دکتر حسنعلی غیور
سید ابوالفضل مسعودیان، دانشجوی دکتری جغرافیا
دانشگاه اصفهان
شماره مقاله: ۴۰۰

اثرات گرمتر شدن زمین بر چرخهٔ آب در طبیعت

Dr. Hassan Ali Ghayoor

Seyyed Aboulfazl Masoodian, Geography doctoral candidate

University of Isfahan

Global Warming and its Effects on the Hydrologic Cycle

Global warming would have a great influence on the major elements of the hydrologic cycle. The complex feedback mechanisms in the climate system make it difficult to predict the possible consequences of global warming. Never the less it is expected that the local water budget of many parts of the world would have been changed due to global warming. The consequences of these changes are expected to be more tangible in the arid regions like Iran.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

مقدّمه

اگر می‌توانستیم با نشانه‌ها و نمادها، دستگاهی بسازیم که بتواند نمایندهٔ دستگاه اقلیم باشد یعنی می‌توانستیم دستگاه اقلیم را نمادینه کنیم آن گاه از آن توانایی برخوردار می‌شدیم که پیامدهای نوسان یا تغییر هر یک از مؤلفه‌های تشکیل دهندهٔ دستگاه اقلیم را بر کل مجموعه بررسی کرده و پیش‌بینی کنیم. به این ترتیب پیش‌بینی اثرات مثلاً گرمایش بر چرخهٔ آب آسان می‌شد. اما به چند دلیل انجام این کار چندان هم آسان نیست.

نخست این که دستگاه اقلیم خود متشکل از چندین زیرمجموعهٔ جداگانه است که در پیوند و تعامل با یکدیگرند. مهمترین این زیرمجموعه‌ها عبارتند از: هواکره، آب‌کره، یخ‌کره، سنگ‌کره و

زیست‌کره. مجموعهٔ درهم تنیدهٔ این زیرمجموعه‌هاست که دستگاه اقلیم را پدید می‌آورد. بنابراین نمادینه کردن این مجموعهٔ پیچیده کاری است دشوار؛ بویژه که رفتار بسیاری از عناصر تشکیل‌دهندهٔ آن هنوز کاملاً شناخته نشده است.

دوم آن که وجود خاصیت پس‌خور در میان برخی از مؤلفه‌های تشکیل‌دهندهٔ اقلیم و این واقعیت که اولاً این روابط عمدةً خطی نیستند و ثانیاً از چگونگی عمل آنها آگاهی کاملی نداریم نمادینه کردن دستگاه اقلیم را با دشواری روبرو می‌سازد. پس خور میان موازنهٔ تابش و ابرناکی، وسعت پهنه‌های پوشیده از برف و یخ، دی‌اکسیدکربن جو و اقیانوس، بخار آب موجود در جو و ... نمونه‌هایی هستند که می‌توان نام برد.

ثالثاً آن که پاسخ بسیاری از مؤلفه‌های تشکیل دهندهٔ دستگاه اقلیم نسبت به تغییرات یک عامل با تأخیر انجام می‌گیرد و مهمتر آن که بازهٔ زمانی تأخیرها بسیار وسیع است. برای نمونه دمای هوای مجاور سطح زمین با تأخیر چند ساعته نسبت به تغییرات روزانه تابش واکنش نشان می‌دهد ولی اگر دمای هواکره یک درجه افزایش یابد، حدود ۵۰ هزار سال وقت لازم است تا اقیانوسها دمای خود را با آن سازگار کنند. این واقعیت موجب می‌شود تا دربازه‌های زمانی مختلف، نوع و تعداد عواملی که در نمادینه کردن اقلیم از ارزش قابل توجّهی برخوردارند، متفاوت باشد. به همین دلیل یک مدل (نمودمان) اقلیمی بخصوص ممکن است برای توضیح رفتار کوتاه‌مدت دستگاه اقلیم بسیار شایسته باشد اما هرگز توانایی توضیح رفتار میان مدت و بلندمدت اقلیم را نداشته باشد. بنابراین اگر بخواهیم اثر تغییر اقلیم (مثلاً تغییر دمای زمین) بر چرخهٔ آب را بررسی کنیم، نخست باید از خود بپرسیم می‌خواهیم این کار را در چه بازهٔ زمانی به انجام برسانیم؟

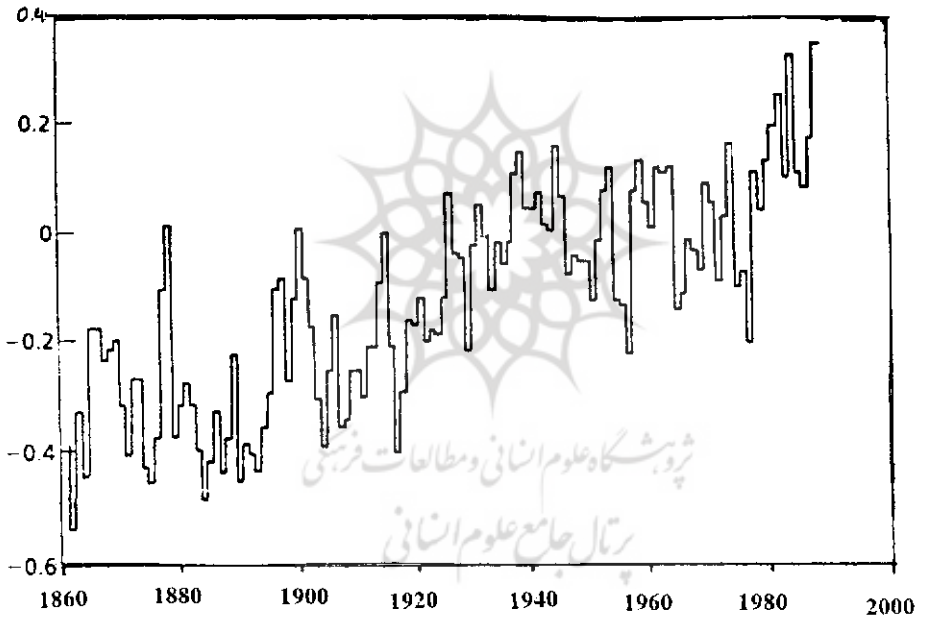
رابعاً آن که چگونگی ارتباط زیرمجموعه‌های اقلیم تابعی از عرض جغرافیایی است. مثلاً عامل پیوند جو و اقیانوس در عرضهای پایین (نواحی حاره) دماست؛ در عرضهای میانه ارتباط این دو سیستم ضعیف است و عمدةً از راه تبادل تکانه با هم پیوند می‌یابند ولی در عرضهای بالا عامل ارتباط، شوری آب اقیانوسهاست و پیوند جو و اقیانوس با یکدیگر بسیار قویتر است. بنابراین از آن جا که کمّیت و کیفیت ارتباط این زیرمجموعه‌ها تابعی از عرض جغرافیایی است شناسایی و نمادینه کردن این ارتباط بسیار دشوار است.

