دکتر محمد جعفر زمردیان
دانشگاه فردوسی مشهد- گروه جغرافیا

کنش‌های ژئومورفولوژیک– واکنش‌ها و تغییرات کلیماتیک

چکیده:

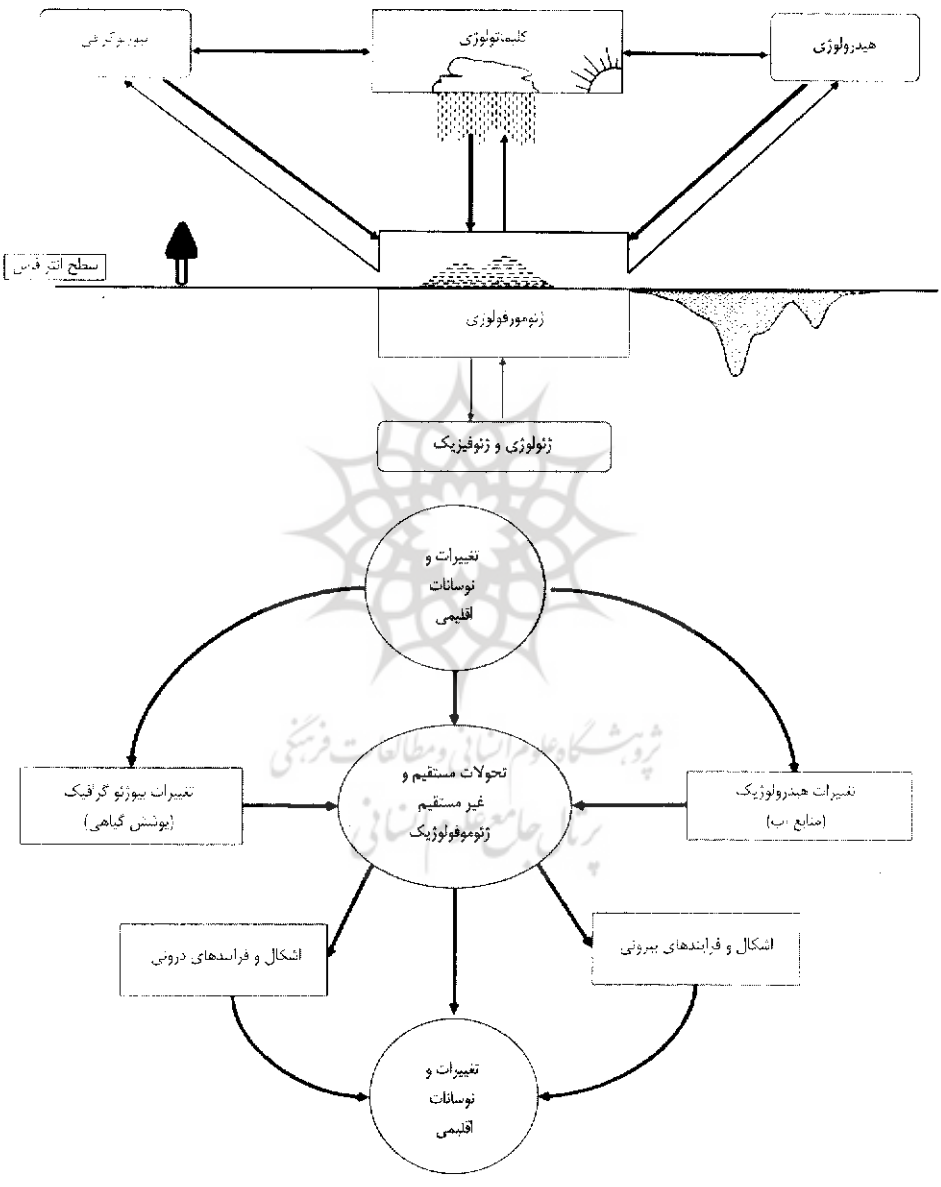
جوّ زمین، ویژگیها، و فعل و انفعالات درون آن، بطور ذاتی و برحسب دخالت عوامل گوناگون، دائم در حال تغییر است. به همین نحو اقلیم یا آب و هوای مستقر در قلمروهای جغرافیایی سیّاره زمین نیز متفاوت و تغییرپذیر است. در این تغییرپذیری عواملی چند از جمله: عوامل کیهانی، عوامل درون سیستمی، علل زمینی و جغرافیایی و غیره دخالت دارند. یکی از عوامل زمینی و جغرافیایی، تحولات ژئومورفیک پوستهٔ زمین می‌باشد (هر چند خود متاثر از شرایط جوی و تغییرات اقلیمی است) که به صور مختلف در پیدایش آب و هواهای گوناگون و تغییرات اقلیمی سیّاره زمین اثر قاطعی بر جای می‌گذارد. از جمله، رانش قاره‌ای (و تغییر موقعیت آبها و خشکیها)، حرکات قائم پوستهٔ زمین (کوهزایی‌ها و بالا آمدن فلاتها)، آتشفشانها و فعالیتهای ولکانیکی، تغییرات چرخهٔ کربن (Co_2) و بیلان آن، و از این قبیل؛ در قالب فرایندهای درونی و بیرونی موجب تغییرات و نوسانهای اقلیمی در سریهای زمانی مختلف می‌گردند.

