. Arid Environments*, Vol. 57, pp. 101-115.
32. Chang, V.P., Lau, K.M., 1980, Northeasterly cold surges and near-Equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974, Part II: Planetary-scale aspects, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 108, pp. 298-312.
33. Dayan and Abramski, 1983, Heavy Rain in the Middle east Related to unusual jetstream properties, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol. 64, No. 10, pp. 1138-1140.
34. Dayan, U., et al., 2001, A severe autumn storm over the Middle - east: synoptic and Mesoscale Convection analysis, *Theo. Appl. Climatol.* Vol. 69, pp. 103-122.

35. Ding, Y., Krishnamurti, T.N., 1987, Heat budget of the Siberian high and the winter Monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 115, pp. 2428-2449.
36. Dunkeloh, A., Jacobeit, J., 2003, Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98, *Int. J. Climatol.*, Vol. 23, pp. 1843-1866.
37. Elfandy, 1948, The Effect of the Sudan monsoon low on the Development of thudery conditions in Egypt, Palestine and Syria, *Q. J.R. Met. Soc.*, Vol. 74, pp. 31-38.
38. Elfandy, 1950a, Effects to topography and other Factors on the Movement of lows in the Middle East and Sudan, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol. 31, No. 10, pp. 375-381.
39. Elfandy, 1950b, Troughs in the upper westerlies and cyclonic Developments in the Nile valley, *Q. J.R. Met. Soc.*, Vol. 76, pp. 166-172.
40. Elfandy, 1952, Forecasting thunderstorms in the Red Sea, *Bull. Amr. Met. soc.*, Vol. 33, No. 8, pp. 332-338.
41. Flohn, H., 1965a, *Studies on the Meteorology of tropical Africa*, Part A: climatic Anomalies in the Red sea, pp. 3-35.
42. Flohn, H., 1965b, Contributions to a synoptic climatology of North- east Africa, *WMO/Tech. Notes*, No. 69, pp. 236-244.
43. Garreaud, R.D., 2001, Subtropical cold surges: Regional aspects and global distribution, *Int. J. Climatol.*, Vol. 21, pp. 1181-1197.
44. Gong, D., Ho, C.H., 2002, The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia, *Theo. Appl. Climatol.* Vol. 72, pp. 1-9.
45. Gong, D. Y., Wang, S., 2003, Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China, *J. Geographical Sciences*, Vol. 13, No. 2, pp. 208-216.
46. Gyalistras, D., 2002, How uncertain are regional climate change scenarios? Examples for Europe and the Alps, (<http://sinus.unibe.ch/~gyalistras/DG/-DGGrey33/DGG33.pdf>).
47. Habtemichael and Pedgley, 1974, Synoptic case-study Rains in Eritrea, *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, ser. A, Vol. 23, pp. 285-296.
48. Harvey, V.L., et al., 2002, A climatology of stratospheric polar vortex and anticyclones, *J. Geophys. Res.*, Vol. 107, No. D20, 10.1029/2001JD001471.
49. Harvey, V.L., and hitchman, M.H., 1996, A Climatology of the Aleution High, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 53, No. 14, pp. 2088-2101.
50. <http://www.eumetsat.de/en/index.html>
51. Hurrell, J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation, *Science*, Vol. 269, pp. 676-679.
52. Hurrell, J.W., et al., 2003, *The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact*, Geophysical Monograph, Vol. 13, pp. 1-35.
53. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Edited by Houghton and 7 Co-authors, Camberidge University Press, pp. 118-130.
54. Johnson, D.H., 1965, African Synoptic Meteorology, In: Meteorology and the Desert Locust, *WMO/Tech.*, No. 69, Tp. 85, pp. 48-90.
55. Kahana, R. et al., 2002, Synoptic climatology of major floods in the Negev Desert, Israel, *Int. J. Climatol.*, Vol. 22, No. 7, pp. 867-882.
56. Kahana, R., Ziv, B., Dayan, U., Enzel, Y., 2004, Atmospheric predictors for major floods in the Negev Desert, Israel, *Int. J. climatol.*, Vol. 24, pp. 1137-1147.
57. Kalnay, E., and 21 Co-authors, 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol. 77, pp. 437-471.
58. Kanamitsu, M., and Krishnamurti, T.N., 1978, Northern summer tropical circulation during drought and normal rainfall months, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 106, pp. 331-347.
59. Kendrew, W.G., 1953, *The Climates Of Continents*, Oxford Press, fourth edit., pp. 240-296, 333-388.
60. Kiladis, G.N., Weickmann, K.M., 1992, Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 120, pp. 1900-1923.
61. Kistler, R., and 13 Co-authors, 2001, The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis Project, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol. 82, pp. 246-267.
62. Krichak, S., and Alpert, P., 1994, Effects of winter monsoon Variability in the eastern Mediterranean, *WMO/TD*, No) 619, WCRP- 84), pp. 215-222.
63. Krichak, S., Alpert, P., Krishnamurti, T.N., 1997a, Interaction of topography and tropospheric flow—A possible Generator for the Red Sea Trough? *Met. Atmos. Phys.*, Vol. 63, pp. 149-158.
64. Krichak, S., Alpert, P., Krishnamurti, T.N., 1997b, Red Sea Trough/ cyclone development- Numerical Investigation, *Met. Atmos. Phys*, Vol. 63, pp. 159-169.
65. Krichak, S., and Alpert, P., 1998, Role of large Scale moist dynamics in November 1-5, 1994, Hazardous Mediterranean Weather, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, No. D16, pp. 19453-19468.
