نقش انسان در تغییرات دمایی سدهٔ اخیر

دکتر حسین عساکره
عضو هیأت علمی گروه جغرافیا ـ دانشگاه زنجان

چکیده

به دلیل اهمیت و تأثیر اقلیم بر شرایط محیطی و اقتصادی ـ اجتماعی، و همچنین نقش آن در برنامه‌ریزی‌های خرد و کلان، تغییرات رفتار اقلیم جهانی در بازه‌های زمانی طولانی (روند) و کوتاه‌مدت (فازها و چرخه‌ها)، به‌ویژه در سال‌های اخیر، و مؤلفه‌های گوناگون اقلیمی با توجه به ویژگی‌های زمانی ـ مکانی موردتوجه محافل علمی بوده‌است.

در این میان، نقش انسان در تغییر اقلیم به‌دلیل شدت و سرعت اثر آن، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. جنبه‌هایی عمده از این تغییرات، به‌خصوص طی سدهٔ اخیر، به نقش و عملکرد انسانی نسبت داده‌می‌شود.

در این تحقیق سعی شده‌است، نقش انسان در تغییر اقلیم از نظر عوامل مؤثر بر بیلان انرژی بررسی و موردمداقه قرارگیرد. در این راستا، نقش فعالیت‌های بشری در گسیل گازهای گلخانه‌ای، بیش از دیگر عوامل موردتوجه قرار خواهدگرفت. سپس نقش انسان در انتشار هواویزه‌ها به جو و نیز تغییر آلبدوی سطوح بررسی شده‌است.

بر پایهٔ یافته‌های این تحقیق، نقش انسان در تغییر بیلان انرژی، از طریق تغییر در ترکیبات و عملکرد جو در مقیاس کلان، و نیز تغییر سطح زمین به‌عنوان منبعی دیگر در گرمایش جو، اعمال می‌شود. این تأثیرات برخی خواسته و گاهی ناخواسته و برخلاف میل انسان هستند. معمولاً اثرات انسانی بر پیکرهٔ اقلیم به همراه واکنش‌های بازخوردی اقلیم، فرایندهای غیرقابل پیش‌بینی و بغرنجی را به دنبال دارند.

۱. مقدمه

طی سدهٔ گذشته، میانگین دمای پهنه‌های خاکی ۰/۲۱۴±۰/۵۵۴ درجهٔ سلسیوس (Hansen and Lebedeff, 1987) و دمای کل کرهٔ زمین ۰/۱۳±۰/۳۸ درجهٔ سلسیوس (Jones et al, 1986 C) افزایش یافته‌است. بیش‌تر گرمایش مزبور از دهه‌های نخستین قرن بیستم آغاز شده‌است. اگرچه این میزان گرما ممکن است در نظر اول ناچیز به نظر برسد، اما بررسی‌های بوم‌شناختی نشان می‌دهند که تغییرات میانگین ارقام درازمدت دمای هوا، حتی درصورتی که از ۰/۲-۰/۱ درجهٔ سلسیوس هم تجاوز نکند، بازواکنش‌های حساسی در سیستم مزبور پدید می‌آورد. درحالی که نوسانات سالانه و فصلی از لحاظ وضعیت هوا، اگرچه حاوی دامنهٔ بزرگ‌تر است، اما اکوسیستم‌ها را چندان تحت‌تأثیر قرارنمی‌دهد. بنابراین، زمان تعادل و لختی اکوسیستم را می‌توان یک فرایند حفاظتی درمقابل تأثیرات کوتاه‌مدت و شدید هوا تلقی کرد (کاویانی، ۱۳۷۵).

از این رو، واقعیت تغییر اقلیم از موضوعات موردتوجه محافل علمی و حتی عوام، طی چند دههٔ اخیر بوده‌است و تحقیقات گسترده‌ای در مقیاس جهانی، ناحیه‌ای و محلی را به خود اختصاص داده‌است. بررسی و مطالعهٔ تغییرات اقلیم ـ دما از این نظر در مطالعات جغرافیایی حائز اهمیت هستند که جنبه‌های عمده‌ای از این تغییرات، به‌خصوص طی سدهٔ اخیر، به نقش و عملکرد انسانی (شهرسازی، جنگل‌زدایی، توسعه و رشد صنعتی و افزایش گازهای گلخانه‌ای، و...) نسبت داده

می‌شود. از طرف دیگر، تغییراقلیم به دلیل جنبه‌های علمی و عملی آن و نیز به خاطر اثرات محیطی و اقتصادی ـ اجتماعی آن از اهمیت بسیارزیادی برخوردار است؛ چرا که سیستم‌های انسانی وابسته به عناصر اقلیمی (کشاورزی، صنایع و خدمات) براساس فرض ثبات و پایداری اقلیم طراحی شده‌اند و عمل می‌کنند(کاویانی و عساکره، ۱۳۸۰).

۲. رفتار دمای کرهٔ زمین طی سدهٔ اخیر

همان‌گونه که گفته شد و براساس مدل‌های آماری، میزان افزایش دمای کرهٔ زمین طی سدهٔ اخیر روندی افزایشی را طی کرده‌است. بر اساس داده‌های هانسن و لبدف (۱۹۸۷)، میانگین دمای کرهٔ زمین طی سال‌های ۱۹۴۰ ـ ۱۸۸۰، یک فاز افزایشی داشته‌است. در این فاز، میانگین دما حدود ۰/۵ درجهٔ سلسیوس افزایش داشته‌است و از سال ۱۹۴۰ تا سال ۱۹۶۵، یک فاز کاهش دما به میزان ۰/۲ درجهٔ سلسیوس رخ داده‌است. از سال ۱۹۶۵ تا سال ۱۹۸۰، فاز افزایش مجددی در میانگین دمای جهانی با مقدار ۰/۳ درجهٔ سلسیوس گزارش شده‌است(نمودار ۱).

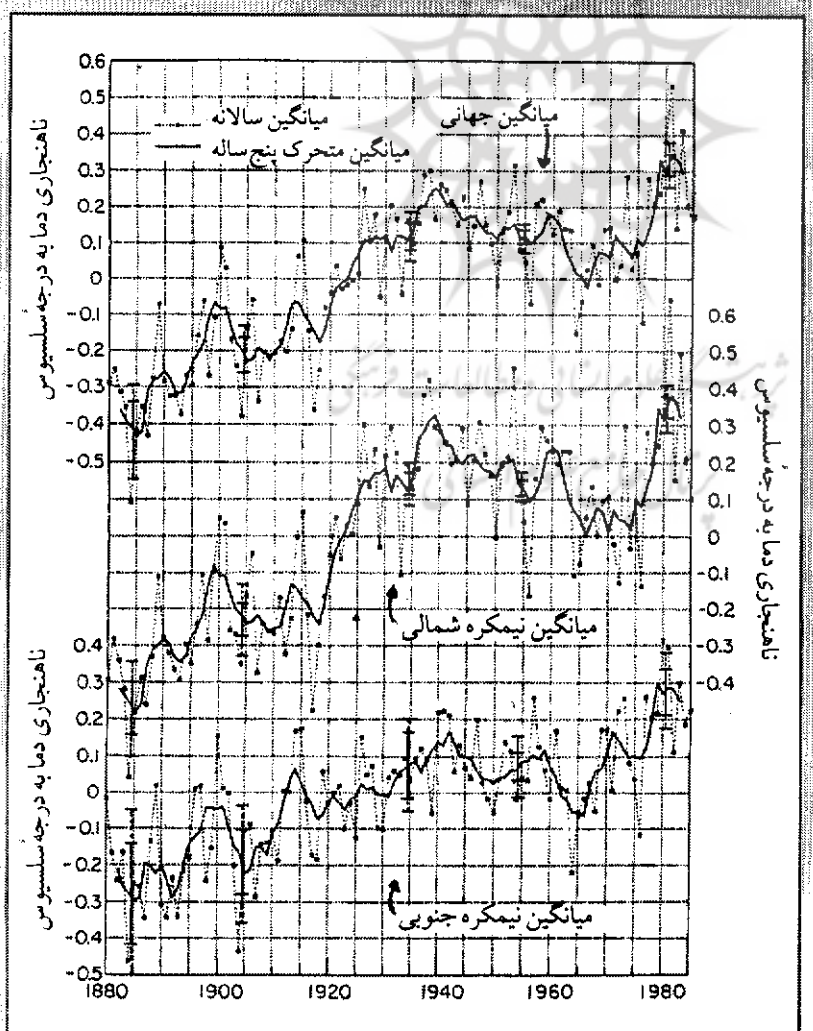
رفتار دما در نیمکرهٔ شمالی تشابه بیش‌تری با میانگین جهانی داشته‌است. مثلاً طی فاز اول، میانگین دما در نیمکرهٔ شمالی حدود ۰/۶ درجهٔ سلسیوس افزایش داشته و بین سال‌های ۱۹۷۰ ـ ۱۹۴۰، با ۰/۳ درجهٔ سلسیوس کاهش دما وطی سال‌های ۱۹۸۰ ـ ۱۹۷۰ با حدود ۰/۳ درجهٔ سلسیوس افزایش دما مواجه بوده‌است. هرچند بین فازهای دمایی نیمکرهٔ جنوبی و میانگین جهانی هماهنگی‌های نسبی دیده‌شده‌است، با به‌کارگیری فیلتر پائین گذر پنج ساله معلوم شده که طی قرن اخیر (۱۹۸۰ ـ ۱۸۸۰)، افزایش دما در نیمکرهٔ جنوبی حداکثر حدود ۰/۶ درجهٔ سلسیوس بوده‌است(نمودار ۱).