واژه‌های کلیدی:
ژئومورفولوژی – کلیماتولوژی – کنش و واکنش

مقدمه

اتمسفر و هوای پیرامونی سیّاره‌ی زمین، بنا به دلایل گوناگون به ویژه به لحاظ گازی بودن و سیالیّت بسیار زیادش، ثابت نیست و به طور ذاتی بسیار متغیر است؛ به گونه‌ای که در طی زمان و مکان دائماً دگرگون می‌شود و حتی در طی چند لحظه با ورود یک جبهه‌ی گرم یا سرد ناگهان تغییر فاحشی را نشان می‌دهد. این در حالی است که اقلیم یا آب و هوا، چون وضعیت کلی و میانگین هوای یک منطقه را نشان می‌دهد، ظاهراً مستقل از زمان است و کم‌تر دستخوش نوسان می‌گردد. با این حال، چنین تعبیری برای دوره‌های فرا تاریخی، و به عبارتی دوره‌های زمین‌شناختی و دیرینه‌ای اعتبار خود را از دست می‌دهد. زیرا در طی دوره‌های زمانی بلند مدت عوامل مختلف کیهانی، سیّاره‌ای و ... موجب تحولات و تغییرات اقلیمی می‌گردند. شواهد و دستاوردهای علمی گوناگون که از طریق بررسی‌های زمین شناختی، دیرینه شناسی جغرافیایی و پالئوژئومورفولوژیک، باستان شناسی و حتی اسناد تاریخی به دست آمده‌اند، حاکی از آن است که آب و هوای کره‌ی زمین در طول هزاران و میلیون‌ها سال گذشته، بارها تغییرات اساسی را در پی داشته و طی آن دوره‌های گرم یک منطقه جای خود را به دوره‌های سرد داده و یا دوره‌های گرم و مرطوب پیوسته با دوره‌های سرد و خشک در تناوب بوده‌اند. اما به واقع، این سیر کولاسیون جو و کمربندهای اقلیمی است که به خودی خود جابه جا شده و تغییرات آب و هوایی را پدید می‌آورند؟ و یا این‌که عوامل دیگر (کیهانی، زمینی و ...) موجب چنین پیامدهایی می‌شوند؟ این پرسشی است که سعی می‌کنیم در جستجوی پاسخ آن باشیم و در این رهگذر تلاش می‌گردد نقش عوامل زمینی به ویژه ژئومورفولوژیک در تغییرات آب و هوایی و نیز تاثیر تحولات اقلیمی در ژئومورفولوژی به صورت روابط علّی و دو سویه مورد بحث قرار می‌گیرد. در واقع ژئومورفولوژی علاوه بر این‌که با دیگر علوم زمین در تعامل است (مدل شماره‌ی ۱)، با اقلیم و تحولات اقلیمی نیز کنش متقابل دارد. (مدل شماره‌ی ۲)

مدل شماره ۱ -تعامل ژئومورفولوژی و سایر علوم زمین



ابزار و متدهای بررسی تغییرات اقلیمی

هوا و ویژگی‌های آب و هوایی یک سرزمین به ظاهر ملموس و قابل رؤیت نیست و آن را می‌توان به دلیل آثارش (مثل پوشش گیاهی و ...) حس کرد. بنابراین تغییرات اقلیمی نیز به طور ذاتی و مستقیماً قابل رؤیت نیستند و از این رو تظاهرات مربوط به آب و هوای کنونی و تعمیم نتایج آن به گذشته، راهنمای خوبی برای پی بردن به چگونگی اقلیم گذشته است[۱].

بنابراین برای مطالعه و ارزیابی تغییرات اقلیمی در یک ناحیه، منطقه و یا سیاره‌ی زمین می‌توان از مجموعه‌ای معیارها و شواهد استفاده کرد. «شوارتز باخ» (۱۹۵۰) با بررسی جامع اقلیم گذشته زمین این شواهد را به شرح زیر تفکیک و تشریح کرده است (علیجانی و کاویانی/ ۱۳۷۱/ ۳۸۸).

۱- شواهد و روش‌های زیست شناختی- با توجه به قرابت‌های سیستماتیک و شرایط کد شناختی و فیزیولوژیک گیاهان و جانوران و تطابق آنها با شرایط آب و هوایی خاص در زمان و مکان معین می‌تواند به تغییرات اقلیمی گذشته در یک قلمرو جغرافیایی پی برد. مثلاً تنوع گونه‌های گیاهی در یک ناحیه تا حدودی می تواند حاکی از استقرار اقلیم گرم باشد. شاید آشکارترین شاهد اقلیم در این خصوص مرجان‌ها باشند، زیرا امروزه زیستگاه اصلی مرجان‌ها آب‌های گرم مناطق ساحلی کم عمق (با دمای دست کم ۲۱ درجه $^{\circ}C$ و عمق ۲۰ تا ۵۰ متر) واقع در عرض‌های جغرافیایی بین ۳۰ درجه شمالی و جنوبی است. همچنین با تعیین نسبت ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ به اکسیژن ۱۶ در فسیل‌ها (که به تغییرات دما بستگی دارد و تصویری از چگونگی دما در محیط زیست جانداران دوره‌های گذشته به دست می‌دهد) می‌توان به تغییرات اقلیمی پی برد. علاوه بر این، آنالیز گرده‌ها، آنالیز حلقه- درخت و امثال آن می‌تواند از دیگر متدهای علمی برای نیل به این منظور به شمار آید.

