

گردش کلی جو در اطلس و آرام شمالی و ارتباط آن با توسعه و تقویت واچرخندهای جنب‌حاره آزرز و هاوایی

علی اکبر گرمسیری مهوار^۱، قاسم عزیزی^{۲*}، حسین محمدی^۱ و مصطفی کریمی احمدآباد^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۲. استاد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳. استادیار، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۹۹/۱۱/۲۶، پذیرش نهایی: ۱۴۰۰/۳/۴)

چکیده

در این پژوهش به منظور شناخت ارتباط گردش کلی جو با توسعه و تقویت واچرخندهای جنب‌حاره آزرز و هاوایی، تحلیل همدیدی-دینامیکی از وضعیت اقلیم‌شناختی گردش هادلی و گردش مداری (واکر) در حوزه اطلس و آرام شمالی به عمل آمده است. از روش تابع جریان جرم برای کمی‌سازی گردش نصف‌النهار و مداری بهره گرفته شده است. داده‌های مورد نیاز، شامل میانگین ماهانه مؤلفه نصف‌النهاری باد، سرعت قائم در دستگاه فشاری (أمگا) و واگرایی باد افقی از نسخه ERA5، داده‌های بازتحلیل مرکز پیش‌بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) دریافت شده‌اند. الگوی گردش نصف‌النهار میانگین نشان داد که انتقال جرم در تابستان نیمکره شمالی به سمت نیمکره جنوبی صورت می‌گیرد و گردش هادلی نمی‌تواند بیشینه فعالیت واچرخندهای جنب‌حاره را تفسیر و توجیه کند. در حالی که الگوی گردش نصف‌النهاری در سطح مقطع‌های کوچک‌تری در شرق اقیانوس‌ها، نشان داد که گردش هادلی نقش مهمی در انتقال جرم به جنب‌حاره نیمکره شمالی بازی می‌کند. براساس نتایج تحقیق، گردش هادلی در شرق اقیانوس‌ها، گردش مداری (واکر) ناشی از گرمای نهان آزاد شده در غرب اقیانوس‌ها و گردش حاصل از گرمایش بر روی خشکی‌های شرق اقیانوس‌ها نقش مهمی در انتقال جرم به جناح شرقی واچرخندهای جنب‌حاره دارند. فرایندهای مذکور در شکل‌گیری بادهای شدید شمالی در شرق اقیانوس‌ها و بادهای بسامان در منطقه حاره و در نتیجه آن، توسعه و تقویت واچرخندهای جنب‌حاره مؤثر هستند.

واژه‌های کلیدی: تابع جریان جرم، باخته هادلی، گردش کلی جو، گردش واکر، واچرخندهای جنب‌حاره.

۱. مقدمه

گردش نصف‌النهاری نقش مهمی در تبادل نصف‌النهاری جرم، تکانه، تکانه زاویه‌ای و دیگر متغیرهای فیزیکی بازی می‌کند (به‌عنوان مثال: اورت و پیژتو، ۱۹۸۳؛ چانگ، ۱۹۹۵؛ هرل، ۱۹۹۶).

در ادامه پژوهش‌های هادلی، تا اواخر دهه ۱۹۷۰ یک پایه علمی و مشاهداتی برای تشخیص و ارزیابی گردش‌های متقارن نصف‌النهاری وجود نداشت (اشنایدر، ۱۹۷۷؛ اشنایدر و لیندن، ۱۹۷۷؛ لیندن و هو، ۱۹۸۸). پس از آن نیز غالباً میانگین مداری گردش نصف‌النهاری در سراسر کره زمین (گردش نصف‌النهاری میانگین) مورد توجه و تحلیل قرار گرفته است. اشنایدر و لیندن (۱۹۷۷) با استفاده از یک مدل خطی، جنبه‌های مختلف میانگین سالانه و مداری گردش نصف‌النهاری را شبیه‌سازی کردند. در این مدل خطی، یاخته شبیه‌سازی شده تقریباً

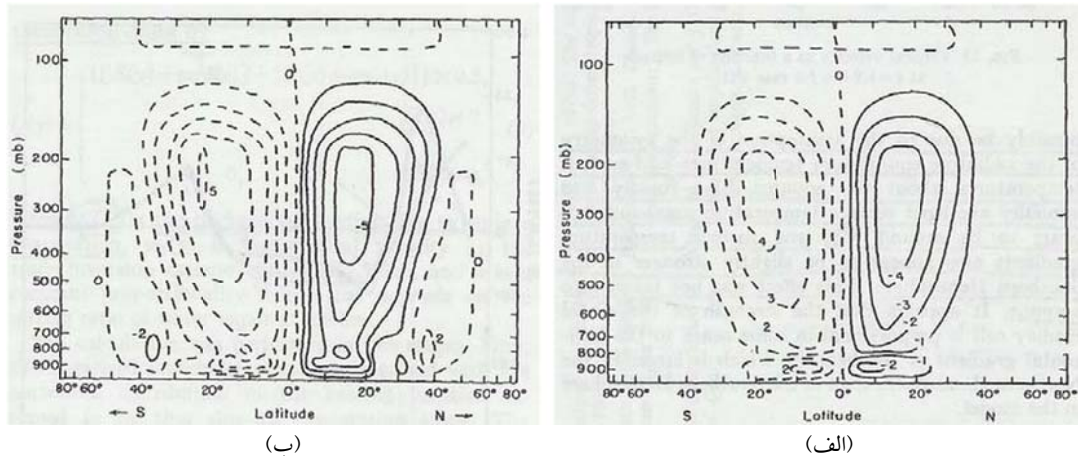
گردش نصف‌النهاری جو مورد توجه بسیاری از محققین در طی ۳۰۰ سال گذشته بوده است. هادلی (۱۶۸۶) نظریه‌ای در مورد چگونگی توزیع جغرافیایی بادهای بسامان در حاره و جنب‌حاره ارائه کرد. او این بادهای را به‌عنوان قسمتی از شاخه جنوب‌سوی یک گردش نصف‌النهاری معرفی کرد. از نظر هادلی این گردش نصف‌النهاری شامل یک جفت یاخته گرمایی متقارن از استوا تا قطب در هر نیمکره بود که با صعود هوای گرم در استوا و نزول هوا در قطب ایجاد می‌شد (هادلی، ۱۷۳۵). فول (۱۸۵۶) گردش نصف‌النهاری را شامل گردش هادلی در عرض‌های جغرافیایی پایین (استوا تا حدود ۳۰ درجه)، گردش فول در عرض‌های میانی (۳۰ تا ۶۰ درجه) و گردش قطبی در عرض‌های جغرافیایی بالا (۶۰ درجه تا قطب) می‌دانست. مبانی نظری زیادی نشان می‌دهند که

نیمی از شدت مشاهداتی را به نمایش گذاشت (شکل ۱- الف). در ادامه همین بحث اشنایدر (۱۹۷۷) اثرات غیرخطی را در این تحلیل توسعه داد. در این نسخه غیرخطی یاخته‌های فرل ضعیفی نیز در هر نیمکره مشاهده شد و شدت یاخته هادلی به حدود ۷۰ درصد شدت گردش مشاهداتی افزایش یافت (شکل ۱-ب). نتایج این پژوهش، همچنین نشان داد که گردش متقارن نصف‌النهار به‌طور قابل‌توجهی در نگهداشت جت‌های جنب‌حاره و بادهای سطحی مؤثر می‌باشد. هلد و هو (۱۹۸۰) با استفاده از یک مدل غیرخطی بر تعیین پارامترهایی که وسعت یاخته هادلی را کنترل می‌کنند، تمرکز کردند. این پارامترها شامل شار جرم قطب‌سوی کل، عرض جغرافیایی جت ترازهای فوقانی و توزیع جریان‌های غربی و شرقی در سطح بودند.

اغلب مطالعات انجام شده تا این زمان، توزیع گرمایش را به‌صورت متقارن در اطراف استوا بررسی کرده‌اند. اما مطالعات پس از آن نشان داد که تقارن استوایی گردش نصف‌النهار میانگین، یک محصول ساختگی و متأثر از میانگین‌گیری زمانی در طول سال و یا هر زمان دیگری است و توزیع گردش، به‌میزان تقارن استوایی واداشت دما حساس می‌باشد (لیندزن و هو، ۱۹۸۸). این محققین در پژوهشی که بر پایه داده‌های رادیوگمانه انجام شده بود به این نتیجه دست یافتند که گردش نصف‌النهار میانگین در انقلاب‌های تابستانه و زمستانه یک عدم‌تقارن را به نمایش می‌گذارند، طوری‌که در این زمان یاخته هادلی شامل صعود در منطقه حاره در یک نیمکره و نزول در جنب‌حاره نیمکره دیگر است. آنها برای تشریح این عدم‌تقارن اظهار داشتند که میانگین سالانه یاخته هادلی متقارن کلاسیک، بسیار قوی‌تر از آن است که نتیجه واداشت‌های متقارن استوایی باشد و به‌همین دلیل بایستی واداشت‌های نامتقارن استوایی به‌عنوان اساس مطالعه در نظر گرفته شود. این محققین اظهارات خود را با یک سری آزمایش‌های عددی با مدل نامتقارن مورد تحلیل قرار

دادند. آنها به این نتیجه دست یافتند که عدم‌تقارن استوایی کوچکی در گرمایش باعث ایجاد عدم‌تقارن استوایی بزرگی در گردش نصف‌النهار میانگین می‌شود. دایما (۲۰۰۵) گذر سالانه گردش نصف‌النهار میانگین را در دو بخش معرفی می‌کنند: (۱) یک جفت یاخته هادلی در اعتدالین که از صعود هوا در کمی بالاتر از استوا و فرونشست در جنب‌حاره ایجاد می‌شود. (۲) تک یاخته در انقلاب‌های تابستانه و زمستانه که از صعود در برون حاره نیمکره تابستانی و فرونشست در نیمکره زمستانی ایجاد می‌شود. فاصله بین دو منطقه از فرونشست در یاخته‌های هادلی، به‌عنوان ضخامت گردش هادلی یا ضخامت حاره شناخته می‌شود (به‌عنوان مثال: جانسون و فو، ۲۰۰۹؛ استاچنیک و چاماچر، ۲۰۱۱). برخلاف یاخته هادلی، یاخته فرل یک یاخته غیرمستقیم گرمایی است. یاخته فرل ناشی از ناپایداری پیچکی سیاره‌ای و عبوری از عرض‌های جغرافیایی بالا و میانی است که با امواج راسبی در وردسپهر فوقانی همراه است. این یاخته تکانه و گرما را به‌سمت قطب انتقال می‌دهد (به‌عنوان مثال: هولتون، ۱۹۹۲؛ چانگ، ۱۹۹۶).

بسیاری از محققین ارتباط تغییرپذیری گردش هادلی با پدیده‌های هواشناختی را مورد توجه قرار داده‌اند. اورت و اینگر (۱۹۹۶) نشان دادند که گردش هادلی همبستگی مثبتی با دمای سطح دریا در منطقه استوایی آرام شرقی دارد. سایر مطالعات نظری و مدل‌سازی نشان می‌دهند که دمای سطح دریا در منطقه حاره تأثیر مهمی در تغییرپذیری سالانه گردش هادلی دارد. دمای سطح دریا در منطقه حاره تعیین‌کننده مکان منطقه همگرایی درون حاره (ITCZ) می‌باشد که شاخه صعودی گردش هادلی را شامل می‌شود (لیندزن و نیگام، ۱۹۸۷؛ هو و لیندزن، ۱۹۹۲؛ نوماگوتی، ۱۹۹۵؛ لوین و اشنایدر، ۲۰۱۱). تباین گرمایی در راستای طول جغرافیایی نیز می‌تواند شدت و مکان گردش هادلی را دچار تغییر کند (بروکولی و همکاران، ۲۰۰۶؛ لیو و همکاران، ۲۰۰۸؛ جیوین و همکاران، ۲۰۱۳).



