

گسترش قطب سو چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی

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

^۱استادیار و عضو هیئت علمی آب و هواشناسی دانشگاه زنجان، ایران

^۲دانشجو دکترا آب و هواشناسی دانشگاه زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۷/۱۱/۲۷ ، تاریخ پذیرش: ۹۸/۲/۳

چکیده

میزان گسترش مناطق گرمسیری و متعاقب آن خشک شدن مناطق نیمه گرمسیری زیر شاخه های فرونشینی سلول هادلی رو به افزایش است، به منظور بررسی میزان گسترش قطب سو چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی از داده های تابش موج بلند خروجی زمین، فشار سطح دریا، تبخیر، بارش، مؤلفه مداری، مؤلفه نصف النهاری، امگا و دمای سطح وردایست استفاده شده است. داده های مذکور در بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) از پایگاه داده ای EC-MWF نسخه (ERA5) اخذ شده است. یافته ها نشان داد که هر سال، مرز بیرونی سلول هادلی به طور متوسط به اندازه 0.32° - درجه جنوبی افزایش می یابد. به طور کلی، مطالعه نشان داد لبه سلول هادلی در نیمکره جنوبی، ۱ تا $3/5^{\circ}$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است و از سال ۱۹۹۹ شدت روند افزایشی چرخش سلول هادلی در این نیمکره به عرض های بالاتر بیشتر شده است؛ بیشترین گسترش عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی طی سال های ۱۹۹۹، ۲۰۰۱ و ۲۰۱۱ تا عرض جغرافیایی $33/5^{\circ}$ - درجه جنوبی مشاهده شده است. در نتیجه، افزایش خشکی و مخاطرات آب و هوایی در آینده قابل پیش بینی است.

کلمات کلیدی: سلول هادلی، تغییر اقلیم، خشکی، ECMWF، نیمکره جنوبی

(Parker & et al, 2000; & et al 2000). بنابراین، درک مکانیسم‌های حاکم بر تغییرات چرخش سلول هادلی ضروری است (Lu, 2007; Frierson & et al, 2014; Karnauskas, 2007). قرارگیری مناطقی در زیر شاخه‌های فرونشینی سلول هادلی منجر به گسترش منطقه خشک نیمه گرمسیری می‌شود (Bindoff, 899: 2013). لبه بیرونی چرخش سلول هادلی به صورت تدریجی در طی دهه‌های اخیر به عرض‌های بالاتر کشیده شده است (Lucas, 2014). اندازه‌گیری مستقیم چرخش سلول هادلی غیرممکن است (Waliser, 1999)؛ با این وجود، معیارهای بی‌شماری برای ارزیابی موقعیت گسترش سلول هادلی ایجاد شده است (Davis, 2017: 44)، بعضی معیارها با استفاده از فیزیک جو و برخی با استفاده از مجموعه داده‌های مشاهداتی در دسترس از جمله: داده‌های فشار و دمای تراز ورودیست، جت جنب حاره‌ای، ساختار تابش موج‌های خروجی، ساختار تفاضل بارش و تبخیر، دمای پتانسیل، باد حرارتی، حرکات قائم جو، فشار سطح دریا، باد مداری، باد نصف النهاری و تابع جریان عملکرد نصف النهاری در ۱۷ تراز جو برای ارزیابی میزان گسترش لبه سلول هادلی استفاده نموده‌اند (Hu and Fu, 2007; Choi et al, 2014; Davis and Birner, 10,497: 2016; Solomon, 2016). علت علاقه‌مندی آب و هواشناسان به گسترش چرخش سلول هادلی، تغییر منطقه نیمه گرمسیری به منطقه خشک منطبق بر لبه فرونشینی سلول مذکور است (Hu et al, 2018: 640). با این حال، در طی چند دهه گذشته روند گسترش سلول هادلی به عرض‌های جغرافیایی بالاتر را مرتبط به ذرات معلق در هوا از جمله کربن (Allen, 2012; William, 2015)، افزایش غلظت بخار آب در جو (Held & et al, 2006)، گازهای گلخانه‌ای (Lu & et al, 2007; Frierson & et al, 2007; Tao & et al, 2015; Davis, Polvani, 2011)، کاهش ازن پوشش سپهر (Dorigo & et al, 2012)، رطوبت خاک (New & et al, 2001; Zhang & et al, 2001) و بارش

گردش جوی نقش مهمی در تعیین شرایط آب و هوایی هر منطقه ایفاء می‌کند. در واقع، در هر منطقه‌ای الگوی غالب گردش جوی می‌تواند بیانگر شرایط غالب آب و هوا در آن مکان باشد. کنترل‌کننده غالب آب و هوای کمربند حاره‌ای چرخش سلول هادلی است (Davis, 1: 2017). چرخش سلول هادلی در مقیاس‌های زمانی کوتاه مدت و بلند مدت بر آب و هوای کمربند گرمسیری و نیمه گرمسیری در سطح زمین حاکم است (Davis, 5: 2017)؛ همچنین با وجود اثرات فصلی و بین سالانه در قدرت و موقعیتشان متغیر هستند (Oort and Nguyen et al, 2015; Yienger, 1996). چرخش حرارتی مستقیم نصف النهاری سلول هادلی برای سیستم آب و هوایی از اهمیت اساسی برخوردار بوده و تغییرات آن تأثیر مهمی بر آب و هوای کره زمین دارد. در واقعیت، چرخش سلول هادلی به دلیل وجود تضادهای شدید سطح زمین/دریا، در حد زیادی در دونیمکره متقارن نیست (Lu, 3630: 2009). گرچه میزان گسترش محدوده گرمسیری و متعاقب آن خشک شدن نیمه گرمسیری رو به افزایش است و انتظار می‌رود که در طول قرن بیست و یکم با گرم شدن کره زمین نیز ادامه یابد. تغییر طولانی مدت چرخش سلول هادلی در ارتباط با روند گرم شدن میانگین دمای کره زمین در طول نیم قرن گذشته بررسی شدند (IPCC, 1996; 2001). مطالعات مشاهده‌ای قبلی افزایش سالانه ۰/۶ درجه سلسیوس در میانگین دمای جهانی را طی قرن گذشته تایید کرده‌اند (Jones, 1999). گرم شدن سطح زمین در دو دوره ۱۹۱۰ تا ۱۹۴۵ و بعد از اواسط دهه ۱۹۷۰، اتفاق افتاده است. میزان افزایش دما برای هر دو دوره حدود ۰/۱۵ درجه سلسیوس در هر دهه بوده است (IPCC, 2001: 26). مطالعات مشاهده‌ای اخیر در مورد الگوی جهانی تغییرات دما نشان داد که از اواخر دهه ۱۹۷۰، روند گرم شدن سطح خشکی‌ها از سطح دریاها بیشتر بوده است (IPCC, 2001: 34; Quan, 2004: 1). به نظر می‌رسد تغییرات دمایی اخیر با تغییر گردش عمومی جو در ارتباط بوده است (Hurrell, 1996; Gaffen)