۲- شواهد زمین شناختی- مطالعات چینه شناسی و فسیل شناسی (آنالیز سنگواره‌های گیاهی و جانوری شاخص)، بررسی ترکیب رسوب‌ها و شرایط رسوب‌گذاری، و نیز شواهد سنگ شناسی و خاک شناسی از جمله مواردی است که می‌تواند روشنگر

---

۱. این‌گونه تعمیم شواهد را «یونیفورمیتاریانیسم» uniformitarianism گویند یعنی حال کلید زمان گذشته است (ربّانی و شایگان/ ۱۳۷۱/ ۴ و ۵) (معتمد/ ۱۳۷۵/ ص ۱۲)

و نیز شواهد سنگ شناسی و خاک شناسی از جمله مواردی است که می‌تواند روشنگر شرایط اقلیمی و تغییرات آب و هوایی در یک منطقه باشد. مثلاً وجود خاک‌های سرخ، نشانی از اقلیم گرم و خشک و علت قرمزی آن تشکیل اکسید آهن fe۲o۳ در چنین شرایط آب و هوایی است و در شرایطی که رطوبت زیاد باشد، هیدروکسید کربن تشکیل شده و رنگ قهوه‌ای خاک را پدید می‌آورد. امروزه وجود خاک‌های قرمز که در مناطق حاره به «لاتریت» معروفند، بیشتر به اقلیم‌های ساوان منحصر می‌گردد.

یکی از ابزار و متدهای بررسی در این زمینه سن یابی و کرونولوژی رادیواکتیو برای تعیین سن مطلق رسوب‌ها و یا لایه‌های رسوبی است. البته سن‌هایی که از این طریق به دست می‌آیند، بسیار متغیرند؛ مثلا با به کار بردن روش کربن ۱۴ می‌توان سن‌هایی تا حداکثر ۵۰ هزار سال را با اطمینان مشخص کرد. با این حال از طریق سن یابی توانسته‌اند سن قدیمی‌ترین کانی‌های شناخته شده را تا حدود ۳۶۰۰ میلیون سال برآورد کنند و سن قدیمی‌ترین فسیل‌های شناخته شده نیز ۲۸۰۰ میلیون سال تخمین زده شده است. همچنین سن قدیمی‌ترین انسان‌های شناسایی شده (که قادر به تراشیدن اشیاء بوده‌اند) در حدود ۱/۷ میلیون سال برآورد شده است.

۳- شواهد زمین ریخت شناسی (ژئومورفولوژیک)- این شواهد نه تنها معیاری برای شناسایی اقلیم گذشته به شمار می‌آیند، بلکه خود عامل و دلیلی برای تغییرات اقلیمی به شمار می‌آیند. این شواهد عبارتند از دگرشیبی‌ها، لایه‌بندی متقاطع، مخروط افکنه‌های بزرگ قدیمی، پادگانه‌های آبرفتی، آثار یخچالی (سیرک‌ها و مورن‌های قدیمی) حرکات تکتونیک و نئوتکتونیک (حرکت صفحات تکتونیکی، حرکات اوروژنی و اپی روژنی و ...) که زمینه‌ی اصلی این بحث را تشکیل می‌دهند.

علل و عوامل ایجاد تغییرات اقلیمی

در حال حاضر سه گروه از عوامل را می توان در بروز تغییرات آب و هوایی مؤثر دانست که عبارتند از:

۱- عوامل کیهانی و نوسان‌های مدار زمین- مدار زمین مجموعه نوسان‌های منظمی دارد که می‌تواند عامل مهمی در وقوع تغییرات آب و هوایی و دگرگونی‌های منظم اقلیمی باشد. این نوسان‌های محوری زمین خود معلول عوامل زیر است:

الف- تغییرات در انحراف دایرة البروج- منظور از انحراف دایرة البروج، زاویه مسیری است که خورشید در حرکت ظاهری سالانه خود به دور زمین با استوای سماوی (فصل مشترک سطح استوای زمین با کره فرضی آسمان) ایجاد می‌کند. میزان تمایل دایرة البروج ثابت نیست و طی دوره‌های ۴۰ هزار ساله از ۲۲ درجه و ۵۹ دقیقه تا ۲۴ درجه و ۳۶ دقیقه تغییر می‌کند. میانگین این تمایل در حال حاضر ۲۳ درجه و ۲۷ دقیقه است که سالانه معادل ۰/۴۶۸۴ ثانیه دایرة البروج است (علیجانی و کاویانی/ ۱۳۷۱/ ۴۰۶).

ب- حرکت تقدیمی سیاره زمین- منظور از تقدیم، دوران محور زمین است که بر اثر نیروی گرانشی مانند فرفره‌ای دوّار، سطحی مخروطی را در فضا می‌پیماید. یک دوران کامل محور زمین در حدود ۲۵۸۰۰ سال طول می‌کشد. بر اثر این حرکت، محور زمین گاه در امتداد ستارهٔ قطبی، زمانی در امتداد ستاره‌ی وگا، و گاهی در امتداد آلفاقنطوروس قرار میگیرد. در نتیجه‌ی این حرکت، عرض‌های میانه‌ی زمانی به استوای حرارتی نزدیک و مواقعی نیز از آن دور می‌شوند. به عنوان نمونه در طی پالئوزوئیک، استوا از اروپای مرکزی و آمریکا می‌گذشت. اگرچه تاثیر تقدیم در تغییرات اقلیمی چندان زیاد نیست، ولیکن نمی‌توان آن را نادید گرفت (همان/ صص ۴۰۶ و ۴۰۷).

