

بررسی ساختار دینامیکی گردش نصف‌النهاری سلول هادلی در کمربند حاره

سید محمود حسینی صدیق^{۱*}، مسعود جلالی^۲

۱- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی دانشگاه زنجان

۲- استادیار آب و هواشناسی دانشگاه زنجان

(تاریخ دریافت: ۹۹/۰۴/۱۴، تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۱۴)

چکیده

گردش عمومی جو به عنوان یک عامل اساسی در تعیین شرایط آب و هوای هر منطقه نقش مهمی ایفاء می‌کند. در واقع در هر منطقه‌ای، الگوی غالب گردش جو می‌تواند بیانگر شرایط آب و هوای آن مکان باشد. کنترل کننده غالب آب و هوای کمربند حاره‌ای گردش سلول هادلی است. اعمال یک کنترل دائمی بر آب و هوای سطح کمربند حاره‌ای گردش سلول هادلی است. در این راستا جهت تشخیص ساختار گردش بزرگ مقیاس نصف‌النهاری سلول هادلی از داده‌های بازتحلیل مرکز پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک در راستای افقی 25° و 25° درجه و با بهره‌گیری از نقشه‌های دمای هوا، مؤلفه‌های مداری، نصف‌النهاری، بالاسوی بردار باد، مؤلفه مداری بردار باد سطح صفر در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، تابع جریان نصف-النهاری و تابش موج بلند خروجی زمین برای دوره ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) و با استفاده از نرم افزار گرس و متلب انجام شد. نتایج این مطالعه نشان داد که سلول هادلی به حاشیه پایینی جنب حاره محدود است و بر اثر اختلاف چگالی حاصل از گرادیان حرارتی بین استوا و قطب به وجود آمده است که به دلیل چرخش زمین و انحراف کوریولیس، انتقال حرارت با صعود هوا در عرض‌های جغرافیایی پایین در منطقه حاره و نزول آن در حدود 30° درجه شمالی و 35° درجه جنوبی مشاهده می‌شود و وزش مؤلفه مداری بردار باد در نزدیکی سطح زمین از غرب به شرق و در سطح بالا از شرق به غرب است و همچنین به دلیل باد نصف‌النهاری، هوایی که صعود می‌کند، به صورت نصف‌النهاری به سمت قطب‌ها حرکت می‌کند، سپس فرو نشسته و جهت آن معکوس می‌شود و به سمت استوا حرکت می‌کند و پیدایش گردش هادلی را موجب می‌گردد. در نیمکره شمالی مناطق بیابان‌های صحرای شمال آفریقا، خاورمیانه، ایران و جنوب غربی ایالات متحده بیشتر در شاخه نزول دینامیکی سلول هادلی قرار دارند، و مقدار رطوبت نسبی با 22% درصد و تابش موج بلند خروجی زمین با مقدار w/m 260 تا 267 و همچنین در نیمکره جنوبی مناطق استرالیا و آفریقای جنوبی با 32% درصد رطوبت نسبی، و تابش موج بلند خروجی زمین با w/m 245 تا 260 شرایط خشکی را در این مناطق حاکم کرده است. به طور کلی نتایج این پژوهش نشان داده که گردش سلول هادلی در نیمکره شمالی از عرض جغرافیایی 30° تا 33° درجه شمالی و در نیمکره جنوبی از عرض جغرافیایی 31° تا 33° درجه جنوبی قابل مشاهده است و همچنین روند صعودی به خود گرفته است. به طور کلی، این مطالعه نشان می‌دهد گردش سلول هادلی در هر دو نیمکره، 1 تا $3/5$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است و گسترش گردش سلول هادلی به سمت قطب را نشان می‌دهد و افزایش خشکی و گرمایش جهانی را در پیش رو دارد.

کلید واژگان: ساختار دینامیکی، گردش سلول هادلی، کمربند حاره. ERA5

مقدمه

صورت گرمای محسوس و گرمای نهان و در قالب گردش عمومی جو بیان می‌شود. مطالعه گردش عمومی جو با دینامیک جو ارتباط پیدا می‌کند. برای مطالعه گردش عمومی جو بهتر است فرآیندهایی که اساس جریان‌های منطقه‌ای را به وجود می‌آورند، مورد توجه قرار گیرند یا به عبارت دیگر حالت متوسط جریان‌ها بر روی مدارات (لشگری، ۱۳۹۳: ۲۱۴-۲۱۳).

گردش جو به عنوان یک عامل اساسی در تعیین شرایط آب و هوای هر منطقه نقش مهمی ایفاء می‌کند. در واقع در هر منطقه‌ای، الگوی غالب گردش جو می‌تواند بیانگر شرایط آب و هوای غالب در آن مکان باشد (عساکره، ۱۳۸۲: ۲۰؛ زرین و مفیدی، ۱۳۸۵: ۱۶). اعمال یک کنترل غالب بر آب و هوای سطح کمربند حاره‌ای توسط گردش سلول هادلی انجام

به دلیل عدم توزیع یکنواخت انرژی و عوامل محلی مؤثر بر جذب و توزیع انرژی، تعادل انرژی و به تبع تعادل فشار روی سیاره زمین به هم می‌خورد (علیجانی، ۱۳۹۳). این پدیده هم در دوره‌های زمانی کوتاه مدت و مقیاس مکانی کوچک و هم در دوره‌های زمانی طولانی مدت و مقیاس‌های مکانی بزرگ منطقه‌ای و سیاره‌ای نیز اتفاق می‌افتد. بنابراین، در عرض‌های جغرافیایی پایین (حاره‌ای) همواره مازاد انرژی و در عرض‌های جغرافیایی بالا کمبود انرژی وجود دارد. برای ایجاد تعادل در انرژی روی سیاره زمین انتقال شار گرمایی از استوا به سمت قطب ضرورت می‌یابد (Agard, 2009: 2). این انتقال انرژی به

هادلی پایداری و وسعت بادهای تجاری و کمربند فشار قوی را نشان می‌دهند که بر آب و هوای کمربند گرمسیری و نیمه-گرمسیری حاکم است (Vebster, 2004). سلول هادلی با وجود اثرات فصلی و بین سالانه در قدرت و موقعیتشان متغیر هستند (Nguyen et al, 2013; Oort and Yienger, 1996). به عنوان مثال، به دلیل شیب نصف‌النهاری دما و بارش در مناطق حاره‌ای، هرگونه تغییر در سلول هادلی می‌تواند تغییرات عمده‌ای در آب و هوای سطحی ایجاد کند (Birner et al, 2014). گردش حرارتی مستقیم نصف‌النهاری سلول هادلی برای سیستم آب و هوایی از اهمیت اساسی برخوردار است و تغییرات آن تأثیرات مهمی بر آب و هوای جهانی دارد. در واقعیت، گردش حرارتی مستقیم نصف‌النهاری سلول هادلی به دلیل وجود تضادهای شدید سطح زمین/دریا، در حد زیادی متقارن نیست (Lau, 2007: 3630). گردش عمومی جو بر اثر حالت نیروی کوریولیس به سه باند گردش حرارتی سیاره‌ای در عرض‌های جغرافیایی تقسیم می‌شود؛ گردش عمودی قوی سلول هادلی (سلول‌های چرخشی قائم مستقیم را در استوا (صفر تا ۳۰ درجه) است که در عرض‌های پایین در حال صعود و در عرض‌های بالاتر در حال نزول است؛ سلول غیرمستقیم (چرخش افقی امواج رزبای) را در عرض‌های جغرافیای میانه (۳۰ تا ۶۰ درجه) تشکیل می‌گردد؛ و همچنین گردش عمودی ضعیف (قطبی) در عرض‌های بالا در ۶۰ تا ۹۰ درجه شمالی و جنوبی تشکیل می‌شود (Stull, 2017: 376). اندازه گردش سلولی قائم عبارت است از (معادله ۱) (Stull, 2017: 377):

$$CC = \frac{f_c^2}{N_{bv}^2} \cdot \frac{\Delta v}{\Delta z} - \frac{\Delta w}{\Delta y} \quad (1) \text{ معادله}$$

در CC برای سلول‌های مستقیم در نیمکره شمالی مثبت است. در سلول مستقیم، سرعت قائم کاهش می‌یابد و حتی با حرکت به شمال تغییر علامت می‌دهد و باعث می‌شود $\frac{\Delta w}{\Delta y}$ منفی شود. سرعت شمال‌سو با ارتفاع افزایش می‌یابد و باعث می‌شود که $\frac{\Delta v}{\Delta z}$ برای سلول مستقیم مثبت شود. f_c نیروی کوریولیس؛ N_{bv} فراوانی برانت و ایسالا، Δv تغییر سرعت، Δz تغییر سطح

