2024, Vol.11, No.2, Pages 15 to 26
Journal of Water and Sustainable Development

سال یازدهم، شماره ۲، ۱۴۰۳، صفحات ۱۵ تا ۲۶
نشریه آب و توسعه پایدار

Article Type: Technical paper

نوع مقاله: فنی و ترویجی

Statistical Downscaling of General Circulation Models (GCMs); History, Principles, and Methods

D. Yazdani[1], A. Zarrin[2*], A. A. Dadashi-Roudbari[3]

1, 2, 3- MSc student, Associate Professor and Postdoctoral Researcher of Climatology, Department of Geography, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

*(Corresponding Author Email: zarrin@um.ac.ir)

Received: 16-01-2024 Revised: 06-04-2024
Accepted: 17-04-2024 Available Online: 29-08-2024

مقیاس‌کاهی آماری مدل‌های گردش کلی (GCMs)؛ تاریخچه، اصول و روش‌ها

دینا یزدانی[1]، آذر زرین[2*]، عباسعلی داداشی رودباری[3]

۱، ۲ و ۳- به‌ترتیب دانشجوی کارشناسی‌ارشد اقلیم‌شناسی، دانشیار اقلیم‌شناسی و پژوهشگر پسادکتری اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران.

*(رایانامه نویسنده‌ی مسئول، E-Mail: zarrin@um.ac.ir)

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۰/۲۶ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۱/۱۸
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۱/۲۹ تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۰۶/۰۸

Abstract

The climate system is very complex and has made the modeling and predicting/projecting face many challenges. Although climate variability may be detected and identified through a time series of observations, it cannot express the interaction of various components of the Earth's climate system. General circulation models (GCMs) are essential for simulating the physical processes governing the atmosphere and the interaction of the components involved in the Earth's climate system. Statistical downscaling extracts empirical relationships between small-scale observational variables (often at the station level) and the direct GCM output by applying three approaches: Perfect Prognosis (PP), Model Output Statistics (MOS), and Weather Generators (WGs). Bias correction, widely used in climate change studies, is the MOS statistical downscaling approach. To clarify the role of using the inappropriate method and software in increasing uncertainty, two scaling methods from the model output statistics (MOS) approach are compared to correct the bias of the minimum and maximum temperatures. In this research, the outputs of R and CMhyd software are compared to check the uncertainty caused by using inappropriate software. The output of the EC-Earth3-CC model for two variables of the minimum and maximum temperatures was examined using CMhyd and R software. Examining the results showed that the CMhyd software has a significant error in both extracting the direct model output and the bias correction method. For example, the PBIAS of direct output of maximum temperature in Abadan was 2.10%, while CMhyd software gives 5.10%. The result of this research shows the need to use the correct methods and software for processing the output of GCMs.

Keywords: Statistical Downscaling, Model Output Statistics (MOS), Bias Correction, CMhyd Software.

چکیده

مقیاس‌کاهی روشی برای برآورد اقلیمی با تفکیک افقی بالا از برونداد مدل‌های گردش کلی (GCM) با تفکیک نسبتاً پایین است. مقیاس‌کاهی آماری، روابط آماری بین متغیرهای مشاهداتی در مقیاس کوچک (اغلب در سطح ایستگاه) و برونداد مستقیم مدل‌ها در مقیاس بزرگتر را با استفاده از سه رویکرد پیش آگاهی کامل (PP)، آماره‌های برونداد مدل (MOS) و مولدهای جوی (WGs) استخراج می‌کند. تصحیح اریبی که به شکل گسترده در مطالعات تغییر اقلیم استفاده می‌شود رویکرد MOS از مقیاس‌کاهی آماری است. باید توجه داشت که ارزش افزوده‌ای که در مقیاس‌کاهی‌ها به دست می‌آید، توسط روش‌های تصحیح اریبی به دست نمی‌آید. فارغ از عدم قطعیت ذاتی مدل‌ها، به‌کارگیری یک روش و یا یک نرم‌افزار نامناسب نیز ممکن است باعث افزایش اریبی در برونداد مدل‌ها شود. در پژوهش حاضر برونداد مدل EC-Earth3-CC برای دو متغیر دمای کمینه و بیشینه با نرم‌افزار CMhyd و زبان برنامه‌نویسی R مقایسه شد. بررسی نتایج نشان داد نرم‌افزار CMhyd چه در استخراج برونداد مستقیم و چه پس از انجام فرایند تصحیح اریبی، خطای قابل توجهی دارد. برای نمونه درصد اریبی برونداد مستقیم دمای بیشینه در آبادان ۲/۱۰ درصد بوده است درحالی‌که در نرم‌افزار CMhyd، ۵/۱۰ درصد به‌دست آمد. نتیجه این پژوهش لزوم به‌کارگیری صحیح روش‌ها و نرم‌افزارهای پردازش برونداد GCMs را نشان‌می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: مقیاس‌کاهی آماری، آماره‌های برونداد مدل (MOS)، تصحیح اریبی، نرم‌افزار CMhyd.

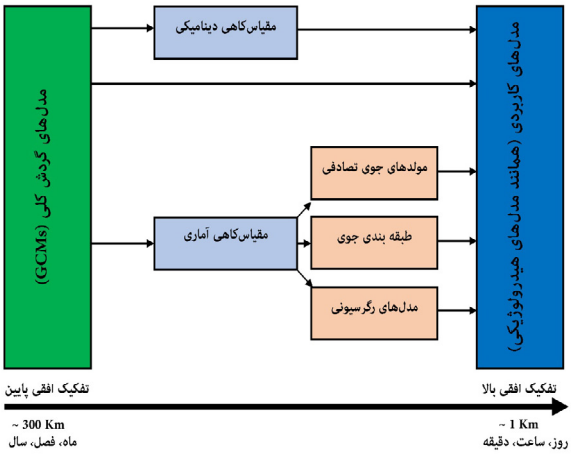
How to cite this article: Yazdani, D., Zarrin, A., Dadashi-Roudbari, A. A. (2024). Statistical Downscaling of General Circulation Models (GCMs); History, Principles, and Methods. Journal of Water and Sustainable Development, 11(2), 15-26. doi: http://dx.doi.org/10.22067/jwsd.v11i2.2401-1305

مقدمه

سامانه اقلیم[1] بسیار پیچیده است و این ویژگی باعث شده مدل‌سازی آن با چالش‌های بسیاری مواجه باشد. اگرچه بسیاری از پژوهشگران قادر به تشخیص و شناسایی تغییرات در سری زمانی متغیرهای اقلیمی از طریق مشاهدات هستند، اما مشاهدات به‌تنهایی نمی‌توانند بیانگر بر همکنش مولفه‌های مختلف زیرسامانه‌های اقلیم باشند. سامانه اقلیم صرفاً به بررسی متغیرهای اقلیمی جو (به‌عنوان یکی از زیر سامانه‌ها) محدود نمی‌شود، بلکه بررسی متغیرهای چهار زیر سامانه دیگر شامل سنگ‌سپهر، یخ سپهر، زیست‌سپهر و آب‌سپهر ضروری است (Trenberth، ۱۹۹۲). از طرف دیگر، شناسایی پدیده تغییر اقلیم و پیامدهای آن نیازمند پیش‌نگری اقلیم آینده است. برای شناسایی سامانه اقلیم و تغییرات آن در آینده به‌کارگیری مدل‌های گردش کلی (GCMs)[2] ضروری است. در دهه ۱۹۵۰ با گسترش رایانه‌ها، مدل‌های اقلیمی قادر به شبیه‌سازی پاسخ گردش جو در کنار توسعه سامانه‌های پیش‌بینی عددی وضع جوی شدند. مدل‌های اقلیمی شبیه‌سازی‌هایی را از جو به‌واسطه قوانین بنیادی فیزیک ارائه می‌کنند. این مدل‌ها جو، اقیانوس‌ها، خشکی‌ها، زیست‌سپهر و یخ سپهر را به نقطه شبکه‌های مختلفی تقسیم می‌کنند و سپس از معادلات مختلف برای شبیه‌سازی هر یک از مولفه‌های فوق استفاده می‌کنند. شبیه‌سازی‌ها در مقیاس زمانی مختلف برای هر نقطه شبکه طی ساعت‌ها تا دهه‌ها اجرا و بررسی می‌شود (Society، ۲۰۲۱).

مدل‌های گردش کلی به طور گسترده برای مطالعات سامانه اقلیم زمین، وردایی[3] و پاسخ آن به واداشت‌های مختلف به کار می‌روند (Lambert و Boer، ۲۰۰۱). این مدل‌ها ضمن ارائه فرمول‌بندی‌های عددی و طرح‌واره‌های فیزیکی پیچیده از جو، اقیانوس، یخ سپهر و زمین، در حالت جفت شده (جو-اقیانوس) با یکدیگر بر همکنش دارند که از آن‌ها برای شبیه‌سازی سامانه سه بعدی اقلیم استفاده می‌شود (Meehl و همکاران ۱۹۹۷). مدل‌های گردش کلی در چند دهه اخیر علاوه‌بر توسعه قابل‌توجه ساختار فیزیکی، پیشرفت زیادی را در گام زمانی (روزانه تا فصلی و دهه‌ای) داشته‌اند. این پیشرفت‌ها علاوه بر اینکه کمک شایان توجهی را به تصمیم‌گیری‌ها، تدوین استراتژی‌ها و سیاست‌گذاری‌های مناسب کرده است، پایه و اساس مباحث کلیدی تغییر اقلیم، همانند تعدیل و سازگاری را نیز فراهم کرده‌اند (Navarra، ۲۰۲۱).

