

نقش یاخته هادلی در گردش کلی جو و شکل گیری و اچرخند جنب حاره‌ای بر روی جنوب غرب آسیا

مجتبی آقائی^۱، فرهنگ احمدی گیوی^۲، علیرضا محب‌الحجه^۳، محمد میرزائی^۴

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

۲. دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳. استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

۴. دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

Mojtaba Aghaie¹, Farhang Ahmadi-Givi², Alireza Mohebalhojeh³, Mohammad Mirzaei⁴

1. MSc Meteorology Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
2. Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
3. Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
4. Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

چکیده

در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR با تفکیک افقی ۲/۵ درجه طی بازه زمانی ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰ نقش عوامل مختلف در تشکیل و تکوین و اچرخندهای جنوب غرب آسیا بررسی شده است. ابتدا با استفاده از کمیتهای مختلف هواشناختی، وضعیت گردش هادلی همراه با شدت مراکز و اچرخندهای جنب حاره در زمستان و تابستان مطالعه شده است. سپس، با به کار بردن تابع جریان جرم و شار جرم نصف النهاری و مداری، به بررسی کمی و توامان نقش‌های گردش هادلی، موسمی هند و همچنین

گردش‌های محلی مبتنی بر فلات مرتفع در شکل‌گیری و تقویت واچرخندهای تابستانه جنوب‌غرب آسیا و سازوکار آن پرداخته‌ایم. نتایج نشان دادند که در منطقه جنوب‌غرب آسیا، گردش نصف‌النهاری زمستانه تقریباً از شدت ۵ برابر و وسعت ۲ برابر نسبت به حالت تابستانه برخوردار است و فرونشست ناشی از سازوکار هادلی در ترازهای زیرین و ردسپهر در زمستان عامل اصلی شکل‌گیری واچرخندهای تراز زیرین در این منطقه است. این در حالی است که طی تابستان میانگین شار نزولی نصف‌النهاری جرم ترازهای زیرین و میانی در جنوب‌غرب آسیا حدود ۸ برابر از میانگین مداری بزرگ‌تر است. بنابراین وجود شار نزولی قوی و واچرخندهای قدرتمند ترازهای زیرین و میانی و ردسپهر در تابستان جنوب‌غرب آسیا از نظر شدت با یاخته هادلی ضعیف تابستانه این منطقه هم‌خوانی ندارد. از دیگر یافته‌های این تحقیق، تأکید بر اهمیت نقش گردش موسمی تابستان هند در شکل‌گیری گردش‌های مداری شرق به غرب ترازهای زیرین و ردسپهر در جنوب‌غرب آسیا و نقش گردش‌های محلی ناشی از فلات مرتفع ایران، عربستان و تبت برای توضیح گردش تابستانه در این منطقه است.

واژه‌های کلیدی: پرفشارهای جنب‌حاره، جنوب‌غرب آسیا، موسمی آسیا، یاخته هادلی

۱- مقدمه

به‌طور سنتی و رایج شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره به نزول در شاخه قطب‌سوی یاخته هادلی نسبت داده می‌شود (هاسکینز، ۱۹۹۶)، بدین صورت که هوا در ناحیه استوا صعود کرده و در نواحی جنب‌حاره نزول پیدا می‌کند و تجمع جرم موجب شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره می‌شود. با این وجود درک گردش میانگین جو از قدیمی‌ترین مسائل علمی در هواشناسی دینامیکی است (لورنتس، ۱۹۶۷) که پیشینه آن به گمانه‌زنی‌های نظری هالی و هادلی بازمی‌گردد. نکته قابل توجه آنکه علیرغم همه استدلال‌هایی که تا اواخر دهه ۱۹۷۰ در خصوص یاخته هادلی ارائه شده بود، هیچ محاسبه صریحی برای گردش متقارن تا آن زمان وجود نداشت. شاید دیدگاه‌های پیشین آنقدر گسترده بود که انجام چنین محاسبه‌ای امکان‌پذیر نبود. بنابراین، تا اواخر دهه ۱۹۷۰ هیچ مبنای عینی برای ارزیابی کاستی‌های گردش متقارن برای توضیح میانگین مداری باد و دما وجود نداشت (لیندزن و هو، ۱۹۸۸).

ساده‌ترین و از نظر فیزیکی روشن‌ترین مدلی که به‌صورت کمی یاخته هادلی را توصیف می‌کند توسط هلد و هو (۱۹۸۰) ارائه شد. در این مدل از اصل پایستاری تکانه زاویه‌ای و توازن بادگرمایی برای بررسی گستره عرضی یاخته هادلی و شدت گردش موجود در این یاخته استفاده شد. لیندزن و هو (۱۹۸۸) نظریه ساده‌شده هلد و هو (۱۹۸۰) را در موردی که میانگین مداری گرمایش در عرض جغرافیایی خارج از خط استوا متمرکز شده است، اعمال کردند. محاسبات ساده آنها نشان می‌دهد که با جابه‌جایی مرکز گرمایش از خط استوا، عرض جغرافیایی‌ای که یاخته‌های زمستانی و تابستانی دو نیمکره را از هم جدا می‌کند، به سمت نیمکره تابستانی منتقل می‌شود؛ در این حال یاخته تابستانی ضعیف بوده و یاخته زمستانی بسیار قوی‌تر است.

پیشینه مطالعات درباره پرفشار جنب‌حاره به مقاله «توده هوا و توسعه جبهه‌ای» برجران (۱۹۳۰) بازمی‌گردد. جیمز (۱۹۹۴) بیان می‌دارد که کمربند پرفشار جنب‌حاره‌ای به نواری از مناطق واقع در جنب‌حاره اطلاق می‌شود که هوای صعودی مربوط به گردش هادلی در استوا در آن مناطق نزول می‌کند و موجب تشکیل پرفشار می‌شود. رادول و هاسکینز (۱۹۹۶) نیز وجود بیابان‌های نواحی

جنب‌حاره را به نزول مرتبط با گردش نصف‌النهاری هادلی نسبت می‌دهند و اشاره می‌کنند که میانگین مداری گردش نصف‌النهاری هادلی تابستانه در شمال آفریقا و مدیترانه نسبت به زمستان بسیار ضعیف‌تر است. رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) در پژوهشی دیگر تأکید می‌کنند که «نظریه گردش هادلی کلاسیک» به‌تنهایی قادر نیست وجود واچرخندهای جنب‌حاره در تابستان را تشریح کند؛ چرا که این گردش به اندازه کافی قوی نیست تا بیشینه‌های تابستانه مشاهده‌شده از شدت پرفشارهای جنب‌حاره در این نواحی را ایجاد کند. آنها در این پژوهش فرضیات مختلفی را برای توسعه و تقویت پرفشارهای جنب‌حاره برشمردند. یکی از این فرضیات مربوط به اثر گرمایش موسمی در شرق و غرب این سامانه‌ها است.

زایچک و همکاران (۲۰۰۷) ارتباط گرمایش بر روی رشته‌کوه زاگرس با دما و بارش تابستانه در منطقه «دشت خاورمیانه» را بررسی نمودند. نتایج این پژوهش نشان داد که در فصل تابستان، بی‌هنجاری مثبت دما بر روی زاگرس، بادهای شمال‌غربی شدیدی را در ترازهای زیرین و ردسپهر بر روی دشت خاورمیانه ایجاد کرده و بیشینه دمای تابستانه را در این منطقه کاهش می‌دهد. همچنین گرمایش ناشی از زاگرس بر حرکت‌های قائم اثر گذاشته، از یک سو حرکت بالاسوی شدیدی را بر روی زاگرس موجب می‌شود و از سوی دیگر، به‌طور هم‌زمان فرونشست بر روی دشت خاورمیانه (محدوده غرب عراق، اردن، سوریه و شمال عربستان) را تشدید می‌کند که مجموع عوامل فوق سبب کاهش بارش در منطقه می‌شود.

با بررسی متون علمی و معتبر بین‌المللی در مورد چگونگی شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره در غرب و جنوب‌غرب آسیا کمبود نسبی پژوهش‌ها در این زمینه مشهود است، اگرچه واچرخندهای جنب‌حاره در دیگر مناطق به روش‌های گوناگون و از دیدگاه‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین برخی از پژوهشگران چشم‌انداز واچرخندهای جنب‌حاره در پاسخ به گرمایش جهانی را مطالعه کرده‌اند (هی و همکاران، ۲۰۱۷؛ چرچی و همکاران، ۲۰۱۸؛ هی و ژو، ۲۰۲۰؛ هی و ژو، ۲۰۲۲؛ پیلر، ۲۰۲۳). برای نمونه هی و ژو (۲۰۲۲) براساس ویژگی‌های جریان واگرا (ناچرخشی) و ناواگرایی (چرخشی) واچرخندها، پاسخ‌های احتمالی آینده دو واچرخند جنب‌حاره به گرمایش جهانی را از نظر تغییرات شدت آنها بررسی کردند. در حالی که پیش‌بینی می‌شود واچرخند جنب‌حاره اقیانوس اطلس شمالی تقویت شود، واچرخند جنب‌حاره اقیانوس آرام شمالی هم از نظر جریان چرخشی و هم از نظر واگرایی تضعیف خواهد شد. پیلر (۲۰۲۳) نیز براساس یک سناریو، پیش‌بینی کرده است که بسامد کلی واچرخندها در طول قرن بیست‌ویکم کاهش می‌یابد و این کاهش در بخش جنب‌حاره نیمکره جنوبی دارای بیشترین مقدار خواهد بود.

برخی دیگر از پژوهشگران واچرخندهای جنب‌حاره را از دیدگاه‌های متفاوت مورد بررسی قرار داده‌اند. برای نمونه، ارتباط نوسان چنددهه‌ای اقیانوس اطلس (Atlantic multidecadal oscillation; AMO) با شکل‌گیری واچرخندهای زمستانه بر روی اقیانوس آرام شمالی توسط لوو و همکاران (۲۰۱۷) بررسی شده است. شو و بومن (۲۰۱۹) با استفاده از یک مدل گردش کلی ساده‌شده، سازوکارهای واداشت واچرخند موسمی آمریکای شمالی (North American monsoon anticyclone; NAMA) در ترازهای زیرین و ردسپهر را مطالعه کردند. نتایج مدل نشان داد که واچرخندهای موسمی آسیایی (Asian monsoon anticyclone; AMA) و NAMA تا حد زیادی مستقل از یکدیگر بوده و NAMA پاسخ جریان‌سو به موسمی آسیایی نیست.

هوانگ و همکاران (۲۰۲۰) سازوکارهای ممکن در ارتباط با تغییرات بین‌دهه‌ای واچرخند جنب‌حاره غرب اقیانوس آرام (Western North Pacific subtropical high; WNPSh) را فقط از جنبه تغییرات پدیده انسو (El Nino Southern ENSO)

(Oscillation; بررسی کردند. آنها نشان دادند که پاسخ‌های مختلف WNPSH به دو نوع ال‌نینوی "مرکزی" و "شرقی" عمدتاً با بی-هنجاری‌های متمایز دمای سطح آب در اقیانوس آرام مرکزی به شرقی مرتبط است و هر یک الگوی دوقطبی متفاوتی را ایجاد می‌کنند. مانی و همکاران (۲۰۲۱) در پژوهش خود نتیجه گرفتند که مساحت و شدت واپرخند مربوط به موسمی تابستانه آسیا در دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ بیشتر شده است. همچنین عرض جغرافیایی مرکز این واپرخند به‌طور قابل توجهی همبستگی مثبت (منفی) با عرض جغرافیایی (ارتفاع) هسته جت جنب‌حاره و همبستگی منفی با انسودارد. میاموتو و همکاران (۲۰۲۲) با مطالعه واپرخند ماسکارین در اقیانوس هند جنوبی نشان دادند که همرفت عمیق مرتبط با بادهای موسمی تابستانه آسیایی نه تنها تأثیر مستقیم بر حرکت واپرخند ماسکارین به سمت غرب دارد، بلکه باعث افزایش فرونشست در وردسپهر میانی و همچنین وزش بادهای سطحی استواسو بر روی بخش‌های مرکزی و غربی نواحی جنب‌حاره اقیانوس هند جنوبی می‌شود.