با وجود این دشواریها، دانش کنونی ما از دستگاه اقلیم تا آن حد هست که به ما امکان دهد پاسخ چرخهٔ آب به برخی تغییرات اقلیمی را هر چند به صورت اجمال پیش‌بینی کنیم.

گرمایش جهانی

با این که افزایش میانگین دمای زمین از دیدگاه آماری تأیید شده است (نمودار شمارهٔ ۱) امّا دربارهٔ

علل گرمایش نظرات متفاوتی ابراز شده است. در نظریهٔ میلانکویچ که بر پایهٔ تغییرات موضع نسبی زمین و خورشید وضع شده است، تناوب دوره‌های یخچالی دوران چهارم بخوبی توضیح داده می‌شود امّا برآوردهایی که این نظریه از تغییرات تابشهای خورشیدی به دست می‌دهد تنها می‌تواند دما را یک تا دو درجه تغییر دهد (گودی، ۱۹۸۹)[1]. شاید بتوان پذیرفت که سرچشمهٔ اصلی تغییرات دما و به دنبال آن تغییر کل دستگاه اقلیم چنان که میلانکویچ می‌پنداشته تغییرات موضع نسبی زمین بوده باشد؛ اما برای پیدایش دوره‌های یخچالی حتماً باید نقش عوامل زمینی در تشدید اثر این تغییرات را نیز به شمار آوریم. از آن جا که تغییرات مدار زمین به کندی انجام می‌گیرد این نظریه نمی‌تواند تغییرات اقلیمی کوتاه‌مدت را بخوبی توضیح دهد.



نمودار شماره ۱: تغییرات میانگین دمای زمین در سدهٔ گذشته (مان ۱۹۹۱)

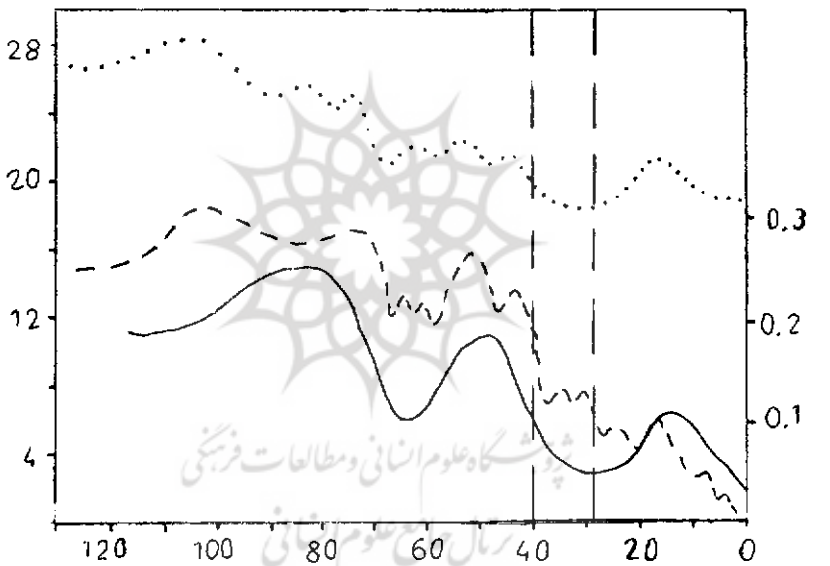
یکی از جاذبترین نظراتی که دربارهٔ علّت گرمایش و سرمایش زمین بیان شده است رابطهٔ دما و غلظت گازهای گلخانه‌ای (بویژه دی‌اکسیدکربن) در جو است. تحلیلهایی که به کمک ایزوتوپهای اکسیژن

1- Goudie

انجام گرفته است (به نمودار شمارهٔ ۲ نگاه کنید) هماهنگی تغییرات غلظت دی‌اکسیدکربن جو و دمای زمین را طی ۱۳۰ میلیون سال گذشته نشان می‌دهد (ساندرسون، ۱۹۹۰)[۲]. بر پایهٔ اطلاعاتی که از گمانهٔ یخی وستوک (Vostoc Ice Core) به دست آمده است نیز رابطهٔ محکمی بین تغییرات دی‌اکسیدکربن و دمای زمین در طی ۱۶۰ هزار سال گذشته دیده می‌شود (نمودار شماره ۳). مطالعات (هانسن و همکاران، ۱۹۸۵)[۳] حاکی از آن است که این رابطه در زمانهای خیلی کوتاهتر نیز مشاهده می‌شود. ایشان برای توضیح رابطهٔ این دو متغیر فرمول زیر را پیشنهاد کرده‌اند.

$$\Delta T_0(x) = \text{Ln}\ (۱/۴ \times ۱۰^{-۶}\, x^۳ + ۰/۰۰۵x^۲ + ۱/۲x + ۱) - \text{Ln}\ (۱/۴ \times ۱۰^{-۶}\, x^۳_0 + ۰/۰۰۵\, x^۲_0 + ۱/۲x_0 + ۱)$$

$$\Delta T_{eq} = f \Delta T_0$$



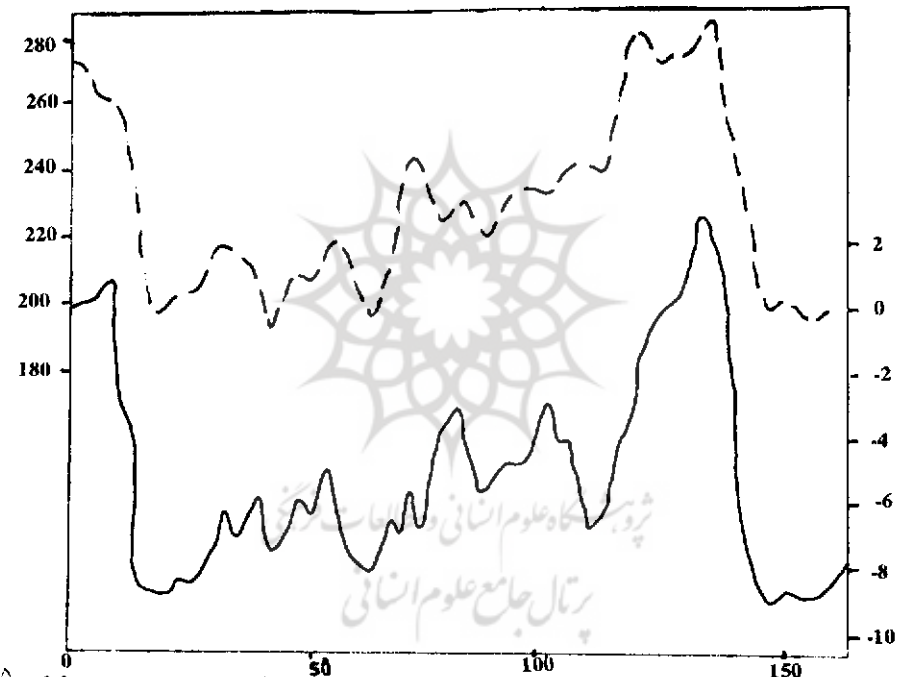
نمودار شماره ۲: مقایسهٔ غلظت دی‌اکسیدکربن جو با دمای هوا (ساندرسون، ۱۹۹۰)