بیشتر دانش ما از اقلیم آینده حاصل پیش‌نگری‌های مدل‌های گردش کلی است. باوجوداینکه این مدل‌ها منبع اصلی اطلاعات ما از اقلیم آینده هستند، اما به دلیل تفکیک افقی پایین، قادر به فراهم کردن اطلاعات دقیق در مقیاس محلی و منطقه‌ای نیستند. همچنین این مدل‌ها نمی‌توانند به طور دقیق فرایندهای کوچک مقیاس همانند همرفت[4] را شبیه‌سازی کنند، لذا در مقیاس‌های کوچک با چالش‌های زیادی همراه هستند (Schoof، ۲۰۱۳). چالش‌های فوق سبب شده است تا ایده مقیاس‌کاهی[5] (همچنین در برخی از منابع با عنوان ریزمقیاس نمایی نیز شناخته می‌شود) به‌عنوان روشی برای پر کردن شکاف بین تفکیک افقی پایین مدل‌های گردش کلی و مقیاس‌های کوچک‌تر (برای ارزیابی منطقه‌ای و پیامدهای اقلیم) شده است. به عبارت ساده‌تر مقیاس‌کاهی روشی برای تبدیل خروجی GCMs به مقیاس‌های منطقه‌ای و محلی است. به‌طورکلی مقیاس‌کاهی شامل دو رویکرد بنیادین آماری و دینامیکی است. شکل (۱) دو نوع مقیاس‌کاهی آماری و دینامیکی را به همراه مهمترین روش‌های مقیاس‌کاهی آماری نشان می‌دهد. همان‌طور که در این شکل نشان داده شده است، مقیاس‌کاهی می‌تواند از دو جنبه مکانی و زمانی بر برونداد مستقیم مدل‌های گردش کلی تأثیر بگذارد.



شکل ۱- رویکردهای مقیاس‌کاهی آماری و دینامیکی

مقیاس‌کاهی آماری یک روش تجربی بر اساس روابط آماری بین برونداد مستقیم مدل‌های گردش کلی و اقلیم محلی (عموماً ایستگاه) است که برای انجام آن می توان از نرم افزارهای متداول در این حیطه مانند نرم افزار SDSM[6] استفاده کرد. مقیاس‌کاهی آماری، فرایندهای فیزیکی جو و شرایط جغرافیایی منطقه را در برونداد مقیاس‌کاهی در نظر نمی‌گیرد و تنها از داده‌های اقلیمی مشاهداتی در مکان‌های منتخب (در سطح یک ایستگاه) استفاده می‌کند که یکی از محدودیت‌های این رویکرد نسبت به مقیاس‌کاهی دینامیکی است. این روش به دلیل سهولت به‌کارگیری، هزینه محاسباتی پایین‌تر و دانش فنی کمتر نسبت به مقیاس‌کاهی دینامیکی، بیشتر مورد توجه است.

مقیاس‌کاهی دینامیکی از مدل‌های اقلیمی منطقه‌ای (RCM)[7]

برای شبیه‌سازی جو و جفت‌شدن آن با مولفه‌های سطح زمین با تفکیک افقی بالا، اما در یک قلمرو[8] محدود استفاده می‌کند. در این رویکرد شرایط مرزی می‌تواند از یک GCM یا حتی یک مجموعه داده بازتحلیل گرفته شود. به‌عبارت‌دیگر مقیاس‌کاهی دینامیکی با اجرای مجدد یک مدل اقلیمی در منطقه‌ای محدود، سعی دارد از طریق لحاظ نمودن شرایط آغازگری به این فرایند ارزش‌افزوده داده و خروجی‌های نسبتاً نزدیک به مشاهدات را فراهم آورد. شرایط آغازگری شامل ارائه جغرافیای دقیقی از منطقه با درنظرگرفتن داده‌هایی همچون توپوگرافی، کاربری اراضی، پوشش گیاهی، دمای سطح آب و نوع و رطوبت خاک است (Neelin، ۲۰۱۰). هر چند که مقیاس‌کاهی دینامیکی ارزش افزوده زیادی برای استفاده از GCMs تولید می‌کند؛ اما به دلایل بسیاری از جمله دانش فنی پیچیده و هزینه محاسباتی سنگین، کمتر مورداستفاده قرار می‌گیرد. شایان‌ذکر است که مقیاس‌کاهی دینامیکی در ابتدا بیشتر توسط هواشناسان برای پیش‌بینی عددی جو (NWP)[9] مورد استفاده قرار گرفت و سپس به‌تدریج توسط اقلیم‌شناسان با استفاده از مدل‌هایی همانند RegCM[10] و WRF[11] به کار گرفته شد.

تاریخچه مقیاس‌کاهی

اولین روش‌های مقیاس‌کاهی در اواخر دهه ۱۹۴۰ توسط Klein (۱۹۴۸) ابداع و همگام با سال‌های اولیه توسعه مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع جوی (NWP) در اواخر دهه ۱۹۵۰ عملیاتی شد. قبل از عملیاتی شدن مدل‌های پیش‌بینی عددی وضع جوی، تفکیک افقی این مدل‌ها برای پیش‌بینی اقلیم پایین‌تر از آن بود که بتوان به‌واسطه آن‌ها متغیرهای مورد نظر را پیش‌بینی نمود، لذا این نسل از مدل‌ها تعداد محدودی از متغیرها، مانند فشار و دما را ارائه می‌دادند. در اواخر دهه ۱۹۵۰، داده‌های مشاهداتی نسبتاً خوبی به شکل سری‌های زمانی در دسترس بود. Klein و همکاران (۱۹۵۹) از این داده‌ها برای کشف روابط آماری بین گردش بزرگ‌مقیاس شبیه‌سازی شده توسط مدل‌ها و داده‌های مشاهداتی در مقیاس منطقه‌ای استفاده کردند. ایشان از یک مدل آماری برای مقیاس‌کاهی برونداد پیش‌بینی گردش بزرگ‌مقیاس شبیه‌سازی شده و تعمیم نتایج آن به مقیاس منطقه‌ای استفاده کردند. فرض کلیدی این رویکرد این بود که پیش‌بینی‌کننده بزرگ مقیاس، کاملاً به‌واسطه مدل عددی پیش‌بینی می‌شود و ازاین‌رو، این رویکرد پیش‌آگاهی کامل (PP)[12] نامیده شد. جمع‌آوری این پیش‌بینی‌ها بعدها پایگاه داده نسبتاً خوبی را فراهم کرد که تحلیل آن‌ها کلیدی برای مطالعات بعدی شد. تحلیل پیش‌بینی‌ها نشان داد: ۱- پیش‌بینی‌های عددی کامل نیستند و ۲- این پیش‌بینی‌ها نسبت به مشاهدات، اریبی سیستماتیک دارند (Maraun و Widmann، ۲۰۱۸). یک پرسش اساسی مطرح شد که چگونه می‌توان اریبی سیستماتیک مدل‌ها را تا حد امکان کاهش داد و یا تصحیح کرد.

Glahn و Lowry (۱۹۷۲) رویکرد جدیدی را توسعه دادند. در این رویکرد از آرشیو پیش‌بینی‌های عددی برای واسنجی[13] پیش‌بینی‌کننده‌ها استفاده شد. از آنجایی‌که این رویکرد یک پس پردازش از مدل‌های عددی است، با عنوان آماره‌های برونداد مدل (MOS)[14] نامیده شد. مزیت کلیدی رویکرد MOS، اعمال تصحیح اریبی[15] بر روی برونداد GCM است. سامانه‌های پیش‌بینی جوی فعلی از رویکردهای پیچیده MOS با چندین پیش‌بینی‌کننده استفاده می‌کنند که به‌طور مداوم برای افزایش مهارت پیش‌بینی استفاده می‌شوند.

به موازات رویکرد آماره‌های برونداد مدل (MOS)، رویکردهای عددی دیگری برای بهبود تفکیک افقی و دقت در پیش‌بینی‌ها توسعه داده شد. اولین مدل منطقه محدود در مرکز ملی تحقیقات علوم جوی ایالات متحده آمریکا توسعه یافت و در سال ۱۹۷۱ عملیاتی شد. این مدل در بر گیرنده ایالات متحده آمریکا، کانادا و اقیانوس منجمد شمالی بود. تفکیک افقی این مدل ۱۹۰/۵ کیلومتر و تا عرض ۶۰ درجه شمالی را پوشش می‌داد. یک دهه بعد Gates (۱۹۸۵) اولین بحث مفهومی را از مقیاس‌کاهی منتشر نمود. وی اولین کسی بود که واژه Downscale یا مقیاس‌کاهی را ارائه کرد . با مطرح شدن ایده مقیاس‌کاهی توسط گتس در سال ۱۹۸۵ این رویکرد از آغاز تا به امروز به دو گروه مقیاس‌کاهی‌های دینامیکی و آماری تقسیم بندی شده‌است که پیش‌تر مورد بحث قرار گرفت.

