پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۴۷، شماره ۱، بهار ۱۳۹۴
ص. ۹۰-۷۳

اثر موقعیت استقرار پرفشار جنب حاره‌ای عربستان بر سامانه‌های بارشی در جنوب و جنوب غرب ایران

حسن لشکری* ـ دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه شهید بهشتی تهران
زینب محمدی ـ دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی سینوپتیک، دانشگاه شهید بهشتی تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۱۲/۲۴ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۶/۰۵

چکیده

پرفشارهای جنب حاره‌ای یکی از عناصر اصلی در استخوان‌بندی گردش عمومی جو است. جابه‌جایی سالانهٔ این پرفشارها اثر بسیار مهمی بر پراکنش و توزیع زمانی و مکانی بارش و دما در پهنهٔ بزرگی از سیارهٔ زمین دارد. این کمربند پرفشاری که تعیین‌کنندهٔ کمربند خشک سیارهٔ زمین است، به‌صورت سلول‌های منفردی که مکان‌گزینی آنها ارتباط نزدیکی با امواج بزرگ‌مقیاس بادهای غربی و شرایط توپوگرافی و پراکنش آب‌ها و خشکی‌ها دارد، ظاهر می‌شود. در این مقاله سعی شده است اثر جابه‌جایی مکانی سلول پرفشار عربستان بر بارش‌های شدید بخش جنوبی و جنوب غربی کشور تحلیل شود. به‌همین منظور، ۴۱ سامانهٔ بارشی شدید و موقعیت قرارگیری هستهٔ مرکزی سلول پرفشار عربستان در ترازهای ۱۰۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین شد. به‌طور تقریبی در تمام ترازهای بررسی‌شده، هستهٔ مرکزی پرفشار بر روی دریاهای گرم عمان و عرب قرار داشت. در تمام این سامانه‌های بارشی، مؤلفه‌های مداری باد بر روی دریای عرب و عمان شرقی و مؤلفهٔ نصف‌النهاری آنها شمالی بود که بیان‌کنندهٔ فرارفت گرما و رطوبت از روی این دریاها به‌داخل کم‌فشار سودان است. بیشترین مقدار نم ویژه بر روی اتیوپی و جنوب دریای سرخ قرار داشت که بر اثر جریان‌های جنوبی زبانهٔ کم‌فشار در تراز دریا و جریان‌های جلو ناوه در ترازهای بالا بر روی ایران فرارفت می‌شود.

کلیدواژه‌ها: پرفشار جنب حاره‌ای عربستان، جنوب و جنوب غرب ایران، سامانه‌های بارشی.

مقدمه

در گذشته‌ای نه‌چندان دور و حتی در برخی از منابع جدید نیز از پرفشار جنب حاره‌ای و به‌ویژه پرفشار جنب حاره‌ای عربستان، به‌مثابهٔ سامانه‌ای مؤثر بر آب‌وهوای ایران که فقط سبب تشدید خشکسالی‌ها و ایجاد خشکی و پایداری بر روی ایران خواهد شد، نام برده شده است. باید توجه داشت که در هواشناسی و آب‌وهواشناسی، پدیده‌ها به‌خصوص پدیده‌های سینوپتیکی، نسبی هستند. برای مثال بر روی یک نقشه در زمان و مکان مشخصی، سامانه‌ای با فشار مرکزی ۱۰۱۵ هکتوپاسکال ممکن است سامانه‌ای کم‌فشار و در زمان و مکان دیگری در قیاس با مناطق اطراف خود پرفشار باشد. با اینکه سازوکار دینامیکی حاکم بر یک واچرخند یا چرخند در کوتاه‌مدت ثابت است، عملکرد آن در موقعیت‌های جغرافیایی و شرایط توپوگرافی متفاوت یکسان نخواهد بود. سازوکار حاکم بر پرفشار جنب حاره‌ای عربستان نیز همانند همهٔ

نویسندهٔ مسئول: ۰۹۱۲۳۲۷۳۷۱۵
* E- mail: dr_lashkari61@yahoo.com

واچرخندها، از لحاظ دینامیکی یکسان است. در یک واچرخند، سازوکار کلی حاکم، فرونشینی، پایداری، ضخامت زیاد، گرمای محسوس، پتانسیل زیاد و... است؛ ولی وقتی واچرخند عربستان در موقعیت‌های مختلف استقرار پیدا می‌کند، عملکرد متفاوتی خواهد داشت. وقتی واچرخند عربستان در شرایط سینوپتیکی خاصی به‌سمت شرق تمایل پیدا می‌کند و بر روی دریاهای گرم عرب، عمان و اقیانوس هند قرار می‌گیرد، عملکرد بسیار متفاوتی خواهد داشت؛ تا زمانی که به‌سمت غرب متمایل شده، بر روی شبه جزیرهٔ عربستان یا دریای سرخ قرار گیرد (توجه داشته باشیم که واچرخند عربستان، به‌خصوص در دورهٔ سرد سال به‌صورت سلول مستقلی از واچرخند آزور و آفریقا تشکیل می‌شود). در دورهٔ سرد سال، پرفشار جنب حاره‌ای به‌صورت سه سلول مستقل در محدودهٔ آزور تا هند تشکیل می‌شود. در مقالهٔ دیگری این بحث به‌دقت تحلیل خواهد شد).

کشور ایران باتوجه به موقعیت جغرافیایی و موقع نسبی آن به گردش عمومی جو و خصوصیات توپوگرافی خود، در کمربند اقلیمی خشک جهان قرار گرفته، اقلیمی خشک و نیمه‌خشک دارد. به‌دلیل موقعیت خاص جغرافیایی ایران، بخش وسیعی از کشور، در دامنهٔ نوسانات کمربند پرفشار جنب حاره‌ای (عرض ۲۳ درجه تا ۴۰ درجهٔ شمالی) قرار دارد. پرفشار عربستان که یکی از سلول‌های پرفشار جنب حاره‌ای است، بر روی شبه جزیرهٔ عربستان تشکیل می‌شود و به پیروی از حرکت ظاهری خورشید، به‌طرف عرض‌های بالا و پایین جابه‌جا می‌شود. این سلول پدیدهٔ غالب دورهٔ گرم سال ایران است و استقرار درازمدت آن بر روی ایران موجب به‌وجود آمدن تابستان‌های گرم و خشک می‌شود. در دورهٔ گرم سال، این سلول به‌طرف عرض‌های بالا جابه‌جا می‌شود و بر روی شمال عربستان، خلیج فارس و گاه جنوب غرب ایران مستقر شده، فرایندهای ناپایداری را در منطقه از بین می‌برد (لشکری، ۱۳۷۵). نتایج تحقیقات زرین نشان می‌دهد که تفاوت آشکاری در موقعیت استقرار مرکز پرفشار جنب حاره‌ای در ترازهای زیرین، میانی و فوقانی تروپوسفر وجود دارد؛ به‌طوری که پرفشار جنب حاره‌ای آزور در شرق اقیانوس اطلس شمالی در تراز زیرین، پرفشار شمال غرب آفریقا و عربستان در تراز میانی و پرفشار تبت در تراز فوقانی تروپوسفر به‌صورت مراکزی مستقل جای می‌گیرد؛ در حالی که مرکز پرفشار ایران هم در تراز میانی و هم فوقانی تروپوسفر مشاهده می‌شود (قائمی و همکاران، ۱۳۸۸: ۲۱۹). اولین بار گالتون در سال ۱۸۶۱ برای مراکز فشاری که دارای خصوصیات مخالف باسیکلون باشند، اصطلاح آنتی‌سیکلون یا پرفشار را به‌کار برد (جعفرپور، ۱۳۷۷: ۱۳۴). هاسکینز (۱۹۹۶) بیان می‌کند که پرفشار جنب حاره‌ای به‌صورت کمربندی در عرض ۳۰ درجهٔ شمالی و در تروپوسفر بالایی قرار دارد و جزء سلول گرمایی هدلی به‌شمار می‌رود. گرتجان (۲۰۰۴) پرفشار جنب حاره‌ای را در منطقه‌ای انتقالی بین نواحی حاره (محل تشکیل همرفت) و عرض‌های میانه (محل تسلط سیکلون‌های جبهه‌ای) می‌داند و بیان می‌دارد که پرفشار جنب حاره‌ای تأثیرات زیادی بر اقلیم مجاورشان دارند (به‌نقل ازصادقی‌نیا،۱۳۸۶: ۹). این پرفشارها از نظر دینامیکی، در همهٔ سطوح گرم‌اند. محور این پرفشارها در حارهٔ شمالی با افزایش ارتفاع به‌سمت غرب و جنوب شیب پیدا می‌کند که با هوای گرم‌تر در تروپوسفر بالاتر انطباق دارد و بر اثر فرونشینی هوا در سطوح بالاتر ایجاد می‌شود که بری و کارلتون در سال ۲۰۰۱ به آن پرداخته‌اند (به‌نقل از صادقی‌نیا،۱۳۸۶: ۹). در ایران، در زمینهٔ بررسی سینوپتیکی اثرهای پرفشار جنب حاره‌ای می‌توان به پژوهش‌های حجازی‌زاده (۱۳۷۲) دربارهٔ نوسانات پرفشار جنب حاره‌ای در تغییر فصل ایران اشاره کرد. به‌عقیدهٔ وی، هرچه مرکز کم‌فشار سلول قطبی دارای ارتفاع کمتری باشد، بین مرکز کلاهک قطبی و حد جنوبی آن اختلاف انرژی بیشتر می‌شود که موجب افزایش شیب خطوط هم‌ارتفاع و تشدید

جریان‌های غربی در عرض‌های بالاتر می‌شود، هوای سرد مرکز کلاهک قطبی به‌طرف عرض‌های جنوبی کشیده می‌شود و موجب عقب راندن پرفشار جنب حاره‌ای و شروع بارندگی در ایران می‌شود و در نهایت، وی پربند ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر را معرف حد شمالی پرفشار جنب حاره‌ای دانسته است.