می‌گیرد (Davis, 2017: 1). گردش سلول هادلی در مقیاس-های زمانی کوتاه مدت و بلند مدت بر آب و هوای کمربند گرمسیری و نیمه گرمسیری در سطح زمین حاکم است. کمربند گرمسیری زمین را می‌توان با مناطق استوایی بارانی که هم مرز با مناطق نیمه گرمسیری‌های خشک است، تعریف کرد (cook, 2004; Davis, 2017: 5). گردش سلول هادلی به طور چشمگیری می‌تواند آب و هوای سطحی کمربند گرمسیری و نیمه گرمسیری را تحت تأثیر قرار دهد، و همچنین بادهای تجاری در مناطق حاره‌ای، رطوبت را به داخل منطقه همگرایی منتقل می‌کند، و یک باران جبهه‌ای را به عرض‌های استوایی می‌آورد و آب و هوای مناطق گرمسیری را از طریق چگالش بخار آب گرم می‌کند. این هوای گرم افزایش می‌یابد و به بالای وردسپهر هر دو نیمکره منحرف می‌شود، در نهایت در عرض‌های میانه جایی که رطوبت کم و خشک می‌شود فرو می‌نشیند و جو را در مقابل همرفت تثبیت می‌کند (Davis, 2017: 5). در ساده‌ترین حالت، انتقال انرژی از عرض جغرافیایی پایین با افزایش حرکت هوای گرم در نزدیکی خط استوا به دلیل عمود بودن زاویه تابش خورشید، حرکات موجی افقی در عرض‌های میانه و بالا، انتقال قطب سوی انرژی و حرکت تکانه زاویه‌ای در جو، سرد شدن صعود هوای گرم استوا به سمت قطب در تروپوسفر فوقانی و فرونشست وسیع در نیمه گرمسیری و بازگشت به سمت استوا در نزدیکی سطح زمین ساختار پیچیده‌ای پیدا می‌نماید که با پدیدار شدن مؤلفه‌های گردش همدید منحصر بفردی در ترازهای مختلف وردسپهر همراه است. در چنین شرایطی، الگوی غالب جریان هوا در ترازهای فوقانی، میانی و زیرین از ساختار پیچیده و در عین حال شبه ایستا برخوردار گردیده که شدیداً پدیده‌های آب و هوای سطحی را کنترل می‌نماید (مفیدی، ۱۳۹۱). این ویژگی‌های گردشی در جو هنگامی که به طور متوسط در هر دو نیمکره تا عرض ۳۰ درجه شمالی و جنوبی تشکیل می‌شوند، یک سلول بسته هادلی را تشکیل می‌دهند (Quan & et al, 2004: 1; Longford & et al, 2009: 105). این سلول‌های

مستقیم **CC** با همدیگر ترکیب نمود که به صورت معادله (۲) نوشته می‌شود.

$$CC \propto \frac{\Delta E_{net}}{\Delta y} + Curv(F_{y wave}) + \frac{\Delta MG}{\Delta z} \quad (2)$$

موج تکانه موج گرما تابش گردش گرمایش تفاضلی تابشی E_{net} ، گرادیان تکانه MG و انحنای شار گرما ($Curv(F_{y wave})$)، سهم هر جمله برای گردش در معادله بالا لیست شده‌اند. علامت $\frac{\Delta MG}{\Delta z}$ با علامت MG یکسان است با این فرض که انتقال شمال‌سوی تکانه در زمین ضعیف-ترین مقدار است و با ارتفاع افزایش می‌یابد (چون بادها با افزایش ارتفاع به سرعت جت می‌رسند) (Stull, 2017: 377)، فلاح قله‌ری، ۱۳۹۳: ۴۷۹):

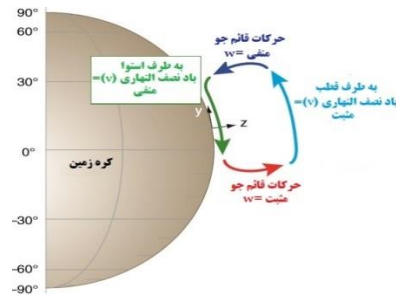
$$CC_{tropics} \propto positive + Positive + positive = positive$$

$$CC_{mid lat} \propto positive + negative + positive = negative \quad (3)$$

$$CC_{polar} \propto positive + Positive + positive = positive$$

تقریباً نیم قرن بعد، هادلی (۱۷۳۵) اثر وضعی زمین با سلول ساده اصلاح شده هالی را به طور موافق پیوند داد. در نتیجه جریان فوقانی قطبی هالی به باد غربی تبدیل شد و اکنون با یک جریان برگشتی سطحی، شرقی است (Hadley, 1735). اگرچه هادلی نواحی وسیعی را که به عنوان منطقه وزش بادهای غربی شناخته می‌شوند نادیده گرفت، امروزه سلول‌های پرفشار هادلی شناخته شده‌اند، در حال حاضر این جریان‌ها به عرض‌های پایین (در زمستان) بین استوا (ITCZ) و جنب استوا (تشکیل و اچرخندها (پرفشارها) دینامیکی، محدود می‌گردد. در طی نیمه دوم قرن نوزدهم مفهوم سلول‌های گردش کاملاً پذیرفته شد، و فرل (ابتدا در ۱۸۵۶ ولی به طور کامل تر در ۱۸۸۹ آن را مطرح کرد) اولین حامی و طرفدار مدل سه سلولی بود. فرل مفهوم سلول هادلی را حفظ کرد، اما آن را به حاشیه پایینی جنب حاره‌ها محدود نمود، جایی که جریان واگرایی سطحی به علت حفظ حرکت زاویه‌ای صعود به عنوان یک توده هوای متراکم به سوی قطب (همگرایی) دارای بیشترین نیروی حرکتی غربی است. فرونشینی و واگرایی، به سطح پایین، بادهای تجارتی را به سمت استوا بر می‌گرداند (تا سلول تجارتی هادلی حفظ شود) و بادهای غربی عرض‌های میانه، به طرف قطبها جریان می‌یابند (Ferrel, 1856).

اتمسفر، Δw تغییر مؤلفه قائم باد، Δy تغییر عرض جغرافیایی (شکل شماره ۱).



شکل ۱: تعریف گردش سلول مستقیم در هر نیمکره

گردش سلولی قائم (**CC**) در سلول‌های حرارتی مستقیم مثبت است؛ به طریق مشابه، **CC** برای سلول‌های غیرمستقیم منفی است. می‌توان معادلات حرکت را برای بدست آوردن گردش مجموع = موج تکانه + موج گرما + تابش \propto گردش

شناوری مرتبط با سطوح گرم می‌تواند گردش قائم را ایجاد نموده و همراه آن تکانه را منتقل نماید. اما اگر مقداری از تفاوت گرما به وسیله امواج سیاره‌ای منتقل شود، گرمای قابل دسترس کمتری برای ایجاد گردش مستقیم وجود خواهد داشت؛ همچنین در عرض‌های جغرافیایی میانه (سلول غیر مستقیم فرل)، گردش امواج سیاره‌ای (و پیچک‌های کم فشار و پرفشار مرتبط با آن) انتقال انرژی را برعهده دارند. اما در نقاط دیگر، گردش‌های قائم مستقیم (سلول هادلی و سلول قطبی) انتقال انرژی را انجام می‌دهند.

در سال ۱۶۸۶، ادموند هالی الگویی از گردش حرارتی کلی را از نقشه‌های دستی که توسط بادهای سطحی بر فراز اقیانوس‌ها ساخته شده بود، ترسیم کرد. این گردش حرارتی را به عنوان یک سلول واحد با صعود هوا از یک منبع گرمایی استوا ترسیم کرد که باعث گرادیان فشار سطح بالا شده و هوا را به عنوان یک باد جنوبی به طرف قطب‌ها حرکت می‌داد. در قطب‌ها هوا بر روی سطوح سرد به عنوان باد شمالی نزول کرده و به استوا برمی‌گردد. هالی از اهمیت حرکت وضعی زمین بی اطلاع بود و جهت جریان غربی بادهای تجارتی را همچون دیگر اثرهای حرارتی به طرف منطقه کم فشار تحت تأثیر حرکت خورشید به طرف غرب توضیح داد.

مواد و روش‌ها

$$\frac{\partial[\rho v \cos y]}{\partial y} + \frac{\partial[\rho \omega]}{\partial p} = n0 \quad (2) \text{ معادله}$$

که در آن (v) سرعت باد نصف‌النهاری و (ω) سرعت باد عمودی، (y) عرض جغرافیایی، (p) فشار به هکتوپاسکال، اجازه می‌دهد تا برای Ψ توسط تابع جریان جرم تعریف می‌شود:

$$[v] = \frac{1}{a \cos y} + \frac{\partial \Psi}{\partial p} \text{ and } [\omega] = \frac{1}{a \cos y} \frac{\partial[\Psi \cos y]}{\partial y} = 0 \quad (3) \text{ معادله}$$

تابع جریان جرم Ψ به شرح زیر است:

$$\Psi[p, y] = \frac{2\pi a \cos y}{g} \int_0^{1000.100} [v] dp \quad (4) \text{ معادله}$$

جایی که (v) میانگین باد نصف‌النهاری منطقه ای، (a) شعاع زمین، (y) عرض جغرافیایی است، (g) جاذبه زمین است. مجموع پهنای سلول هادلی بدین ترتیب با فاصله بین عرضهای جغرافیایی در هر نیمکره، جائیکه $\psi_{500-0} \text{ kg s}^{-1}$ است، داده می‌شود.