در ادامه به توضیح مختصر چند نمونه از پژوهش‌های داخل کشور در زمینه پرفشارهای جنب‌حاره می‌پردازیم. قائمی و همکاران (۱۳۸۸) در تحقیقی به تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب‌حاره بر روی آسیا و آفریقا پرداختند. برخلاف تصور موجود در متون اقلیم-شناسی ایران که تأکید بر گسترش پرفشار آزرورز تا وردایست دارد، آنها گسترش این سامانه را محدود به ترازهای زیرین وردسپهر در شرق اطلس می‌دانند. در پژوهشی دیگر، زرین و مفیدی (۱۳۹۰) درستی نظریه گسترش پرفشار آزرورز بر روی خاورمیانه را مورد ارزیابی قرار دادند. در این راستا، ساختار و ماهیت پرفشارهای جنب‌حاره تابستانه بر روی ایران بررسی شد. نتایج حاصل از بررسی فراوانی مراکز پرفشار جنب‌حاره بر روی منطقه خاورمیانه، نشان‌دهنده ماهیت مستقل پرفشار جنب‌حاره‌ای ایران در ترازهای میانی و زیرین وردسپهر است. پرهیزکار و احمدی‌گیوی (۱۳۹۰) ضمن بررسی بی‌هنجاری‌های خالص مؤلفه مداری باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال ناشی از انسو، به اثر جزئی انسو بر نوسان سالانه واپرخند جنب‌حاره‌ای خاورمیانه پی‌بردند. نتایج آنها حاکی از آن است که نوسان سالانه واپرخند جنب‌حاره در راستای شمال-جنوب، در فاز گرم انسو در عرض‌های پایین تری نسبت به فاز سرد انجام می‌شود.

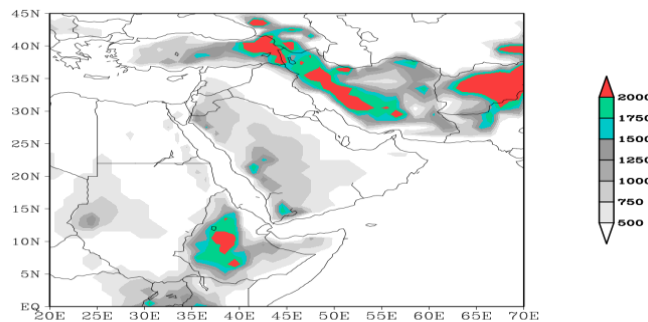
مفیدی و زرین (۱۳۹۱) ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ‌مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا را مورد بررسی قرار دادند. نتایج این تحقیق بیانگر آن است که در پی استقرار جریان غرب‌سو با منشأ موسمی، گردش واپرخندی گسترده‌ای بر روی جنوب غرب آسیا تسلط می‌یابد. همچنین شکل‌گیری و تداوم جریان مداری غرب‌سو، جنوب غرب آسیا را محل همگرایی و نزول مداوم هوای منشأ یافته از موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا می‌سازد. گرمسیری و همکاران (۱۳۹۸) در بررسی واپرخندهای جنب‌حاره در ترازهای میانی وردسپهر از شمال آفریقا تا ایران، سه واپرخند مجزا در ترازهای میانی وردسپهر بر روی آفریقا، عربستان و ایران که پیشینه جریان واپرخندی آنها تقریباً در ترازهای ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ می‌دهد را شناسایی کردند و نشان دادند که مراکز ارتفاع‌زیاد در ترازهای میانی بر پیشینه جریان واپرخندی منطبق هستند. نتایج تحقیق آنها نشان می‌دهد که فرونشست هوا در قسمت شرق و شمال شرق واپرخندها رخ داده و منطبق بر مراکز و زبانه‌های ارتفاع‌زیاد در ترازهای میانی نیست. بنابراین آنها نتیجه گرفتند که گرمایش بی‌دررو ناشی از نزول هوا نقشی در شکل‌گیری یاخته‌ها و زبانه‌های ارتفاع‌زیاد ندارد.

هدف اصلی و تمرکز پژوهش حاضر بر کمی‌سازی گردش نصف‌النهاری در جنوب غرب آسیا و همچنین بررسی نقش یاخته هادلی در گردش کلی جو و شکل‌گیری واپرخندهای جنب‌حاره زمستانه و تابستانه با استفاده از تابع جریان جرمی و شار قائم جرم نصف‌النهاری در جنوب غرب آسیا است. ساختار این مقاله بدین گونه است که در بخش دوم داده‌ها و روش کار شرح داده شده است. بخش سوم به بررسی گردش نصف‌النهاری واپرخندهای جنب‌حاره و نقش یاخته هادلی در شکل‌گیری مراکز واپرخند جنب‌حاره

می‌پردازد. در این بخش، وجود گردش‌های مداری شرق به غرب تابستانه مرتبط با موسمی آسیا و همچنین گردش‌های محلی مرتبط با فلات مرتفع جنوب غرب آسیا نیز مورد بررسی قرار گرفته است. فصل چهارم به جمع‌بندی نتایج و نتیجه‌گیری اختصاص دارد.

۲- داده‌ها و روش کار

برای انجام محاسبات و ترسیم نقشه‌ها در پژوهش حاضر، از داده‌های بازتحلیل مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/مرکز ملی پژوهش‌های جوئی (NCEP/NCAR) با تفکیک افقی ۲/۵ درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، سرعت قائم در مختصات فشاری (امگا)، و میدان واگرایی ترازهای ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. این داده‌ها مربوط به بازه زمانی بلندمدت ۳۰ ساله از ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰ و به‌طور خاص محدوده عرض‌های جغرافیایی ۰ تا ۴۴ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۷۰ درجه شرقی است که برحسب نیاز، مناطق وسیع‌تری نیز انتخاب شده است (شکل ۱). به‌طور کلی داده‌های بلندمدت شامل مقیاس زمانی ماهانه و فصلی هستند.



شکل ۱ عوارض طبیعی و کوهساری منطقه جنوب غرب آسیا همراه با ارتفاع از سطح دریاهای آزاد (زمینه رنگی برحسب متر).

در مطالعه عوامل مختلف مؤثر در شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره‌ای، ابتدا شدت گردش یاخته‌ها در دو فصل سرد و گرم سال بررسی می‌شود تا مشاهده کرد چگونه این مراکز واچرخندی شکل می‌گیرند و به‌طور خاص، چرا واچرخندهای جنب‌حاره جنوب غرب آسیا در تابستان شدیدتر از زمستان هستند. سپس، به بررسی نقش موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا به‌عنوان یکی دیگر از عوامل مؤثر در شکل‌گیری و تقویت واچرخندهای جنب‌حاره تابستانه و سازوکار آن خواهیم پرداخت. در ادامه، مراحل اصلی انجام کار توضیح داده می‌شود.

● در اولین مرحله، وضعیت اقلیمی واچرخند جنب‌حاره مورد نظر در این پژوهش به کمک ارتفاع ژئوپتانسیلی بررسی می‌شود که جزئیات آن در ادامه آمده است. مؤلفه مداری باد در عرض جغرافیایی مربوط به مرکز میانگین مداری واچرخند جنب‌حاره صفر است و در بالای این مدار تغییرات آن در راستای نصف‌النهاری مثبت و در زیر آن منفی فرض می‌شود. بنابراین هم در جو آزاد و هم در لایه مرزی سیاره‌ای، می‌توان میانگین مداری موقعیت مرکز واچرخند جنب‌حاره را براساس معیارهای زیر و استفاده از توزیع باد مداری u تعیین کرد (لیو و وو، ۲۰۰۴):

نیمکره شمالی

نیمکره جنوبی

$$\begin{cases} (a) u = 0; \\ (b) \frac{\partial u}{\partial y} \begin{cases} > 0, \\ < 0, \end{cases} \end{cases} \quad (1)$$

لیو و وو (۲۰۰۴) در مطالعه خود، انحراف ژئوپتانسیل $\Phi(y, p)$ در عرض جغرافیایی y و تراز فشاری p از مقدار آن در استوا ($y = 0$) و در همان تراز فشاری، یعنی $\Phi(0, p)$ ، را که با $\phi(y, p)$ نشان داده می‌شود، برای نمایش توزیع و اچرخند جنب‌حاره به-کار برده‌اند. مزیت استفاده از چنین انحراف ژئوپتانسیل آن است که با حذف مقدار بزرگ $\Phi(0, p)$ ، میدان انحراف کوچک‌تر $\phi(y, p)$ می‌تواند بسیار واضح‌تر ساختار سه‌بعدی و اچرخند جنب‌حاره را نشان دهد (لیو و وو، ۲۰۰۴).

• در مرحله دوم، به بررسی گردش نصف‌النهاری مربوط به یاخته هادلی و ارتباط آن با شکل‌گیری و اچرخندهای جنب‌حاره با استفاده از تابع جریان جرمی و شار جرم، هم در مقیاس جهانی و هم در منطقه جنوب‌غرب آسیا با کاربری روابط (۳) تا (۸) پرداخته خواهد شد. برای ارزیابی گردش نصف‌النهاری از تابع جریان جرم نصف‌النهاری استفاده می‌شود که در برخی مطالعات به‌کار رفته است (بیک‌سوتو و اوورت، ۱۹۹۲؛ پلوانی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مهلوپو و همکاران، ۲۰۱۸):

$$\Psi(\varphi, p) = \frac{2\pi a \cos\varphi}{g} \int_p^{p_s} [v] dp \quad (2)$$

در اینجا، v مؤلفه نصف‌النهاری باد، a شعاع زمین برابر با 6371×10^3 متر، g شتاب گرانی زمین برابر با 9.8 متر بر مجذور ثانیه و φ عرض جغرافیایی برحسب رادیان است. علامت $[]$ نشان‌دهنده میانگین مداری است. شایان توجه است که در نواحی حاره‌ای و به دور از آشفتگی‌های همرفتی، جریان‌های جوّی ماهیتی شبه‌ناواگرا دارند (هولتون، ۲۰۰۴). به‌علاوه، از آنجا که شاخه صعودی یاخته هادلی با صعود هوای گرم و مرطوب و در نتیجه بارش همراه است، میانگین سرعت قائم در جریان‌های بارشی نواحی حاره یک مرتبه بزرگ‌تر از سرعت قائم در خارج از این نوع جریان‌ها است (هولتون، ۲۰۰۴). در واقع، این جریان‌های همراه با بارش در نواحی حاره‌ای دارای یک مؤلفه واگرایی نسبتاً بزرگ هستند.

شوندایک و همکاران (۲۰۱۴) حرکت قائم جوّ در مختصات فشاری را به یک گردش مداری و نصف‌النهاری تجزیه کرده و یک تابع جریان واژگونی مداری و نصف‌النهاری محلی برای به تصویر کشیدن یاخته هادلی و گردش مداری محلی استخراج کردند. بخش واگرایی جریان نصف‌النهاری را می‌توان به‌عنوان گردش واژگونی نصف‌النهاری (یاخته هادلی) و بخش واگرایی جریان مداری را به-عنوان گردش مداری در نظر گرفت. پیوستگی جرم برای گردش واگرا به‌طور مستقل در راستای مداری و نصف‌النهاری برآورده می‌شود، زیرا دو گردش در صفحات متعامد قرار دارند. گردش نصف‌النهاری (یاخته هادلی) را می‌توان با یک تابع جریان حاصل از باد نصف‌النهاری واگرا مشابه رابطه (۲) نشان داد (برگرفته از شوندایک و همکاران، ۲۰۱۴؛ نگوین و همکاران، ۲۰۱۷):

$$\Psi_a(\varphi, p) = \frac{a \cos\varphi}{g} \int_p^{p_s} [v_a] dp \quad (3)$$

که باد نصف‌النهاری واگرا (v_a) از پتانسیل سرعت به‌دست می‌آید که خود از بادهای مداری و نصف‌النهاری حاصل می‌شود. گردش مداری، بخش مداری سرعت قائم کلّ، را نیز می‌توان به روشی مشابه با یک تابع جریان مداری که از باد مداری واگرا (u_a) به‌دست می‌آید، نمایش داد:

$$\Psi_a(\lambda, p) = \frac{a d\varphi}{g} \int_p^{p_s} < u_a > dp \quad (4)$$

در روابط (۳) و (۴)، λ طول جغرافیایی برحسب رادیان و علامت " $>$ " نشان‌دهنده میانگین نصف‌النهاری کمیت‌ها است. در روش به کار رفته توسط شوندایک و همکاران (۲۰۱۴)، حرکت واگرا به دو گردش یکتا که کل جریان واگرا را تشکیل می‌دهند، تجزیه شده و سرعت قائم و در نتیجه شار قائم جرم به گردش‌های مداری و نصف‌النهاری تقسیم می‌شود. آنها سرعت قائم جو در مختصات فشاری (ω) را به صورت مجموع سرعت‌های قائم مرتبط با گردش در راستای مداری ω_λ و در راستای نصف‌النهاری ω_φ در نظر گرفتند ($\omega = \omega_\varphi + \omega_\lambda$) که تابع جریان برداری ψ با رابطه $\nabla \cdot \psi = \omega$ تعریف می‌شود. شار قائم جرم همبسته با این دو مؤلفه نیز به ترتیب با گردش‌های مداری نصف‌النهاری مرتبط هستند (بر گرفته از شوندایک و همکاران، ۲۰۱۴):

$$(u_d, v_d) = -\left(\frac{\partial \psi_\lambda}{\partial p}, \frac{\partial \psi_\varphi}{\partial p}\right) \quad (۵)$$

$$\omega_\lambda \cos \varphi = \frac{1}{a} \frac{\partial \psi_\lambda}{\partial \lambda} \quad (۶)$$

$$\omega_\varphi \cos \varphi = \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\psi_\varphi \cos \varphi) \quad (۷)$$

$$m_\lambda = -\omega_\lambda \cos \varphi / g, \quad m_\varphi = -\omega_\varphi \cos \varphi / g \quad (۸)$$

که در روابط فوق ψ_φ و ψ_λ به ترتیب مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری ψ هستند و m_φ شار قائم جرم همبسته با مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا و m_λ شار قائم جرم همبسته با مؤلفه مداری باد واگرا است.