صادقی‌نیا به بررسی تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره‌ای آزور در بارش‌های تابستانهٔ نیمهٔ جنوبی ایران پرداخته و شش دورهٔ بارش فراگیر را انتخاب و دو الگوی متفاوت را شناسایی کرده است (۱۳۸۶: ۸۶). در الگوی نوع اول، حرکت چرخندی سامانهٔ موسمی رطوبت را از اقیانوس هند و دریاهای مجاور به سطوح پایین تروپوسفر انتقال می‌دهد و محور زبانهٔ پرفشار جنب حاره با توجه به گسترش ناوهٔ غربی در سطوح میانی به‌سمت نیمهٔ جنوبی ایران حالت غربی- شرقی به‌خود می‌گیرد. در بارش‌های این الگو، بیشینهٔ کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل به‌ترتیب در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ می‌دهد و به‌علت تضعیف سامانهٔ جنب حاره‌ای در سطوح میانی تروپوسفر، ضخامت همرفت تا تراز۵۰۰ هکتوپاسکال ادامه می‌یابد. در الگوی نوع دوم نیز سامانهٔ موسمی به‌سمت جنوب گسترش می‌یابد که با نزدیک شدن سیکلون‌های موسمی بارش‌های شدیدی رخ می‌دهد. در این شرایط، نفوذ هوای موسمی تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، سامانهٔ پر ارتفاع جنب حاره‌ای را به لایه‌های بالاتر انتقال می‌دهد و شرایط برای صعود هوای مرطوب موسمی، بارش همرفتی ایجاد می‌کند. در این الگو، بیشینهٔ کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال رخ می‌دهد و ضخامت لایهٔ همرفت به بالاتر از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال هم می‌رسد. لشکری (۱۳۷۵) با توجه به مطالعهٔ الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران و پس از بررسی ۵۲ سامانهٔ سیل‌زا معتقد است که این بارش‌ها ناشی از سامانهٔ کم‌فشار سودانی و منطقهٔ هم‌گرایی دریای سرخ است و سامانهٔ سودانی در چهار الگوی کلی سبب ایجاد بارش‌های سیل‌زا در جنوب غرب ایران می‌شود. لشکری در تحلیل سینوپتیکی نمونه‌ای از سامانهٔ سیل‌زا در جنوب و جنوب غرب ایران بیان کرده است که خصوصیت حاکم بر بخش‌های جنوبی کشور، این منطقه را با خشکسالی‌های مفرط و بارش‌های سیل‌زا در برگرفته و شرایط سینوپتیکی و خصوصیات ترمودینامیکی سامانهٔ واردشده به منطقه، به‌دلیل برخورداری از انرژی پتانسیل زیاد، در ایجاد ناپایداری شدید، بارش‌های رگباری شدید و نیز باران در دورهٔ سرد سال تأثیر بسزایی دارد و حتی توفان ۲۰ تا ۲۴ دی ۱۳۸۲جنوب و جنوب غرب ایران بر اثر تقویت سامانهٔ سودانی بوده است (۱۳۸۴: ۵۷). کیانی‌پور (۱۳۷۹) با توجه به پژوهش‌هایی در زمینهٔ بررسی پدیدهٔ ال‌نینو با ناهنجاری‌های بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران معتقد است وقوع پدیدهٔ ال نینو همراه با کمبود بارش در جنوب غرب ایران بوده و نشان داده که موقعیت سلول پرفشار جنب حاره‌ای عربستان در ترازهای ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال در طول دورهٔ سرد سال در محدودهٔ بین دریای سرخ، اقیانوس هند و دریای عمان در امتداد طولی در نوسان است. این نوسان در امتداد عرضی منطقه‌ای از شاخ آفریقا تا خلیج فارس را شامل می‌شود و همچنین، موقعیت پرفشار جنب حاره‌ای بر روی عربستان نیز نشان داده شده است. خوش‌اخلاق و همکاران در پژوهشی با عنوان «الگوهای همدید خشکسالی و ترسالی زمستانه در جنوب غرب ایران» به این نتیجه رسیدند که جابه‌جایی سالانهٔ کمربند پرفشار جنب حاره‌ای، به‌ویژه پرفشار جنوب عربستان، تأثیر بسزایی بر نوسان بارش زمستانهٔ جنوب غرب کشور دارد؛ به‌طوری که دوره‌های خشک معمولاً با جابه‌جایی غرب‌سو، قرارگیری بر روی شبه جزیره و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی و دوره های مرطوب با جابه‌جایی شرق‌سو، قرارگیری بر روی دریای عرب و کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی این مرکز پرارتفاع همراه است (۱۳۹۱: ۵۷). خوش‌اخلاق (۱۳۷۶ و ۱۳۷۷) ضمن بررسی خشکسالی‌های

فراگیر ایران با استفاده از واکاوی همدید و مقایسهٔ آنها با دوره‌های مرطوب، کمربند پرفشار بین پرفشار آزور و پرفشار سیبری و نیز حرکات نصف‌النهاری پرفشار جنب حاره را دلیل رخداد دوره‌های خشک و مرطوب در کشور می‌داند (به‌نقل از خوش‌اخلاق و همکاران، ۱۳۹۱: ۶۰). از تحقیقات داخلی می‌توان به کارهای بیاتی خطیبی (۱۳۷۴)، عزیزی (۱۳۷۵)، سلیقه و صادقی (۱۳۸۹)، خوشحال دستجردی (۱۳۷۸)، لشکری (۱۳۸۱)، مرادی (۱۳۸۰)، کریمی (۱۳۸۶) و... اشاره کرد. در این تحقیق سعی شده است با بررسی موقعیت قرارگیری واچرخند عربستان در بیش از ۴۱ سامانهٔ بارشی در یک دورهٔ آماری ۱۰ ساله، بهترین موقعیت قرارگیری واچرخند عربستان برای شار رطوبتی به‌داخل سامانه‌های ورودی به جنوب و جنوب غرب ایران شناسایی شود.

عرصهٔ تحقیق

در این تحقیق، ایستگاه‌های سینوپتیک بخش جنوب و جنوب غرب کشور جامعهٔ هدف بوده، شامل استان‌های خوزستان، بوشهر، کهگیلویه و بویراحمد، چهار محال و بختیاری، فارس و هرمزگان است. جدول ۱ ایستگاه‌های نمونهٔ انتخابی از میان ایستگاه‌های سینوپتیک منطقهٔ بررسی‌شده را نشان می‌دهد.

جدول ۱. ایستگاه‌های نمونهٔ انتخابی و نمونه‌های بارشی انتخاب‌شده

ایستگاه	آبادان	شاراب	فسا	لامرد	لار	سد درودزن	زرقان	شیراز	بندرهرمز	کنگان	بوشهر	ابوموسی	بندرعباس	قشم	کیش	جاسک	حاجی آباد	میناب	ایستگاه
۲۰۰۰-۰۱-۰۷	۰	۰.۲	۰.۶	۰	۰	۱۷	۱۱.۵	۹.۳	۰	۰	۸.۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۰-۰۱-۱۲	۰.۴	۵۸	۴۳	۲۷	۱۴	۱۲.۶	۳۱	۵۸	۴۹.۸	۳۴	۳۶	۰.۲	۲۸	۳۲.۵	۱۶.۳	۰	۳۱	۵۴	۵.۶
۲۰۰۰-۰۱-۱۸	۰	۰.۵	۰	۱	۶	۰	۰	۰	۰	۰.۲	۰	۲	۲۲.۶	۲۶	۸.۴	۳	۳۵	۹۲	۲.۳
۲۰۰۰-۰۱-۱۹	۱	۲۳	۳۶	۳	۰	۱۶	۳۵	۲۹	۳۹.۸	۶۹	۱۴	۰	۰	۰	۰	۰	۱.۶	۰	۰
۲۰۰۰-۰۱-۲۹	۲۵	۳	۳۰	۳	۰	۶۷	۴۹	۲۵	۱۲	۳	۱۷.۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۰-۱۱-۱۸	۴.۴	۰.۷	۱۵.۶	۰	۰	۲۴	۲۲	۲۹	۷	۱۲	۵۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۰-۱۲-۱۰	۲.۸	۱	۹.۸	۰.۳	۰.۱	۳۶	۲۷	۳۱	۳.۸	۰.۲	۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۰-۱۲-۱۱	۱۲.۵	۴۲	۲۷.۶	۲۹	۳۶	۵۵	۳۲	۲۵	۲۵	۴۱	۹	۰	۲	۱	۷.۳	۰	۶.۲	۰	۰
۲۰۰۰-۱۲-۱۵	۱.۴	۲۲	۱۴	۲۸	۲۵	۸	۳	۱.۲	۱.۴	۲۲	۰	۳۳	۳۷	۴۷	۶۸	۰.۴	۲۱	۱۸	۳۰
۲۰۰۱-۰۱-۰۹	۰.۴	۶	۱۴	۱۷	۵	۱۴	۱۲	۱۲	۱۲.۲	۱۴	۳	۱۰	۳۴	۳۸	۳۹.۸	۳۴.۱	۲	۱۱	۵
۲۰۰۱-۰۱-۱۳	۰	۰.۸	۲	۹	۰	۵	۳.۳	۱.۱	۴۶.۷	۳۲	۰	۰	۰	۰	۰.۴	۰	۰	۱۲	۰
۲۰۰۱-۱۲-۱۳	۰.۹	۰	۰	۰	۰	۳۹	۴۸	۴۹	۲۴	۰	۲۸.۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۱-۱۲-۲۲	۱	۲۱	۳۶	۲۰	۹	۲۸	۱۲	۱۳	۲۱	۸۶	۰.۲	۰	۱۳.۵	۰	۸	۰	۱۳	۰	۰
۲۰۰۲-۰۱-۱۱	۵۱	۱۴.۱	۱۲	۶	۴	۸۶	۶۹	۴۵	۰.۶	۱.۱	۴۴	۰	۰	۰	۰	۰	۶	۱۰	۰.۱
۲۰۰۲-۰۱-۱۲	۱۰	۳۰.۱	۳۱	۵۲	۳۰	۶۱	۶۸	۱۴	۴۹	۶.۵	۰.۲	۰.۶	۱۲	۵.۴	۵.۲	۰	۵۰	۱۲	۹
۲۰۰۲-۱۲-۲۲	۰.۲	۳۰	۲۰	۱۸	۶	۳	۴	۰.۹	۱۵.۲	۳۸	۰	۰.۷	۶	۸.۸	۰.۹	۰	۹	۱۳	۰
۲۰۰۳-۰۲-۰۵	۳	۱۰	۲۷	۵	۱.۳	۵۱	۴۲	۴۱	۱۵.۲	۱۷	۱۶.۹	۰	۰	۰	۰.۲	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۳-۱۲-۰۴	۰	۰.۹	۳	۳	۰.۷	۰	۰.۱	۱	۵.۱	۹	۲۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۵	۰	۰
۲۰۰۳-۱۲-۰۵	۰	۲.۶	۱۶.۸	۶.۱	۰	۴	۰.۴	۸.۴	۵۵.۳	۲۱	۴.۳	۰.۸	۰	۱	۱.۵	۰	۱	۰	۰.۶
۲۰۰۳-۱۲-۰۶	۸۳	۳۱	۸۰	۱۶	۴	۸۱	۴۴	۵۰	۶۵	۱	۴۸	۰	۰	۰	۰	۰	۵	۰	۰
۲۰۰۳-۱۲-۰۷	۰	۳۴	۰.۴	۲۱	۱۳	۰	۵	۰	۰	۵۳	۰	۰	۲۶	۰	۱۹	۰	۱۳	۰	۰
۲۰۰۴-۰۱-۰۸	۲۰	۵۹	۷۶	۰	۰	۶۵	۵۸	۵۱	۱۲.۶	۹	۳۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۴-۰۱-۰۹	۵.۱	۵۸	۸۸.۸	۰	۷	۵۴	۶۳	۶۲	۸۷	۴۸	۲۱.۷	۰	۰	۰	۰	۰	۹	۰	۰
۲۰۰۴-۰۱-۱۰	۲	۳۳	۱۵	۲۹	۲۳	۳۰	۳۰	۴۱	۱۵.۱	۲۸	۲۳.۵	۰	۰	۰	۰	۰	۱۷	۰	۰
۲۰۰۴-۰۱-۱۱	۷۴	۰	۱	۰	۰	۷۳	۳۳	۳۹	۷	۰	۶۲.۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۴-۰۱-۱۴	۳	۴۶	۴۵	۵	۰	۱۷	۸	۷	۵۴	۴۰.۲	۸	۰	۱	۲	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۴-۰۱-۲۷	۲	۳۲	۲۸	۴۲	۱۹	۳	۳	۸.۲	۲۲	۲۱	۰	۱۱	۱۵	۱۱	۱	۷	۳۲	۱۳	۱۵
۲۰۰۴-۰۵-۰۴	۰.۴	۴	۲۵	۲.۴	۳	۳۰	۳۰	۲۲	۰.۱	۳	۶.۱	۰	۰	۰	۰	۰	۳	۰	۰
۲۰۰۴-۰۹-۱۲	۲۷.۴	۲۲	۵۵	۱۳	۵.۴	۸۴	۳۹	۴۴	۸۸	۸۲	۲۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۴	۰	۰
۲۰۰۴-۱۲-۱۰	۰	۱۹	۷	۲۹	۲۱	۰	۱۰	۰	۰.۱	۱۱	۰	۱	۴	۶	۷۷	۰	۱۲	۱۰	۱۵
۲۰۰۴-۱۲-۱۲	۱۲	۲۱	۳۱	۰	۰	۳۰	۳۵	۵۲	۳۰	۵۸.۲	۴۸	۰	۰	۰	۴	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۴-۱۲-۱۵	۶.۲	۸	۳	۰	۰	۴۸	۵۴	۵۷	۰.۳	۱.۵	۶۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۴-۱۲-۲۱	۱۵.۴	۸.۳	۳۱	۴	۰	۴۸	۶۸	۶۱	۸.۳	۳۰	۲۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۴-۱۲-۲۲	۳	۵۵	۶۲	۳۷	۶۴	۱۶	۴۴	۲۷	۶۸.۵	۷۴	۲	۵	۲۲.۲	۳۸	۳۱.۳	۰	۸۱	۶۵	۶
۲۰۰۵-۰۱-۱۹	۵	۱۹	۵۳	۲۲	۲۳	۱۵.۶	۱۷	۳۷	۱۳	۳۴	۱۴.۸	۴	۱۰.۴	۱۲	۱۵.۶	۰.۶	۱۳	۶	۱۰
۲۰۰۵-۰۱-۲۰	۱	۵۷	۱۹	۳۶	۱۶	۸	۷	۰	۲۱	۵۶	۱	۸.۲	۳۲	۲۷.۲	۱۴	۰.۶	۱۸	۱۷	۱۰
۲۰۰۵-۰۱-۲۲	۳۳	۸۰	۴۵	۱۶	۱۶	۳۷	۳۵	۳۱	۳۹	۵۲	۳۳	۱۰	۱۷	۱۹	۱۶	۱۸	۲۱	۲۸.۶	۱۴
۲۰۰۵-۱۱-۱۴	۷	۸.۴	۰	۱.۳	۰	۲۴	۳۴	۴۵	۱.۱	۲.۶	۲۳.۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۲۰۰۶-۰۱-۱۴	۲۶.۲	۲۸	۴۷.۶	۶	۱۴	۳۳	۳۴.۴	۳۴	۲۲.۶	۳۰.۲	۱۳	۰	۰	۰	۰	۰	۵۳	۰	۰
۲۰۰۶-۱۲-۱۱	۵.۶	۵.۸	۷	۲۳	۲.۴	۲۱	۷.۵	۲۰	۳۵.۵	۲۲	۲۹	۰	۰	۲	۰	۰	۰.۱	۰	۳
۲۰۰۶-۱۲-۱۷	۱۲.۹	۴۰	۶۱	۷۶	۳۱	۲۲	۳۰	۴۷	۵۸	۱۰۸	۴۳	۰	۰	۰	۲۴.۳	۰	۹	۰	۰
۲۰۰۷-۰۲-۰۴	۲۲	۲۹.۸	۳۵	۱۱	۲۶	۵۱	۳۴	۳۴	۳۷.۵	۵۹.۵	۲۹.۹	۰	۳	۴	۹.۲	۰	۲.۲	۰	۰
۲۰۰۷-۰۳-۰۵	۰	۱۸	۰	۱۱	۰	۳	۳	۰	۰	۰.۲	۰	۰	۶	۰	۰	۰	۲۲	۹	۰
۲۰۰۸-۰۱-۰۴	۰.۲	۲۸	۳۴	۱۱	۱۰	۱۴.۹	۱۸	۲۵	۱۳.۱	۱۵	۳۴	۰	۹	۰	۰	۰	۲۱	۰	۰
۲۰۰۹-۰۳-۳۰	۱۵	۴۵	۵۴	۷.۶	۲۹	۰	۲۱	۳۷	۴۸.۳	۶۴	۱۳	۲۵	۴۵	۱۰	۱۱.۱	۰.۱	۲۷	۷۳	۱۴.۶