در این فرمول x_0 غلظت دی‌اکسیدکربن در سال ۱۸۵۰، x غلظت دی‌اکسیدکربن در پایان یک دورهٔ ۱۳۰ ساله، $\Delta T_0(x)$ تغییر دمای ناشی از تغییر دی‌اکسیدکربن، ΔT_{eq} دمای تعادلی و f ضریب پس‌خور دی‌اکسیدکربن است (مقدار f را بین ۱/۲ تا ۳/۶ پیشنهاد کرده‌اند). با توجّه به غلظت دی‌اکسیدکربن در سال ۱۸۵۰ و ۱۹۸۰ که به ترتیب ۲۷۰ و ۳۳۸ جزء در میلیون واحد حجم (ppmv) بوده است افزایش

2- Sanderson 3- Hansen, et al

دمای ناشی از افزایش دی‌اکسیدکربن در این دوره بین ۰/۴ تا ۱/۳ درجه کلوین خواهد بود.

باید به خاطر داشت که پس‌خور دیگر اجزاء دستگاه اقلیم موجب تشدید یا تضعیف اثر گرمایشی دی‌اکسیدکربن می‌شود. مثلاً در حالی که سهم دی‌اکسیدکربن در گرمایش ۳۲٪ است سهم بخار آب به ۶۵٪ می‌رسد و اثر یک مولکول از گازهای کلروفلوروکربن در گرمایش ده هزار بار بیشتر از اثر یک مولکول دی‌اکسیدکربن است (میچل، ۱۹۸۹)[4]. اگر بخار آب، دی‌اکسیدکربن و متان وجود نمی‌داشتند دمای زمین حدود ۱۸°- سلسیوس می‌بود ولی اثر گلخانه‌ای این گازها موجب به دام افتادن انرژی و رسیدن دمای زمین به حدود ۱۵° سلسیوس می‌شود.



نمودار شماره ۳: مقایسهٔ تغییرات غلظت دی‌اکسیدکربن جو با دمای هوا (داوسون، ۱۹۹۲)[5]

اگر آلبدوی زمین (a) را ۰/۳۱ و ثابت خورشیدی (S) در مرز جو را ۱۳۷۰ وات بر مترمربع بگیریم انرژی دریافتی در سطح زمین $\frac{1}{4}S(1-a)$ یا ۲۳۶ وات بر مترمربع خواهدبود. بر پایهٔ قانون استفان ـ بولتزمن دمای زمین به ازای این مقدار از انرژی از معادلهٔ:

4- Mitchell 5- Dawson

$T_e = [S (1 - a) / 4 \sigma]^{1/4}$ $\sigma = ۵/۶۶۹۷ \times ۱۰^{-۸}$ W. $M^{-۲}$. $K^{-۴}$

۲۵۴ کلوین به دست می‌آید. در عین حال دمای واقعی زمین ۲۸۸ کلوین است که مستلزم ۳۹۰ وات بر مترمربع انرژی است. بنابراین انرژی واقعی زمین ۱۵۴ وات بر مترمربع بیش از انرژی دریافتی از خورشید است. صد وات بر مترمربع از این مقدار انرژی حاصل جذب تابشهای بلند به وسیلهٔ بخار آب موجود در جو و ۵۰ وات بر مترمربع آن حاصل جذب تابشهای بلند در باندهای جذبی دی‌اکسیدکربن است و ۴ وات بر مترمربع آن از راه اثر گلخانه‌ای سایر گازهای گلخانه‌ای تأمین می‌شود (ماسون، ۱۹۹۲)[۶].

از این گذشته اگر دمای هوا به علت افزایش این گازهای گلخانه‌ای افزایش یابد به علت افزایش تبخیر، آب موجود در جو نیز افزایش می‌یابد تا تعال فشار بخار آب در جو واقیانوس برقرار شود. آنگاه بالا رفتن بخار آب جو خود سبب گرمتر شدن هوا می‌شود و این پس‌خور مثبت ادامه می‌یابد (مان، ۱۹۹۱)[۷]. یا اگر دمای زمین افزایش یابد برفها و یخها آب شده و جای آنها را خاک و آب که انرژی بیشتری جذب می‌کنند می‌گیرد در نتیجه انرژی بیشتری جذب شده و افزایش دما تشدید می‌شود و این پس‌خور مثبت ادامه می‌یابد. همین مکانیسم است که سبب می‌شود گرمایش در نواحی قطبی شدیدتر از نواحی حارّه باشد و در نتیجه گرادیان دما و فشار در میان این دو منطقه کاهش یابد. از سوی دیگر موضوع ابرناکی است. باگرمتر شدن دما و افزایش تبخیر، ابرناکی زیادتر می‌شود و دو اثر متضاد بر جا می‌گذارد. از یک سو بازتاب انرژی خورشیدی از سطح ابر زیادتر می‌شود و موجب سردتر شدن زمین می‌گردد و از سوی دیگر مقدار تابشهای زمینی که موفق به خروج از جو می‌شوند کاهش می‌یابد (زیرا ابرها تابشهای بلند زمینی را جذب می‌کنند) و سبب گرمتر شدن زمین می‌شوند.

مجموعهٔ درهم پیچیدهٔ این پس‌خورهاست که پیامد نهایی تغییر یکی از اجزای دستگاه اقلیم را روشن می‌سازد. (هندرسون، ۱۹۹۰)[۸] که به بررسی واکنش دما در برابر تغییرات انرژی پرداخته است می‌گوید: «در صورت دو برابر شدن دی‌اکسیدکربن جو میزان انرژی ۴/۲ وات بر مترمربع افزایش خواهد یافت». به گمان وی اگر ضریب پس‌خور زمین (λ_B) که گویای بزرگی واکنش دما در برابر تغییر تابش است W. $M^{-۲}$. $K^{-۱}$ ۳/۷۵ باشد و ضریب پس‌خور بخار آب (λ_{WV}) برابر W. $M^{-۲}$. $K^{-۱}$ ۱/۷- و ضریب پس‌خور آلبدوی یخ (λ_{Ia}) برابر W. $M^{-۲}$. $K^{-۱}$ ۰/۶- باشد آنگاه مجموع پس‌خور (λ_T) W. $M^{-۲}$. $K^{-۱}$ ۱/۴۵ به دست می‌آید. بدین ترتیب در صورت دو برابر شدن دی‌اکسیدکربن جو دمای زمین حدود ۲/۹° کلوین

6- Mason 7- Mann 8- Henderson

افزایش خواهد یافت.

$$\Delta T = \frac{\Delta Q}{\lambda_T} \qquad \Delta T = \frac{۴/۲}{۱/۴۵} = ۲/۹K$$

هرچند این برآوردها ارزشمند هستند ولی دستگاه اقلیم پیچیده‌تر از آن است که به کمک این روابط ساده و خام و با این میزان از ساده‌سازی بتوان رفتار آن را در برابر یک اختلال معین پیش‌بینی کرد.