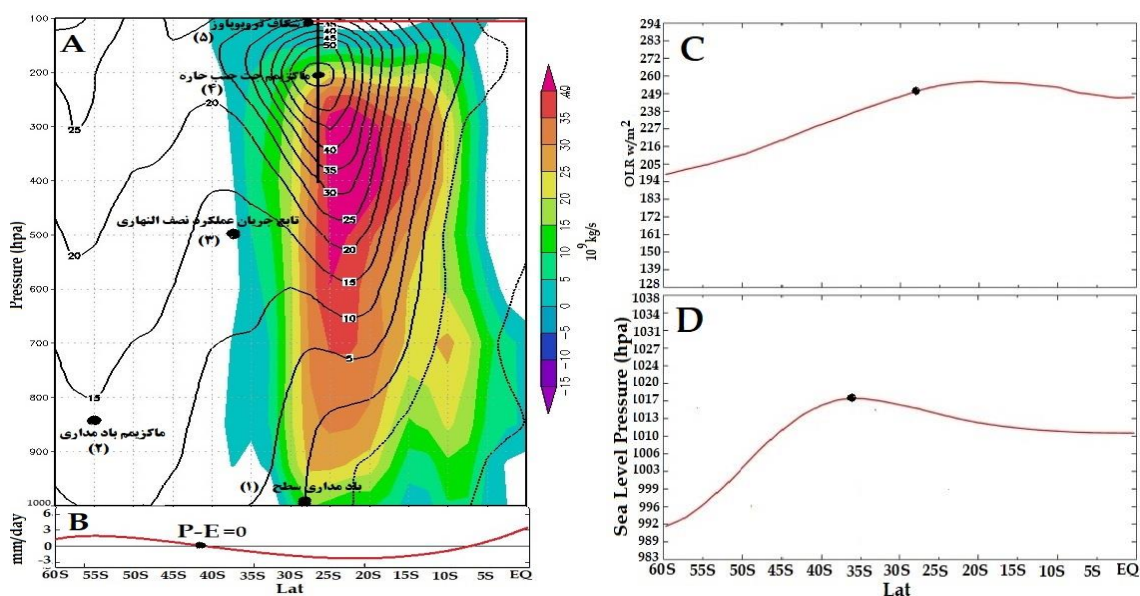
در نیمکره جنوبی از سال ۱۹۵۷ عمدتاً توسط افزایش گازهای گلخانه ای بوده و افزایش ازن و آتروسول در مرحله بعدی قرار دارد. گیان؛ ویلیسکی و همکاران (Wielicki, 2016; Qian, 2002; et al) پیشنهاد کرده اند که چرخش سلول هادلی در دهه ۱۹۹۰ با افزایش طول موج بلند خروجی زمین به طرف عرض های جغرافیایی بالاتر شدت پیدا کرده است که این باعث عقب نشینی سلول قطبی شده است. علل گسترش به سوی دو قطب نیمکره و روند شدت افزایش چرخش سلول هادلی هنوز مورد بحث است. هو و همکاران (Hu & Fu; 2007) با استفاده از داده های موج بلند خروجی زمین نشان داده اند که چرخش سلول هادلی از سال ۱۹۷۹ حدود ۲ تا ۴/۵ درجه عرض جغرافیایی در هر نیمکره در فصول تابستان و پاییز گسترش قابل توجهی داشته است. به دلیل اثرات مهم آب و هوایی چرخش سلول هادلی، گزارش ارزیابی پنجم هیأت بین دول تغییرات آب و هوا (IPCC-AR5) گسترده شدن سلول هادلی و اثرات آب و هوایی منطقه ای آن را موضوع مهمی در نظر گرفته است. پنج مورد از چهارده فصل ارزیابی های IPCC-AR5 در مورد گستردگی سلول هادلی و تأثیرات آن بر آب و هوای مناطق می باشد. تحلیل های متعدد مستقل، همه در طول چند دهه گذشته گسترش چرخش سلول هادلی را نشان داده اند (Yongyun, 2018: 642). گسترش سلول هادلی حاکی از گسترش منطقه خشک نیمه گرمسیری است که این امر حاکی از افزایش بسامد خشکسالی در هر نیمکره است. هدف از تحقیق حاضر آشکارسازی گسترش قطب سوی چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی است؛ با توجه به نقش و اهمیت گسترش سلول هادلی در نیمکره جنوبی، سؤال های مطرح در تحقیق حاضر عبارتند از: ۱. آیا گسترش سلول هادلی در طول سری زمانی مطالعاتی تغییر کرده است؟ ۲. گسترش سلول هادلی چند درجه عرض جغرافیایی تغییر کرده است؟ در این تحقیق، برای مشخص نمودن گسترش سلول هادلی در نیمکره جنوبی از هشت شاخص مشخص استفاده شده است.

2007)، شوری سطح دریا (Helm & et al, 2010)، و تغییر قطب از چرخه هیدرولوژیکی (Frierson & et al, 2007; Lu & et al, 2007; Scheff & et al, 2013; Feng & et al, 2012) دانسته اند؛ در واقع، پژوهش ها نشان داده که گسترش چرخش سلول هادلی در منطقه نیمه گرمسیری، به ویژه در نیمکره جنوبی (جنوب استرالیا و آمازون) (IOCI, 2012; CSIRO, 2012)، در آمریکای جنوبی (Morales, 2012)،^۱، در آفریقا و آسیای جنوب شرقی (Dai, 2013)، روند فزاینده خشکسالی را موجب شده است. پژوهش گرانی مانند پرلویتز و همکاران (Perlwitz et al, 2008)، یوهانسون و فو (Johanson and Fu, 2009)، مک لاندرس و همکاران (McLandress, 2011)، پولوانی و همکاران (Polvani et al, 2011)، مین و سون (Min & Son, 2013) نشان داده اند که کاهش ازن پوشن سپهر محرک اصلی گسترش سلول هادلی نیمکره جنوبی از سال ۱۹۷۹-۲۰۰۰ بوده است. انگوئن و همکاران (Nguyen et al, 2013) نشان داده اند که روند افزایش سلول هادلی در فصل های تابستان و پاییز نسبت به فصول زمستان و بهار بسیار برجسته و آشکار است. پژوهش مدل سازی آب و هوایی توسط آلن و همکاران (Allen et al, 2014) نشان داد ندکه گازهای گلخانه ای و افزایش ازن تأثیر فزاینده ای در گسترش سلول هادلی دارد، اما با نتایج پولوانی و همکاران (Polvani, 2011) مغایرت دارد. آلن و همکاران (۲۰۱۴) همچنین نشان داده اند که افزایش دمای سطح دریا (SST) در گسترش سلول هادلی به عرض های بالاتر کاملاً موثر است، این پژوهش مطابق با پژوهش های استاتن و همکاران (Staten, 2012) است. بررسی و مقایسه این نتایج بیانگر آن است که عوامل کاهش ازن و افزایش انتشار گازهای گلخانه ای تا حد زیادی در گسترش منطقه گرمسیری نقش دارند. فیفی و همکاران (۲۰۱۲) نشان داده اند که روند خشک شدن

1 IOCI= Indian Ocean Climate Initiative - Western Australia; CSIRO= Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization

جدول ۱. فهرست محاسبات شاخص های گسترش سلول هادلی در نیمکره جنوبی

شاخص	توضیحات
تابش موج بلند خروجی زمین (OLR)	عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنتوری تابش موج بلند خروجی زمین 250 Wm^{-2} است.
تفاضل بارش و تبخیر ($P-E=0$)	عرض جغرافیایی که کسر بارش از تبخیر مساوی با صفر است.
باد مداری سطح	عرض جغرافیایی که باد مداری سطح در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال صفر است.
پیچانه سرعت جت	عرض جغرافیایی بیشینه باد مداری در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال
جت جنب حاره	عرض جغرافیایی بیشینه میانگین باد مداری در تراز ۴۰۰-۱۰۰
فشار سطح دریا	عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح دریا
شکاف تروپوپاوز	بیشینه گرادیان حرارتی در بالای وردسپهر
تابع جریان عملکرد نصف النهاری	عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنتوری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال صفر است.



شکل ۱. شماتیک چرخش پوشن سپهر نیمکره جنوبی با موقعیت محاسبات سلول هادلی (۲۰۱۸-۱۹۷۹)، (جدول ۱). باد مداری سطح صفر در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (A1)؛ پیچانه سرعت جت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (A2)؛ تابع جریان عملکرد نصف النهاری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (A3)؛ میانگین بیشینه جت جنب حاره تراز ۴۰۰-۱۰۰ (خطوط پر ضخامت سایه) (A4)؛ شکاف تروپوپاوز (A5)؛ تفاضل بارش و تبخیر (B)؛ تابش موج بلند خروجی زمین (W/m^2) (C)؛ بیشینه فشار سطح زمین (هکتوپاسکال) (D).

مواد و روش‌ها

al, 2018). در این مطالعه از هشت شاخص مشخص و همچنین از داده های بازتحلیل پیش بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک مکانی $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ و بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) با استفاده از برنامه نویسی در نرم افزار متلب به بررسی گسترش قطب سو چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی پرداخته شده است. پهنای سلول هادلی را با هشت شاخص مختلف تعیین کرده اند (جدول ۱)، که به صورت شماتیک در شکل (۱) نشان داده شده است.

از نظر روش شناسی این مقاله یک مطالعه بنیادی در حوزه آب و هواشناسی دینامیک محسوب می گردد؛ در این تحقیق از معیارهای عینی مناسبی که جنبه های مختلف گردش بزرگ مقیاس سلول هادلی را اندازه گیری کند استفاده می شود. این معیارها در بسیاری موارد با الهام از مقالات و پژوهش های موجود استفاده شده است (Davis, 2013; Solomon et al, 2016; Davis, 2017; Davis and Birner, 2017; Waugh et

769: Choi & et al, 2014 Staten et al, 2018).

در این تحقیق عرض جغرافیایی فصل های تابستان، بهار، پاییز و زمستان مورد بررسی قرار گرفته است.

-شاخص پنجم، عرض جت جنب حاره به عنوان عرض جغرافیایی بالا ورد سپهر/ پایین پوشن سپهر است که میانگین بیشینه باد مداری از سطح ۴۰۰-۱۰۰ هکتوپاسکال می باشد.

-شاخص ششم، عرض جغرافیایی پیچانه سرعت جت؛ عرض جغرافیایی که بیشینه باد مداری در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال در هر دو نیمکره باشد.

-شاخص هفتم، ارزیابی و برآورد عرض جغرافیایی از میانگین باد مداری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به عنوان نقطه ای از عرض جغرافیایی تعیین می شود که باد مداری در بین مناطق گرمسیری و عرض های میانه در هر نیمکره صفر باشد.

$$\frac{[u_s]}{\tau} = -\left[\frac{\partial}{\partial y}\{u * v * \}\right] \quad (1)$$

مولفه باد مداری و نصف النهاری، v و u در معادله ۱، مقیاس زمانی برای کشیدن τ باد مداری سطح زمین، u_s جایی که در آن ستاره ها eddy شار تکانه $[u * v *]$ ، انحراف از میانگین منطقه ای را نشان می دهند.