یافته‌ها

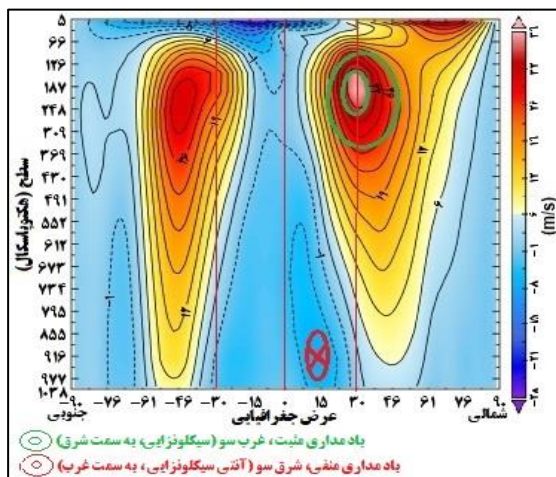
با توجه به شکل ۱ مشاهده می‌شود، گرمایش دیفرانسیل زمین در امتداد خطوط ثابت عرض جغرافیایی در نزدیک استوا نسبت به قطبین گرمتر است. با توجه به انتقال حرارت توسط گردش هادلی در عرض‌های جغرافیایی پایین، در منطقه حاره از حدود ۳۰ درجه شمالی تا ۳۵ درجه جنوبی مشاهده می‌شود و با میانگین بین ۲۶ تا ۱۷ درجه سلسیوس از سطح زمین تا سطح ۸۰۰ هکتوپاسکال است و تغییر دمای کمی وجود دارد و در همه جای آن هوا گرم و همچنین شرایط خشکی را ایجاد کرده است. البته هوای سرد و متراکم روی قطبها مشاهده می‌شود؛ و همچنین در سطح ۲۰۰ تا ۵ هکتوپاسکال، هسته هوای سرد در منطقه حاره با میانگین دمای هوا با ۶۴- تا ۸۰- درجه سلسیوس قابل مشاهده است. لایه ایزوترمال (دمای ثابت) که در بالای وردسپهر وجود دارد، به طور متوسط بین حدود ۱۱ تا ۲۰ کیلومتر (۲۲۶ تا ۵۵ هکتوپاسکال) یافت می‌شود. در این سطح، دمای هوا بسیار سردتر از آن است که در نزدیکی سطح زمین یافت می‌شود. البته باید توجه داشت که شیب نصف‌النهاری دما در مناطق گرمسیری به دلیل انتقال حرارت توسط سلول هادلی نسبتاً ضعیف است (Dommenget, 2018:106) و تضاد دمای استوا به قطب شدیداً به عرض سلول هادلی بستگی دارد؛

از نظر روش‌شناسی پژوهش حاضر یک مطالعه بنیادی در حوزه آب و هواشناسی دینامیک محسوب می‌گردد. در این راستا جهت شناسایی ساختار گردش بزرگ مقیاس نصف‌النهاری سلول هادلی از داده‌های بازتحلیل مرکز پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک در راستای افقی $0.25^*0.25$ درجه، برای دوره ۴۰ ساله (۲۰۱۸-۱۹۷۹) و به کارگیری داده‌ها با استفاده از نرم افزار GrADS و محاسبات مزبور با نرم افزار متلب استفاده شده است. شناسایی ساختار بزرگ مقیاس جو گردش نصف‌النهاری حرارتی سلول هادلی، با تهیه و بهره‌گیری از نقشه‌های مختصات فشار (Pressure coordinates)، دمای هوا (Temperature)، مؤلفه های مداری (Uwind)، نصف‌النهاری (Vwind)، بالاسوی سرعت باد (Omega) و مداری بردار باد در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (U_{surf}) که برای حرکات قائم جو استفاده می‌شود، از فرمول حرکات بالاسوی جوی بیشتر در لایه وردسپهر استفاده می‌شود و بر اساس معادله (۱) تعریف می‌گردد.

$$W_{nid} = \frac{-2\Delta z}{fc} \left[U_{TH} \frac{\Delta \delta g}{\Delta x} + V_{TH} \frac{\Delta \delta g}{\Delta y} + V_{TH} \frac{\beta}{2} \right] \quad (1) \text{ معادله}$$

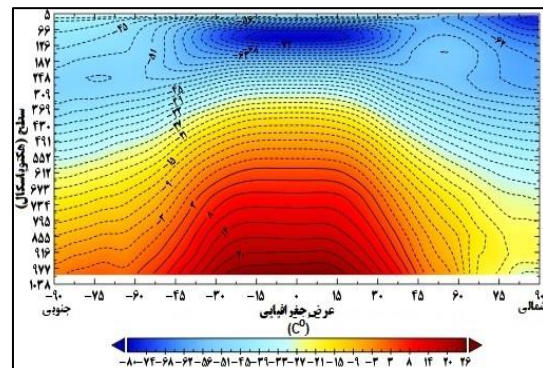
که در آن W_{nid} سرعت قائم جو؛ Δz ضخامت سطح ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال؛ U_{TH} و V_{TH} مؤلفه باد حرارتی در سطح ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال؛ fc پارامتر کوریولیس؛ β تغییر پارامتر کوریولیس با عرض جغرافیایی y ؛ δg تاوایی زمینگرد. همچنین از داده‌های تابش موج بلند خروجی زمین (OLR) (Liebmann et al, 1996: 1275-1277)، مجموع مقدار بارش (total precipitation rate)، رطوبت نسبی (Shum)، (Rayner et al, 2003: 37) و با بهره‌گیری از تابع جریان نصف‌النهاری (Streamfunction) که با درونیابی خطی برای برآورد عرض لبه بین نقاط شبکه استفاده شده است. میزان تابع جرم نصف‌النهاری در ۵۰۰ hPa تعریف شده است (Amaya & et al, 2017; Feng & et al, 2016; Johanson, 2009; Lou & et al, 2007; Hu & Fu, 2007; Nguyen & et al, 2017). سلول هادلی است برای مقارن محوری (متوسط منطقه ای) جریان دو بعدی تعریف شده است. در این مورد، بقای جرم در مختصات کروی (Cook, 2004):

با توجه به شکل ۲ مشاهده می‌شود که بیشترین مقدار مولفه بردار مداری باد مثبت در نزدیکی تروپوپاز در موقعیت دو جت استریم دیده می‌شود. هسته سرعت باد مداری مثبت در سطح ۱۰۰-۳۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی با سرعت ۳۶ متر بر ثانیه در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی و در نیمکره جنوبی با سرعت ۳۲ متر بر ثانیه با محوریت ۴۶ درجه جنوبی مشاهده می‌شود. بادهای مداری در سطح زمین در بیشتر عرض‌های جغرافیایی بین ۳۰ و ۶۰ درجه شمالی و جنوبی غرب‌سو هستند، اما در کمربند حاره از استوا تا ۳۰ درجه شمالی و ۳۰ درجه جنوبی بادهای مداری شرق‌سو غالب است. بادهای مداری مثبت عموماً برشی شرق‌سو دارند و با افزایش ارتفاع در درون ورد سپهر غرب‌سو می‌شوند؛ به طور کلی باد مداری در بالای هوا در سلول‌های هادلی می‌باشند که رودباد قوی جت حاره غربی را در هر دو نیمکره به وجود می‌آورند (محمدی، ۱۳۸۶: ۱۵۱). با توجه به شکل ۳، مشاهده می‌شود لبه عرض جغرافیایی گردش سلول هادلی در نیمکره شمالی در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی با جت استریم‌ها همراه هستند که هسته سلول هادلی از تراز ۶۵۰ تا ۴۵۰ هکتوپاسکال با سرعت ۱۰ تا ۱۵ متر بر ثانیه مشاهده شده است. و همچنین در نیمکره جنوبی لبه عرض جغرافیایی گردش سلول هادلی در ۳۰ درجه عرض جنوبی با جت استریم‌ها همراه هستند.



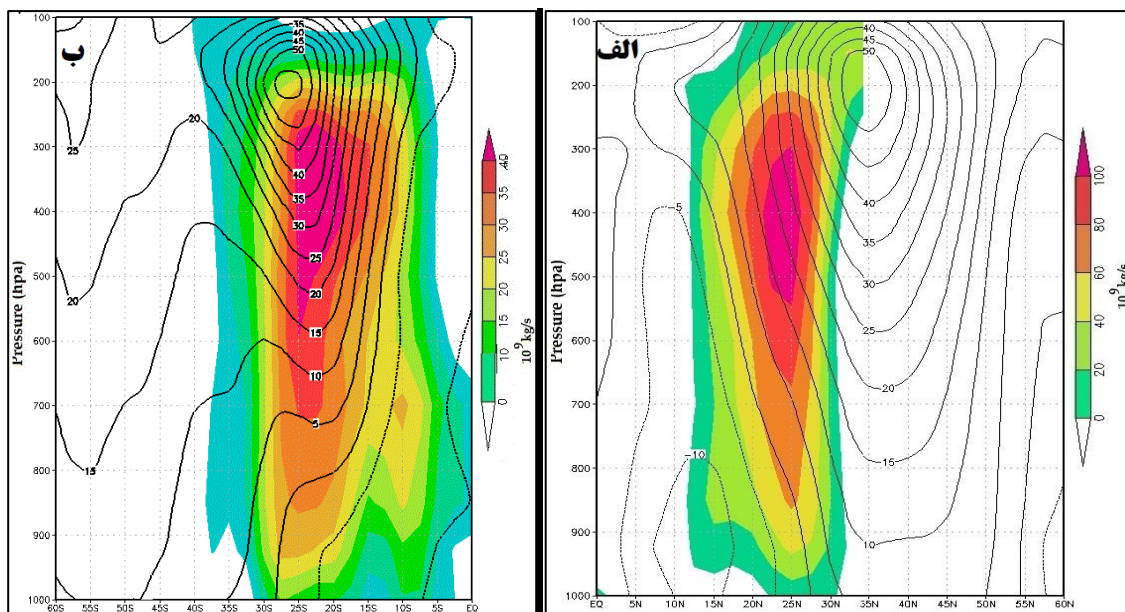
شکل ۲: ساختار قائم میانگین زمانی باد مداری (m/s) از سطح ۱۰۰۰ تا سطح ۵ هکتوپاسکال از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸

اگر گردش محور سلول هادلی کاهش یابد، پهنای عرض جغرافیایی سلول هادلی افزایش خواهد یافت و به سمت قطب پیشروی خواهد کرد (Showman, 2009).