اولین پیش‌نگری‌های اقلیمی بر پایه مدل‌های گردش کلی (GCMs) توسط Manabe و Wetherald (۱۹۷۵) منتشر شد که بیشتر برای درک پاسخ اقلیم جهانی به واداشت‌های خارجی طراحی شده بود. در دهه ۱۹۸۰ با شروع به کار برنامه تحقیقات جهانی اقلیم (WCRP)[16]، توجه به پیش‌نگری‌های اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای هم‌زمان با آگاهی پژوهشگران از پیامدهای احتمالی تغییر اقلیم شکل گرفت. درک تغییرات بالقوه اقلیم و پیامدهای آن در مقیاس منطقه‌ای و برنامه‌ریزی برای سازگاری با تغییر اقلیم به‌عنوان محرکی جدی باعث شد تا رویکردهای مقیاس‌کاهی برای پیش‌نگری‌های اقلیمی توسعه پیدا کنند (Manabe و Wetherald، ۱۹۷۵). مدل‌سازی و شبیه‌سازی تغییر اقلیم، به‌عنوان یک موضوع مهم تحقیقاتی توسط بسیاری از پژوهشگران موردتوجه قرار گرفت، به‌طوری‌که امروزه بخش قابل‌توجهی از ادبیات پژوهشی اقلیم در سطح جهانی به تغییر اقلیم و مدل‌های اقلیمی اختصاص دارد.

رویکردهای مختلف مقیاس‌کاهی آماری

مقیاس‌کاهی آماری اساساً به طور مستقل با دو رویکرد متفاوت شامل رویکرد پیش‌آگاهی کامل (PP) در دهه ۱۹۵۰ و رویکرد آماره‌های برونداد مدل (MOS) در اوایل دهه ۱۹۷۰ برای تولید پیش‌بینی‌های جوی محلی بر پایه پیش‌بینی عددی وضع جوی با تفکیک افقی بالا توسعه یافت. این دو رویکرد حتی بعدها جهت شبیه‌سازی‌های مدل اقلیمی نیز به کار برده شده‌اند. از سوی دیگر علاوه‌بر این دو رویکرد، رویکرد دیگری با عنوان مولدهای جوی (WGs)[۱۷] توسعه یافت که بیشتر در پژوهش‌های هیدرولوژیکی کاربرد دارد (Maraun و Widmann، ۲۰۱۸).

هر مدل اقلیمی به طور خاص فقط برای نمایش برخی از جنبه‌های دنیای واقعی طراحی شده است. این مسئله به‌خصوص برای رویکردهای مقیاس‌کاهی آماری با روش‌های مختلف که تنها قادر به بازتولید بخش محدودی از سامانه اقلیم هستند، صادق است. درحالی‌که به‌کارگیری یک رویکرد مقیاس‌کاهی توسط یک کاربر ممکن است مناسب باشد، همین رویکرد ممکن است توسط کاربر دیگری کاملاً نامناسب باشد. برای آگاهی از اینکه چگونه یک رویکرد مقیاس‌کاهی ممکن است علاوه‌بر اینکه نیازهای یک کاربر خاص را برطرف کند، چارچوب مناسبی را برای ارزیابی معقول پیامدهای تغییر اقلیم ارائه دهد، باید در نظر بگیریم که رویکرد مورد نظر قادر به پاسخگویی به چه جنبه‌هایی از سامانه اقلیم است.

هر یک از رویکردهای مقیاس‌کاهی آماری روش‌های متعددی دارد، لذا باید هر یک از روش‌ها در چهار جنبه اساسی مانند: جنبه‌های حاشیه‌ای[۱۸]، جنبه‌های زمانی[۱۹]، جنبه‌های مکانی[۲۰] و جنبه‌های چند متغیره[۲۱] مورد مطالعه قرار گیرند (Maraun، ۲۰۱۹). این مقاله به‌طور مشخص رویکردهای مقیاس‌کاهی‌های آماری را بررسی کرده و بر همین اساس در ادامه به طور کامل در خصوص این رویکردها بحث شده است.

۱- رویکرد پیش‌آگاهی کامل (PP)

مدل‌های گردش کلی (GCMs) علاوه‌بر اینکه قادر به شبیه‌سازی فرایندهای اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای نیستند، توانایی محدودی برای نمایش فرایندهای متوسط مقیاس دارند. این مدل‌ها اغلب مهارت‌های قابل ملاحظه‌ای در شبیه‌سازی تغییرپذیری در مقیاس همدید مانند عبور سیکلون‌ها و آنتی سیکلون‌ها دارند. مقیاس‌کاهی آماری با رویکرد پیش‌آگاهی کامل (PP): از این مهارت برای شبیه‌سازی اقلیم منطقه‌ای استفاده می‌کند. رویکرد پیش‌آگاهی کامل (PP)، به‌واسطه به‌کارگیری یک مدل آماری، پیش‌بینی‌کننده‌های بزرگ مقیاس را که از طریق داده مشاهداتی واسنجی (کالیبره) شده‌اند به پیش‌بینی‌شونده‌های مقیاس محلی مرتبط می‌کند. این رویکرد سه فرض‌بنیادی دارد که در ادامه بررسی می‌شود:

۱- پیش‌فرض کامل: پیش‌بینی‌کننده‌ها باید به‌طور واقع‌بینانه و بدون هر نوع اریبی توسط مدل گردش کلی شبیه‌سازی شوند. علاوه‌براین در زمینه تغییر اقلیم، پاسخ پیش‌بینی‌کننده‌ها به واداشت خارجی باید با اطمینان شبیه‌سازی شود.

۲- فرض اطلاع‌رسانی: پیش‌بینی‌کننده‌ها بخش بزرگی از وردایی منطقه‌ای را در مقیاس‌های زمانی مورد نظر منعکس می‌کنند. در زمینه تغییر اقلیم، تمام پیش‌بینی‌کننده‌های مرتبط باید گنجانده شوند به گونه‌ای که تغییرات آینده در متغیر پیش‌بینی‌شونده مشخص شود.

۳- فرض ساختار مدل: مدل آماری باید ساختار مناسبی داشته باشد. این فرض بیان می‌کند که تأثیر پیش‌بینی‌کننده‌ها بر پیش‌بینی‌شونده‌ها باید به‌طور منطقی لحاظ شود (Maraun و Widmann، ۲۰۱۸).

روش‌های مورد استفاده برای مقیاس‌کاهی با رویکرد (PP) بسیار متنوع هستند. این روش‌ها را می‌توان به سه دسته شامل روش‌های رگرسیون[۲۲]، روش‌های طبقه‌بندی جوی[۲۳] و روش‌های قیاسی و بازنمونه‌گیری[۲۴] تقسیم‌بندی کرد. روش‌های رگرسیون را می‌توان به چندین دسته دیگر همانند مدل‌های خطی[۲۵]، مدل‌های خطی تعمیم یافته[۲۶]، مدل‌های رگرسیون غیرخطی[۲۷] و مدل‌های رگرسیون چندگانه[۲۸] تقسیم بندی کرد.

- **محدودیت‌های رویکرد پیش‌آگاهی کامل (PP):** هر یک از روش‌های مذکور در این رویکرد محدودیت‌های مختلفی دارد. به‌عنوان‌مثال روش‌های قیاسی برای نمایش دما محدودیت‌هایی دارند. آن‌ها همبستگی مکانی را کمتر از مقدار واقعی برآورد کرده و حتی برآورد دقیقی از میانگین‌های اقلیمی ندارند. همچنین از دیگر اشکالات این روش این است که قادر به شبیه‌سازی رخدادهای فرین[۲۹] نیستند و تغییرات دما همانطور که بالاتر نیز گفته شد به طور قابل ملاحظه‌ای کمتر از مقدار واقعی برآورد می‌شود. زیرا هیچ قیاسی از آینده وجود ندارد که وضعیت ترمودینامیکی[۳۰] اقلیم آینده را بتوان با آن توصیف نمود (Maraun، ۲۰۱۹).

۲- رویکرد آماره‌های برونداد مدل (MOS)

این رویکرد در واقع به هر روشی که به‌نوعی یک تابع آماری بین داده مشاهداتی و مدل را فراهم آورد و سپس این تابع را برای برونداد مستقیم مدل در آینده اعمال نماید، گفته می‌شود. به‌عبارت‌دیگر در رویکرد آماره‌های برونداد مدل (MOS)، یک روش آماری بین پیش‌بینی‌کننده‌های بزرگ مقیاس شبیه‌سازی شده توسط یک مدل اقلیمی و پیش‌بینی‌شونده‌های مقیاس منطقه‌ای مشاهداتی در طی یک دوره تاریخی واسنجی می‌شود. این مدل آماری سپس جهت مقیاس‌کاهی پیش‌بینی‌کننده‌های شبیه‌سازی شده به‌وسیله مدل مذکور به کار می‌رود. استفاده از داده‌های مدل اقلیمی تحت واسنجی، کلید اساسی در رویکرد MOS است

که به طور ذاتی اریبی مدل را تصحیح می‌کند. در برنامه‌های کاربردی تغییر اقلیم معمولاً این محدودیت دیده می‌شود که برونداد مستقیم مدل با داده‌های مشاهداتی هماهنگ نیست؛ بنابراین فقط سری‌های بلندمدت از یک متغیر شبیه‌سازی شده و متغیر مشاهداتی متناظر آن را می‌توان با یکدیگر مقایسه کرد. این روش به طور گسترده‌ای به‌عنوان تصحیح اریبی یا تعدیل اریبی[۳۱] شناخته می‌شود که در سال‌های اخیر از سوی اقلیم‌شناسان به طور گسترده‌ای مورداستفاده قرار گرفته است. رویکرد آماره‌های برونداد مدل (MOS) دارای سه فرض بنیادی است که در ادامه این سه فرض بررسی می‌شود.