شایان توجه است که بیشینهٔ دمایی در سطح جهانی و در نیمکرهٔ شمالی به‌طور همزمان در سال ۱۹۸۱ و حداکثر دمای ثبت‌شده در نیمکرهٔ جنوبی طی سال ۱۹۸۰ رخ داده‌است. دمای بیشینه به‌ثبت‌رسیده در نیمکرهٔ شمالی طی سال ۱۹۸۱ برابر با دمای سال ۱۹۴۰ بوده‌است. بنابراین، میانگین دمای نیمکرهٔ شمالی طی دورهٔ آماری، حاوی دو قلهٔ همسان است، در حالی که دمای سال ۱۹۸۰ در میانگین جهانی و نیز در نیمکرهٔ جنوبی تا ۰/۲ درجه، برتری دما را نسبت به دههٔ ۱۹۴۰ نشان می‌دهد.

از آنچه که گفته شد و چنان که در نمودار ۱ نیز قابل مشاهده است، می‌توان استنباط کرد که در میانگین درازمدت دمای کرهٔ زمین، سه فاز رخ داده‌است. الگوهای فضایی سه فاز مزبور به‌این شرح است (Hansen and Lebedeff, 1987):

۱. فاز گرم (۱۹۴۰ ـ ۱۸۸۰): بیش‌ترین گرمایش این فاز در عرض‌های بالای نیمکرهٔ شمالی، به‌خصوص در آلاسکا، مرکز کانادا، گرینلند، سواحل شمال آسیا و بخش‌هایی از اقیانوس منجمد شمالی، و همچنین در برخی مناطق عرض‌های پائین مثل ایالات متحده آمریکا، چین، آفریقا و بخش‌هایی از آمریکای جنوبی روی داده‌است. میزان افزایش دما نسبت به میانگین درازمدت تا ۰/۵ درجهٔ سلسیوس بوده‌است. شایان ذکر است که شواهد موجود حاکی از روند کاهشی در برخی نقاط

نمودار ۱. ناهنجاری دمای کرهٔ زمین، نیمکرهٔ شمالی و جنوبی طی سال‌های ۱۹۸۵ ـ ۱۸۸۰ (هانسن و لبدف، ۱۹۸۷)



نیمکرهٔ جنوبی طی این فاز است، اما فقدان ایستگاه‌های ثبت داده‌ها با طول دورهٔ آماری مناسب، امکان اثبات این ادعا را مشکل ساخته‌است.

۲. فاز سرد (۱۹۶۵ ـ ۱۹۴۱): طی این فاز، عرض‌های بالا در نیمکرهٔ شمالی، به‌خصوص آلاسکا، شمال کانادا، شمال غرب گرینلند و سواحل شمالی آسیا و نیز عرض‌های پائین‌تر در چین و آفریقا، دوره‌ای از کاهش دما را تجربه کرده‌اند. اما در امتداد عرض‌های ۶۰ ـ ۴۰ درجهٔ شمالی، یعنی از اروپای غربی تا آسیای مرکزی (دریاچهٔ بایکال)، روند گرمایشی فاز پیشین همچنان حاکمیت داشته‌است.

۳. فاز گرم (۱۹۸۵ ـ ۱۹۶۶): در این فاز، به استثنای دمای نواحی جنوبی گرینلند که با روند کاهشی مواجه بوده‌است، سایر نواحی عرض‌های شمالی، یعنی آلاسکا، شمال غرب کانادا و نیمهٔ شمالی آسیا، روند افزایشی داشته‌اند.

در این نوشتار سعی می‌شود، نقش انسان در تحولات یادشده از نظر عوامل مؤثر بر بیلان انرژی بررسی و مورد مداقه قرار گیرد. در این راستا، نقش فعالیت‌های بشری در گسیل گازهای گلخانه‌ای، بیش از دیگر عوامل مورد توجه قرار خواهد گرفت.

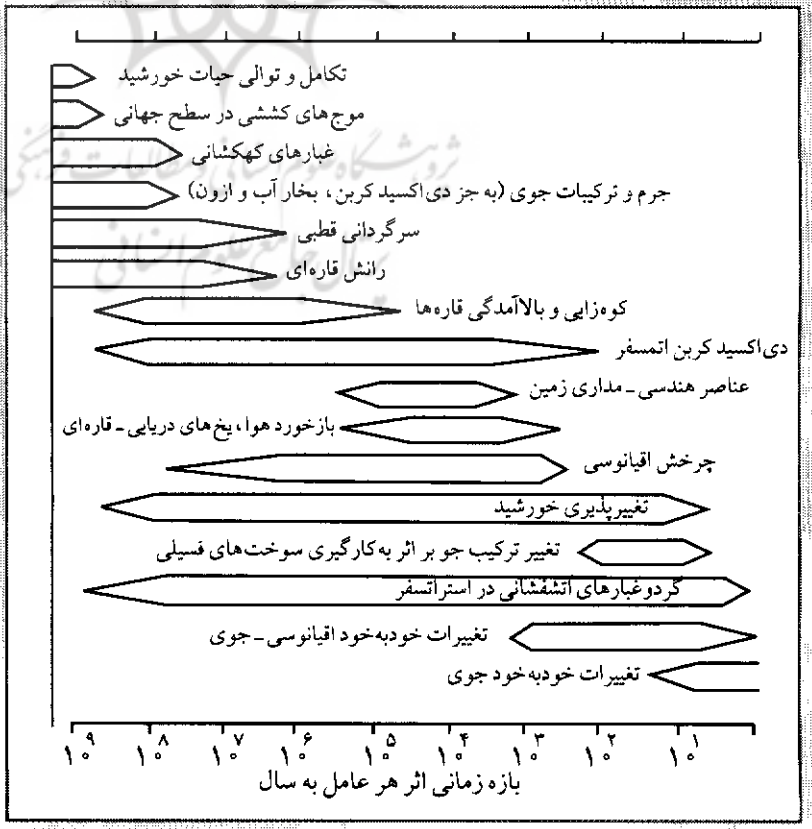
۳. علل انسانی تحولات اقلیمی

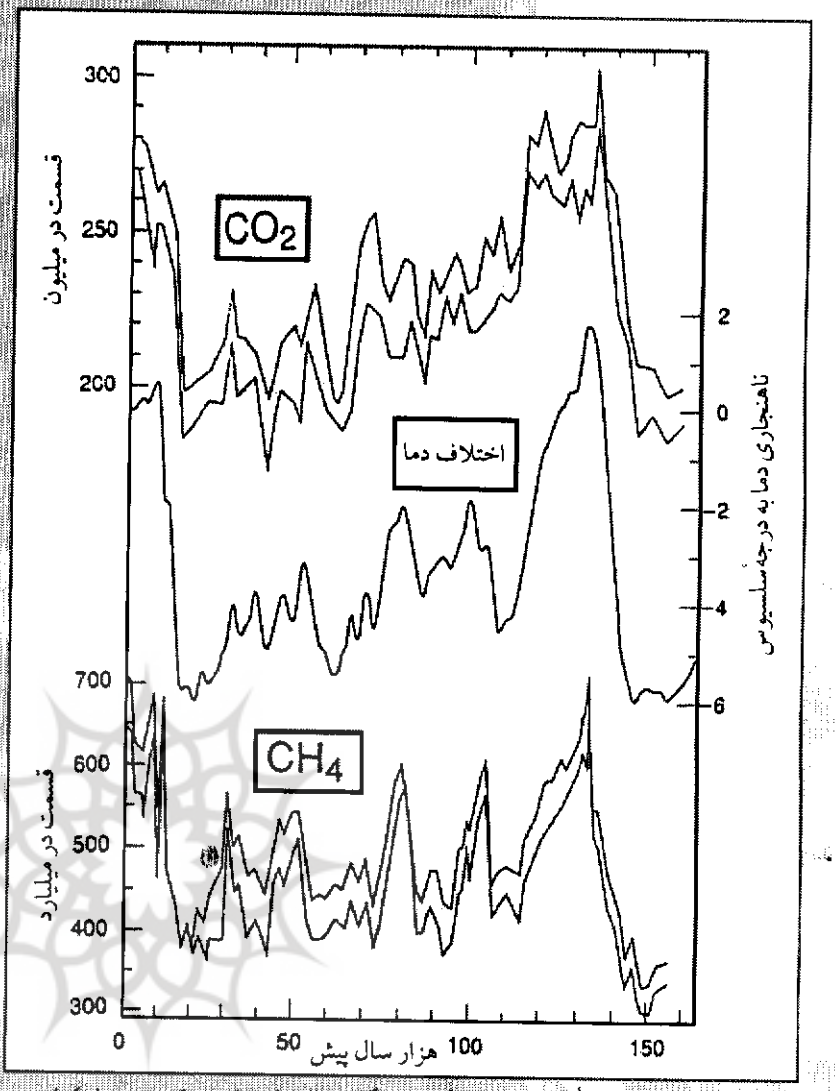
درک علت یا علل دگرگونی‌های اقلیم مشکل‌تر از ردیابی تحولات مزبور است، زیرا تحولات اقلیمی، حاصل سلسله رویدادهای گسترده‌ای است که در سیستم اقلیم به‌وقوع می‌پیوندد و هیچ عامل منفردی قادر به توضیح و توجیه دقیق رویدادهای مزبور نیست (رودیمن و کوتزباخ، ترجمهٔ غروی، ۱۳۷۰). بنابراین، مجموعه‌ای از علل و شاید عللی که تاکنون از آن‌ها آگاهی نداریم، در پیدایش دگرگونی‌ها دخالت داشته‌اند. نقطهٔ مشترک همهٔ عوامل، تأثیر بر موازنهٔ انرژی زمین است. هرچند سهم هریک از عوامل ممکن است کوچک باشد، اما زمانی که همهٔ عوامل در یک جهت اثر کنند، مجموعهٔ این اثر چشمگیر و بارز خواهدبود. به‌هرحال، اگر چه علل پدیدآورندهٔ دگرگونی‌ها ماهیت جهانی دارد، اما اثرات آن‌ها همه‌جا به یک شکل ظاهر نمی‌شوند (غیور و مسعودیان، ۱۳۷۶). از طرف دیگر، نظریات ارائه‌شده دربارهٔ علل دگرگونی‌ها، گاه رویدادهایی با دوره‌های بازگشت طولانی و گاه دگرگونی‌هایی با دورهٔ بازگشت کوتاه را توجیه می‌کند. همچنین، بازهٔ زمانی عملکرد و اثر هر عامل نیز متفاوت است (نمودار ۳).