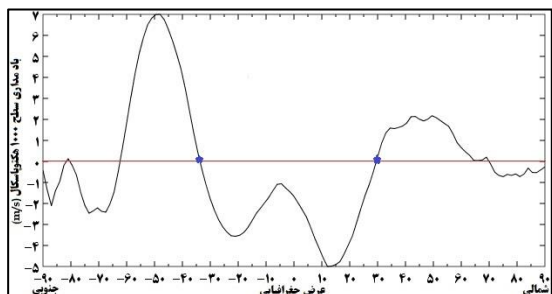
شکل ۱: میانگین زمانی ساختار عمودی دمای هوا (C) در سطح ۱۰۰۰ تا ۵ هکتوپاسکال از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸

سطح تروپوسفر حالت واچرخندی دارد و به سمت غرب می‌وزند، و همچنین باد مداری سطح زمین حالت چرخندی دارد و به سمت شرق می‌وزند (Dommenget, 2018:105). در مقیاس جهانی حرارت اضافی منطقه استوا باعث بوجود آمدن گرادیان حرارتی یا شیب حرارتی در سطح بالای جو بین منطقه استوا و منطقه قطب می‌شود؛ که پیامدش جریان هوا از منطقه استوا در تراز بالای جو به طرف منطقه قطب خواهد شد. این شیب حرارتی با ارتفاع از سطح زمین افزایش می‌یابد، زیرا ستون هوای گرم دارای تراکم پذیری بیشتری نسبت به هوای سرد است و بدلیل گرمای نسبی، چگالی هوا کمتر و حجم ویژه آن بالاتر است. به این ترتیب در یک شیب فشاری معین به دلیل چگالی کمتر و حجم ویژه بالاتر سرعت باد در عرض‌های ۳۰ تا ۴۵ درجه جغرافیایی در نیمکره شمالی و همچنین در نیمکره جنوبی در عرض‌های ۳۰ تا ۶۰ درجه جغرافیایی شدیدتر از سرعت باد در عرض‌های نزدیک به قطب است؛ در نتیجه اختلاف دما و فشار در بالای وردسپهر افزایش خواهد یافت و سرعت باد شدید می‌شود. بنابراین پتانسیل سرعت زیاد در هر کجا که وجود دارد تضاد دمایی را به همراه دارد؛ لذا بخاطر همین است که عموماً جت استریم با جبهه‌های فعال در عرض میانی و همچنین در هسته سلول فرل همراه هستند. در واقع منابع عمده انرژی جنبشی اتمسفر ناشی از واژگونی‌های بسیار بزرگ



شکل ۳: نقشه ترکیبی میانگین زمانی باد مداری (m/s) و سلول های هادلی نیمکره شمالی (الف) و جنوبی (ب) (10kg/s) در سطح ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸

رنگ). از آنجایی که، بی‌هنجاری باد واگرا می‌تواند شاخه شمال سوی سلول هادلی را تقویت و به سمت قطب سوی پیشروی نماید هر عرض جغرافیایی با باد مداری غیرصفر در سطح یک همگرایی و یا واگرایی از حرکت عمودی توسط پیچانه‌ها مشخص می‌شود.

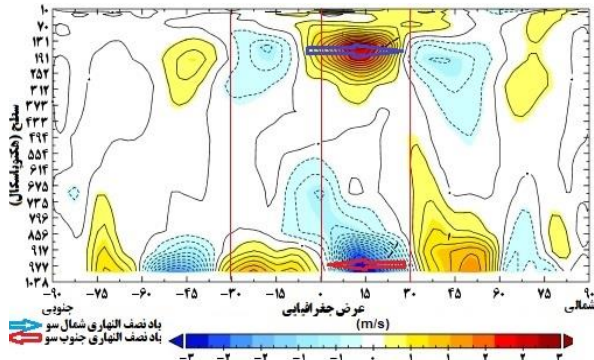


شکل ۴: لبه عرض جغرافیایی سلول هادلی با باد مداری سطح صفر در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (m/s) از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸

گردش هادلی در یک باند در اطراف استوای زمین غالب است، و خطوط متوسط دمای هوا حاکی از آن است که گردش هادلی به طور مؤثر درجه حرارت‌های مداوم را در سراسر این باند حفظ می‌کند. شیب درجه حرارت در عرض جغرافیایی میانی با جزئیات بیشتری را در شکل ۶، نشان می‌دهد، که با داده‌های باد مداری پوشش داده شده است؛ گرادپانت دما در افزایش و کاهش پهنای سلول هادلی مرتبط است (Showman, 2015). با توجه به شکل ۵، درجه حرارت افقی بین ۲۰ تا ۲۵ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که گردش هادلی در همگن سازی

لبه عرض جغرافیایی مناطق گردش نصف‌النهاری سلول هادلی توسط انتقال از سطح شرقی در جریان استواسو پایین و رددسپهر به علت گردش هادلی به سطح غربی در عرض‌های میانه مشخص می‌شود (Davis et al, 2017). در حالت پایدار، ناحیه‌ای با شار واگرایی مداری با کشیدن سطح متعادل می‌شود. بنابراین، عرض جغرافیایی گردش سلول هادلی با باد مداری سطح تغییر علامت نشان می‌دهد (در جائیکه به صفر می‌رسد)؛ همچنین عرض جغرافیایی را نشان می‌دهد که پیچانه و شار واگرایی در سطوح بالا به تعادل برسد (Held, 2002). بررسی های مولفه مداری باد سطح صفر در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بطور کلی نسبت به تعیین دقیق باد سطح حساس می‌باشند؛ (به طور مثال میانگین باد ۲ یا ۱۰ متر بالاتر از سطح زمین، یا درونیابی باد سطح در تراز ۱۰۰۰ hPa) (Davis et al, 2017). بنابراین، ارزیابی باد مداری سطح صفر در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در تشخیص لبه عرض جغرافیایی سلول هادلی بعنوان عرض جغرافیایی صفر از باد مداری نزدیک به سطح ناحیه‌ای محاسبه می‌شود. با توجه به شکل ۴ مشاهده می‌شود که لبه عرض جغرافیایی سلول هادلی از باد مداری سطح صفر در نیمکره شمالی در عرض جغرافیایی ۳۰ درجه قابل مشاهده می‌باشد (نقاط آبی رنگ) و همچنین در نیمکره جنوبی در عرض جغرافیایی ۳۲ درجه قابل مشاهده می‌باشد (نقاط آبی

بادهای نصف‌النهاری نشان دهنده حرکت افقی در سلول هادلی است (شکل ۶). بادهای نصف‌النهاری در امتداد خطوط شمالی و جنوبی به دور از خط استوا در ارتفاعات بالاتر و به سمت استوا در ارتفاعات کم در نیمکره شمالی و برعکس در نیمکره جنوبی حرکت می‌کنند. سرعت باد نصف‌النهاری در نیمکره شمالی بسیار قوی‌تر از نیمکره جنوبی است. در باد نصف-النهاری، هوایی که تازه بالا می‌رود، به صورت نصف‌النهاری به سمت قطبها حرکت می‌کند، سپس در عرض‌های ۳۰ درجه جهت را معکوس می‌کند و به سمت استوا حرکت می‌کند.



شکل ۶: ساختار عمودی میانگین زمانی باد نصف‌النهاری (m/s) در سطح ۱۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸

در نقشه مولفه بالاسوی باد (شکل ۷) می‌توان مناطقی را در ارتباط با سلولهای هادلی مشاهده کرد؛ از آنجا که این اصطلاح سرعت عمودی هوا (ω) با توجه به سطوح فشار است، مقادیر منفی سرعت عمودی هوا نشان دهنده حرکت به سمت بالاسو و صعود هوا (واگرایی) و نشان دهنده ایجاد مرکز کم فشار است، در حالی که مقادیر مثبت نشان دهنده حرکت رو به پایین و نزول هوا (همگرایی) که سبب افزایش فشار می‌شود و شرایط لازم برای ایجاد مرکز پرفشار فراهم است. در هر یک از قطعه-های سرعت عمودی در شکل ۸، ناحیه بزرگی از سرعت عمودی منفی در نزدیکی خط استوا مشاهده شده است، به این معنی که در نیمکره شمالی از استوا تا عرض جغرافیایی ۱۵ درجه شمالی میزان بالایی از صعود هوا وجود دارد و حرکات نزولی از عرض ۱۵ درجه شمالی تا عرض ۳۵ درجه شمالی قرار دارند که مکانهای آنها همزمان با لبه‌های گردش هادلی است. به نظر می‌رسد شدیدترین منطقه حرکات نزولی هوا در نیمکره شمالی قرار دارد. این ستونها مطابق با حرکت عمودی گردش سلول هادلی هستند.

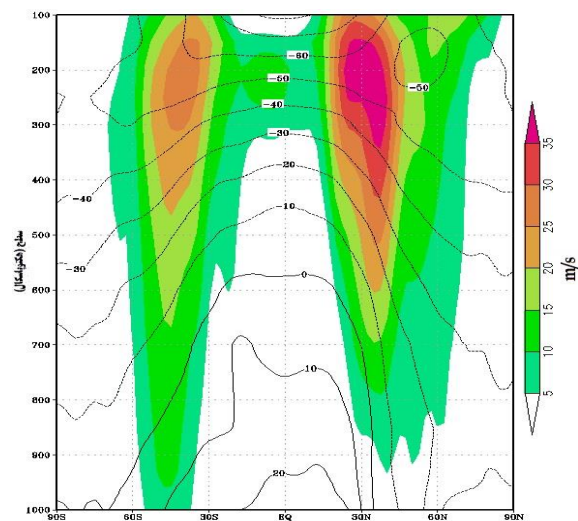
دما در مناطق استوایی بسیار مؤثر است؛ همچنین توزیع باد مداری از خط استوا در نیمکره شمالی تا عرض جغرافیایی ۲۵ درجه و در نیمکره جنوبی در عرض جغرافیایی ۳۵ درجه نزدیک به صفر است را نشان می‌دهد. همچنین جت‌های سطح بالایی قوی در عرض‌های جغرافیایی که گردش هادلی فرو می‌نشیند، قوی‌ترین آن در نزدیکی ۳۰° عرض جغرافیایی در نیمکره شمالی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال در ارتفاع حدود ۱۰ کیلومتری و به طور متوسط، سرعت در حدود ۴۰ m/s قرار دارد. و همچنین در نیمکره جنوبی در نزدیکی ۴۰° عرض جغرافیایی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال و به طور متوسط، سرعت در حدود ۳۰ m/s است. این جت‌های سطح بالایی با شیب حرارتی زیاد دمای افقی همراه هستند، زیرا هر جت بر روی منطقه‌ای واقع شده است که در آن خطوط دمایی به طور شیب‌دار دارند. در این حالت، تخمین تقریبی از معادله (۵) حرارتی

$$\frac{\partial u_g}{\partial p} = \frac{R}{f p} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_p$$