شکل ۱. گردش نصف‌النهاری میانگین: الف) مدل متقارن محوری خطی (اشنایدر و لیندن، ۱۹۷۷) ب) مدل متقارن محوری غیرخطی (اشنایدر، ۱۹۷۷). فاصله خطوط تابع جریان جرم 10^{13} گرم بر ثانیه می‌باشد.

بیشینه جریان واچرخندی و فشار سطحی دست می‌یابند. هاسکینز (۱۹۹۶) فرضیات مختلفی را برای توسعه و تقویت پرفشارهای جنب‌حاره برشمرد. یکی از این فرضیات اثر گرمایش مونسون در شرق و غرب این سامانه‌ها می‌باشد. او اعتقاد دارد که گرمای نهان آزاد شده روی مناطق خشکی قاره‌های اطراف پرفشارهای جنب‌حاره در طی توسعه مونسون به سمت شمال‌غرب جریان پیدا می‌کند و در توسعه واچرخند و نزول در آن سهم می‌باشد. رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) در مورد اثر گردش هادلی در توسعه و تقویت پرفشارهای جنب‌حاره تأکید می‌کنند که میانگین مداری گردش نصف‌النهاری هادلی در تابستان نیمکره شمالی نسبت به تابستان نیمکره جنوبی بسیار ضعیف‌تر است و این گردش به اندازه کافی قوی نیست تا بیشینه‌های تابستانه مشاهده شده از شدت پرفشار جنب‌حاره را ایجاد کند؛ بنابراین آنها به این نتیجه می‌رسند که «نظریه گردش هادلی» کلاسیک به‌تنهایی قادر نخواهد بود وجود بیشینه فشار سطح دریا در جنب‌حاره‌ی نیمکره شمالی را تشریح کند. گرمسیری و عزیزی (۱۳۹۹) در تحلیل جریان واچرخندی و فرونشست هوا در اطلس و آرام شمالی اظهار می‌دارند که بیشینه فرونشست در ژوئیه و در جناح شرقی واچرخندهای جنب‌حاره، منطبق بر بیشینه بادهای شمالی در ترازهای زیرین و ناوه ترازهای فوقانی رخ داده است. همچنین

جو علاوه بر گردش نصف‌النهاری دارای گردش مداری نیز هست. شاید مهم‌ترین آن، گردش در یک صفحه قائم مداری در منطقه حاره اقیانوس آرام باشد که به گردش واکر موسوم است (برکنس، ۱۹۶۹). گردش واکر یک گردش نامتقارن مداری است که با یک مرکز صعود در غرب آرام، حرکت شرق سوی جریان در وردسپهر فوقانی، یک مرکز فرونشست قوی در شرق آرام و بادهای بسامان سطحی در طول اقیانوس آرام ارائه شده است (برکنس، ۱۹۶۹). گردش مداری حاره‌ای شامل سه بخش اصلی می‌باشد؛ یاخته اقیانوس آرام، یاخته اقیانوس هند (صعود هوا بر روی هندوستان و فرونشست در غرب اقیانوس هند) و یاخته اقیانوس اطلس (صعود در منطقه آمازون و فرونشست در شرق اطلس) (پیژتو و اورت، ۱۹۹۲). تغییرپذیری فصلی گردش واکر اقیانوس آرام به‌طور زیادی به ال‌نینو-نوسان جنوبی (ENSO)، گردش‌های ناشی از مونسون و بارش بر روی قاره‌های مجاور آن بستگی دارد (والاس و همکاران، ۱۹۹۸؛ تاناکا و همکاران، ۲۰۰۴).

حوزه‌های اطلس و آرام شمالی سامانه‌های واچرخندی بزرگ مقیاسی را در خود جای داده‌اند. جریان واچرخندی و فشار سطحی بالا دو ویژگی برجسته این سامانه‌ها می‌باشند. این سامانه‌ها دارای یک روند سالانه بوده و به‌طور معمول در تابستان و به‌ویژه ماه ژوئیه به

نصف‌النهاری و واچرخندهای جنب‌حاره، پژوهش حاضر در نظر دارد دو موضوع مرتبط به این بحث را مورد واکاوی قرار دهد. اول اینکه چه فرایندهایی در انتقال جرم به جناح شرقی واچرخندهای جنب‌حاره و در نتیجه آن در توسعه و تقویت این سامانه‌ها مؤثر می‌باشند. دوم اینکه آیا فرونشست هوای ناشی از گردش هادلی و یا فرایند بی‌درو، نقشی در رخداد زبانه‌های پرارتفاع در ترازهای فوقانی واچرخندهای جنب‌حاره دارد. با توجه به اینکه واچرخندهای جنب‌حاره در تابستان نیمکره شمالی (ژوئن، ژوئیه و اوت) به بیشینه شدت و وسعت خود دست می‌یابند؛ بنابراین پژوهش حاضر سعی دارد در بازه زمانی فوق به کنکاش در خصوص پاسخ به سوالات فوق پردازد.

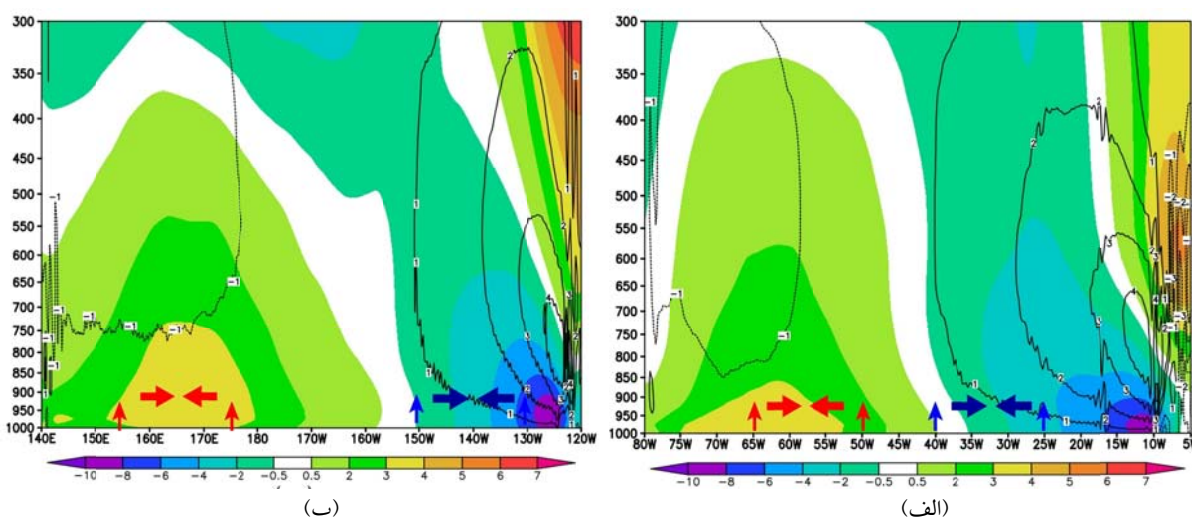
۲. داده‌ها و روش پژوهش

گردش نصف‌النهاری از ترکیب دو مؤلفه سرعت قائم و مؤلفه نصف‌النهاری باد استخراج و کمی می‌شود. معمولاً دو روش برای نمایش این گردش به کار برده شده است:

۱- میدان برداری از دو مؤلفه

۲- تابع جریان جرم

بیشینه نزول هوا در اطلس و آرام شمالی به ترتیب در طول‌های جغرافیایی ۱۰ و ۱۲۰ درجه غربی حاکم است که بر بیشینه فشار سطح (به ترتیب در ۳۶ و ۱۵۰ درجه غربی) منطبق نیست (شکل ۲). بر این اساس آنها مطابق با نتایج دیگر محققین، واداشتهای محلی و تضاد خشکی-دریا را عامل شکل‌گیری بیشینه فشار سطح دریا معرفی می‌کنند. در این پژوهش به رخداد فرارفت گرم، صعود هوا و آزاد شدن گرمای نهان در جناح غربی واچرخندها که با زبانه پرارتفاع در ترازهای فوقانی همراه می‌باشد نیز اشاره شده است. در برخی از پژوهش‌های داخلی زبانه‌های پرارتفاع در فصل گرم را به پرفشار جنب‌حاره نسبت داده‌اند. تمرکز این متون غالباً بر روی خشکی‌ها بوده و دو نوع آب‌وهوا در شمال و جنوب این زبانه‌های پرارتفاع معرفی کرده‌اند. این مطالعات رخداد زبانه‌های پرارتفاع در عرض‌های میانی و جنب‌حاره را حاصل گرمایش بی‌درو ناشی از نزول هوا می‌دانند و ظهور آن را مترادف با تشدید پایداری، سازوکار عدم‌صعود و به‌وجود آمدن شرایط خشکی و خشکسالی می‌دانند (به‌طور مثال: حجازی زاده، ۱۳۷۲؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۵؛ لشکری و همکاران، ۱۳۹۶؛ علی‌پور و همکاران، ۱۳۹۷). با توجه به موارد مطرح شده در مورد گردش



شکل ۲. سطح مقطع مؤلفه نصف‌النهاری باد (زمینه رنگی بر حسب متر بر ثانیه؛ منفی: باد شمالی، مثبت: باد جنوبی) و امگا (خطوط بر حسب پاسکال بر دقیقه؛ مثبت: نزول هوا، منفی: صعود هوا) که از عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی و از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ برای ژوئیه؛ الف) اطلس شمالی و ب) آرام شمالی، میانگین‌گیری شده است (گرمسیری و عزیزی، ۱۳۹۹). بازه‌های مداری انتخابی (پیکان‌های آبی و قرمز) در متن معرفی شده‌اند.

افقی از دو مؤلفه واگرا و چرخشی ($V = V_r + V_d$) تشکیل شده است که در آن $V_d = (u_d, v_d)$ می‌باشد. برای به‌دست آوردن u_d ، ابتدا بایستی با حل معادله زیر:

$$\nabla \cdot V = \nabla^2 \chi \quad (۴)$$

که در آن $\nabla \cdot V$ واگرایی باد افقی و χ تابع پتانسیل می‌باشد، میدان تابع پتانسیل به‌دست آید و سپس با توجه به اینکه:

$$u_d = \frac{\partial \chi}{a \cos \varphi \partial \lambda} \quad (۵)$$

میدان مؤلفه واگرایی باد مداری استخراج شود.