ج- گریزاز مرکز مدار انتقالی زمین- منظور دور شدن و یا خارج شدن زمین از مرکز مدار بیضی شکل حاصل از حرکت انتقالی است که با نسبت و فرمول زیر مشخص میشود.

$$E = \frac{a}{C}$$

E= مقدار خروج از مرکز

C= فاصله بین کانون‌های مدار بیضی شکل

a= قطر بزرگ مدار بیضی شکل

در واقع هر اندازه مقدار e کم‌تر و دورتر از عدد ۱ باشد، مسیر مدار بیضی کشیده‌تر و در صورت عکس مدار بیضوی به دایره نزدیک‌تر می‌شود. این ویژگی در تغییرات اقلیمی تاثیر گذار است. محاسبات بلوتگن نشان می‌دهد که مقدار گریز از مرکز مدار زمین در مواقعی که به حداکثر خود می‌رسد، شدت تابش خورشید نسبت به شرایط متعارف، ۳۰

تا ۳۲ درصد در نوسان است. بر اثر این پدیده زمستان‌های طولانی‌تر با بارش برف، و تابستان‌های کوتاه‌تر، اما با تابش بیشتر به وجود می‌آید. این اختلاف، زمانی اوج می‌گیرد که خروج از مرکز مدار زمین به حداکثر برسد (یعنی بیضی کشیده‌تر شود). در حال حاضر مقدار خروج از مرکز زمین ۰/۰۱۶۷ است که در طی ۸ هزار سال آینده به کم‌ترین حد خود (یعنی صفر) نزدیک می‌شود و سپس مجدداً مقدار آن افزایش می‌یابد تا این‌که در ۵۴ هزار سال آینده به حداکثر خود (۰/۰۶۷۷) برسد.

«میلانکوویچ» با بررسی کلیه آمارهای نجومی به محاسبه‌ی تابش خورشید در طی ۶۰۰ هزار سال گذشته پرداخت و به این نتیجه رسید که نیمکره‌ی شمالی (از حوالی مدار قطبی به بالا) در طول تابستان‌های حدود ۲۵، ۷۵ و ۱۲۰ هزار سال گذشته، کم‌ترین حد تابش خورشیدی را دریافت کرده است. وی این امر را در بروز عصرهای یخبندان، تعیین کننده می‌داند و سه کم‌ترین حد تابش تابستانی یاد شده را در بروز عصرهای یخبندان کواترنر مطلق می‌داند و آنها را یخبندان‌های وورم ۱، ۲ و ۳ نامیده است. وی همچنین نتیجه گرفت که یخبندان‌های ریس، میندل و گونز نیز باید در فواصل زمانی ۲۰۰، ۴۵۰، ۶۰۰ هزار سال قبل به وقوع پیوسته باشد. (همان/ ۴۰۸).

۲- علل درون سیستمی- باید دانست که نوسان‌های درونی سیستم اقلیم نیز عامل بعضی از تغییرات آب و هوایی به شمار می‌آید. سیستم اقلیم شامل مجموعه جو زمین، سطوح آبی و سطوح یخی است که با یکدیگر در ارتباط متقابل قرار دارند. تبادل انرژی بین قسمت‌های مختلف این سیستم می‌تواند نوسان‌های شدیدی را که منجر به تغییرات آب و هوایی می‌شود، تولید کند. این نوسان‌ها را که فقط به دلیل واکنش‌های متقابل درونی سیستم اقلیم به وجود می‌آیند، «اتوواریاسیون»[1] می‌گویند. مثلاً استقرار یک سیستم هوای قدرتمند یا پایدار قادر است الگوی مشخصی از بادها را بر روی اقیانوس‌ها ایجاد کند که خود می‌تواند تغییرات شدید دمای سطح آب دریا را برای چندین هفته به دنبال داشته باشد. بر اثر تداوم و تکرار طولانی این وضعیت یک نوسان اقلیمی حادث می‌شود. (داریوش مهر شاهی/ ۱۳/۱۳۷۰).

۳- علل زمینی و جغرافیایی- در سطح فیزیکی کره‌ی زمین نیز یک مجموعه عناصر، عوامل و فعل و انفعالاتی وجود دارد که نه تنها در شرایط کنونی جو و اقلیم تأثیر گذار

---

[1]- Autovariation

هستند، بلکه در طول زمان نیز موجب نوسان‌ها و یا تغییرات آب و هوایی می‌شوند. این بدان معنی است که اقلیم از یک طرف رابطه نزدیک و تنگاتنگی با هوا دارد و از این رو بخشی از متئورولوژی به شمار می‌آید، و از سوی دیگر با عناصر و موقعیت‌های مختلف روی سطح زمین مرتبط بوده و لذا به عنوان بخشی از علم جغرافیا نیز به شمار می‌آید. (مینو عسجدی/ ۱۳۷۹/ ۴). عوامل زمینی و جغرافیایی با توجه به ماهیتشان و نوع عملکردشان به دو گروه تفکیک می‌شوند:

الف- ساختار و حرکات لیتوسفریک- ساختمان ناهمواری‌ها و تحولات آنها که اغلب در ژئومورفولوژی مورد بحث قرار می‌گیرد، یکی از مهم‌ترین علل تفاوت‌ها، نوسان‌ها و تغییرات آب و هوایی به شمار می‌آید. اگر چه ارتباط اقلیم با ژئومورفولوژی از جایگاه خاص و دیرینه‌ای برخوردار است و نقش عوامل و عناصر اقلیمی و تغییرات آنها در تحولات ناهمواری زمین، مورد مطالعه ژئومورفولوژی اقلیمی قرار می‌گیرد، (فرج اله محمودی/ ۳۹۱/۱۳۷۸) اما باید به این نکته اشاره کرد که تحولات ناهمواری‌ها در مقیاس وسیع نیز موجب نوسان‌ها و تغییرات آب و هوایی می‌شود. و این چیزی است که موضوع اصلی این بحث را در بر می‌گیرد و متعاقباً به تبیین آن خواهیم پرداخت.