۱- به‌طور معمول، تنها یک فرض تغییرناپذیر کلی در زمینه MOS در پژوهش‌های تغییر اقلیم اعمال می‌شود. Maraun و Widmann (۲۰۱۸) مطابق با مفروضات پیش‌آگاهی کامل این فرض را به‌صورت زیر بیان کردند:

- پیش‌بینی‌کننده‌های MOS باید با اطمینان شبیه‌سازی شوند. این فرض تبیین‌کننده این امر است که در دوره مشاهداتی شبیه‌سازی‌ها باید واقع‌بینانه باشند. در زمینه تغییر اقلیم، تغییرات پیش‌بینی‌کننده‌ها باید با اطمینان شبیه‌سازی شوند.

- پیش‌بینی‌کننده‌های MOS باید نماینده متغیر هدف باشند؛ یعنی باید قادر به ارائه الگوی تغییرات زمانی-مکانی صحیح باشند. تابع انتقال باید ساختار مناسبی داشته باشد که تحت شرایط اقلیمی در حال تغییر قابل‌اجرا باشد.

۲- فرض دوم، طبق این فرض تصحیح اریبی برای مقیاس‌کاهی به مقیاس‌های کوچک‌تر (یعنی در سطح ایستگاه‌ها) محدود می‌شود.

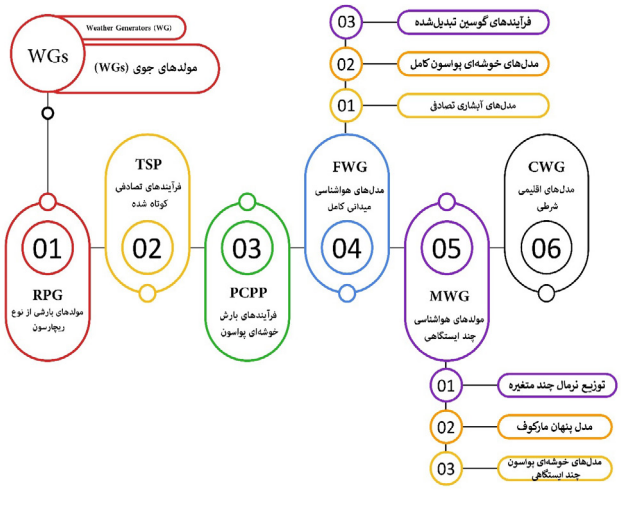
۳- فرض سوم، این فرض با تغییرات روند بلندمدت در ارتباط است.

به‌طورکلی روش‌های مورد استفاده برای مقیاس‌کاهی با رویکرد MOS را می‌توان به چهار دسته رویکرد تغییر عامل[۳۲]، رویکرد تصحیح افزودنی و نسبت‌گیری[۳۳]، رویکرد تصحیح واریانس و نگاشت چندک[۳۴] و تصحیح اریبی چند متغیره[۳۵] تقسیم‌بندی کرد.

- **محدودیت‌های رویکرد آماره‌های برونداد مدل (MOS):** روش‌های تصحیح اریبی رویکرد MOS دو محدودیت عمده دارند. نخستین محدودیت این روش‌ها بیشتر در مقیاس‌کاهی به مقیاس‌های ریز[۳۶] و دوم عدم توانایی این روش‌ها در شبیه‌سازی نشانگرهای منطقه‌ای تغییر اقلیم است. لذا برای حل این دو مسئله علاوه‌بر توسعه روش‌های جدید نیاز به مدل‌سازی آماری پیشرفته، همراه با درک فیزیکی صحیح از فرایندهای سامانه اقلیم است (Maraun، ۲۰۱۹).

۳- مولدهای جوی (WGs)

مولدهای جوی، مدل‌های تصادفی از متغیرهای هواشناسی هستند. این گروه از روش‌ها برای مطالعات تغییر اقلیم می‌توانند در دو روش مختلف باشند: روش اول شرطی کردن مولد جوی بر روی مجموعه‌ای از پیش‌بینی‌کننده‌ها به شکل روزانه است. این رویکرد به نوعی شکل پیچیده‌ای از مقیاس‌کاهی آماری از نوع پیش‌آگاهی کامل است. در روش دوم، متغیرهای مولد جوی از برونداد مستقیم مدل (DMO)[۳۷] با روش تغییر عامل تصحیح می‌شوند. روش‌های مورد استفاده برای مقیاس‌کاهی با رویکرد مولدهای جوی (WGs) بسیار است که می‌توان به روش‌های مولدهای بارشی از نوع ریچارسون (RPG)[۳۸]، فرایندهای تصادفی کوتاه شده (TSP)[۳۹]، فرایندهای بارش خوشه‌ای پواسون (PCPP)[۴۰]، مولدهای اقلیمی چندمتغیره (MVG)[۴۱]، مدل‌های اقلیمی شرطی (CWG)[۴۲]، مولدهای هواشناسی چند ایستگاهی (MWG)[۴۳]، مدل‌های هواشناسی میدانی کامل (FWG)[۴۴] و مولدهای اقلیمی روزانه اشاره کرد. برخی از این روش‌ها به چند روش دیگر تقسیم‌بندی می‌شوند که در شکل (۲) نشان داده شده است. نرم‌افزارهای مختلفی برای روش‌های مولدهای تصادفی اقلیم توسعه داده شده‌اند که یکی شناخته‌شده‌ترین آن‌ها نرم‌افزار LARS-WG است.



شکل ۲- روش‌های مورد استفاده برای مقیاس‌کاهی با رویکرد مولدهای جوی (WGs)

- **محدودیت‌های رویکرد مولدهای جوی (WGs):** در رویکرد مولدهای جوی، هر متغیری که واسنجی می‌شود در اصل باید اقلیم فعلی را به‌خوبی نمایش دهد. کارایی این رویکرد از مقیاس‌کاهی، به دلیل در دسترس نبودن مدل‌های آماری مناسب برای بازتولید پیچیدگی اقلیم در مقیاس منطقه‌ای محدود می‌شود. این محدودیت زمانی اهمیت بیشتری دارد که برای مدل‌سازی در دوره‌های طولانی، شبیه‌سازی ورودی درون سالی و وابستگی مکانی دشوار است. همچنین باید توجه داشت که برای مولدهای جوی، تغییرات شبیه‌سازی شده از اقلیم باید نماینده آن اقلیم در مقیاس منطقه‌ای باشد (Maraun، ۲۰۱۹).

بر اساس آنچه که مطرح شد یک پرسش کلیدی پیش می‌آید که آیا مقیاس‌کاهی و یا تصحیح اریبی ارزش افزوده[۴۵] ایجاد می‌کند یا خیر؟

برای پاسخ صحیح به این پرسش ابتدا باید ارزش افزوده را تعریف کرد. ارزش افزوده یک پل بر شکاف بین تفکیک افقی پایین مدل‌های گردش کلی و مقیاس‌های منطقه‌ای اقلیم است. به عبارت ساده‌تر ارزش افزوده یعنی تولید شبیه‌سازی‌هایی که نماینده اقلیم منطقه‌ای هستند (Rummukainen، ۲۰۱۶). با این تعریف باید دو فرض کلیدی را در ارزش افزوده برای مدل‌های گردش کلی در نظر گرفت. نخست، ممکن است مقیاس‌کاهی باعث ایجاد ارزش‌افزوده در برونداد مدل موردنظر شود تا فرایندهای پارامترسازی شده بهبود یابد. به‌عنوان‌مثال رشته کوه‌ها معمولاً در GCMها نسبتاً هموارتر از واقعیت در نظر گرفته می‌شوند. این امر بر جریان بزرگ مقیاس تأثیر نمی‌گذارد و درعین‌حال با لحاظ نمودن توپوگرافی دقیق در مقیاس‌کاهی سبب ایجاد ارزش‌افزوده می‌شود. دوم، در GCMها اقلیم در مقیاس منطقه‌ای به‌خوبی نمایش داده نمی‌شود. به‌عنوان‌مثال میانگین بارش روزانه یک GCM حتی اگر انطباق خوبی با داده‌های مشاهداتی داشته باشد ممکن است از نظر ویژگی‌های بارش همانند شدت و تداوم نسبت به داده‌های مشاهداتی اریبی داشته باشد.