در این مطالعه گردش نصف‌النهاری و مداری (واگر) از روش تابع جریان جرم توسط معادله‌های (۲) و (۳) کمی شده‌اند. در معادله (۲) از میانگین مؤلفه نصف‌النهاری باد انتگرال‌گیری شده است و با توجه به ثابت‌هایی که در معادله (۲) وجود دارد توزیع تابع جریان جرم از تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال استخراج شده است. ثابت‌ها در معادله (۲)، φ عرض جغرافیایی بر حسب رادیان، $a = 6371 \times 10^6$ شعاع زمین بر حسب متر، $g = 9.8$ و $\pi = 3.1416$ شتاب جاذبه زمین بر حسب متر بر مجذور ثانیه می‌باشد. در کمی‌سازی گردش مداری (واگر)، با توجه به معادله (۳) از میانگین مؤلفه واگرایی باد مداری انتگرال‌گیری صورت گرفته است. برای به‌دست آوردن مؤلفه واگرایی باد مداری، ابتدا با به‌کارگیری میدان واگرایی باد افقی در معادله (۴) و حل آن، میدان تابع پتانسیل یعنی χ استخراج شده است. سپس با به‌کارگیری تابع پتانسیل در معادله (۵) و مشتق‌گیری از آن میدان مؤلفه واگرایی باد مداری (u_d) به‌دست آمده است.

این پژوهش در سه بخش صورت گرفته است؛ ۱- گردش نصف‌النهاری میانگین ۲- گردش نصف‌النهاری در اطلس و آرام شمالی ۳- گردش واگر در اطلس و آرام شمالی. در بخش اول یک نمایش اقلیم‌شناختی از گردش نصف‌النهاری میانگین، صعود و نزول هوا در جنب‌حاره و عرض‌های میانی در همه ماه‌های سال نمایش داده شده است. از میانگین ماهانه مؤلفه نصف‌النهاری باد که

تابع جریان جرم در واقع بیانی از پایداری جرم است و در یک شارش دو بعدی، جریان در یک سو را با جریان در سوی دیگر پایسته و جفت می‌داند؛ بنابراین از پایداری جرم می‌توان به تشریح تابع جریان جرم پرداخت که معادله زیر را در سه بعد ارائه می‌کند (کوک، ۲۰۰۴):

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial (v \cos \varphi)}{\partial \varphi} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (۱)$$

که در آن u سرعت مداری، v سرعت نصف‌النهاری، ω سرعت قائم در دستگاه فشاری (امگا)، a شعاع زمین، λ طول جغرافیایی و φ عرض جغرافیایی است. اگر در راستای طول جغرافیایی و در کل کره زمین از معادله (۱) میانگین‌گیری صورت گیرد، قسمت اول معادله بالا صفر می‌شود و یک جریان دو بعدی استخراج می‌شود. پس از محاسبات کوتاهی و با به‌کارگیری سرعت نصف‌النهاری، تابع جریان جرم نصف‌النهاری (Ψ_m) که به تابع جریان استوکس (Stokes stream function) نیز معروف است به صورت زیر استخراج می‌شود:

$$\Psi_m(\varphi, p) = \frac{2\pi a \cos \varphi}{g} \int_p^0 [v(\varphi, p)] dp \quad (۲)$$

(به‌عنوان مثال: کوک، ۲۰۰۴؛ استاچنیک و چاماچر، ۲۰۱۱؛ جویین و همکاران، ۲۰۱۳؛ گونگ و همکاران، ۲۰۱۵)

بنابراین با استفاده از میانگین سرعت نصف‌النهاری و انتگرال‌گیری از معادله بالا تابع جریان جرم به‌دست می‌آید. با توجه به اینکه مؤلفه نصف‌النهاری باد دارای پیوستگی و دقت مشاهداتی بیشتری نسبت به سرعت قائم است؛ بنابراین روش دوم برای تحلیل گردش نصف‌النهاری کاربردی‌تر است.

با پیروی از بسیاری از محققین (به‌عنوان مثال: دیویس و همکاران، ۲۰۱۶؛ بیر و همکاران، ۲۰۱۴؛ جویین و همکاران، ۲۰۱۳؛ ما و ژائو، ۲۰۱۶؛ یو و همکاران، ۲۰۱۲) تابع جریان جرم مداری (Ψ_z) به‌صورت زیر ارائه شده است:

$$\Psi_z(p) = \frac{2\pi a}{g} \int_p^0 u_d dp \quad (۳)$$

که در آن u_d مؤلفه واگرایی باد مداری می‌باشد. سرعت

(واکر) در حوزه‌های مورد مطالعه بررسی شده است. از روشی که برای محاسبه میدان u_d در مقدمه تشریح شد، میانگین ماهانه u_d در تابستان نیمکره شمالی از عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی محاسبه شده است. سپس با به کارگیری u_d در معادله (۳)، تابع جریان جرم برای نمایش میانگین گردش واکر از ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی ارائه شده است. در این قسمت نیز همراه با کمیت تابع جریان جرم، الگوی سرعت قائم نمایش داده شده است.

در این پژوهش از کمیت‌های مؤلفه نصف‌النهاری باد، سرعت قائم در دستگاه فشاری (امگا) و واگرایی باد افقی استفاده شده است. داده‌ها با تفکیک افقی 0.25×0.25 درجه از مرکز اروپایی پیش‌بینی میان مدت وضع هوا (ECMWF) و از نسخه ERA5 استخراج شده است. کمیت‌های مورد استفاده شامل ۲۷ تراز؛ ۱۰۰۰، ۹۷۵، ۹۵۰، ۹۲۵، ۹۰۰، ۸۷۵، ۸۵۰، ۸۲۵، ۸۰۰، ۷۷۵، ۷۵۰، ۷۰۰، ۶۵۰، ۶۰۰، ۵۵۰، ۵۰۰، ۴۵۰، ۴۰۰، ۳۵۰، ۳۰۰، ۲۵۰، ۲۲۵، ۲۰۰، ۱۷۵، ۱۵۰، ۱۲۵ و ۱۰۰ هکتوپاسکال است. این داده‌ها بازتحلیل داده‌های ایستگاهی، داده‌های برآوردی از اطلاعات ماهواره‌ای و خروجی مدل‌های عددی می‌باشند. میانگین‌های ماهانه کمیت‌های مورد استفاده در یک بازه ۴۰ ساله و از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ صورت گرفته است.

۳. بحث

۳-۱. گردش نصف‌النهاری میانگین

شکل ۳، توزیع میانگین ماهانه تابع جریان جرم (خطوط سیاه) را در واحد 10^{11} کیلوگرم بر ثانیه به نمایش گذاشته است. مقادیر مثبت یک گردش ساعتگرد با شارش جنوب‌سو (شمالی) در ترازهای زیرین و شارش شمال‌سو (جنوبی) در ترازهای زیرین و به‌طور عکس، مقادیر منفی گردش پادساعتگرد را نشان می‌دهند. مقادیر بیشینه و کمینه تابع جریان جرم، ظرفیت انتقال جرم را در ترازهای فوقانی و زیرین نشان می‌دهند. زمینه رنگی میانگین مداری سرعت قائم در سراسر کره زمین را بر

به‌صورت مداری نیز در سراسر کره زمین میانگین‌گیری شده، برای محاسبه تابع جریان جرم استفاده شده است. در نقشه تابع جریان جرم در بازه‌های مکانی و زمانی فوق، کمیت سرعت قائم در دستگاه فشاری (امگا) نیز به کار گرفته شده است. مقادیر تابع جریان جرم در واحد 10^{11} و بر حسب کیلوگرم بر ثانیه و مقادیر سرعت قائم در دستگاه فشاری بر حسب پاسکال بر دقیقه نمایش داده شده‌اند. مقادیر مثبت تابع جریان جرم، گردش ساعتگرد و مقادیر منفی، گردش پادساعتگرد را به نمایش می‌گذارند. همچنین مقادیر مثبت و منفی سرعت قائم در دستگاه فشاری به ترتیب متناظر با حرکت نزولی و صعودی هوا می‌باشند.

با توجه به اینکه الگوی فرونشست و صعود هوا در جناح‌های شرقی و غربی و اچرخندهای آزرورز و هاوایی بسیار متفاوت از هم هستند (شکل ۲). در بخش دوم پژوهش، الگوی گردش نصف‌النهاری و سرعت قائم در جناح‌های شرقی و غربی این و اچرخندها در تابستان نیمکره شمالی مورد تحلیل قرار گرفته است. بدین صورت که میانگین گردش نصف‌النهاری در بازه طول‌های جغرافیایی خاصی در هر یک از دو جناح شرقی و غربی و اچرخندها استخراج شده است. برای عدم تأثیر خشکی‌ها در الگوی گردش نصف‌النهاری، طول‌های جغرافیایی در جناح شرقی و غربی طوری انتخاب شده‌اند که به اندازه کافی از قاره‌ها دور باشند؛ بنابراین جناح شرقی و اچرخند آزرورز از ۲۵ تا ۴۰ و جناح غربی آن از ۵۰ تا ۶۵ درجه غربی و جناح شرقی و اچرخند هاوایی از ۱۳۰ تا ۱۵۰ درجه غربی و جناح غربی آن از ۱۵۵ تا ۱۷۵ درجه شرقی در نظر گرفته شده است (بازه‌های مداری انتخاب‌شده با پیکان‌های آبی و قرمز در شکل ۲). همچنین در محاسبه تابع جریان جرم در این سطح مقطع‌های کوچک‌تر، معادل قوس به کار برده شده به‌جای ضرب 2π در معادله‌های (۲) و (۳) استفاده شده است.

در بخش سوم برای مطالعه اثر خشکی‌های مجاور اطلس و آرام شمالی در موضوع مورد بحث، گردش مداری