افت‌وخیزهای اقلیمی در مقایس دهه‌ای، حاصل اثرات متقابل نیروها، عوامل و عناصر متفاوت اقلیمی و اثرات سده‌ای اقلیم، به‌ویژه طی قرن اخیر، نتیجهٔ عملکرد نیروهای بشری قلمداد می‌شود (Stocker and Mysak, 1992). یکی از نظریات بسیارجالب در توجیه تغییرات دمایی کرهٔ زمین به‌ویژه طی سدهٔ اخیر، تغییر در غلظت گازهای گلخانه‌ای جو است (نمودار ۳). این نظریه اخیراً موردتوجه بسیار بوده‌است.

ازجمله عوامل اساسی در تولید و افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای قرن اخیر، فعالیت‌های انسانی است که شامل مصرف سوخت‌های فسیلی، کشت و زرع، جنگل‌زدایی، تغییر کاربری زمین، تولید اسپری و مواد خنک‌کننده، و غیره است. به‌هرحال، تغییر اقلیم سدهٔ اخیر و تأثیر گازهای گلخانه‌ای با ابزارهای مناسب قابل اثبات است و همان‌گونه که می‌دانیم، واقعیت تغییر دمای جهانی تابع الگوی جغرافیایی خاصی است که از چرخش عمومی جو ناشی می‌شود و نتیجهٔ آن تفاوت‌های زمانی ـ مکانی پدیدهٔ گرمایش و عملکرد گازهای گلخانه‌ای است. بنابراین نباید انتظار داشت که اثر گازهای مزبور همه‌جا یکسان ظاهر شود. لازم به توضیح است که الگوهای زمانی ـ فضایی تغییرات

نمودار ۲. عوامل دگرگونی‌های اقلیمی و بازهٔ اثر هر عامل (گودی، ۱۹۹۲)





نمودار ۳. رابطهٔ غلظت برخی گازهای گلخانه‌ای (دی‌اکسید کربن و متان) با تغییرات دما (معتمد، ۱۳۷۶)

و همکاران(۱۹۹۰)، بلومفیلد[1](۱۹۹۲) و وودوارد و گسری (۱۹۹۳) و وودوارد و گری(۱۹۹۵) اشاره کرد.

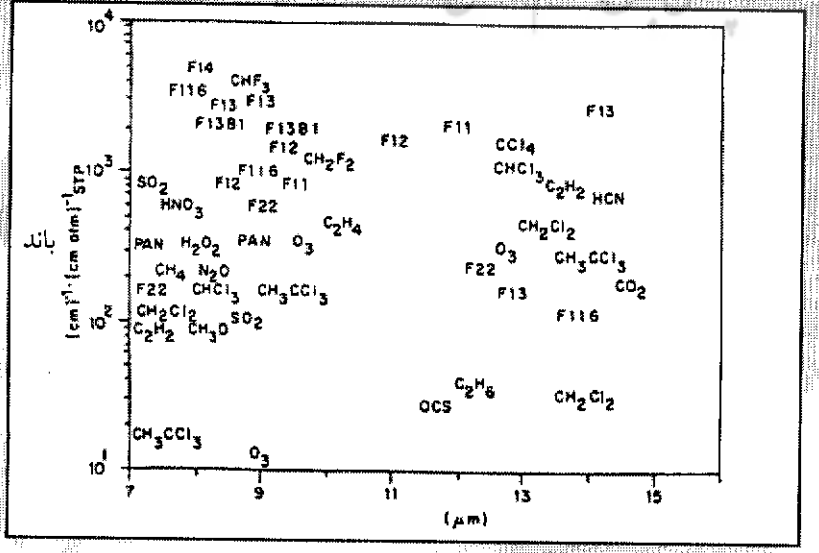
در ادامه، بحث نقش و اهمیت هریک از کنش‌های انسانی مؤثر بر بودجهٔ انرژی را مورد مداقه قرار می‌دهیم. لازم به توضیح است که برخی از فعالیت‌های انسانی در زمرهٔ عواملی هستند که به‌طور مستقیم در افزایش گازهای گلخانه‌ای جو مؤثرند(گسیل گازها) و برخی از طریق تأثیر بر چرخهٔ گازهای مزبور و به‌طور غیرمستقیم، بر فرایند یادشده تأثیر می‌گذارند(انتشار هواویزه‌ها و تغییر آلبدوی سطوح).

۳ـ۱. گازهای گلخانه‌ای

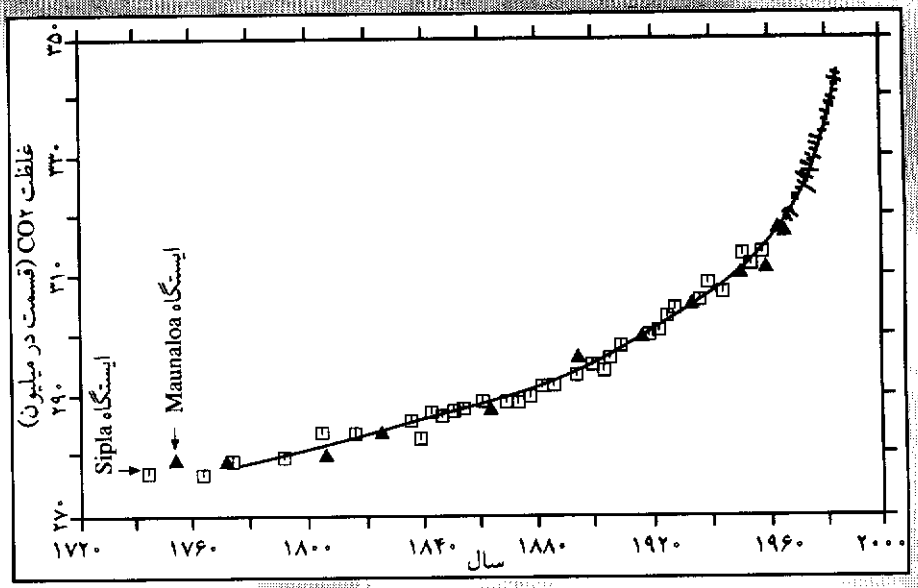
گاز گلخانه‌ای شامل هر ملکولی است که تابش طول موج‌های بلند زمین را جذب می‌کند و با جذب گرمای بخش‌های زیرین اتمسفر، گرمایش به وجود می‌آورد و در عین حال، باعث سرمایش بخش‌های فوقانی (استراتسفر) می‌شود.

جو زمین از ملکول‌های دو اتمی (اکسیژن و نیتروژن)، سه اتمی (دی‌اکسید کربن، اکسیدهای نیتروژن، ازون و بخارآب) و پنج اتمی (متان) تشکیل شده است. ملکول‌های دو اتمی در برابر نور مرئی و مادون قرمز

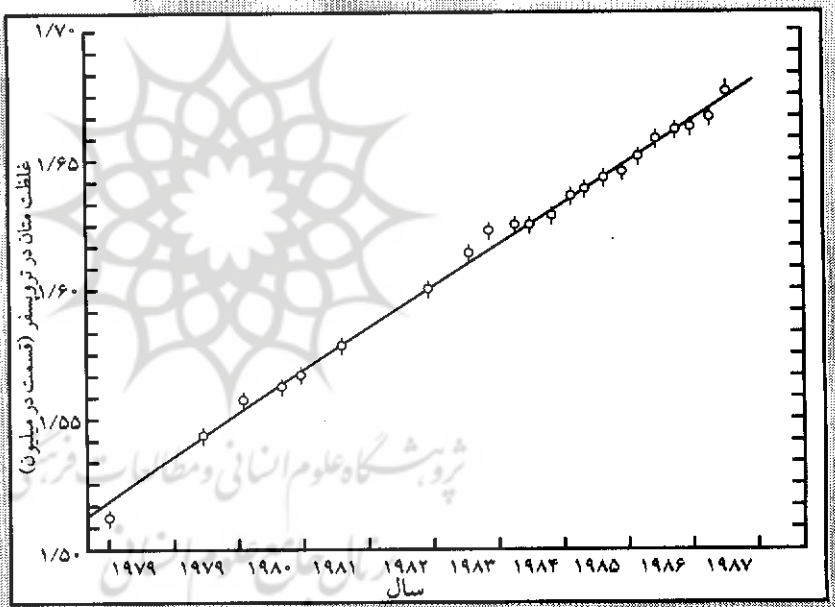
نمودار ۴. باند جذبی گازهای گوناگون موجود در جو (راولند و ایزاکسن، ۱۹۸۸)



اقلیمی، حاکی از عدم تقارن، عدم یکسانی و عدم همزمانی در افت‌وخیز اقلیم جهانی است. چنان که وکچیو و نانی (۱۹۹۴) نشان داده‌اند، سرزمین ایتالیا با دو ناحیهٔ آب‌وهوایی در شمال و جنوب، دو شکل روند را تجربه کرده است. اگرچه در هر دو ناحیه روند افزایشی حاکم بوده، اما در شمال، روند دمای زمستان و در جنوب، روند دمای تابستانه مشخص‌تر و ملموس‌تر ظهور یافته است. از کارهای انجام‌شده در توجیه تغییرات دمایی کرهٔ زمین به وسیلهٔ تغییر غلظت گازهای گلخانه‌ای می‌توان به مطالعات جونس و همکاران(۱۹۸۶ الف، ب و ج)، هانسن و لبدف(۱۹۸۷)، فولاند



نمودار ۵ . تغییرات مقادیر CO_2 جوی براساس دو ایستگاه قدیمی جهان (راولند و ایزاکسن، ۱۹۸۸)



شفافند و مقادیر از طول موج‌های ماورای بنفش را جذب می‌کنند. ملکول‌های سه و پنج اتمی قادر به جذب انتخابی روی اشعهٔ مادون قرمز هستند. نمودار ۴، باند جذبی هریک از گازهای گلخانه‌ای را نشان می‌دهد.