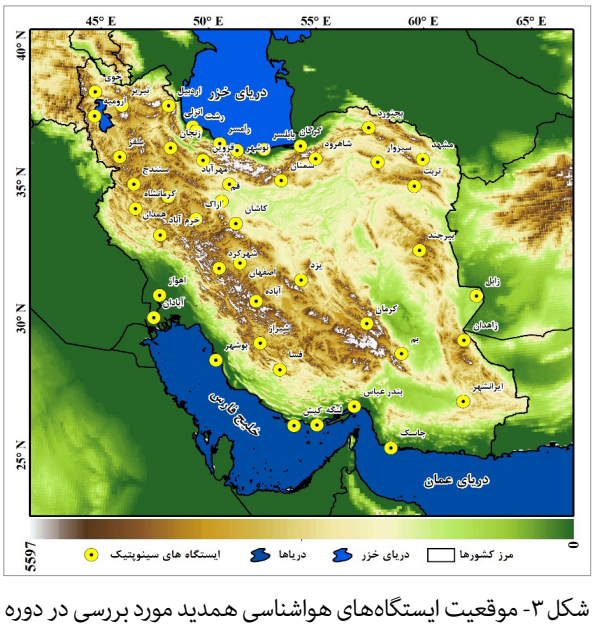
مقیاس‌کاهی با ایجاد ارزش افزوده، شکاف بین تفکیک افقی پایین مدل‌های گردش کلی و مقیاس‌های منطقه‌ای اقلیم را از بین می‌برد؛ درحالی‌که روش‌های تصحیح اریبی ارزش افزوده‌ای برای مدل‌های گردش کلی ایجاد نمی‌کنند. استفاده از روش‌های تصحیح اریبی زمانی که پیش‌بینی شونده در مقیاس کوچکتری نسبت به پیش‌بینی‌کننده باشد به دو دلیل مشکل ساز است: ۱- وردایی زمانی در مقیاس کوچک معمولاً به‌طور کامل توسط وردایی در مقیاس بزرگ تعیین نمی‌شود، مانند بارش. در اینجا تصحیح اریبی می‌تواند منجر به بالا رفتن واریانس، تغییرپذیری غیرواقعی و در نتیجه تولید فرین‌های غیر واقعی و ایجاد خطا در روندهای بلندمدت شود. ۲- فرآیندهای منطقه‌ای ممکن است به‌درستی نمایش داده نشوند. لذا برای پرداختن به این مشکل پیشنهاد می‌شود از تصحیح اریبی در همان مقیاس استفاده شود و مقیاس‌کاهی به‌طور جداگانه در مرحله بعدی انجام شود (Neelin، ۲۰۱۰).

جنبه دیگری که در بحث مقیاس‌کاهی آماری و تصحیح اریبی بسیار اهمیت دارد مسئله عدم قطعیت است. در یک تعریف ساده عدم قطعیت درک ناقص سامانه اقلیم زمین و بر همکنش مولفه‌های آن است که می‌تواند شامل وردایی طبیعی سامانه اقلیم، محدودیت‌های مدل‌های اقلیمی، اریبی، و خطاهای اندازه‌گیری از ابزارها، انتخاب روش‌های نامناسب و در نهایت به‌کارگیری نرم‌افزارهای نامناسب باشد (Cho، ۲۰۲۳)؛ بنابراین برای روشن شدن تأثیر به‌کارگیری روش و نرم‌افزار نامناسب در افزایش عدم قطعیت، در ادامه دو روش نسبت‌گیری از رویکرد آماره‌های برونداد مدل (MOS) برای تصحیح اریبی متغیرهای دمای کمینه و بیشینه با یکدیگر مقایسه می‌شوند. همچنین خروجی با استفاده از نرم‌افزار CMhyd و زبان برنامه‌نویسی R با یکدیگر مقایسه می‌شوند تا عدم قطعیت ناشی از به‌کارگیری نرم‌افزار بررسی شود. براین‌اساس، این پژوهش در دو بخش سازماندهی شده است. در بخش نخست معرفی کوتاهی از داده‌ها و روش‌های به‌کار رفته شرح داده می‌شود. سپس برونداد مستقیم مدل (DMO) و تصحیح شده اریبی با روش‌های نسبت‌گیری خطی (LS)[۴۶] و نسبت‌گیری واریانس (VST)[۴۷] با CMhyd و R مقایسه می‌شود.

داده‌ها و روش تحقیق

• داده‌های مورد استفاده

در بخش ابتدایی این پژوهش، مقیاس‌کاهی آماری به‌عنوان ارتباط آماری بین مقیاس‌های محلی و بزرگ‌مقیاس تعریف شد و بیان شد این رویکرد مقیاس‌کاهی از داده‌های اقلیمی مشاهداتی در مکان‌های منتخب (در سطح یک ایستگاه) استفاده می‌کند؛ لذا روشن است که داده‌های مشاهداتی کنترل کیفی شده و بدون شکاف آماری مبنای مقیاس‌کاهی آماری هستند. براین‌اساس در این پژوهش از داده‌های ۴۶ ایستگاه هواشناسی همدید برای متغیر دمای کمینه و بیشینه طی دوره آماری (۲۰۱۴-۱۹۸۰) در ایران استفاده شد (شکل ۳).



شکل ۳- موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی همدید مورد بررسی در دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۸۰

• مدل EC-Earth3-CC مشارکت یافته در CMIP6

برونداد مستقیم مدل EC-Earth3-CC از سری مدل‌های مشارکت یافته در CMIP6 است که در این پژوهش استفاده شده است. مدل EC-Earth یک مدل سامانه زمین ماژولاری (MESM)[۴۸] است که به طور مشترک توسط انجمن اروپایی با همین نام توسعه‌یافته است. مدل EC-Earth3-CC به همراه بسیاری از مدل‌های EC-Earth3 توسعه یافت تا ابزاری یکپارچه، برای مطالعات سامانه زمین ارائه دهد. این مدل یک مدل منحصربه‌فرد از میان مدل‌های EC-Earth3 قلمداد می‌شود که پیکربندی‌های متعددی دارد. تنوع در پیکربندی‌های مدل EC-Earth3 ضمن اجراهای کارآمدتر، زمینه را برای شناسایی واداشت‌های مناسب فراهم می‌آورد (Döscher و همکاران، ۲۰۲۱). مدل EC-Earth3-CC با مدل جو-سطح زمین، اقیانوس-یخ دریا، دینامیک پوشش گیاهی، مدل ترکیبات جوی با درنظرگرفتن CO_2 و بیو ژئوشیمی دریا با لحاظ نمودن نسبت اختلاط و شار CO_2 اجرا می‌شود (جدول ۱). همان‌طور که در جدول (۱) مشخص است مدل EC-Earth3-CC یکی از کامل‌ترین مدل‌های مشارکت یافته در CMIP6 است که تفکیک افقی ۰/۷ درجه قوسی دارد. در این پژوهش از برونداد این مدل برای دوره تاریخی ۲۰۱۴-۱۹۸۰ استفاده شده است.

جدول ۱- پیکربندی‌های مدل EC-Earth مشارکت یافته در CMIP6 (Döscher و همکاران، ۲۰۲۱)

پیکربندی مدل‌ها	جو+سطح زمین	اقیانوس + یخ دریا	دینامیک پوشش گیاهی	ترکیبات جوی	بیوژئوشیمی دریا	صفحه یخی گرینلند
	IFS 36r4+HTESSEL	NEMO3.6+LIM3	LPJ-GUESS	TM5	PISCES	PISM
EC-Earth3	•	•				
EC-Earth3-Veg	•	•	•			
EC-Earth3-AerChem	•	•		•		
EC-Earth3-CC	•	•	•	X(CO2 (only	X(CO2 fluxes and mixing (ratio only	
EC-Earth3-GrIS	•	•	•			•

• روش تحقیق

در این تحقیق رویکرد آماره‌های برونداد مدل MOS که به‌عنوان تصحیح اریبی شناخته می‌شود، بررسی شد. برای این منظور از برونداد متغیر دمای کمینه و بیشینه مدل EC-Earth3-CC مشارکت یافته در CMIP6 استفاده شد. همان‌طور که در بخش‌های قبلی بیان شد رویکرد MOS به چهار دسته رویکرد تغییر عامل، رویکرد تصحیح افزودنی و نسبت‌گیری، رویکرد تصحیح واریانس و نگاشت چندک و رویکرد تصحیح اریبی چند متغیره تقسیم می‌شود. در این پژوهش از رویکرد نسبت‌گیری استفاده شد. برای رویکرد نسبت‌گیری نیز روش‌های مختلفی توسعه یافته است که می‌توان به روش‌های نسبت‌گیری خطی (LS) و نسبت‌گیری واریانس (VST) اشاره کرد. یکی از نرم‌افزارهایی که در سال‌های اخیر در ایران برای تصحیح اریبی مورد توجه قرار گرفته است، نرم‌افزار CMhyd است که تحت سیستم‌عامل ویندوز توسعه یافته است (Rathjens و همکاران، ۲۰۱۶). هر چند، این نرم‌افزار برای CMIP6 توسعه داده نشده است اما از این نرم‌افزار به‌منظور تصحیح اریبی برونداد مدل‌های پروژه CMIP6 در ایران استفاده شده است. در ادامه شرح دو روش نسبت‌گیری خطی (LS) و نسبت‌گیری واریانس (VST) ارائه شده است که این دو روش برای دوره تاریخی ۲۰۱۴-۱۹۸۰ یکبار با استفاده از نرم‌افزار CMhyd و بار دیگر توسط برنامه نوشته شده در محیط زبان برنامه نویسی R اجرا شده و نتایج بررسی شد.