• در مرحله بعد، بررسی توأمان گردش‌های مداری و نصف‌النهاری با استفاده از تابع جریان جرمی، شار جرم، میدان واگرایی، باد واگرا و میدان پتانسیل سرعت به منظور درک چگونگی گردش تابستانه جریان زمینه ناشی از موسمی جنوب آسیا در ترازهای فوقانی و همچنین گردش‌های محلی مبتنی بر فلات مرتفع انجام می‌شود.

۳- نتایج حاصل و تحلیل آنها

۳-۱ یاخته هادلی و نقش آن در شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره جنوب غرب آسیا

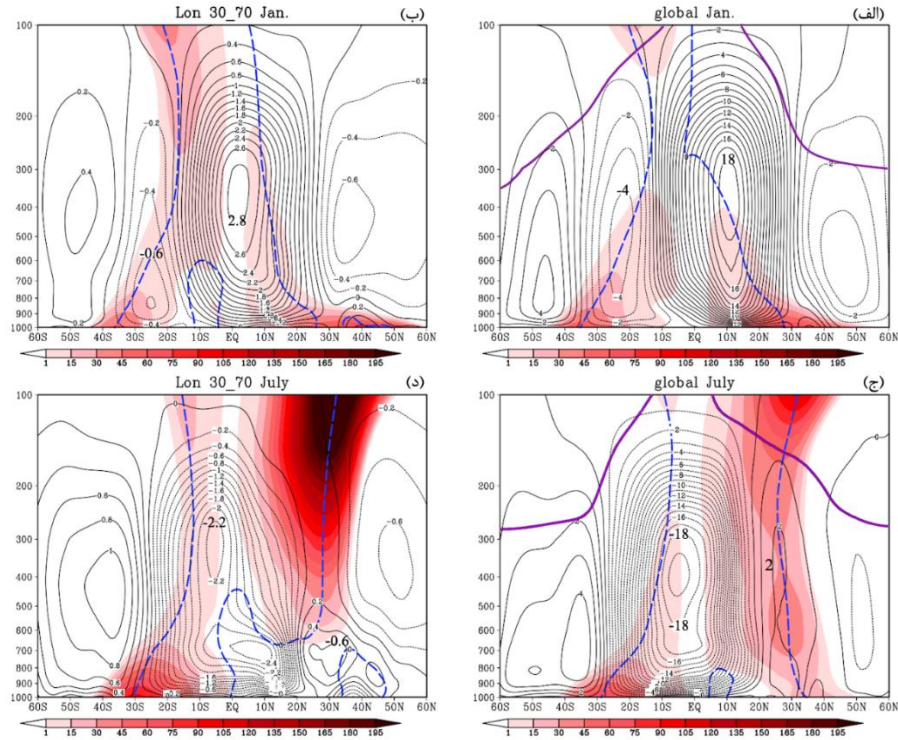
به پیروی از نظریاتی که رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) در مورد شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره مطرح کردند، برخی محققین ایرانی (مفیدی و زرین، ۱۳۹۱) نیز به دنبال ارزیابی این نظریات و یافتن نشانه‌هایی از صحت آنها در جنوب غرب آسیا بوده و به نتایج ارزشمندی دست یافته‌اند. پژوهش حاضر با ابزاری متفاوت به بررسی یاخته‌ها و گردش‌های نصف‌النهاری و مداری در منطقه مورد مطالعه پرداخته است تا تصویری واضح و عینی از این گردش‌ها با کمک تابع جریان جرمی و شار جرمی در منطقه جنوب غرب آسیا فراهم آورد.

بررسی ویژگی‌های واچرخند جنب‌حاره حاکی از آن است که منطقه جنوب غرب آسیا در طول سال تحت تأثیر این سامانه قرار دارد. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، انتظار می‌رود که گردش یاخته هادلی زمستانه نسبت به یاخته هادلی تابستانه قوی‌تر بوده و این یاخته مسئول اصلی شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره تراز پایین در زمستان باشد. این در حالی است که گردش هادلی ضعیف تابستانه نمی‌تواند شکل‌گیری واچرخندهای قدرتمند ترازهای میانی و فوقانی تابستان را توجیه کند. قبل از پرداختن به این موضوع، ابتدا نتایج

مطالعه اقلیم‌شناسی و اچرخندهای جنب‌حاره و نقش یاخته هادلی در شکل‌گیری آنها در این بخش تحلیل می‌شود. بدین منظور برای بررسی شدت و ساختار گردش نصف‌النهار هادلی در محدوده مورد مطالعه از تابع جریان جرم (mass stream function; MSF) که در راستای مداری در قطاع فوق میانگین‌گیری شده و شار قائم جرم که از مؤلفه نصف‌النهاری باد و اگر نتیجه شده و در بخش پیشین تعریف شده است، استفاده می‌کنیم.

الف) تابع جریان جرم و گردش نصف‌النهاری یاخته هادلی در راستای قائم

در ابتدای امر سعی می‌کنیم به این سؤال پاسخ دهیم که آیا تابع جریان جرمی که گردش نصف‌النهاری را نشان می‌دهد، در نواحی حاره و جنب‌حاره با اصول اولیه یاخته هادلی سازگار است؟ شکل ۲ نیم‌رخ قائم-نصف‌النهاری میانگین ماهانه ۳۰ ساله انحراف ژئوپتانسیل $\phi(y, p)$ ، خط مرکزی و اچرخند جنب‌حاره حاصل از باد مداری صفر و تابع جریان جرم نصف‌النهاری را در ماه‌های ژانویه و جولای در مقیاس جهانی و محدوده ۳۰ تا ۷۰ درجه شرقی نشان می‌دهد. در شکل ۳ میانگین ماهانه بلندمدت گردش نصف‌النهاری محلی و اچرخندهای جنب‌حاره‌ای بر مبنای شار قائم جرم همبسته با مؤلفه نصف‌النهاری باد و اگر همراه با انحراف ژئوپتانسیل $\phi(y, p)$ در ماه‌های ژانویه و جولای در ترازهای فشاری مختلف ارائه شده است. برای راحتی ارجاع، از اینجا به بعد به میانگین بر روی کل دایره عرض جغرافیایی با میانگین مداری و بر روی قطاعی از دایره عرض جغرافیایی مورد نظر با میانگین قطاعی اشاره می‌کنیم. بررسی تابع جریان جرم نصف‌النهاری (پربندها) طی ماه ژانویه (شکل‌های ۲-الف و ۲-ب)، در هر دو میانگین مداری و قطاعی، نشان‌دهنده گردش ساعتگردی از حدود ۱۰ درجه جنوبی تا ۳۰ درجه شمالی و گردش پادساعتگردی از ۱۰ درجه جنوبی تا ۳۰ درجه جنوبی است که به ترتیب یاخته زمستانه (شمالی) و تابستانه (جنوبی) هادلی را تشکیل می‌دهند. در ماه ژوئیه (شکل‌های ۲-ج و ۲-د) نیز در هر دو میانگین مداری و قطاعی یک گردش پادساعتگرد از حدود ۲۰ درجه شمالی تا ۳۰ درجه جنوبی معرف یاخته زمستانه (جنوبی) هادلی و یک گردش ساعتگرد از ۲۰ درجه شمالی تا تقریباً ۴۰ درجه شمالی معرف یاخته تابستانه (شمالی) هادلی وجود دارد. بنابراین مطابق سازوکار یاخته هادلی شاهد شکل‌گیری دو یاخته زمستانه و تابستانه در میانگین‌های مداری و قطاعی (۳۰ تا ۷۰ درجه شرقی) هستیم که با حرکات صعودی در منطقه همگرایی درون‌حاره (ITCZ) و حرکات نزولی در دو شاخه قطب‌سو در نواحی جنب‌حاره دو نیمکره همراه هستند.



شکل ۲ برش قائم - نصف‌النهاری برای میانگین ۳۰ ساله ماه‌های ژانویه (الف و ب) و جولای (ج و د) در دوره ۱۹۹۱-۲۰۲۰ شامل انحراف ژئوپتانسیل مثبت $\Phi(\nu, p)$ (زمینه رنگی با فاصله ۱۵ ژئوپتانسیل متر)، خط مرکزی و اچرخند جنب‌حاره (خط چین آبی رنگ) استخراج شده از باد مداری صفر ($u = 0$) و تابع جریان جرم نصف‌النهاری (پریندها با واحد $10^{11} \text{ kg s}^{-1}$) برای میانگین مداری (الف و ج) و میانگین قطاعی (ب و د). پریند بنفش رنگ در (الف) و (ج) مرز وردایست را بر مبنای مقدار ۲PVU نشان می‌دهد.

از نظر شدت، طی ماه ژانویه، در یاخته شمالی (زمستانه) بیشینه MSF نصف‌النهاری به 18×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه در میانگین مداری و 2×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه در میانگین قطاعی می‌رسد. در همین زمان، یاخته جنوبی (تابستانه) دارای کمینه MSF نصف‌النهاری 4×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه در میانگین مداری و 10×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه در میانگین قطاعی است. از سوی دیگر در ماه جولای، در یاخته شمالی (تابستانه) بیشینه‌های 2×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه و 6×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه به ترتیب در میانگین‌های مداری و قطاعی (محدوده ۳۰ تا ۷۰ درجه شرقی) و همچنین در یاخته جنوبی کمینه 20×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه در میانگین مداری و کمینه 2×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه در میانگین قطاعی به چشم می‌خورد. با توجه به نتایج فوق مشاهده می‌شود که جرم عظیمی از طریق گردش نصف‌النهاری به سمت نیمکره زمستانه منتقل می‌شود و مطابق انتظار، گردش و یاخته هادلی زمستانه از شدت بسیار بیشتری نسبت به یاخته هادلی تابستانه برخوردار است. نکته قابل ذکر دیگر آنکه در شکل ۲، چه در ماه ژانویه و چه در ماه جولای، یاخته هادلی زمستانه در میانگین‌های مداری و قطاعی وسعت بیشتری را در قیاس با یاخته هادلی تابستانه دارد که این نتیجه نیز مطابق با آزمایش‌های طراحی شده توسط هلد و هو (۱۹۸۸) است. اگرچه به پیروی از وضعیت خورشید و جابه‌جایی منطقه همگرایی درون‌حاره به داخل

نیمکره تابستانه، شاخه نزولی یاخته هادلی به عرض‌های بالاتر منتقل می‌شود، اما تابع جریان جرمی نصف‌النهاری تابستانه ضعیف‌تر از زمستانه آن است.

در ارتباط با الگوی واچرخند جنب‌حاره در شکل ۲ (رنگ زمینه) و براساس مقادیر مثبت $\phi(y, p)$ در تراز سطح و در عرض‌های ۳۰ درجه جنوبی و شمالی می‌توان گفت که واچرخندهای جنب‌حاره زمستانه در ترازهای زیرین از شدت بیشتری هم نسبت به نمونه‌های تابستانه خود و هم نسبت به نمونه‌های تابستانه در نیمکره مخالف برخوردارند. به عبارتی، واچرخندهای جنب‌حاره زمستانه ترازهای زیرین قوی‌تر از واچرخندهای تابستانه هستند. با توجه به شکل ۲، مقادیر $\phi(y, p)$ در ترازهای زیرین هر دو نیمکره با حرکت رو به بالا کاهش می‌یابند و مرکز واچرخند جنب‌حاره نیز تا ترازهای میانی دارای شیب استوا سو می‌شود. از طرفی در تابستان نیمکره شمالی و جنوب‌غرب آسیا در ترازهای میانی تا زیرین مقادیر مثبت $\phi(y, p)$ حاکی از مقادیر بزرگ و شدت بالای واچرخند جنب‌حاره در این ترازها است. در ترازهای زیرین و میانی شکل‌های ۳-الف تا ۳-د (پربندها) نیز مشاهده می‌شود که به وضوح ارتفاع زیاد نیمکره تابستانه را احاطه کرده و در این میان ارتفاع زیاد تابستانه نیمکره شمالی شدت بالایی دارد.

شایان ذکر است که بررسی نیم‌رخ قائم-نصف‌النهاری میانگین مداری $\phi(y, p)$ در شکل ۲ به تنهایی نمی‌تواند تمام زوایای مدنظر را نمایان سازد. مطابق شکل ۲، اگرچه به‌طور میانگین واچرخندهای زمستانه تراز زیرین دارای شدت بیشتری نسبت به نمونه‌های تابستانه هستند، اما در شکل ۳ مشاهده می‌شود که این نتیجه‌گیری در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و در همه‌جا صدق نمی‌کند. برای نمونه، در حالی که بر روی اقیانوس‌ها و در برخی موارد واچرخندهای (پربندها) زمستانه تراز زیرین هر نیمکره قوی‌تر از واچرخندهای تابستانه همان نیمکره هستند، ولی واچرخندهای جنب‌حاره تابستانه تراز زیرین بر روی اقیانوس‌های نیمکره شمالی از شدت بیشتری نسبت به نمونه‌های زمستانه برخوردارند.