نیتروژن، اکسیژن و ازون، حیات را از زیان تابش اشعهٔ ماورای بنفش در امان نگه می‌دارند و گازهای گلخانه‌ای نیز همچون پوششی، کرهٔ زمین را از طریق کنش در طیف بلند مادون قرمز گرم نگه می‌دارند. بین این دو طول موج پنجره‌ای وجود دارد که حیات را روی کرهٔ زمین تضمین می‌کند (Gates, 1993). به دلیل برخی از فعالیت‌های انسانی، غلظت گاز کربنیک در اتمسفر تغییر یافته است. براساس طیف‌سنجی‌های انجام شده، غلظت co_2 به شکل لگاریتمی با اثر گلخانه‌ای رابطه دارد. یکی از عوامل افزایش سهم این گاز روی اثر گلخانه‌ای، نرخ رشد آن در جو است. نرخ موجود در افزایش co_2 جوی هرسه دهه به طور متوسط ۵٪ درجهٔ سلسیوس افزایش دما را در پی دارد.

به‌کارگیری سوخت‌های فسیلی از سال ۱۹۵۰ به بعد، افزایش مونواکسید کربن جوی را موجب شده است. از دورهٔ ۱۹۵۰ تاکنون، به کارگیری سوخت‌های موردبحث تا ۵۰ برابر افزایش یافته‌است. این فرایند به همراه سوختن ناقص سوخت‌های فسیلی، در افزایش دی‌اکسیدکربن جو نقش عمده و انکارناپذیری ایفا می‌کند(نمودار ۵).

اقیانوس‌ها و فرایند فتوسنتز در گیاهان، جذب دی‌اکسیدکربن و ایجاد حالت تعادلی آن را به‌عهده دارند، اما انتشار دی‌اکسیدکربن بیش از توان جذبی اقیانوس‌ها و جنگل‌هاست (Rowland and Isakesen, 1988). توضیح این‌که سالانه ۶ میلیارد تن co_2 بر اثر مصرف سوخت‌های فسیلی به جو گسیل می‌شود، از این میزان، حدود ۳ میلیارد تن در جو باقی می‌ماند و بقیه به وسیلهٔ اقیانوس‌ها و جنگل‌ها جذب می‌شود.

توزیع ناهمگون خشکی‌ها و به‌تبع آن، توزیع نامساوی جمعیت در دو نیمکرهٔ شمالی و جنوبی، باعث تفاوت در گسیل آلاینده‌ها به جو شده‌است. جدول ۱ میزان گسیل co_2 به جو، به‌ازای هر شخص در دو نیمکره و نیز در کل کرهٔ زمین را نشان می‌دهد.

جدول ۱ . سهم انسان در غلظت دی‌اکسیدکربن جو

(Giambeiluca and Henderson-Sellers, 1996)

	میزان گسیل CO_2 به میلیون تن	جمعیت به میلیارد نفر	میانگین سرانه به میلیون نفر
نیمکرهٔ شمالی	۱۶۶۲۳	۴/۴۰۴	۳/۷۷
نیمکرهٔ جنوبی	۱۲۰۹	۰/۶۴	۱/۸۹
میانگین جهانی	۱۷۸۳۲	۵/۰۴۴	۳/۵

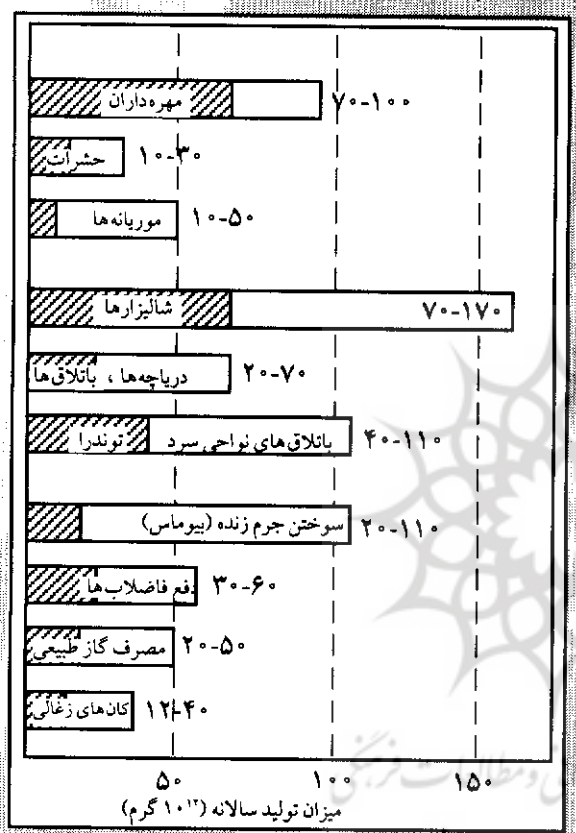
از آن‌جا که اغلب کشورهای صنعتی جهان در عرض‌های معتدلهٔ شمالی واقع هستند، منشأ آلاینده‌های موردبحث عمدتاً از این بخش کرهٔ زمین است. علاوه بر گازهای سه و پنج اتمی، عصر نوین گازهای گلخانه‌ای دیگری را نیز برای جو به ارمغان آورد. گازهای مزبور به فرئون‌ها-CFC_{11} (CFC_{12})[۲] معروف هستند. با وجود این که آتشفشان‌ها حدوداً یک‌درصد از کل این گازها را تولید می‌کنند، اما منشأ این گازها عمدتاً فعالیت انسانی است. از سال ۱۹۳۰ تاکنون، حدود 10^{10} کیلوگرم فرئون به جو تزریق شده‌است. نرخ افزایش سالانهٔ این گاز به‌طور متوسط ۴ درصد است، اما غلظت این گاز همچنان کم‌تر از ۱PPM است.

ترکیب یک ملکول از فرئون‌ها می‌تواند به اندازهٔ 10^4 ملکول دی‌اکسیدکربن، گرمایش به دنبال داشته باشد و دوام آن در جو تا یک سده برآورد شده‌است (*Rowland and Isaksen, 1988*). افزایش این گاز، تخریب لایهٔ ازون را در پی دارد. بنابراین، اهمیت فرئون‌ها از جنبهٔ دوام، باند جذبی (۱۰ میکرومتر) و نیز اثر تخریبی بر ازون قابل تأمل است (کوچکی و شریفی، ۱۳۷۶؛ Carpenter، 1991 و Gates1993، Samules و 1994 and Prasad).

ازجمله گازهای گلخانه‌ای مؤثر بر بودجهٔ حرارتی جو می‌توان به متان (CH_4) اشاره کرد. طی ۱۶۰ تا ۱۰ هزارسال پیش، غلظت متان از *PPM* ۰/۳۵ (دوره‌های سرد) تا *PPM* ۰/۶۵ (دوره‌های بین یخچالی) متغیر بوده‌است (Gates, 1993). از ۱۰ هزار سال پیش تاحدود ۴۰۰ سال پیش، غلظت متان *PPM* ۰/۸ ـ ۰/۷ برآورد شده‌است (*Rowland, 1988*). افزایش سالانهٔ این گاز حدود ۱ـ۰/۵ درصد برآورد شده‌است (*Isidorev, 1990*). مجموعاً دوسوم متان جو، حاصل فعالیت‌های انسانی است. حدود ۴۰ درصد از متان حاصل از فعالیت‌های انسانی، از مزرعه‌های زیرکشت برنج حاصل می‌شود (*Barry and Chorley, 1992*). فعالیت‌های عمدهٔ دیگری که باعث فزونی متان می‌شود، دامپروری، سوزاندن کاه و کلش، سوزاندن چوب و فاضلاب‌های کشاورزی است. از آن‌جا که سالانه ۵ درصد بر تعداد دام‌ها و ۷ درصد بر وسعت زمین‌های کشاورزی افزوده می‌شود، سهم سالانهٔ این منابع هرساله روبه افزایش است (نمودار ۶).

متان در واکنش‌های فتوشیمیایی، تعیین‌کنندهٔ میزان ازون و هیدروکسیل است. اکسیده‌شدن متان منبع مهمی برای تولید بخار آب و رادیکال[۳]های OH است (Gates, 1993). افزایش هیدروکسیل باعث تخریب متان و کاهش آن، افزایش سریع متان را باعث می‌شود. هر *PPM* ۰/۹ افزایش متان قادر است، میزان بخار آب استراتوسفر را دوبرابر کند، و هر ملکول متان حدود ۲ ملکول آب تولید می‌کند. افزایش متان در ۲۵ کیلومتری سطح زمین می‌تواند اثر گلخانه‌ای را ۴۰ ـ ۲۰ درصد افزایش دهد. از کل متان تزریق شده به جو ۸ درصد آن در جو باقی می‌ماند و به مقادیر قبلی اضافه می‌شود. این امر توجیهی برای افزایش غلظت این گاز در جو، طی سدهٔ اخیر است (عسکری، ۱۳۷۱).