روش نسبت‌گیری خطی با هدف منطبق کردن کامل میانگین ماهانه مقادیر تصحیح شده با مقادیر مشاهداتی است (Lenderink و همکاران، ۲۰۰۷). این روش با تصحیح مقادیر روزانه / ماهانه بر اساس تفاوت بین داده مشاهداتی و برونداد مستقیم مدل DMO عمل می‌کند که معمولاً دما با یک مقدار افزایشی اصلاح می‌شود. روش نسبت‌گیری خطی را می‌توان بر اساس روابط (۱) و (۲) تعریف کرد.

$$T_{his}(d)^* = T_{his}(d) + [\mu_m\{T_{obs}(d)\} - \mu_m\{T_{his}(d)\} \quad (۱)$$

$$T_{sim}(d)^* = T_{sim}(d) + [\mu_m\{T_{obs}(d)\} - \mu_m\{T_{his}(d)\}] \quad (۲)$$

در روابط ارائه شده T دما، d مخفف روزانه، μm میانگین بلندمدت ماهانه، علامت ستاره (*) بیانگر اریبی تصحیح شده است که به برونداد مستقیم مدل طی دوره تاریخی اشاره دارد. Obs بیانگر داده‌های مشاهداتی و sim بیانگر برونداد مستقیم GCM و his دوره تاریخی مدل است.

روش نسبت‌گیری واریانس یک رویکرد متناظر برای تصحیح میانگین و واریانس سری‌های زمانی به‌صورت گام‌به‌گام است که

توسط Chen و همکاران (۲۰۱۱) ارائه شد. از آنجایی‌که متغیر دما دارای توزیع نرمال است، برای تصحیح میانگین و واریانس متغیرهایی با توزیع نرمال مانند دما، از روش نسبت‌گیری واریانس برای تصحیح اریبی استفاده می‌شود (Teutschbein و Seibert، ۲۰۱۲). روش نسبت‌گیری واریانس را می‌توان همانند رابطه (۳) نوشت. در این رابطه، Tsim دمای مدل بر اساس برونداد مدل گردش کلی است. Tobs نشان دهنده دمای مشاهداتی ایستگاه سینوپتیک است. به همین ترتیب μ میانگین و σ انحراف معیار است.

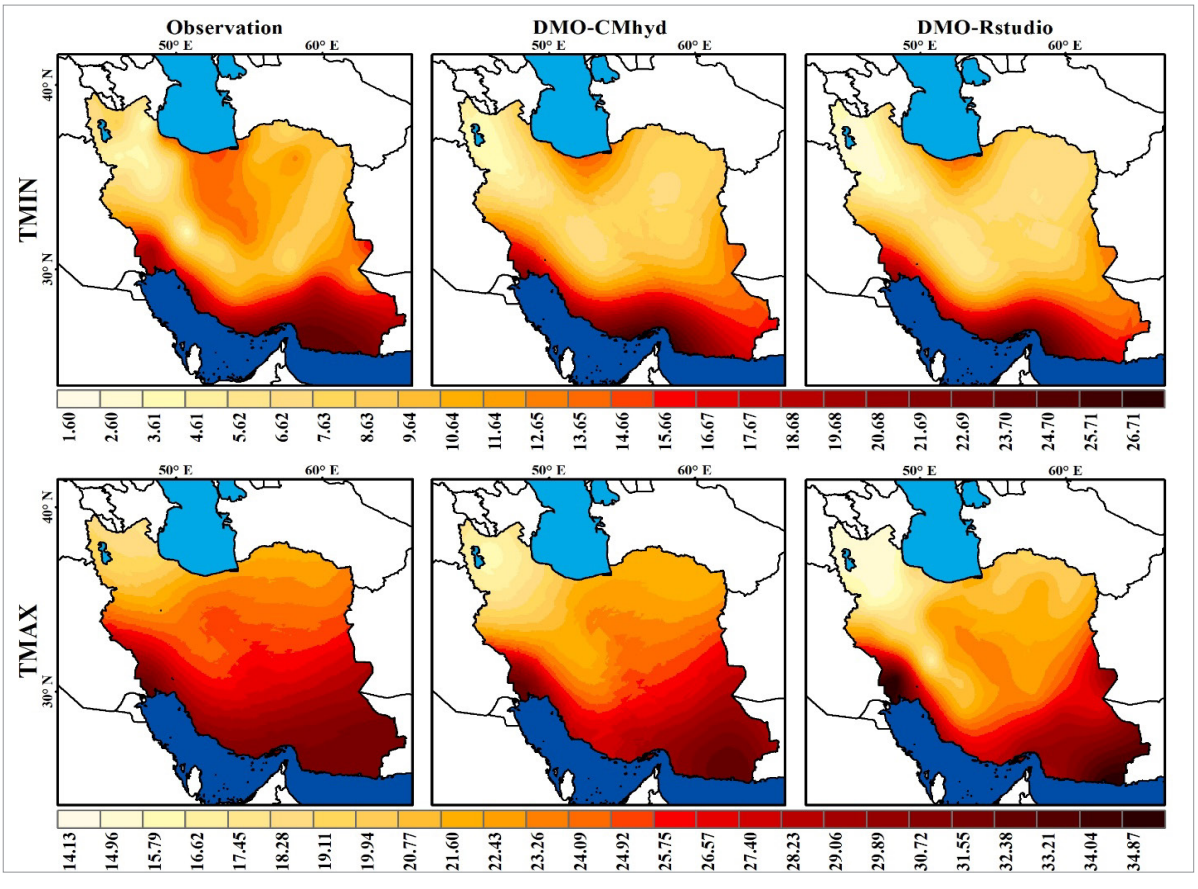
$$T_{cor,m,d} = \left[T_{sim,m,d} - \mu\left(T_{sim,m}\right)\right] \times \frac{\sigma(T_{obs,m})}{\sigma(T_{sim,m})} + \mu(T_{obs,m}) \quad (۳)$$