-شاخص هشتم، میزان تابع عملکرد جریان نصف النهاری در ۵۰۰ هکتوپاسکال تعریف شده است (Johanson, 2009; Feng & et al, 2016; Lou & et al, 2007; Hu & Fu, 2007; Nguyen & et al, 2017). ناحیه متوسط تابع جریان نصف النهاری^۲ از داده های میانگین ماهانه محاسبه می شود. سلول هادلی برای تقارن محوری (متوسط منطقه ای) جریان دو بعدی تعریف شده است. در این مورد، بقای جرم در مختصات کروی (Cook, 2004) عبارت است از:

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

که در آن (v) سرعت باد نصف النهاری^۳، (ω) سرعت

این شاخص ها جنبه های مختلف سیستم آب و هوایی از جمله عرض جغرافیایی که در آن تفاضل بارش و تبخیر $(P-E=0)$ صفر باشد را (Hu et al, 2013; Allen et al, 2017; Davis & Rosenlof, 2012) به عنوان عرض جغرافیایی لبه سلول هادلی در نظر گرفته اند.

-شاخص دوم، عرض سلول هادلی با فاصله بین عرض جغرافیایی که ارزش خطوط کنوری تابش موج بلند خروجی زمین در منطقه انتقال نیمه گرمسیری هر نیمکره با $Wm^{-2}250$ است، مشخص می شود (Johanson, 2009). بیشترین مقادیر ارزشی OLR در مناطق گرمسیری به دلیل عدم وجود ابرهای زیاد و خشکی عمومی در این مناطق یافت می شود. کاهش سریع OLR از مناطق گرمسیری به منطقه انتقال عرض های میانه با مقادیر معمولی نزدیک به $Wm^{-2}250$ است (Hu & Fu, 2007). در تحقیق دیگری که توسط واسکونس فریتاس و همکاران (Vasques Freitas et al, 2015) در آمریکای جنوبی انجام شد، مقادیر OLR را $Wm^{-2}240$ برای مشخص نمودن عرض سلول هادلی منظور کرده اند.

-شاخص سوم عرض جغرافیایی شکاف وردایست، وردایست منطقه گرمسیری نسبت به منطقه نیمه گرمسیری به عنوان سطح حداکثر انحنای دمای هوا منطقه سردتری محسوب می شود. در این پژوهش، یک موضوع جدید در مورد وردایست معرفی می گردد که مبتنی بر هدف تشخیصی برای عرض های جغرافیایی است که لبه چرخش سلول هادلی دارای اندازه حداکثر پایداری ایستاتیک هوای خشک گرمسیری است؛ پایداری ایستاتیک در اینجا به عنوان اختلاف در دمای پتانسیل بین وردایست و سطح تعریف شده است (Davis, 2013; Frierson, 2007: 2777). تعریف دقیق تر این که، در مناطق استوایی از یک آستانه دمایی $0 K/kM$ استفاده شده است (WMO, 1957).

-شاخص چهارم، در عرض جغرافیایی که بیشینه فشار سطح دریا اتفاق افتد به عنوان لبه سلول هادلی در نظر گرفته شده است (Waugh et al, 2018: 7565).

2 zonal-mean meridional stream function
3 meridional wind speed

روند اقلیمی به شمار می آیند. الگوی رگرسیون خطی یک سری زمانی به صورت رابطه ۵ بیان می شود:

$$Z_t = a + bT + e_t \quad (5)$$

در اینجا Z_t متغیر اقلیمی یا صفت آن، T زمان ($T=1,2,\dots,n$) در اینجا شماره سال، a عرض از مبدأ، b شیب خط (تغییر به ازای زمان) و e_t خطا (باقیمانده یا انحراف) های برآورد خوانده می شود که یک متغیر تصادفی غیرقابل مشاهده می باشد که از توزیع نرمال با میانگین صفر و واریانس σ^2 برخوردار است. همچنین a و b را ضرایب رگرسیون گویند.

نتایج و بحث

گسترش بزرگ مقیاس چرخش سلول هادلی، افزایش فشار تراز دریا در عرض های میانه و جنب حاره و کاهش فشار تراز دریا در عرض های بالا را به ویژه در منطقه فعالیت شاخص نوسان اطلس شمالی در پی داشته است (Gillet et al, 2003: 292-294). اختلاف ناهنجاری های فشار سطح دریا در نیمکره شمالی و جنوبی با تغییر سلول هادلی مربوط به تفاوت های زمین و اقیانوس ها است. بر اساس نتایج وایق و همکاران (Waugh et al, 2018: 7574) روند افزایش فشار سطح دریا همراه با تغییر قطب سوی سلول هادلی بر روی اقیانوس ها بیش از سطح زمین است. این مطلب با تحقیقات اشمیت و گریس (Schmidt and Grise, 2017) مطابقت دارد که با تحلیل رگرسیونی و شبیه سازی مدل CMIP5 نشان دادند که گسترش قطب سوی سلول هادلی در نیمکره جنوبی با افزایش فشار سطح دریا بر روی اقیانوس ها بیش از سطح زمین توأم است، اما نیمکره شمالی با افزایش فشار سطح دریا پاسخ جزئی از طرف اقیانوس ها و پاسخ ضعیفی از جانب سطح زمین در مورد گسترش قطب سوی سلول هادلی است از خود نشان داده است.

عرض جغرافیایی که بیشینه فشار سطح دریا بیشتر است به عنوان لبه سلول هادلی و یا کمربند گرمسیری در

باد عمودی^۴، (y) عرض جغرافیایی^۵ و (p) فشار به هکتوپاسکال^۶ است که اجازه می دهد تا برای Ψ تابع عملکرد جریان^۷ تعریف شود:

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

عملکرد جریان Ψ به شرح زیر است:

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

در اینجا (v) میانگین باد نصف النهاری منطقه ای، (a) شعاع زمین، (y) عرض جغرافیایی و (g) جاذبه زمین است. بدین ترتیب کل پهنای سلول هادلی با فاصله بین عرض های جغرافیایی در هر نیمکره، جایی که $\psi_{500} - 0 \text{ kg s}^{-1}$ است، مشخص می شود.

در این مطالعه به منظور تحلیل گسترش قطب سوی سلول هادلی از شیب روش رگرسیون (وابازی) خطی استفاده شده است. در این رویه میزان تغییرپذیری شاخص های سلول هادلی بر اساس عرض جغرافیایی در طی زمان برآورد می گردد. بررسی تغییرات بلند مدت (روند) عناصر اقلیمی پایه اصلی در تحلیل سری های زمانی اقلیمی است. الگوهای رگرسیون از روش های کاربرد در تحلیل روند به شمار می آید. برآورد روند بر اساس ضرایب رگرسیون به سه روش پارامتری، ناپارامتری و بیزی امکان پذیر است (عساکره، ۱۳۹۰). روش های پارامتری از پرکاربردترین روش ها در برآورد و تحلیل روند متغیرهای اقلیمی به شمار می آید. این روش ها مستلزم پیش فرض هایی نظیر حاکمیت توزیع احتمال خاص (عموماً توزیع نرمال) و استقلال داده های متوالی یک سری (خودهمبستگی صفر) و ایستایی است. روش های ناپارامتری به دلیل عدم نیاز به پیش فرض های اشاره شده در روش های پارامتری، عدم حساسیت به داده های مفقود شده و پرت، روش های ساده ای در تحلیل

4 vertical wind speed

5 latitude

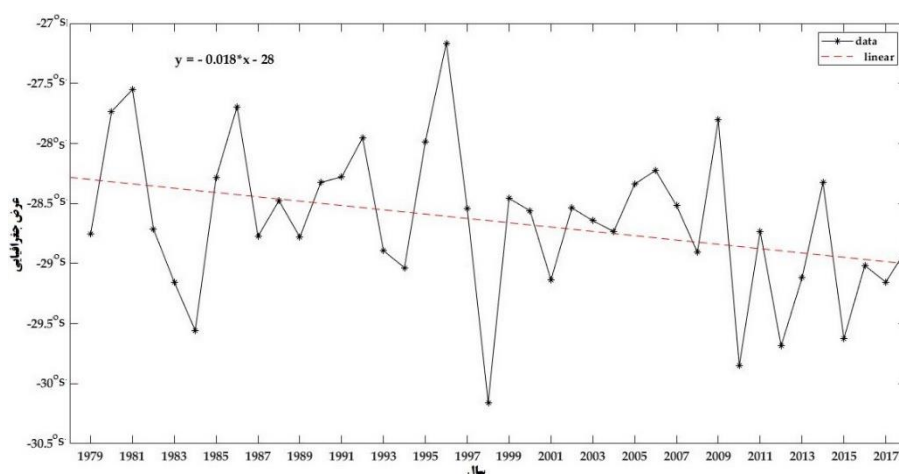
6 pressure in pa

7 mass stream function

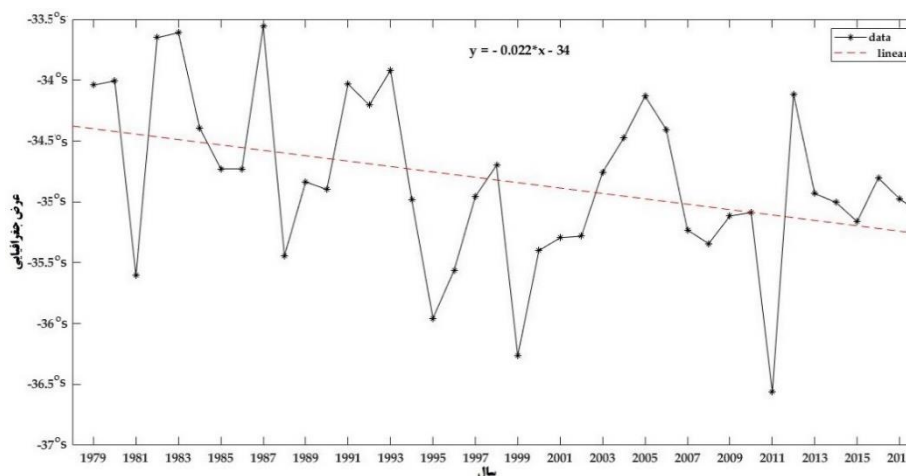
نظر گرفته شده است (Waugh et al, 2018: 7567; Choi, 2014: 2592; Staten et al, 2018: 769).

شکل های ۱ تا ۴، روند سالانه بیشینه فشار تراز دریا نیمکره جنوبی را بر اساس عرض جغرافیایی برای فصل های تابستان، زمستان، پاییز و بهار به ترتیب ۰/۰۱۸، ۰/۰۲۲، ۰/۰۹۵ و ۰/۰۱۲ را نشان می دهد. کمترین شدت عرض جغرافیایی بیشینه فشار تراز دریا در نیمکره جنوبی در فصل زمستان در سال های ۱۹۸۲، ۱۹۸۳ و ۱۹۸۷ در عرض جغرافیایی ۳۵/۵° درجه جنوبی اتفاق افتاده است. در مقابل، بیشترین مقدار افزایش عرض جغرافیایی

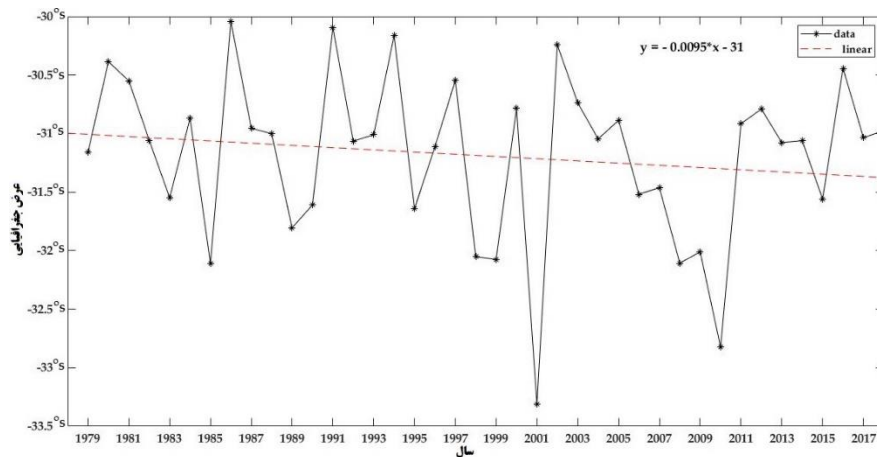
بیشینه فشار سطح دریا در فصل زمستان در سال های ۱۹۹۵، ۱۹۹۹ و ۲۰۱۱ رخ داده است به طوری که تا عرض های جغرافیایی ۳۶° تا ۳۶/۵° درجه جنوبی را نشان می دهد. به طور کلی، این مطالعه نشان داد که بیشینه فشار تراز دریا در فصل های زمستان و پاییز طی بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸)، ۳ تا ۴ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است که با پژوهش لوکاس (۲۰۱۲) که از طریق شبیه سازی گسترده مدل های عددی و منطقه ای آب و هوایی نشان داده که لبه عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی حداقل از سال ۱۹۷۹



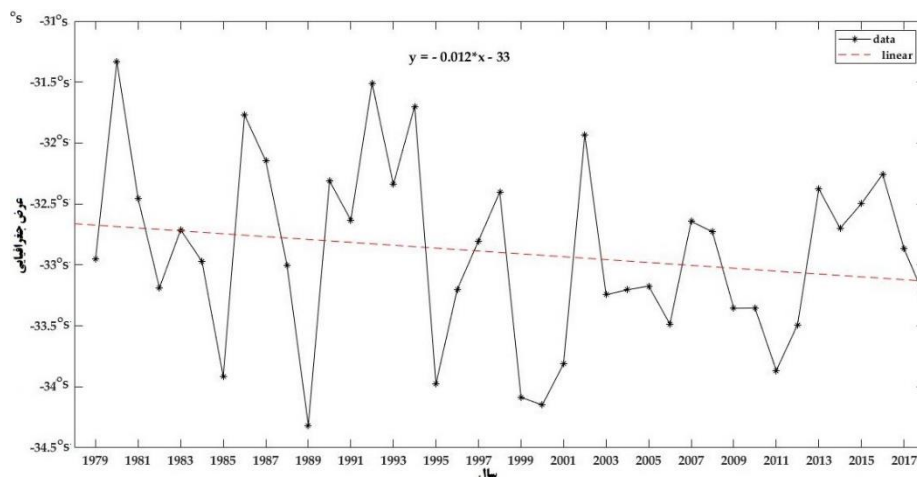
شکل ۲. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین در فصل تابستان در نیمکره جنوبی (مأخذ. نگارندگان)



شکل ۳. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین در فصل زمستان در نیمکره جنوبی (مأخذ. نگارندگان)



شکل ۴. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین در فصل پاییز در نیمکره جنوبی (مأخذ نگارندگان)

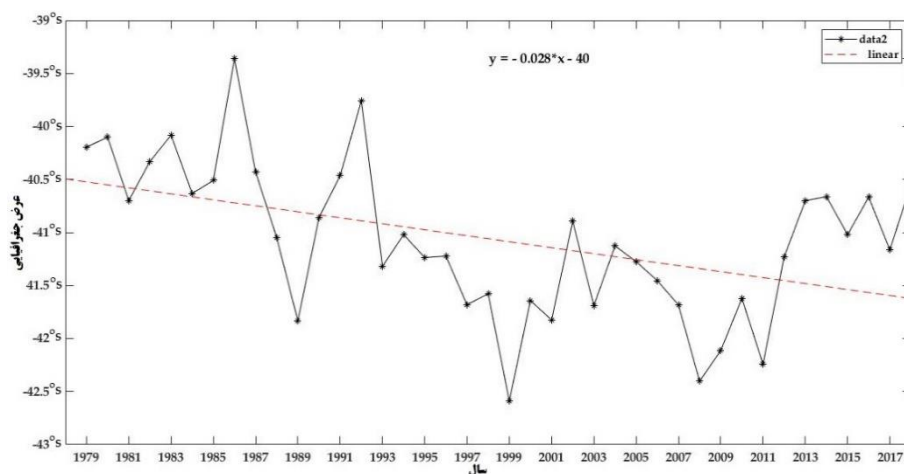


شکل ۵. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی بیشینه فشار سطح زمین در فصل بهار در نیمکره جنوبی (مأخذ نگارندگان)

ولی به سمت عرض های جغرافیایی میانه مقدار عددی آن مثبت می شود (Hu et al, 2013; Allen et al, 2017; Allen et al., 2017; Lou & et al, 2007; Davis and Rosenlof, 2012). شکل (۵) گسترش چرخش سلول هادلی را در جایی که مقدار تفاضل بارش و تبخیر ($P-E=0$) در دو طرف به سوی قطب صفر شود را طی بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) نشان می دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده عرض جغرافیایی تبخیر و بارش به صورت $y = -0.028x + 40$ به دست آمد.

تاکنون ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی در هر دو نیمکره تغییر کرده است مطابقت دارد.

گسترش سلول هادلی با استفاده از داده های آب و هوایی تفاضل بارش و تبخیر برای درک تأثیر تغییرات در عرض جغرافیایی پهنای سلول هادلی استفاده می شود؛ منطقه ای که تفاضل بارش و تبخیر ($P-E$) به سوی قطب صفر شود، بزرگترین شاخه افزایش سلول هادلی در نزدیکی خط استوا است. در مناطق گرمسیری در جایی که فرونشست تسلط پیدا می کند، مقدار آن منفی است،



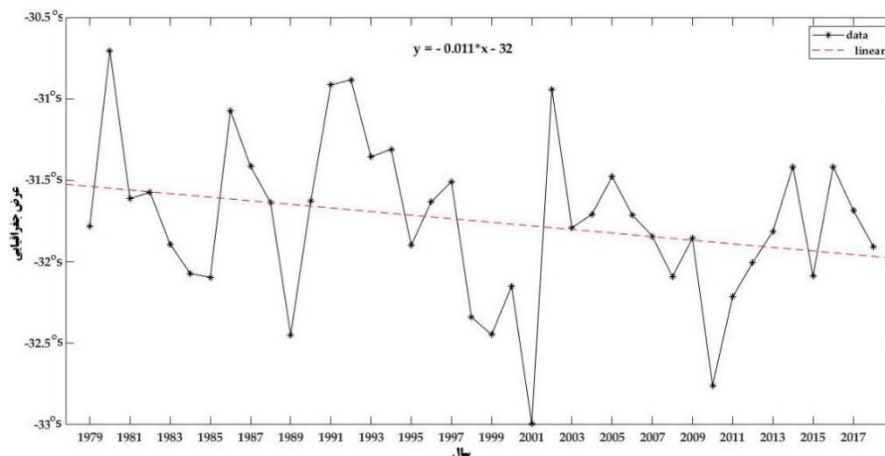
شکل ۶. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی تفاضل بارش و تبخیر در نیمکره جنوبی (مأخذ. نگارندگان)

می کند، سپس فرو نشسته و جهت آن معکوس می شود و به سمت استوا حرکت می کند. ارزیابی و برآورد عرض جغرافیایی باد مداری سطح زمین در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به عنوان نقطه ای از عرض جغرافیایی که باد مداری در بین مناطق گرمسیری و عرض های میانه در هر نیمکره صفر باشد، مشخص می شود. بر اساس شکل ۶ عرض جغرافیایی سطح صفر باد مداری ۱ تا ۲ درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است و سالانه، عرض جغرافیایی سطح صفر باد مداری به طور متوسط به اندازه ۰/۱۱- درجه جنوبی افزایش می یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی جت جنب حاره ای طی سال های ۱۹۸۹، ۲۰۰۱-۱۹۹۹ و ۲۰۱۰ تا عرض جغرافیایی ۵/۳۲- تا ۳۳- درجه جنوبی گسترش داشته است.

چهارمین معیار تشخیص گسترش چرخش سلول هادلی مؤلفه جت جنب حاره ای است. جت جنب حاره در پوشن سپهر در ناحیه نیمه گرمسیری که عموماً بر فراز پرفشار جنب حاره و در عرض های بین ۲۰ تا ۳۵ درجه و بالاتر از ۱۲ تا ۱۵ کیلومتری (۶ تا ۹ مایلی) سطح زمین در داخل وردایست که در آن شیو حرارتی و شیو فشار و عوامل دینامیکی دیده می شود، واقع شده است (فلاح قاهره، ۱۳۹۳: ۴۴۵؛ لشکری، ۱۳۹۳: ۲۴۶). عرض جت جنب حاره به عنوان عرض جغرافیایی وردسپهر بالا

بنابراین تفاضل سالانه، عرض جغرافیایی بارش و تبخیر به طور متوسط به اندازه ۰/۲۸- درجه جنوبی افزایش می یابد. به طور کلی، این مطالعه نشان می دهد تفاضل بارش و تبخیر طی بازه ۴۰ ساله، ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است؛ بیشترین افزایش عرض جغرافیایی تفاضل بارش و تبخیر طی سال های ۱۹۹۹، ۲۰۰۸ و ۲۰۱۱ تا عرض جغرافیایی ۵/۴۲- درجه جنوبی گسترش داشته است. گسترش سلول هادلی حاکی از گسترش منطقه خشک نیمه گرمسیری می باشد که این امر حاکی از افزایش بسامد خشکسالی در نیمکره جنوبی است؛ همچنین کمترین عرض جغرافیایی در سال های ۱۹۸۶ و ۱۹۹۲ اتفاق افتاده است که تا عرض جغرافیایی ۵/۳۹- درجه جنوبی مشاهده می شود.

بی هنجاری باد واگرا می تواند شاخه شمال سوی یاخته 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 پیچانه ها مشخص می شود. باید توجه داشت که باد مداری در نزدیکی سطح زمین از غرب به شرق در حال وزش است و به دلیل چرخش زمین از شرق به غرب بالا می رود. به دلیل باد نصف النهاری، هوایی که صعود می کند، به صورت نصف النهاری به سمت قطبها حرکت

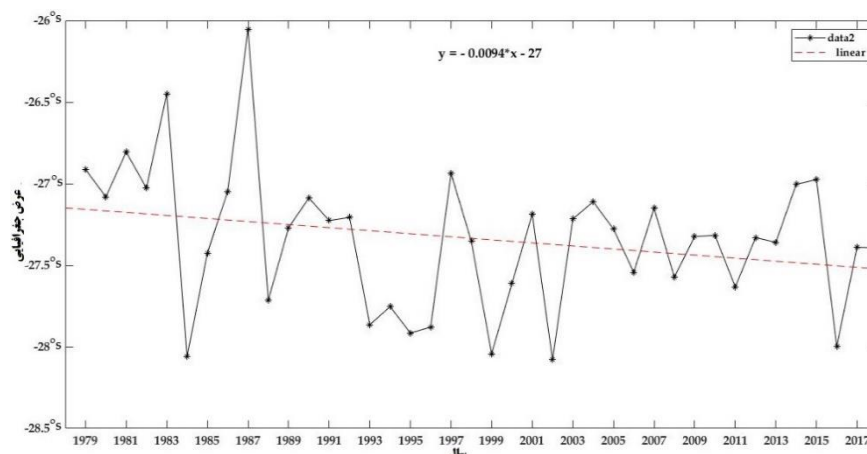


شکل ۷. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی باد مداری سطح صفر تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در نیمکره جنوبی (مأخذ. نگارندگان)

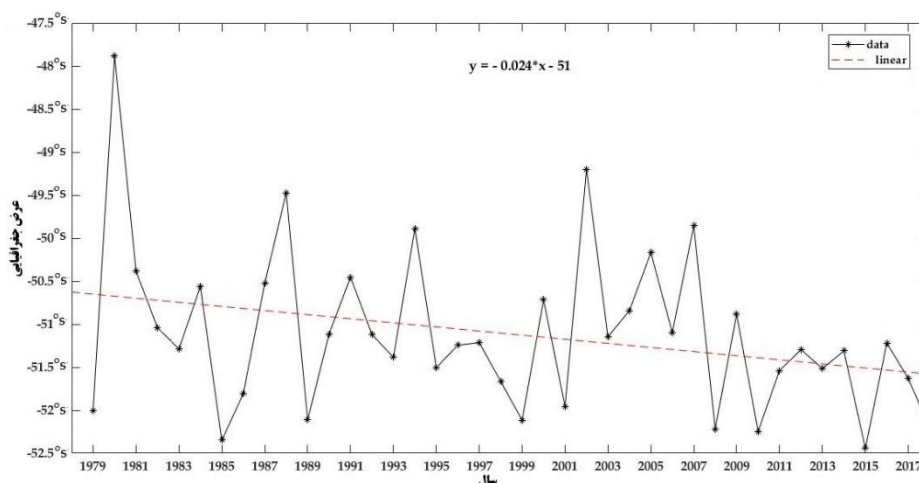
میان به پهنای چرخش سلول هادلی تأثیر می گذارند و همچنین باعث گسترش کمربند گرمسیری می شوند (Schneider, 2006). شکل ۸، میانگین افزایش سالانه چرخش سلول هادلی را با پیچانه سرعت جت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال طی بازه زمانی ۴۰ ساله (۲۰۱۸-۱۹۷۹) که از معادله (۱) بدست آمده است، نشان می دهد. براساس معادله خط رگرسیون هر سال، عرض جغرافیایی پیچانه سرعت به طور متوسط به اندازه -0.24° درجه جنوبی افزایش می یابد. به طور کلی، نتایج نشان داد که پیچانه سرعت جت از سال ۱۹۷۹، ۱ تا 2.5° درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش پیچانه سرعت طی سال های ۱۹۷۹، ۱۹۸۵، ۱۹۸۹، ۱۹۹۹، ۲۰۰۱، ۲۰۰۸، ۲۰۱۰، ۲۰۱۵ و ۲۰۱۸ تا عرض جغرافیایی 52.5° درجه جنوبی گسترش داشته است. کمترین شدت عرض جغرافیایی چرخش پیچانه سرعت طی سال های ۱۹۸۰، ۱۹۸۸ و ۲۰۰۲ اتفاق افتاده است که تا عرض جغرافیایی 49° - 48° درجه جنوبی قابل مشاهده می باشد.

بیشترین مقادیر ارزشی تابش موج بلند خروجی زمین در مناطق گرمسیری به دلیل عدم وجود ابرهای زیاد و خشکی عمومی یافت می شود. تابش موج بلند خروجی زمین از مناطق گرمسیری به منطقه انتقال

/ پوشش سپهر پایین است که بیشینه باد مداری از سطح زمین بین ۱۰۰-۴۰۰ هکتوپاسکال در هر نیمکره می باشد، محاسبه شده است (Davis, 2016: 45-46). سرعت باد در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال کم است، اما بادهای بالاتر به سرعت جت می رسند (Davis et al, 2013: 7776). جت جنب حاره ای لبه های قطب سوی در حال حرکت شاخه های فوقانی وردسپهر چرخش هادلی هر نیمکره را تشکیل می دهد (Schneider, 2006)؛ این امر باعث حرکت از عرض جت جنب حاره به عرض کمربند گرمسیری می شود. گسترش قطب سوی کمربند حاره ای که پیامدی از دگرگونی و مخاطرات آب و هوایی به شمار می رود، جا به جایی مکانی قطب سوی رودباد جنب حاره ای را در پی خواهد داشت و در نتیجه کمربندهای خشک جنب حاره ای به سمت قطب را ارائه می کنند (Davis, 2017). بر اساس شکل ۷، عرض جغرافیایی جت جنب حاره ۱ تا 2.5° درجه عرض جغرافیایی افزایش داشته است و هر سال، عرض جغرافیایی جت جنب حاره به طور متوسط به اندازه -0.094° درجه جنوبی افزایش می یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی جت جنب حاره طی سال های ۱۹۸۴، ۱۹۹۹، ۲۰۰۲ و ۲۰۱۶ است که تا عرض جغرافیایی 28° - درجه جنوبی گسترش داشته است. پیچانه افزایش توربولانس شار تکانه جت های عرض



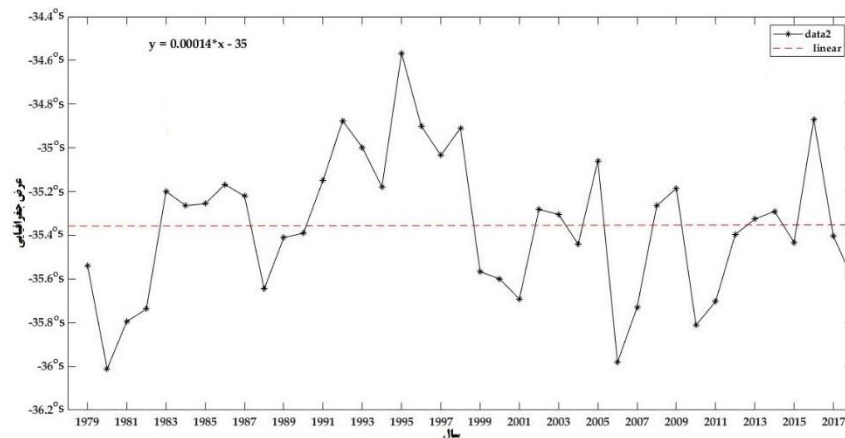
شکل ۸. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی جت جنب حاره در نیمکره جنوبی (مأخذ: نگارندگان)



شکل ۹. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی پیچانه سرعت جت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در نیمکره جنوبی (مأخذ: نگارندگان)

پس از آن خشک شدن ظاهری و ردسپهر فوقانی و کاهش میزان ابر در سطح پایین است. چن و همکاران (Chen & et al, 2002) دریافتند که تغییرات مشاهده شده در افزایش تابش خروجی زمین، با افزایش دوره زمانی در مقیاس چرخش هادلی و واکر همراه است. قیان و همکاران؛ ویلسکی و همکاران (Wielicki & et al, 2002; Qian, 2016) پیشنهاد کرده اند که چرخش سلول هادلی در دهه ۱۹۹۰ با افزایش طول موج بلند خروجی زمین به طرف عرض های جغرافیایی بالاتر شدت پیدا کرده است. شکل ۹ میانگین افزایش سالانه چرخش

عرض های میانه به طور معمول 250 Wm^{-2} کاهش می یابد (Hu & Fu, 2007). هاتزیدیمیتروس و همکاران (Hatzidimitriou & et al, 2004) در تحقیقی با عنوان افزایش امواج بلند خروجی زمین در منطقه گرمسیری در دهه های اخیر دریافتند که تغییرات فصلی و بین سالانه تابش موج بلند خروجی زمین، $1.9 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ افزایش می یابد. تجزیه و تحلیل تغییرات بین سالانه و بلند مدت تابش بلند خروجی زمین نشان داد که مهم ترین سهم در روند افزایشی مشاهده شده، کاهش سطح پوشش ابر در طول دوره ۲۰۰۰-۱۹۸۴ و



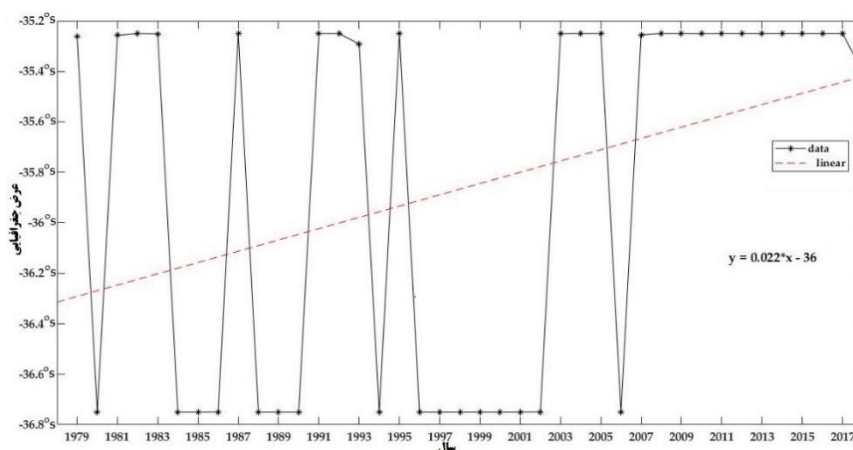
شکل ۱۰. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی تابش موج بلند سطح زمین در نیمکره جنوبی (مأخذ: نگارندگان)

در مناطق گرمسیری منطقه ای است که کاهش دما از مثبت به منفی در منطقه نیمه گرمسیری تغییر می کند. جایی که در آن معمولاً تغییر ناگهانی در میزان کاهش دما اتفاق می افتد (Davis, 2013: 25). وردایست در مناطق گرمسیری نسبت به منطقه نیمه گرمسیری سردتر بوده و به عنوان سطح بیشینه انحنای دمای هوا محسوب می شود. شکاف وردایست عرض جغرافیایی جایی است که اختلاف دمای بالقوه وردایست و سطح زیاد است (Davis and Birner, 2013; 2017). شکل ۱۰ نشان می دهد سالانه، عرض جغرافیایی شکاف وردایست به طور متوسط به اندازه 0.22° درجه جغرافیایی کاهش می یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی شکاف وردایست طی سال های ۱۹۸۰، ۱۹۸۴ تا ۱۹۸۸، ۱۹۹۰ تا ۱۹۹۴، ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۲ و ۲۰۰۶ اتفاق افتاده که تا عرض جغرافیایی $36/8^\circ$ درجه جنوبی گسترش داشته است.

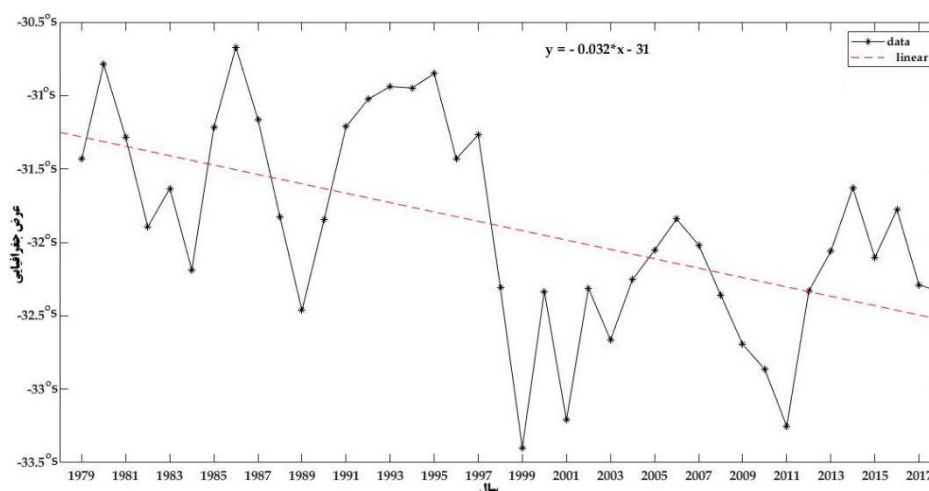
برای تعیین پهنای سلول هادلی، از میانگین ناحیه ای تابع جریان نصف النهاری (Ψ)، از معادله (۴) استفاده می شود. عرض جغرافیایی تابع جرم نصف النهاری در وردسپهر صفر است که نشان دهنده میانگین عرض جغرافیایی لبه سلول هادلی است. شکل ۱۱ میانگین افزایش سالانه چرخش سلول هادلی را با تابع عملکرد جریان نصف النهاری در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال را طی

سلول هادلی را در رابطه با تابش موج بلند خروجی زمین طی بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) نشان می دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابش موج بلند خروجی زمین به صورت $y = -0.00014x + 35$ به دست آمد. بنابراین سالانه، عرض جغرافیایی سلول هادلی به طور متوسط به اندازه -0.00014° درجه جغرافیایی کاهش می یابد. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی تابش موج بلند خروجی زمین طی سال های ۱۹۸۰ و ۲۰۰۶ تا عرض جغرافیایی 36° درجه جنوبی و کمترین مقدار عرض جغرافیایی تابش موج بلند خروجی زمین در نیمکره شمالی در سال های ۱۹۹۱ تا ۱۹۹۸ و ۲۰۱۶ اتفاق افتاده است.

تعریف مناسب تر وردایست در مناطق استوایی استفاده از یک آستانه $0.5 K/km$ (WMO, 1957). وردایست منطقه ای است که در آنجا کاهش دما با افزایش ارتفاع متوقف می شود و جو در آنجا به طور کامل خشک است. این لایه پایین ترین سطح از جو تعریف می شود که در آن دما تا 2° درجه سلسیوس در هر کیلومتر در سطح عمود کاهش می یابد. در پوشن سپهر، میزان کاهش دما منفی است (Davis, 2013: 2; Frierson, 2007: 7777). میزان کاهش دما در وردسپهر مثبت است؛ یعنی در لایه وردسپهر با افزایش ارتفاع از میزان دما کاسته می شود. در حقیقت، وردایست



شکل ۱۱. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی شکاف ورودیست در نیمکره جنوبی (مأخذ. نگارندگان)



شکل ۱۲. سری زمانی تغییرات سالانه عرض جغرافیایی تابع جریان نصف النهاری در نیمکره جنوبی (مأخذ. نگارندگان)

سلول هادلی در نیمکره جنوبی طی سال های ۱۹۹۹، ۲۰۰۱ و ۲۰۱۱ تا عرض جغرافیایی $33/5^{\circ}$ - درجه جنوبی کمترین مقدار طی سال های ۱۹۸۰، ۱۹۸۶ و از سال ۱۹۹۱ تا ۱۹۹۵ تا عرض جغرافیایی 31° - درجه جنوبی مشاهده شده است. چرخش سلول هادلی برای سیستم آب و هوایی از اهمیت اساسی برخوردار است و تغییرات آن تأثیرات مهمی بر آب و هوای کمربند گرمسیری و نیمه گرمسیری دارد. مطالعات مشاهده ای نشان می دهد که کمربند گرمسیری زمین در طول قرن ۲۱ گسترش می یابد و باعث افزایش خشکی و گرمایش جهانی می

بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) نشان می دهد. معادله خط رگرسیون برازش داده شده تابع عملکرد جریان نصف النهاری به صورت $y = -0.32x - 31$ به دست آمد. بنابراین سالانه، عرض جغرافیایی سلول هادلی به طور متوسط به اندازه 0.32° - درجه جغرافیایی افزایش می یابد. مطالعه نشان داد که چرخش سلول هادلی طی بازه ۴۰ ساله، ۱ تا $3/5^{\circ}$ درجه عرض جغرافیایی افزایش یافته است. از سال ۱۹۹۹ به بعد، شدت روند افزایشی چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی به عرض های بالاتر بیشتر شده است. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش

شود.

جمع‌بندی

تغییر طولانی مدت چرخش سلول هادلی را به عنوان مخاطره آب و هوایی در ارتباط با روند گرم شدن میانگین دمای سطح کره زمین در طول نیم قرن گذشته بررسی نموده اند (IPCC, 1996; 2000). اکثر مناطق خشک در سراسر زمین در زیر شاخه های فرونشینی سلول هادلی واقع شده است. گسترش منطقه خشک نیمه گرمسیری منجر به آب و هوای نیمه گرمسیری خشک تر می شود. در نتیجه ممکن است باعث بیابان زایی بیشتر از مرزهای فعلی شود. در این پژوهش از پایگاه داده های بازتحلیل پیش بینی میان مدت هواسپهر اروپایی (ECMWF) نسخه (ERA5) با تفکیک مکانی $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ در بازه زمانی ۴۰ ساله (۱۹۷۹-۲۰۱۸) استفاده شده است. داده های مورد استفاده عبارتند از: تابش موج بلند خروجی زمین، فشار سطح دریا، تبخیر و بارش، باد مداری سطح صفر، جت جنب حاره ای، پیچانه سرعت جت، شکاف وردایست و تابع جریان عملکرد نصف النهاری که با استفاده از نرم افزار متلب گسترش قطب سوی چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی بررسی شده است. نتایج نشان داد که همه معیارهای چرخش سلول هادلی به غیر از تابش موج بلند خروجی زمین و شکاف وردایست که روند کاهشی را داشته است، اکثر معیارهای چرخش سلول هادلی از سال ۱۹۷۹ روند افزایشی نشان داده است. عرض جغرافیایی سلول هادلی با معیار فشار سطح دریا در فصل های تابستان، زمستان، پاییز و بهار ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی، تفاضل بارش و تبخیر ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی، سطح صفر باد مداری ۱ تا ۲ درجه عرض جغرافیایی، جت جنب حاره ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی، پیچانه سرعت جت ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی و همچنین تابع جریان عملکرد نصف النهاری با افزایش هر سال به طور متوسط به اندازه 0.32° - درجه جغرافیایی افزایش داشته است. چرخش سلول هادلی، ۱ تا $3/5^{\circ}$ درجه عرض جغرافیایی افزایش

یافته است که از سال ۱۹۹۹ شدت روند افزایشی چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی به عرض های بالاتر بیشتر قابل مشاهده است که شواهدی بر گسترش چرخش سلول هادلی به سمت قطب است. افزایش چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی به معنای افزایش شرایط خشکی و خشکسالی و به عبارتی تغییرات آب و هوایی و ایجاد مخاطرات محیطی در مناطق فرونشینی چرخش سلول هادلی است. بیشترین افزایش شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی در نیمکره جنوبی طی سال های ۱۹۹۹، ۲۰۰۱ و ۲۰۱۱ تا عرض جغرافیایی $33/5^{\circ}$ - درجه جنوبی اتفاق افتاده است. کمترین شدت عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی طی سال های ۱۹۸۰، ۱۹۸۶ و از سال ۱۹۹۱ تا ۱۹۹۵ تا عرض جغرافیایی 31° - درجه جنوبی مشاهده شده است. این مطالعه با تحقیقات لوکاس (Locas, 2012)، بیمر و همکاران (Bimer Staten et al, 2014)؛ استاتن و همکاران (et al, 2014)؛ گریس و همکاران (Gris et al, 2019) که گزارش نمودند، لبه عرض جغرافیایی چرخش سلول هادلی با تابع جریان عملکرد نصف النهاری حداقل از سال ۱۹۷۹ تاکنون ۱ تا ۳ درجه عرض جغرافیایی در نیمکره جنوبی تغییر کرده است، همخوانی دارد. و همچنین با تحقیقات چای و همکاران (Cai et al, 2012) مطابقت دارد که نشان داده اند مناطق نیمه گرمسیری نیمکره جنوبی از جمله ساحل جنوبی شیلی، آفریقای جنوبی و جنوب و جنوب شرقی استرالیا از اواخر دهه ۱۹۷۰ با کاهش بارش مواجه شده است و شرایط خشکسالی را تجربه کرده اند و این را همزمان با گسترش قطب سوی چرخش سلول هادلی به عرض های بالاتر مرتبط دانسته اند. مطالعه و شناسایی تغییرات چرخش سلول هادلی در آگاهی بخشی، آمادگی قبل از وقوع بعضی از مخاطرات آب و هوایی منتج از این تغییرات اهمیت زیادی دارد. در حال حاضر شناسایی گسترش قطب سوی چرخش سلول هادلی در ایجاد مخاطرات آب و هوایی در برخی از کشورها اهمیت زیادی دارد و پیشنهاد می شود در این زمینه دانشگاهیان رشته اقلیم شناسی و همچنین

- minimum sea ice extents of 2007 and 2012. *Atmos Chem Phys* 13(15):7441–7450.
- Dong X, Zib B, Xi B, Stanfield R, Deng Y, Zhang X, Lin B, Long C (2014) Critical mechanisms for the formation of extreme Arctic sea-ice extent in the summers of 2007 and 1996. *Clim Dyn* 43(1–2):53–70.
- Dorigo, W., R. de Jeu, D. Chung, R. Parinussa, Y. Liu, W. Wagner, and D. Ferra'ndez-Prieto (2012). Evaluating global trends (1988–2010) in harmonized.
- 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.
- 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.
- Fu, Q., and P. Lin, 2011: Poleward Shift of Subtropical Jets Inferred from Satellite-Observed Lower Stratospheric Temperatures. *J. Climate*, 24, 5597–5603, doi:10.1175/JCLI-D-11-00027.1.
- Gaffen, D. J., B. D. Santer, J.S. Boyle, J. R. Christy, N.E. Graham, and R. J. Ross (2000). Multidecadal changes in the vertical temperature structure of the tropical troposphere. *Science*, 287, 1242–1245.
- Gillet, N. P., Zwiers, F. W., Weaver, A. J. And Stott, P.A. (2003). Detection of Human Influence on Sea-Level Pressure. *Nature*, Vol. 40, No. 422, PP. 292–294.
- Graversen RG, Mauritsen, T, Drijfhout S, Tjernström M, M årtensson S (2011) Warm winds from the Pacific caused extensive Arctic sea-ice melt in summer 2007. *Clim Dyn* 36(11–12):2103– 2112. Doi: 10.1007/s00382-010-0809-z.
- Grise, K.M., Davis, S.M (2019). Hadley cell expansion in CMIP6 models. *Atmospheric Chemistry and Physics*. <https://doi.org/10.5194>.
- 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
- Hu, Y., and Q. Fu (2007). Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5229–5236.
- Hurrell, J (1996). Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 665–668.
- IOCI (2012). Western Australia's weather and climate: A synthesis of Indian Ocean Climate Initiative (IOCI) stage 3 research. CSIRO and BoM, 119 pp.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001. The Science Basis*. J.T. Houghton et al. (eds.), Cambridge University Press, 881 pp.
- IPCC, 1996: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. J.T. Houghton et al. (eds.), Cambridge University Press, 572 pp.
- Johanson, C. M., and Q. Fu, 2009: Hadley cell widening: Model simulations versus

پژوهشکده اقلیم شناسی و هواشناسی به صورت تخصصی در این زمینه برنامه ریزی های لازم را اتخاذ کنند و با پیش بینی و بهینه سازی فعالیت های خود خسارات ناشی از این مخاطرات آب و هوایی را بکاهند.

مراجع

- عساکره، حسین (۱۳۹۰) مبانی اقلیم شناسی آماری، انتشارات دانشگاه زنجان، ص ۷۳.
- فلاح قالهری، غلامعباس (۱۳۹۳)، اصول و مبانی هواشناسی، انتشارات دانشگاه حکیم سبزواری، ص ۴۴۵.
- لشکری، حسن (۱۳۹۳)، آب و هواشناسی دینامیک، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، ص ۲۴۶.
- Allen, R. J., and M. Kovilakam (2017). The role of natural climate variability in recent tropical expansion. *J. Climate*, 30, 6329– 6350, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0735.1>.
- Allen, R. J., S. C. Sherwood, J. R. Norris, and C. S. Zender (2012). Recent Northern Hemisphere tropical expansion primarily driven by black carbon and tropospheric ozone. *Nature*, 485, 350–354, doi: 10.1038/nature11097.
- Choi, J., S.-W. Son, J. Lu, and S.-K. Min, 2014: Further observational evidence of Hadley cell widening in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2590–2597, <https://doi.org/10.1002/2014GL059426>.
- 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.
- CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization) (2012) Climate and water availability in South-Eastern Australia: a synthesis of findings from phase 2 of the South Eastern Australian climate initiative (SEACI). 41.
- Dai, A (2013). Increasing drought under global warming in observations and models. *Nat. Climate Change*, 3, 52–58, doi: 10.1038/nclimate1633.
- Davis, N. A. (2017) the Dynamics of Hadley Circulation Variability and Change, Colorado State University, Libraries.
- Davis, S. M., and K. H. Rosenlof (2012), A multi-diagnostic intercomparison of tropical-width time series using reanalysis and satellite observations, *J. Clim.*, 25, 1061–1078, doi:10.1175/JCLI-D-11-00127.1.
- Devašthale A, Sedlar J, Koenigk T, Fetzer EJ (2013) the thermodynamic state of the Arctic atmosphere observed by AIRS: comparisons during the record

- Hemisphere Hadley Cell in REsponse to Greenhouse Gas Forcing. *J. Climate*, 28, 8067–8077, doi:0.1175/JCLI-D-15-0139.1.
- 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.
- Parker, D. E. (2000). Temperatures High and Low, *Science*, 287, 1216.
- Perlwitz, J., S. Pawson, R. L. Fogt, J. E. Nielsen, and W. D. Neff, 2008: Impact of stratospheric ozone hole recovery on Antarctic climate. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L08714, doi: 10.1029/2008GL033317.
- Polvani LM, Waugh DW, Correa GJP, et al (2011). Stratospheric ozone depletion: The main driver of twentieth-century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *J Clim*; 24:795–812.
- Polvani, L. M., D. W. Waugh, G. J. P. Correa, and S.-W. Son, 2011: Stratospheric ozone depletion: The main driver of twentieth century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *J. Climate*, 24, 795–812, doi: 10.1175/2010JCLI3772.1.
- 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.
- 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.
- Seidel, D. J., Q. Fu, W. J. Randel, and T. J. Reichler (2008). Widening of the tropical belt in a changing climate. *Nat. Geoscience*, 1, 21–24, doi:10.1038/ngeo.2007.38.
- Solomon, A., Polvani, L. M., Waugh, D. W., and Davis, S. M (2016). Contrasting upper and lower atmospheric metrics of tropical expansion in the Southern Hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 10496–10503,
- Stachnik JP, Schumacher C (2011) A comparison of the Hadley circulation in modern reanalysis. *J Geophys Res* 116:D22. Doi: 10.1029/2011jd016677.
- Staten, P. W., J. J. Rutz, T. Reichler, and J. Lu, 2012: Breaking down the tropospheric circulation response by forcing. *Climate Dyn.*, 39, 2361–2375, doi:10.1007/s00382-011-1267-y.
- Waliser, D.E., Z. Shi, J.R. Lanzante, A.H. Oort, 1999: The Hadley circulation: assessing NCEP/NCAR reanalysis and sparse in-situ estimates, *Clim. Dyn.*, 15, 719-735.
- Waugh, D. W., Coauthors, 2018: Revisiting the relationship among metrics of tropical expansion. *J. Climate*, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0108>, in press.
- Wielicki BA, Wong T, Allan RP, Slingo A, Kiehl observations. *J. Climate*, 22, 2713–2725, doi:10.1175/2008JCLI2620.1.
- Jones, P.D., M. New, D.E. Parker, S. Martin, and I.G. Rigor (1999). Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Rev. Geophys.*, 37, 173-199.
- Karnauskas, 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.
- Kumar A, Perlwitz J, Eischeid J, et al. (2010) Contribution of sea ice loss to Arctic amplification. *Geophys Res Lett* 37(21):L21701. Doi: 10.1029/2010GL045022.
- Liu J, Song M, Hu Y, Ren X (2012) Changes in the strength and width of the Hadley Circulation since 1871. *Clim Past* 8:1169–1175, doi: 10.5194/cp-8-1169-2012.
- 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.
- Lu, C., Deser, and T. Reichler, 2009: Cause of the widening of the tropical belt since 1958. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L03803, <https://doi.org/10.1029/2008GL036076>.
- Lucas C, Timbal B, Nguyen H (2014). The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies. *WIREs Clim Change*; 5:89–112.
- Lucas, C., H. Nguyen, and B. Timbal (2012). An observational analysis of Southern Hemisphere tropical expansion. *J. Geophys. Res.*, 117, D17112, doi: 10.1029/2011JD017033.
- McLandress, C., T. G. Shepherd, J. F. Scinocca, D. A. Plummer, M. Sigmond, A. I. Jonsson, and M. C. Reader, 2011: Separating the dynamical effects of climate change and ozone depletion. Part II: Southern Hemisphere troposphere. *J. Climate*, 24, 1850–1868, doi:10.1175/2010JCLI3958.1.
- Min, S.-K., and S.-W. Son, 2013: Multimodel attribution of the Southern Hemisphere Hadley cell widening: Major role of ozone depletion. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 3007–3015, doi:10.1002/jgrd.50232.
- Mitas CM, Clement A (2005) has the Hadley cell been strengthening in recent decades? *Geophys Res Lett* 32(3):L03809. Doi: 10.1029/2004GL021765.
- Morales MS, Christie DA, Villalba R et al (2012) Precipitation changes in the South American Altiplano since 1300AD reconstructed by tree-rings. *Clim Past* 8:653–666. Doi: 10.5194/cp-8-653-2012.
- New, M., M. Todd, M. Hulme, and P. Jones (2001). Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *Int. J. Climatol.*, 21, 1899–1922, doi:10.1002/joc.680.
- Nguyen, H., C. Lucas, A. Evans, B. Timbal, and L. Hanson (2015). Expansion of the Southern

- 3635–3630.
- WMO (World Meteorological Organization) (1957) Meteorology— a three-dimensional science. Second session of the Commission for Aerology. WMO Bulletin IV, no 4. WMO, Geneva, pp 134–138.
- Zhang, X., F. W. Zwiers, G. C. Hegerl, F. H. Lambert, N. P. Gillett, S. Solomon, P. A. Stott, and T. Nozawa (2007). Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature*, 448, 461–465, doi: 10.1038/nature06025.
- JT, Soden BJ, Gordon CT, Miller AJ, Yang SK, Randall DA, Robertson F, Susskind J, Jacobowitz H (2002) Evidence for large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget. *Science* 295:841–843. Doi: 10.1126/science.1065837.
- William K. M. Laua., Kyu-Myong Kim (2015). Robust Hadley Circulation changes and increasing global dryness due to CO2 warming from CMIP5 model projection. *EARTH, ATMOSPHERIC, AND PLANETARY SCIENCES*. vol. 112. No. 12. pp

Poleward Expansion of Hadley cell rotation in the Southern Hemisphere

Masoud Jalali^{1,*}, Sayyed Mahmoud Hosseini seddigh²

¹Phd, Climatology Science Department, Zanjan University, Zanjan, Iran

²Phd student Climatology, Zanjan University, Zanjan, Iran

*Corresponding Author Email: [EMAIL](#)

Received: 16 February 2019 , accepted: 23 April 2019

ABSTRACT

The rate of expansion of the tropics and the consequent drying of the subtropical regions under the subsidence branches of the Hadley cell is increasing. In this study, in order to analyze the Poleward Expansion of Hadley cell rotation in the Southern Hemisphere, ECMWF (ERA5) reanalysis forecast data with 0/25*0/25 spatial resolution for 40 years interval (1979-2018) has been used. The parameters have been used are as following; Uwind, OLR, Precipitation minus evaporation, streamfunction, SLP, surface temperature tropopause, subtropical jet. The result has been showed that the outer boundary of the Hadley cell by an average of -0.032° south yearly; overall, the study has been showed that the edge of the Hadley cell in the southern hemisphere increased by 1 to 3/5 degrees latitude and the intensity has been increased since 1999. The most latitude rotation Hadley cell expansion has been observed at the latitude of South 33/5° degree during 1999, 2001, and 2011. As a result, the increasing of drought and climate hazards are predictable in the future.

Keywords: Hadley Cell, Climate Change, Drought, ECMWF, Southern Hemisphere

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Jalali, M., Hosseini seddigh, S.M.. (2019). Poleward Expansion of Hadley cell rotation in the Southern Hemisphere. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 2(2): 129-145

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