ب- علل و عوامل آنتروپوژنیک و تکنوژنیک- تراکم و پراکنش جوامع بشری، کنش‌ها و دستاوردهای تکنولوژیک انسان، به همراه سوخت و ساز و متابولیسم شهرها و اَبَر شهرها و امثال آن، از دیگر مواردی است که در طی قرن اخیر، ترکیبات گازی جو را تغییر داده و در نتیجه نوسان‌ها و تغییرات اقلیمی را دامن زده است. به عنوان نمونه تولید گازهای گلخانه‌ای، ایجاد حفره‌ی اوزون و امثال آن افزایش گرمای سیاره‌ی زمین را به دنبال دارد.

به طور کلی عوامل زمینی به صور زیر در تغییرات آب و هوایی اثر می‌گذارند:

- تغییرات در سیر کولاسیون و گردش عمومی جو زمین
- تغییرات در شفافیت و آسمانه جو
- تغییرات در جغرافیای زمین (تغییر موقعیت مکانی، عوارض و حرکات افقی)
- تغییرات در موقعیت ارتفاعی و حرکات قائم (تغییرات دما، فشار بارش و ...)

این تغییرات می‌تواند در سطح محلی، ناحیه‌ای، منطقه‌ای، نیمکره‌ای و گاه سیاره‌ای و در طی دوره‌های زمانی با مقیاس‌های گوناگون حادث گردد.

تحولات ژئومورفیک و تغییرات اقلیمی

این‌که اقلیم و تغییرات اقلیمی در تحولات ژئومورفولوژیک سطح فیزیکی زمین نقش قاطع و تعیین‌کننده‌ای دارد، بر کسی پوشیده نیست. اما در خصوص تأثیر و نقش تحولات ژئومورفیک در نوسانات و تغییرات آب و هوایی کم‌تر سخن گفته شده است و لذا در این مقاله سعی می‌گردد به این جنبه از تعامل ژئومورفولوژی و کلیماتولوژی تأکید بیشتری گردد. از این دیدگاه نیز باید به این نکته اشاره کرد که شرایط و ویژگی‌های ژئومورفولوژیک پوسته‌ی زمین هم به دو صورت در ایجاد تفاوت‌ها و تغییرات اقلیمی نقش آفرینی می‌کنند.

نخست آن‌که لندفرم‌ها و اشکال ناهمواری زمین به لحاظ ابعاد کمی (ارتفاع، وسعت، حجم و ...) و وجهی (روند و جهت ناهمواری) خود توانسته‌اند موجب استمرار و تفاوت‌های آب و هوایی خاص در محل و محیط‌های پیرامونی خود گردند. نمونه‌ی بارز و شاخص در این زمینه رشته کوه البرز است که با تثبیت آب و هوای سرد و کوهستانی‌اش به تشدید آب و هوای خشک و بیابانی در جنوب و معتدل و مرطوب در شمال خود پرداخته و تفاوت‌های آشکاری را پدید آورده است. استقرار و دوام چنین شرایطی با اندک نوسان‌هایی، حداکثر در طی کواترنر و به صورت محلی و یا ناحیه‌ای نمود می‌یابد. بنابراین می‌توان اظهار کرد که تاثیر لندفرم‌ها در شرایط آب و هوایی و تغییرات آن چشمگیر و نامحدود نیست.

دوم آن‌که، فرایندهای ژئومورفیک، به لحاظ پویایی و دینامیسم منحصر به فرد خود توانسته‌اند در طول تاریخ زمین تحولات ژئومورفولوژیک و در نتیجه تفاوت‌ها و تغییرات زمانی- مکانی اقلیمی را در بخش‌هایی از سیّاره‌ی زمین موجب شوند. در این میان فرایندهای ساختمانی و دینامیک‌های درونی نسبت به فرایندهای بیرونی نقش مهم‌تری را به عهده داشته و به شیوه‌های مختلف نوسانات و تغییرات آب و هوایی را باعث گردیده‌اند که به آن پرداخته می‌شود.

۱- رانش قاره‌ای[1]- تغییر موقعیت آب‌ها و خشکی‌ها

بر اساس فرضیه «وگنر» (اشتقاق قاره‌ها) و نظریه «منارد» و «مکنزی» (تکتونیک صفحه‌ای، یا ورقی)، پوسته‌ی جامد زمین از چند قطعه به نام صفحات تکتونیکی تشکیل شده که بر روی مواد مذاب زیرین خود شناور هستند. این صفحات در جهت‌های مختلف در حال حرکت هستند و موجب رانش قاره‌ها می‌گردند. این حرکت‌ها به هر سمت و سویی که باشند، دو پیامد ژئومورفیک عمده را در بر خواهند داشت:

نخست آن‌که موجب تصادم و اتصال قاره‌ها به یکدیگر می‌شود و در نتیجه بسته شدن دریاها و پهنه‌های آبی را در پی خواهند داشت (صفحات همگرا).

دوم آن‌که در مواردی با دور شدن از یکدیگر باعث پیدایش ریفت‌ها، حوضه‌های گرابنی و گسل خوردگی‌های بزرگ و عمیق و پیشروی آب و تشکیل دریا در این حوضه‌ها می‌شوند (صفحات واگرا).