اثرات گرمایش جهانی بر اقیانوسها

گرمایش و جریانهای اقیانوسی

هسته‌های گرما ـ شوری عامل پیدایش جریانهای عمودی در اقیانوسها هستند. از آن جا که اقیانوسها بزرگترین منبع ذخیره دی‌اکسیدکربن زمین به شمار می‌روند این جریانها دی‌اکسیدکربن محلول در آب را از عمق به سطح منتقل می‌کنند. به همین دلیل این جریانها نقش مهمی در تبادل دی‌اکسیدکربن جو و اقیانوس بر عهده دارند.

در محل فرارانش (upwelling)، آب با سرعت حدود $۱۰^{-۵}$ cm. $s^{-۱}$ به سوی سطح جریان دارد (مان و لازیر، ۱۹۹۱)[9]. با نزیک شدن به سطح، آبهای سرد زیرین گرمتر می‌شوند و مقداری دی‌اکسیدکربن در جو آزاد می‌کنند.

برای ایجاد هسته‌های گرما ـ شوری تغییرات دما و شوری هر دو مؤثرند. هنگامی که آب اقیانوس، بویژه در حوالی جنوبگان، یخ می‌زند نمکهای آن آزاد شده و آبهای مجاور یخها شورتر و چگالتر می‌شوند. وزش بادهای شدید کوهستانی این یخها را از ساحل دور کرده و به شورتر شدن آبهای برجامانده کمک می‌کند. بدین ترتیب همچنان که تبدیل آب به یخهای دریایی ادامه می‌یابد جریانی از آب شور از سطح به عمق پدید می‌آید. میانگین دمای این آبها ۰/۷ـ درجهٔ سلسیوس و شوری آنها حدود ۳۴/۶۵ گرم در لیتر است. این جریان، شار بزرگی از آب را از قطب به طرف استوا شکل می‌دهد که بسته به عمق جریان به آن ژرفاب (deep water) یا کفاب (bottom water) می‌گویند. حجم آبی که بدین ترتیب در اطراف جنوبگان جریان می‌یابد حدود ۲ تا ۵ میلیون مترمکعب در ثانیه است. این جریانهای بزرگ نقش بسیار مهمی در تعادل حرارتی زمین و توزیع جهانی مواد محلول در آب (نمکها، دی‌اکسیدکربن و اکسیژن) بر عهده دارند (توماس، ۱۹۸۳)[10].

بخش بزرگی از دی‌اکسیدکربنی که از سطح به عمق می‌رود در نهشته‌های کربناته و آلی تثبیت می‌شود. اگر این حجم عظیم از دی‌اکسیدکربن در اقیانوسها دفن نمی‌شد دمای زمین آن چنان افزایش

9- Lazier 10- Thomas

می‌یافت که دیگر امکان وجود آب به حالت مایع در زمین وجود نداشت. از سوی دیگر چنان که گفتیم آبهای سردی که در محل فرارانش به سطح اقیانوس نزدیک و گرمتر می‌شوند مقدار زیادی از دی‌اکسیدکربن خود را در جو آزاد می‌کنند. به این ترتیب دمای هوا، دمای آب اقیانوسها را تعیین می‌کند و عامل اخیر آهنگ تشکیل یخهای دریایی و هسته‌های گرما ـ شوری را مشخص می‌سازد. همین هسته‌های گرما ـ شوری نقشی اساسی در چرخهٔ کربن دارند.

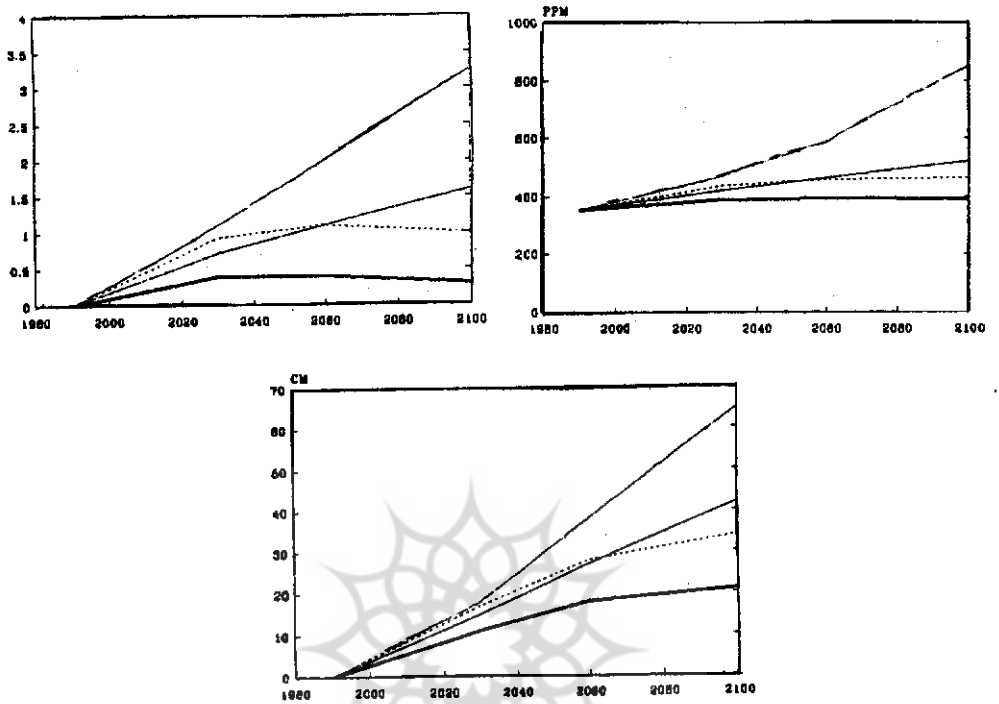
گرمایش و سطح آب اقیانوسها

تغییرات سطح آب اقیانوسها در گرو موازنهٔ آب بین قارّه‌ها و اقیانوسهاست. در دوره‌های سرد، یخچالها و یخپوشها گسترش می‌یابند و سطح عمومی آب اقیانوسها رو به کاهش می‌گذارد. به عکس در دوره‌های گرم همزمان با ذوب یخها سطح آب اقیانوسها بالا می‌آید. اگر تمامی برف و یخ یخپوشهای جنوبگان و گرینلند ذوب شود برآورد می‌شود که سطح آبهای جهان تا ۷۰ متر بالا بیاید (توماس، ۱۹۸۳). در طی دوران چهارم سطح آب اقیانوسها دست کم چهار بار به همین علت بشدّت تغییر کرده است. از این گذشته با گرم شدن آب اقیانوسها حجم آب افزایش یافته و از این طریق نیز سطح آب بالا خواهد آمد. به ازای هر درجه افزایش دمای آب، سطح آن حدود ۶۰ سانتیمتر بالا خواهد آمد (گودی، ۱۹۸۹).