همان گونه که اشاره شد، بین غلظت گازهای گلخانه‌ای در جو و دما روابط آشکاری وجود دارد. اما میزان تأثیر هر گاز در افزایش اثر گلخانه‌ای بستگی به غلظت گاز، طول موج‌های جذب‌شده، مقدار جذب به‌ازای هر ملکول و وجود یا عدم وجود گازهایی دارد که همان طول موج را جذب می‌کنند. مثلاً اثر برخی گازها همچون کلرو فلئورهای کربن و ازون تروپوسفر با افزایش غلظتشان، به‌طور خطی افزایش می‌یابد. در حالی که افزایش غلظت برخی دیگر افزایش لگاریتمی دما را در پی دارد. از دیدگاه ملکولی، قدرت حبس تشعشع در هر ملکول متان، اکسید نیتروژن، CFC_{11}، CFC_{12} به ترتیب ۱۱۰۰۰،



نمودار ۶. مقادیر (الف) و منابع (ب) گسیل متان به جو (راولند و ایزاکسن، ۱۹۸۸)

۲۰۰، ۳۰۰ و ۱۲۰۰۰ برابر هر ملکول دی‌اکسیدکربن است. زمان بقای این گازها در اتمسفر یکسان نیست و اهمیت نسبی هریک از این گازها با گذشت زمان تغییر می‌کند (عسکری، ۱۳۷۱). درنتیجه، به‌منظور احتساب اختلاف زمان بقا و نیز سهولت کار، کمیتی تحت‌عنوان «پتانسیل گرمایش»[۴] برای مقایسهٔ اهمیت نسبی گازها ارائه شده‌است. این شاخص اثر گرمایی ناشی از رهاسازی یک کیلوگرم از هر گاز را نسبت به یک کیلوگرم دی‌اکسیدکربن بیان می‌کند.

در جدول ۲ علاوه بر غلظت و شاخص رشد گازهای گلخانه‌ای، اثرات اقلیمی هریک از گازها برای سه مقیاس زمانی نشان داده‌شده‌است. در این جدول، عکس‌العمل به ورودی تابش در کوتاه‌مدت به وسیلهٔ مقیاس زمانی کوچک و اثرات تجمعی درازمدت به وسیلهٔ مقیاس بزرگ مشخص شده‌است. بر اساس داده‌های این جدول، اثر متان در دهه‌های اول پس از رهاسازی بیش‌تر است، حال آن‌که دی‌اکسید نیتروژن اقلیم را برای مدت‌زمان بیش‌تری متأثر می‌سازد. این گونه به‌نظر می‌رسد که با افزایش زمان لازم برای استحالهٔ هریک از گازها، تأثیر آن‌ها نیز زیاد می‌شود(کوچکی و شریفی، ۱۳۷۶).

ردیابی تغییرات در ارتباط با حساسیت اقلیم نسبت به فزونی گازهای گلخانه‌ای می‌تواند تفسیر تغییرات را در ارتباط با عوامل تغییرزا با صحت بیش‌تری قرین سازد. از این رو، توجیه علل تغییرات اقلیمی بدون توجه به مکانیزم زمان تأخیر و حساسیت اقلیم ممکن است نتایج و استنباط‌های غیرواقعی را حاصل سازد. در حالی که با توجه به زمان لختی[5] و واکنش سیستم اقلیم، توجیه و ردیابی تغییرات اقلیم اگرچه مشکل‌تر، اما به واقعیت نزدیک‌تر خواهدبود (بلومفیلد، ۱۹۹۲). شایان یادآوری است که در تشریح نقش گازهای گلخانه‌ای بر دگرگونی‌های اقلیمی، پیش از هرگونه اقدامی می‌باید عوامل بازخوردی موردتوجه قرارگیرند. این عوامل به «حساسیت اقلیم»[6] موسومند که به وسیلهٔ حالت تعادلی دما به ازای دوبرابرشدن غلظت گازها، مثلاً دی‌اکسیدکربن (ΔT_{2x})، تعریف می‌شود. ویگلی و بارنت[7] (۱۹۹۰) برای برآوردهای متفاوت، حساسیت اقلیم و براساس دمای ثبت شده، نمودارهایی تهیه کرده و با شبیه‌سازی مقادیر، حساسیت اقلیم و نیز براساس عدم قطعیت حاصل از عملکرد مؤلفه‌های نوسانی و تصادفی، یک فاصلهٔ اطمینان ۹۰ درصد به صورت $2/19 > \Delta T_{2x} \leq 0/69$ و به روش برآورد درست‌نمایی بیشینه[8] برای افزایش دی‌اکسیدکربن به‌دست آورده‌اند.

سوخت‌های فسیلی به‌وجود می‌آیند. این هواویزه‌ها به‌دلیل افزایش هدایت الکتریکی جو، اثر مستقیمی بر جذب و پراکنش جریانات تابشی می‌گذارند (Henderson-Sellers and MC Gaffie, 1997). اگر جذب هواویزه‌ها در طیف مرئی باشد، انرژی مستقیماً به جو بازمی‌گردد و اگر جذب و گسیل در طیف مادون قرمز باشد، اثر گلخانه‌ای را افزایش می‌دهد. در این صورت، افزایش هواویزه‌ها به آلبدوی افزون‌تر جو منجر می‌شود (نمودار ۷). بسته به مدت بقای ذرات در جو، میزان تأثیر بر میانگین دما از چنددهم درجهٔ سلسیوس (۰/۴٪ تا ۳٪ درجهٔ سلسیوس ـ Samules and Prasad 1994, Henderson-Sellers and MC Gaffie, 1997). تا تشکیل دوره‌های کوچک یخچالی متفاوت است (Goudi, 1992). بقای ذرات در قسمت‌های گوناگون جو بر حسب قطر ذرات متفاوت است. بقای ذرات در استراتسفر بر حسب قطر آن‌ها از یک سال برای ذراتی به قطر ۵ـ۲ میکرومتر تا ۱۲ سال برای ذرات به قطر ۱ـ۰/۵ میکرومتر تغییر می‌کند (*Henderson-Sellers and MC Gaffie, 1997*).

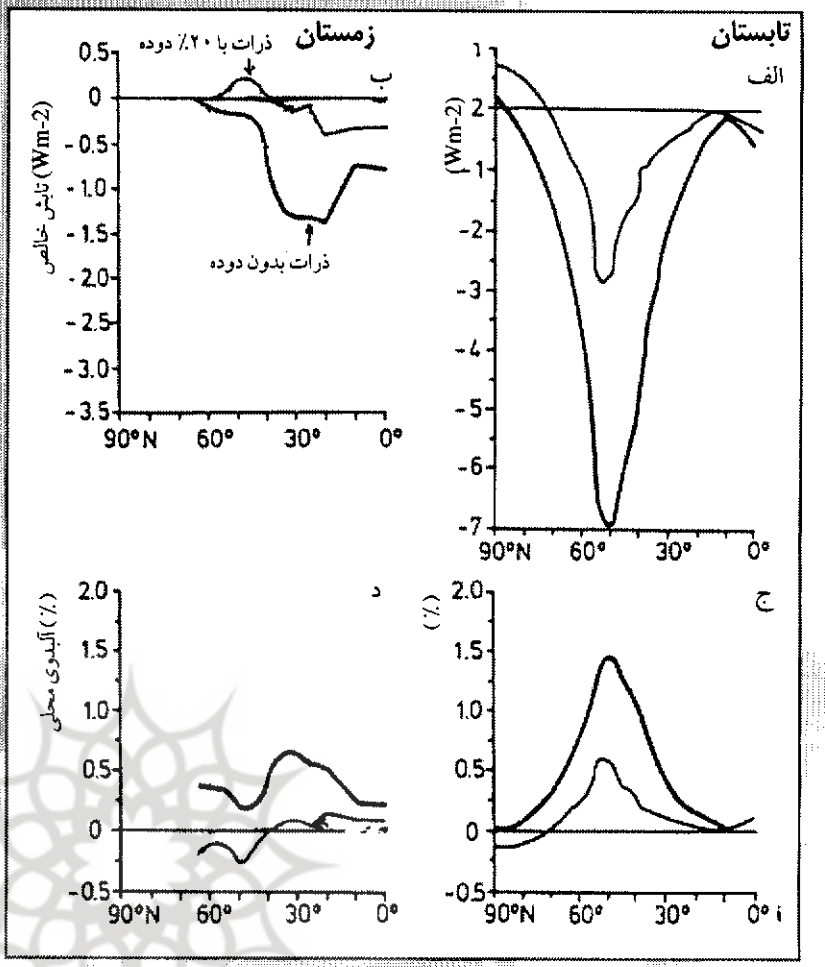
جدول ۲. نقش گازهای گلخانه‌ای در گرمایش جهانی