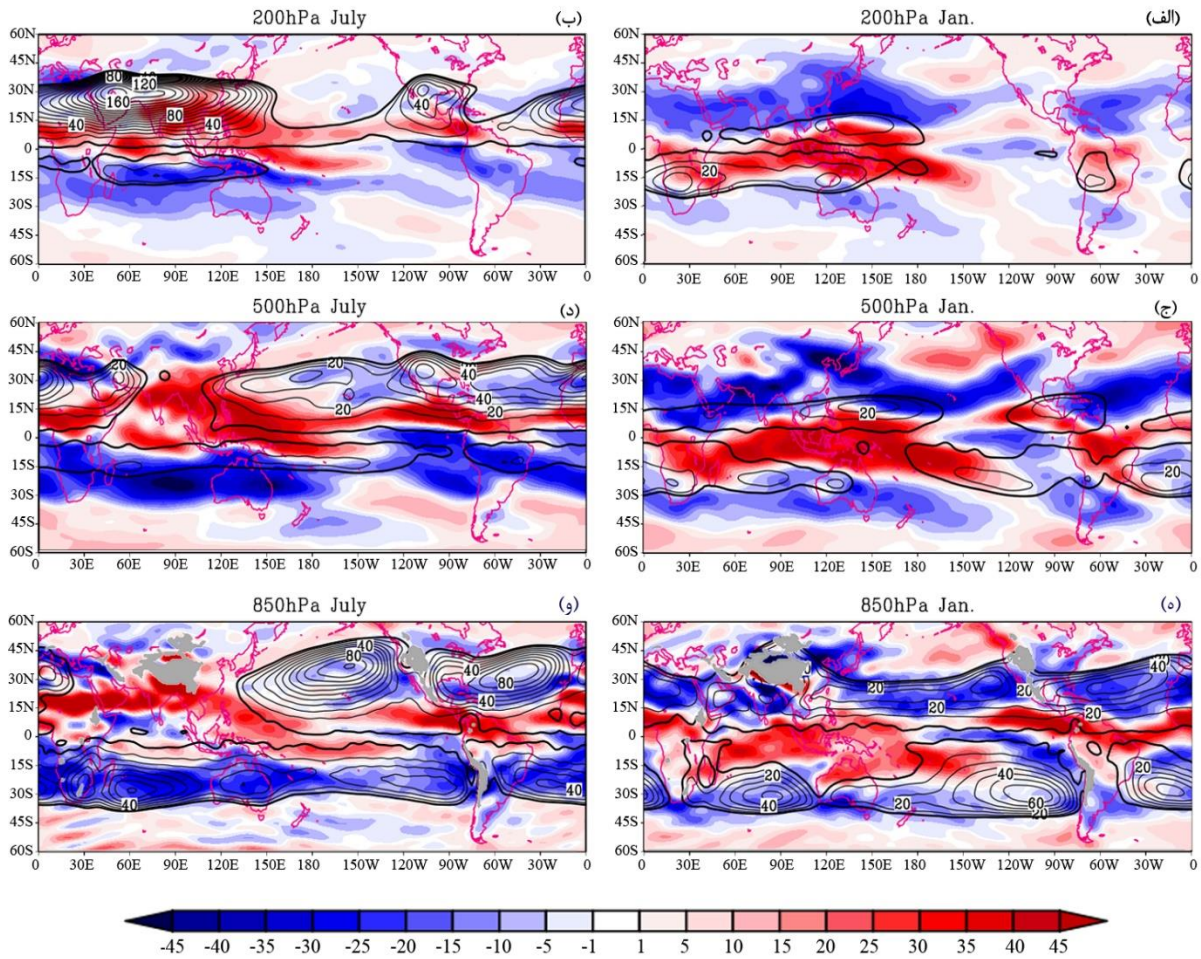
با توجه به تمامی مطالب ارائه شده، به‌طور خلاصه می‌توان در محدوده جنوب‌غرب آسیا به موارد زیر اشاره کرد: ۱- واچرخند جنب‌حاره سطحی زمستانه نسبت به واچرخند تابستانه در همان سطح قوی‌تر است (واچرخند تابستانه سطحی به‌طور میانگین وجود ندارد). ۲- وجود واچرخند جنب‌حاره تابستانه ترازهای زیرین که بسیار قوی بوده و ترازهای ۶۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال را دربرمی‌گیرد. از آنجا که به‌طور رایج، تشکیل واچرخند جنب‌حاره به اثرات دینامیکی شاخه نزولی و هوای در حال فرونشست گردش هادلی نسبت داده می‌شود، در ادامه برای تأیید این فرضیه به بررسی گردش نصف‌النهاری هادلی و جزئیات ارتباط آن با شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره می‌پردازیم. براساس مطالب ارائه شده تاکنون در خصوص سازوکار گردش هادلی انتظار می‌رود شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره قوی‌تر در زمستان نسبت به تابستان رخ دهد.

مطابق شکل ۲، در میانگین مداری و میانگین قطاعی بر روی جنوب‌غرب آسیا، موقعیت و شدت واچرخند جنب‌حاره تراز زیرین نیمکره زمستانه مطابقت زیادی با شاخه نزولی یاخته هادلی زمستانه دارد. در محدوده جنوب‌غرب آسیا (شکل ۲-ب)، طی فصل زمستان شاهد شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره در زیر شاخه نزولی یاخته هادلی هستیم، به‌طوری که در ماه ژانویه میدان انحراف ژئوپتانسیل مثبت $\phi(y, p)$ و موقعیت واچرخند جنب‌حاره در تراز زیرین در محل شاخه نزولی یاخته هادلی قرار دارند. این در حالی است که در ماه جولای (شکل ۲-د) و در جنوب‌غرب آسیا تابع جریان جرمی بسیار ضعیفی حاکم است و عملاً در ترازهای سطحی و زیرین میدان انحراف مثبت $\phi(y, p)$ و واچرخند جنب‌حاره ناپدید می‌شوند. به‌علاوه، در ترازهای میانی تا زیرین نیمکره تابستانه، نه محل

واچرخندهای جنب‌حاره با شاخه نزولی یاخته هادلی مطابقت دارد و نه شدت واچرخندهای جنب‌حاره تراز زبرین با گردش هادلی ضعیف تابستانه در میانگین مداری و میانگین قطاعی توجیه‌پذیر است. برای نمونه، در نیمکره شمالی و طی ماه جولای، بیشینه $\phi(y, p)$ در میانگین مداری (شکل ۲-ج) از ۹۵ ژئوپتانسیل متر و در محدوده جنوب غرب آسیا از ۱۹۵ ژئوپتانسیل متر تجاوز می‌کند، در حالی که یاخته هادلی بسیار ضعیفی حاکم است. همچنین شایان ذکر است اگرچه براساس سازوکار یاخته هادلی میانگین شدت واچرخند جنب‌حاره زمستانه بیشتر از تابستانه است، اما واچرخند جنب‌حاره در تراز زیرین نیمکره جنوبی که عمدتاً توسط اقیانوس‌ها شکل می‌گیرد در تابستان هم از شدت قابل توجهی برخوردارند (شکل‌های ۳-ه و ۳-و). در این راستا، مقادیر انحراف ژئوپتانسیل بزرگ‌تر از ۴۵ ژئوپتانسیل متر در شکل‌های ۲-الف و ۲-ب با یاخته هادلی تابستانه ضعیف توجیه‌پذیر نیست.

ب) شار جرم نصف‌النهاری و گردش نصف‌النهاری یاخته هادلی در ترازهای مختلف فشاری

در تکمیل بحث گردش نصف‌النهاری که براساس تابع جریان جرم نصف‌النهاری مطرح شد، در ادامه با استفاده از شار قائم جرم همبسته با مؤلفه نصف‌النهاری باد و اگر (m_φ) که از این به بعد به‌طور خلاصه "شار جرم نصف‌النهاری" نامیده می‌شود، نقش گردش نصف‌النهاری و گردش نصف‌النهاری هادلی محلی در شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره در ترازهای مختلف به‌طور جداگانه بررسی می‌شود. مطابق شکل ۳، به‌طور کلی شار جرم نصف‌النهاری (m_φ) نزولی در نیمکره زمستانی قوی‌تر از نیمکره تابستانی بوده و همان‌طور که در شکل ۲ نیز نشان داده شد در نگاه کلی، شاخه نزولی یاخته هادلی از ترازهای زبرین تا زیرین الگوی یکسانی دارد. لازم به ذکر است که تغییر محسوس این الگو در ترازهای زیرین نسبت به الگوی کلی که متأثر از ترازهای زبرین است، ممکن است ناشی از اثرات گردش‌های محلی سطحی باشد.

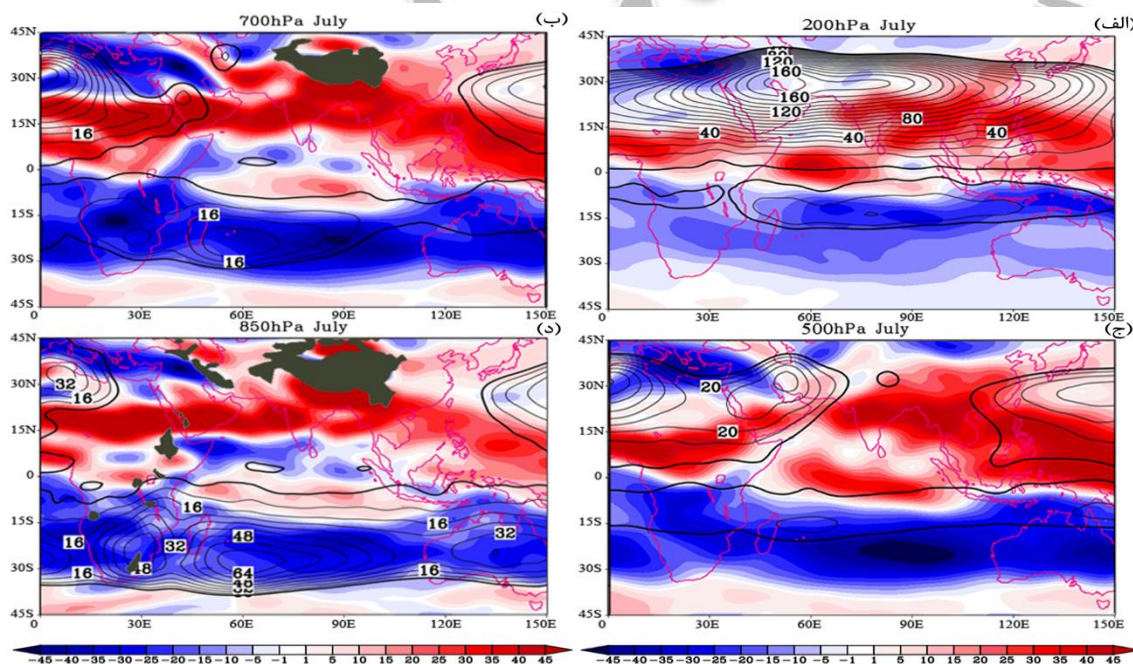


شکل ۳ میانگین ماهانه ۳۰ ساله برای ماه‌های ژانویه (الف، ج، ه) و جولای (ب، د، و) شامل گردش نصف‌النهاری محلی و واچرخندهای جنب‌حاره‌ای بر مبنای شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) همبسته با مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا و انحراف ژئوپتانسیل مثبت $\Phi(y, p)$ (پریندها با فاصله ۱۰ ژئوپتانسیل-متر). بخش‌های (الف) و (ب) مربوط به تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، (ج) و (د) مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ه) و (و) مربوط به تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال هستند. در زمینه رنگی، مقادیر مثبت (منفی) معرف شار صعودی (نزولی) و رنگ خاکستری نشان‌دهنده کوهساری (مناطق مرتفع بالاتر از ۱۵۰۰ متر) است.