با وجود آنچه بیان شد پیامدهای گرمایش جهانی برای سطح آب اقیانوسها را به دشواری می‌توان برآورد کرد زیرا اندازه‌گیریهای چندانی در این زمینه انجام نگرفته و آگاهی ما از موازنهٔ جرمی و حرکات یخچالها و یخپوشها زیاد نیست. از این گذشته بسختی می‌توان مقدار افزایش دمای آبهای سطحی اقیانوسها بر اثر گرمایش جهانی را برآورد کرد.

با این که حجم برف و یخ یخچالها و کلاهکهای یخی اندک است اما نسبت به گرمایش به سرعت واکنش نشان می‌دهند. برآوردها حاکی از آنند که درصد سال گذشته سطح آب اقیانوسها حدود ۱۰/۵ سانتیمتر بالا آمده است که ۴ سانتیمتر آن به سبب گدازش کلاهکهای یخی و یخچالها بوده است. در همین دوره یخپوش گرینلند عامل ۲/۵ سانتیمتر افزایش در سطح آب اقیانوسها و انبساط آب بر اثر گرمایش موجد ۴ سانتیمتر افزایش سطح جهانی آبها دانسته شده است.

بر پایهٔ چهار برآورد متفاوت، پیش‌بینیهایی دربارهٔ غلظت دی‌اکسیدکربن جو، دمای متوسّط سیاره و سطح آب اقیانوسها انجام گرفته است. نمودار شمارهٔ ۴ این پیش‌بینیها را نشان می‌دهد. این برآوردها نشانگر آنند که به سبب افزایش دی‌اکسیدکربن و دیگر گازهای گلخانه‌ای دمای زمین تا سال ۲۱۰۰ بین ۰/۳° تا ۳/۲۵°کلوین و سطح آب اقیانوسها بین ۲۱ تا ۶۵ سانتیمتر افزایش خواهد یافت.



نمودار شمارهٔ ۴: چهار برآورد متفاوت برای افزایش؛ الف) دی اکسیدکربن ب) دمای زمین؛ ج) سطح آب اقیانوسها (ماسون، ۱۹۹۲)

گرمایش و تبخیر

اگر به کمک رابطهٔ دما و فشار بخار اشباع فرمول دالتون را بازنویسی کنیم خواهیم توانست رفتار تبخیر در برابر گرمایش را به شکل اجمالی پیش‌بینی کنیم.

$$E_0 = ۱/۲۲۱۴u\ (۱ - RH) \exp\{۱۷/۲۶۹/t\ (۲۳۷/۳ + t)\}$$

در این فرمول E_0 تبخیر بر حسب میلیمتر در روز، u متوسط سرعت باد به متر در ثانیه، RH میزان نم نسبی و t دما به درجهٔ سلسیوس است. آن چنان که از این فرمول برمی‌آید باد و نم‌نسبی نقش تشدید تبخیر را بر عهده دارند و موجب افزایش خطی تبخیر می‌شوند. از آن جا که نقش جریان هوا در تبخیر دور ساختن بخار آب از مجاورت محل تبخیر است مؤلّفهٔ افقی و عمودی جریان هوا هر دو مؤثرند و اثر مؤلفهٔ عمودی می‌تواند خیلی زیادتر باشد. با این حال در فرمول دالتون به این گونه جابه‌جاییها نقشی

سپرده نشده است. چنان چه سرعت باد به صفر برسد از آن رو که بخار آب در سطح آب انباشته می‌شود و بطور مؤثر از محل دور نمی‌شود تبخیر متوقف می‌شود و به صفر می‌رسد. در صورتی‌که نم‌نسبی در سطح آب به صد برسد و هوای مجاور آب اشباع شود نیز تبخیر متوقف خواهد شد.

دما مهمترین نقش را در تبخیر بر عهده دارد و به صورت نمایی بر آن اثر می‌گذارد. در شرایط اقلیمی کنونی یعنی $t = ۱۵^{oc}$ ، $RH = ۰/۷$ و $u = ۳ m/s$ حجم تبخیر سالانه از سطح اقیانوسها ۴۰۵ هزارکیلومتر مکعب برآورد می‌شود. این در حالی است که (چو، ۱۹۸۸)[11] تبخیر سالانه از سطح اقیانوسها را حدود ۵۰۵ هزار کیلومتر مکعب تخمین زده است (به جدول شماره ۱ نگاه کنید). خطای برآوردهایی که از فرمول دالتون به دست می‌آید ممکن است از گردکردن اعداد ناشی شده باشد.

جدول شمارهٔ ۱: موازنهٔ کلی آب جهان (چو ۱۹۸۸)

		اقیانوسها	قاره‌ها	مجموع
وسعت	$Km^۲$	۳۶۱۳۰۰۰۰۰	۱۴۸۸۰۰۰۰۰	۵۱۰۱۰۰۰۰۰
بارش	$Km^۳$	۴۵۸۰۰۰	۱۱۹۰۰۰	۵۷۷۰۰۰
موازنه	$Km^۳$	-۴۷۰۰۰	+۴۷۰۰۰	۰

هرچند با گرم شدن زمین به سبب کاهش گرادیان دما بین استوا و قطبین ممکن است میانگین سرعت باد کاهش یابد و نم نسبی نیز اندکی زیادتر شود ولی به علت غلبهٔ عامل دما در تبخیر، در مجموع میزان تبخیر افزایش خواهد یافت. افزایش دما و افزایش تبخیر حرکات همرفتی در خشکیها را تشدید کرده و سبب بارشهای شدید و کوتاه‌مدت خواهد شد.

از سوی دیگر با افزایش تبخیر، ابرناکی افزایش می‌یابد و ابرهای عمودی فراوانتر می‌شود. در حال حاضر متوسط آلبدوی ابرها ۰/۲۳ است. از آنجا که آلبدوی ابر تابعی از نوع، ضخامت، ترکیب و درصد پوشش ابر است با افزایش ابرناکی از یک سو آلبدوی کل افزایش می‌یابد و از سوی دیگر ابرهای سیروس که آلبدوی آنها بین ۰/۴ تا ۰/۵ است جای خود را به ابرهای استراتوکومولوس (با آلبدوی ۰/۶) و ابرهای کومولونیمبوس (با آلبدوی ۰/۹) می‌دهند و از این طریق‌نیز به افزایش آلبدو کمک‌می‌شود (باری، ۱۹۹۰)[12].