جامعهٔ آماری

برای انتخاب سامانه‌های بارشی، ابتدا آمار بارش روزانهٔ ایستگاه‌های فوق در یک دورهٔ آماری ۱۰ ساله از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد و سپس بارش روزانهٔ این ایستگاه‌ها در نرم‌افزار Excel مرتب و سامانه‌های بارشی مشخص شد. با توجه به اینکه در برخی از سامانه‌ها تعداد ایستگاه‌های درگیر بارش اندک بود یا مقدار بارش چندان قابل توجه نبود، معیار ۵۰ درصد برای ایستگاه‌های درگیر بارش انتخاب شد؛ بنابراین، سامانه‌هایی که دست‌کم ۵۰ درصد از ایستگاه‌ها درگیر بارش آنها بودند، انتخاب شد. با این معیار،۴۱ سامانهٔ بارشی انتخاب شد. جدول ۲ سامانه‌های بارشی انتخابی را نشان می‌دهد.

جدول ۲. سامانه‌های بارشی انتخابی

۲۰۰۵/۱/۲۳	۲۰۰۴/۱۲/۹	۲۰۰۳/۱۲/۷	۲۰۰۴/۹/۱	۲۰۰۰/۱/۱۷
۲۰۰۵/۱۱/۱۴	۲۰۰۴/۱۲/۱۰	۲۰۰۴/۱/۸	۲۰۰۱/۱۲/۱۳	۲۰۰۰/۱/۱۸
۲۰۰۶/۱/۱۴	۲۰۰۴/۱۲/۱۳	۲۰۰۴/۱/۹	۲۰۰۱/۱۲/۱۶	۲۰۰۰/۱/۱۹
۲۰۰۶/۱۲/۱۱	۲۰۰۴/۱۲/۱۵	۲۰۰۴/۱/۱۰	۲۰۰۲/۱/۱۱	۲۰۰۰/۱/۲۹
۲۰۰۶/۱۲/۱۷	۲۰۰۴/۱۲/۱۶	۲۰۰۴/۱/۱۱	۲۰۰۲/۱/۱۲	۲۰۰۰/۱۱/۱۸
۲۰۰۷/۴/۷	۲۰۰۴/۱۲/۲۶	۲۰۰۴/۱/۱۴	۲۰۰۲/۱۲/۲۲	۲۰۰۰/۱۲/۱۰
۲۰۰۸/۱/۴	۲۰۰۵/۱/۱۹	۲۰۰۴/۱/۲۷	۲۰۰۳/۲/۶	۲۰۰۰/۱۲/۱۱
۲۰۰۹/۳/۳۰	۲۰۰۵/۱/۲۰	۲۰۰۴/۴/۵	۲۰۰۳/۱۲/۶	۲۰۰۰/۱۲/۱۵

روش پژوهش

پرسش اصلی در این تحقیق، تأثیر موقعیت قرارگیری پرفشار جنب حاره‌ای عربستان در روزهای همراه با بارش در جنوب و جنوب غرب ایران بوده است؛ به‌عبارت دیگر، سعی بر آن بوده است مشخص شود وقتی در جنوب و جنوب غرب ایران بارش وجود دارد، سلول پرفشار عربستان در چه موقعیت جغرافیایی قرار می‌گیرد. برای این منظور، ابتدا ۴۱ سامانهٔ بارشی که در آنها دست‌کم ۵۰ درصد از ایستگاه‌های انتخابی دارای بارش بوده‌اند، انتخاب شد. سپس، با استفاده از داده‌های سایت هواشناسی NCEP/NCAR نقشه‌های مربوط به ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدودهٔ طول جغرافیایی ۰ تا ۸۰ درجهٔ شرقی و عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۶۰ درجهٔ شمالی انتخاب و در نرم‌افزار grads ترسیم شد. برای اینکه موقعیت هستهٔ مرکزی واچرخند به‌طور دقیق مشخص شود، فواصل پربندها ۵ ژئوپتانسیل‌متر انتخاب شد. سپس، مرکز سلول‌های بسته‌شده در محدودهٔ بین عرض‌های ۱۰ تا ۳۰ درجهٔ شمالی و طول‌های۳۰ تا ۸۰ درجهٔ شرقی (غرب دریای سرخ تا شبه قارهٔ هند) مشخص شد. در مواردی که سلول بسته وجود نداشت و امکان تعیین موقعیت دقیق مرکز سلول مشکل یا مشکوک بود، صرف‌نظر شد. سپس، یک نمونه از سامانه‌های بارشی برای تحلیل اثر و موقعیت پرفشار عربستان بر رطوبت‌فرستی و ایجاد شرایط ترمودینامیکی مناسب برای بارش‌های ایران انتخاب و تحلیل شد.

یافته‌های پژوهش

همان‌طورکه بیان شد این تحقیق در دو بخش انجام گرفته است. در بخش اول، موقعیت مرکز واچرخند در ترازهای چهارگانه (دریا، ۵۰۰، ۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال) در تمام سامانه‌های بارشی انتخابی معین شده است. در بخش دوم، نمونه‌ای از سامانه‌های بارشی انتخاب و با تحلیل شرایط سینوپتیکی (الگوی آرایشی سامانه‌ها) و ترمودینامیکی آن، موقعیت استقرار واچرخند و تأثیر آن بر الگوی آرایشی سامانه‌ها و اثرهای ترمودینامیکی آن بررسی شده است.