حال می‌خواهیم بررسی کنیم که ارتباط شار جرم نصف‌النهاری با شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره چگونه است؟ در شکل-های ۳-ه و ۳-و دیده می‌شود که در ترازهای زیرین، m_p نزولی (منفی) در نیمکره زمستانی با واچرخند جنب‌حاره زمستانی از نظر شدت و موقعیت مطابقت زیادی دارد که نشان‌دهنده نقش اساسی یاخته هادلی در شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره تراز زیرین در نیمکره زمستانی است. با توجه به این شکل می‌توان گفت که تشکیل واچرخندهای جنب‌حاره تراز زیرین زمستانه کاملاً به یاخته هادلی مربوط است. طی ماه ژانویه، به‌طور کلی واچرخند جنب‌حاره تراز میانی تا تراز زیرین بر روی عربستان قابل شناسایی است که منطبق بر شار نزولی یاخته هادلی می‌باشد. با شرایط مشابهی یک واچرخند جنب‌حاره بر روی شمال آفریقا و دیگری بر روی شبه‌قاره هند دیده می‌شود. از این رو می‌توان شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره زمستانه جنوب‌غرب آسیا را مرتبط با شاخه نزولی یاخته هادلی دانست. اما

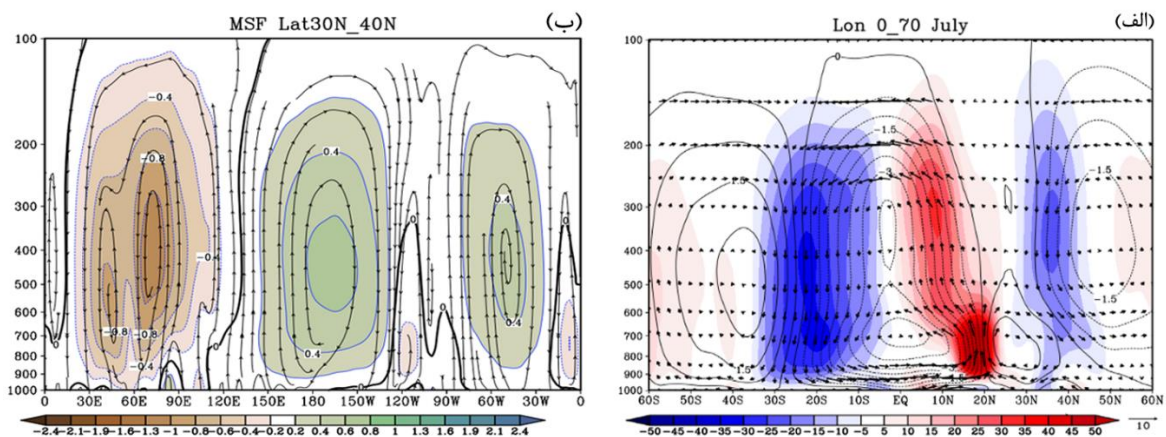
به خصوص در تابستان نیمکره شمالی از یک سو در ترازهای زیرین و بر روی اقیانوس‌ها، به ویژه اطلس شمالی و آرام شمالی (شکل ۳- و)، و اچرخندهای جنب‌حاره تابستانه قدرتمندی شکل می‌گیرند که دارای شدت بیشتری نسبت به حالت زمستانه خود هستند، حال آنکه m_{ϕ} نزولی تابستانه در این نواحی از مقادیر زمستانه ضعیف‌تر است. از این رو، نزول ناشی از شاخه قطب‌سوی یاخته هادلی به تنهایی نمی‌تواند عامل شکل‌گیری و اچرخندهای جنب‌حاره تابستانه بر روی اقیانوس‌ها باشد.

تحقیقات متعددی در خصوص عوامل مؤثر بر شدت و اچرخندهای جنب‌حاره تابستانه بر روی برخی نواحی اقیانوس‌ها، علاوه بر نقش جریان نزولی یاخته تابستانه هادلی، انجام شده است. اگرچه این موضوع خارج از اهداف پژوهش حاضر است، به چند مورد اشاره می‌شود. برای نمونه، گیل (۱۹۸۰) و رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) اظهار می‌دارند که قسمت استوایی تراز زیرین و اچرخند جنب‌حاره تابستانه در شرق یک موسمی را می‌توان پاسخ موج کلونین به چشمه گرمای موسمی تلقی کرد. از این رو در تابستان، و اچرخند جنب‌حاره شرق اقیانوس آرام شمالی در درجه اول واکنشی به گرمایش موسمی آسیایی و همچنین و اچرخند جنب‌حاره اقیانوس اطلس جنوبی در درجه اول پاسخی به گرمایش موسمی آمریکای جنوبی است. همچنین رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) سرمایش طول‌موج بلند در شرق اقیانوس‌ها و تضاد گرمایی خشکی و دریا را از عوامل تأثیرگذار در تقویت شدت و اچرخند جنب‌حاره اقیانوسی می‌دانند. لیو و وو (۲۰۰۴) نیز تأکید دارند که واداشت کوهساری فلات تبت و گرمای محسوس و سطح زمین تأثیرات شدیدی بر مکان و شدت و اچرخند بر فراز غرب اقیانوس آرام در ورددسپهر میانی و زیرین دارند.



شکل ۴ مانند شکل ۳ ولی برای طول‌های جغرافیایی ۰ تا ۱۵۰ درجه شرقی طی ماه جولای در ترازهای (الف) ۲۰۰، (ج) ۵۰۰، (ب) ۷۰۰ و (د) ۸۵۰ هکتوپاسکال. فاصله پریندهای انحراف ژئوپتانسیل مثبت $\phi(y, p)$ در (الف) و (ج) برابر ۱۰ ژئوپتانسیل متر و در (ب) و (د) برابر ۸ ژئوپتانسیل متر است. در ضمن رنگ خاکستری نشان‌دهنده کوهساری (بالا تر از ۳۰۰۰ متر در "ب" و بالاتر از ۱۵۰۰ متر در "د") می‌باشد.

از سوی دیگر، با یک نگاه کلی به شکل‌های ۳-ب و ۳-د می‌توان دریافت که m_{ϕ} نزولی ضعیف تابستانه (نسبت به نیمکره جنوبی در همین زمان) در ترازهای میانی تا زیرین در گستره نیمکره شمالی نمی‌تواند شکل‌گیری و اچرخند جنب‌حاره تابستانه در سطح نیمکره شمالی را توجیه کند. اما در عین حال مشاهده می‌شود که هم m_{ϕ} نزولی در کل دایره مداری و هم میانگین تابع جریان جرم نصف‌النهار بر روی کل دایره مداری و نیز بر روی جنوب‌غرب آسیا طی تابستان مقادیر ضعیفی دارند، حال آنکه در شکل ۴ شاهد m_{ϕ} نزولی قدرتمندی در ترازهای مختلف بر روی عراق، مدیترانه، شمال آفریقا و شرق دریای خزر هستیم. به بیانی، این سؤال مطرح است که آیا این شار نزولی جرم نصف‌النهاری خاص ناشی از گردش هادلی یکتایی است که برخلاف سازوکار یاخته هادلی با صعود بر روی آفریقای استوایی در حوالی صفر تا ۱۵ درجه شمالی آغاز شده و نزول گسترده‌ای بر روی مدیترانه و غرب آسیا دارد که منجر به و اچرخندهای قدرتمند تابستانه در ترازهای میانی و زیرین جنوب‌غرب آسیا می‌شود. برای بررسی بیشتر این موضوع از نیم‌رخ قائم تابع جریان جرم نصف‌النهاری همراه با شار جرم نصف‌النهاری در محدوده ۰ تا ۷۰ درجه شرقی به‌طور هم‌زمان در شکل ۵-ب استفاده می‌کنیم.



شکل ۵ میانگین ۳۰ ساله ماه جولای در دوره ۱۹۹۱-۲۰۲۰: (الف) برش قائم - نصف‌النهاری شامل گردش نصف‌النهاری محلی در محدوده ۰ تا ۷۰ درجه شرقی بر مبنای شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد $10^4 \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) همبسته با گردش نصف‌النهاری استخراج‌شده از مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا، تابع جریان جرم نصف‌النهاری (پربندها با واحد $10^{11} \text{ kg s}^{-1}$)، بردارها نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرای نصف‌النهاری (برحسب 10^2 Pa s^{-1}) و مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا (برحسب 10 m s^{-1})؛ (ب) برش قائم - مداری در محدوده ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی شامل تابع جریان جرم مداری (زمینه رنگی و پربندها با واحد $10^{11} \text{ kg s}^{-1}$)، خطوط جریان نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرای مداری (برحسب 10^2 Pa s^{-1}) و مؤلفه مداری باد واگرا (برحسب 10 m s^{-1}).

در شکل ۵-الف اگرچه شاهد شار نزولی جرم نصف‌النهاری در حوالی ۳۵ درجه شمالی هستیم، ولی در عین حال تابع جریان جرم نصف‌النهاری نشان می‌دهد که عمده جرم از منطقه حاره نیمکره شمالی به نیمکره جنوبی در فصل زمستان آن منتقل می‌شود. سپس با تعقیب جریان صعودی در ۱۰ درجه شمالی مشاهده می‌شود که بخش وسیعی از جریان به سمت نیمکره جنوبی، نه به سمت نیمکره شمالی، انتقال می‌یابد ضمن اینکه تابع جریان جرم نصف‌النهاری شمالی نیز بسیار ضعیف است. بنابراین همه این شواهد حاکی از آن است که شار نزولی جرم نصف‌النهاری ترازهای زیرین تا زیرین طی ماه جولای نمی‌تواند ناشی از گردش هادلی محلی باشد و در

نتیجه وجود واچرخند جنب‌حاره قوی تابستانه در غرب و جنوب‌غرب آسیا را نمی‌توان فقط مرتبط با یاخته هادلی دانست. حال این سؤال مطرح می‌شود که شار نزولی نصف‌النهاری بر روی مدیترانه از کجا سرچشمه می‌گیرد و سازوکار شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره تابستانه در جنوب‌غرب آسیا چگونه است؟ در ادامه این بخش سعی می‌شود شار جرم نصف‌النهاری را با جزئیات بیشتری بررسی کنیم تا درک مناسبی از چگونگی شکل‌گیری واچرخندهای تابستانه در ترازهای مختلف به دست آید.

مطابق شکل ۴-الف، در ماه جولای و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، m_{φ} نزولی بزرگی در غرب آسیا حاکم است که با توجه به مطالب پیشین به یاخته هادلی مربوط نیست. به علاوه، در این تراز بر روی مدیترانه m_{φ} نزولی با شدت $10 \times 25^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ وجود دارد که در تمام ترازها این الگوی نزولی دیده می‌شود. شایان توجه است در ماه جولای، واچرخند بسیار قدرتمندی که بخشی از واچرخند جنوب آسیا است، سراسر جنوب‌غرب آسیا را دربر گرفته است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-ج)، شرایط پیچیده‌تر شده و در این تراز، m_{φ} نزولی بر روی مدیترانه بیش از $10 \times 40^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ است. از سوی دیگر، منطبق بر رشته‌کوه‌ها و مناطق مرتفع ایران و عربستان شاهد m_{φ} صعودی (مثبت) ضعیفی هستیم که طبق مطالب پیش‌تر، این شار صعودی مؤلفه نصف‌النهاری باد را القاء می‌کند. در عین حال، m_{φ} نزولی بر روی عراق (مستطیل نشان داده شده در شکل ۷) به چشم می‌خورد. نکته بارز آن است که در نواحی m_{φ} صعودی ایران و عربستان، واچرخندی وجود داشته و در همین زمان و تراز، هسته‌ای از شار نزولی جرم بر روی ترکمنستان شکل گرفته است.

در شکل ۴-ب مربوط به ماه جولای و تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، مشاهده می‌شود که m_{φ} نزولی از $10 \times 40^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ نیز تجاوز کرده است. همچنین واچرخندی که بر روی ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار داشت، از بین رفته است؛ اما واچرخند واقع بر فلات عربستان همچنان در ناحیه‌ای که m_{φ} صعودی به چشم می‌خورد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به صورت ضعیفی حضور دارد. در این زمان، جنوب شرق دریای خزر (ترکمنستان) که در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال دارای m_{φ} نزولی برابر ۵- واحد است، در ترازهای پایین‌تر ابتدا به ۲۵- واحد در ۵۰۰ هکتوپاسکال و سپس ۳۰- واحد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال می‌رسد. لازم به ذکر است که در این ناحیه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال شاهد شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره هستیم. از سوی دیگر، m_{φ} صعودی بر روی ایران و عربستان و m_{φ} نزولی بر روی عراق در هر دو تراز ۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود. این مطالب تنها بخشی از عوامل محلی حاکی از پیچیدگی‌های گردش جو در جنوب‌غرب آسیا است که باعث دشواری فهم گردش جو تابستانه بر روی این نواحی و به دنبال آن درک سازوکار شکل‌گیری واچرخندهای جنوب‌غرب آسیا می‌شوند.