	غلظت به PPM				شاخص‌های رشد			پتانسیل گرمایش(عسکری، ۱۳۷۱)		
نام گاز		۱۹۵۰ (Barry and chorley)	(Barry ۱۹۸۵ and Chorley)	۱۹۹۰ـ۱۹۹۳ (کوچکی و شریفی)	نرخ افزایش سالانه درصد (Gates)	مدت پایداری به سال (Gates)—	سهم کنونی به درصد(Gates)	۲۰ ساله	۱۰۰ ساله	۵۰۰ ساله
CO_2	۲۸۰	۲۸۰	۳۴۵	۳۵۵	/۵	۱۵۰ـ۵۰۰	۶۰	۱	۱	۱
CH_4	/۸	۱	۱/۷	۱/۷۲	۱	۷ـ۱۰	۱۵	۶۳	۲۱	۹
N_2O	/۲۸۸	/۳	/۳۰۵	/۳۱	/۲	۱۵۰	۵	۲۷۰	۲۹۰	۱۹۰
O_3	ـ	۰	۱۰ـ۵۰	۱۰–۱۵	/۵	/۰۱	۸	ـ	ـ	ـ
CFC_{11}	۰	۰	/۲۴	/۲۸	۴	۶۵	۴	۴۵۰۰	۳۵۰۰	۱۵۰۰
CFC_{12}	۰	۰	/۴	/۴۸۴	۴	۱۲۰	۸	۷۱۰۰	۷۳۰۰	۴۵۰۰

۳ـ۲. انتشار هواویزه‌ها در تروپوسفر

هواویزه‌های تروپوسفر حاصل از آلودگی‌های صنعتی، سوخت‌های فسیلی و سوختن جرم زنده هستند. مثلاً ذرات جامد سولفات‌ها از اکسیده‌شدن SO_2 حاصل از

توزیع ناهمگون هواویزه‌ها در جو، علاوه بر میزان کل تابش خورشیدی



نمودار ۷. تأثیر هواویزه‌ها بر تابش خالص و آلبدو (راولند و ایزاکسن، ۱۹۸۸)

جذب‌شده در سیستم زمین ـ جو، بر توزیع گرما نیز تأثیر می‌گذارد (مهرشاهی، ۱۳۷۰). بدین‌دلیل، برخی از دانشمندان علوم جوی تأثیرات جهانی ذرات معلق در هوا را در مقایسه با گازهای گلخانه‌ای بررسی کرده‌اند و معتقدند که تأثیر سردکنندگی هواویزه‌ها می‌تواند تأثیر گرم‌کنندگی گازهای گلخانه‌ای را خنثاکند(نوریان، ۱۳۷۶). اما به‌دلیل دخالت عوامل متفاوتی چون تراکم، اندازه، میزان اختلاط، نوع ذرات (جاذب یا غیرجاذب) و ترکیب شیمیایی هر ذره و مجموعهٔ ذرات، تخمین اثر ذرات هواویزه بر بودجهٔ تابشی مشکل است (Henderson-Sellers and MC Gaffie, 1997).

دامنهٔ تغییردما بر اثر جذب یا انعکاس اشعهٔ خورشید به‌وسیلهٔ هواویزه‌ها، از صفر تا ۲ درجهٔ کلوین برآورد شده‌است.

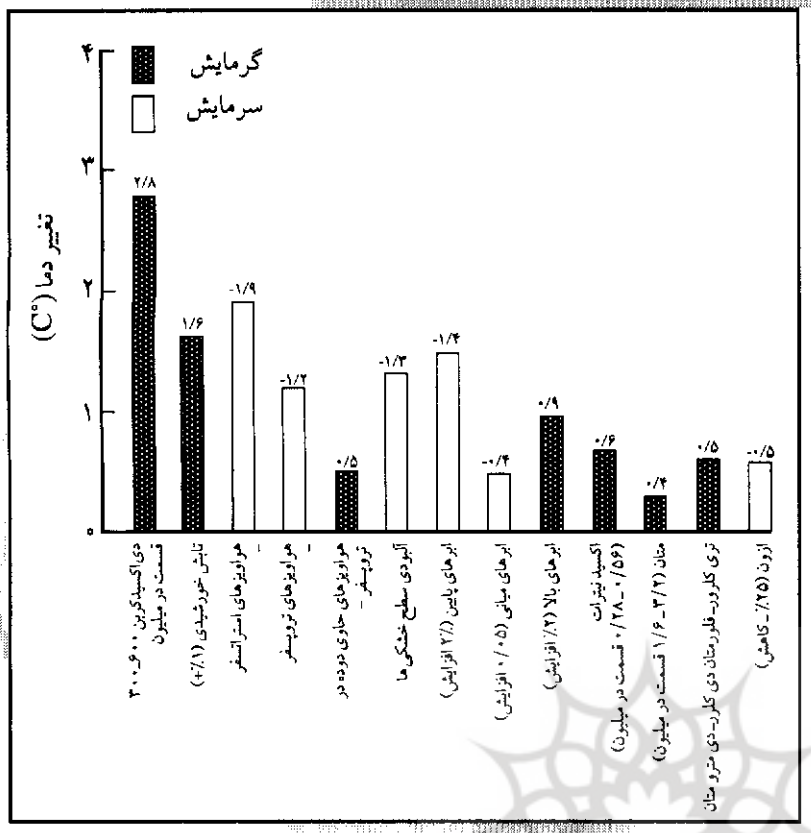
مطالعات انجام‌شده در صحرای آفریقا نشان می‌دهد که در این صحرا، جذب شدید تابش خورشید در لایهٔ غبارآلود (پلیوسفر)، اگرچه تابش خالص رسیده به زمین را کاهش می‌دهد، اما باعث گرم‌شدن لایهٔ نزدیک به سطح زمین می‌شود. با وجود این، بیش از دوبرابر تابش مادون قرمز در لایهٔ غبارآلود صورت گرفته و حدود ۱ درجهٔ کلوین دما را متأثر ساخته‌است.

ازجمله موارد قابل‌توجه در مورد هواویزه‌ها می‌توان به نقش آن‌ها در ابرناکی اشاره کرد. همان‌گونه که می‌دانیم، هواویزه‌ها در قسمت‌های بدون ابر، نقش ابر را در جذب و گسیل تابش ایفا می‌کنند(عسکری، ۱۳۷۱) و همچنین، در شرایط مساعد، هسته‌های اولیهٔ تراکم را تشکیل می‌دهند و بر نوع، رنگ و ارتفاع ابر مؤثر خواهندبود. از طرف دیگر، قدرت بازتاب ابرها نیز به میزان تراکم هواویزه‌های تشکیل‌دهندهٔ ابرها بستگی دارد. مثلاً تراکم زیاد هواویزه‌ها در جو باعث تشکیل ابرهای سطح پائین می‌شود. ذرات این ابرها کوچک‌ترند و توان انعکاسی زیادی دارند. این امر باعث می‌شود، لایهٔ پائین جو بیش از لایهٔ بالایی سردشود(نوریان، ۱۳۷۶). همچنین، هواویزه‌ها نه‌تنها شکل‌گیری بارش، بلکه مقدار آن را برای هر مجموعهٔ ابری مشخص می‌کنند. غلظت هواویزه‌های طبیعی به‌طور میانگین از ۱ میکروگرم در متر مکعب در هوای قطب تا ۱ میلی‌گرم در متر مکعب در هوای غبارآلود بیابان‌ها، متغیر است (عسکری، ۱۳۷۱). نمودار ۸ نقش محتویات جو در سرمایش و گرمایش را مشخص می‌سازد.

۳ـ۳. تغییر آلبدوی سطوح و کاربری اراضی

اختلاف در خصیصه‌های فرهنگی و فیزیکی جمعیت باعث تفاوت در کاربری و تغییر سطح زمین می‌شود. در نیمکرهٔ جنوبی، سطح پائین تغذیه، بهداشت و آموزش و نیز بدهی‌های بالا و چهرهٔ جوان جمعیت، باعث وابستگی بیش‌تر به منابع تولید و طبیعت شده‌است. درحالی که ساکنان نیمکرهٔ شمالی به‌دلیل فناوری بالا، تأثیر بیش‌تری بر چهرهٔ طبیعت دو نیمکره به جا نهاده‌اند.

تغییر سطوح به‌وسیلهٔ انسان بر آلبدوی سیاره‌ای تأثیر می‌گذارد؛ زیرا میزان آلبدوی سیارهٔ زمین به شدت از پوشش سطح آن متأثر است. در این راستا، پهنه‌های گیاهی از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. مثلاً آلبدو در بالای جو جنگل‌های حارهٔ آمازون ۱۵ درصد، در علفزارها ۲۵ درصد و در بیابان‌های آفریقا ۴۰ درصد محاسبه شده است (*Rowland and Isaksen, 1988*). آلبدوی شدید بیابان‌ها به‌دلیل سطوح روشن آن‌هاست.