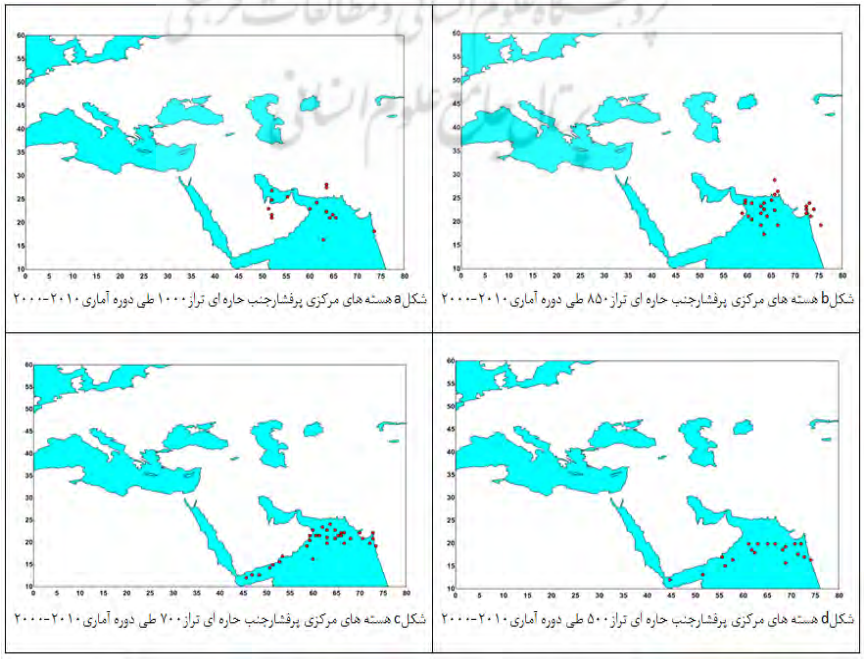
موقعیت استقرار واچرخند عربستان

در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، فقط ۱۷ سامانه از ۴۱ سامانه دارای مرکز بسته بر روی منطقهٔ مطالعاتی بوده است. با توجه به اینکه در برخی از سامانه‌ها، زبانه‌ای از واچرخند سیبری بر روی منطقهٔ مورد بررسی گسترش داشت و جداسازی سامانهٔ سیبری و عربستان دشوار بود، در این حالات، از انتقال مرکز واچرخند بر روی نقشه پرهیز شده است. ملاحظه می‌شود که ۷ مرکز از ۱۷ مرکز قابل شناسایی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، بر روی دریای عمان و عرب و ۳ مرکز بر روی پاکستان بسته شده است. براساس رابطهٔ زیر بر روی سطح زمین همیشه دارای مرکز کاملاً توسعه‌یافته‌ای است، اولین منحنی بسته‌شدهٔ خطوط هم‌فشار در اطراف مرکز فشار زیاد در بیشتر اوقات سطح بسیار گسترده‌تری نسبت به مرکز کم‌فشار اشغال می‌کند (لشکری، ۱۳۹۰: ۱۸۹).

$$\alpha\frac{\partial p}{\partial x} = ۲\Omega\sin\varnothing.V + y\frac{\partial^۲ u}{\partial z^۲}$$

$$\alpha\frac{\partial p}{\partial x} = ۲\Omega\sin\varnothing.u + y\frac{\partial^۲ u}{\partial z^۲}$$

شکل ۱ موقعیت استقرار هستهٔ مرکزی واچرخند عربستان را در ترازهای چهارگانه نشان می‌دهد.



شکل ۱. موقعیت استقرار هستهٔ مرکزی واچرخند عربستان در ترازهای چهارگانه

همان‌گونه که در معادله‌های ذکرشده دیده می‌شود، اصطکاک سبب کاهش سرعت در نزدیکی سطح زمین می‌شود. با کاهش سرعت، اندازهٔ نیروی کوریولیس نیز که تابعی از سرعت جریان است،کاهش می‌یابد. سرعت باد در سطح زمین آن‌قدر قوی نیست که نیروی کوریولیس را با نیروی شیب فشار متعادل کند؛ از این‌رو، نیروی شیب فشار نسبت به کوریولیس فزونی می‌گیرد و در نتیجه، ذرات یا بستهٔ هوا مؤلفه‌ای قائم بر خطوط هم‌فشار می‌یابد و جهت آن در امتداد شیب فشار می‌شود و پرفشار گسترده‌تر می‌شود. بنابراین، با اینکه در برخی موارد، مراکز واچرخندی بر روی خشکی بسته شده بود، بخشی از زبانهٔ مرکز واچرخندی بر روی دریا و آب قرار داشت و با دسترسی به سطوح تبخیرشونده با دریافت و شار رطوبت به‌درون سامانه‌های کم‌فشار، انرژی ترمودینامیکی سامانه‌ها را فراهم می‌کرد (شکل ۱a).

بر روی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، پراکنش مراکز واچرخندی عربستان نظم بهتری داشت. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، مراکز واچرخندی بیشتر بر روی دریای عمان و عرب بسته شده‌اند و در موارد اندکی این مراکز در شرق شبه قارهٔ هند بسته شده‌اند. در هیچ‌یک از موارد، مراکز بسته‌شده در پایین تراز عرض ۱۵ درجهٔ شمالی قرار نداشتند. پراکنش مراکز در محدودهٔ طول ۵۹ تا ۷۵ درجهٔ شرقی و عرض ۱۵ تا ۳۰ درجهٔ شمالی بود. مراکز در محدودهٔ طول ۶۰ تا ۶۵ درجه و عرض ۲۰ تا ۲۵ درجهٔ شمالی تمرکز بیشتری داشتند. تمرکز مراکز واچرخندی بر روی آب‌های گرم عرب و عمان شرایط بسیار مناسبی برای فرارفت رطوبت از طریق شار واگرا به‌درون منطقهٔ همگرایی مستقر بر روی جنوب سودان و شمال اتیوپی، در تمام ترازهای دریا تا ۵۰۰ هکتوپاسکال، به‌خصوص در ترازهای دریا و ۸۵۰ هکتوپاسکال فراهم می‌کند (شکل ۱b). بر روی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، به‌طور تقریبی تمام مراکز واچرخندی بر روی آب‌های دریای عمان، عرب و خلیج عدن قرار داشتند. تغییرات ایجادشده در پراکنش مراکز واچرخندی در قیاس با ترازهای زیرین این گونه بود:

۱. جابه‌جایی نسبی مراکز واچرخندی به عرض‌های پایین‌تر بود؛ به‌طوری‌که مراکز واچرخندی محدوده‌ای بین ۱۰ درجه تا ۲۵ درجهٔ شمالی را در برگرفتند؛
۲. از لحاظ طول جغرافیایی، مراکز واچرخندی گسترش بیشتری پیدا کردند؛ به‌طوری که مراکز واچرخندی بین طول‌های ۴۵ تا ۷۵ درجهٔ شرقی را در برگرفتند؛
۳. تمام مراکز واچرخندی بر روی آب بسته شدند. این پدیده نشان می‌دهد که مراکز واچرخندی تمایل دارند بر روی آب‌ها تشکیل شوند؛ به‌خصوص در دورهٔ سرد سال این تمایل بیشتر است (شکل ۱c).

بر روی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز این تغییرات نسبت به تراز زیرین و ترازهای زیرین تروپوسفر به‌چشم می‌خورد:

۱. از لحاظ عرض جغرافیایی، بار دیگر مراکز واچرخندی به عرض‌های جنوبی‌تر جابه‌جا شدند؛ به‌طوری که هیچ مرکزی در بالاتر از عرض ۲۰ درجه بسته نشد. این پدیده نشان‌دهندهٔ آن است که مراکز واچرخندی به‌طرف لایه‌های بالاتر به‌سمت غرب، جنوب غرب و جنوب تمایل پیدا می‌کنند یا به‌عبارت دیگر، مراکز واچرخندی محور قائمی در امتداد شمال شرقی ° جنوب غربی دارند؛
۲. در برخی از موارد، سامانه‌ها در این تراز دارای مراکز بسته نبودند.

جمع‌بندی

همان‌طورکه ملاحظه شد، مرکز بستهٔ سامانه‌های واچرخندی عربستان در سامانه‌های بارشی انتخاب‌شده در طول دورهٔ ۱۰ ساله، دارای خصوصیات زیر بودند:

۱. در بیشتر موارد، هسته مرکزی واچرخند عربستان بر روی آب‌های گرم دریای عرب و عمان بسته شده بودند و این نظم در لایه‌های بالاتر از ۸۵۰ هکتوپاسکال بیشتر دیده می‌شد.

۲. تراکم مراکز بسته در ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بیشتر در عرض‌های ۲۰ تا ۲۵ درجهٔ شمالی بود و فقط در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بین عرض‌های ۱۵ تا ۲۰ درجهٔ شمالی بود؛ یعنی حدود ۵ درجه به‌سمت جنوب جابه‌جا شده‌اند.

۳. اصولاً محور قائم مراکز واچرخندی از تراز ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال، به‌سمت جنوب تمایل دارد؛ به‌طوری‌که از تراز ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال این تمایل محور به بیش از ۱۰ درجه می‌رسد. این مسئله بیان‌کنندهٔ این است که مراکز واچرخندی از تراز دریا به‌طرف لایه‌های بالاتر، به‌سمت جنوب و غرب متمایل می‌شود.

۴. برای اینکه سامانه‌های سودانی وارد جنوب و جنوب غرب ایران شود، باید مراکز واچرخندی به‌طور کامل به‌سمت شرق جابه‌جا شود؛ به‌طوری که در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، مراکز نباید از طول ۵۰ درجه غربی‌تر شود و در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال شرق طول ۵۵، و در تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال شرق طول ۶۰ درجه قرار گرفته باشد؛ در غیر این‌صورت، باید در پایین تراز عرض جغرافیایی ۲۰ درجه قرار گیرد تا مانع گسترش زبانهٔ کم‌فشار از روی سودان به‌داخل نشود و در ترازهای بالاتر مانع گسترش ناوهٔ مدیترانه به عرض‌های پایین‌تر و شرقی‌تر نباشد. برای اینکه جنوب و جنوب غرب ایران در موقعیت مناسبی از جلو ناوه قرار گیرد، محور ناوه باید بین طول‌های ۳۵ تا ۴۰ درجهٔ شرقی باشد و انتهای ناوه تا تراز۲۰ تا ۱۵ درجهٔ شمالی عمیق شود؛ در غیر این‌صورت، بارش‌ها یا ضعیف شده یا فراگیر نخواهد شد (لشکری، ۱۳۷۵). البته برای اینکه سامانه‌های بارشی وارد استان‌های هرمزگان، کرمان و جنوب شرق ایران شوند، مراکز واچرخندی به‌خصوص در ترازهای بالاتر باید در شرق طول ۶۵ درجه واقع شوند؛ زیرا در این شرایط، محور ناوه باید تا محدودهٔ طول‌های ۴۰ تا ۴۵ درجه جلو آید و عمق ناوه تا ۱۵ درجهٔ شمالی گسترش یابد.

۵. بر اساس بررسی انجام‌گرفته دربارهٔ الگوی گسترش مراکز واچرخندی عربستان، در عمدهٔ موارد، به‌خصوص مراکز واچرخندی ۸۵۰ هکتوپاسکال به بالا، محور طولی این مراکز امتداد جنوب غربی ° شمال شرقی داشتند و به‌ندرت محور طولی مرکز بسته غربی ° شرقی بود. این الگوی گسترش سبب می‌شد، ناوه به‌خوبی به عرض‌های پایین‌تر گسترش پیدا کند و به این ترتیب، جریان‌ها نصف‌النهاری‌تر شده و از تاوایی بیشتری برخوردار شود و ناپایداری‌های شدیدتری را ایجاد کند.

تحلیل شرایط سینوپتیکی روز بارشی ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴

همان‌طور که در روش پژوهش بیان شد، برای بررسی اثر پرفشار عربستان بر بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، یک

سامانه از سامانه‌های ۴۱گانه انتخاب و تحلیل شده است تا به‌دقت تأثیر موقعیت و رطوبت‌فرستی این واچرخند از روی دریاهای گرم عرب و عمان به‌درون سامانه‌های بارشی انتقالی بر روی ایران مشخص شود. در این بحث سعی شده است تأثیر جابه‌جایی شرق‌سوی پرفشار و موقعیت قرارگیری آن بر فرارفت رطوبت نشان داده شود.