می‌توان این معادله را به صورت زیر هم بیان نمود:

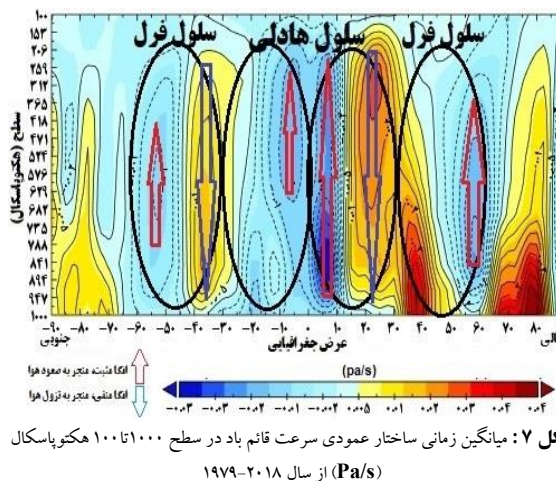
$$\frac{\Delta u}{\Delta p} = \frac{R}{f p} \left(\frac{\Delta T}{\Delta y} \right)_p$$

R گاز؛ f پارامتر کوریولیس؛ Δu جت شمالی؛ Δp سطح هکتوپاسکال؛ ΔT درجه کلوین؛ Δy جت غربی؛ p فشار؛ \emptyset عرض جغرافیایی؛ بنابراین، جت غربی در ارتباط با گردش سلول هادلی یافت می‌شود که با تعادل باد حرارتی سازگار است.



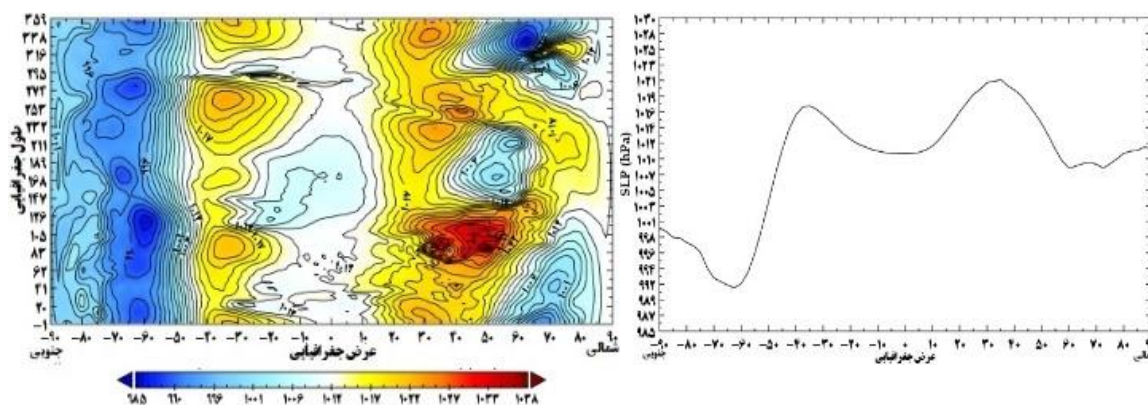
شکل ۸: نقشه ترکیبی میانگین زمانی دمای هوا (خطوط سیاه، C) و باد مداری (رنگ‌های سایه دار، m/s) از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸

نوسان اطلس شمالی در پی داشته است (Gillet & et al, 2003). اختلاف ناهنجاری های فشار سطح دریا در نیمکره شمالی و جنوبی با تغییر سلول هادلی مربوط به تفاوت های زمین و اقیانوس ها است. عرض جغرافیایی که ماکزیمم فشار سطح دریا بیشتر است به عنوان لبه سلول هادلی و یا کمربند گرمسیری در نظر گرفته شده است (Waugh et al, 2018: 769; Choi,2014: 2592; Staten et al, 2018: 769). با توجه به شکل ۸ مشاهده می‌شود، بیشترین فشار در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی در عرض ۳۵ درجه جغرافیایی قابل مشاهده است که در نیمکره شمالی با ۱۰۲۱ هکتوپاسکال و در نیمکره جنوبی با ۱۰۱۹ هکتوپاسکال اتفاق افتاده است که شرایط خشکی را فراهم می‌کند.



شکل ۷: میانگین زمانی ساختار عمودی سرعت قائم باد در سطح ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (Pa/s) از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸

تغییر و گسترش بزرگ مقیاس گردش سلول هادلی، افزایش فشار تراز دریا در عرض‌های میانه و جنب حاره و کاهش فشار تراز دریا در عرض‌های بالا را به ویژه در منطقه فعالیت شاخص



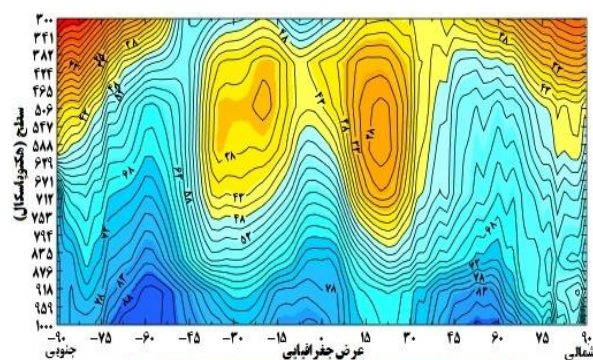
شکل ۸: میانگین زمانی ساختار عمودی فشار سطح زمین (hpa) از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸

۳۸ درصد از عرض جغرافیایی ۱۵ تا ۳۵ درجه جنوبی در سطح ۶۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال قابل مشاهده است. خشک شدن در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی در سطح ۶۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال در عرض‌های ۱۵ تا ۳۵ درجه به دلیل همرفت می‌باشد. وقتی هوا اشباع می‌شود مقدار رطوبت اضافی به باران تبدیل می‌شود، ولی هوای نزولی بسیار خشک است. مناطقی که در بیابان های صحرای آفریقا، آفریقای جنوبی، استرالیا، شمال آفریقا، خاورمیانه، ایران و جنوب غربی ایالات متحده بیشتر در شاخه نزول دینامیکی سلول هادلی قرار دارند، شرایط خشک در این مناطق حاکم است. از آنجا که منطقه صعود باریک است و نزول گسترده دارد، همرفت به عنوان یک ماده خشک کننده برای جو عمل می‌کند. البته در عرض های جغرافیایی بالا (عرض های ۴۰ تا ۶۵ درجه در هر دو نیمکره) پوشش ابر از ناپایداری باروکلینیک حاصل می‌شود. با توجه به

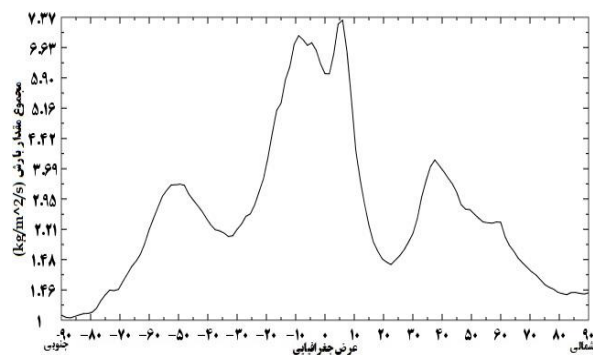
باید توجه داشت که داده‌های رطوبت نسبی از سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال به بالا ترسیم نشده است (شکل ۹) و در آنجا مقدار رطوبت نسبی آنقدر کوچک است که اندازه‌گیری دقیق آن دشوار است. انشعابات در حال افزایش گردش هادلی در نزدیکی خط استوا منجر به تشکیل ابر و بارندگی فراوان می‌شود، که می‌توان جنگل های بارانی گرمسیری در جنوب شرقی آسیا / اندونزی، برزیل و آفریقای مرکزی را نام برد. با توجه به شکل ۱۱ مشاهده می‌شود بیشترین مقدار رطوبت نسبی در نیمکره شمالی از خط استوا تا ۱۵ درجه شمالی با ۷۳ درصد در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال قابل مشاهده است و همچنین در نیمکره جنوبی تا عرض جغرافیایی ۳۰ درجه جنوبی قابل مشاهده است کمترین مقدار رطوبت نسبی با ۲۲ درصد در نیمکره شمالی از عرض جغرافیایی ۱۵ تا ۳۰ درجه شمالی در سطح ۶۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال و همچنین در نیمکره جنوبی با