نتیجه‌ی کلی این حرکت‌های همگرایی و واگرایی، تغییر موقعیت قاره‌ها و اقیانوس‌ها (خشکی‌ها و آب‌ها) و متعاقب آن تغییر موقع ریاضی و تغییرات اقلیمی در سطح سیّاره‌ی زمین خواهد بود. علاوه بر تغییر موقعیت پهنه‌های آبی و خشکی، تغییرات در وسعت و مساحت آنها نیز به وجود می‌آید که این نیز می‌تواند تغییرات بیلان انرژی خورشیدی (جذب انرژی تابشی، میزان آلبدو، گرمای ویژه و ...) و در نتیجه تغییرات آب و هوایی را به دنبال داشته باشد.[2]

مدل‌های شبیه سازی رایانه‌ای نشان می دهند که تغییر موقعیت و وسعت قاره‌ها، و اندازه دریاهای درون قاره‌ای می‌توانند در طول دوران‌ها و دوره‌های متناوب زمین شناختی، آثار مهمی بر اوضاع اقلیمی کره‌ی زمین و تغییرات آن بر جای بگذارند. هرچند این تغییرات ژئومورفیک به هیچ وجه نمی‌تواند تنها عامل توضیح دهنده‌ی

---

[1] - Contiental Drift

۲- قانون عدم تقارن استوایی (یکی از قوانین شوالیه) بیانگر متفاوت بودن پراکنش خشکی‌ها و آب‌ها در دو نیمکره‌ی شمالی و جنوبی (در شرایط فعلی) است. بر اساس این قانون نیمکره‌ی شمالی به نیمکره‌ی قاره‌ای Contienal Hemisphere معروف است؛ چرا که ۸۱/۴ درصد از خشکی‌ها در نیمکره‌ی شمالی و ۱۸/۶ درصد آن در نیمکره‌ی جنوبی واقع است. در نتیجه این عدم تقارن بیلان انرژی خورشیدی و امواج الکترومنیستیک در دو نیمکره متفاوت است و به همین علت در نیمکره‌ی شمالی شرایط آب و هوایی برّی غلبه بیشتری نسبت به آب و هوای بحری دارد (احمد شمیرانی/ ۱۳۵۸)

تغییرات عمده‌ی اوضاع اقلیمی زمین در طی ۴۰ میلیون سال گذشته به شمار آید؛ با این حال گروهی از صاحب نظران بر موقعیت متغیر خشکی‌ها و اقیانوس‌های سیّاره‌ی زمین و نقش آن در تغییرات اقلیمی تاکید می‌ورزند، و برای نظریه رانش قاره‌ای اعتبار خاصی قائل‌اند. زیرا معتقدند بازتاب مکانیسم رانش قاره‌ها، اگر چه در موقعیت سیّاره‌ی زمین در فضا تغییری ایجاد نمی‌کند، اما در طول زمان قاره‌ها را در طوقه‌های متفاوت اقلیم تابشی قرار می‌دهد. در واقع بر اثر رانش و مهاجرت قاره‌ها، شرایط اقلیمی سیّاره‌ی زمین و یا بخش‌هایی از آن به شرح زیر متغیر و دگرگون می‌شود.

- تغییر موقعیت جغرافیایی و ریاضی قاره‌ها و اقیانوس‌ها به وقوع می‌پیوندد و در نتیجه تفاوت‌های مکانی آب و هوایی به وجود می‌آید. این بدان معنی است که تغییری در جو و خود سیستم اقلیم ایجاد نمی‌شود؛ بلکه پهنه‌های آبی و خشکی با تغییر مکان خود دچار دگرگونی آب و هوایی می‌شوند. البته اگر قاره‌ای در امتداد و به موازات مدارهای جغرافیایی جابجا شود، در تابش دریافتی آن تغییر چندانی حاصل نمی‌شود. اما اگر در جهت نصف‌النهارها و عرض جغرافیایی تغییر مکان دهد، در چنین شرایطی در میزان دریافت انرژی و در نتیجه شرایط اقلیمی آن تغییراتی حاصل خواهد شد. (کاویانی و علیجانی/ ۴۱۰/۱۳۷۱) این وضعیت درست مثل این است که یک دوش آب ثابت را در نظر بگیریم و ظرفی را به زیر آن ببریم و خیس شود و در واقع وضعیت ظرف تغییر می‌کند.

- در حالت دیگر با جابجایی قاره‌ها، در بالانس پراکنش خشکی‌ها و آب‌ها، تغییراتی به وجود می‌آید که خود می‌تواند در سیر کولاسیون جو، بیلان انرژی (میزان دریافت انرژی خورشیدی، شرایط گرمای ویژه، تغییر در سطوح تبخیر آلبدو و ...) و در نتیجه شرایط آب و هوایی تغییراتی را ایجاد کند.