11- Chow 12- Barry

گرمایش جهانی و الگوی جغرافیایی بارش

نگاهی به شواهد تاریخی

با گرم شدن زمین الگوی بارش جهان نیز تغییر خواهد کرد؛ اما هم‌اکنون نمی‌توانیم چگونگی این تغییرات را بروشنی مشخص کنیم. آن چنان که از شواهد گذشته برمی‌آید گمان می‌رود تغییر الگوی بارش متأثر از تغییر تبخیر و دگرگونی الگوی گردش عمومی جو باشد. به دنبال تغییر الگوی گردش عمومی، برخی نواحی مرطوبتر و برخی دیگر خشکتر می‌شوند (غیور و مسعودیان، ۱۳۷۵). برای نمونه هنگامی که صحرا دوره‌ای خشک را تجربه می‌کرده است تراز آب دریاچهٔ خزر با افزایش همراه بوده است.

گذشته از تغییر مقدار ریزشهای جوّی، زمان بارش و نوع آن نیز دگرگونی می‌پذیرد. اندازه‌گیریهایی که در نیومکزیکو انجام گرفته بیانگر آن است که از سال ۱۸۵۰ بدین سو بارشهای سنگین اما کم‌شمار جای بارشهای سبک اما پرشمارتر را گرفته‌اند (لیناکره، ۱۹۹۲)[13]. در شرق استرالیا نیز در طی سدهٔ گذشته بارشهای تابستانه افزایش و بارشهای زمستانه کاهش یافته‌اند. در بریتانیا مطالعات مفصلی در زمینهٔ تغییرات بارش انجام گرفته است که حاکی از تغییر مقدار بارش نقاط مختلف و تغییر زمان حداکثر و حداقلها (مقادیر فرین) است (گریگوری، ۱۹۵۶)[14].

شواهد زیادی در دست داریم که اهمیت جابه‌جایی الگوهای فشار و به دنبال آن تغییر الگوی بارش را نشان می‌دهد. برای نمونه زمانی که در عرصهای بالا دورهٔ گرم حاکم بوده است بسیاری از بخشهای نواحی حارّه و جنب حارّه دوره‌ای کم‌بارش را تجربه کرده‌اند.

همراه با گرمتر شدن زمین مناطق حاشیهٔ بیابانها تغییرات شدیدتری از نظر بارش خواهند داشت و اگر تبخیر شدید با کاهش بارش همراه شود بویژه در مناطق کمتر توسعه یافته مانند جنوب آسیا پیامدهای انسانی ناگواری در پی خواهد داشت. «هاریکن»ها پیامدهای اقتصادی و اجتماعی پراهمیتی دارند. فراوانی و مسیر «هاریکن»ها در نواحی حارّه‌ای قارهٔ امریکا تغییر یافته است (دان و میلر، ۱۹۶۰)[15]. ظاهراً علت این تغییر را باید در تغییر دمای آبهای سطحی اقیانوس جستجو کرد (ریل، ۱۹۵۶)[16]. بطورکلی هرگاه دمای آب اقیانوس اطلس کاهش یابد مسیر «هاریکن»ها به سوی غرب تغییر می‌کند و هرگاه افزایش یابد به سوی شرق برمی‌گردد. افزایش فراوانی هاریکن‌ها در دیگر نقاط جهان مانند

13- Linacre 14- Gregory 15- Dunn and Miller

16- Riehl

اقیانوس هندو اطراف سواحل استرالیا(میلتون، ۱۹۷۴)[17] و ژاپن (فوجی‌تا، ۱۹۷۳)[18] نیز گزارش شده است.

شواهد زمین شناختی

در مقیاس دوره‌های زمین شناختی نیز تغییرات دما و بارش تأیید شده است (به نمودار شمارهٔ ۲ و ۳ نگاه کنید). اطلاعاتی که از اقلیم دیرینه به دست آورده‌ایم بیانگر آن است که زمین در طی ۵۷۰ میلیون سال گذشته دو دورهٔ یخچالی را تجربه کرده است: یکی در حدود ۲۳۰ میلیون سال پیش و دیگری در حدود ۴۰ میلیون سال پیش (ساندرسون، ۱۹۹۰). داده‌های دیرینه اقلیم‌شناسی مؤیّد آنند که در تاریخ زمین ۵ دورهٔ یخچالی روی داده است. دو دوره در پرکامبرین ، یک دوره در پایان اردوویسین، یک دوره در اواخر دوران کهن‌زیست و یک دوره در دوران میانزیست. هرچند دوره‌های یخچالی یاد شده با سردتر شدن زمین همزمان بوده‌اند اما در بسیاری از موارد نیز زمین سردتر شده و یک دورهٔ یخچالی پدید نیامده است (فللیکس، ۱۹۸۱)[19]. در پیدایش دوره‌های یخچالی گذشته از دما شرایط رطوبتی و پیکربندی ناهمواریها نیز نقش اساسی دارند.

بررسیهایی که بر روی ایزوتوپهای اکسیژن انجام گرفته نشان می‌دهد که دمای زمین از حدود ۷۰ میلیون سال پیش به این طرف رو به کاهش گذاشته است. در این مدّت دمای نواحی حارّه ۲° تا ۳° و دمای عرضهای بالا ۵° تا ۶° سلسیوس کاهش داشته است. سپس در اوایل دوران نوزیست دما رو به افزایش گذاشت و این افزایش در حدود ۵۰ میلیون سال پیش به اوج خود رسید (این دوره به اعتدال ائوسن معروف است). در این دوره گیاهان و جانوران نواحی حارّه تا عرضهای بالای جغرافیایی گسترش یافتند. حدود ۳۸ میلیون سال پیش براثر کاهش دی‌اکسیدکربن دوباره زمین رو به سردی نهاد و به علت پسروی دریاها و تشکیل یخپوشها، آلبدوی خشکیها افزایش یافت.

در واقع مرز ائوسن ـ الیگوسن، تاریخ زمین را به دو دوره تقسیم کرده است: دورهٔ یخچالی (از ۲۰۰ میلیون سال پیش به این طرف) و دورهٔ بدون یخچال (پیش از ۲۰۰ میلیون سال پیش). در دورهٔ بدون یخچال غلظت دی‌اکسیدکربن جو ۵ تا ۶ برابر زمان کنونی بوده است. اثر گلخانه‌ای این گاز دمای عرضهای بالا را به ۱۰° تا ۱۵° سلسیوس و میانگین دمای جهان را به ۲۵° تا ۲۶° سلسیوس رسانده بوده است. در این دوره نشانی از یخپوشها نمی‌توان یافت و گرادیان دما بین استوا و قطب ۲ تا ۲/۵ بار کمتر از گرادیان کنونی بوده است. در نتیجه گردش عمومی جو نیز با زمان حاضر متفاوت بوده است. میزان بارش در قاره‌ها بویژه در عرضهای بالا و میانه زیادتر بوده و نشانی از بیابان و مناطق خشک دیده نمی‌شود.