نمودار ۸. اثر ترکیبات جو بر دمای سطح زمین (هندرسون-سلرز و مک گوفی، ۱۹۹۷)

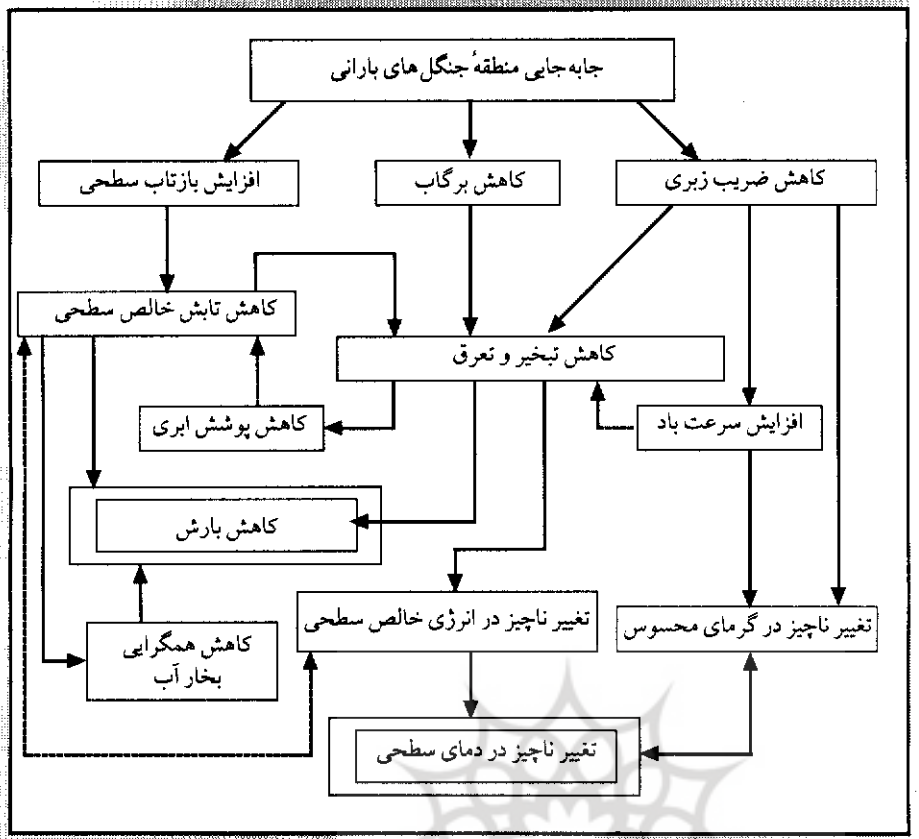
ضعف نور و تابش، وجود هوای راکد، پاکیزگی هوا، کاهش بارش رسیده به زمین (فزونی برگاب)، رطوبت نسبی بالا و رطوبت فراوان خاک و بالاخره کمبود نوسانات دما، ویژگی‌های خاصی بر جنگل‌ها عارض می‌سازند. تخریب این سرزمین‌ها اثرات ویژه‌ای بر اقلیم می‌گذارد. تغییر سطح به‌وسیلهٔ انسان و تبدیل پهنه‌های جنگلی به مناطق بایر، شهری یا کشتزار باعث دگرگونی اقلیم جنگلی می‌شود. عدم وجود رطوبت در سرزمین‌های زدوده شده از جنگل باعث می‌شود، تابش موج بلند زمین بدون هیچ مانعی از سطح زمین خارج شود. اثرات جنگل‌زدایی در یک تقسیم‌بندی کلی در شکل ۹ نشان داده شده است. به اجمال می‌توان گفت، جنگل‌ها در ارتباط با اقلیم اثراتی به این شرح دارند:

* جنگل‌ها منبع ذخیرهٔ دی‌اکسیدکربن هستند. سالانه ۱۵ درصد از CO_2 ورودی به جو بر اثر جنگل‌زدایی حاصل می‌شود و تخریب جنگل‌ها باعث می‌شود که $\frac{4}{5}$ از CO_2 ذخیره شده در درختان به جو بازگردد. (*Rowland and Isaksen, 1988*). از این میزان $\frac{1}{2}$ آن در آب اقیانوس‌ها حل و بقیه به مقادیر موجود در جو اضافه می‌شود (ذوالفقاری، ۱۳۷۴ و *Budyko, 1974*). چنانچه تمام جنگل‌های منطقهٔ حاره تخریب شوند، PM ۸۰-۳۵ به مقادیر CO_2 به مقادیر CO_2 در جو اضافه خواهد شد. از طرف دیگر، چنانچه هیچ گاز کربنیکی به جو تزریق نشود، جنگل‌های موجود قادرند طی ۲۶ سال، تمامی آتش CO_2 تزریق شده به جو را جذب کنند (کوچکی و شریفی، ۱۳۷۳). علاوه بر این که جنگل‌زدایی و آتش سوزی‌های ناشی از عوامل طبیعی و انسانی، سالانه ۲ میلیارد تن CO_2 به جو رها می سازند (Barry and chorley,1992).

* همان گونه که اشاره کردیم، جنگل‌ها از عوامل مؤثر بر آلبیدوی سیاره‌ای هستند و کاهش آن‌ها، آلبیدوی سیاره‌ای را به میزان

۱۰ درصد مقادیر کنونی افزایش می‌دهد (Budyko, 1974).

* جنگل‌ها بر چرخهٔ آب‌شناختی تأثیر به‌سزایی دارند. پوشش نباتی از طریق تأثیر بر شدت تبخیر و تعرق، میزان رواناب، رطوبت نسبی و بارش، بر بودجهٔ آبی و نهایتاً بر فرایندهای اقلیمی تأثیر می‌گذارند. وجود پوشش گیاهی ضریب زبری سطوح را تغییر می‌دهد و بادها بر آشفتگی‌های هوایی و انتقال حرارت تأثیر می‌گذارند و بدین طریق، همانند ناهمواری‌ها، اثراتی بر اقلیم دوردست نیز خواهندداشت.



نمودار ۹. اثرات جنگل‌زدایی بر دستگاه اقلیم (گیامبلیکا و هندرسون-سلرز، ۱۹۹۶)

تغییر سطوح و کاربری زمین از جمله عواملی است که شرایط اقلیمی نوینی بر شهرها عارض کرده‌است، به‌طوری که بیش‌ترین تغییرات دمایی در شهرهای بزرگ دیده می‌شود. مثلاً طی سال‌های ۱۹۱۰ تا ۱۹۵۰ توکیو، اوزاکا و کیوتو به ترتیب ۰/۹، ۰/۶ و ۰/۹ درجهٔ سلسیوس افزایش دما را تجربه کرده‌اند. اگرچه دانشمندان ژاپنی افزایش دما را در مناطق روستایی نیز مشاهده نموده‌اند، اما مقدار افزایش دما در روستاها بسیار کم‌تر از نقاط شهری بوده است. از این رو، اعتقاد بر این است که ۶۰ درصد از مقادیر افزایشی دما به اثرات میکروکلیمایی شهرها مربوط می‌شود. مقایسهٔ عناصر اقلیمی مراکز شهری و روستایی (جدول ۳)، این گونه اختلافات را آشکارتر می‌سازد(*Goudi, 1994*).

مطالعاتی از این قبیل در مقیاس‌های منطقه‌ای، ناحیه‌ای و محلی نیز انجام شده‌است. مثلاً اگزی و کاتو[۱۱] (۱۹۹۶) کاهش دامنهٔ دمای سالانه طی سال‌های ۱۹۸۹-۱۹۶۰ در پی‌جینگ[۱۲] (چین) را به اثر جزیرهٔ گرمایی شهر (UHIE)[۱۳] نسبت می‌دهند. اثر جزیرهٔ گرمایی شهر در فونیکس[۱۴] (ایالت آریزونا[۱۵] در ایالات متحده آمریکا) به‌وسیلهٔ تارلتون و کاتز[۱۶] (۱۹۹۵) ثابت شده‌است. کانسولیس[۱۷] (۱۹۸۷) با بررسی میانگین‌های حداقل و حداکثر و متوسط دمای آتن طی سال‌های ۱۹۸۲ - ۱۸۵۸، متوجه افزایش میانگین حداکثر دما طی سال‌های ۱۹۲۰ تا ۱۹۵۰ و افزایش میانگین حداقل دما طی سال‌های ۱۹۲۰ تا ۱۹۸۰ شد. وی این افزونی را به افزایش شهرنشینی نسبت داده‌است. با وجود این، شدت روند دما در این دوره کم‌تر از دورهٔ پیش از آن بوده‌است.

۴. نتیجه گیری

اثرات متقابل اجزای سیستم اقلیمی باعث تکوین رفتار ترکیبی می شود. این رفتار از اثر انفرادی هریک از اجزا متعادل‌تر است. تعادل مزبور صرفاً به مفهوم کاهش یا افزایش عملکرد هریک از اجزای سیستم نیست، بلکه به اقتضای زمان ـ مکان، نقش هریک را نسبت به دیگری کاهش یا افزایش می دهد. نقش انسان در تغییر این عملکردها به‌عنوان جزئی از سیستم اقلیمی، ازطریق افزایش روزافزون جمعیت انسانی قابل تأمل است. به‌طور کلی، تأثیر انسان یا عمدی است و یا ناخواسته. تغییرات عمدی شامل فعالیت‌های کمی و کیفی در رابطه با فعالیت‌های کشاورزی، افزایش سطح زیر کشت در نواحی حاره و پدیدهٔ انقلاب سبز انجام می‌گیرد. توسعهٔ کمی و کیفی دامپروری، این ناهنجاری‌ها را تشدید می کند.

برخی تغییرات بی آن‌که خوشایند باشند، پیامد ناگزیر فعالیت‌های بشری به شمار می‌آیند. آلودگی‌های جوی و گسیل گازهای گلخانه‌ای از این قبیل تغییرات به‌شمار می‌آیند. انسان ازطریق شهرنشینی، اقلیم خاصی را در عرصهٔ زیستی خود ایجاد می کند که گاهی نمودهای شدید و ناگهانی و گاه پیامدهای نامحسوس ولی مستمری ایجاد می کند. افراز، پیش‌بینی و تخمین نقش هریک از نمودهای مزبور بسیار مشکل و پیچیده است. همچنین، چنان که اشاره شد، باید به این واقعیت اذعان داشت که عملکرد سیستم اقلیم، به‌واسطهٔ فرایند بازخورد، یگانه نیست و غالباً در مجموعهٔ سیستم و به شکل جمعی عمل می کند. یعنی اثر بازخوردهای انفرادی به‌وسیلهٔ سیستم تعدیل می شود. بدین ترتیب، جمع جبری یکی از اثرات تغییرزا به همراه اثر بازخوردهای همان عامل، اثر نهایی عامل مزبور را مشخص می سازد که بر پیچیدگی‌های شناخت و کنترل تغییرات اقلیمی می افزاید(برای بحثی مشابه در این مورد، «عساکره ـ ۱۳۷۷» را ملاحظه کنید.).