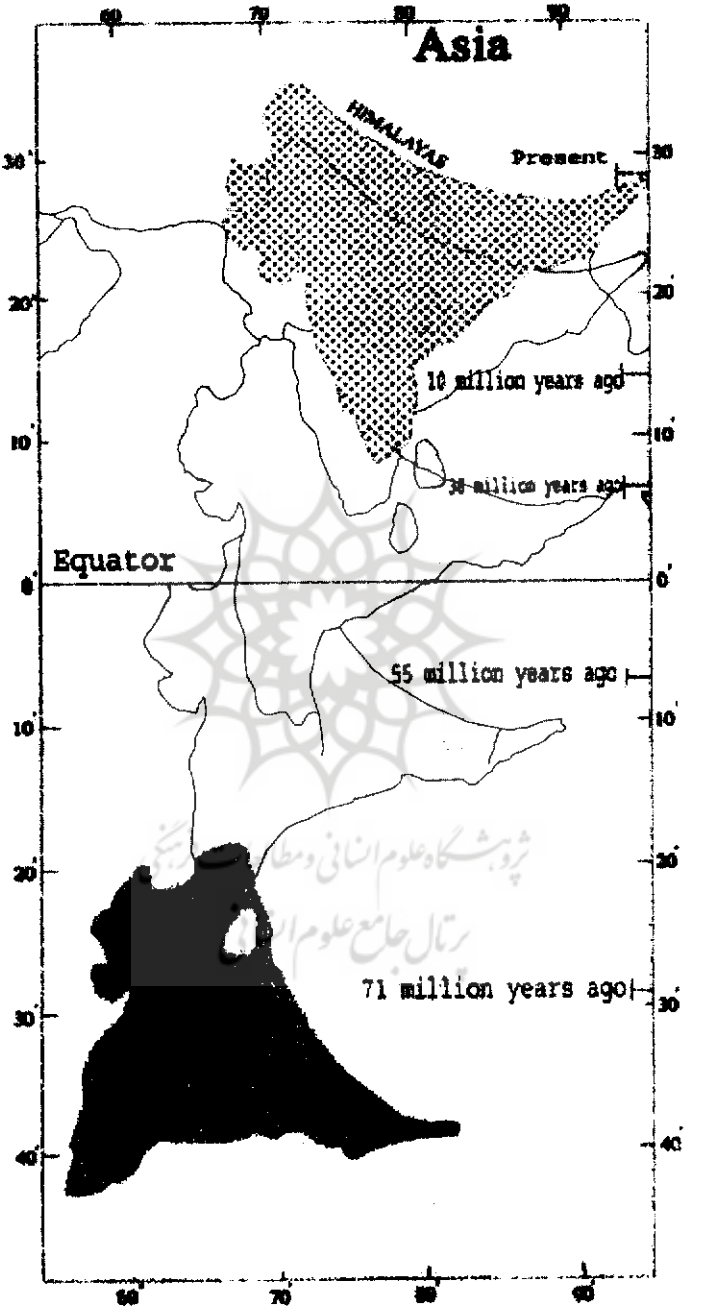
- بعضی از پژوهشگران معتقدند که پیدایش ریفت‌ها و پیشروی آب دریا، و نیز باز و بسته شدن ترعه‌ها در طی دوران‌های زمین شناختی، می‌توانست «گذرگاه‌هایی» پر اهمیت را برای تغییر گردش‌های اقیانوسی و جریان‌های اقیانوسی و در نتیجه تغییر اوضاع اقلیمی پدید آورده باشد. مثلاً انتهای شرقی دریای مدیترانه در حدود ۲۳ میلیون سال پیش بسته شد و کمی پیش از دوران یخچالی (که آغازش ۳ میلیون سال قبل بود)

ترعه‌ی پاناما هم بسته شد[1] (حمیده علمی/ ۱۳۷۰/ ۱۳). البته این فرایند موجب تغییر وسعت و جابجایی سطوح تبخیر نیز می‌شده و در نتیجه رطوبت جو، بارندگی و تحولات آب و هوایی را به دنبال داشته است.

- در مواردی نیز این جابجایی‌ها با چرخش قاره‌ها و سرگردانی‌های قطبی همراه بوده و در نتیجه تفاوت‌های اقلیمی و تغییرات آب و هوایی درون قاره‌ای پدید آمده است. نظریه‌ی رانه‌ی قاره‌ای بدون تردید می‌تواند جابجایی کمربندهای اقلیمی قاره‌های جداگانه را طی زمان‌های دور زمین شناختی تا حدود زیادی توجیه کند. به طور مثال، سنگواره‌هایی که در آمریکا و گرینلند به دست آمده، گواه بر این است که در طی سیلورین، سرزمین گرینلند آب و هوای حارّه‌ای یا گرمسیری داشته و قاره‌ی آفریقا در یخبندان به سر می‌برده است. مطالعه‌ی اقلیم در دوران‌های گذشته حاکی از آن است که حتی قبل از دوران اول یک سلسله عصر یخبندان وجود داشته که آثار آن در آفریقای جنوبی و آمریکای شمالی به دست آمده است. وجود این یخبندان‌ها در دوره‌ی گذار از پرکامبرین به کامبرین مطمئن و قطعی است و به نام «یخبندان ائوکامبرین» مشهور است. (علیجانی و کاویانی/ ۱۳۷۱/ ۴۱۰).

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

۱- در حدود ۱۵۰ میلیون سال قبل یک سوپر قاره super continent (معروف به گندوانالند Gondwana land) در نیمکره‌ی جنوبی می‌زیست. بعدها توده‌های خشکی کنونی (یعنی آمریکا، آفریقا، هندوستان، استرالیا و قطب جنوب) از این ابر قاره جدا و رانده شدند. هند در ۷۰ میلیون سال اخیر حدود ۷۰ هزار کیلومتر (با سرعت ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر در سال) سفر کرد و در حدود ۴۰ میلیون سال پیش به او راز یا پیوست و هنوز به فشار خود ادامه می‌دهد. در نتیجه‌ی این مهاجرت دریای استوایی قدیمی به نام «تتیس» (که بخش اعظم او راز یا را در بر می‌گرفت) به عقب نشست و به دریای بسیار کوچک‌تر مدیترانه کنونی مبدل شد. (مدل شماره‌ی ۳). در حالی که اقیانوس اطلس در ازای محدود شدن اقیانوس آرام گسترش یافت. (مارسدن و همکار/ ۱۹۸۷/ ۶ و ۷)