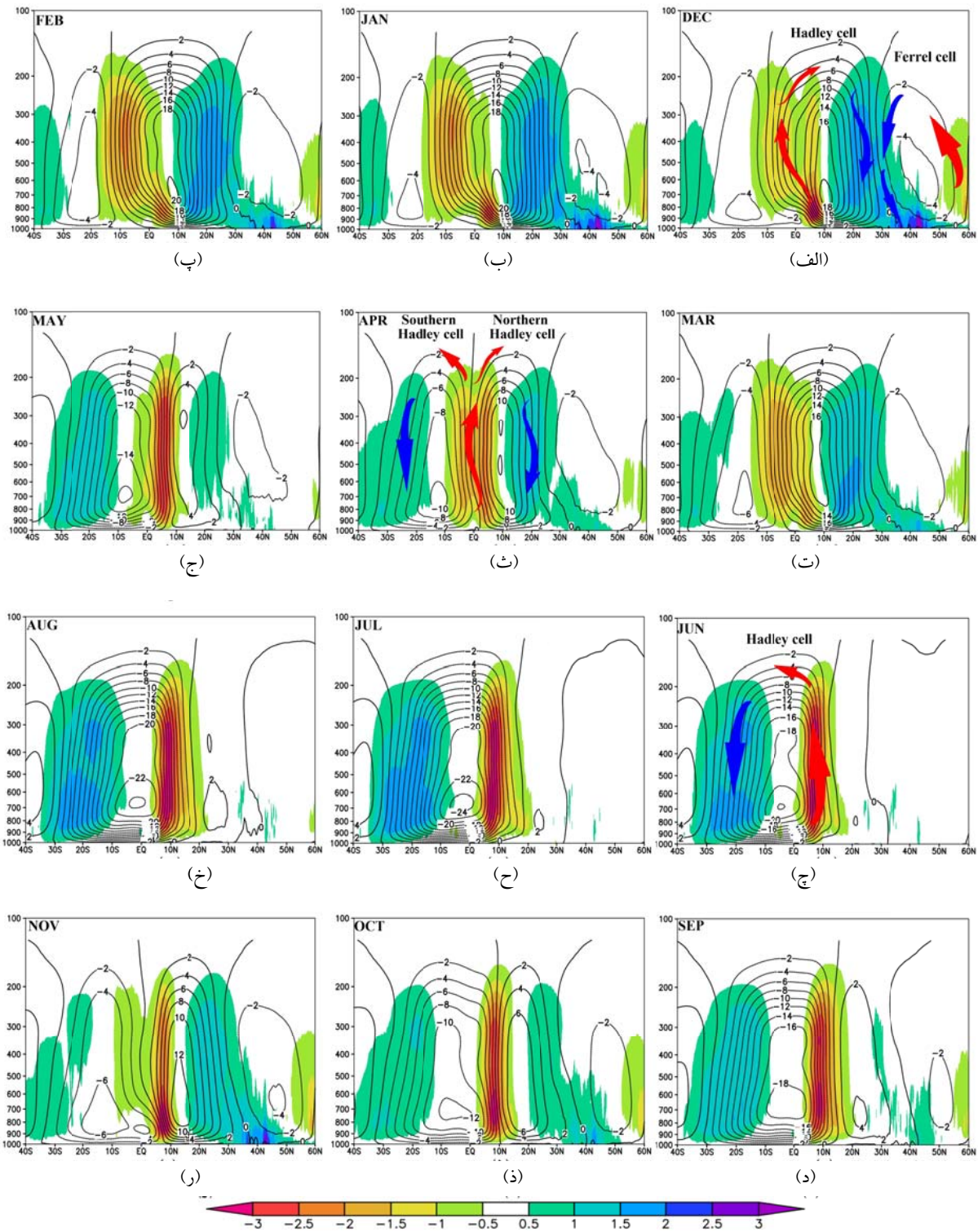
یاخته هادلی شمالی کاسته شده است؛ طوری که تابع جریان جرم در این زمان نسبت به فوریه به میزان 4×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه کاهش یافته است (شکل ۳-ت). این در حالی است که شدت یاخته هادلی جنوبی تا حدی افزایش یافته است. در آوریل شدت یاخته هادلی شمالی و جنوبی مقادیر بیشینه مثبت و منفی یکسانی از تابع جریان جرم (حدود 10×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه) را به خود گرفته‌اند (شکل ۳-ث)؛ بنابراین یک گردش نصف‌النهاری متقارن در حول و حوش استوا به سمت نیمکره شمالی و جنوبی به نمایش درآمده است. در ماه مه با تشدید گردش در یاخته هادلی جنوبی این تقارن به هم ریخته است. در این زمان صعود هوا غالباً از استوا تا 10° درجه شمالی و فرونشست در نیمکره جنوبی رخ داده است و گردش در یاخته هادلی جنوبی حدود 10×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه بیشتر از گردش در یاخته هادلی شمالی است (شکل ۳-ج).

در ماه ژوئن مقادیر تابع جریان جرم از 30° درجه جنوبی تا 20° درجه شمالی منفی هستند (شکل ۳-چ)، یعنی فقط یک گردش نصف‌النهاری پادساعتگرد شکل گرفته است. این وضعیت در ماه‌های ژوئیه و اوت نیز مشاهده می‌شود. صعود هوا از استوا تا 20° درجه شمالی و نزول هوا از 10° تا 30° درجه جنوبی یک تک یاخته هادلی را به نمایش گذاشته است. نکته قابل توجه در الگوی سرعت قائم از ماه مارس تا ماه اوت این است که بیشینه جریان صعودی به تدریج به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر جابه‌جا شده است طوری که در ماه اوت بیشینه جریان صعودی، در ضخامت زیادی از جو در حول و حوش 10° درجه شمالی رخ داده است، در حالی که در زمستان، جریان صعودی در نیمکره جنوبی برقرار است. مطمئناً این موضوع مرتبط با جابه‌جایی منطقه همگرایی درون‌حاره‌ای (ITCZ) در فصل گرم به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر می‌باشد. پس از گذر از فصل گرم، مجدداً به‌طور نسبی از شدت جریان صعودی کاسته شده و به سمت استوا جابه‌جا شده است.

حسب پاسکال بر دقیقه به نمایش می‌گردد. مقادیر مثبت و منفی به ترتیب متناظر با حرکت نزولی و صعودی جو می‌باشند.

در دسامبر، ژانویه و فوریه یک الگوی قوی از گردش ساعتگرد از 10° درجه جنوبی تا 30° درجه شمالی شکل گرفته است. صعود جریان هوا از 10° درجه جنوبی تا 10° درجه شمالی و فرونشست هوا از 10° تا 30° درجه شمالی صورت گرفته است (شکل‌های ۳-الف، ب و پ). بیشینه صعود هوا در ترازهای زیرین در حول و حوش 5° تا 10° درجه شمالی و در ترازهای میانی از 10° درجه جنوبی تا استوا مشاهده می‌شود که متناظر با مقادیر منفی سرعت قائم می‌باشند. صعود هوا در منطقه حاره علاوه بر یاخته ساعتگرد فوق باعث ایجاد یک گردش نصف‌النهاری پادساعتگرد نسبتاً ضعیف در نیمکره جنوبی نیز شده است. این گردش‌های نصف‌النهاری در واقع همان یاخته‌های شمالی و جنوبی هادلی می‌باشند. بیشینه مقدار تابع جریان جرم در یاخته هادلی شمالی در ژانویه و فوریه به 20×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه رسیده است، در حالی که در یاخته هادلی جنوبی این مقدار از 4×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه تجاوز نکرده است (شکل‌های ۳-ب و پ)؛ بنابراین در زمستان نیمکره شمالی، قسمت اعظم انتقال جرمی که از طریق گردش هادلی صورت می‌گیرد، به سمت نیمکره شمالی است و یاخته هادلی شمالی بسیار قوی‌تر از یاخته هادلی جنوبی است.

در دسامبر و ژانویه یک یاخته پادساعتگرد با مقدار بیشینه 4×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه از 30° تا 60° درجه شمالی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳-الف و ب). این همان یاخته فرل می‌باشد که از صعود هوا در عرض‌های جغرافیایی بالا و فرونشست در جنب‌حاره و عرض‌های میانی شکل گرفته است. این گردش ناشی از ناپایداری کژفشار در این فصل است که در ماه‌های بعد به تدریج تضعیف می‌شود و در فصل گرم اثری از آن دیده نمی‌شود. در مارس از شدت



شکل ۳. توزیع میانگین ماهانه از میانگین مداری تابع جریان جرم (پریندها؛ در واحد 10^1 و برحسب کیلوگرم بر ثانیه، مقادیر مثبت و منفی به ترتیب نشان‌دهنده یاخته ساعتگرد و پادساعتگرد هستند) و سرعت قائم در دستگاه فشاری (آمگا) (زمینه رنگی؛ بر حسب پاسکال بر دقیقه، مقادیر منفی و مثبت به ترتیب نشان‌دهنده صعود و نزول هوا هستند). میانگین زمانی از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ و میانگین مداری در سراسر کره زمین صورت گرفته و برای عرض جغرافیایی ۴۰ درجه جنوبی تا ۶۰ درجه شمالی از تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال به نمایش در آمده است: الف) دسامبر، ب) ژانویه، پ) فوریه، ت) مارس، ث) آوریل، ج) ژوئن، ح) ژوئیه، خ) اوت، د) سپتامبر، ذ) اکتبر و ر) نوامبر.

درجه شمالی، دو یاخته شمالی و جنوبی گردش هادلی را شکل داده است (شکل های ۴-الف، ب و پ). فرونشست ناشی از این دو گردش نصف‌النهاری به ترتیب در جنب‌حاره نیمکره شمالی و جنوبی رخ داده است. در ماه ژوئن بیشینه انتقال جرم در یاخته هادلی شمالی به 20×10^9 کیلوگرم بر ثانیه رسیده است که به تدریج در ژوئیه و اوت کاهش یافته؛ طوری که در ماه اوت به 12×10^9 کیلوگرم بر ثانیه رسیده است. در ماه‌های ژوئن و ژوئیه شدت انتقال جرم در یاخته هادلی شمالی از یاخته جنوبی بیشتر است و در ماه اوت به یک تعادل دست می‌یابند؛ طوری که دو یاخته نسبتاً متقارن شمالی و جنوبی برای گردش هادلی مشاهده می‌شود. الگوهای به‌دست آمده از یاخته هادلی در تابستان نیمکره شمالی حکایت از انتقال جرم با این فرایند در جناح شرقی و اچرخند آزرورز دارد. در تطابق با گردش فوق، بیشینه فرونشست نیز در عرض‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۰ درجه شمالی و از تراز حدود ۹۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ داده است (شکل های ۴-الف، ب و پ).

نکته قابل توجه در جناح شرقی و اچرخند آزرورز، یاخته پادساعتگردی است که در عرض‌های جغرافیایی بالاتر حاکم است. مقادیر تابع جریان جرم در این یاخته در ترازهای زیرین بیشتر از ترازهای بالاتر می‌باشد. به دلیل اینکه تابع جریان جرم به‌طور مستقیم به مؤلفه نصف‌النهاری باد وابسته است؛ بنابراین، این یاخته به‌نوعی وجود بادهای شدید شمالی را در بازه مکانی مورد مطالعه نشان می‌دهد که باعث انتقال جنوب‌سوی جرم می‌شوند. یا به دیگر سخن، این یاخته پادساعتگرد از صعود هوا در عرض‌های جغرافیایی بالاتر ناشی نمی‌شود، بلکه این بادهای شدید شمالی هستند که این الگو را شکل داده‌اند. این بادهای در واقع ادامه جریان‌های غربی و جنوب‌غربی هستند که از غرب اقیانوس اطلس نشأت گرفته و با یک خم و اچرخندی در شمال شرق اطلس باعث شکل‌گیری بادهای شمالی می‌شوند؛ بنابراین، این جریان‌ها نیز در انتقال جرم در جناح شرقی و اچرخند آزرورز مؤثر هستند.