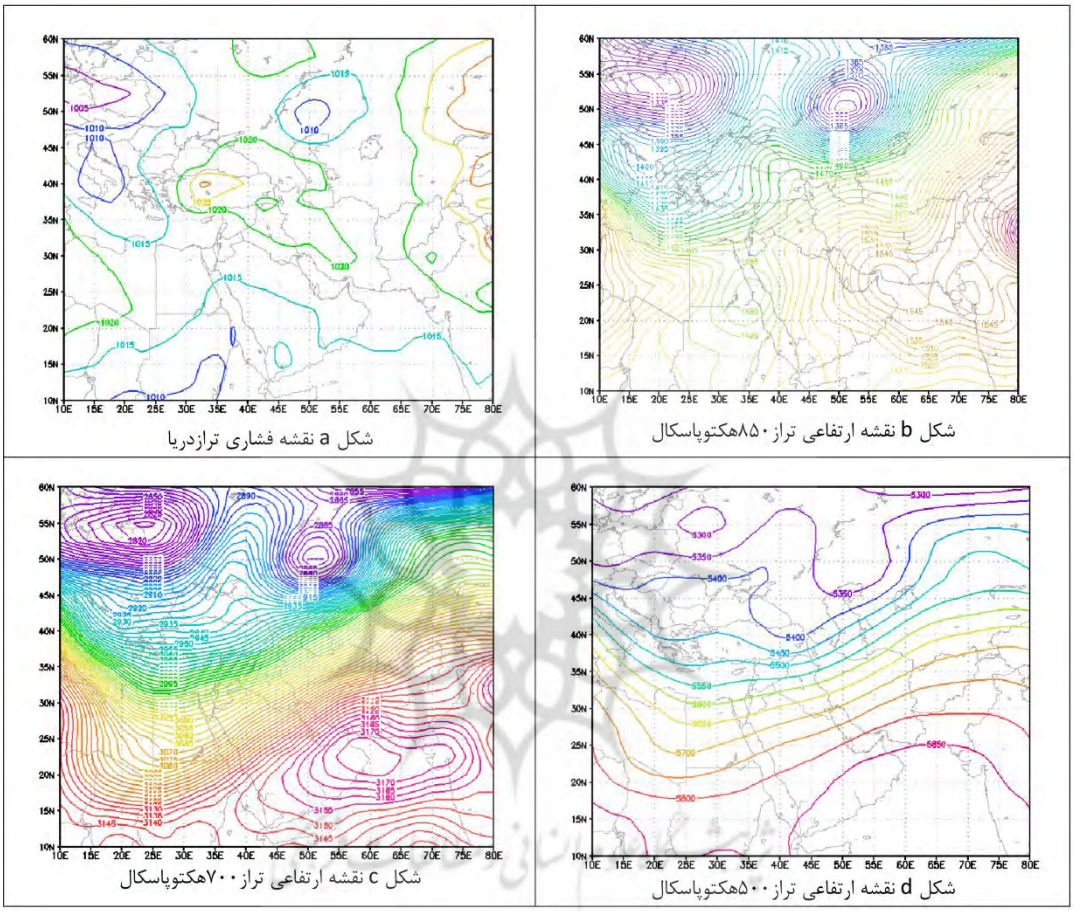
شکل ۲a شرایط فشاری تراز دریا در روز ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴ را نشان می‌دهد. مرکز کم‌فشار سودانی با فشار مرکزی ۱۰۱۰ هکتوپاسکال بر روی اتیوپی بسته شده است. ناوهٔ وارون از این مرکز کم‌فشار با راستای جنوب غربی ° شمال شرقی پس از عبور از روی دریای سرخ و شبه جزیرهٔ عربستان، به‌سمت ایران امتداد یافته است. جریان‌های روی دریای عمان و عرب، شرقی بوده، هوای گرم و مرطوب را بر روی شبه جزیرهٔ عربستان سپس با جریان‌های جنوبی به‌سمت ایران فرارفت کرده است. در مقابل، مرکز واچرخندی با هم‌فشار ۱۰۳۰ هکتوپاسکال بر روی جمهوری آذربایجان و غرب دریاچهٔ خزر بسته شده که زبانه‌های آن بخش غربی ایران را فراگرفته است. این واچرخند با جریان‌های جنوب‌سوی خود هوای سرد عرض‌های شمالی را بر روی جنوب ایران فرارفت کرده و در جنوب کشور شیو حرارتی را در برخورد با جریان‌های گرم و مرطوب عرض‌های جنوبی تشدید کرده است.

خصوصیات ترمودینامیکی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به‌مثابهٔ لایهٔ مرزی برای جریان‌های همرفتی، تأثیر بسیار مهمی بر شکل‌گیری سامانه‌های پایدار و ناپایدار دارد. این تراز لبهٔ پایینی آغاز شکل‌گیری جریان‌های غربی در تروپوسفر است. در بسیاری از سامانه‌های همرفتی، مرز شکل‌گیری ابرها و آغاز آزاد شدن انرژی پتانسیل موجود بر اثر تغییر فاز، در بخار آب درون جو است. همان‌طورکه در شکل ۲b ملاحظه می‌شود، زبانهٔ واچرخندی از مرکز واچرخندی روی تبت، بر روی پاکستان و شبه قارهٔ هند و سپس بر روی دریای عرب و عمان و نیمهٔ شرقی ایران گسترش پیدا کرده است. این جریان‌های واچرخندی به‌خوبی حاکمیت جریان‌های شرقی و فرارفت گرم و مرطوب بر روی عربستان را در این تراز نشان می‌دهد. پربندها بر روی شبه جزیرهٔ عربستان به‌طور کامل نصف‌النهاری شده است. ناوهٔ ارتفاعی با راستای شمالی ° جنوبی از روی مرکز اروپا بر روی مدیترانهٔ شرقی و سپس بر روی دریای سرخ گسترش پیدا کرده است. عمیق شدن این ناوهٔ ارتفاعی بر روی مصر و دریای سرخ و عربستان که با جریان‌های سرد عرض‌های شمالی همراه می‌شود، ناوهٔ ارتفاعی را عمق بخشیده است. تشدید جریان‌های نصف‌النهاری با شیو فشاری شدید، سبب تزریق تاوایی مثبت به‌درون سامانه‌ها بر روی ایران شده است.

تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در نیمرخ قائم جو، ارتفاعی است که بادهای غربی به‌خوبی شکل می‌گیرد و آرایش کلی موج ایجاد می‌شود. در این تراز، مرکز واچرخندی عربستان با پربند مرکزی ۳۱۹۰ ژئوپتانسیل‌متر بر روی دریای عمان و شرق تنگهٔ هرمز بسته شده است. واچرخند عربستان در سامانه‌های همراه با بارش مناسب، به‌خوبی به‌سمت شرق جابه‌جا شده، در بهترین شرایط سینوپتیکی خود، بر روی دریاهای عرب و عمان قرار می‌گیرد. با انتقال مرکز واچرخند عربستان، افزون بر اینکه امکان نفوذ و عمیق شدن ناوهٔ مدیترانه‌ای بر روی شرق صحرای آفریقا و دریای سرخ (خاورمیانه) فراهم می‌شود، با نفوذ ناوه‌های ارتفاعی همراه با هوای سرد در لایهٔ میانی تروپوسفر، ضمن ایجاد شیو حرارتی شدید، شیو فشاری را نیز افزایش می‌دهد و با تزریق تاوایی به‌درون سامانه بر شدت ناپایداری‌ها بر روی منطقه می‌افزاید. فشردگی منحنی‌های پربندی به‌خوبی نشان‌دهندهٔ این شیو ارتفاعی و فشاری شدید بر روی جنوب ° جنوب غرب و غرب ایران است. با استقرار

مرکز واچرخندی بر روی دریای عمان، با تشدید همگرایی بر روی منطقه و فرونشینی هوا، سبب گرمایشی بی‌دررو هـوا و افزایش ظرفیت رطوبت‌پذیری آن در لایه‌های زیرین جو خواهد شد.

شکل ۲ (a، b، c و d) شرایط سینوپتیکی حاکم در روز ۱۰ژانویهٔ ۲۰۰۴، چهار تراز دریـا، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ را نشـان می‌دهد.



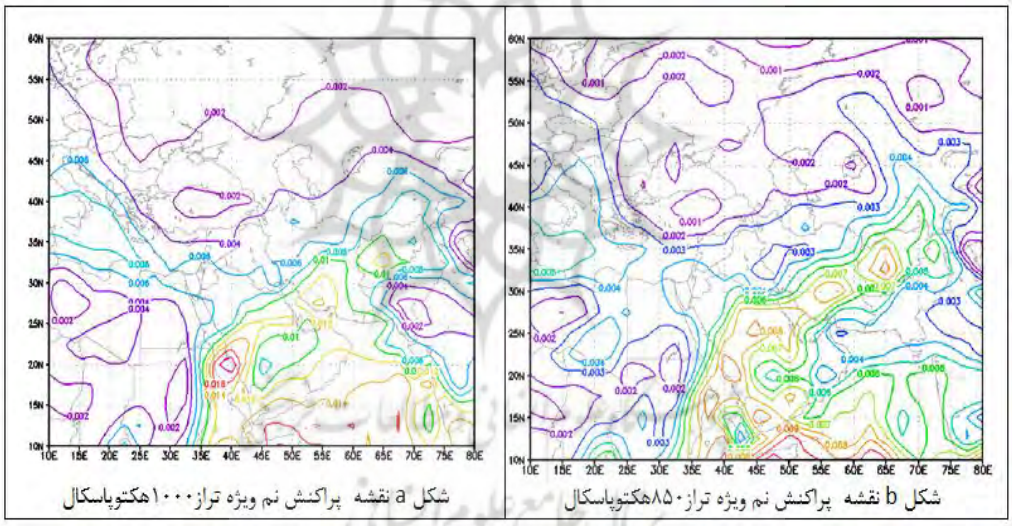
شکل ۲. (a، b، c و d) شرایط سینوپتیکی حاکم در روز ۱۰ژانویهٔ ۲۰۰۴، چهار تراز دریا، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰

تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تراز میانهٔ تروپوسفر را تشکیل می‌دهد. این تراز به‌خوبی کنترل‌کنندهٔ جریان‌هـای بالاسـو و پایین‌سوی لایه‌های زیرین خود است. در عرض‌های میانهٔ بخش بالایی ابر (ابرهای پوششی) و در سامانه‌های همرفتـی، این تراز بخش اصلی ابرهای جوششی کمولونیمبوس‌ها و استراتوکمولوس‌هاست. ملاحظه می‌شود که در این تراز نیز ناوهٔ ارتفاعی عمیقی از مرکز کم‌ارتفاع بریدهٔ شمال اروپا با راستای شمالی ° جنـوبی بخـش شـرقی دریـای مدیترانـه و شـرق صحرای آفریقا را در برگرفته است. انتهای این ناوهٔ سرد تا جنوب سودان امتداد یافته است. وجود این نـاوهٔ سـرد در تـراز میانی تروپوسفر، نیمرخ قائم جو را به‌شدت کژفشاری کرده است. پربندهای نصف‌النهاری بر روی جنـوب غـرب و جنـوب ایران، تاوایی مثبت را بر روی دریای عرب و عمان تزریق کرده است. همچنان شاهد استقرار واچرخند عربستان و تشدید همگرایی و فرونشینی بر روی آب‌های این منطقه هستیم.