17- Milton 18- Fujita 19- Flelix

از بررسی اطلاعات اقلیم دیرینه و هیدرولوژی دیرینه چنین برمی‌آید که نشانه‌های گرم و سرد شدن زمین را می‌توان در نوسان بارش و تراز آب دریاچه‌ها در تمامی عرضهای جغرافیایی جستجو کرد. همزمان با سرد شدن زمین، بارش در نواحی حارّه و جنب حارّه کاهش یافته و سطح آب دریاچه‌های این نواحی بشدّت پایین می‌افتاده است ولی در عرضهای میانه سطح آب دریاچه‌ها بالا می‌آمده است (مانند دریاچهٔ ژنو، خزر و دریاچه‌های پنجگانه ایالات متحده). برعکس با گرم شدن زمین بارش عرضهای پایین (۲۰N ـ ۰) و عرضهای بالا (۶۰ N <) افزایش می‌یافته است. بنابراین توزیع مداری بارش در دوره‌های سرد و گرم از قاعدهٔ مشخصی پیروی می‌کرده است. اطلاعاتی که از اقلیم دیرینه و هیدرولوژی دیرینه به دست آورده‌ایم صحّت این ادعا را اثبات می‌کند (ساندرسون، ۱۹۹۰).

پیش‌بینی اثر گرمایش بر الگوی بارش

اگر فرض کنیم که دمای جهان ۳° سلسیوس افزایش یابد، دمای آب اقیانوسها زیادتر و تبخیر بیشتر می‌شود و در نتیجه می‌توان انتظار داشت که میزان بارش جهان افزایش یابد. براساس معادلهٔ دالتون اگر نم نسبی جو را ثابت و برابر ۰/۷ و سرعت متوسط باد را نیز برابر ۳ متر بر ثانیه فرض کنیم چنانچه دمای هوای مجاور آب از ۱۵° به ۱۸° سلسیوس افزایش یابد، تبخیر ۲۱٪ افزایش خواهدیافت و میزان بارش نیز همین اندازه زیادتر می‌شود.

(میچل، ۱۹۸۹) پنج مدل کامپیوتری مختلف را بررسی کرده و معتقد است که اگر دی‌اکسیدکربن جو دو برابر شود بارش جهان حدود ۱۰٪ افزایش خواهد یافت. البته تغییرات بارش همچنان که یادآور شدیم در نقاط مختلف متفاوت خواهد بود. جدیدترین محاسبات حاکی از آنست که بارش تابستانهٔ بسیاری از نقاط جهان از جمله نواحی مجاور استوا، هند و استرالیا و نیمهٔ جنوبی ایالات متحده افزایش خواهد یافت ولی بارش سالانهٔ بخشهای بزرگی از افریقا و امریکای جنوبی کاهش می‌یابد.

با انتقال کمربندهای اقلیمی به سوی قطب، چرخندهای نواحی حارّه به عرضهای بالاتر جغرافیایی کشیده می‌شوند و بارندگیهای شدیدی که در گذشته در این عرضها روی نمی‌داد فراوان خواهد شد. دامنهٔ اثر موسمیها نیز گسترش می‌یابد و کمربندهای پرفشار جنب حارّه که عامل پیدایش مناطق خشک جهان به شمار می‌روند جابه‌جا می‌شوند. به سبب افزایش تبخیر، بارش نواحی ساحلی محتملاً افزایش خواهد یافت ولی بارش نواحی داخلهٔ خشکیها از این لحاظ تغییری نخواهدکرد. البته با افزایش دما فراوانی بارشهای شدید همرفتی نسبت به سایر انواع بارش در نواحی داخلهٔ خشکیها افزایش می‌یابد؛ در نتیجه فرسایش خاک، خطر سیلاب و خطر سرریز شدن سدها افزایش می‌یابد (لیناکره، ۱۹۹۲).

(کوتزباخ و رایت، ۱۹۸۵)[20] الگوی چرخش عمومی جو در ۱۸ هزار سال پیش را به کمک یک مدل چرخش عمومی (GCM) شبیه‌سازی کرده‌اند و از این راه الگوی جغرافیایی دما و بارش در نیمکرهٔ شمالی را به دست آورده‌اند. این گونه مدلها را می‌توان برای پیش‌بینی وضع این الگوها در آینده به کار برد اما عیب آنها در این است که چون اندازهٔ یاخته‌های این مدلها بسیار بزرگ است (ابعاد افقی معمولاً ۱۰۰۰×۵۰۰ کیلومتر و ابعاد عمودی معمولاً ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر است) نتایج آنها را نمی‌توان در مقیاس ناحیه‌ای به کار برد.

گرمایش و یخهای دریایی

یکی از علل بسیار مهم تغییرات سالانهٔ آلبدو در نواحی قطبی تغییرات سطح پوشیده از برف بر روی خشکیها (برفپوشها) و تغییر وسعت یخهای دریایی بر روی اقیانوسهاست. تشکیل یخهای دریایی از یک سو چگالی آب را بر هم می‌زند و موجب پیدایش ژرفاب و کفاب می‌شود و از سوی دیگر همچون عایقی حرارتی بین جو و اقیانوس قرارگرفته و تبادل حرارت بین این دو دستگاه را به نصف کاهش می‌دهد. این وضع حتی پس از ذوب یخهای دریایی نیز پابرجا می‌ماند زیرا رسانایی گرمایی آب شیرینی که از ذوب این یخها حاصل آمده و روی آبهای شور زیرین قرار گرفته است نسبت به آب شور کمتر است و گرمای لایه‌های زیرین را حفظ می‌کند.

با این که اطلاعات ماهواره‌ای بیانگر تغییرات چشمگیر در وسعت یخهای دریایی است اما هیچ روند بلندمدتی که نشانهٔ کاهش معنادار آن باشد تأیید نشده است (توماس، ۱۹۸۳).