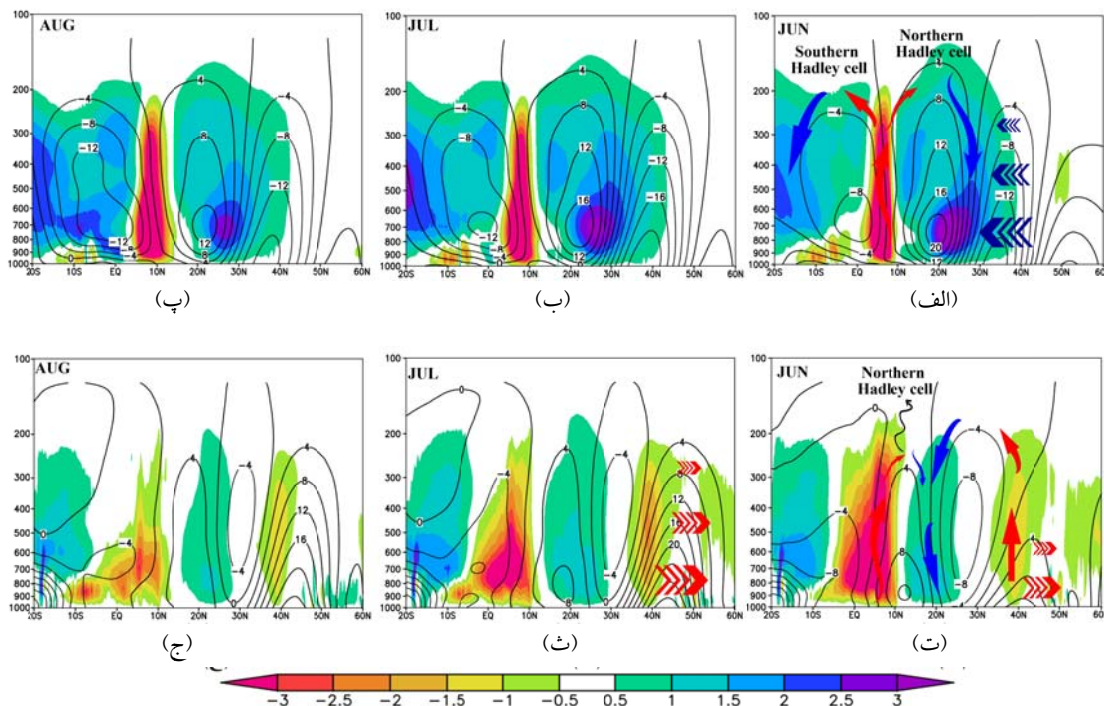
در ماه‌های ژوئیه و اوت بیشینه انتقال جرم در تک یاخته هادلی به حدود 24×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه رسیده است. اما در سپتامبر، از این مقدار بیشینه کاسته شده و یک یاخته هادلی شمالی نیز با یک جریان ضعیف شکل گرفته است (شکل ۳-د). در ماه‌های اکتبر و نوامبر به تدریج شدت یاخته هادلی شمالی افزایش پیدا کرده است؛ طوری که در نوامبر ظرفیت انتقال جرم در یاخته هادلی شمالی به حدود دو برابر یاخته هادلی جنوبی رسیده است (شکل ۳-ر). در واقع گردش نصف‌النهاری در این زمان تمایل به نمایش وضعیت زمستانه دارد.

۳-۲. گردش نصف‌النهاری در اطلس و آرام شمالی

بر اساس آنچه که در روش تحقیق بیان شد، در این بخش، گردش نصف‌النهاری در سطح مقطع‌هایی در جناح‌های شرقی و غربی و اچرخند‌های آزرورز و هاوایی مورد تحلیل قرار می‌گیرد. با هدف عدم تأثیر خشکی‌ها در الگوی گردش نصف‌النهاری، سطح مقطع‌ها طوری انتخاب شده‌اند که به اندازه کافی از قاره‌ها دور باشند (بازه‌های مداری انتخابی با پیکان‌های آبی و قرمز در شکل ۲). شکل‌های ۴ و ۵ میانگین ماهانه تابع جریان جرم و سرعت قائم را در سطح مقطع‌های مذکور در ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت به نمایش گذاشته‌اند که در ادامه به آنها پرداخته می‌شود.

۳-۲-۱. اطلس شمالی

شکل ۴-الف نشان می‌دهد که بیشینه صعود هوا در ماه ژوئن و در جناح شرقی و اچرخند آزرورز در ستونی از جو، در عرض جغرافیایی حدود ۷ درجه شمالی حاکم شده است. این الگو در واقع موقعیت منطقه همگرایی درون‌حاره (ITCZ) را بر روی اطلس شمالی به نمایش گذاشته است که در ماه‌های ژوئیه و اوت به میزان بسیار کمی به سمت شمال جابه‌جا شده است. صعود هوا در حول و حوش این منطقه، یعنی کمی بالاتر از استوا تا ۲۰



شکل ۴. همانند شکل ۳، فقط میانگین مداری از ۲۵ تا ۴۰ درجه غربی (شرق اطلس شمالی) در (الف) ژوئن، (ب) ژوئیه و (پ) اوت و میانگین مداری از ۵۰ تا ۶۵ درجه غربی (غرب اطلس شمالی) در (ت) ژوئن، (ث) ژوئیه و (ج) اوت صورت گرفته است و برای عرض جغرافیایی ۲۰ درجه جنوبی تا ۶۰ درجه شمالی از تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال به نمایش در آمده است. مقادیر تابع جریان جرم در واحد 10^9 می‌باشند.

نصف‌النهاری ساعتگرد نیز به‌نوعی نمایشی از بادهای جنوبی یا فرارفت گرمی است که در جناح غربی و اچرخند آزرورز رخ می‌دهد. اگرچه گردش‌های نصف‌النهاری در جناح غربی و در ماه‌های مورد مطالعه از نظر کمی تا حدی با هم متفاوت هستند اما الگوهای مشابهی از گردش به نمایش گذاشته‌اند. انتقال جرم از عرض‌های میانی به عرض‌های بالاتر و حاره و تضعیف قابل توجه یاخته هادلی، پدیده‌های غالب در جناح غربی و اچرخند آزرورز می‌باشند. می‌توان گفت واداشت اساسی در رخداد این پدیده‌ها فرارفت گرم ناشی از بادهای جنوبی و جنوب غربی و آزاد شدن گرمای نهان در ترازهای میانی در این منطقه است. با این توصیف، گرمای نهان آزاد شده و صعود هوا باعث شکل‌گیری یک یاخته پادساعتگرد (یاخته جنوبی) شده که فرونشست ناشی از آن در حول وحوش عرض جغرافیایی ۲۰ درجه شمالی رخ داده است. با اثر بادهای جنوبی و جنوب غربی در محل صعود جریان هوا نیز یک یاخته ساعتگرد (یاخته

اگرچه فاصله بین سطح مقطع‌های در نظر گرفته شده برای جناح‌های شرقی و غربی چندان از هم دور نیست اما الگوی تابع جریان جرم و سرعت قائم بسیار متفاوت از هم هستند. برخلاف جناح شرقی که گردش هادلی موجب فرونشست در جنب‌حاره شده بود، در جناح غربی نه تنها اثر قابل توجهی از گردش هادلی مشاهده نمی‌شود، بلکه در ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت، در عرض جغرافیایی حدود ۴۰ درجه شمالی صعود جریان هوا حاکم شده است (شکل‌های ۴-ت، ث و ج). صعود هوا در اطراف این عرض جغرافیایی باعث شکل‌گیری دو یاخته نصف‌النهاری شمالی و جنوبی شده است. بیشینه تابع جریان جرم در یاخته جنوبی در ماه ژوئن، 8×10^9 کیلوگرم بر ثانیه است در حالی که در ماه‌های ژوئیه و اوت به مقدار کمی کاهش یافته و به 4×10^9 کیلوگرم بر ثانیه رسیده است. آنچه در یاخته شمالی درخور توجه می‌باشد این است که مقدار تابع جریان جرم در ترازهای زیرین افزایش یافته است؛ بنابراین این گردش

در جناح شرقی و اچرخند هاوایی نیز یک یاخته پادساعتگرد از جریان هوا در عرض‌های میانی شکل گرفته است. تلفیق اثر این یاخته پادساعتگرد و یاخته هادلی شمالی موجب انتقال جرم زیادی در عرض جغرافیایی حدود ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی شده است. البته سرعت قائم در این ناحیه نیز مؤید این فرونشینی از جریان هوا می‌باشد (شکل‌های ۵-الف، ب و پ). شکل‌گیری یاخته پادساعتگرد عرض‌های میانی ناشی از وجود بادهای شدید شمالی است که در جناح شرقی و اچرخند هاوایی حاکم می‌باشند. این بادهای تداوم جریان‌های غربی و جنوب غربی هستند که از غرب اقیانوس آرام شمالی نشأت گرفته و با یک خم و اچرخندی در شمال شرق آرام باعث شکل‌گیری بادهای شمالی می‌شوند؛ بنابراین الگوهای مورد مطالعه در جناح شرقی و اچرخند هاوایی نشان می‌دهند که دو عامل گردش هادلی و بادهای شمالی در انتقال جرم و فرونشست در شرق آرام مؤثر هستند.

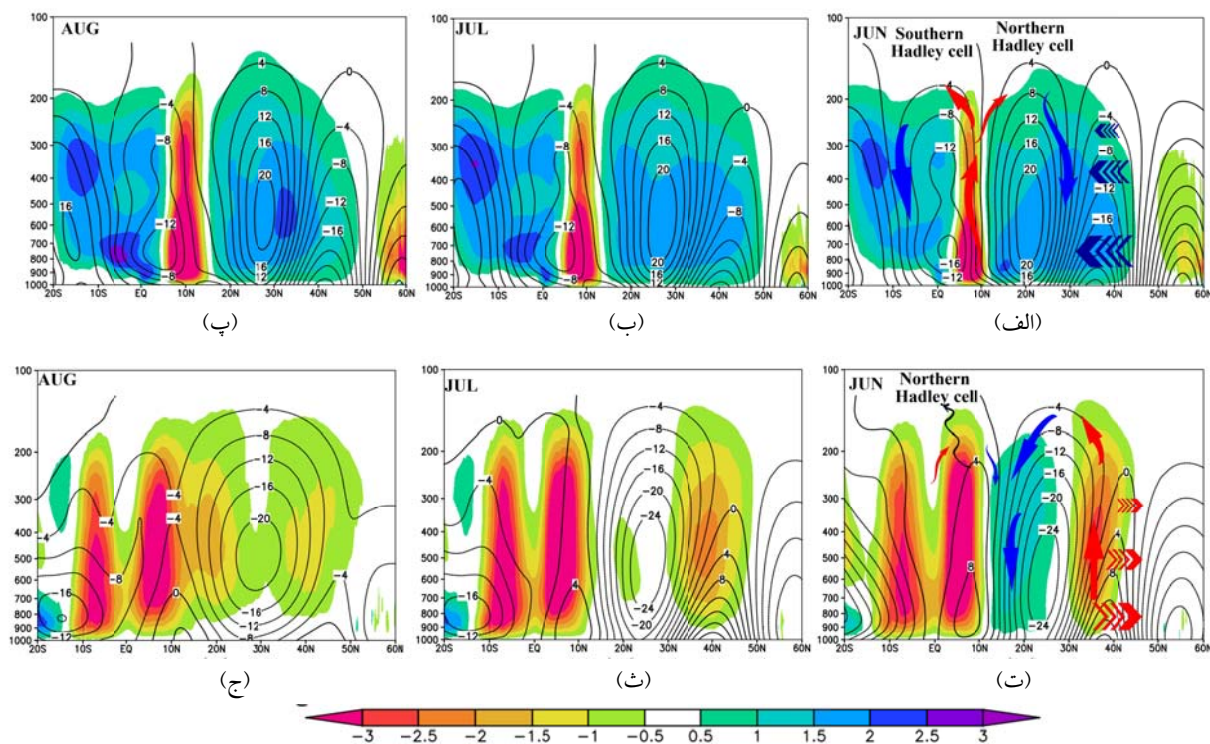
کمیت‌های مورد مطالعه در جناح غربی و اچرخند هاوایی الگوهای بسیار متفاوتی را نسبت به جناح شرقی به‌نمایش گذاشته‌اند (شکل‌های ۵-ت، ث و ج). در ماه ژوئن بر خلاف جناح شرقی که یک یاخته هادلی شمالی در جنب‌حاره نیمکره شمالی حاکم بود، یک گردش پادساعتگرد جنب‌حاره را تحت‌تأثیر قرار داده است. شاخه صعودی این گردش پادساعتگرد بر بیشینه حرکت صعودی در ترازهای میانی منطبق است و از عرض جغرافیایی ۲۵ تا ۳۵ درجه شمالی جاری شده است. این جریان صعودی در ادامه باعث شکل‌گیری یک یاخته پادساعتگرد در جنب‌حاره و یک یاخته ساعتگرد در عرض‌های میانی شده است. این دو یاخته کاملاً مشابه آنچه است که در اطلس شمالی نیز رخ داده بود و سازوکار حاکم بر آنها تشریح شد. بیشینه انتقال جرم در یاخته پادساعتگرد به 24×10^9 کیلوگرم بر ثانیه رسیده است که از بیشینه یاخته ساعتگرد (حدود 10×10^9) بسیار بیشتر است (شکل ۵-ت).