خروجی زمین (OLR)، به عنوان یک شاخص حیاتی سینوپتیکی دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی است که برای شناسایی کمربند خشک گرمسیری، گردش سلول هادلی، نوسانات اقیانوسی-جو، ابرهای ضخیم و همرفتی، پیش بینی زلزله و گردوغبار در نظر گرفته می‌شود؛ و همچنین از پارامترهای شناختی مهم مورد استفاده در تحقیقات مرتبط با آب و هوا می‌باشد (Taylor, 2012). توزیع بازتابش زمینی ارتباط نزدیکی با دماهای سطحی دارد و حداکثر میانگین سالانه آن در نواحی حاره است (Qian, 2016: 531). بر اساس تحقیقات جانسون و همکاران (۲۰۰۹)، دیوز (۲۰۱۷)، دیوز و همکاران (۲۰۱۳) مشخص شدن عرض جغرافیایی گردش سلول هادلی را با فاصله بین عرض جغرافیایی که OLR ارزش خطوط کنتوری آن را با 250 Wm است، مشخص نموده اند (Hu & Fu, 2007; Johanson, 2009)؛ بر اساس شکل ۱۱ مشاهده می‌شود که بیشترین تابش موج بلند خروجی زمین در نیمکره شمالی بین عرض جغرافیایی ۱۲ تا ۳۲ درجه جغرافیایی که بین ۲۶۰ تا ۲۶۷ وات بر ساعت است، که بیشینه آن در عرض ۲۰ درجه جغرافیایی با ۲۶۴ وات بر ساعت مشاهده است؛ و همچنین در نیمکره جنوبی بیشترین تابش موج بلند خروجی زمین بین عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۳۰ درجه جغرافیایی که بین ۲۴۵ تا ۲۶۰ وات بر ساعت است، که بیشینه آن در عرض ۲۰ درجه جغرافیایی با ۲۶۱ وات بر ساعت مشاهده است؛ لبه عرض جغرافیایی گردش سلول هادلی با ارزش خطوط کنتوری Wm در ۲۵۰ در نیمکره شمالی در عرض ۳۰ درجه جغرافیایی و همچنین در نیمکره جنوبی در عرض جغرافیایی ۳۳ درجه جنوبی قابل مشاهده است.

شکل ۱۰ مشاهده می‌شود، بیشترین مجموع مقدار بارش در نیمکره شمالی در عرض جغرافیایی ۵ درجه شمالی با $\text{kg/m}^2/\text{s}$ $7/34$ اتفاق افتاده است، ولی کمترین مجموع مقدار بارش در عرض جغرافیایی ۲۵ درجه شمالی با $\text{kg/m}^2/\text{s}$ $1/48$ قابل مشاهده است؛ و همچنین در نیمکره جنوبی بیشترین مجموع مقدار بارش در عرض جغرافیایی ۱۰ درجه جنوبی با $\text{kg/m}^2/\text{s}$ $6/78$ اتفاق افتاده است و کمترین مجموع مقدار بارش در عرض جغرافیایی ۳۳ درجه جنوبی با $\text{kg/m}^2/\text{s}$ $2/05$ قابل مشاهده است.

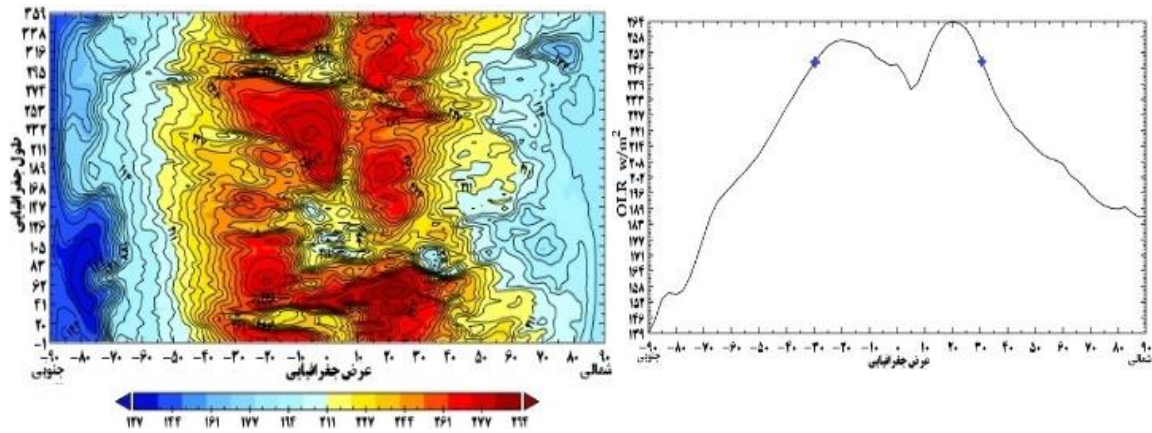


شکل ۹: میانگین زمانی ساختار عمودی رطوبت نسبی (%) در سطح ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال از سال ۲۰۱۸-۱۹۷۹



شکل ۱۰: میانگین زمانی ساختار افقی بارش ($\text{kg/m}^2/\text{s}$) از سال ۲۰۱۸-۱۹۷۹

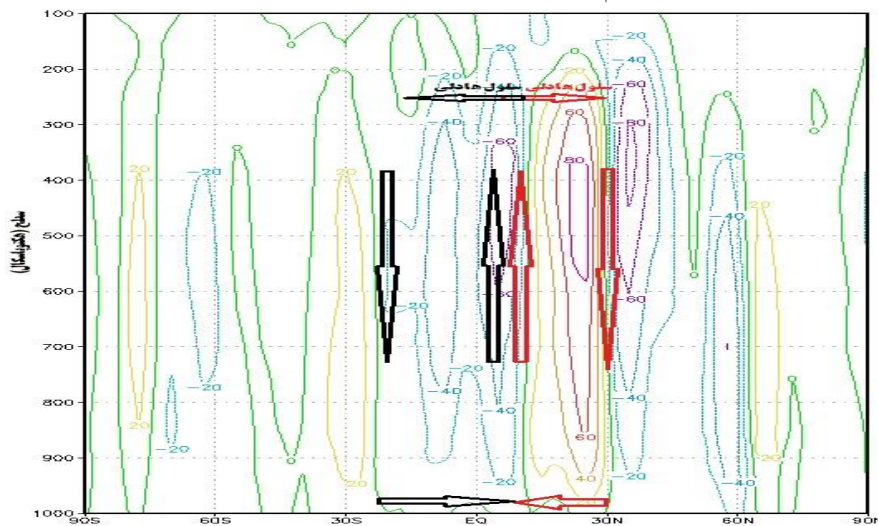
یکی دیگر از روش‌های تشخیص سلول هادلی با استفاده از داده‌های تابش موج بلند خروجی است. تابش موج بلند



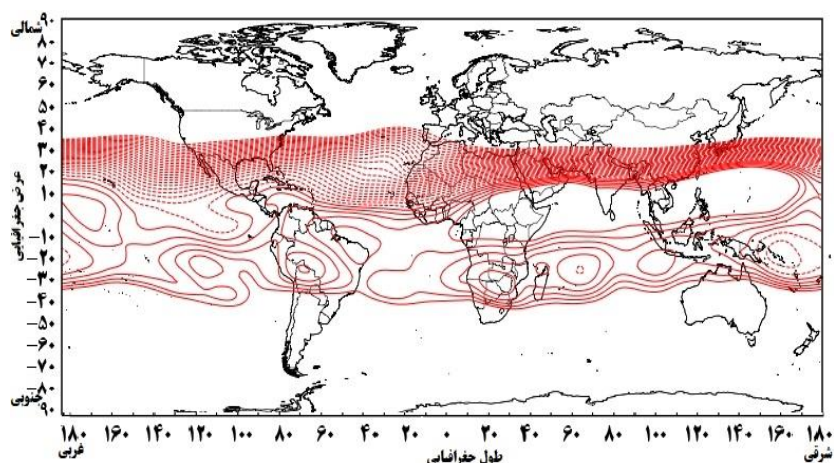
شکل ۱۱: میانگین زمانی ساختار عمودی تابش موج بلند خروجی زمین (W/m) از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸

هادلی در استراتوسفر بسیار ناچیز است. مناطق خشک گرمسیری در مقیاس بزرگ و همچنین بیابان‌های عمده گرمسیری و نیمه گرمسیری کره زمین تا حد زیادی توسط شاخه‌های فرونشست سلول هادلی تعیین می‌شود. با توجه به شکل ۱۲، ساختار عمودی گردش سلول هادلی در تراز ۱۰۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال با فرونشینی سلول هادلی در نیمکره شمالی و جنوبی تا عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی قابل مشاهده است؛ و البته ساختار افقی گردش سلول هادلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره شمالی تا عرض ۳۵ درجه شمالی و در نیمکره جنوبی تا عرض ۴۰ درجه جنوبی کشیده شده است.

بهترین روش برای تشخیص سلول هادلی، با استفاده از میانگین ناحیه تابع جریان نصف‌النهاری (Ψ)، شناسایی می‌شود که خطوط انتقال جرم در مختصات فشار از (Ψ) نشان داده می‌شود (شکل ۱۲، ۱۳). تعیین عرض جغرافیایی تابع جرم نصف‌النهاری در تروپوسفر صفر است که نشان دهنده میانگین عرض جغرافیایی لبه سلول هادلی است؛ و تبدیل به ماکزیمای صفر، منطقه نیمه گرمسیری را مشخص می‌نماید. از آنجا که استراتوسفر تقریباً ۱۰٪ از جرم جو گرمسیری را نشان می‌دهد و مقادیر عملکرد جریان در استراتوسفر مرتبه‌هایی با بزرگی-کوچکتر از آنهایی که در تروپوسفر هستند، سهم گردش سلول



شکل ۱۲: میانگین زمانی ساختار عمودی سلول هادلی (10kg/s) در سطح ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ از سال ۱۹۷۹-۲۰۱۸