تحلیل پراکنش نم ویژه و فرارفت رطوبت روز بارشی ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴

در این قسمت تلاش شده است مسیرهای ورودی رطوبت به ایران شناسایی و تأثیر موقعیت قرارگیری پرفشار بـر انتقـال این رطوبت به ایران بررسی شود. همان‌طورکه ملاحظه شد، شرایط ترمودینامیکی مناسبی برای فرارفـت رطوبـت از روی دریاهای گرم فراهم شده بود. شکل ۳a پراکنش مقادیر نم ویژه را بر روی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. هسـتهٔ مرطوب بسیار قوی بر روی مرکز دریای سرخ قرار دارد. از روی این هستهٔ مرطوب، زبانه‌ای بـا راسـتای جنـوب غربـی ° شمال شرقی، پس از عبور از مرکز عربستان و سپس خلیج فارس و استان بوشهر، وارد ایران شده است؛ به‌طوری کـه بـر روی استان فارس، مقدار نم ویژه به بیش از ۱۴ گرم برکیلوگرم می‌رسد. این مقدار نم بر روی هستهٔ مرطوب دریای سرخ به بیش از ۲۲ گرم می‌رسد. ملاحظه می‌شود که رطوبت در این تراز با جریـان‌هـای شـارواگرا از روی دریاهـای عـرب و عمان به‌درون کم‌فشار سودانی که در این روز بر روی شرق سودان و دریای سرخ قرار دارد، فرارفـت شـده و ایـن هسـتهٔ چرخندی با جذب و دریافت رطوبت دریاهای گرم شرقی، این هستهٔ مرطوب را ایجاد کرده است.

شکل ۳ (a و b) مقدار نم ویژه را در روز ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴، در تراز ۸۵۰ و ۱۰۰۰ نشان می‌دهد.



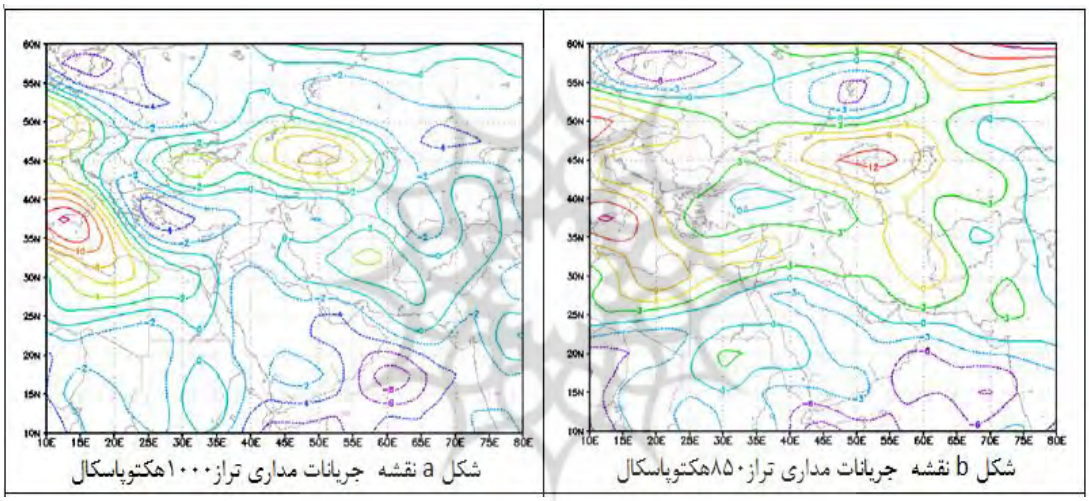
شکل ۳. (a و b) مقدار نم ویژه را در روز ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴، در تراز ۸۵۰ و ۱۰۰۰

همان‌طور که در شکل ۳b ملاحظه می‌شود، بر روی نقشهٔ تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، ۳ هستهٔ مرطوب بر روی منطقـه قرار دارد. هستهٔ اول بر روی خلیج عدن، هستهٔ دوم بر روی مرکز دریای سرخ و هستهٔ سوم بر روی اسـتان فـارس قـرار دارد. در این تراز نیز همانند تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، زبانهٔ مرطوبی از روی دریای سرخ با راستای جنوب غربـی ° شـمال شرقی پس از عبور از غرب ریاض، وارد خلیج فارس و سپس استان فارس و جنوب ایران شده، در همان راستا تـا شـمال شرق ایران امتداد می‌یابد. با وجود اینکه مقادیر نم ویژه بر روی دریای سرخ و استان فارس بـه‌ترتیـب بـه ۱۵ و ۱۰ گـرم برکیلوگرم می‌رسد، بر روی دریای عرب و عمان بیشتر از ۵ تا ۶ گرم نیست. این پدیده نشان‌دهندهٔ شـار رطـوبتی از روی دریای عرب و عمان به‌درون سامانهٔ سودانی و انتقال آن به‌وسیلهٔ جریـان‌هـای جنـوبی جلـو نـاوه بـه‌درون ایـران اسـت؛ به‌عبارت دیگر، جریان‌های واچرخندی رطوبت را از روی این دریاها دور می‌کند. چنین شرایطی در ترازهـای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز به‌چشم می‌خورد.

تحلیل جریان‌های مداری روز بارشی ۱۰ژانویهٔ ۲۰۰۴

هدف از طرح این بحث، تحلیل تأثیر مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری بر انتقال رطوبت و تزریق تاوایی به‌درون سامانه‌هاست. همان‌طور که در شکل ۴a ملاحظه می‌شود، جریان‌های مداری در تراز دریا، در تمام محدودهٔ دریاهای گرم عرب از سرعت زیادی برخوردار بوده، به ۶ متر بر ثانیه می‌رسد. در سواحل جنوبی ایران، دریای عمان و خلیج فارس، سرعت جریان کمتر بوده، به ۱ تا ۱/۵ متر بر ثانیه می‌رسد. این در حالی است که در بخش عمده‌ای از ایران، به‌جز بخش کوچکی از ساحل جنوبی، جریان‌های مداری مثبت یا غربی است. به این ترتیب، جریان‌های شرقی رطوبت و گرما را بر روی عربستان و جنوب ایران فرارفت می‌کند و بلافاصله جریان‌های غربی این هوای گرم و مرطوب را به‌داخل ایران شار می‌کند.

شکل ۴ (a و b) وضعیت باد مداری را در روز ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴، در تراز ۸۵۰ و ۱۰۰۰ نشان می‌دهد.



شکل ۴. (a و b) وضعیت باد مداری را در روز ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴، در تراز ۸۵۰ و ۱۰۰۰

بر روی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز جریان‌های مداری منفی بوده، تمام پهنهٔ دریای عرب و عمان و شبه جزیرهٔ عربستان را فرامی‌گیرد. سرعت باد بر روی دریای عمان بین ۳ تا ۵ متر بر ثانیه و در هستهٔ آن به ۹ متر بر ثانیه بر روی دریای عرب می‌رسد. این شرایط فرارفت گرم و مرطوب دریای عرب و عمان را با جریان‌های منفی (شرقی) به‌داخل شبه جزیرهٔ عربستان فراهم می‌کند؛ درحالی که بر روی دریای مدیترانه، شمال آفریقا و مصر جریان‌های مثبت و غربی است.

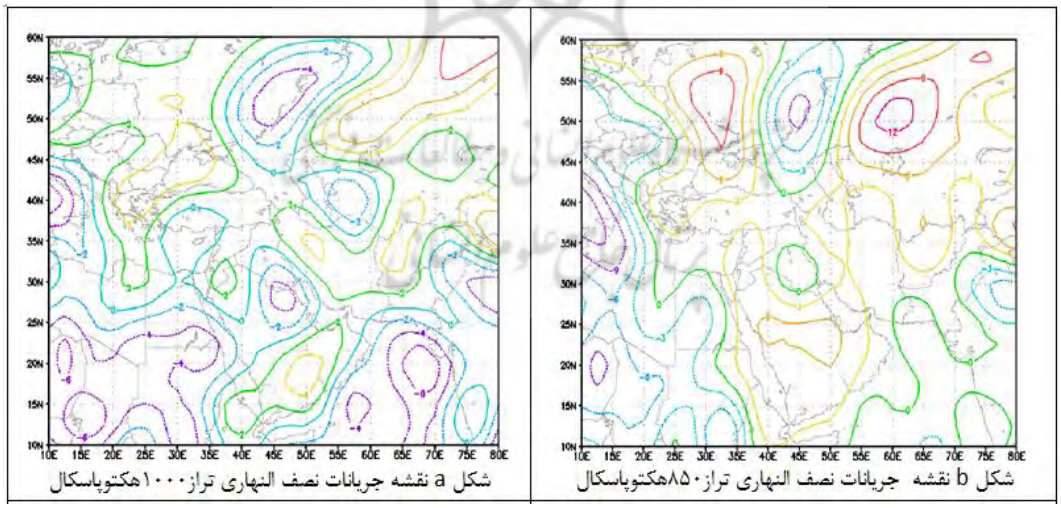
تحلیل جریان‌های نصف‌النهاری روز بارشی ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴

همان‌طور که در شکل ۵a ملاحظه می‌شود، بر روی تمام دریاهای عمان و عرب، جریان‌های نصف‌النهاری، منفی یا شمالی است. هستهٔ سرعت باد بر روی دریای عمان و متمایل به‌سمت شبه قارهٔ هند است؛ به‌طوری که این سرعت در این منطقه به ۷ متر بر ثانیه می‌رسد. برعکس، بر روی تمام شبه جزیرهٔ عربستان، جریان‌های نصف‌النهاری، مثبت یا جنوبی است؛ به‌خصوص در بخش جنوبی عربستان و جنوب دریای سرخ، سرعت باد بیشتر از دیگر نقاط است. بر روی تمام ایران نیز جریان‌های نصف‌النهاری، جنوبی و مثبت است. ملاحظه می‌شود که ترکیبی از باد مداری و نصف‌النهاری

بر روی دریاهای عرب، عمان، شبه جزیرهٔ عربستان و ایران شرایط بسیار مناسبی را در تراز دریا برای فرارفت رطوبت و انرژی به‌داخل زبانهٔ کم‌فشار فراهم کرده است. جریان‌های بر روی دریاهای گرم عرب و عمان، شرقی و شمالی است و این ترکیب، رطوبت و انرژی پتانسیل را به‌داخل عربستان و زبانهٔ کم‌فشار فرارفت می‌کند. ملاحظه شد که جریان‌های بر روی عربستان، شرقی و جنوبی است؛ ولی چون سرعت باد نصف‌النهاری (جنوبی) بیش از سرعت باد شرقی (مداری) است، در نهایت، گرما و رطوبت با جریان‌های جنوبی به‌داخل ایران فرارفت می‌شود. فرارفت رطوبت، به‌داخل سامانه و همگرایی آن بر روی ایران، آزاد شدن انرژی نهان این رطوبت از راه جریان‌های بالاسو و تبدیل انرژی پتانسیل به انرژی جنبشی، بر شدت ناپایداری سامانه می‌افزاید (شکل 5a).