شمالی) شکل گرفته است که موجب انتقال شمال‌سوی جرم در حول و حوش عرض جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی شده است (شکل‌های ۴-ت، ث و ج).

اگرچه در ماه ژوئن ستونی از سرعت قائم منفی یعنی صعود هوا از حول و حوش استوا تا ۱۰ درجه شمالی شکل گرفته که تا تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال کشیده شده است، اما همان‌گونه که اشاره شد، انتقال جرم قابل‌توجهی از طریق گردش هادلی همانند جناح شرقی صورت نپذیرفته است. در این زمان ترکیب انتقال جرم در یاخته هادلی و یاخته پادساعتگرد شمالی آن (تقریباً با مقدار یکسان 8×10^9 کیلوگرم بر ثانیه) موجب فرونشست در حول و حوش عرض جغرافیایی ۲۰ درجه شمالی شده‌اند (شکل ۴-ت). در ماه‌های ژوئیه و اوت به تدریج مقدار سرعت قائم در حوالی استوا کاهش می‌یابد و متناظر با آن شدت گردش هادلی نیز کاهش یافته است.

۳-۲-۲. آرام شمالی

شکل‌های ۵-الف، ب و پ میانگین ماهانه تابع جریان جرم و سرعت قائم را در جناح شرقی و اچرخند هاوایی، در ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت به‌نمایش گذاشته‌اند. بیشینه صعود هوا در ماه ژوئن در ستونی در عرض جغرافیایی ۵ تا ۱۰ درجه شمالی مشاهده می‌شود که در ماه‌های ژوئیه و اوت به مقدار کمی به سمت شمال جابه‌جا شده است. صعود هوا در حول و حوش این ناحیه گردش‌های نصف‌النهاری را در نیمکره شمالی و جنوبی ایجاد کرده است. این گردش‌ها معرف همان یاخته‌های هادلی می‌باشند. در ماه‌های مورد مطالعه یاخته هادلی شمالی تا حدی قوی‌تر از یاخته جنوبی می‌باشد. به‌طور مثال، در ماه ژوئیه بیشینه تابع جریان جرم در یاخته هادلی شمالی به 20×10^9 کیلوگرم بر ثانیه می‌رسد در حالی که در یاخته هادلی جنوبی، این مقدار تقریباً 12×10^9 کیلوگرم بر ثانیه می‌باشد (شکل ۵-ب). مشابه آنچه که در تحلیل گردش نصف‌النهاری در و اچرخند آزرز بیان شد، در تابستان و



شکل ۵. همانند شکل ۴، فقط میانگین مداری از ۱۳۰ تا ۱۵۰ درجه غربی (شرق آرام شمالی) در الف) ژوئن، ب) ژوئیه و پ) اوت و میانگین مداری از ۱۵۵ تا ۱۷۵ درجه شرقی (غرب آرام شمالی) در ت) ژوئن، ث) ژوئیه و ج) اوت صورت گرفته است.

در انتقال جرم به این منطقه بازی می‌کنند. در جناح غربی این واچرخندها الگوهای متفاوتی از گردش نصف‌النهاری و سرعت قائم نسبت به جناح شرقی حاکم می‌باشد. همان‌گونه که اشاره شد، این مناطق با فرارفت گرم و گرمای نهان آزاد شده همراه می‌باشند که نقش اساسی در صعود هوا در غرب اطلس و آرام شمالی دارند. پدیده‌های فوق باعث تضعیف قابل توجه گردش هادلی و شکل‌گیری یاخته پادساعتگرد در جنب‌حاره (انتقال جرم جنوب‌سو) و یاخته ساعتگردی در عرضهای میانی (انتقال جرم شمال‌سو) در جناح غربی واچرخندهای جنب‌حاره شده‌اند.

۳-۳. گردش مداری (واکر) در اطلس و آرام شمالی در این بخش تلاش شده است نقش گردش‌های مداری (واکر) در انتقال جرم در اطلس و آرام شمالی مورد توجه قرار گیرد؛ بدین منظور میانگین بلند مدت مؤلفه واگرایی باد مداری از عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی از تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال محاسبه شده است. بر

در ماه ژوئن اگرچه مقادیر قابل توجهی از سرعت قائم منفی یعنی حرکت صعودی از استوا تا ۱۰ درجه شمالی شکل گرفته است اما گردش هادلی قابل توجهی از استوا به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر جریان پیدا نکرده است. تلفیق این شدت ناچیز در انتقال جرم در یاخته هادلی و انتقال قابل توجه جرم توسط یاخته پادساعتگرد جنب‌حاره، فرونشست قابل توجهی را در عرض‌های جغرافیایی ۱۰ تا ۲۰ درجه شمالی شکل داده‌اند (شکل ۵-ت). الگوی استخراج شده از کمیت‌های مورد مطالعه برای ماه‌های ژوئیه و اوت نیز بسیار مشابه با الگوی ماه ژوئن می‌باشد و برای اختصار از تشریح و بازگویی تفاوت‌های بسیار جزئی میان آنها خودداری شده است.

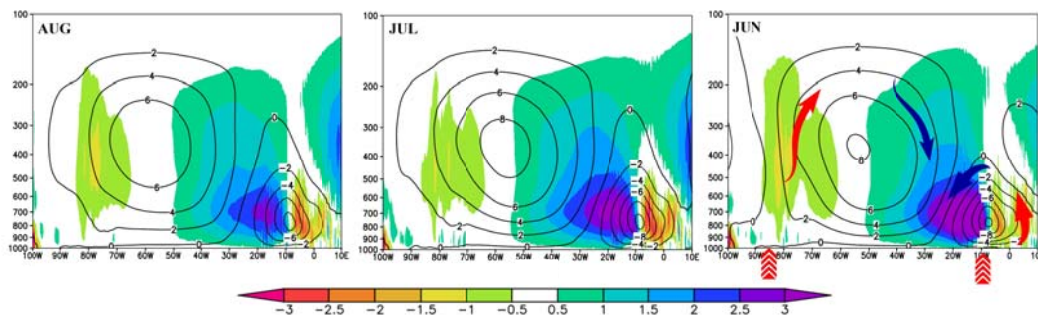
الگوهای به‌دست آمده از تابع جریان جرم و سرعت قائم در جناح شرقی و غربی واچرخندهای آزرورز و هواپیایی اگرچه از نظر کمی تا حدی متفاوت از هم هستند اما گردش‌های کاملاً مشابهی را به‌نمایش گذاشته‌اند. در جناح شرقی این واچرخندها گردش هادلی و بادهای شمالی که ادامه جریان‌های غربی هستند نقش قابل توجهی

کرده است. صعود هوا در یاخته پادساعتگرد حدوداً از ۱۰ درجه غربی (مرز بین خشکی و دریا) تا ۱۰ درجه شرقی شکل گرفته است. این منطقه بر گرمایش خشکی‌های شمال غرب آفریقا منطبق می‌باشد که غالباً ترازهای زیرین تا میانی جو را فرا گرفته است. برخلاف یاخته پادساعتگرد، صعود هوا در یاخته ساعتگرد در ضخامت گسترده‌ای از جو رخ داده است و بیشینه آن نیز در ترازهای میانی حاکم است. صعود و انتقال جرم در یاخته ساعتگرد کاملاً بر روی آب‌های گرم غرب آرام شمالی صورت گرفته است؛ بنابراین با قطعیت بالایی می‌توان گفت، گرمایش بر روی آمریکای شمالی نقشی در انتقال جرم به شرق اطلس ندارد، زیرا گردش واکر کاملاً بر روی آب‌های اقیانوس شکل گرفته است و انتقال جرمی از روی خشکی‌ها وجود ندارد؛ بنابراین گرمای نهان آزاد شده نقش اساسی در شکل‌گیری گردش مداری (واکر) در اطلس شمالی دارد. در ماه‌های ژوئن و ژوئیه بیشینه انتقال جرم در دو یاخته مذکور حدوداً 8×10^9 کیلوگرم بر ثانیه است که در ماه اوت به میزان بسیار کمی از آن کاسته شده است (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب)؛ بنابراین انتقال جرم در دو سازوکار فوق به میزان یکسان صورت پذیرفته است و گرمایش بر روی شمال غرب آفریقا و گرمای نهان آزاد شده در جناح غربی واپرخند آزرورز نقش یکسانی در انتقال جرم به شرق اطلس شمالی دارند.

اساس روشی که در قسمت ۲ تشریح شد، میانگین گردش مداری (واکر) در بازه نصف‌النهاری فوق در حوزه اطلس و آرام شمالی به‌نمایش درآمده است (شکل‌های ۶ و ۷). بازه عرض جغرافیایی ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی کاملاً منطبق با موقعیت واپرخندهای آزرورز و هاوایی می‌باشد و می‌تواند نمایش مناسبی از گردش مداری را به نمایش بگذارد.

۳-۱. اطلس شمالی

همان‌گونه که قبلاً نیز اشاره شد، جناح شرقی واپرخند آزرورز متناظر با نزول جریان هوا می‌باشد. این وضعیت از فرونشست هوا به روشنی در شکل ۶، برای ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت از ۱۰ تا ۵۰ درجه غربی به نمایش درآمده است. بیشینه این فرونشست در ماه ژوئن از تراز ۱۰۰۰ تا حدود ۶۰۰ هکتوپاسکال و در محدوده ۱۰ تا ۳۰ درجه غربی رخ داده است (شکل ۶-الف). این الگو از نزول هوا با تغییرات بسیار ناچیزی در ماه‌های ژوئیه و اوت نیز مشاهده شده است. بر این منطقه از نزول هوا دو یاخته مداری از تابع جریان جرم حاکم است. یعنی انتقال جرم فرونشست در جناح شرقی واپرخند آزرورز متأثر از انتقال جرم در دو گردش مداری است. یک یاخته پادساعتگرد که شاخه صعودی آن در خشکی‌های شمال غرب آفریقا رخ داده است و یاخته دیگر که جریان صعودی در آن در ترازهای میانی جناح غربی واپرخند آزرورز تمرکز پیدا



شکل ۶. توزیع میانگین ماهانه از میانگین نصف‌النهاری تابع جریان جرم (پربندها؛ در واحد 10^9 و برحسب کیلوگرم بر ثانیه، مقادیر مثبت و منفی به ترتیب نشان‌دهنده یاخته ساعتگرد و پادساعتگرد هستند) و سرعت قائم در دستگاه فشاری (أمگا) (زمینه رنگی؛ بر حسب پاسکال بر دقیقه، مقادیر منفی و مثبت به ترتیب نشان‌دهنده صعود و نزول هوا هستند). میانگین زمانی از سال ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ و میانگین نصف‌النهاری از ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی صورت گرفته و برای طول جغرافیایی ۱۰۰ درجه غربی تا ۱۰ درجه شرقی (حوزه اطلس شمالی) از تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال (الف ژوئن، ب ژوئیه و پ اوت) به نمایش درآمده است. پیکان‌های قرمز رنگ، موقیت مرز خشکی و دریا را نمایش می‌دهند.