مباحث ارائه شده در این بخش بدین گونه جمع‌بندی می‌شود. وجود واچرخندهای زمستانه بر روی جنوب‌غرب آسیا را می‌توان به نزول در شاخه قطب‌سوی یاخته هادلی نسبت داد. جریان نزولی که ابتدا در تراز زیرین از نواحی استوایی اقیانوس هند غربی سرچشمه می‌گیرد، محل اصلی همگرایی در تراز زیرین جنوب شبه‌جزیره عربستان است. در هر صورت، بر مبنای موارد اشاره شده، شکل‌گیری واچرخندهای تراز زیرین و سطحی زمستانه جنوب‌غرب آسیا ناشی از گردش هادلی است. اما با استناد به ارزیابی‌ای که در باره تابع جریان جرم نصف‌النهاری و شار قائم جرم گردش نصف‌النهاری صورت گرفت، یاخته هادلی و سازوکار آن نه تنها وجود واچرخندهای جنب‌حاره ترازهای زیرین، میانی و ۷۰۰ هکتوپاسکال تابستانه را توجیه نمی‌کند، بلکه در مواردی به نظر می‌رسد که عوامل و گردش‌های محلی نقش مهم‌تری در شکل‌گیری شارهای جرم نصف‌النهاری در این منطقه داشته باشند. از این رو باید به دنبال

عامل یا عواملی، به جز یاخته هادلی، به عنوان دلیل شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره قدرتمند تابستانه جنوب‌غرب آسیا باشیم. در ادامه، بررسی خواهیم کرد که چگونه جریان هوای متأثر از ناحیه موسمی جنوب آسیا یک جریان شمال‌غرب‌سو ایجاد می‌کند که در راستای مداری و نصف‌النهاری باعث شار نزولی جرم می‌شود و همچنین نقش عوامل در مقیاس محلی در این زمینه چیست.

۲-۳ گردش‌های مداری و نصف‌النهاری تابستانه

بررسی توأمان گردش‌های مداری و نصف‌النهاری حاکی از آن است که هوای صعود کرده از ناحیه موسمی جنوب آسیا-هند طی تابستان منجر به یک جریان زمینه با نزول گسترده بر روی غرب آسیا تا مدیترانه در ترازهای زیرین می‌شود. در بستر این جریان نزولی، شارهای صعودی بر روی فلات مرتفع نظیر فلات تبت، فلات غرب عربستان، فلات ایران شامل رشته‌کوه زاگرس-شرق ترکیه و قفقاز وجود دارد که توسط جریان نزولی زمینه ترازهای زیرین سرکوب می‌شوند. این حرکات صعودی باعث شکل‌گیری گردش‌های محلی شده که با نزول در پیرامون این نواحی همراه هستند و باعث تقویت شارهای نزولی موجود در آنجا می‌شوند.

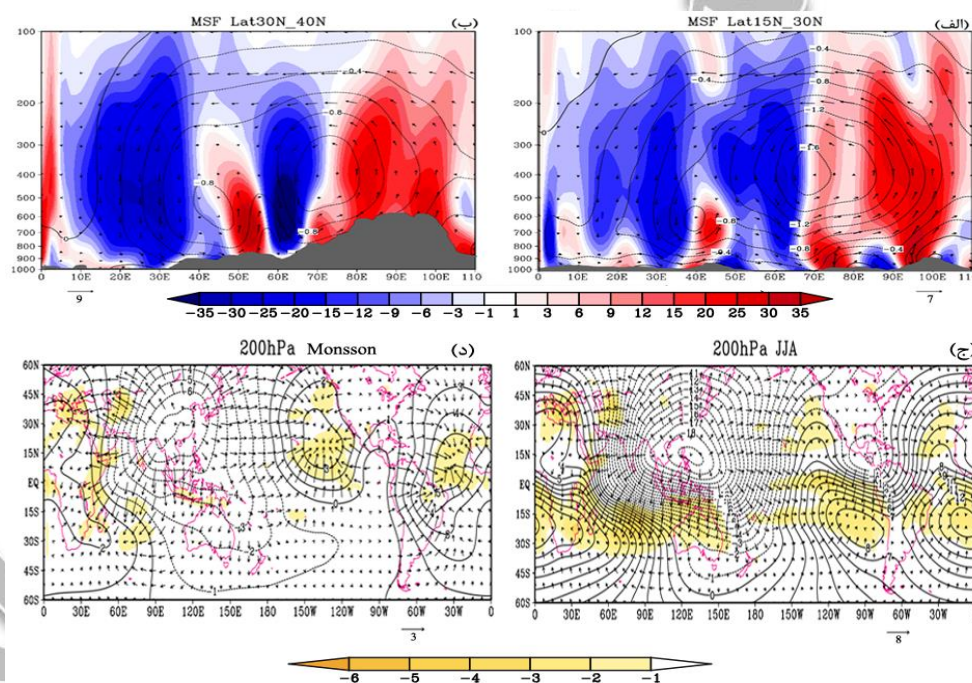
الف) جریان زمینه ترازهای زیرین

شکل ۵-ب یاخته‌هایی از گردش‌های جوی مداری ساعتگرد و پادساعتگرد در محدوده ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی را طی ماه جولای به کمک تابع جریان جرم مداری نشان می‌دهد که این گردش‌ها جرم را در راستای مداری و در جهت غرب و شرق منتقل می‌کنند. قوی‌ترین و وسیع‌ترین گردش با شاخه صعودی در جنوب و جنوب‌شرق آسیا همراه بوده و با دو شاخه نزولی، یکی در غرب آسیا-مدیترانه و دیگری در آرام شمالی تفکیک می‌شود. تابع جریان جرم مداری و خطوط جریان در شکل ۵-ب به‌وضوح این موضوع را تأیید می‌کند.

شکل‌های ۶-الف و ۶-ب مربوط به محدوده ۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی بوده و در آن از شار قائم جرم همبسته با مؤلفه مداری باد واگرا (m_{λ}) که از این پس "شار جرم مداری" نامیده می‌شود، استفاده شده است. در هر دو شکل ۶-الف و ۶-ب، بین ترازهای زیرین تا زیرین، شار جرم مداری مثبت (m_{λ} صعودی) گسترده بین ۷۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی و شار جرم مداری منفی (m_{λ} نزولی) گسترده در محدود ۰ تا ۷۰ درجه شرقی دیده می‌شود. شایان توجه است که بر روی برخی نواحی مرتفع و همچنین نواحی نزدیک به سطح شاهد گسستگی در m_{λ} نزولی و جایگزینی آن با m_{λ} صعودی محلی هستیم که در ادامه به آن خواهیم پرداخت. به هر حال، در نگاه کلی تابع جریان جرم مداری گردش پادساعتگردی را نشان می‌دهد که از ۷۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی جرم را به ۰ تا ۷۰ درجه شرقی منتقل می‌کند. بردارهای باد واگرا در این شکل به‌خوبی نشان‌دهنده گردش مداری بوده و حاکی از آن هستند که جریان هوا بعد از صعود تا ترازهای بالاتر، واگرا شده و به سمت غرب منتشر می‌شود و سپس با نزول در غرب آسیا، جریان زمینه اصلی و گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب‌غرب آسیا را شکل می‌دهد.

برای بررسی جزئی‌تر جریان زمینه، میدان‌های واگرایی گردش استوایی در تراز ۲۰۰ hPa تحلیل می‌شود. کمیت پتانسیل سرعت در ترازهای زیرین از اثرات سطحی متأثر می‌شود، ولی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال حاوی اطلاعاتی در مورد شدت کلی گردش‌های استوایی (هادلی، واکر و موسمی) است (ماساکو و تاناکا، ۲۰۰۷). از آنجا که پتانسیل سرعت متناسب با واگرایی است، می‌توان از آن برای ردیابی مناطق واگرایی در ترازهای زیرین استفاده کرد. واگرایی حاصل از همرفت‌های عمیق، گردش‌های حاره‌ای را ایجاد می‌کند. در شکل‌های ۶-ج و ۶-د میانگین ۳۰ ساله فصلی انحراف مداری میدان واگرایی باد، باد واگرایی افقی و پتانسیل سرعت در تراز

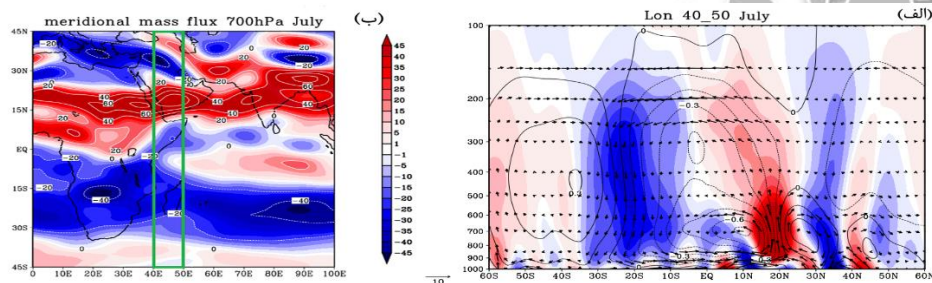
۲۰۰ هکتوپاسکال برای ژوئن-اوت (JJA)، دسامبر-فوریه (DJF) و موسمی تابستانه آسیا نشان داده شده است. مرکز کمینه پتانسیل سرعت بر روی اقیانوس آرام در تابستان (شکل ۶-ج)، به بیش از ۱۸ واحد می‌رسد. کمینه پتانسیل سرعت در غرب اقیانوس آرام و بیشینه آن در غرب اقیانوس اطلس است که بیشینه پتانسیل محل هم‌گرایی جریان می‌باشد. این الگو در شکل ۶-ج به وضوح نشان می‌دهد که ساختار مداری در میدان پتانسیل سرعت و باد واگرا غالب است و دیگر الگوهای کوچک مقیاس احتمالی در ترازهای زیرین و در زیر آن قرار می‌گیرند. شکل ۶-د مربوط به موسمی تابستانه آسیا نیز وجود گردش مداری در شکل‌های ۵-ب، ۶-الف و ۶-ب را تأیید می‌کند، گردشی که جرم را در تراز زیرین و در راستای مداری به شرق ناحیه موسمی واقع بر روی اقیانوس آرام و همچنین در غرب آن به غرب آسیا منتقل می‌کند. این موضوع نه تنها می‌تواند دلیل وجود شار نزولی جرم در راستای مداری (m_{λ} نزولی) در غرب آسیا (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب) را توضیح دهد، بلکه مؤلفه نصف‌النهاری این جریان شمال‌غرب‌سو ممکن است نشانه‌ای آشکار از آن باشد که m_{ϕ} (نزولی) تابستانه بر روی مدیترانه (شکل‌های ۴-الف و ب)، که دلیل آن نامعلوم بود، ناشی از موسمی آسیا است.



شکل ۶ (الف) و (ب) برش قائم-مداری میانگین ۳۰ ساله ماه جولای شامل شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد $10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) همبسته با گردش مداری استخراج شده از مؤلفه مداری باد واگرا، تابع جریان جرم مداری (پربندها با واحد $10^{-1} \text{ kg s}^{-1}$) و بردارها نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرای مداری ($10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) و مؤلفه مداری باد واگرا (برحسب m s^{-1}) در محدوده‌های (الف) ۱۵ تا ۳۰ درجه شمالی و (ب) ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی؛ (ج) و (د) میانگین ۳۰ ساله فصلی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب برای ماه‌های ژوئن-اوت و موسمی تابستانه نیمکره شمالی شامل انحراف مداری میدان واگرایی باد (زمینه رنگی با واحد 10^{-6} s^{-1})، باد واگرای افقی (برحسب m s^{-1}) و پتانسیل سرعت (پربندها با واحد $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). موسمی تابستانه نیمکره شمالی از اختلاف انحراف مداری ژوئن-اوت (شکل ج) از مقادیر انحراف مداری میانگین سالانه استخراج شده است. رنگ خاکستری در (الف) و (ب) نیز نشان‌دهنده کوهساری است.

ب) گردش‌های محلی

بررسی تابع جریان جرمی و شار قائم جرم حاکی از آن است که فلات‌های مرتفع تبت، ایران و غرب عربستان محل شکل‌گیری گردش‌های محلی شامل صعود بر روی فلات و نزول بر روی نواحی مجاور است. وجود این گردش‌های محلی سازگار با یافته‌های زایچک و همکاران (۲۰۰۸) است. در شکل‌های ۷ و ۸ تابع جریان جرم مداری و نصف‌النهاری بیانگر وجود گردش‌های محلی در بستر جریان زمینه ترازهای زیرین است که با صعود هوا بر روی سطوح گرم فلات مرتفع شروع شده، سپس در ترازهای بالاتر واگرا شده و در نهایت در غرب و شمال این نواحی با نزول همراه است.