برای مدیریت و برنامه‌ریزی اقلیمی توجه به این موارد ضرورتی اجتناب‌ناپذیر است. بنابراین، برنامه‌ریزی‌های محیطی از قبیل برنامه‌ریزی‌های آب‌شناختی و زیستی (نظیر تولید محصولات کشاورزی) و غیره، بدون‌توجه به این موارد امکان‌پذیر نخواهدبود. بدین‌ترتیب، پیش‌بینی آتیهٔ اقلیم از دل مشغولی‌های محیطی و اقتصادی ـ اجتماعی است که ناگزیر بشر را به برنامه‌ریزی برای بهره‌گیری از امکانات محیطی وامی‌دارد. در این راستا، توجه به فرایندهای اکولوژیکی از اهمیت زیادی

جدول ۳. مقایسهٔ عناصر اقلیمی شهرها نسبت به روستاها (Goudi, 1994)

عناصر		مقادیر نسبت به روستاها
ترکیبات جو		
	ذرات غبار	۱۰ + برابر
	دی‌اکسید سولفور	۵+ برابر
	دی‌اکسید کربن	۱۰ + برابر
	منواکسید کربن	۲۵+ برابر
تابش		
	مجموعهٔ تابش بر سطوح افقی	زمستان ۲۰-درصد تابستان ۵-درصد
	تابش ماورای بنفش	زمستان ۲۰-درصد تابستان ۵-درصد
ابرناکی		
	فراوانی ابرناکی	۱۵+۵+درصد
	مه‌دود	زمستان ۱۰۰+ درصد تابستان ۳۰+درصد
بارش		
	میانگین سالانه	۱۰+۵+درصد
	روزهای بارانی	۱۰+درصد
	روزهای با ۵ میلی متر بارش	۱۰+ درصد
	روزهای برفی	۱۴-درصد
دما		
	میانگین سالانه	۷+ درجهٔ سلسیوس
	حداقل زمستانه	۱۶/۱ تا ۱۶/۷+ درجهٔ سلسیوس
	حداکثر زمستانه	۱/۵ + درجهٔ سلسیوس
	فصل بدون یخبندان	۳+تا ۲+هفته
رطوبت نسبی		
	میانگین سالانه	۶-درصد
	زمستان	۲-درصد
	تابستان	۸-درصد
سرعت باد		
	میانگین سالانه	۳۰-۲۰-درصد
	تندبادها	۲۰-تا ۱۰-درصد
	مواقع آرام	۲۰+تا ۵+ درصد

برخوردار است که می‌باید با عنایت به کاهش اثرات سوء بشر بر سیستم و خرده سیستم‌های اقلیمی موردتوجه قرارگیرند.

پانوشت

1. Bloomfield
2. Cholorofluorocarbons= Freons(CFC_s)
۳. رادیکال بخشی از یک ملکول است که یک باند آزاد دارد و قادر است در واکنش‌های متفاوت به طور مؤثری شرکت کند.
4. Global Warming Potentiol (GWP)
5. Relaxation Time
6. Climate Sensitivity
7. Wigleyand Barnett(1990)
8. Maximum Likelihood Estimate
9. Xie and Cao
10. Beijing
11. Urban Heat Island Effect
12. Phoenix
13. Arizona
14. Tarleton and Katz(1995)
15. Katsoulis (1987)

منابع

۱. ذوالفقاری، حسن (۱۳۷۴). «نظری بر تغییرات آب‌وهوا با تأکید بر نقش انسان». مجلهٔ نیوار. شماره ۲۶.

۲. رودیمن، و. ف. و کوتزباخ، ج. «بالاآمدن فلات‌ها و تغییر اوضاع اقلیمی». ترجمه حمیده علمی غروی (۱۳۷۰). مجلهٔ «رشد آموزش زمین‌شناسی». شمارهٔ ۲۶ـ۲۵.

۳. عساکره، حسین (۱۳۷۷). «دگرگونی‌های اقلیمی و مکانیزم‌های حاکم بر آن». مجلهٔ نیوار. شماره ۴۰.

۴. عسکری، احمد(۱۳۷۱). «تغییر اقلیم». مجله نیوار. شماره ۱۶ـ۱۳.

۵. غیور، حسنعلی و مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۷۶). «اثرات گرم‌تر شدن زمین بر چرخهٔ آب در طبیعت». فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی. شماره ۴۶.

۶. کاویانی، محمدرضا(۱۳۷۵). «تغییرات محیطی زمین از بدو سنجش‌های مستقیم هواشناسی». اولین کنفرانس منطقه‌ای تغییراقلیم.

۷. عساکره، حسین(۱۳۸۰). «بررسی و مدلسازی روند دما طی سدهٔ گذشته». مجلهٔ دانشکدهٔ ادبیات و علوم‌انسانی دانشگاه اصفهان. شمارهٔ ۲۶.

۸. کوچکی، عوض و شریفی، حمیدرضا(۱۳۷۳). «افزایش غلظت گازکربنیک در اتمسفر و اثرات آن بر فعالیت‌های کشاورزی». مجله نیوار. شمارهٔ ۲۴.

۹. (۱۳۷۶). «تغییر اقلیم: پیدایش و گسترش». مجلهٔ نیوار. شمارهٔ ۳۳.

۱۰. معتمد، احمد(۱۳۷۶). کواترنر: زمین‌شناسی دوران چهارم. دانشگاه تهران.

۱۱. مهرشاهی، داریوش(۱۳۷۰). «عوامل مؤثر در تغییرپذیری اقلیمی». مجلهٔ رشد آموزش جغرافیا. شمارهٔ ۲۸.

۱۲. نوریان، علی‌محمد(۱۳۷۶). «تردیدهای علمی در تغییراقلیم کره‌زمین». فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی. شمارهٔ ۴۵.

13. Barry, Roger. G and Chorley, Richard., j (1992). "Atmosphere Weather and Climate". Routledge London.

2.Bloomfeild, peter (1992). Trend in Global Temperature. Climatic Change. 21:1-16.

15.Budyko M.I. (1974). Climate and Life. Trans by Miller. D.H. Academic press. New York.

16. Folland, c.k., Karl, T.R. and Vinnikov, K. Ya (1990). Observed Climatic Variation And Change; in Houghton, J.T., Jenkins, G.J. and Ephramus, J.J. (eds), Climate Change: Yhe IPCC scientific Assessment. Cambridge University press. Cambridge, pp. 195-238.

17. Carpenter Clive (1991). "The Changing World of Weather". Gwnness. Pub. London.

18. Gates, David. M. (1993). "Climate Change and its Biological consequences". Sinauer Associates. Inc. U.S.A.

19. Goudi. A. (1992). Environmental Change. Oxford University press.

20. Goudi. A(1992). "Environmental Change" Oxford prss.

21. Giambeluca. Thidas. W. and Henderson-Sellers. NN. (Editor (1996)."ClimateChange". John Willy & Sons.

22. Hansen, James and Lebedeff, serget. (1987). Global Trend of Measured surface Air Temperature. Journal of Geophysical Research. 92: 13345-13372.

23. Henderson - Seilers and Mc Gaffie. K (1997). "A Climate Modelling primer" John willey & Sons.

24. Isidorev. Valerii. A. (1990). k "Organic chemistry of the Earth's Atmosphere". Trans by: Korolera. E.A. Spring-Verlag.

25. Jones, P.D., Raper, S.C. B., Bradley, R.S. Diaz. H.F., Kelly, P.M. and wigley, T.M.L. (1986 a). Northern Hemishere Surface Temperature Variation: 1851-1984.J.clim. Appl. Meteorol. 25.161-179.

26. Jones, P.D., Raper, S.C.B. and wigley, T.M.L. (1986b). Southern Hemishere Surface Air Temperature Variation: 1851-1984. J.clim. Appl. Meteorol. 25.1213-1230.

27. Jones, P.D., Wigley, T.M.L and wright, P.B(1986c). Global Temperature variation Between 1861 and 1984. Nature. 322:430-434.

28. Karl, Thomas. R.(1988).Multi Year Fluctuations of Temperature and Precipitation: The Gray Area of Climate Change. Climatic Change. 12:179-197.

29. Rowland, F.S. and Isaksen. I.S.A{Editor (1988)}. "The Changing Atmosphere". John Willey and Sons.

30. Samuls. Robert and Prasad. Deok. [(Editor (1994))]. "Global warming and the Bilt Environment". Pub. By EXFN Spon. London.

31. Stocker, Thomas. F and Mysak, Lawrence. A(1992). Climatic Fluctuations on the Century Time Scale: A Review of High-Resolution Proxy Data and Possible Mechanisms. Climatic Change. 20.227-250.

32. Vecchio, G.LO and Nanni, T. (1995). The Atmospheric Temperature in Italy During the Last Hundred Years and Its Relationships with Solar Output. Theor. Appl. Climatol. 51:159-165.

33. Wigley, T.M.L. and Barnett, T.P. (1990). Detection of the Greenhouse Effect in the Observations, J.T., Jenkins, G.J., and Ephraums, J.J. (ede), Climate Change: The IPCC scientific Assesment, Cambridge University Press, Cambridge, pp 239-255.

34. Woodward, wayne. A and Gray, H.L. (1993). Global Warming and the Problem of Testing for Trend in Time series Data. Journal of Climate. 6.953-962.

35.Woodward, Wayne. A and Gray, H.L(1995). Selecting Model for Detecting the Presence of a trend. Journal of Climate. 8. 1929-1937.

❖ ❖ ❖