گرمایش و یخچالهای کوهستانی

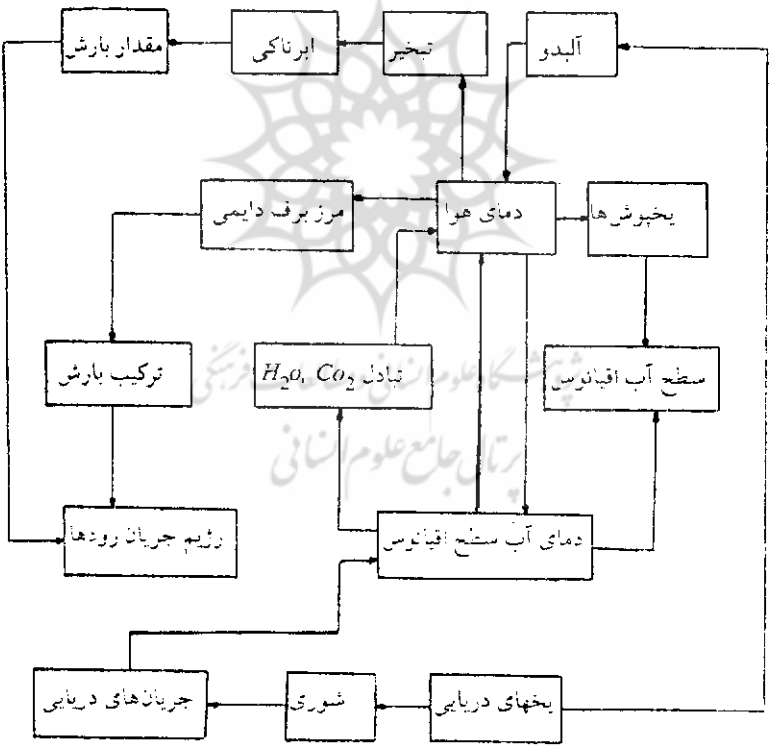
اگر متوسط افت محیطی دما را ۰/۷۵° سلسیوس به ازای هر صد متر افزایش ارتفاع در نظر بگیریم به ازای ۳° افزایش دمای زمین، مرز برف ۴۰۰ متر افزایش خواهد یافت (لیناکره، ۱۹۹۲). افزایش ارتفاع مرز برف بویژه در کوهستانهایی که با نزدیک شدن به چکاد وسعت اراضی بشدت کاهش می‌یابد حجم بالقوه ذخیره را بشدت محدود می‌سازد و آب رودخانه‌هایی که از این منابع برفی تغذیه می‌شده‌اند را کاهش می‌دهد. از این گذشته چنانچه دمای متوسط زمین ۳° افزایش یابد مدت دوام برف ۵۰ روز کمتر خواهد شد (لیناکره، ۱۹۹۲) و در نتیجه طول مدت پرآبی رودخانه‌های مربوط نیز کمتر خواهد شد.

نتیجه گیری

اقلیم دستگاه پیچیده‌ای است که همواره توسط عوامل درونی و برونی در حال تغییر است. تغییر

20- Kutzbach and Wright

یک عنصر از دستگاه اقلیم در سراسر آن گسترش می‌یابد. عوامل مختلفی که سبب بیشتر شدن دمای زمین می‌شوند بر عناصر مختلف آب‌کره اثر می‌گذارند (به نمودار شماره ۵ نگاه کنید). با گرمتر شدن زمین سطح آب اقیانوسها بالا خواهد آمد و بویژه کشورهای کم‌ارتفاع ساحلی با خطر روبرو خواهند شد، گسترهٔ یخپوشها کاهش خواهد یافت و از وسعت یخهای دریایی کاسته خواهد شد. به دنبال آن افزایش دمای عرضهای بالا تشدید خواهدشد؛ گرادیان دما بین استوا و قطب کاهش می‌یابد و الگوی چرخش عمومی هوا تغییر خواهدیافت. به دنبال تغییر الگوی فشار، بارش برخی نقاط افزایش و بارش برخی نقاط کاهش خواهد یافت. به این ترتیب کمربندهای اقلیمی به سوی عرضهای بالاتر جابه‌جا می‌شوند و مناطقی که سالها با شرایط اقلیمی ویژه‌ای سازگاری یافته‌اند و مبانی اقتصادی و اجتماعی خود را بر پایهٔ حالت اقلیمی معینی طراحی کرده‌اند ناگزیر می‌شوند بسیاری از چیزها را از نو بسازند.



نمودار شماره ۵: نمودار زنجیری پیوندهای عناصر مهم چرخهٔ آب با دما

منابع و مآخذ

۱ـ غیور، حسنعلی و مسعودیان، سیدابوالفضل، «بررسی نظام تغییرات مجموع بارش سالانه در ایرانزمین»، نیوار ، ۲۹، ۱۳۷۵، ص ۲۷ ـ ۶.

2- Barry, Roger, J. and Richard, J. Chorley "***Atmosphere weather and climate***", Routledge, 1990.

3- Chow, V. T., et at, "***Applied Hydrology***", MC Graw - Hill, 1988.

4- Cuchlaine, A. M., and King, M. A., "***Oceanography for Geographers***", 1965.

5- Dawson Alastair G., "***Ice Age Earth, Late Quaternary Geology and Climate***", Routledge, 1992.

6- Dunn, G. E., and Miller, B. I., "***Atlantic hurricanes***", Louisiana state university press, 1960.

7- Flelix, G. Sulman, "***short and long - term changes in climate***", vol. I, RC press, 1981.

8- Fujita, T. T., "***Tornadoes round the world***", weather wise 26, 1973.

9- Goudie, Andrew, "***Environmental change***", clarendon press oxford, 1989.

10- GPA , "***Global climate change***", Group public, Affairs shell International Petroleum Company, 1990.

11- Gregory, S., "Regional Variation in the Trend of Annual Rainfall over the British Isles", ***Geographical Journal*** 122, 1956, p. 346-353.

12- Hansen, J., et at, "Climate Response Times: Deppendence on climate sensitivity and ocean mixing", ***science*** 229, 1985, p. 857-859.

13- Henderson - sellers, A. and K. Mc Guffie, "***A Climate Modelling Primer***", John wiley and sons, 1990.

14- Kutzbach, J. E., and Wright, H. E., "Simulation of the climate of 1800 years B. P., Result for the North American/ North Atlantic/ European sector and comparison with the geological record of Norh America", ***Quaternary science Review***, 4, 1985, p. 147-187.

15- Linacre, Edward, "***Climate data and resources: A reference and guide***", Routledge, 1992.

16- Mann K. H. and Lazier J. R. N., "***Dynamics of marine ecosystems, Biological - Physical interactions in the oceans***", Blackwell scientific publication INC, 1991.

17- Milton, D., "Some observation of global trends in tropical cyclone frequencies", ***weather*** 29, 1974, p. 267-5270.

18- Mitchell, J. F. B., "The greanhouse effect and climate change", ***Rer. Geophys*** 27, 1989, p. 115-139.

19- Riehl, H., "Sea surface temperature anomalies and hurricanes", ***Bulletin American meteorology society*** 34, 1956, 413-417.

20- Sanderson, M., "***Unesco source book in climatology for hydrologists and water resources engineers***", 1990.

21- Thomas, Robert H., "***Polar Research from Satellites***", NASA, 1933.

22- Mason, John, "***Monitoring the environment***", oxford university press, 1992.