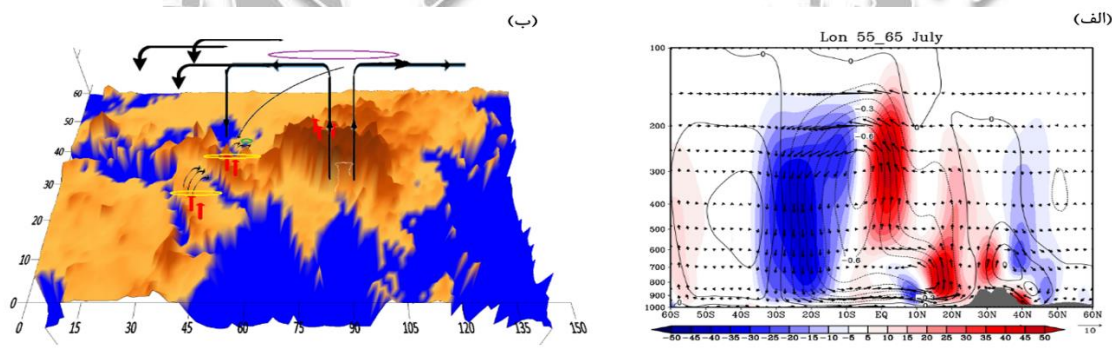


شکل ۷ میانگین ۳۰ ساله ماه جولای در دوره ۱۹۹۱-۲۰۲۰؛ (الف) برش قائم - نصف‌النهاری شامل گردش نصف‌النهاری محلی در محدوده ۴۰ تا ۵۰ درجه شرقی (محدوده سبز رنگ در شکل ب) بر مبنای شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) همبسته با گردش نصف‌النهاری استخراج شده از مؤلفه نصف-النهاری باد واگرا، تابع جریان جرم نصف‌النهاری (پریندها با واحد $10^{-11} \text{ kg s}^{-1}$)، بردارها نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرای نصف‌النهاری ($10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) و مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا (برحسب m s^{-1})، (ب) شار قائم جرم همبسته با گردش نصف‌النهاری در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال.

مطابق شکل ۷-الف مربوط به میانگین بلندمدت ماه جولای، شار نزولی جرم ناشی از گردش نصف‌النهاری (m_{ϕ} نزولی) واقع بر روی عراق در امتداد غرب فلات مرتفع ایران و شرق فلات عربستان از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به سمت ترازهای زیرین مشاهده می‌شود. فارغ از ترازى که شار جرم نصف‌النهارى بیشینه در آن قرار دارد، با مقایسه شدت تابع جریان جرم نصف‌النهارى و شدت شار نزولى جرم همبسته با گردش نصف‌النهارى (m_{ϕ} نزولی) دو نیمکره در این شکل، وجود m_{ϕ} نزولی در عرض ۳۵ درجه شمالی قابل توجهی نمی‌باشد. اما ترازى که شارهای نزولی و صعودی جرم مرتبط با گردش نصف‌النهارى در آن واقع است، حاوی نکات مهمی می‌باشد. در نواحی همگرایی درون‌حاره‌ای، شاخه صعودی یاخته هادلی با آزاد شدن گرمای نهان همراه است که منجر به بیشینه شارهای صعودی و نزولی مرتبط با آن در ترازهای میانی شده است. با این وجود، شکل ۷-الف نشان می‌دهد که m_{ϕ} نزولی بیشینه در ترازهای زیرین و سطحی در عرض ۳۵ درجه شمالی به وجود آمده است. همچنین میدان بردار باد گردش نصف‌النهارى به‌وضوح بیانگر آن است که m_{ϕ} صعودی در عرض ۲۰ درجه شمالی دارای بیشینه‌ای بین ترازهای ۹۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال است. در زیر گردش نصف‌النهارى زمینه، یک گردش نسبتاً متقارن به سمت دو سوی محل بیشینه صعود مرتبط با ناحیه گرمایش بادررو ایجاد شده است، به نحوی که بین ترازهای ۶۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال باد واگرای نصف‌النهارى سبب تشکیل یک گردش ساعتگرد شده که به صورت یک حرکت روبه پایین در عرض ۳۵ درجه شمالی دیده می‌شود. از سوی دیگر، شاهد m_{ϕ} صعودی در محدوده ۴۰ تا ۴۳ درجه شمالی منطبق بر نواحی مرتفع

شمال غرب ایران و شرق ترکیه هستیم که تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکالی ادامه دارد و در ضمن گردش پادساعتگردی ایجاد کرده که با صعود هوا، واگرایی باد در راستای نصف النهاری و بالاخره حرکت نزولی در عرض ۳۵ درجه شمالی همراه است. در واقع، این حرکت‌های نزولی محلی که شرح داده شد، باعث ایجاد و تقویت شار نزولی نصف النهاری جرم در ترازهای زیرین محدوده عراق می‌شود. در عین حال، در شکل ۶-الف، شار صعودی مداری واقع در محدوده ۴۰ تا ۵۰ درجه شرقی (محدوده سبزرنگ در شکل ۶-ب) منطبق بر فلات غرب عربستان، گردش مداری پادساعتگرد ضعیفی که با جریان نزولی بر روی غرب فلات عربستان همراه است را در پی دارد.

فلات تبت به عنوان مرتفع ترین عارضه طبیعی نیمکره شمالی شناخته می‌شود. شکل ۶-ب، به روشنی وجود یک گردش مداری محلی با صعود بر روی فلات مرتفع و نزول در شرق دریای خزر (غرب فلات تبت) را نشان می‌دهد. در شکل ۸-الف وضعیت گردش نصف النهاری بر روی فلات مرتفع ایران بین محدوده ۵۵ تا ۶۵ درجه شرقی ارائه شده است. مطابق شکل، MSF نصف النهاری مؤید گردش ساعتگردی بین ۳۰ درجه شمالی و ۴۰ درجه شمالی منطبق با ناحیه شرق دریای خزر است. شار جرم نصف النهاری مثبت (m_{φ} صعودی) بالاتر از سطح فلات مرتفع ایران در تراز حدود ۷۰۰ هکتوپاسکال به بیشینه خود می‌رسد و درست در شمال آن در محدوده ۴۰ درجه شمالی و تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، m_{φ} نزولی شکل می‌گیرد. هم‌خوانی بین میزان شارهای منفی و مثبت این دو ناحیه و تراز که در آن ایجاد می‌شوند و همچنین MSF نصف النهاری نشان می‌دهد که جریان واقع بر فلات ایران بعد از رسیدن به ترازهای بالاتر دچار واگرایی شده و بر روی نواحی اطراف از جمله محدوده ۵۵ تا ۶۵ درجه شرقی واقع در شرق دریای خزر نزول می‌کند. در عین حال، جریان صعودی بر روی فلات مرتفع ایران یک گردش مداری پادساعتگرد ایجاد می‌کند (شکل ۶-ب)، به طوری که جریان بر روی فلات مرتفع صعود کرده و بر روی نواحی مجاور نزول می‌یابد. بنابراین فلات مرتفع در مقیاس محلی منجر به گردش‌های محلی شده و نزول هوا در نواحی مجاور را به همراه دارد.



شکل ۸ الف) برش قائم - نصف النهاری برای میانگین ۳۰ ساله ماه جولای در دوره ۱۹۹۱-۲۰۲۰ شامل گردش نصف النهاری محلی در محدوده ۵۵ تا ۶۵ درجه شرقی (بین زاگرس و شرق خزر) بر مبنای شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد $10^{-4} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) همبسته با گردش نصف النهاری استخراج شده از مؤلفه نصف-النهاری باد واگرا، تابع جریان جرم نصف النهاری (پربندها با واحد $10^{-11} \text{ kg s}^{-1}$)، بردارها نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرایی نصف النهاری ($10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) و مؤلفه نصف النهاری باد واگرا (برحسب m s^{-1})؛ (ب) طرح‌واره‌ای از گردش تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا. در شکل (ب)، پیکان‌های

قرمز رنگ معرف شارهای صعودی محلی، دایره‌های زرد رنگ و سبز رنگ به ترتیب معرف واپرخند تراز میانی و واپرخند تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و دایره بنفش - رنگ معرف واپرخند تراز زیرین هستند.

خلاصه گردش تابستانه جنوب غرب آسیا به صورت طرح‌واره در شکل ۸-ب آورده شده است. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، طی تابستان، منطقه جنوب غرب آسیا محل نزول هوا از ترازهای زیرین است که از ناحیه موسمی جنوب آسیا و هند سرچشمه می‌گیرد. شار صعودی بر روی فلات مرتفع تبت و موسمی هند در ترازهای زیرین با واپرخند همراه است (دایره بنفش رنگ). هم‌زمان، جریان از ترازهای زیرین بر روی شرق دریای خزر نزول می‌کند و روی فلات مرتفع ایران، شار صعودی بر روی سطح و شار نزولی جریان زمینه زیرین در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شکل‌گیری واپرخند نقش دارند (دایره زرد رنگ). این واپرخند از یک طرف جریان نزولی بر روی غرب خاورمیانه و از طرفی دیگر جریان نزولی بر روی شرق خزر را در پی دارد. بر روی عربستان، شار صعودی ترازهای زیرین در برهمکنش با شار نزولی ترازهای زیرین منجر به شکل‌گیری واپرخند تراز میانی شده که توأم با نزول جریان بر روی غرب خاورمیانه است. بنابراین شرق دریای خزر محل شار نزولی ناشی از جریان زمینه زیرین، فلات تبت و ایران است که در اثر آن، شاهد شکل‌گیری واپرخند در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال هستیم. نکته مهم دیگر، شکل‌گیری واپرخندهای تابستانه جنب‌حاره بر روی شارهای صعودی منطبق بر فلات مرتفع ایران و عربستان است.

۴- نتیجه‌گیری

با توجه به ابهامات و سؤال‌هایی که همچنان در خصوص چگونگی شکل‌گیری واپرخندهای جنب‌حاره در غرب و جنوب غرب آسیا وجود دارد، هدف اصلی این پژوهش بررسی نقش یاخته هادلی در گردش کلی جو و تشکیل و تکوین واپرخندهای جنب‌حاره زمستانه و تابستانه در منطقه جنوب غرب آسیا و سپس نقش عواملی نظیر گردش موسمی و فلات مرتفع با استفاده از تابع جریان جرمی و شار قائم جرم نصف‌النهار است. پژوهش حاضر با کاربرد روشی عینی و واضح و با بررسی و ارزیابی درستی نظریات مختلف به این موضوع پرداخته است. براساس نتایج حاصل، بنظر می‌رسد که یاخته هادلی عامل اصلی شکل‌گیری واپرخند جنب‌حاره زمستانه در ترازهای زیرین است، حال آنکه طی تابستان این یاخته نمی‌تواند به تنهایی منجر به شکل‌گیری این واپرخند در ترازهای میانی و فوقانی شود، چرا که شدت ضعیف آن نمی‌تواند عامل این موضوع باشد. از سوی دیگر، نتایج محاسبه شار نزولی جرم ناشی از موسمی هند و فلات مرتفع در منطقه و همچنین بررسی دیگر کمیت‌های مرتبط با این امر حاکی از نقش قابل توجه دو عامل موسمی و فلات مرتفع در ایجاد گردش‌های واقع در بین این عوامل و نواحی پیرامون آنها هستند. بدین منظور از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR با تفکیک افقی ۲/۵ درجه در راستاهای مداری و نصف‌النهار شامل کمیت‌های مختلف در ترازهای گوناگون طی بازه زمانی ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰ استفاده شده است.

از دیرباز وجود واپرخندهای جنب‌حاره به نزول در زیر شاخه قطب‌سوی یاخته هادلی منتسب می‌شد. ولی نتایج پژوهش حاضر حاکی از آن است که نه تنها موقعیت و تراز بیشینه شکل‌گیری واپرخندهای جنب‌حاره در فصل‌های زمستان و تابستان متفاوت است، بلکه به‌نظر می‌رسد مطابق یافته‌های رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) سازوکار شکل‌گیری واپرخندهای جنب‌حاره در دو فصل زمستان و تابستان هم متفاوت باشند. طی فصل زمستان نیمکره شمالی، هوای صعود کرده در شاخه صعودی یاخته هادلی با حرکت نصف‌النهار به سمت شمال در نیمکره شمالی نزول یافته و باعث شکل‌گیری واپرخند جنب‌حاره تراز زیرین می‌شود. بهره‌گیری از تابع جریان جرم نصف‌النهار، فرضیات مطرح شده توسط هلد و هو (۱۹۸۰) و لیندن و هو (۱۹۸۸) در مورد سازوکار گردش هادلی را تصدیق می‌کند

و مقادیر تابع جریان جرمی حاکی از آن است که یاخته هادلی زمستانه از شدت و وسعت بیشتری نسبت به یاخته هادلی تابستانه برخوردار است. تصویر گردش نصف‌النهاری در نیم‌رخ قائم به کمک تابع جریان جرمی و ارتباط آن با میانگین میدان انحراف ژئوپتانسیل در گستره کامل مداری و همچنین گستره محدودتر بین ۳۰ تا ۷۰ درجه شرقی نیز نشان می‌دهد که واچرخندهای جنب‌حاره تراز زیرین طی فصل زمستان در زیر شاخه نزولی یاخته هادلی شکل می‌گیرند. در این راستا، از شار قائم جرم نصف‌النهاری به‌عنوان ابزار مفید دیگر برای بررسی نقش گردش نصف‌النهاری در تشکیل واچرخندهای جنب‌حاره در این پژوهش استفاده شده است. شار قائم جرم نصف‌النهاری در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال - ترازهای زیرین و واچرخند جنب‌حاره زمستانه مطابقت زیادی از نظر شدت با شار نزولی جرم دارند که نشان‌دهنده نقش یاخته هادلی در شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره است.