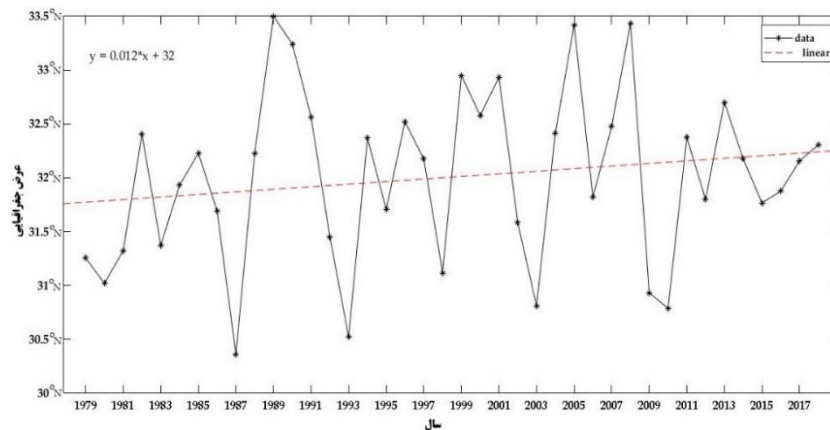
شکل ۱۳: میانگین زمانی ساختار افقی سلول هادلی (10kg/s) در هر دو نیمکره در سطح 1000 تا 100 هکتوپاسکال از سال $1979-2018$

است (IPCC, 2001). به نظر می‌رسد تغییرات دمایی اخیر مربوط به تغییر در گردش عمومی جو است (Hurrell, 1996; Gaffen & et al 2000; Parker & et al, 2000). بنابراین، درک مکانیسم‌های حاکم بر ساختار و تغییرات زمانی و مکانی گردش سلول هادلی ضروری است (Lu, 2007; Frierson & et al, 2007; Karauskas, 2014). تغییرات در گردش هادلی و پیامدهای آن برای مناطقی که آب و هوای آنها در این ویژگیها تأثیر دارد، تصمیمات برای مدیریت آن مناطق مهم است. با قرارگیری اکثر مناطق خشک در سراسر زمین که در زیر شاخه‌های فرونشانی سلول‌های هادلی واقع شده است، گسترش منطقه خشک نیمه‌گرمسیری که منجر به آب و هوای نیمه‌گرمسیری خشک‌تر می‌شود را نشان می‌دهد. گسترش سلول هادلی از عرض جغرافیایی پایین به مناطق گرمسیری وسیع‌تر تبدیل می‌شود و دارای جابجایی‌های زیادی در مناطق خشک نیمه‌گرمسیری شده است (Nguyen, 2015). در نهایت، این ممکن است باعث شود که بیابان‌زایی بیشتر از مرزهای موجود ایجاد شود و گسترش مزارع اراضی خشک پیش‌بینی می‌شود ادامه یابد (Frierson & et al, 2007; Lu & et al, 2007; Scheff & et al, 2012; Feng & et al, 2013) و فشار به اکوسیستم‌های طبیعی و انسانی در زیر شاخه‌های نزولی سلول هادلی وارد شود (Johanson, 2009). با توجه به شکل شماره ۱۴، سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی تابع جریان نصف النهاری در نیمکره شمالی نشان می‌دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابع جریان عملکرد جریان نصف النهاری به صورت $y = 0.0012x + 32$ به

توجه به این نکته ضروری است که تعیین عرض جغرافیایی تابع جریان جرم نصف النهاری در وردسپهر، صفر است که نشان دهنده میانگین عرض جغرافیایی لبه سلول هادلی است و در محاسبات اعمال شده‌اند. در شکل ۱۴ و ۱۵ مشاهده می‌شود که لبه عرض جغرافیایی سلول هادلی در بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) در نیمکره شمالی از عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۳۳/۵ درجه و در نیمکره جنوبی از عرض جغرافیایی ۳۱ تا ۳۳/۵ درجه، به عرض‌های بالاتر کشیده شده است و همچنین روند صعودی به خود گرفته است. این پژوهش نشان می‌دهد که لبه عرض جغرافیایی گردش سلول هادلی حداقل از سال ۱۹۷۹ تاکنون ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی تغییر کرده است. گرچه میزان گسترش گرمسیری و متعاقب آن خشک شدن نیمه-گرمسیری رو به افزایش و مشخص است، اما انتظار می‌رود که در طول قرن بیست‌ویکم با گرم شدن کره زمین ادامه یابد. تغییر طولانی مدت سلول هادلی را به عنوان بیان تغییرات آب و هوا در ارتباط با روند گرم شدن در میانگین دمای سطح جهانی در طول نیم قرن گذشته بررسی نموده‌اند (IPCC, 1996; 2000). مطالعات مشاهده‌ای قبلی تأیید کرده‌اند که میانگین دمای جهانی سالانه در طول قرن گذشته در حدود 0.6°C افزایش یافته است (عساکره، ۱۳۹۰; Jones, 1999). گرم شدن به صورت مرحله‌ای با دو مرحله اتفاق افتاده است، یکی از حدود ۱۹۱۰ تا ۱۹۴۵ و دیگری بعد از اواسط دهه ۱۹۷۰ است. مطالعات مشاهده‌ای اخیر در مورد الگوی جهانی تغییرات دما نشان داد که، از اواخر دهه ۱۹۷۰، روند گرم شدن دمای جهانی سطح هوای زمین از روند گرمایش دمای سطح دریا بزرگتر

دست آمد، به عبارت دیگر مقدار **a** و **b** در معادله به ترتیب برابر ۳۲ و ۰/۰۱۲ حاصل شد. با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی سلول هادلی به طور متوسط به اندازه ۰/۰۱۲ درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد (افزایش به دلیل علامت مثبت **b**). به طور کلی، این مطالعه نشان می‌دهد گردش سلول هادلی، ۱ تا ۳/۵ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ که بیشترین

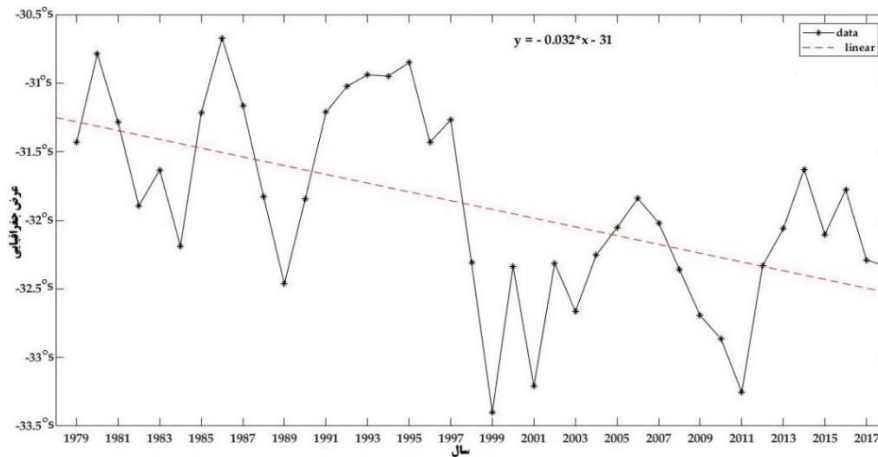
افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی طی سالهای ۱۹۸۹، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۸ که تا عرض جغرافیایی ۳۳/۵ درجه گسترش داشته است. و همچنین کمترین شدت عرض جغرافیایی گردش سلول هادلی طی سالهای ۱۹۸۷، ۱۹۹۳، ۲۰۰۳ و ۲۰۱۰ که تا عرض جغرافیایی ۳۰/۵ درجه گسترش داشته است.



شکل ۱۴: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی تابع جریان نصف‌النهاری در نیمکره شمالی

شکل ۱۵، سری زمانی عرض جغرافیایی تابع جریان نصف‌النهاری در نیمکره جنوبی را با تابع جریان عملکرد جریان نصف‌النهاری نشان می‌دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابع جریان عملکرد جریان نصف‌النهاری به صورت $y = -0.032x + 31$ - معادله به ترتیب برابر ۳۱ و -0.032 حاصل شد. با افزایش هر سال، عرض جغرافیایی سلول هادلی در نیمکره جنوبی به طور متوسط به اندازه -0.032 درجه جغرافیایی افزایش می‌یابد. گردش سلول هادلی، ۱ تا ۳/۵ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است که از سال ۱۹۹۹ به بعد، شدت روند افزایشی گردش سلول هادلی در نیمکره جنوبی به عرض‌های بالاتر بیشتر قابل مشاهده است؛ بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی گردش

سلول هادلی در نیمکره جنوبی طی سالهای ۱۹۹۹، ۲۰۰۱ و ۲۰۱۱ تا عرض جغرافیایی ۳۳/۵- درجه جنوبی گسترش داشته است. و همچنین کمترین شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی طی سالهای ۱۹۸۰، ۱۹۸۶ و از سال ۱۹۹۱ تا ۱۹۹۵ که تا عرض جغرافیایی ۳۱- درجه جنوبی مشاهده شده است. گردش سلول هادلی برای سیستم آب و هوایی از اهمیت اساسی برخوردار است و تغییرات آن تأثیرات مهمی بر آب و هوای کمربند گرمسیری و نیمه‌گرمسیری دارد. مطالعات مشاهده‌ای نشان می‌دهد که کمربند گرمسیری زمین در طول قرن ۲۱ گسترش می‌یابد و باعث افزایش خشکی و گرمایش جهانی را در پیش رو خود دارد.