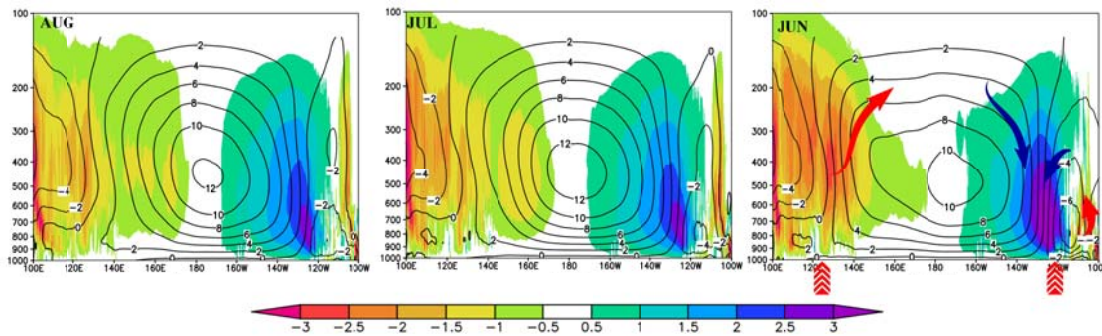
۳-۳-۲. آرام شمالی

الگوهای مشاهده شده تابع جریان جرم و سرعت قائم در آرام شمالی، سازوکارهایی مشابه با اطلس شمالی به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۷). در آرام شمالی بیشینه فرونشست در حول و حوش طول جغرافیایی ۱۲۰ درجه غربی رخ داده است. این فرونشست حاصل انتقال جرم در دو یاخته مداری می‌باشد. یاخته پادساعتگردی که از گرمایش بر روی خشکی‌های آمریکای شمالی شکل گرفته است و یاخته ساعتگردی که شاخه صعودی آن غرب آرام را دربرگرفته است. شاید نکته قابل توجه در غرب آرام، وجود مقادیر منفی از تابع جریان جرم بر روی خشکی‌های شرق آسیا باشد. صعود هوا در این مناطق که با ناپایداری گرمایی و رخداد مونسون همراه هستند، در ترازهای فوقانی به سمت غرب جریان پیدا کرده است و نقشی در انتقال جرم به سمت شرق آرام ندارد؛ بنابراین مشابه اطلس شمالی در آرام شمالی نیز گرمای نهان آزاد شده در جناح غربی نقشی اساسی در انتقال جرم شرق سو دارد. انتقال جرمی که از یاخته ساعتگرد صورت گرفته است (مثلاً در ژوئیه: 12×10^9) بسیار بیشتر از انتقال جرم ناشی از گرمایش بر روی خشکی‌های آمریکای شمالی (حداکثر 4×10^9) و مورد مشابه خود در اطلس شمالی می‌باشد؛ در حالی که در اطلس شمالی یاخته‌های ساعتگرد و پادساعتگرد نقش یکسانی در انتقال جرم به جناح شرقی و اچرخند آزرورز داشتند. وسعت کمتر خشکی‌های آمریکای شمالی و اقلیم متفاوت آن نسبت به خشکی‌های شمال غرب آفریقا می‌تواند از دلایل انتقال جرم کمتر در این منطقه نسبت به شمال غرب آفریقا باشد.

۴. نتیجه‌گیری

الگوهای استخراج شده برای گردش نصف‌النهار می‌انگین مطابق با نظر بسیاری از محققین (به‌عنوان مثال: اورت و اینگر، ۱۹۹۶؛ دایما و والاس، ۲۰۰۳؛ گونگ و

همکاران، ۲۰۱۵) نشان می‌دهند که گردش هادلی دارای یک روند سالانه می‌باشد. با آغاز فصل سرد و معمولاً در نوامبر، گردش هادلی در نیمکره شمالی از نیمکره جنوبی فزونی می‌یابد. یعنی بیشتر جرم صعود یافته از مناطق حاره در جنب‌حاره نیمکره شمالی نزول پیدا می‌کند. در دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس این انتقال جرم شمال‌سو توسط گردش هادلی به صورت قابل توجهی افزایش پیدا کرده است؛ طوری که در ژانویه و فوریه بیشینه گردش هادلی شمالی (20×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه) به حدود ۵ برابر گردش هادلی جنوبی (4×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه) رسیده است (شکل‌های ۳-ب و پ). در آوریل شدت انتقال جرم در یاخته هادلی شمالی و جنوبی به یک تعادل نسبی دست پیدا کرده‌اند. پس از آن برعکس فصل سرد سال، انتقال جرم در گردش هادلی به سمت نیمکره جنوبی تمایل پیدا کرده است. در ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت یعنی در تابستان نیمکره شمالی، تنها یک یاخته مجزا از گردش نصف‌النهار در منطقه حاره و جنب‌حاره حاکم است. صعود هوا در این یاخته در منطقه حاره نیمکره شمالی و نزول آن در جنب‌حاره نیمکره جنوبی صورت گرفته است. همچنین میزان انتقال جرم جنوب‌سوی این یاخته (24×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه) بیشتر از انتقال جرم شمال‌سوی یاخته زمستانه (20×10^{11} کیلوگرم بر ثانیه) می‌باشد. در سپتامبر از شدت گردش هادلی جنوبی کاسته شده و ظهور یاخته شمالی آغاز می‌شود. در اکتبر مجدداً یاخته‌های هادلی شمالی و جنوبی به یک حالت تعادل تقریبی دست یافته و پس از آن گردش نصف‌النهار به سمت وضعیت زمستانه پیش می‌رود. همان‌گونه که اشاره شد، واچرخندهای جنب‌حاره در تابستان نیمکره شمالی در یک موقعیت بیشینه از جریان واچرخندی و فشار سطحی قرار می‌گیرند. این در حالی است که گردش نصف‌النهار می‌انگین در این زمان، گردش هادلی و انتقال جرم توسط آن را به سمت جنب‌حاره نیمکره جنوبی نشان می‌دهد.



شکل ۷. همانند شکل ۶ فقط برای طول جغرافیایی ۱۰۰ درجه شرقی تا ۱۰۰ درجه غربی (حوزه آرام شمالی).

پادساعتگردی است که انتقال جرم را از عرض‌های جغرافیایی بالاتر به جنب‌حاره صورت می‌دهد. با توجه به اینکه تابع جریان جرم به‌طور مستقیم به مؤلفه نصف‌النهاری باد وابسته است؛ بنابراین شکل‌گیری این یاخته پادساعتگرد به دلیل وجود بادهای شمالی در این جناح است که در ترازهای زیرین از شدت قابل توجهی برخوردار هستند. این بادهای شمالی در واقع ادامه بادهای غربی و جنوب غربی هستند که از غرب اقیانوس‌ها نشأت می‌گیرند. این بادهای یک خم و اچرخندی در شمال شرق اطلس و آرام شمالی موجب شکل‌گیری یک یاخته پادساعتگرد از گردش نصف‌النهاری و انتقال جرم به جناح شرقی و اچرخندها می‌شوند. این پدیده ارتباط مستقیمی با گردش مداری (واکر) در اطلس و آرام شمالی دارد. میانگین گردش مداری (واکر) از ۲۰ تا ۴۰ درجه شمالی در آرام و آرام شمالی نشان می‌دهد که گرمای نهان آزاد شده در غرب اقیانوس‌ها در طی یک گردش مداری در شرق اقیانوس‌ها نزول پیدا می‌کند (شکل‌های ۶ و ۷). بر این اساس انتقال جرم توسط بادهای غربی و جنوب غربی صورت می‌گیرد که در شمال شرق اقیانوس‌ها با یک خم و اچرخندی، بادهای شمالی و نزول هوا در شرق اقیانوس‌ها را شکل می‌دهند.

گردش نصف‌النهاری در جناح غربی و اچرخندهای جنب‌حاره نشان می‌دهد که بر خلاف جناح شرقی، گردش هادلی نقش مؤثری در انتقال جرم در این منطقه ندارد. صعود هوا و گرمای نهان آزاد شده در ترازهای میانی جناح غربی نقش اساسی در گردش جو در این

بر این اساس و همان‌گونه که رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) نیز اشاره کرده‌اند، گردش هادلی میانگین نمی‌تواند توسعه و تقویت و اچرخندهای جنب‌حاره را در این زمان تفسیر و توجیه کند. لذا فرضیه انتقال جرم از خشکی‌های مجاور اقیانوس‌ها در توسعه و تقویت و اچرخندهای جنب‌حاره قوت گرفته است. به نظر می‌رسد گردش نصف‌النهاری میانگین نمایشی از گردش نصف‌النهاری بر روی قاره‌ها باشد، زیرا در تابستان تیمکره شمالی با انتقال شمال‌سوی منطقه همگرایی درون‌حاره (ITCZ) و رخداد مونسون، صعود هوای قابل توجهی بر روی قاره‌ها شکل می‌گیرد و این عامل نقش برجسته‌تری در میانگین ایفا می‌کند و الگوهای میانگین از آن اثرپذیر هستند.

گردش نصف‌النهاری استخراج شده برای جناح شرقی و اچرخندهای آزرور و هاوایی در تابستان نیمکره شمالی (شکل‌های ۴ و ۵-الف، ب و پ) نشان می‌دهد که صعود هوا در منطقه حاره نیمکره شمالی، دو یاخته هادلی شمالی و جنوبی را ایجاد کرده است. شدت گردش نصف‌النهاری در شرق آرام تا حدی بیشتر از شرق اطلس است. به‌طور مثال بیشینه انتقال جرم در ماه ژوئیه، در آرام شمالی 20×10^9 کیلوگرم بر ثانیه است در حالی که در اطلس شمالی 16×10^9 می‌باشد. هم در اطلس و هم در آرام شمالی قدرت یاخته هادلی شمالی نسبت به یاخته هادلی جنوبی بیشتر است؛ بنابراین برخلاف الگوهای میانگین، گردش هادلی در نیمه شرقی اقیانوس‌ها، نقش مهمی در انتقال جرم به جنب‌حاره و عرض‌های میانی دارد. یکی از موارد قابل توجه در الگوهای جناح شرقی، وجود یاخته

واچرخندهای جنب‌حاره هستند. یعنی انتقال گرمی که در اثر گرمایش در شمال غرب آفریقا و آمریکای شمالی رخ می‌دهد به ترتیب در شمال شرق اطلس و آرام شمالی نزول پیدا می‌کند؛ بنابراین در نتیجه این پژوهش می‌توان گفت، سه فرایند مذکور باعث انتقال جرم و فرونشست قابل توجهی در شمال شرق اطلس و آرام شمالی می‌شوند و بادهای شدید شمالی در شرق اقیانوس‌ها و بادهای بسامان در منطقه حاره را شکل می‌دهند و در توسعه و تقویت واچرخندهای جنب‌حاره مؤثر هستند.

مراجع

حجازی‌زاده، ز.، ۱۳۷۲، بررسی نوسانات فشار زیاد جنب‌حاره در تغییر فصل ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

عساکره، ح.، قائمی، ه. و فتاحیان، م.، ۱۳۹۵، اقلیم‌شناسی مرز پشته پرفشار جنب‌حاره بر روی ایران، م. نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۲۶-۲۵(۷)، ۲۱-۳۲.