اما در فصل تابستان، به‌نظر می‌رسد که سازوکار و عوامل متفاوتی در شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره تابستانه نقش دارند. در نیمکره تابستانه و در ترازهای میانی تا زیرین، محل واچرخندهای جنب‌حاره نه بر شاخه نزولی یاخته هادلی انطباق دارد و نه شدت واچرخندهای تراز زیرین با گردش هادلی ضعیف تابستانه در میانگین جهانی و محلی قابل توجه است و این موضوع می‌تواند به اثر موسمی و اثر فلات مرتفع در آسیا مربوط باشد. همچنین در گستره کامل مداری شار نزولی جرم نصف‌النهاری تابستانه نیمکره شمالی مشابه تابع جریان جرمی ضعیف است، اما به‌طور یکتایی در غرب آسیا شار جرم نصف‌النهاری از شدت بسیار بالایی از ترازهای زیرین تا زیرین، برخلاف سایر نقاط نیمکره شمالی، برخوردار است. نکته قابل توجه آنکه این شار نزولی جرم نصف‌النهاری یکتا ناشی از گردش هادلی محلی نصف‌النهاری نیست. طی ماه جولای، استفاده هم‌زمان از تابع جریان جرمی و بردار باد گردش نصف‌النهاری در نیم‌رخ قائم نشان می‌دهد که جریان صعودی واقع در شاخه صعودی یاخته هادلی محلی به‌سمت نیمکره جنوبی، نه به‌سمت غرب آسیا و خاورمیانه، جریان دارد. بررسی تابع جریان جرمی نصف‌النهاری و شار جرم نصف‌النهاری نیز بیانگر آن است که یاخته هادلی و سازوکار آن وجود واچرخندهای جنب‌حاره ترازهای زیرین، میانی و ۷۰۰ هکتوپاسکال تابستانه جنوب‌غرب آسیا را توضیح نمی‌دهد.

به‌علاوه، بررسی گردش‌های نصف‌النهاری و مداری در تراز زیرین و هم‌چنین نیم‌رخ‌های قائم - مداری و قائم - نصف‌النهاری نشان‌دهنده وجود گردش زمینه تراز زیرین شمال‌غرب‌سو در راستای مداری از ناحیه موسمی جنوب و شرق آسیا به‌سمت غرب آسیا است که با نزول گسترده بر روی جنوب‌غرب آسیا تا مدیترانه همراهی می‌کند. البته گردش‌های محلی که با فلات مرتفع مرتبط هستند نیز در این موضوع تأثیرگذارند. بر روی فلات عربستان، رشته‌کوه زاگرس تا قفقاز و مناطق مرتفع فلات ایران شار نزولی نصف‌النهاری و مداری از تراز زیرین جای خود را به شارهای صعودی از سطح تا ترازهای بالاتر این مناطق می‌دهند که منجر به ایجاد گردش‌های محلی در بستر جریان زمینه می‌شوند و با نزول در نواحی پیرامون نصف‌النهاری و مداری این مناطق همراه هستند.

ارتباط جریان زمینه و گردش‌های محلی با تشکیل و تکوین واچرخندهای جنب‌حاره بدین‌گونه است که شار صعودی بر روی ناحیه موسمی و فلات تبت همراه با واچرخند تراز زیرین است و جریان ترازهای زیرین در غرب آسیا همگرا شده و نزول می‌یابد. بر روی فلات ایران، ضمن وجود جریان صعودی، در اثر برهمکنش با جریان نزولی زیرین در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شاهد شکل‌گیری واچرخند هستیم و گردش ایجاد شده سبب نزول جریان در جنوب شرق دریای خزر واقع در شمال و عراق - سوریه واقع در غرب فلات ایران می‌شود. بر روی فلات عربستان شار صعودی شرایط مشابهی را به‌وجود می‌آورد، اما به دلیل ارتفاع کمتر این فلات، شارهای صعودی تا ترازهای میانی ادامه نداشته و واچرخند در ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال ایجاد می‌شود؛ این در حالی است که بر روی فلات تبت، به دلیل ارتفاع بیشتر، شارهای صعودی تا ترازهای بالاتر هم ادامه دارند. بخشی از شارهای صعودی مسئول ایجاد شار نزولی

مداری بر روی جنوب شرق دریای خزر هستند که در کنار سایر جریان‌های نزولی (جریان زمینه و گردش محلی فلات ایران) موجب تشکیل واچرخند ترازهای زیرین بر روی ترکمنستان می‌شوند.

مراجع

پرهیزکار، داود و احمدی گیوی، فرهنگ (۱۳۹۰). مطالعه ارتباط انسو (ENSO) با نوسان سالانه واچرخند جنب‌حاره‌ای بر روی خاورمیانه در یک دوره سی ساله. نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۳(۹)، ۶۸-۵۵.

مفیدی، عباس و زرین، آذر. (۱۳۹۱). بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا. نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۳(۱۱)، ۴۰-۱۵.

زرین، آذر و مفیدی، عباس. (۱۳۹۰). "بررسی یک نظریه" آیا پرفشار جنب‌حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب‌حاره-ای آزر است؟ یازدهمین کنگره انجمن جغرافی دانان ایران، ۲۴ و ۲۵ شهریورماه ۱۳۹۰، دانشگاه شهید بهشتی.

قائمی، هوشنگ، زرین، آذر، آزادی، مجید، و فرحزاده اصل، منوچهر. (۱۳۸۸). تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب‌حاره بر روی آسیا و آفریقا. فصل‌نامه مدرس علوم انسانی، ۱۳(۱)، ۲۴۵-۲۱۹.

گرمسیری، علی اکبر، عزیزی، قاسم، محمدی، حسین و کریمی احمدآباد، مصطفی. (۱۳۹۸). تحلیلی بر واچرخندهای جنب‌حاره در ترازهای میانی جو از شمال آفریقا تا ایران، نشریه هواشناسی و علوم جو، ۳(۲)، ۱۴۷-۱۲۹.

Bergeron, T. (1930). Richtlinien einer dynamischen Klimatologie Meteorologische Zeitschrift, 47(7), 246-262.

Cherchi, A., Ambrizzi, T., Behera, S., Vasques, A. C., Morioka, Y., and Zhou, T. (2018). The response of subtropical highs to climate change. Current Climate Change Reports, 4(4), 371-382.

Gill, A. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 106(449), 447-462.

He, C., Wu, B., Zou, L., and Zhou, T. (2017). Responses of the summertime subtropical anticyclones to global warming. Journal of Climate, 30(16), 6465-6479.

He, C., Zhou, T., 2022: Distinct responses of North Pacific and North Atlantic summertime subtropical anticyclones to global warming. Journal of Climate, 35(24), 8117-8132.

He, C., and Zhou, W. (2020). Different enhancement of the East Asian summer monsoon under global warming and interglacial epochs simulated by CMIP6 models: role of the subtropical high. Journal of Climate, 33(22), 9721-9733.

Held, I. M., and Hou, A. Y. (1980). Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. Journal of the Atmospheric Sciences, 37(3), 515-533.

Holton, J. R. (2004). An Introduction to Dynamic Meteorology. Fourth edition, Elsevier, Academic Press, 553 pp.

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

Huang, Z., Zhang, W., Geng, X., and Jin, F. (2020). Recent shift in the state of the Western Pacific subtropical high due to ENSO change. Journal of Climate, 33(1), 229-241.

James, I. N., 1994: Introduction to Circulating Atmospheres. Cambridge University Press, New York, 422 pp.

- Lindzen, R. S., and Hou, A. Y. (1988). Hadley circulations for zonally averaged heating centred off the equator. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(17), 2416–2427.
- Liu, Y., and Wu, G. (2004). Progress in the study on the formation of the summertime subtropical anticyclone. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21(3) 322–342.
- Lorenz, E. N. (1967). *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*. World Meteorological Organization, Geneva.
- Lyu, K., Yu, J. Y., and Paek, H. (2017) The influences of the Atlantic multidecadal oscillation on the mean strength of the North Pacific subtropical high during boreal winter. *Journal of Climate*, 30(1), 411–426.
- Mahlobo, D. D., Ndarana, T., Grab, S., and Engelbrecht, F. (2018). Integrated climatology and trends in the subtropical Hadley cell, sunshine duration and cloud cover over South Africa. *International Journal of Climatology*, 39(4), 1805-1821.
- Manney, G. L., Santee, M. L., Lawrence, Z. D., Wargan, K., and Schwartz, M. J. (2021) A moments view of climatology and variability of the Asian summer monsoon anticyclone. *Journal of Climate*, 34(19), 7821–7841.
- Masako, T., and Tanaka, H. L. (2007). Intensities of Hadley, Walker, and Monsoon circulations compared in the upper and lower troposphere. *Journal of the Korean Meteorological Society*, 43(3), 239-251.
- Matsuno, T. (1966) Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 44(1), 25–43.
- Miyamoto, A., Nakamura, H., Miyasaka, T., Kosaka, Y., Taguchi, B., and Nishii, K. (2022) Maintenance mechanisms of the wintertime subtropical high over the south Indian Ocean. *Journal of Climate*, 35(10), 2989–3005.
- Nguyen, H., Hendon, H. H., Lim, E. P., Boschhat, G., Maloney, E., and Timbal, B. (2017) Variability of the extent of the Hadley circulation in the Southern Hemisphere: a regional perspective. *Climate Dynamics*, 50, 29–142.
- Peixoto, J. P. and Oort, A. H. (1992). *Physics of Climate*. Springer-Verlag, 215 pp.
- Pepler, A. (2023). Projections of synoptic anticyclones for the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 61, 3271–3287.
- Polvani, L. M., Waugh, D. W., Correa, G. J. P., and Son, S.-W. (2011). Stratospheric ozone depletion: The main driver of the twentieth century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, 24(3), 795–812.
- Rodwell, M., and Hoskins, B. (1996). Monsoons and the dynamics of deserts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(534), 1385–1404.
- Rodwell, M., and Hoskins, B. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14(15), 3192–3211.
- Schwendike, J., Govekar, P., Reeder, M. J., Wardle, R., Berry, G. J., and Jakob, C. (2014). Local partitioning of the overturning circulation in the tropics and the connection to the Hadley and Walker circulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(3), 1322–1339.
- Siu, L. W., and Bowman, K. P., 2019: Forcing of the upper-tropospheric monsoon anticyclones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76 (7), 1937–1954.
- Wu, G., and Liu, Y. (2016). Impacts of the Tibetan Plateau on Asian climate. *Meteorological Monographs*, 56(1), 7.1–7.29.
- Zaitchik, B. F., Evans, J. P., and Smith, R. B. (2007). Regional impact of an elevated heat source; the Zagros Plateau of Iran. *Journal of Climate*, 20(16), 4133–4146.

The role of the Hadley cell in the general circulation of the atmosphere and the formation of a subtropical anticyclone over Southwest Asia

Abstract

Subtropical high pressures play a very important role in the climate of the whole earth, especially in the Southwest Asia region. These high pressures are influential in determining the climatic conditions more than any other atmospheric component. In this research, using NCEP/NCAR reanalysis data with a horizontal resolution of 2.5 degrees during the 1991–2020 period, the impacts of various non-local factors on the formation and evolution of high pressures in the subtropical region of Southwest Asia have been investigated. Specifically, one of the main goals is to find an answer to the question: why, contrary to the initial physical expectation, despite the existence of a more intense meridional pressure gradient in the winter season, are summer high pressures in the Northern Hemisphere stronger than their winter counterparts. For this purpose, first, by using quantities such as sea level pressure, geopotential height of different pressure levels, as well as meridional and vertical components of wind speed, the state of Hadley circulation and consequently the intensity of high pressures in winter and summer during the study period have been examined and compared. In the second step of the research, according to the results of previous researches on the prominent role of the South and Southeast Asia monsoons in the formation and strengthening of anticyclones and summer subtropical high pressures, this issue has been assessed in the Southwest Asia region.

Results showed that the Hadley cell in the winter hemisphere has a greater intensity and extent than the summer hemisphere, and the subsidence caused by the Hadley mechanism in the lower levels of the winter hemisphere and Southwest Asia is considered the main factor in the formation of low-level subtropical anticyclones in these regions. Meanwhile, the powerful high-level anticyclones in the summer of Southwest Asia and the Asian region are not compatible with the weak summer Hadley cell in these regions. Among the other notable findings are

the importance of Asian monsoon circulation in the formation of east-west zonal circulations in the upper levels of the Asian region and the role of local circulations induced by the high plateaus of Iran, Arabia, and Tibet to explain the summer circulation of Southwest Asia. The results also showed that the currents originating from the Asian seasonal region are responsible for the background flow of north-west upper levels in summer from East to West Asia, which can describe the formation of downward mass fluxes associated with the zonal and meridional parts of circulation in West Asia and thus explain the existence of upper levels Southwest Asia anticyclones. The high plateaus of Iran, Zagros causes upward motions and local circulations below downward flow from upper levels. The mountain effects as local enhancers of downward flux of upper background flow have also been considered.

Keywords: Asian monsoon, Hadley cell, Southwest Asia, subtropical high pressures

مقاله
فیل از انتشار
وید استادی نشده