نتایج

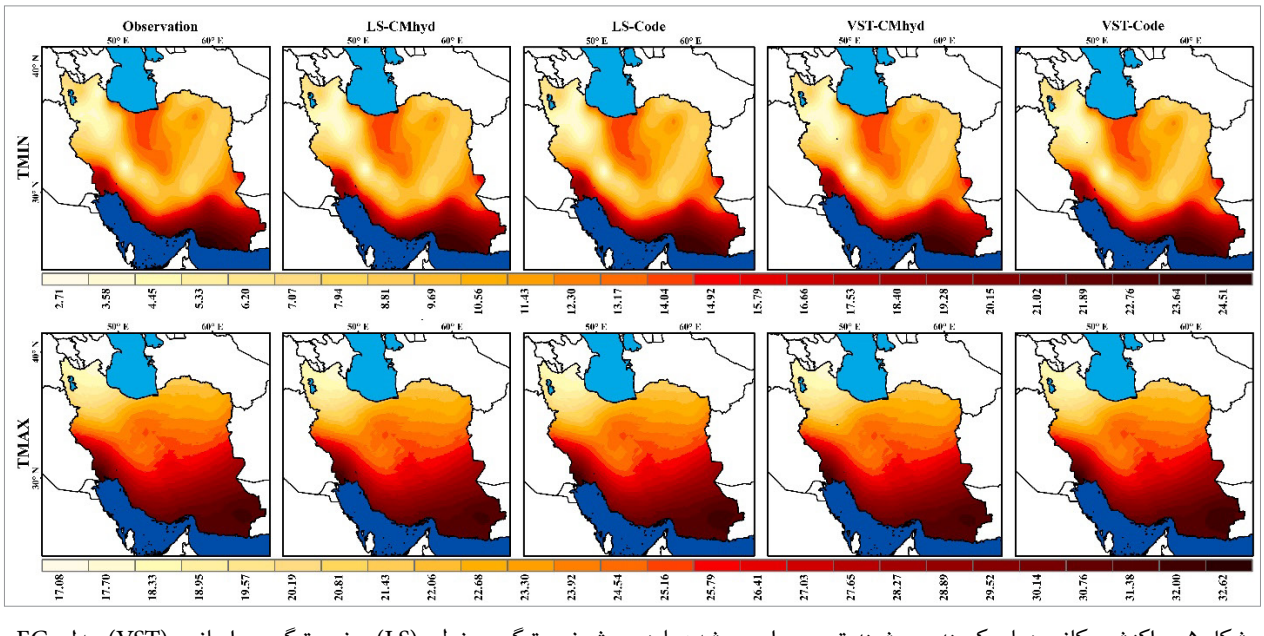
تغییرات سالانه دمای کمینه و بیشینه ایران براساس داده‌های ۴۶ ایستگاه هواشناسی همدید طی دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۸۰ نشان‌می‌دهد که دما در ایران تابع عرض جغرافیایی و ارتفاعات است (شکل ۴). کمینه‌های دمایی در سراسر ایران در ارتفاعات و مناطقی با عرض جغرافیایی بالا دیده می‌شود. بیشینه‌های دمایی نیز در هر دو متغیر مورد بررسی در سواحل جنوبی ایران از خلیج فارس تا دریای عمان مشاهده می‌شود. همین قاعده کلی در برونداد مستقیم مدل EC-Earth3-CC مشارکت یافته در CMIP6 نیز مشخص است. با این تفاوت که برونداد مدل به‌دست آمده از نرم‌افزار CMhyd به‌شکل سیستماتیک مقادیر دما را هم برای متغیر دمای کمینه و هم متغیر دمای بیشینه، بیشتر از مقدار واقعی مدل برآورد می‌کند. این نتیجه با بررسی نزدیک‌ترین نقطه شبکه‌ها و روی هم انداختن شبکه‌های ۰/۷ درجه قوسی EC-Earth3-CC در برونداد CMhyd و R مشخص شده‌است. برای مثال برونداد مستقیم دمای بیشینه مدل EC-Earth3-CC در میانگین بلند مدت (۲۰۱۴-۱۹۸۰)، در نزدیک‌ترین نقطه شبکه به ایستگاه‌های آبادان، سنندج، اصفهان و خرم‌آباد به‌ترتیب ۳۴/۲۲، ۱۵/۵۹، ۲۱/۲۸ و ۲۰/۳۰ درجه سلسیوس است. این مقدار برونداد مستقیم مدل EC-Earth3-CC برای میانگین این سری زمانی بدون هیچ‌گونه تغییری است. کاملاً روشن است که برونداد مستقیم یک مدل در یک نقطه شبکه معین باید یک مقدار یکسان باشد. اما نرم‌افزار CMhyd همین مقادیر را به‌ترتیب ۳۵/۲۳، ۱۶/۴۰، ۲۲/۲۹ و ۲۱/۳۱ درجه سلسیوس به‌دست آورده است. این نتیجه به روشنی نشان دهنده آن است که نرم‌افزار CMhyd حتی مقدار واقعی برونداد مستقیم یک مدل را به‌درستی استخراج نمی‌کند. همین امر باعث خطای قابل توجه در برونداد این نرم‌افزار خواهد شد. این اختلاف بیش از یک درجه سلسیوس در برونداد مستقیم مدل (DMO) توسط نرم‌افزار CMhyd باعث می‌شود تا نتوان اریبی سیستماتیک مدل‌ها را به‌درستی تشخیص داد. این نتیجه زمانی مورد توجه ویژه قرار می‌گیرد که درستی سنجی متغیرها نیز تحت تأثیر قرار می‌گیرند. برای مثال اریبی ایستگاه آبادان در مقیاس سالانه برای برونداد مستقیم مدل که بدون هیچ دستکاری توسط زبان برنامه‌نویسی R استخراج شده ۰/۶۹- درجه سلسیوس است در صورتی‌که با برونداد مستقیم به‌دست آمده از نرم‌افزار CMhyd این مقدار ۱/۷۰- درجه سلسیوس محاسبه شد. همین نتیجه برای سنجه‌های دیگر نیز صادق است. به‌طوری‌که ضریب توافق (d) بین برونداد مستقیم به‌دست آمده از زبان برنامه‌نویسی R مقدار ۰/۶۵ و برای نرم‌افزار CMhyd، ۰/۴۸ است. این اختلاف با درصد اریبی به‌شکل بهتری خود را نمایش می‌دهد. درصد اریبی بین داده‌های مشاهداتی و برونداد مستقیم مدل EC-Earth3-CC تنها ۲/۱۰ درصد است. درحالی‌که نرم‌افزار CMhyd این مقدار را به شکل غیر واقعی ۵/۱۰ درصد نشان می‌دهد. این نتایج به روشنی نشان می‌دهد که نرم‌افزار CMhyd به شکل غیرواقعی مدل EC-Earth3-CC را مدلی با اریبی بالا و ضریب توافق پایین نشان می‌دهد که باعث گمراه شدن کاربر در انتخاب صحیح مدل و حتی نتایج دور از واقعیت به‌خصوص برای فرین‌های اقلیمی خواهد شد. از منظری دیگر این مقدار غیرواقعی نرم‌افزار CMhyd باعث افزایش عدم قطعیت در برونداد مدل می‌شود. به‌طوری‌که گفته شد مدل‌ها منابع مختلفی از عدم قطعیت را دارند. برای کاهش عدم قطعیت پیشنهاد می‌شود که از کاربردی‌ترین و مرتبط‌ترین داده‌های اقلیمی از نظر مقیاس، متغیر، روش آماری، دوره زمانی و تفکیک افقی استفاده شود. لذا این پنج فاکتور که برای کاهش عدم قطعیت مدل‌ها باید با دقت کافی توسط کاربر متخصص در نظر گرفته شوند، در صورت عدم دانش کافی توسط کاربر می‌توانند عدم قطعیت را به‌شکل مضاعفی افزایش دهند. برای مثال نرم‌افزار CMhyd به‌دلیل آنکه برونداد مستقیم مدل DMO را برای مدل‌های مشارکت یافته در CMIP6 به شکل غیرواقعی گزارش می‌دهد باعث افزایش عدم قطعیت در خروجی نهایی خواهد شد. همچنین این بیش‌برآوردی غیر واقعی که از خروجی CMhyd در دوره تاریخی مشاهده شده است می‌توان در آینده نرخ غیر واقعی از گرمایش را تولید کرده و به‌شکل نمایی خطا را تا پایان قرن افزایش دهد (شکل ۴).

تصحیح اریبی برونداد مستقیم مدل EC-Earth3-CC مشارکت یافته در CMIP6 برای دو متغیر دمای کمینه و بیشینه با دو روش نسبت‌گیری خطی (LS) و نسبت‌گیری واریانس (VST) از رویکرد آماره‌های برونداد مدل بررسی شد. نتایج نشان داد نرم‌افزار CMhyd پس از تصحیح اریبی نیز به دلیل خطایی که در استخراج برونداد مستقیم مدل به آن اشاره شد، مجدداً بیش از یک درجه سلسیوس نسبت به برونداد تصحیح شده اریبی توسط R خطا دارد. مقایسه نتایج ارائه شده در شکل (۵) برای تصحیح اریبی با دو روش نسبت‌گیری خطی (LS) و نسبت‌گیری واریانس (VST) با CMhyd و R، نشان دهنده اختلاف حداقل یک درجه سلسیوسی بین خروجی تصحیح اریبی شده CMhyd با R در همان روش

است. این نتایج در مجموع نشان می‌دهند در دسترس بودن و سهولت به‌کارگیری یک نرم‌افزار دلیل خوبی برای استفاده از آن در یک تحقیق علمی نمی‌باشد و همانطور که نشان داده شد می‌تواند باعث افزایش خطا در نتایج به‌دست آمده شود.



شکل ۴- پراکنش مکانی دمای کمینه و بیشینه سالانه ۴۶ ایستگاه هواشناسی همدید و برونداد مستقیم مدل EC-Earth3-CC با استفاده از نرم‌افزار CMhyd و زبان برنامه‌نویسی R برای دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۸۰ (درجه سلسیوس)



شکل ۵- پراکنش مکانی دمای کمینه و بیشینه تصحیح اریبی شده با دو روش نسبت‌گیری خطی (LS) و نسبت‌گیری واریانس (VST) مدل EC-Earth3-CC با استفاده از نرم‌افزار CMhyd و زبان برنامه‌نویسی R برای دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۸۰ (درجه سلسیوس)

بحث و نتیجه‌گیری

مقیاس‌کاهی آماری به دلیل سهولت در به‌کارگیری و هزینه محاسباتی بسیار پایین‌تر نسبت به مقیاس‌کاهی دینامیکی مورد توجه ویژه قرار گرفته است. در این پژوهش تاریخچه‌ای از روش‌های مقیاس‌کاهی را ارائه داده و در نهایت رویکردهای مختلف مقیاس‌کاهی آماری را شرح داده است.

تصحیح اریبی برونداد مستقیم مدل DMO یک نوع مقیاس‌کاهی آماری از رویکرد آماره‌های برونداد مدل MOS است که به شکل گسترده‌ای در مطالعات تغییر اقلیم از آن استفاده می‌شود. در این پژوهش از دو روش نسبت‌گیری خطی (LS) و نسبت‌گیری واریانس (VST) برای تصحیح اریبی مدل EC-Earth3-CC از سری مدل‌های مشارکت یافته در CMIP6 با استفاده از نرم‌افزار CMhyd و زبان برنامه‌نویسی آماری R استفاده شد. مهمترین یافته‌های این پژوهش به شرح زیر است:

نتایج نشان داد نرم‌افزار CMhyd برونداد مستقیم مدل را با خطای یک درجه سلسیوس برای دمای کمینه و بیشینه استخراج می‌کند. برای نمونه برونداد مستقیم مدل EC-Earth3-CC در ایستگاه‌های آبادان، سنندج، اصفهان و خرم‌آباد به ترتیب ۳۴/۲۲، ۱۵/۵۹، ۲۱/۲۸ و ۲۰/۳۰ درجه سلسیوس است. درحالی‌که نرم افزار CMhyd برای این چهار ایستگاه مقادیر ۳۵/۲۳، ۱۶/۴۰، ۲۲/۲۹ و ۲۱/۳۱ درجه سلسیوس را نشان داد. این اختلاف در برونداد مستقیم مدل توسط نرم‌افزار CMhyd می‌تواند در نتیجه درون‌یابی نقطه شبکه‌های مجاور و یا نزدیک‌ترین نقطه شبکه به ایستگاه باشد.

پراکنش مکانی دمای کمینه و بیشینه برونداد مستقیم مدل EC-Earth3-CC از سری مدل‌های مشارکت یافته در CMIP6 در برابر داده‌های مشاهداتی (ایستگاه‌های هواشناسی همدیدی) نشان دهنده کارایی بالای این مدل در بازتولید دمای ایران است. کارایی بالای مدل‌های CMIP6 در باز تولید دما توسط پژوهش‌های مختلفی همانند زرین و داداشی رودباری (۱۳۹۹) و یزدانی و همکاران (۱۴۰۲) نیز گزارش شده است.