در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز جریان‌های نصف‌النهاری بر روی دریای عرب و عمان، منفی (شمالی) است. هستهٔ سرعت باد شمالی، بر روی دریای عمان و ساحل غربی پاکستان قرار دارد. سرعت باد در این منطقه به ۷ متر بر ثانیه می‌رسد؛ درحالی که بر روی شبه جزیرهٔ عربستان و سودان، جریان‌ها به‌طور کامل مثبت و جنوبی است. ملاحظه می‌شود که وجود جریان‌های جنوبی مناسب بر روی شبه جزیرهٔ عربستان، رطوبت انتقالی از روی دریای عرب و عمان را به‌خوبی به‌داخل ایران فرارفت می‌کند. جریان‌های بر روی دریای مدیترانه و صحرای آفریقا (مصر، لیبی و الجزایر) شمالی بوده، از سرعت خوبی برخوردار است. وجود جریان‌های شمالی، فرارفت سرد را به پشت سامانهٔ سودانی انجام می‌دهد و با وجود فرارفت گرم به‌وسیلهٔ جریان‌های شرقی و شمالی دریای عرب و عمان، شیو حرارتی و فشاری مناسبی را برای تقویت سامانه سودانی فراهم می‌کند.

شکل ۵ (a و b) وضعیت باد نصف‌النهاری را در روز ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴، در تراز۱۰۰۰ و ۸۵۰ نشان می‌دهد.



شکل ۵. (a و b) وضعیت باد نصف‌النهاری را در روز ۱۰ ژانویهٔ ۲۰۰۴، در تراز۱۰۰۰ و ۸۵۰

بنابراین، ملاحظه می شود که وجود شرایط مناسب دینامیکی بر روی دریای عرب، عمان و شرق عربستان، فرونشینی هوا را در لایه‌های میانی تروپوسفر و واگرایی جریان‌ها را در لایهٔ زیرین تروپوسفر، برای فرارفت رطوبت به‌داخل ایران از راه جریان‌های واچرخندی فراهم کرده است. به این ترتیب، با توجه به سازوکار دینامیکی حاکم بر روی این دریاها، عمدهٔ رطوبت در لایهٔ زیرین تروپوسفر از راه شار واگرا به‌داخل چرخند سودانی صورت می‌گیرد. سازوکار

ترمودینامیکی حاکم بر این منطقه به‌گونه‌ای است که هم جریان‌های نزولی از ظرفیت رطوبت‌پذیری زیادی برخوردار است و هم پهنه‌های آبی به‌دلیل برخورداری از دمای زیاد، تبخیر زیادی دارد. از طرفی، کم‌فشار سودان نیز به‌دلیل برخورداری از منشأ حرارتی و دمای زیاد، قابلیت رطوبت‌پذیری زیادی دارد.

نتیجه‌گیری

پرفشار جنب حاره‌ای در تصور همهٔ اقلیم‌شناسان به‌منزلهٔ پرفشار دینامیکی با خصوصیات پایداری قوی، خشک و گرم تلقی می‌شود که حاصل استقرار آن در عرض‌های جنب حاره‌ای، کمربند گستردهٔ خشک و بیابان‌های گرم و خشک مفرط آفریقا، عربستان، لوت، آریزونا (آمریکای شمالی) و... را ایجاد کرده است. این کمربند خشک و گرم تحت استیلای چند سلول واچرخندی قوی و متداوم، با ثبات مکانی نسبی و جابه‌جایی اندک در طول سال، ایجاد می‌شود. برخی از این سلول‌های واچرخندی با توجه به شرایط سینوپتیکی حاکم و الگوی گردشی غالب جو، در طول سال از دوام بیشتری برخوردار بوده، فقط نوسان‌های شمالی و جنوبی اندک به‌همراه گردش عمومی جو دارد؛ مانند سلول واچرخندی آزور. شدت، عمق و پهنهٔ گسترش برخی با توجه به الگوی چرخشی، شرایط توپوگرافی حاکم بر منطقه و خصوصیت محیطی بستر تشکیل آنها، از فصلی به فصل دیگر کم یا زیاد می‌شود یا دست‌کم در لایهٔ زیرین تروپوسفر وضوح کمتری دارد؛ مانند سلول پرفشار عربستان و آفریقا. در برخی از منابع مکتوب در ایران، همچنان سلول واچرخندی آزور را سلول واچرخندی مؤثر بر آب‌وهوای ایران و نوسان‌های سالانهٔ آن را کنترل‌کنندهٔ اصلی شرایط جوی کشور در دورهٔ سرد و گرم سال می‌دانند. گرچه در تحقیقات متعدد در دو تا سه دههٔ اخیر، گاه به‌صراحت و گاه با احتیاط به این سامانه (سامانهٔ واچرخندی عربستان) اشاره شده، همچنان در برخی از منابع و نوشته‌ها این سلول واچرخندی به‌نادرست با سلول واچرخندی آزور یکسان در نظر گرفته شده است؛ گو اینکه تأثیر غیرمستقیم سلول واچرخندی آزور در قالب سلول واچرخندی مهاجر (یوسفی،۱۳۸۰) و گاه به‌صورت ادغام‌شده با سلول‌های آفریقا و عربستان بر اقلیم ایران قابل انکار نیست. نتایج بررسی ۴۱ سامانهٔ بارشی شدید در یک دورهٔ آماری ۱۰ ساله در ایستگاه‌های جنوبی کشور نشان داد که:

۱. در تراز دریا در تمام موارد بررسی مرکز واچرخندی، بسته تشکیل نمی‌شد و بیشتر به‌صورت یک زبانهٔ واچرخندی ادغام‌شده با زبانهٔ واچرخندی سیبری به‌چشم می‌خورد. از ۴۱ سامانهٔ بارشی شدید، در ۱۷ مورد، واچرخند عربستان دارای مرکز بستهٔ مستقل در تراز دریا بوده است و در تمام موارد، مرکز بسته‌شده در محدودهٔ دریاهای عرب و عمان و گاه بخشی از پاکستان را در برگرفته است.

۲. بر روی ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در تمام ۴۱ سامانهٔ بررسی‌شده، واچرخند عربستان دارای مرکز بستهٔ مستقل بوده است.

۳. بر روی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، مراکز واچرخندی بین طول‌های ۵۹ تا ۷۵ درجهٔ شرقی و عرض‌های ۱۵ تا ۳۰ درجهٔ شمالی بسته شده است. ملاحظه می‌شود که در این تراز، تمام مراکز واچرخندی به‌سمت شرق جابه‌جا شده، بر روی آب‌های گرم دریای عرب و عمان قرار گرفته است. به این ترتیب، سامانه با گردش واچرخندی (ساعت‌گرد)، رطوبت این دریاها را به‌سمت شرق و به‌درون سامانهٔ سودانی منتقل کرده است (در تحلیل

مؤلفه‌های باد مداری و نصف‌النهاری ملاحظه خواهد شد که جهت جریان‌ها در هر دو مؤلفه منفی یعنی شرقی و شمالی است).

۴. بر روی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، مراکز واچرخندی بر روی طول‌های ۴۵ تا ۷۵ درجهٔ شرقی و عرض ۱۰ تا ۲۵ درجهٔ شمالی متمرکز شده است؛ به‌عبارتی، مراکز واچرخندی نسبت به تراز زیرین خود قدری به‌سمت جنوب جابه‌جا شده است. بنابراین، تمام مراکز واچرخندی بر روی آب‌های دریاهای عرب و عمان قرار دارند (شکل ۴c).

۵. بر روی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مراکز واچرخندی عربستان، تمام مراکز واچرخندی در پایین ترازهای عرض ۲۰ درجهٔ شمالی قرار دارند.

۶. به این ترتیب، محور قائم مراکز واچرخندی از تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌سمت جنوب و غرب تمایل دارد. این نیمرخ نشان‌دهندهٔ تقویت سامانه‌های واچرخندی در دورهٔ بارشی است.

۷. با تقویت مراکز واچرخندی، سازوکار حاکم به‌گونه‌ای می‌شود که با فرونشینی هوا از لایه‌های میانی تروپوسفر به لایه‌های زیرین، سبب گرم شدن بی‌دررو هوا شده، ظرفیت رطوبت‌پذیری آن را افزایش می‌دهد. جریان این هوای گرم بر روی آب‌های گرم عرب و عمان، رطوبت قابل توجهی را بر روی عربستان و سامانهٔ کم‌فشار سودانی فرارفت می‌کند.

۸. با حرکت شرق‌سوی واچرخند عربستان، زمینهٔ نفوذ ناوهٔ شرق مدیترانه از عرض‌های بالا بر روی شمال شرق آفریقا (مصر، سودان و دریای سرخ) فراهم می‌شود و فرارفت هوای سرد عرض‌های جنب قطبی را بر روی سامانهٔ سودانی انجام می‌دهد. به این ترتیب، سامانهٔ کم‌فشار سودانی با فرارفت تاوایی مناسب حالت ترمودینامیکی پیدا کرده، تقویت می‌شود. عمق ناوه گاه تا عرض جغرافیایی ۱۰ درجهٔ شمالی گسترش می‌یابد. در این وضعیت، پربندها حالت نصف‌النهاری پیدا کرده، کژفشاری شدیدی بر روی شرق مدیترانه، شمال شرق آفریقا و عربستان و غرب ایران ایجاد می‌کند. فشردگی پربندها در ترازهای ۸۵۰ تا۵۰۰ هکتوپاسکال بیان‌کنندهٔ این کژفشاری شدید بر روی منطقه است.

۹. در تمام موارد بررسی‌شده (۴۱ سامانهٔ بارشی شدید) مؤلفهٔ مداری بر روی دریاهای عرب و عمان، شرقی و مؤلفهٔ نصف‌النهاری، شمالی بوده است که نشان‌دهندهٔ فرارفت هوای گرم و مرطوب دریاهای گرم عرب و عمان به‌سمت غرب و به‌درون سامانهٔ سودانی است. در مقابل، در تمام موارد مؤلفهٔ مداری بر روی عربستان و شمال شرق صحرا (دریای سرخ، مصر و سودان)، غربی یا شرقی ضعیف و مؤلفهٔ نصف‌النهاری، جنوبی و قوی بوده است.

۱۰. ملاحظه شد که در تمام موارد بررسی‌شده، هسته‌ای با نم ویژهٔ بسیار زیاد بر روی اتیوپی و جنوب دریای سرخ و سودان قرار داشت که نشان‌دهندهٔ انتقال رطوبت (از راه شار واگرا) از روی دریاهای عرب و عمان به‌درون کم‌فشار مستقر بر روی جنوب سودان و اتیوپی (از راه شار همگرا) است. در نهایت، این رطوبت به‌وسیلهٔ جریان‌های جنوب در امتداد زبانهٔ کم‌فشار و جریان‌های جنوبی جلو ناوه بر روی ایران منتقل شده است.