66. Krishnamurti, T.N., 1961, The Subtropical jet stream of winter, *J. Meteo.*, Vol. 18, No. 2, pp. 172-191.
67. Krishnamurti, T.N., 1985, Summer Monsoon Experiment: A review, *Mon. Wea. Rev.*, Vol., 113, 1590-1626.



68. Krishnamurti, T.N., Kanamitsu, M., Koss, W.J., 1973, Tropical East-West circulations during the northern winter, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 30, pp.780-787.
69. Labitzke, K. and Van Loon, H., 1999, *The Stratosphere, Phenomena, History, and Relevance*, Springer, 180p.
70. Lee, T.P., Silberberg, S.R., Bosart, L.F., 1988, A case study of a severe winter storm in the Middle-East, *Q.J.R. Met. Soc.*, Vol. 114, pp. 61-90.
71. Lu, R.Y., Oh, J., Kim, B., 2002, A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the north African and Eurasian continent in summer, *Tellus*, Vol. 54A, pp.44-55.
72. Manney, Subutis, Swinbank, 2001, A unique stratospheric warming event in november 2000, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, No. 13, pp. 2629-2632.
73. McIntyre, M., and Palmer, T.N., 1983, Breaking Planetary Waves in the Stratosphere, *Nature*, Vol. 305, pp.593-600.
74. Membery, D., 1997, Unusually wet weather across Arabia, *Weather*, Vol. 52, No. 6, pp.166-174.
75. Meteorology Office, [Met. Office], 1962, *Weather in the Mediterranean*, Vol. 1, HMSO, London, 362p.
76. Mistry, V., and Conway, D., 2003, Remote forcing of East african rainfall and relationships with fluctuations in levels of lake Victoria, *Int. J. Climatol.*, Vol. 23, pp.67-89.
77. Namias, J., 1950, The Index cycle and its role in the general circulation, *J. Meteo.*, Vol. 7, pp.130-139.
78. Panagiopoulos, F., et al, 2005, Observed trends and teleconnections of the Siberian High: A recently declining center of action, *J. Climate*, Vol. 18, No. 7, pp.1411-1422.
79. Pedgley, 1966a, The Red Sea convergence zone ,partA: The horizontal pattern of winds, *Weather*, Vol. 21, pp.350-358.
80. Pedgley, 1966b, The Red Sea convergence zone ,partB: Vertical Structure, *Weather*, Vol. 21, pp.394-406.
81. Pedgley, D.E., 1970, Climate of interior Oman, *Met. Mag.*, Vol. 99, No. 1171, pp.29-37.
82. Pedgley, D.E., 1974, Winter and Spring weather at Riyadh, Saudi Arabia, *Met. Mag.*, Vol. 103, pp.225-236.
83. Pedgley, D.E., and Symmons, 1968, Weather and the locust upsurge, *Weather*, Vol. 23, No. 12, pp.482-492.
84. Petterssen, s., 1956, *Weather Analysis and Forecasting*, Vol. 1, (2th edition), Mc Graw-Hill, 422p.
85. Quadrelli, R., Pavan, V., Molteni, F., 2001, Winter variability of Mediterranean precipitation and its links with large-scale circulation anomalies, *Climate Dynamics*, Vol. 17, pp.457-466.
86. Reiter, E.R., 1963, *Jet Stream Meteorology*; (Jet streams and climate), Chicago press, pp.375-409.
87. Sahsamanoglou, H.S., et al, 1991, Some aspects of the Basic characteristics of the Siberian anticyclone, *Int. J. climatol.*, Vol. 11, pp. 827-839.
88. Shepherd, T.G., 2000, The Middle Atmosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, Vol. 62, pp.1587-1601.
89. Solot, 1950, General Circulation over the Anglo-Egyptian Sudan and adjacent regions, *Bull. Amr. Met. Soc.*, Vol. 31, No. 3, pp. 85-94.
90. Tanaka, H.L., Ishizaki, N., Kitoh, A., 2004, Trend and interannual variability of walker, monsoon and hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere, *Tellus*, Vol. 56A, No. 3, pp.250-269.
91. Tayanc, M., Karaca, M., Dalfes, H.N., 1998, March 1987 cyclone (Blizzard) over the Mediterranean and Balkan region associated with Blocking, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, pp.3036-3047.
92. Thompson, D. W. J., Solomon, S., 2002, Interpretation of recent southern hemisphere climate change, *Science*, Vol. 296, pp.895-899.
93. Trenberth, K.E., et al, 2000, The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation, *J. Climate*, Vol. 13, pp. 3969-3993.
94. Trenberth, K.E., Stepaniak, D.P., 2003, Seamless polward atmospheric energy transports and implications for the Hadley circulation, *J. Climate*, Vol. 16, pp. 3700-3722.
95. Walker, M., 1967, Some ideas on winter atmospheric processes over south – west Asia, *Met. Mag.*, Vol. 96, No. 1139, pp. 161-167.
96. Wallace, J.M., Hsu, H.H., 1985, Another look at the Index cycle, *Tellus*, Vol. 37A, pp. 478-486.
97. Xoplaki, E., 2002, *Climate Variability over the Mediterranean*, PhD thesis, university of Bern, Switzerland ([[http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/pdf\\_xoplaki.pdf](http://sinus.unibe.ch/klimet/docs/pdf_xoplaki.pdf)]).
98. Xoplaki, E., et al, 2004, Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends, *Climate Dynamics*, Vol. 23, pp.63-78.
99. Yarnal, B., 1993, *Synoptic Climatology in Environmental Analysis*, Belhaven press, pp1-18.
100. Ziv, B., 2001, A subtropical rainstorm associated with a tropical plume over Africa and the Middle-East, *Theo. Appl. Climatol.* Vol. 69, pp.91-102.
101. Ziv, B., Dayan, U., Sharon, D., 2004, A mid-winter, tropical extreme flood-producing storm in southern Israel: Synoptic scale analysis, *Met. Atmos. Phys.*, In press.