شکل ۱۵: سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی تابع جریان نصف النهاری در نیمکره جنوبی

نتیجه گیری

عرض‌های ۱۰ تا ۴۵ درجه جغرافیایی در نیمکره شمالی و در همچنین در نیمکره جنوبی در عرض‌های ۱۰ تا ۶۰ درجه جغرافیایی شدیدتر از سرعت باد در عرض‌های نزدیک به قطب است؛ در نتیجه اختلاف دما و فشار در بالای وردسپهر افزایش خواهد یافت که به دنبال آن سرعت نیز افزایش و قوی می‌شود که بیشترین مقدار باد مداری مثبت در نزدیکی تروپوپاز در موقعیت دو جت استریم دیده می‌شود، جت‌های سطح بالایی قوی در عرض‌های جغرافیایی که گردش هادلی فرو می‌نشیند، قوی‌ترین آن در نزدیکی ۳۰° عرض جغرافیایی در نیمکره شمالی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال در ارتفاع حدود ۱۰ کیلومتری و به طور متوسط، سرعت در حدود ۴۰ m/s قرار دارد. و همچنین در نیمکره جنوبی در نزدیکی ۳۵° عرض جغرافیایی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال و به طور متوسط، سرعت در حدود ۳۰ m/s است. همچنین در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی از استوا تا ۱۵ درجه عرض جغرافیایی میزان بالایی از صعود هوا وجود دارد و شرایط کم فشار و همچنین بیشترین مقدار رطوبت نسبی حاکم است، ولی حرکات نزولی و پرفشار در عرض‌های ۲۵ تا ۳۵ درجه در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی قرار دارند که مکانهای آنها همزمان با لبه‌های گردش هادلی است که بیشترین فشار در نیمکره شمالی با ۱۰۲۱ هکتوپاسکال و در نیمکره جنوبی با ۱۰۱۹ هکتوپاسکال اتفاق افتاده است که شرایط خشکی را فراهم می‌کند؛ و بر این اساس با ۷۳ درصد بیشترین مقدار رطوبت نسبی از خط استوا تا ۱۵ درجه شمالی و جنوبی حاکم است که در نیمکره شمالی با بیشترین مجموع مقدار بارش با ۷/۳۴ kg/m²/s و همچنین در

میزان گسترش مناطق گرمسیری و پیرو آن خشک شدن مناطق نیمه‌گرمسیری زیر شاخه‌های فرونشینی سلول هادلی رو به افزایش است؛ در واقع، اعمال یک کنترل غالب بر آب و هوای سطح کمربند حاره‌ای گردش سلول هادلی است. در این راستا جهت شناسایی ساختار گردش بزرگ مقیاس نصف‌النهاری سلول هادلی از داده‌های بازتحلیل مرکز پیش‌بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک در راستای افقی ۰/۲۵*۰/۲۵ درجه و با بهره‌گیری از نقشه‌های دمای هوا، مولفه‌های مداری، نصف‌النهاری، بالاسوی سرعت باد، مداری باد سطح صفر در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، تابع جریان جرم نصف‌النهاری و تابش موج بلند خروجی زمین برای دوره ۴۰ ساله (۲۰۱۸-۱۹۷۹) و با استفاده از نرم افزار گردس و متلب انجام گرفته شد. این پژوهش نشان داد با توجه به انتقال حرارت توسط گردش هادلی در عرض‌های جغرافیایی پایین، در منطقه حاره از حدود ۳۰ درجه شمالی تا ۳۵ درجه جنوبی مشاهده می‌شود و با میانگین بین ۲۶ تا ۱۷ درجه سلسیوس از سطح زمین تا تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال است و همچنین در تراز ۲۰۰ تا ۵ هکتوپاسکال، هسته هوای سرد در منطقه حاره با میانگین دمای هوا با ۶۴- تا ۸۰- درجه سلسیوس قابل مشاهده است. این شیب حرارتی با ارتفاع از سطح زمین افزایش می‌یابد، زیرا ستون هوای گرم دارای تراکم پذیری بیشتری نسبت به هوای سرد است و بدلیل گرمای نسبی، چگالی هوا کمتر و حجم ویژه آن بالاتر است. به این ترتیب در یک شیب فشاری معین به دلیل چگالی کمتر و حجم ویژه بالاتر سرعت باد در

7. Birner, T., S. M. Davis, and D. J. Seidel., 2014. The changing width of Earth's tropical belt. *Phys. Today*, 67, 38–44, doi:10.1063/PT.3.2620.
8. Cook, K.H., 2004. Hadley Circulation Dynamics: Seasonality and the Role of Continents. In "The Hadley Circulation: Past, Present, and Future". Series: Advances in Global Change Research, Vol.21. Diaz, Henry F.; Bradley, Raymond S. (Eds.), 511 p., SBN: 1-4020-2943-8.
9. Davis, N. A., 2017. The Dynamics of Hadley Circulation Variability and Change, Colorado State University, Libraries.
10. Feng, S., and Q. Fu., 2013. Expansion of global drylands under a warmer climate. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 10081–10094, doi: 10.5194/acp-13-10081-2013.
11. Ferrel, W., 1856. An essay on the winds and currents of the oceans, Nashville Journal of Medicine and Surgery.
12. Frierson, D. M. W., J. Lu, and G. Chen., 2007. Width of the Hadley cell in simple and comprehensive general circulation models. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18804, doi: 10.1029/2007GL031115.
13. Gaffen, D. J., B. D. Santer, J.S. Boyle, J. R. Christy, N.E. Graham, and R. J. Ross., 2002. Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere. *Science*, 287, 1242-1245.
14. Hadley, G., 1735. Concerning the cause of the general trade winds. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 29, 58–62.
15. Held, I. M., and B. J. Soden., 2006. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *J. Climate*, 19, 5685–5699, doi:10.1175/JCLI3990.1
16. Hurrell, J., 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665-668.
17. IPCC. 1996. Climate Change 1995: The Science of Climate Change. J.T. Houghton et al. (eds.), Cambridge University Press, 572 pp.
18. IPCC. 2001. Climate Change 2001. The Science Basis. J.T. Houghton et al. (eds.), Cambridge University Press, 881 pp.
19. Johanson, C. M., and Q. Fu., 2009. Hadley cell widening: Model simulations versus
- نیمکره جنوبی با $6/78 \text{ kg/m}^2/\text{s}$ اتفاق افتاده است و کمترین مقدار رطوبت نسبی با ۲۲ درصد در نیمکره شمالی از عرض جغرافیایی ۱۵ تا ۳۰ درجه شمالی در سطح ۶۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال و با مجموع مقدار بارش با $1/48 \text{ kg/m}^2/\text{s}$ قابل مشاهده است؛ همچنین در نیمکره جنوبی با کمترین مقدار رطوبت نسبی با ۳۸ درصد از عرض جغرافیایی ۱۵ تا ۳۵ درجه جنوبی در سطح ۶۰۰ تا ۴۰۰ هکتوپاسکال و با کمترین مجموع مقدار بارش با $2/05 \text{ kg/m}^2/\text{s}$ قابل مشاهده است. لبه عرض جغرافیایی گردش سلول هادلی با ارزش خطوط کنتوری Wm ۲۵۰ در نیمکره شمالی در عرض ۳۰ درجه جغرافیایی و در نیمکره جنوبی در عرض جغرافیایی ۳۳ درجه جنوبی قابل مشاهده است. به طور کلی، این پژوهش نشان داد گردش سلول هادلی در نیمکره شمالی از عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۳۳ درجه شمالی و در نیمکره جنوبی از عرض جغرافیایی ۳۱ تا ۳۳ درجه جنوبی قابل مشاهده است که همچنان در هر دو نیمکره روند صعودی به خود گرفته است و ۱ تا $3/5$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است که شواهدی از گسترش گردش سلول هادلی را به سمت قطب را نشان می‌دهد و افزایش خشکی و گرمایش جهانی را در پیش رو خود دارد.

منابع

۱. عساکره، ح.، ۱۳۸۲، نوسانات اقیانوس اطلس شمالی، نشریه علمی پژوهشی سپهر، دوره دوازدهم، شماره چهل و هشتم، ص ۲۰.
۲. علیجانی، ب.، ۱۳۹۳، آب و هواشناسی سینوپتیک، انتشارات سمت.
۳. فلاح قالهری، غ.ع.، ۱۳۹۳، اصول و مبانی هواشناسی، انتشارات دانشگاه حکیم سبزواری، ص ۴۹۷.
۴. لشکری، ح.؛ ۱۳۹۳، آب و هواشناسی دینامیک، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۳-۲۱۴.
۵. مفیدی، ع؛ ذرین، آ.، ۱۳۹۱، بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا، نشریه پژوهش های اقلیم شناسی، سال سوم، شماره یازدهم، پاییز، ص ۱۶.
6. Agard, A., 2009. Analysis of the General Circulation of the Atmosphere through Low- and Mid-Latitude Phenomena.

- Greenhouse Gas Forcing. *J. Climate*, 28, 8067–8077, doi:0.1175/JCLI-D-15-0139.1.
24. Ort, A. H., and J. J. Yienger., 1996. Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *J. Climate*, 9, 2751–2767.
25. Parker, D. E., 2002. Temperatures High and Low, *Science*, 287, 1216.
26. Scheff, J., and D. M. W. Frierson., 2012. Robust future precipitation declines in CMIP5 largely reflect the poleward expansion of model subtropical dry zones. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L18704, doi: 10.1029/2012GL052910.
27. Stull, R., 2017. *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*.pp377.
- observations. *J. Climate*, 22, 2713–2725, doi:10.1175/2008JCLI2620.1.
20. Karlsruh, K. B., and C. C. Ummenhofer., 2014. On the dynamics of the Hadley circulation and subtropical drying. *Clim. Dyn.*, 2259–2269, doi: 10.1007/s00382-014-2129-1.
21. Lu, J., G. A. Vecchi, and T. Reichler., 2007. Expansion of the Hadley cell under global warming, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06805, doi: 10.1029/2006GL028443.
22. Lu, J., G. A. Vecchi, and T. Reichler., 2007. Expansion of the Hadley cell under global warming, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06805, doi: 10.1029/2006GL028443.
23. Nguyen, H., C. Lucas, A. Evans, B. Timbal, and L. Hanson., 2015. Expansion of the Southern Hemisphere Hadley Cell in Response to