خطای نرم‌افزار CMhyd در برونداد مستقیم مدل باعث تولید نتایج غیرواقعی سنجه‌های آماری درستی‌سنجی همچون اریبی و ضریب توافق شده است. به‌طوری‌که اریبی مدل EC-Earth۳-CC در ایستگاه آبادان ۰/۶۹- درجه سلسیوس است. درحالی‌که نرم‌افزار CMhyd اریبی ۱/۷۰- درجه سلسیوس را برای این ایستگاه نشان داد. ضریب توافق به‌دست آمده بین برونداد مدل و مقدار مشاهداتی در ایستگاه آبادان برای برونداد نرم‌افزار CMhyd، ۰/۴۸ محاسبه شد، درصورتی‌که برونداد مستقیم این مدل با داده‌های مشاهداتی دارای ضریب توافق ۰/۶۵ است.

نتایج مربوط به تصحیح اریبی با دو روش نسبت‌گیری خطی (LS) و نسبت‌گیری واریانس (VST) با CMhyd و R نیز نتایج به‌دست‌آمده توسط برونداد مستقیم مدل DMO را تأیید کرد. به‌طوری‌که پس از تصحیح اریبی با دو روش مذکور نرم‌افزار CMhyd مجدد خطای بیش از یک درجه سلسیوس را نشان داد. تصحیح اریبی دمای کمینه و بیشینه با دو روش LS و VST با رویکرد MOS با زبان برنامه‌نویسی R مقدار خطای برونداد مستقیم مدل EC-Earth3-CC را به شکل قابل توجهی در ایران کاهش داده است این نتیجه یافته‌های یزدانی و همکاران (۱۴۰۲) را در کاهش خطای مدل را پس از تصحیح اریبی تأیید می‌نماید. کاهش اریبی پس از تصحیح اریبی با رویکرد MOS برای پیش‌بینی‌های اقلیمی همانند مدل CFSv2 توسط شعبان پور و همکاران (۱۳۹۹) نیز گزارش شده است.

روش‌های تصحیح اریبی نسبت‌گیری خطی (LS) و نسبت‌گیری واریانس (VST) که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفتند به همراه روش‌هایی همانند تغییر عامل (زرین و داداشی رودباری، ۱۳۹۹)، روش تصحیح واریانس و نگاشت چندک (یزدانی و همکاران، ۱۴۰۲) و نسبت‌گیری خطی (LS) و تبدیل توانی (Ptr) (شعبان پور و همکاران، ۱۳۹۹) که در مطالعات تغییر اقلیم به شکل گسترده مورد استفاده قرار گرفته‌اند هر چند که باعث بهبود برونداد مستقیم مدل در برابر داده‌های مشاهداتی می‌شوند اما باید توجه داشت که ارزش افزوده‌ای که در مقیاس‌کاهی‌ها به‌دست می‌آید توسط این روش‌ها کسب نمی‌شود. نتایج این پژوهش ضرورت انتخاب رویکرد صحیح و علمی در مطالعات تغییر اقلیم و همچنین به‌کارگیری نرم‌افزارها و روش‌های مناسب را نشان می‌دهد.

پی‌نوشت‌ها

1-Climate System
2-General circulation models (GCMs)
3-Variation
4-Convection
5-Downscaling
6-Statistical DownScaling Model
7-Regional Climate Models (RCMs)
8-Domain
9-Numerical Weather Prediction (NWP)
10-Regional Climate Model (RegCM)
11-Weather Research and Forecasting (WRF)
12-Perfect Prognosis (PP)
13-Calibration
14-Model Output Statistics (MOS)

15-Bias correction
16-World Climate Research Programme (WCRP)
17-Weather Generators (WGs)
18-Marginal Aspects
19-Temporal Aspects
20-Spatial Aspects
21-Multivariate Aspects
22-Regression Models
23-Weather Type Method
24-Analog and Resampling Methods
25-Linear Models
26-Generalised Linear Models
27-Nonlinear Regression Models
28-Multisite Regression Models
29-Extreme Events
30-Thermodynamic State
31-Bias-Adjustment
32-Delta Change Approach
33-Additive Corrections and Scaling
34-Variance Correction and Quantile Mapping
35-Multivariate Bias Correction
36-Fine
37-Direct Model Output (DMO)
38-Richardson-Type Precipitation Generators
39-Truncated Stochastic Processes
40-Poisson Cluster Precipitation Processes
41-Multivariable Weather Generators
42-Conditional Weather Generators
43-Multisite Weather Generators
44-Full-Field Weather Generators
45-Added-Value
46-Linear Scaling
47-Variance scaling of Temperature
48-Modular Earth System Model

منابع

زرین، آذر، و داداشی رودباری، عباسعلی. (۱۳۹۹). پیش‌نگری چشم‌انداز بلندمدت دمای آینده ایران مبتنی بر برونداد پروژه مقایسه مدل‌های جفت‌شده فاز ششم (CMIP6). فیزیک زمین و فضا، ۴۶(۳)، ۵۸۳-۶۰۲. doi: 10.22059/jesphys.2020.304870.1007226

شعبان‌پور، فاطمه، بذرافشان، جواد، و عراقی‌نژاد، شهاب. (۱۳۹۹). ارزیابی تاثیر روش‌های تصحیح اریبی بر مهارت پیش‌بینی فصلی بارش مدل اقلیمی CFSv2. تحقیقات آب و خاک ایران، ۵۱(۱۲)، ۳۰۱۷-۳۰۳۲. doi: 10.22059/ijswr.2020.306717.668680

یزدانی، دینا، زرین، آذر، و داداشی رودباری، عباسعلی. (۱۴۰۳). بررسی کارایی روش‌های تصحیح اریبی در بهبود برونداد مستقیم دمای مدل‌های CMIP بر روی ایران. فیزیک زمین و فضا، ۵۰(۲)، ۴۲۹-۴۵۰. doi: 10.22059/jesphys.2024.363498.1007547

Chen, J., Brissette, F. P., Poulin, A., & Leconte, R. (2011). Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed. Water Resources Research, 47(12). https://doi.org/10.1029/2011WR010602.

Cho, R. (2023). What uncertainties remain in climate science? Columbia Climate School. Retrieved March 26, 2024, from https://news.climate.columbia.edu/2023/01/12/what-uncertainties-remain-in-climate-science/. Columbia, USA.

Döscher, R., Acosta, M., Alessandri, A., Anthoni, P., Arneth, A., Arsouze, T., & Zhang, Q. (2021). The EC-earth3 Earth system model for the climate model intercomparison project 6. Geoscientific Model Development Discussions, 2021, 1-90. https://doi.org/10.5194/gmd-15-2973-2022

Gates, W. L. (1985). The use of general circulation models in the analysis of the ecosystem impacts of climatic change. Climatic Change, 7(3), 267-284. https://doi.org/10.1007/BF00144171

Glahn, H. R., & Lowry, D. A. (1972). The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 11(8), 1203-1211. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1972)011%3C1203:TUOMOS%3E2.0.CO;2

Klein, W. H. (1948). Winter precipitation as related to the 700–mb circulation. Bulletin of the American Meteorological Society, 29(9), 439-453.

Klein, W. H., Lewis, B. M., & Enger, I. (1959). Objective prediction of five-day mean temperatures during winter. Journal of the Atmospheric Sciences, 16(6), 672-682. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1959)016%3C0672:OPOFDM%3E2.0.CO;2

Lambert, S., & Boer, G. (2001). CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. Climate

Society, T. R. (2021). Next generation climate models: a step change for net zero and climate adaptation. Royal Society. https://policycommons.net/artifacts/1724705/next-generation-climate-models/

Teutschbein, C., & Seibert, J. (2012). Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. Journal of Hydrology, 456, 12–29. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.052

Trenberth, K. E. (Ed.). (1992). Climate system modeling. Vol.1. Cambridge University Press. Cambridge, England.

Dynamics, 17, 83–106. https://doi.org/10.1007/PL00013736

Lenderink, G., Buishand, A., & Van Deursen, W. (2007). Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. Hydrology and Earth System Sciences, 11(3), 1145–1159. https://doi.org/10.5194/hess-11-1145-2007

Manabe, S., & Wetherald, R. T. (1975). The effects of doubling the CO 2 concentration on the climate of a general circulation model. Journal of Atmospheric Sciences, 32(1), 3-15. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032%3C0003:TEODTC%3E2.0.CO;2

Maraun, D. (2019). Statistical downscaling for Climate Science. In Oxford Research Encyclopedia of Climate Science. https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.712

Maraun, D., & Widmann, M. (2018). Statistical downscaling and bias correction for climate research. Vol.1. Cambridge University Press. Cambridge, England. https://doi.org/10.1017/9781107588783

Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M., & Stouffer, R. J. (1997). Intercomparison makes for a better climate model. Eos, Transactions American Geophysical Union, 78(41), 445–451. https://doi.org/10.1029/97EO00276

Navarra, A. (2021). The role of systematic errors. National Science Review, 8(10), nwab082. https://doi.org/10.1093/nsr/nwab082

Neelin, J. D. (2010). Climate change and climate modeling. Vol.1. Cambridge University Press. Cambridge, England.

Rathjens, H., Bieger, K., Srinivasan, R., Chaubey, I., & Arnold, J. G. (2016). CMhyd user manual. Doc. Prep. Simulated Clim. Change Data Hydrol. Impact Study, 1413. https://swat.tamu.edu/software/cmhyd/

Rummukainen, M. (2016). Added value in regional climate modeling. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 7(1), 145-159. https://doi.org/10.1002/wcc.378

Schoof, J. T. (2013). Statistical downscaling in climatology. Geography Compass, 7(4), 249–265. https://doi.org/10.1111/gec3.12036