علی‌پور، ی.، حجازی‌زاده، ز.، اکبری، م. و سلیقه، م.، ۱۳۹۷، بررسی تغییرات پرفشار جنب‌حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار ایران با رویکرد تغییر اقلیم، م. مخاطرات محیط طبیعی، ۱۸(۷)، ۱-۱۶.

گرمسیری‌مهوار، ع. ا. و عزیزی، ق.، ۱۳۹۹، تحلیلی بر پرفشارهای جنب‌حاره آزرورز و هاوایی، م. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۳(۵۲)، ۴۰۹-۴۲۸.

لشکری، ح.، متکان، ع. ا.، آزادی، م. و محمدی، ز. ۱۳۹۶، تحلیل همدیدی نقش پرفشار جنب‌حاره‌ای عربستان و رودباد جنب‌حاره‌ای در خشک‌سالی‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، م. پژوهش‌های دانش زمین، ۲(۸)، ۱۴۱-۱۶۳.

منطقه بازی می‌کند. صعود هوا در این ناحیه (جنب‌حاره نیمکره شمالی) گردش‌های نصف‌النهاری شمال‌سو و جنوب‌سویی را شکل داده است که نزول هوا در آنها به ترتیب در عرض‌های میانی و حاره رخ داده است (شکل‌های ۴ و ۵-ت، ث و ج)؛ بنابراین می‌توان گفت جریان جنوب‌سو (گردش پادساعتگرد)، جریان شمال‌سو (توسط بادهای جنوبی) و جریان واکر (توسط بادهای غربی و جنوب غربی) در محل گرمای نهان آزاد شده و صعود هوا در جناح غربی در انتقال جرم و شکل‌گیری گردش در این منطقه مؤثر هستند. همان‌گونه که اشاره شد، ترازهای فوقانی جناح غربی واچرخندهای جنب‌حاره منطبق بر زبانه‌های پرارتفاع می‌باشد (گرمسیری و عزیزی، ۱۳۹۹)؛ بنابراین شکل‌گیری زبانه‌های پرارتفاع متأثر از پدیده‌ها و گردش‌های این منطقه می‌باشند. می‌توان گفت گرمای نهان آزاد شده و فرارفت گرمی که توسط بادهای جنوبی و جنوب‌غربی در این جناح صورت می‌گیرد، در گسترش ضخامت جو و شکل‌گیری زبانه‌های پرارتفاع نقشی اساسی دارند. از طرف دیگر شرایط ناپایداری در این منطقه حاکم است و نمی‌توان ظهور زبانه‌های پرارتفاع را مرتبط با گرمایش بی‌دررو ناشی از نزول هوا دانست. اگرچه این نتایج از مطالعه بر روی اقیانوس‌ها حاصل شده است و برخلاف نظر برخی محققین داخلی است (به‌طور مثال: حجازی‌زاده، ۱۳۷۲؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۵؛ لشکری و همکاران، ۱۳۹۶؛ علی‌پور و همکاران، ۱۳۹۷)، اما مطمئناً در شناخت و تحلیل ما از واچرخندهای روی خشکی‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای خواهند داشت.

علاوه بر گردش هادلی در شرق اقیانوس‌ها و گردش مداری (واکر)، گرمایش بر روی خشکی‌های شرق اقیانوس‌ها نیز از عوامل انتقال جرم به جناح شرقی

Bayr, T., Dommengot, D., Martin, T. and Power, S. B., 2014, The eastward shift of the Walker circulation in response to global warming and its relationship to ENSO variability. *Climate dynamics*, 43(9-10), 2747-2763.

Bjerknes, J., 1969, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97(3), 163-172.

Broccoli, A. J., Dahl, K. A. and Stouffer, R. J., 2006, Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling. *Geophysical Research Letters*, 33(1).

Chang, E. K., 1995, The influence of Hadley circulation intensity changes on extratropical climate in an idealized model. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(11), 2006-2024.

- Chang, E. K., 1996, Mean meridional circulation driven by eddy forcings of different timescales. *Journal of the atmospheric sciences*, 53(1), 113-125.
- Cook, K. H., 2004, Hadley circulation dynamics. In *The Hadley circulation: present, past and future* (pp. 61-83). Springer, Dordrecht.
- Davis, N. A., Seidel, D. J., Birner, T., Davis, S. M. and Tilmes, S., 2016, Changes in the width of the tropical belt due to simple radiative forcing changes in the GeoMIP simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(15), 10083-10095.
- Dima, I. M. and Wallace, J. M., 2003, On the seasonality of the Hadley cell. *Journal of the atmospheric sciences*, 60(12), 1522-1527.
- Dima, I. M., 2005, An observational study of the tropical tropospheric circulation (Doctoral dissertation).
- Ferrel, W., 1856, Essay on the winds and ocean currents. *Nashville J. of Medicine and Surgery*, 11, 287-301.
- Gong, X., Wang, Q. and Liu, Y., 2015, Interannual variability of the Hadley circulation associated with tropical Pacific SST anomaly. *Journal of Ocean University of China*, 14(4), 596-603.
- Hadley, G., 1735, VI. Concerning the cause of the general trade-winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 39(437), 58-62.
- 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., 1992, *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 3d ed. Academic Press, 511 pp.
- Hoskins, B. J., (1996, On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1287-1292.
- Hou, A. Y. and Lindzen, R. S., 1992, The influence of concentrated heating on the Hadley circulation. *Journal of the atmospheric sciences*, 49(14), 1233-1241.
- Hurrell, J. W., 1996, Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, 23(6), 665-668.
- Johanson, C. M. and Fu, Q., 2009, Hadley cell widening: Model simulations versus observations. *Journal of Climate*, 22(10), 2713-2725.
- Lindzen, R. S. and Hou, A. V., 1988, Hadley circulations for zonally averaged heating centered off the equator. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(17), 2416-2427.
- Levine, X. J. and Schneider, T., 2011, Response of the Hadley circulation to climate change in an aquaplanet GCM coupled to a simple representation of ocean heat transport. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(4), 769-783.
- Lindzen, R. S. and Nigam, S., 1987, On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(17), 2418-2436.
- Lu, J., Chen, G. and Frierson, D. M., 2008, Response of the zonal mean atmospheric circulation to El Niño versus global warming. *Journal of Climate*, 21(22), 5835-5851.
- Ma, S. and Zhou, T., 2016, Robust strengthening and westward shift of the tropical Pacific Walker circulation during 1979–2012: A comparison of 7 sets of reanalysis data and 26 CMIP5 models. *Journal of Climate*, 29(9), 3097-3118.
- Numaguti, A., 1995, Dynamics and energy balance of the Hadley circulation and the tropical precipitation zones. Part II: Sensitivity to meridional SST distribution. *Journal of the atmospheric sciences*, 52(8), 1128-1141.
- Nguyen, H., Evans, A., Lucas, C., Smith, I. and Timbal, B., 2013, The Hadley circulation in reanalyses: Climatology, variability, and change. *Journal of Climate*, 26(10), 3357-3376.
- Oort, A. H. and Peixoto, J. P., 1983, Global angular momentum and energy balance requirements from observations. In *Advances in Geophysics* (Vol. 25, pp. 355-490). Elsevier.
- Oort, A. H. and Yienger, J. J., 1996, Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *Journal of Climate*, 9(11), 2751-2767.
- Peixoto, J. P. and Oort, A. H., 1992, *Physics of climate*, 520pp., Am. Inst. of Phys., New York.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B. J., 2001, Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14(15), 3192-3211.
- Schneider, E. K., 1977, Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part II. Nonlinear calculations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(2), 280-296.
- Schneider, E. K. and Lindzen, R. S., 1977, Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part I. Linearized calculations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(2), 263-279.
- Stachnik, J. P. and Schumacher, C., 2011, A comparison of the Hadley circulation in modern reanalyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D22).
- Tanaka, H. L., Ishizaki, N. and Kitoh, A., 2004,

- Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 56(3), 250-269.
- Wallace, J. M., Rasmusson, E. M., Mitchell, T. P., Kousky, V. E., Sarachik, E. S. and Von Storch, H., 1998, On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), 14241-14259.
- Yu, B., Zwiers, F. W., Boer, G. J. and Ting, M. F., 2012, Structure and variances of equatorial zonal circulation in a multimodel ensemble. *Climate dynamics*, 39(9-10), 2403-2419.

The general circulation of the atmosphere in the North Atlantic and Pacific and its relationship with development and strengthening the Azores and Hawaiian subtropical anticyclones

Garmsiri Mahvar, A. A.¹, Azizi, Gh.^{2*}, Mohammadi, H.² and Karimi Ahmadabad, M.³

1. Ph.D. Student, Department of Physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran

3. Assistant Professor, Department of Physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 14 Feb 2021, Accepted: 25 May 2021)

Summary

Subtropical anticyclones are among the large-scale atmospheric centers of action in the northern hemisphere in the east of the oceans. Clockwise flow and high surface pressure are two prominent features of these systems. These systems have an annual trend and usually achieve maximum flow and surface pressure in the summer, especially in July. Understanding the factors influencing the development and intensification of these anticyclones has been the favorite of many researchers. One of these factors has been the general circulation of the atmosphere. In this study, a climatological study of the general atmospheric circulation, including the Hadley and Walker circulations, has been performed. Their role in the development and strengthening of subtropical anticyclones has been investigated. The research has been done in three parts; 1- Mean Meridian Circulation, 2- meridional circulation in the North Atlantic and Pacific, and 3- Walker circulation in the North Atlantic and Pacific. In this study, the meridional component of wind, vertical velocity (omega), and horizontal wind divergence have been used. Data at 27 pressure levels with a horizontal resolution of $0.25 \times 0.25^\circ$ were extracted from the European Center for Medium Weather Forecasting (ECMWF) and the ERA5 version. The monthly mean of the data used was conducted over 40 years, from 1979 to 2018. The Mass Stream Function (MSF) method has been used to quantify the meridional and walker circulation.

The Mean Meridian Circulation showed that the meridional circulation in the equinox months consists of a pair of Hadley cells in which air rises in the tropics and subsides in the subtropics. Also, a solstitial cell is found with the ascent in the outer tropics of the summer hemisphere and subsidence in the outer tropics of the winter hemisphere. Although the Mean Meridional Circulation showed that mass transfer takes place in the summer of the Northern Hemisphere to the Southern Hemisphere and the Hadley circulation could not explain and justify the maximum activity of the subtropical anticyclones, but the meridional circulation at smaller cross-sections in the East Atlantic and Pacific showed that the Hadley cells play a vital role in mass transfer to the subtropics and mid-latitudes. The mean walker circulation (20-40 ° N) showed that the source of this circulation is only the latent heat released over the waters and the lands of the western oceans that have no role in mass transfer to the east. Westerly and southwesterly winds also form mass transfer in the Walker circulation to the northeast of the oceans. Heating in northwestern Africa and North America is another phenomenon that plays a role in subsidence in the North Atlantic and Pacific. The subsidence induced from heating on African lands is much more severe than that in North America. This may depend on the climate and extent of these areas. Therefore, as a result of this research, it can be said that three processes: Hadley circulation, Walker circulation, and heating on the lands adjacent to the eastern oceans, are effective in mass transfer and subsidence in the east Atlantic and Pacific. These conditions form strong northerly winds in the eastern oceans and trade winds in the tropics and effectively develop and strengthen subtropical anticyclones.

Keywords: General Circulation, Hadley Cell, Mass Stream Function, Subtropical Anticyclone, Walker circulation.

* Corresponding author:

ghazizi@ut.ac.ir