به این ترتیب، سلول پرفشار عربستان تأثیر بسیار مهمی بر امکان تقویت سامانه‌های جنوبی دارد و نه‌تنها سبب

خشکی و پایداری در دورهٔ سرد سال نیست، بلکه در صورت حرکت شرق‌سوی این واچرخند، زمینهٔ بسیار خوبی برای فرارفت رطوبت به‌درون سامانه‌های سودانی فراهم می‌کند. این یافته با نتایج پژوهش‌های کریمی دربارهٔ منابع رطوبتی بارش‌های ایران انطباق پیدا می‌کند و شار واگرا از راه جریان‌های واچرخندی سلول پرفشار عربستان انجام می‌گیرد.

منابع

احمدی‌گیوی، ف؛ ایران‌نژاد، پ. و محمدنژاد، ع. (۱۳۸۹). **اثر پر فشارهای جنب حاره و سیبری بر خشکسالی‌های غرب ایران**، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ۲۱-۲۳، صص. ۵-۹.

بیاتی خطیبی، م.؛ جهانبخش اصل، س. و فرشی فروغ، ج. (۱۳۷۸). **تجزیه و تحلیل سینوپتیک بارش‌های منطقهٔ شمال غرب ایران**، مجلهٔ دانش کشاورزی، سال ۹، شمارهٔ ۱.

جعفرپور، ا. (۱۳۸۸). **اقلیم‌شناسی**، تهران: انتشارات دانشگاه تهران.

حجازی‌زاده، ز. (۱۳۷۲). **بررسی سینوپتیکی پرفشار جنب حاره‌ای در تغییر فصل ایران**، رسالهٔ دکتری، تهران: دانشگاه تربیت مدرس.

خوش‌اخلاق، ف. (۱۳۷۶). **بررسی الگوهای ماهانهٔ خشکسالی و ترسالی در ایران**، مجلهٔ تحقیقات جغرافیایی، شمارهٔ ۴۵، صص. ۱۳۶-۱۴۵.

خوش‌اخلاق، ف. (۱۳۷۷). **تحقیق در خشکسالی‌های فراگیر ایران با استفاده از تحلیل‌های سینوپتیک**، رسالهٔ دکتری اقلیم‌شناسی، تبریز: دانشگاه تبریز، دانشکدهٔ علوم انسانی و اجتماعی.

خوش‌اخلاق، ف.؛ عزیزی، ق و رحیمی، م. (۱۳۹۱). **الگوهای همدید خشکسالی و ترسالی زمستانه در جنوب غرب ایران**، نشریهٔ تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال ۱۲، شمارهٔ ۲۵، صص.۵۷-۷۷.

خوشحال دستجردی، ج. (۱۳۸۷). **تأثیر پرفشار جنب حاره بر بارش‌های موسمی جنوب شرق و سواحل جنوبی**، مجلهٔ علمی ° پژوهشی دانشکدهٔ ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان، صص.۱۷-۱۶۴.

رهنمایی، م. (۱۳۷۱). **توان‌های محیطی ایران**، مرکز مطالعات و تحقیقات شهرسازی و معماری ایران، تهران.

زرین، آ. (۱۳۸۶). **تحلیل پرفشار جنب حارهٔ تابستان بر روی ایران**، رسالهٔ دکتری، به‌راهنمایی دکتر هوشنگ قائمی، تهران: دانشگاه تربیت مدرس.

صادقی، س.؛ علیجانی، ب.، نجار سلیقه، م.، حبیبی نوخندان، م. و قهرودی تالی، م. (۱۳۸۷). **تحلیل همدیدی واچرخندها بر خشکسالی‌های فراگیر خراسان**، فصلنامهٔ جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای، شمارهٔ ۱۰، صص ۱۰۵-۱۱۸.

عزیزی، ق. (۱۳۷۵). **بلوکینگ و اثر آن بر بارش‌های ایران**، رسالهٔ دکتری اقلیم‌شناسی، تهران: دانشگاه تربیت مدرس، دانشکدهٔ علوم انسانی.

علیجانی، ب. (۱۳۷۲). **مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران**، مجلهٔ دانشکدهٔ ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه تربیت معلم تهران، شمارهٔ ۱.

قائمی، ه.؛ زرین، آ. ، آزادی، م. و فرجزاده‌اصل، م. (۱۳۸۸). **تحلیل الگوی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا**، فصلنامهٔ مدرس علوم انسانی، شمارهٔ ۱، صص ۲۱۹-۲۴۵.

کریمی احمدآباد، م. (۱۳۸۶). **تحلیل منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران**، رسالهٔ دکتری، تهران: دانشگاه تربیت مدرس، گروه جغرافیا.

کریمی‌نظر، م.؛ مقدم‌نیا، ع. و مساعدی، ا. (۱۳۸۹). **بررسی عوامل اقلیمی مؤثر بر وقوع خشکسالی (منطقهٔ زابل)**، پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، شمارهٔ ۱، صص. ۱۴۵-۱۵۸.

کیانی‌پور، م. (۱۳۷۹). **بررسی سینوپتیکی پدیدهٔ ال‌نینو و ارتباط آن با ناهنجاری‌های بارش جنوب و جنوب غربی ایران**، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، تهران: دانشگاه تربیت مدرس.

لشکری، ح. (۱۳۷۵). **الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غربی ایران**، رسالهٔ دکتری، تهران: دانشگاه تربیت مدرس.

لشکری، ح. (۱۳۸۱). **مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران،** فصلنامهٔ علمی پژوهشی دانشکدهٔ علوم انسانی، تهران: دانشگاه تربیت مدرس، دورهٔ ۶.

لشکری، ح. (۱۳۸۴). **تحلیل سینوپتیکی یک نمونه از سامانه‌های سیل‌زا درجنوب و جنوب غرب ایران،** نشریهٔ دانشکدهٔ علوم زمین، تابستان، شمارهٔ ۱۱، صص. ۵۵-۷۸.

لشکری، ح. (۱۳۹۰). **کتاب اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی،** تهران: انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، صص. ۱۸۹-۱۹۲.

مرادی، ح. (۱۳۸۰). **بررسی سینوپتیک سیلاب ۲۱ آبان سال ۱۳۷۵ نواحی مرکزی استان مازندران،** مجلهٔ رشد آموزش جغرافیا، شمارهٔ ۵۶، ص. ۴۱.

نجار سلیقه، م. (۱۳۸۵). **مکانیزم‌های بارش در جنوب شرق کشور،** مجلهٔ پژوهش‌های جغرافیایی، شمارهٔ ۵۵، صص. ۱-۱۳.

نجار سلیقه، م. و صادقی‌نیا، م. (۱۳۸۹). **بررسی تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره در بارش‌های تابستانهٔ نیمهٔ جنوبی ایران،** فصلنامهٔ جغرافیا و توسعه، شمارهٔ ۱۷، صص۸۳-۹۸.

یوسفی، ح. (۱۳۸۰). **زمان‌های ورود پرفشار سیبری بر سواحل جنوبی دریای خزر و تأثیر سینوپتیکی آن بر بارش‌های پاییزی.** پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد. تهران: دانشگاه تهران.

Ahmadi-Givi, Iran-nejad, F. and Mohammad-Nejad, a., **impact of subtropical high pressure and droughts, West Siberia**, Iran, fourtten of the Geophysics Conference of Iran, Tehran, 21-23, pp. 5-9.

Alijani, b., 1372, **Iran Svdbarndgy mechanisms**, Journal of Faculty of Letters and Human Sciences, Tarbiat Moallem University of Tehran, Vol. 1.

Azizi, Q., 1375, **heavy rains in southwestern Iran synoptic patterns**, Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University.

Buntgen, U., Trouet, V., Frank, D., Leuschnr, H.H and Friedrichs, D., 2010,**Tree-ring indicators of German summer drought over the last millennium**, Quaternary Science Reviews,Vol. 29, pp. 1005-1016.

Fink. A.H, Brucher, T., Kruger, A., Leckebusch, G.C., Pinto, J.G. and Ulbrich., U., 2004, **The 2003 European summer Heatwaves and Drough-SynopticDiagnosis and Impacts**, Royal Meteorological Society, Vol. 59, Lssue 8, pp. 209-216.

Ghaemi, e., Zarrin, a., Azadi, m. and Farajzadeh Asl, m., 1388, **analyzing the patterns of subtropical high pressure over Asia and Africa**, Journal of Humanities, No. 1, pp. 219-245.

Hejazizadeh, Z., 1372, **Evaluation of a subtropical high-pressure synoptic weather in Iran**, Ph.D thesis, Tehran: Tarbiat Modares University.

Hoskins, B., 1996, **On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones**, Bernhard Haurwitz memorial lecture, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 77, pp. 1287-1292.

Iqbal, M.J., Sultan Hameed and Farheen Khan,2013,**Influence of Azores High pressure on Middle Eastern rainfall**. Theor Appl Climatol, Lssue 1-2, Vol.111, pp. 211˚221.

Jaafarpur, A., 1388, Climatology, Tehran: University of Tehran Press.

Karimi Ahmadabad, M., 1386, **supplies of moisture, precipitation, Iran**, Ph.D thesis, Tehran: Tarbiat Modares University, Department of Geography.

Kasei, K., Diekkruger, b. and Leemhuis, C., 2010, **Drought frequency in the Volta Basin of West Africa**. Sustain Sci, Issue 1, Vol. 5: pp. 89˚97.

Kianpour, M., 1379, **Synoptic Survey El Nino phenomenon and its relation to rainfall anomalies in southern and southwestern Iran**, M.Sc. thesis, Tehran: Tarbiat Modares University.

Karimi Nazar, M., Moghaddamnia, A., Mosaedi, A., 1389, **Climate factors influencing drought (Zabul province)**, Water and Soil Conservation Research, No. 1, pp. 145-158.

Landsberg. H.E., 1982, **Climaticapects of Drought Bull Ameri-meteo soci**, pp. 593_595.

Lashkari, H., 1381, **routing low pressure systems to Iran , Sudan**, Journal of Humanism Sciences, Tarbiat Modares University, Vol. 6. p. 41.

Lashkari, H., 1390, **book fundamentals of preparing interpret maps and climate charts**, University of Beheshti Press, pp.189-192.

Moradi, H., 1380, **Flood 21 November 1375 synoptic survey of the central region of the province,** Journal of Geography Education, No. 5.

Saligheh, M., 1385, **the precipitation mechanism in the South East of the country**, Geographical Journal, No. 55, pp. 1-13.

Saligheh, M., Sadeghinia, M., 1389, **Spatial variation of summer precipitation in the southern half of the subtropical high pressure Iran**, Journal of Geography and Development, No. 17, pp. 83-98.

Nicholas, R. Bond, Lake, P.S. and Arthington, Angela, H., 2008, **The impacts of droughton freshwater ecosystems**, an Australia nperspective, Hydrobiologia, 600: 3˚16.

Rahnamaeyi, M., 1371, **the Environmental Iran, Center for Planning and Architectural Studies** , Tehran, Iran.

Sadeghi, S., Alijani, B., Saligheh, M., Habibi-nokhandan, M. and Ghahroudi Talley, M., 1387**, Synoptic analysis anticyclone over widespread drought in Khorasan**, Journal of Geography and Regional Development, No. 10, pp.105-118.

Zarrin, a., 1386**, analysis of the summer subtropical high pressure on Iran**, Supervisor doctor H. Ghaemi, Ph.D thesis, Tehran: Tarbiat Modares University.

http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanaly

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی