

## ارزیابی عملکرد نسل پنجم مدل‌های گردش عمومی جو در پیش‌بینی بارش‌های سامانه مونسون اقیانوسی هند بر فراز جنوب سیستان و بلوچستان، با استفاده از تغییرات دیرینه هیدرولوژیکی منطقه

علیرضا واعظی؛ استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۳۰

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۳/۰۵

### چکیده

در این مطالعه تغییرات هیدرولوژیکی آینده در جنوب استان سیستان و بلوچستان بر اساس مجموعه داده‌های آب و هوای سی ساله (۱۹۸۹-۲۰۱۹) ایستگاه سینوپتیک ایرانشهر پیش‌بینی گردید. سپس نتایج با تغییرات دیرینه اقلیمی در منطقه، برای درک دقیق تغییرات شدت و مکان سامانه مونسون اقیانوسی هند بر فراز جنوب شرق ایران مقایسه گردیدند. در این راستا با استفاده از مدل LARS-WG و داده‌های گردش عمومی جو مستخرج از پنج مدل (HadGEM2-ES, GFDL-CM3, EC-EARTH, MPI-ESM-MR, MIROC5)، دمای کمینه، دمای بیشینه و میزان بارش برای آینده (۲۰۶۱-۲۰۸۰) تحت سناریوهای انتشار RCP 4.5 و RCP 8.5 پیش‌بینی شد. نتایج نشان می‌دهد که میانگین ۲۰ ساله دما در محدوده ۳/۲ تا ۴/۶ درجه سانتی‌گراد تحت RCP 8.5 نسبت به دوره پایه افزایش می‌یابد. نتایج مدل سازی، تغییرات ناچیزی در بارش مونسونی آینده تحت هر دو سناریو در مقایسه با دوره پایه را پیش‌بینی می‌کند. نتایج مطالعات دیرینه اقلیمی نشان می‌دهد این تغییرات ناچیز با تغییرات واقعی دیرینه اقلیمی که در دوره‌های گرم/مرطوب گذشته در منطقه رخ داده است، سازگار نیست. با توجه به رابطه مستقیم بین افزایش بودجه تشعشع زمین و افزایش میزان مهاجرت به سمت شمال مرز منطقه همگرایی بین حاره‌ای و به تبع آن تقویت مونسون تابستانه اقیانوسی هند در جنوب شرقی ایران از اواخر پلیستوسن، افزایش شدت بارش‌های سامانه مونسون اقیانوسی هند بر فراز منطقه در آینده قابل انتظار است. کلید واژه‌ها: بارش، دما، دیرینه اقلیم، تغییرات هیدرولوژیکی، مدل سازی.

### مقدمه

آب و هوای زمین در طول تاریخ به دلایل طبیعی مانند تغییر در تابش خورشیدی، حرکات مداری، کوهزایی و نوسانات اقیانوسی تغییر کرده است (Bytnerowicz et al., 2007; Nakicenovic et al., 2000). با این حال، از زمان شروع انقلاب صنعتی در قرن هجدهم، افزایش شدید انتشار گازهای گلخانه‌ای (به عنوان مثال بخار آب، دی اکسید کربن، متان، اکسید نیتروژن و ازن) منجر به گرم شدن کره زمین و تغییر شدید در شرایط

آب و هوایی موجود شده است (Le Treut et al., 2010; IPCC 2019). به طور خاص، فعالیت‌های انسانی مرتبط با سوزاندن سوخت‌های فسیلی باعث افزایش سطح دی اکسید کربن در جو از ۲۸۰ ppm در سال ۱۷۵۰ به بیش از ۴۰۰ ppm در سال‌های اخیر شده است (IPCC 2019, 2021). از دهه ۱۹۷۰، داده‌های میانگین دمای سطح جهانی روند گرمایش خطی حدوداً ۰/۹ درجه سانتی‌گراد را نشان داده است (Millar et al., 2017). برخلاف دما که تقریباً در سراسر جهان افزایش یافته است، بارندگی پاسخ متغیری دارد، در برخی مناطق، کاهش و در برخی دیگر افزایش یافته است (Archer & Rahmstorf, 2011; Konapala et al., 2020). از این رو، یک بحث مداوم در مورد چگونگی تأثیر گرمایش جهانی بر بارش‌های آینده و سیستم‌های آب و هوایی اصلی روی زمین وجود دارد (Donat et al., 2016). زندگی بیش از دو میلیارد نفر در جنوب و غرب آسیا به بارش‌های موسمی تابستانی در هر دو مقیاس زمانی کوتاه و طولانی بستگی دارد (Clift & Plumb, 2008; Cullen et al., 2000). بنابراین، درک چگونگی تغییرات سامانه مونسون اقیانوس هند (IOSM<sup>۱</sup>) در مواجهه با افزایش پیش‌بینی‌شده انتشار گازهای گلخانه‌ای و افزایش گرمایش جهانی یک چالش اساسی است. همچنین، مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs<sup>۲</sup>) در شبیه‌سازی توزیع منطقه‌ای باران‌های موسمی به دلیل انبوهی از فرآیندهای فیزیکی و فعل و انفعالاتی که بر این نوع بارش تأثیر می‌گذارند، با مشکل مواجه هستند (Turner & Annamalai, 2012). برای کاهش عدم قطعیت در مدل‌های اقلیمی مرتبط با بارش‌های موسمی و شدت آنها، باید سازوکار و تاریخچه تغییرات بارش‌های موسمی را درک کنیم (Turner & Annamalai, 2012; Wang et al., 2017; Zhisheng et al., 2015). گمان می‌رود که افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای باعث تقویت سامانه مونسون اقیانوس هند شود که عمدتاً به دلیل افزایش اختلاف دمای نهان خشکی و دریا و مهاجرت مرز منطقه همگرایی بین حاره‌ای (ITCZ<sup>۳</sup>) به سمت شمال است (Cao & Zhao, 2020; Li & Ting, 2017; Sachs et al., 2009). یکی از این مناطق جهان، جنوب شرقی ایران است که در منتهی‌الیه مرز شمالی مرز منطقه همگرایی بین حاره‌ای و تأثیرات سامانه مونسون اقیانوس هند قرار دارد و در صورت تداوم روند گرمایش جهانی می‌تواند به طور قابل توجهی تحت تأثیر تغییرات در الگو و شدت باران‌های موسمی قرار گیرد. جنوب شرقی ایران تحت تأثیر سامانه مونسون اقیانوس هند و بادهای غرب وزان عرض‌های میانی (MLW<sup>۴</sup>) قرار دارد که سبب حساسیت بالای این منطقه نسبت به تغییرات اقلیم می‌شود (Hamzeh et al., 2016; Rashki et al., 2021; Vaezi et al., 2019). علاوه بر این، مطالعات دیرینه اقلیمی نشان می‌دهد که تغییرات در شدت و مکان سامانه مونسون اقیانوس هند و بادهای غرب وزان عرض‌های میانی از اواخر پلیستوسن تا کنون بر شرایط هیدرولوژیکی منطقه بسیار تأثیرگذار بوده است (Vaezi et al., 2019; Clift & Plumb, 2008; Stevens et al., 2001). بنابراین، ایجاد درک بهتری از الگوهای گردش جوی و بارش در گذشته‌های دور می‌تواند به بهبود

1 Indian Ocean Summer Monsoon

2 General Circulation Models

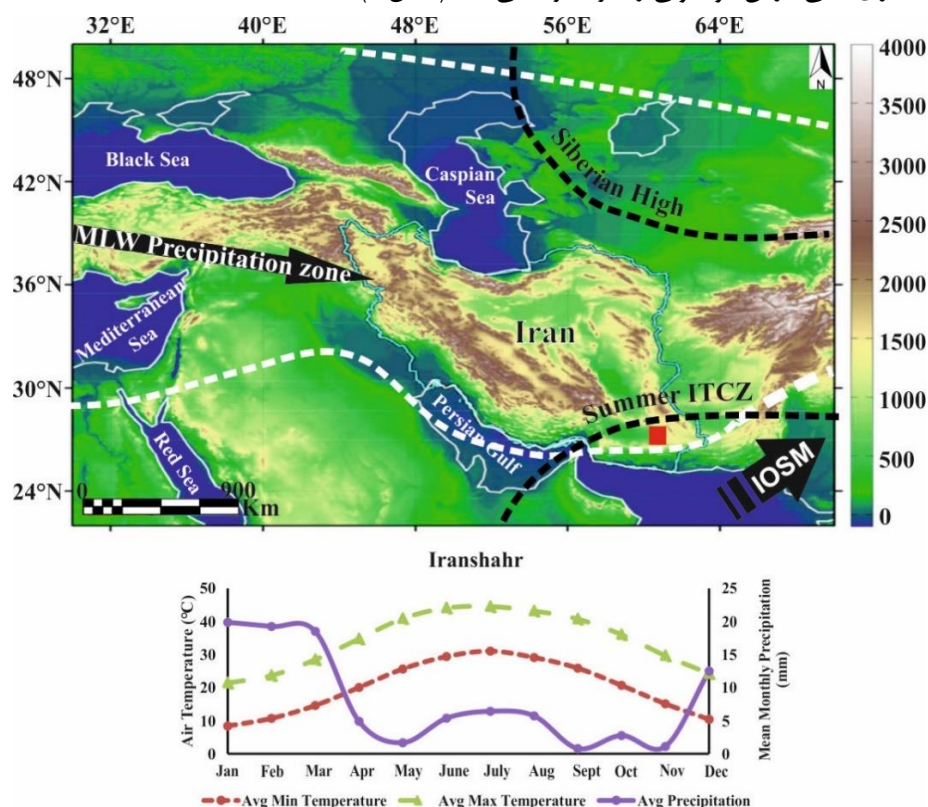
3 Inter-Tropical Convergence Zone

4 Mid-Latitude Westerlies

ارزیابی ما از سناریوهای تغییر اقلیم آینده و تغییرات در الگوهای بارش منطقه ای کمک کند. (Mehterian et al., 2017). مدل‌های گردش عمومی جو به طور گسترده ای برای مطالعه تغییرات الگوهای جوی و اثرات نهایی آن‌ها در مقیاس جهانی و منطقه ای مورد استفاده قرار گرفته اند. با این حال، داده های خروجی از مدل‌های گردش عمومی جو معمولاً برای برآورد پاسخ هیدرولوژیکی به تغییرات آب و هوا در مقیاس منطقه‌ای بزرگ مقیاس هستند. بنابراین، نیاز به کاهش مقیاس داده ها از مقیاس بزرگ در مدل‌های گردش عمومی جو به مقیاس منطقه‌ای وجود دارد (Busuioc, 2008; Wilby et al., 2002) که می تواند با روش های آماری و یا روش های دینامیکی به دست آید. در میان روش‌های کاهش مقیاس آماری، به طور خاص از مدل Long (LARS-WG<sup>1</sup>) برای ریز مقیاس گردانی مدل‌های گردش عمومی جو به منظور پیش بینی تغییر اقلیم و اثرات آن استفاده زیادی صورت گرفته است (Luo & Yu, 2012; Qian et al., 2004; Semenov et al., 2002, 2013; Semenov & Barrow, 1997; Street et al., 2009) در شبیه‌سازی تغییرات اقلیمی و پیش‌بینی‌ها برای آینده برجسته کرده است. در مطالعه حاضر، به عنوان اولین بررسی جامع اقلیمی (مدلسازی تغییرات اقلیمی در کنار بازسازی تغییرات دیرینه اقلیمی) در جنوبشرقی فلات ایران، درک عمیقی از تأثیر کمی و کیفی تغییرات اقلیم در الگوی بارش و دما و تأثیرات آنها ایجاد کرده‌ایم. در این راستا، دمای کمینه، دمای بیشینه و میزان بارش برای آینده (۲۰۶۱-۲۰۸۰) به‌وسیله مدل LARS-WG و داده‌های گردش عمومی جو مستخرج از پنج مدل (GFDL-CM3, EC-EARTH, MPI-ESM-MR, MIROC5, HadGEM2-ES RCP 8.5 و RCP 4.5)، تحت سناریوهای انتشار، برای بررسی اینکه آیا این تغییرات ممکن است در گذشته نیز رخ داده باشد، زمانی که هیچ اندازه گیری مستقیمی از بارش یا دما در دسترس نیست، مطالعات معتبر دیرینه اقلیمی در منطقه مورد بررسی دقیق قرار گرفت. تغییرات پیش‌بینی شده آبی دما و بارش بوسیله مدل، با تغییرات این پارامترها در دوره‌های گرم دیرینه مقایسه گردید.

### منطقه مورد مطالعه

جنوب شرقی فلات ایران از دیدگاه هواشناسی تحت تأثیر جبهه پرفشار سیبری، بادهای غربی مدیترانه‌ای و بادهای موسمی اقیانوس هند (مونسون) قرار دارد (شکل ۱). به دلیل موقعیت ممتاز ایستگاه ایرانشهر در شمالی‌ترین مرز اثرگذاری سامانه مونسون اقیانوس هند این مکان یکی از بهترین نقاط برای مطالعه تغییرات شدت و مکان این سامانه در مواجهه با تغییر اقلیم می‌باشد. موقعیت ایستگاه ایرانشهر در عرض جغرافیایی  $27^{\circ} 12'$  شرقی و طول جغرافیایی  $60^{\circ} 4'$  شمالی قرار گرفته و ارتفاع آن از سطح دریا ۵۹۱ متر است. میانگین دمای سالانه ایستگاه سینوپتیک ایرانشهر  $27/2$  درجه سانتی‌گراد و میانگین حداکثر و حداقل دما در گرمترین و سردترین دوره سال به ترتیب  $44/5$  درجه سانتی‌گراد (تیر) و  $8/4$  درجه سانتی‌گراد (دی) است. میزان بارندگی سالانه در ایستگاه ایرانشهر ۹۹ میلی‌متر گزارش شده است. میانگین بارندگی ماهانه ثبت شده در این ایستگاه هواشناسی بیشترین میزان را از دی تا فروردین نشان می‌دهد. با این حال، ایستگاه ایرانشهر در تابستان مقداری کمی بارش مونسونی را نیز تجربه می‌کند (شکل ۱).



شکل ۱: فلات ایران از دیدگاه آب و هواشناسی یکی از مناطق بسیار پویای جهان محسوب می‌شود که اقلیم آن را برآیند برهم کنش جبهه پرفشار سیبری، بادهای غربی مدیترانه‌ای و بادهای موسمی اقیانوس هند (مونسون) کنترل می‌کند (Gurjazkaite et al., 2018; Sharifi et al., 2015; Vaezi et al., 2019). موقعیت ایستگاه سینوپتیک ایرانشهر با مستطیل قرمز رنگ نشان داده شده است. رنگ‌های زمینه در این شکل، توپوگرافی را بر حسب متر در غرب آسیا نشان می‌دهند. میانگین  $30$  ساله کمینه و بیشینه دمای هوا (درجه سانتی‌گراد) و میانگین بارندگی ماهانه (میلی‌متر) در ایستگاه‌های هواشناسی ایرانشهر نشان شده است.

## مواد و روش ها

در این مطالعه داده‌های مشاهداتی دوره اقلیم پایه شامل دمای کمینه، دمای بیشینه، بارش و تابش به صورت روزانه در فاصله زمانی ۱۹۸۹ تا ۲۰۱۹ برای ایستگاه سینوپتیک ایرانشهر مورد بررسی قرار گرفتند. در این راستا، دمای کمینه، دمای بیشینه و میزان بارش برای آینده (۲۰۶۱-۲۰۸۰) به وسیله مدل LARS-WG و داده‌های گردش عمومی جو مستخرج از پنج مدل (HadGEM2-ES, GFDL-CM3, EC-EARTH, MPI-ESM-MR, MIROC5)، تحت سناریوهای انتشار RCP 4.5 و RCP 8.5 پیش‌بینی گردید.

### نسل پنجم مدل های گردش عمومی جو (CMIP5\ GCMs) و سناریوهای انتشار (RCPs):

مشخصات و وضوح افقی (طول و عرض جغرافیایی) نسل پنجم مدل های گردش عمومی جو مورد استفاده در این مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است. RCPs نشان‌دهنده واداشت تابشی<sup>۲</sup> از سطح کره زمین هستند. RC4.5 نشان‌دهنده واداشت تابشی در خط سیر واداشتی به میزان ۴/۵ وات بر مترمربع (ppm CO<sub>2</sub> 650)، و RC8.5 نشان‌دهنده واداشت تابشی در خط سیر واداشتی به میزان ۸/۵ وات بر مترمربع (ppm CO<sub>2</sub> 1370)، تا سال ۲۱۰۰ می‌باشد (IPCC, 2014).

### مدل LARS-WG5:

نرم افزار LARS-WG نسخه ۶ یک مولد آب و هوای تصادفی است که برای شبیه سازی داده های آب و هوای بلندمدت در مقیاس ایستگاه هواشناسی تحت شرایط پایه و آینده استفاده می شود (Semenov & Barrow, 1997; Semenov & Stratonovitch, 2010). این مدل از آزمون های آماری مختلف (آزمون t و مجذور کای) برای مقایسه داده های تولید شده با داده های مشاهده شده در طول دوره پایه استفاده نموده و عملکرد مدل را آزمایش می کند (Semenov et al., 2002). بنابراین، توسعه داده های آب و هوا توسط LARS-WG را می توان به سه مرحله تقسیم کرد - کالیبراسیون، اعتبارسنجی، و تولید داده های آب و هوای شبیه سازی شده. در طول مرحله کالیبراسیون، LARS-WG پارامترهای آماری را برای توزیع احتمال متغیرهای آب و هوا و همبستگی آن ها بر اساس داده های آب و هوای روزانه مشاهده شده محاسبه می کند. این برنامه از توزیع نیمه تجربی داده های آب و هوای مشاهده شده برای شبیه سازی ویژگی های آماری آن استفاده می کند. این مدل همچنین تابع توزیع تجمعی را برای پارامترهای آب و هوایی مانند روزهای مرطوب و خشک، بارش روزانه، حداقل و حداکثر دما و تابش خورشیدی ایجاد می کند (Semenov et al., 2002). در طول اعتبارسنجی، توزیع های احتمال متغیرهای آب و هوایی حاصل از فرآیندهای کالیبراسیون برای تولید سری های زمانی آب و هوایی مصنوعی با طول دلخواه با ویژگی های آماری مشابه با داده های آب و هوای تاریخی استفاده می شود (Semenov et al., 2002; Tayebiyani et al., 2014). برای اعتبارسنجی، مدل ویژگی های آماری داده های آب و هوای مشاهده شده و شبیه سازی شده را برای آزمایش توانایی LARS-

1 Coupled Model Intercomparison Project 5

2 Radiative forcing

WG برای شبیه سازی آب و هوای متغیر ارزیابی و مقایسه می کند. در مرحله آخر، پارامترهای آماری به دست آمده از داده های آب و هوای مشاهده شده در طول مرحله کالیبراسیون برای شبیه سازی شرایط آینده مربوط به یک سناریوی تغییر اقلیم خاص شبیه سازی شده توسط نسل پنجم مدل های گردش عمومی جو استفاده می شود (Semenov et al., 2002; Tayebian et al., 2014).

جدول ۱. مشخصات پنج مدل گردش عمومی جو CMIP5 ارزیابی شده در مطالعه حاضر

مدل گردش عمومی جو	تفکیک افقی مدل (Km <sup>2</sup> )	موسسه تحقیقاتی
EC-EARTH	1.1 ° x 1.1 °	EC-EARTH consortium
GFDL-CM3	2.0 ° x 2.5 °	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
HadGEM2-ES	1.3 ° x 1.9 °	United Kingdom Meteorological Office
MIROC5	1.4 ° x 1.4 °	Atmosphere and Ocean Research Institute and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
MPI-ESM-MR	1.9 ° x 1.9 °	Max Planck Institute for Meteorology

## یافته های پژوهش

### کالیبراسیون و اعتبار سنجی مدل

جدول ۲ نتایج دو آزمون آماری (t-test و Chi-square) را نشان می دهد که برای ارزیابی حساسیت مدل برای شبیه سازی شرایط هواشناسی در طول دوره مشاهده شده استفاده شده است. نتایج آزمون Chi-square نشان می دهد که مقادیر p فرضیه صفر را برای هر سه متغیر (بارش روزانه، دمای کینه و دمای بیشینه) برای تمام ماه ها پشتیبانی می کند. از این رو، داده های مشاهده شده و تولید شده دارای توزیع فراوانی یکسانی هستند. همچنین نتایج آزمون t سه متغیر نشان می دهد که فرضیه صفر با اطمینان ۹۵ درصد قابل قبول است. بنابراین، میانگین داده های مشاهده شده و شبیه سازی شده مقادیر مشابهی هستند. اگرچه مقدار p معمولاً در اکثر موارد ۵٪ تنظیم می شود، اما پیشنهاد شده است که مقدار p در حدود 0.01 باید به عنوان سطح معنی داری قابل قبول برای ارزیابی عملکرد مدل LARS-WG استفاده شود (Osman et al., 2014). بر اساس مقادیر به دست آمده در شبیه سازی، می توان نتیجه گرفت که عملکرد مدل برای پیش بینی تغییرات اقلیمی، یعنی کمینه و بیشینه دما و بارش قابل قبول است. مقایسه داده های شبیه سازی شده با داده های مشاهده شده عملکرد عالی LARS-WG را به ویژه برای پیش بینی دما نشان می دهد. میانگین کل بارندگی شبیه سازی شده حداکثر ۸ میلی متر اختلاف را برای هر ماه نشان می دهد که قابل قبول است.

جدول ۲. نتایج آزمون های آماری داده های مشاهده شده و داده های شبیه سازی شده در ایستگاه ایرانشهر با استفاده از LARS-WG

ماه	بارش				دمای کمینه				دمای بیشینه			
	t-test	P-t	$\chi^2$	P- $\chi^2$	t-test	P-t	$\chi^2$	P- $\chi^2$	t-test	P-t	$\chi^2$	P- $\chi^2$
Jan	-0.29	0.77	0.18	0.84	0.92	0.36	0.11	1.00	0.12	0.90	0.11	1.00
Feb	-0.97	0.34	0.08	1.00	1.35	0.18	0.16	0.91	1.46	0.15	0.16	0.91
Mar	-0.24	0.81	0.12	0.99	-1.46	0.15	0.05	1.00	-0.36	0.72	0.05	1.00
Apr	0.01	0.99	0.18	0.79	0.46	0.65	0.05	1.00	-0.30	0.76	0.05	1.00
May	-0.48	0.63	0.44	0.02	0.16	0.88	0.05	1.00	-0.64	0.52	0.11	1.00
Jun	-1.33	0.19	0.26	0.39	0.64	0.52	0.11	1.00	0.97	0.34	0.11	1.00
Jul	-0.51	0.61	0.19	0.78	-0.61	0.54	0.11	1.00	1.07	0.29	0.11	1.00
Aug	-0.82	0.41	0.22	0.57	-0.09	0.93	0.05	1.00	0.09	0.93	0.05	1.00
Sep	-0.04	0.97	0.17	0.84	-1.94	0.06	0.05	1.00	-0.12	0.91	0.05	1.00
Oct	-1.08	0.28	0.13	0.98	1.20	0.24	0.11	1.00	1.99	0.06	0.11	1.00
Nov	-0.74	0.46	0.35	0.09	-0.79	0.43	0.05	1.00	-1.08	0.29	0.05	1.00
Dec	-0.94	0.35	0.14	0.97	-0.88	0.38	0.05	1.00	-1.05	0.30	0.05	1.00

### سناریوهای اقلیمی آینده:

پارامترهای آماری مشتق شده از داده های مشاهده شده برای تولید پیش بینی کننده های متغیرها در سناریوهای اقلیمی RCP 4.5 و RCP 8.5 برای دوره آینده ۲۰۶۱-۲۰۸۰ استفاده شد. به طور کلی مشاهده می شود که دماهای حداقل و حداکثر در ایستگاه ایرانشهر نسبت به دوره پایه افزایش می یابد و این افزایش در RCP 8.5 بیشتر از RCP 4.5 است. اگرچه بارش، الگوی ثابتی را در ایستگاهها نشان نمی دهد، تغییرات از دسامبر تا مارس برای پارامتر بارش بیشتر است. میانگین دما در محدوده ۳/۲ تا ۴/۶ درجه سانتی گراد تحت RCP 8.5 نسبت به دوره های پایه ۱۹۸۹-۲۰۱۹ افزایش می یابد (جدول ۲). بیشترین افزایش میانگین دمای ماهانه در ایستگاهها در طی ماه های می تا ژوئیه تحت RCP 8.5 رخ داد. کمترین افزایش دمای حداقل ماهانه در ماه اکتبر رخ داد. بر اساس هر دو سناریو، GFDL-CM3 و HadGEM2-ES بالاترین افزایش دما را در مقایسه با مدل های دیگر پیش بینی کردند. بیشترین افزایش میانگین دما در ایستگاه ایرانشهر در سناریوهای RCP 4.5 و RCP 8.5 به ترتیب ۲/۹ و ۴/۵ درجه سانتی گراد در پیش بینی GFDL-CM3 بود. نتایج نشان داد که منطقه تحت هر دو سناریو در آینده نسبت به دوره پایه با افزایش دما و کاهش بارندگی، خشکسالی بیشتری را تجربه خواهد کرد. مدل های MPI-ESM-MR و EC-EARTH بارندگی کمتری را در منطقه در آینده در مقایسه با سایر مدل های گردش عمومی جو برآورد کرده اند (جدول ۳).

جدول ۳. تغییرات شرایط اقلیمی بر اساس سناریوها در مقایسه با داده‌های مشاهده شده ثبت شده در ایستگاه هواشناسی ایرانشهر. آنومالی‌های بارش IOSM در سناریوهای آینده نسبت به دوره پایه مقایسه شده‌اند.

IOSM	بارش	دمای میانگین	دمای کمینه	دمای بیشینه		
0.0	99	27.2	20.1	34.3	دوره پایه	ایستگاه ایرانشهر
3.6	105	29.2	22.2	36.3	RCP45	EC-EARTH
2.1	97	30.4	23.4	37.5	RCP85	
2.0	109	30.1	22.9	37.2	RCP45	GFDL-CM3
4.5	104	31.7	24.6	38.7	RCP85	
7.0	94	30.0	22.8	37.2	RCP45	HadGEM2-ES
12.2	114	31.6	24.6	38.6	RCP85	
1.4	99	29.4	22.3	36.6	RCP45	MIROC5
9.8	95	30.4	23.4	37.4	RCP85	
-5.2	76	29.1	22.0	36.2	RCP45	MPI-ESM-MR
-4.9	90	30.7	23.6	37.8	RCP85	

در ایرانشهر EC-EARTH، GFDL-CM3، MIROC5 تغییر کمی در بارش آینده نسبت به دوره پایه نشان می‌دهند. با این حال، مقداری کاهش در بارش آینده توسط MPI-ESM-MR پیش‌بینی شد. اگرچه EC-EARTH و HadGEM2-ES کاهش در بارش‌های زمستانه مدیترانه‌ای را نشان دادند، اما افزایش جزئی در بارش مونسونی (به ترتیب ۱۲/۲ میلی‌متر و ۹/۸ میلی‌متر تحت RCP 8.5) در مقایسه با دوره پایه را نشان دادند. میانگین بارندگی در ایرانشهر در سناریوی RCP 8.5 طی سال‌های ۲۰۶۱ تا ۲۰۸۰ بین ۹۰ تا ۱۱۳ میلی‌متر است و نسبت به مقادیر پایه (۹۹ میلی‌متر) تغییر کمی نشان می‌دهد. همانطور که قبلاً ذکر شد ایرانشهر تحت تأثیر بارش‌های زمستانه مدیترانه‌ای و مونسون تابستانی اقیانوس هند قرار دارد. ناهنجاری‌های بارش مونسون تابستانی اقیانوس هند در مقایسه با خط پایه در ایستگاه ایرانشهر نشان می‌دهد که تغییرات بارندگی عمدتاً به دلیل بارش زمستانه مدیترانه‌ای در منطقه خواهد بود (جدول ۳). نتایج حداقل تغییرات را در بارش مونسون تابستانی اقیانوس هند نشان می‌دهد.

### بازسازی تغییرات دیرینه محیطی، اقلیمی و هیدرولوژیکی دوره‌های گرم و مرطوب پیشین در جنوب‌شرق ایران

بازسازی تغییرات دیرینه محیطی، اقلیمی و هیدرولوژیکی در جنوب‌شرق ایران عمدتاً بر اساس دو مطالعه دیرینه اقلیمی در منطقه صورت گرفت (Vaezi et al., 2019; Safaierad et al., 2020). این مطالعات برای اولین بار در جنوب شرق ایران نتایج نشانگرهای دیرینه اقلیم شناسی متنوعی را در مغزه‌های بلند رسوبی در جهت ایجاد درک عمیق‌تر از نحوه تاثیرگذاری رویدادهای بزرگ آب و هوایی شناخته شده و نحوه تاثیرگذاری

دو سامانه اقلیمی مونسون تابستانه اقیانوس هند و بادهای غرب وزان عرض‌های میانی در تغییرات دیرینه اقلیمی غرب آسیا از زمان آخرین بیشینه یخچالی تا کنون به کار گرفتند. برای مثال مغزه جازموریان یک آرشیو رسوبی بسیار امیدوارکننده همراه با مدل سنی قابل قبول در محیط خشک پلایای جازموریان در جنوب شرقی ایران است (Vaezi et al., 2019). با استفاده از مجموع آنالیزهای رسوبشناختی و ژئوشیمیایی مغزه ۵ متری استخراج شده از پلایای جازموریان با سن تخمینی ۲۱ هزار سال، تصویری روشن و منحصر به فرد از تغییرات اقلیم جنوب شرقی ایران و تغییرات شدت و موقعیت مکانی سامانه‌های اقلیمی مسلط بر این منطقه ارائه گردیده است. نتایج این مطالعات نشان داد که مونسون تابستانی اقیانوس هند (IOSM) موثرترین سامانه اقلیمی حاکم بر هیدرولوژی جنوب شرقی ایران در طول آخرین یخبندان و هولوسن آغازین بوده است. تغییرات شدت و موقعیت مکانی این سامانه اقلیمی در جنوب شرقی ایران متأثر از تغییرات مکانی مرزهای منطقه همگرایی بین حاره‌ای (ITCZ) بوده و در مقیاس بزرگتر، مجموعه این تغییرات پاسخی به تغییرات میزان تابش دریافتی زمین از خورشید بوده است. همچنین نتایج نشان داد که ارتباط تنگاتنگ اتمسفری بین تغییرات آب و هوایی عمده شمال اقیانوس اطلس و تغییرات اقلیم در جنوب شرقی ایران از آخرین بیشینه یخچالی وجود داشته است (Safaierad et al., 2020; Vaezi et al., 2019). شرایط مرطوب و فعالیت فشرده‌تر مونسون تابستانی اقیانوس هند بر جنوب شرقی ایران در طول دوره های گرم بولینگ-آلرود و هولوسن اولیه حاکم بوده است (Hamzeh et al., 2016; Safaierad et al., 2020; Vaezi et al., 2019; Walker & Fattahi, 2011). افزایش در میزان رسوبات رودخانه (مقادیر بزرگتر K/Al) همراه با حضور میزان کم کانی‌های تبخیری در مغزه جازموریان نشان می‌دهد که بارش‌های مونسونی تابستانه اقیانوس هند به طور چشمگیری از میانه دوره گرم بولینگ<sup>۱</sup> تا میانه دوره الراد<sup>۲</sup> افزایش یافته است (Vaezi et al., 2019). افزایش ورودی رودخانه به پلایای جازموریان که حدوداً ۱۴ هزار سال پیش همراه با شدت یافتن بارش‌های سامانه اقلیمی مونسون تابستانه اقیانوس هند شروع شده است، در سایر سوابق دیرینه اقلیم در جنوب شرقی ایران (Safaierad et al., 2020) و همچنین در دریای عرب مطابقت دارد (Overpeck et al., 1996). علاوه بر این، این دوره مرطوب در جازموریان با دوره مرطوب و گرم بولینگ-آلرود که در شمال غربی اروپا شناخته شده بود همزمان بود (Sharifi et al., 2015; Weaver et al., 2003). همچنین وجود شرایط بسیار مرطوب در فرونشست جازموریان در ابتدای هولوسن گرم، توسط آنالیزهای مختلف رسوبشناختی و ژئوشیمیایی پشتیبانی می‌شود (Vaezi et al., 2019). حداکثر میزان بارندگی در حوضه آبریز جازموریان بین ۱۱/۴ به ۹/۶ هزار سال پیش اتفاق افتاده است که با افزایش قابل توجه در ورود رسوبات رودخانه‌ای (مقادیر بزرگتر K/Al) در کنار میزان بسیار کم رسوبات بادی (مقادیر کوچک Si/Al، Zr/Al و Ti/Al) همراه است (Vaezi et al., 2019). یافته‌ها در جنوب شرقی ایران در کنار دیگر مطالعات با وضوح بالا در منطقه (Vaezi et al., 2019) نشان دهنده الگوی مشابهی از رفتار مونسون تابستانه اقیانوس هند (هولوسن آغازین مرطوب و به دنبال آن افزایش خشکی) با در نظر گرفتن تفاوت‌های اندکی در زمان بندی بین این مطالعات است. این شرایط مرطوب در

1 Bølling

2 Allerød

ابتدای هولوسن آغازین احتمالاً به دلیل افزایش شدت مونسون تابستانه اقیانوس هند بوده است (Fleitmann et al., 2007; Gupta et al., 2003). این فرضیه به وسیله ثبت سوابق  $\delta^{18}\text{O}$  در مناطق شناخته شده تحت تاثیر مونسون تابستانه اقیانوس هند مانند دریای عرب (Gupta et al., 2003) و غار Qunf، عمان (Fleitmann et al., 2007) پشتیبانی می‌شود. ثبت سوابق بر روی چکیده آهکی یا استلاگمیت در شمال عمان (Fleitmann et al., 2007) و همچنین فراوانی گلوبیژرینا (*G. bulloides*) در پایگاه ODP 723 دریای عرب (Gupta et al., 2003) نشانگر افزایش شدت IOSM در حدود ۱۱۵۰۰ سال پیش و به اوج رسیدن قدرت این سامانه مابین ۱۰۸۰۰ تا ۹۶۰۰ سال پیش است. افزایش چشمگیر بارش تابستانه در اوایل هولوسن در پلایای جازموریان با افزایش میزان دریافت اشعه تابستانی خورشید در آغاز هولوسن همراه است. افزایش رطوبت منطقه در این دوره های گرم احتمالاً به دلیل افزایش تدریجی میزان دریافت اشعه تابستانی خورشید بوده که باعث مهاجرت تدریجی به سمت شمال مرزهای منطقه همگرایی بین حاره‌ای و به تبع آن تقویت مونسون تابستانه اقیانوس هند شده است (Fleitmann et al., 2007; Gupta et al., 2003). به نظر می‌رسد افزایش بارش در جنوب شرق ایران واقع در امتداد مرز شمالی مونسون تابستانی اقیانوس هند بیشتر از بخش‌های واقع در امتداد مرز جنوبی این سامانه مانند شبه جزیره عربستان بوده است (Vaezi et al., 2019). در طول هولوسن پایانی (از ۴۰۰۰ سال پیش تا کنون)، میزان دریافت تابش خورشیدی توسط زمین کاهش و تقریباً به حد امروزی می‌رسد و به دنبال آن شدت IOSM در حد امروزی در جنوب شرق ایران کاهش می‌یابد. با توجه به اینکه این منبع بارشی، رطوبت بسیار کمتری نسبت به مونسون تابستانه اقیانوس هند وارد حوضه آبریز منطقه می‌کند، محیط طبیعی در اواخر هولوسن بسیار شکننده و دارای نوسانهای هیدرولوژی زیاد بوده است (Fleitmann et al., 2007; Gupta et al., 2003; Safaierad et al., 2020; Vaezi et al., 2019).

### ارزیابی عملکرد مدل

نتایج ریزمقیاس سازی مدل های گردش عمومی جو در ایستگاه ایرانشهر برای سال های ۲۰۶۱-۲۰۸۰ شرایط خشکی را در مقایسه با دوره پایه تحت هر دو سناریو در جنوب شرقی ایران نشان می دهند. نتایج حاکی از کاهش در بارش زمستانی مدیترانه‌ای و افزایش ناچیز در بارش تابستانه مونسونی است. ثبت آب و هوای چندگانه از پلایای جازموریان نشان می‌دهد که هیدرولوژی منطقه‌ای جنوب شرقی ایران از حدود ۱۴ هزار سال پیش تا هولوسن میانی در درجه اول توسط شدت مونسون تابستانه اقیانوس هند کنترل می شده است، که به نوبه خود با موقعیت ITCZ در پاسخ به تغییرات مداری در تابش خورشیدی مرتبط است (Fleitmann et al., 1996; Gupta et al., 2003; Overpeck et al., 2007). به عنوان مثال در طول دوره های گرم بولینگ-آلرود و هولوسن آغازین، بودجه تشعشع زمین به طور قابل توجهی در اقیانوس هند و خشکی مجاورش در آسیا افزایش یافته است که منجر به تشدید مونسون تابستانه اقیانوس هند در جنوب شرقی ایران شده است (Vaezi et al., 2019). نکته قابل توجه این است که موقعیت ITCZ نیز در طول هزاره گذشته به طور قابل توجهی تغییر کرده است. سوابق دریاچه‌ای از جزایر گالاپاگوس و پالاتو نشان می‌دهد که ITCZ در طول

عصر یخبندان کوچک، که از ۱۴۰۰ تا ۱۸۵۰ پس از میلاد ادامه داشت، به جنوبی‌ترین موقعیت خود رسیده است و از آن زمان، در طول ۳۰۰ سال گذشته، احتمالاً به دلیل افزایش تابش خورشیدی، به سمت شمال می‌خزد (May, 2002; Sachs et al., 2009). مطالعات قبلی نشان داده اند که تغییرات کوچک در بودجه تابش زمین می‌تواند به طور قابل توجهی بر موقعیت ITCZ در نیمکره شمالی تأثیر بگذارد (Sachs et al., 2009). از این رو با ادامه گرمایش جهانی، رطوبت بیشتر ناشی از فعالیت شدیدتر مونسون تابستانه اقیانوس هند را می‌توان در جنوب شرق ایران در اواخر قرن میلادی انتظار داشت. اما برخلاف این واقعیت به نظر می‌رسد نتایج مدل سازی در جنوب شرق ایران که در منتهی الیه مرز شمالی مرز منطقه همگرایی بین حاره‌ای و تاثیرات سامانه مونسون اقیانوس هند قرار دارد باید به دقت ارزیابی شوند. مطالعه حاضر نشان داد که نتایج مدل‌سازی میزان بارش برای آینده (۲۰۶۱-۲۰۸۰) به وسیله مدل LARS-WG و داده‌های گردش عمومی جو مستخرج از پنج مدل (EC-EARTH, GFDL-CM3, HadGEM2-ES, MIROC5, MPI-ESM-MR)، تحت سناریوهای انتشار RCP 4.5 و RCP 8.5 با تغییرات دیرینه محیطی، اقلیمی و هیدرولوژیکی دوره های گرم و مرطوب پیشین در جنوب شرق ایران و شدت یافتن بارش های سامانه مونسون اقیانوس هند بر فراز منطقه در طول این دوره‌های گرم گذشته مطابقت ندارد. پیشنهاد می‌گردد در نسخه های در حال بهبود مدل‌های گردش عمومی جو، افزایش میزان مهاجرت به سمت شمال مرزهای منطقه همگرایی بین حاره‌ای و به تبع آن تقویت مونسون تابستانه اقیانوس هند بر فراز جنوب شرق فلات ایران لحاظ گردد.

### بحث و نتیجه گیری

توافقنامه اقلیمی پاریس در سال ۲۰۱۵ قصد دارد میانگین افزایش دما را در کمتر از ۲ درجه سانتیگراد نگه دارد و "تلاش‌ها" را برای محدود کردن آن به ۱.۵ درجه سانتیگراد ادامه دهد. این تنها راه برای جلوگیری از اثرات نامطلوب و غیرقابل پیش بینی آب و هوا در مقیاس محلی و منطقه ای است (IPCC, 2021; Millar et al., 2017; Rogelj et al., 2018). نتایج پیش بینی شده در این مطالعه نشان می‌دهد که جنوب شرقی ایران با افزایش چند درجه ای دمای تا سال ۲۰۸۰ در مسیر مخاطره آمیزی قرار گرفته است. مطابق با این ارزیابی، تغییرات دما بر اساس سناریوهای مختلف شبیه سازی شده در این مطالعه با سایر ارزیابی‌های نگران کننده منطقه ای و بین المللی از آینده اقلیمی کره زمین مطابقت دارد. این تغییرات دما در جنوب غربی آسیا پیامدهای شدیدی دارد (Babar et al., 2016; Evans, 2009; Pal & Eltahir, 2016). با این حال، تجسم اینکه چگونه تغییرات پیش‌بینی شده در دما و بارندگی بر اساس داده‌های دستگاهی می‌تواند بر محیط تأثیر بگذارد، دشوار است. به عنوان مثال، آیا شرایط آب و هوایی مشابهی در گذشته نزدیک رخ داده است؟ اگر چنین است، تأثیر این تغییرات بر چشم انداز چه بوده است؟ ترکیب شبیه‌سازی‌های آینده با تغییرات گذشته، یک نتیجه کلی را ارائه می‌کند که تجسم آن آسان‌تر است.

## منابع:

- Archer, D., & Rahmstorf, S. (2011). The climate crisis: An introductory guide to climate change. In *The Climate Crisis: An Introductory Guide to Climate Change* (Vol. 9780521407441). <https://doi.org/10.1017/CBO9780511817144>
- Babar, Z. A., Zhi Xie-Fei, Ge, F., Riaz, M., Mahmood, A., Sultan, S., Shad, M. A., Aslam, C. M., & Ahmad, M. F. (2016). Assessment of Southwest Asia Surface Temperature Changes: CMIP5 20 th and 21 st Century Simulations. *Pakistan Journal of Meteorology*, 13(25).
- Black, E., Brayshaw, D. J., & Rambeau, C. M. C. (2010). Past, present and future precipitation in the Middle East: Insights from models and observations. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 368(1931). <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0199>
- Bytnerowicz, A., Omasa, K., & Paoletti, E. (2007). Integrated effects of air pollution and climate change on forests: A northern hemisphere perspective. *Environmental Pollution*, 147(3). <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2006.08.028>
- Cao, J., & Zhao, H. K. (2020). Distinct response of Northern Hemisphere land monsoon precipitation to transient and stabilized warming scenarios. *Advances in Climate Change Research*, 11(3). <https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.09.007>
- Clift, P. D., & Plumb, R. A. (2008). *The Asian Monsoon: Causes, History and Effects*. Cambridge University Press. <https://doi.org/DOI:10.1017/CBO9780511535833>
- Cullen, H. M., deMenocal, P. B., Hemming, S., Hemming, G., Brown, F. H., Guilderson, T., & Sirocko, F. (2000). Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology*, 28(4), 379–382. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C379:CCATCO%3E2.0.CO](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C379:CCATCO%3E2.0.CO)
- Donat, M. G., Lowry, A. L., Alexander, L. V., O’Gorman, P. A., & Maher, N. (2016). More extreme precipitation in the world’s dry and wet regions. *Nature Climate Change*, 6(5). <https://doi.org/10.1038/nclimate2941>
- Evans, J. P. (2009). 21st century climate change in the Middle East. *Climatic Change*, 92(3–4). <https://doi.org/10.1007/s10584-008-9438-5>
- Evans, J. P. (2010). Global warming impact on the dominant precipitation processes in the Middle East. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(3–4). <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0151-8>
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A. A., Buettner, A., Hippler, D., & Matter, A. (2007). Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews*, 26(1–2), 170–188. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.012>
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., & Matter, A. (2003). Holocene Forcing of the Indian Monsoon Recorded in a Stalagmite from Southern Oman. *Science*, 300(5626), 1737 LP – 1739. <http://science.sciencemag.org/content/300/5626/1737.abstract>
- Gupta, A. K., Anderson, D. M., & Overpeck, J. T. (2003). Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 421(6921n), 354–357. <http://dx.doi.org/10.1038/nature01340>
- Gupta, A. K., Das, M., & Anderson, D. M. (2005). Solar influence on the Indian summer monsoon during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 32(17). <https://doi.org/10.1029/2005GL022685>
- Gurjzakaite, K., Routh, J., Djamali, M., Vaezi, A., Poher, Y., Beni, A. N., Tavakoli, V., & Kylin, H. (2018). Vegetation history and human-environment interactions through the late Holocene in Konar Sandal, SE Iran. *Quaternary Science Reviews*,

194. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.026>
- Hamzeh, Mohammad A, Mahmudy-Gharaie, M. H., Alizadeh-Lahijani, H., Moussavi-Harami, R., Djamali, M., & Naderi-Beni, A. (2016). Paleolimnology of Lake Hamoun (e Iran): Implication for Past Climate Changes and Possible Impacts on Human Settlements. *Palaios*, 31(12), 616–629.
- Hamzeh, Mohammad Ali, Mahmudy Gharaie, M. H., Alizadeh Ketek Lahijani, H., Djamali, M., Moussavi Harami, R., & Naderi Beni, A. (2016). Holocene hydrological changes in SE Iran, a key region between Indian Summer Monsoon and Mediterranean winter precipitation zones, as revealed from a lacustrine sequence from Lake Hamoun. *Quaternary International*, 408, 25–39. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.011>
- IPCC-WGI. (2014). Summary for policymakers. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. In *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability - Contributions of the Working Group II to the Fifth Assessment Report*.
- IPCC. (2019). *The IPCC and Scenario Development*. Scenario Process For AR5.
- IPCC, Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., & B., Z. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In *Cambridge University Press*.
- Konapala, G., Mishra, A. K., Wada, Y., & Mann, M. E. (2020). Climate change will affect global water availability through compounding changes in seasonal precipitation and evaporation. *Nature Communications*, 11(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16757-w>
- Le Treut, H., Somerville, R., Cubasch, U., Y. Ding, C., Mauritzen, A., Mokssit, T., Peterson, & Prather, M. (2010). Historical Overview of Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Soil Biology and Biochemistry*, 42(8).
- Li, X., & Ting, M. (2017). Understanding the Asian summer monsoon response to greenhouse warming: the relative roles of direct radiative forcing and sea surface temperature change. *Climate Dynamics*, 49(7–8). <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3470-3>
- Luo, Q., & Yu, Q. (2012). Developing higher resolution climate change scenarios for agricultural risk assessment: Progress, challenges and prospects. In *International Journal of Biometeorology* (Vol. 56, Issue 4). <https://doi.org/10.1007/s00484-011-0488-4>
- May, W. (2002). Simulated changes of the Indian summer monsoon under enhanced greenhouse gas conditions in a global time-slice experiment. *Geophysical Research Letters*, 29(7). <https://doi.org/10.1029/2001GL013808>
- Mehterian, S., Pourmand, A., Sharifi, A., Lahijani, H. A. K., Naderi, M., & Swart, P. K. (2017). Speleothem records of glacial/interglacial climate from Iran forewarn of future Water Availability in the interior of the Middle East. *Quaternary Science Reviews*, 164. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.028>
- Millar, R. J., Fuglestedt, J. S., Friedlingstein, P., Rogelj, J., Grubb, M. J., Matthews, H. D., Skeie, R. B., Forster, P. M., Frame, D. J., & Allen, M. R. (2017). Emission budgets and pathways consistent with limiting warming to 1.5 °C. *Nature Geoscience*, 10(10). <https://doi.org/10.1038/NGEO3031>
- Nakicenovic, N., Alcamo, J., Grubler, A., Riahi, K., Roehrl, R. A., Rogner, H.-H., & Victor, N. (2000). *Special report on emissions scenarios (SRES), a special report of Working Group III of the intergovernmental panel on climate change*.

- Cambridge University Press.
- Osman, Y., Al-Ansari, N., Abdellatif, M., Aljawad, S. B., & Knutsson, S. (2014). Expected Future Precipitation in Central Iraq Using LARS-WG Stochastic Weather Generator. *Engineering*, 06(13). <https://doi.org/10.4236/eng.2014.613086>
- Overpeck, J., Anderson, D., Trumbore, S., & Prell, W. (1996). The southwest Indian Monsoon over the last 18 000 years. *Climate Dynamics*, 12(3), 213–225.
- Pal, J. S., & Eltahir, E. A. B. (2016). Future temperature in southwest Asia projected to exceed a threshold for human adaptability. *Nature Climate Change*, 6(2). <https://doi.org/10.1038/nclimate2833>
- Qian, B., Gameda, S., Hayhoe, H., De Jong, R., & Bootsma, A. (2004). Comparison of LARS-WG and AAFC-WG stochastic weather generators for diverse Canadian climates. *Climate Research*, 26(3). <https://doi.org/10.3354/cr026175>
- Rashki, A., Middleton, N. J., & Goudie, A. S. (2021). Dust storms in Iran – Distribution, causes, frequencies and impacts. In *Aeolian Research* (Vol. 48). <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100655>
- Rogelj, J., Popp, A., Calvin, K. V., Luderer, G., Emmerling, J., Gernaat, D., Fujimori, S., Strefler, J., Hasegawa, T., Marangoni, G., Krey, V., Kriegler, E., Riahi, K., Van Vuuren, D. P., Doelman, J., Drouet, L., Edmonds, J., Fricko, O., Harmsen, M., ... Tavoni, M. (2018). Scenarios towards limiting global mean temperature increase below 1.5 °c. *Nature Climate Change*, 8(4). <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0091-3>
- Sachs, J. P., Sachse, D., Smittenberg, R. H., Zhang, Z., Battisti, D. S., & Golubic, S. (2009). Southward movement of the Pacific intertropical convergence zone AD 1400-1850. *Nature Geoscience*, 2(7). <https://doi.org/10.1038/ngeo554>
- Safaierad, R., Mohtadi, M., Zolitschka, B., Yokoyama, Y., Vogt, C., & Schefuã, E. (2020). Elevated dust depositions in West Asia linked to ocean-atmosphere shifts during North Atlantic cold events. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 117(31). <https://doi.org/10.1073/pnas.2004071117>
- Semenov, M. A., & Barrow, E. M. (1997). Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios. *Climatic Change*, 35(4). <https://doi.org/10.1023/A:1005342632279>
- Semenov, M. A., Barrow, E. M., & Lars-Wg, A. (2002). A stochastic weather generator for use in climate impact studies. *User Man Herts UK*.
- Semenov, M. A., Pilkington-Bennett, S., & Calanca, P. (2013). Validation of ELPIS 1980-2010 baseline scenarios using the observed European Climate Assessment data set. *Climate Research*, 57(1). <https://doi.org/10.3354/cr01164>
- Semenov, M. A., & Stratonovitch, P. (2010). Use of multi-model ensembles from global climate models for assessment of climate change impacts. *Climate Research*, 41(1). <https://doi.org/10.3354/cr00836>
- Sharifi, A., Pourmand, A., Canuel, E. A., Ferer-Tyler, E., Peterson, L. C., Aichner, B., Feakins, S. J., Daryae, T., Djamali, M., Beni, A. N., Lahijani, H. A. K., & Swart, P. K. (2015). Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a high-resolution, multi-proxy peat record from NW Iran: The hand that rocked the Cradle of Civilization? *Quaternary Science Reviews*, 123, 215–230. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.006>
- Stevens, L. R., Wright, H. E., & Ito, E. (2001). Proposed changes in seasonality of climate during the Lateglacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. *The Holocene*, 11(6), 747–755.
- Street, R. B., Steynor, A., Bowyer, P., & Humphrey, K. (2009). Delivering and using the UK climate projections 2009. *Weather*, 64(9).

- <https://doi.org/10.1002/wea.487>
- Turner, A. G., & Annamalai, H. (2012). Climate change and the South Asian summer monsoon. In *Nature Climate Change* (Vol. 2, Issue 8). <https://doi.org/10.1038/nclimate1495>
- Vaezi, A., Ghazban, F., Tavakoli, V., Routh, J., Beni, A. N. A. N., Bianchi, T. S. T. S. T. S., Curtis, J. H. J. H., & Kylin, H. (2019). A Late Pleistocene-Holocene multi-proxy record of climate variability in the Jazmurian playa, southeastern Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 514. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.09.026>
- Walker, R. T., & Fattahi, M. (2011). A framework of Holocene and Late Pleistocene environmental change in eastern Iran inferred from the dating of periods of alluvial fan abandonment, river terracing, and lake deposition. *Quaternary Science Reviews*, 30(9–10), 1256–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.03.004>
- Wang, P. X., Wang, B., Cheng, H., Fasullo, J., Guo, Z. T., Kiefer, T., & Liu, Z. Y. (2017). The global monsoon across time scales: Mechanisms and outstanding issues. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 174). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.006>
- Weaver, A., Saenko, O., Clark, P., & Mitrovica, J. (2003). Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval. *Science*. <http://science.sciencemag.org/content/299/5613/1709.short>
- Zhisheng, A., Guoxiong, W., Jianping, L., Youbin, S., Yimin, L., Weijian, Z., Yanjun, C., Anmin, D., Li, L., Jiangyu, M., Hai, C., Zhengguo, S., Liangcheng, T., Hong, Y., Hong, A., Hong, C., & Juan, F. (2015). Global monsoon dynamics and climate change. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060313-054623>.