مدل شماره ۳- رانش قاره‌ای (مهاجرت هند به سوی اورازیا)

۲- حرکات قائم پوسته- کوه‌زایی‌ها و بالا آمدن فلات‌ها

علاوه بر جابجایی‌های افقی قاره‌ها، جابجایی‌های قائم (به صورت ارتفاع یافتگی و فرورفتگی) نیز در پوسته‌ی زمین رخ می‌دهد. این جابجایی‌های قائم که به اشکال گوناگون و تحت شرایط و مکانیسم‌های خاصی صورت می‌گیرد، می‌توانند موجب بروز تفاوت‌ها و تغییرات اقلیمی به شرح زیر شود:

آثار اقلیمی چین خوردگی و کوه‌زایی‌ها- متخصصین علوم زمین در قرن ۱۹ گفته بودند که فعالیت‌های کوه‌زایی می‌تواند موجب تغییر اوضاع اقلیمی شود. برخاستن کوه‌ها به پیدایش قله‌های مرتفع با هوای سرد می‌انجامد[۱] و الگوی بارش را متغیر و تقسیم می‌کند؛ به گونه‌ای که یک منطقه‌ی پر بارش را در جهت رو به باد به وجود می‌آورد و منطقه‌ای دیگر تحت عنوان «سایه باران»[۲] (خشک و کم بارش) را در دامنه‌ی پشت به باد پدید می‌آورد (نمونه البرز و زاگرس). اما به نظر ناقدان تأثیر اقلیمی جنبش‌های کوه‌زایی از نظر مقیاس به نسبت محلی است. بنابراین چین خوردگی‌ها (دیستورسیون پوسته‌ی زمین)، چین‌های تراستی و رورانده، و هرگونه فعالیت تکتونیکی که منجر به کوتاه شدگی و بلند شدگی پوسته‌ی زمین می‌گردد، سیرکولاسیون جو، یکنواختی و هماهنگی اقلیمی را بر هم می‌زند و ضمن کاهش دادن دما، در دو دامنه‌ی آنها دو نوع آب و هوا ایجاد می‌کند. به این ترتیب می‌توان انتظار داشت که سیکل‌های مهم کوه‌زایی در طول حیات زمین نظیر کاتانگایی، کالدونین (کمربند کوه‌زایی پالئوزوئیک تحتانی در اروپای غربی)، (روبرت ال باتس و همکار/ ۹۰/۱۹۸۰) هرسینین (کوه‌زایی پالئوزوئیک فوقانی با جهت NW در اروپای مرکزی) (همان/ ۲۸۹) هر کدام این دوگانگی اقلیمی را در دو دامنه‌ی خود ایجاد کرده‌اند. از سوی دیگر این کوه‌زایی‌ها باعث عقب نشینی و پسروی آب دریاها شده و موجب قاره‌ای تر شدن (برّی تر شدن) آب و هوا در محل گردیده‌اند.

پیامدهای آب و هوایی ناشی از بالا آمدن فلات‌ها- آب و هوای گرم و مرطوب زمین در طی ۴۰ میلیون سال گذشته و به ویژه در طول ۱۵ میلیون سال اخیر، در بیشتر

۱- با اتصال هند به اورازیا، کوه‌های هیمالیا رفته رفته شکل گرفت و در طی این مدت هیمالیا هر یک میلیون سال ۲۲۰ متر بالا آمده و ۱/۲ درجه سردتر شده است.

2- shadow Rain

نقاط ستاره‌ی زمین تغییر یافته است. مدارک تازه‌ی به دست آمده عامل محتمل این دگرگونی را به ویژه نوعی تغییر شدید شرایط زمین‌شناختی می‌دانند که به تشکیل فلات‌های عظیم در چندین منطقه‌ی زمین به خصوص در جنوب آسیا و غرب آمریکا انجامید. پژوهش‌های اخیر دلالت بر آن دارند که تشدید بالا آمدگی این فلات‌ها آثار فیزیکی و شیمیایی مهمی بر اتمسفر زمین داشته که به پیدایش اوضاع اقلیمی کنونی کمک کرده است. این پژوهش‌ها همچنین گویای آن هستند که بالا آمدگی مذکور از نوع برخاستن تدریجی مناطق معینی از قاره‌ها و تبدیل آنها به فلات‌های وسیع می‌تواند بر اوضاع اقلیمی مناطق بسیار وسیع و یا حتی بر تمام یک نیمکره تاثیر بگذارد. دو خشکی بزرگ و مرتفعی که عظیم‌ترین برجستگی‌های کنونی نیمکره‌ی شمالی را تشکیل می‌دهند، عبارتند از: فلات تبت و کوه‌های هیمالیا در جنوب آسیا و منطقه‌ی وسیع غرب آمریکا که مرکز آن را کرادو تشکیل داده و از کوه‌های سیرا تا کوه‌های راکی گسترده است. مدارک و شواهد زمین‌شناختی مختلف حاکی از آن هستند که بیشتر این مناطق در طی ۴۰ میلیون سال گذشته[1] برخاسته‌اند (حمیده علمی/ ۱۴/۱۳۷۰).

فلات تبت منطقه‌ای بالغ بر ۲ میلیون کیلومتر مربع را می‌پوشاند و ارتفاع متوسط آن نیز افزون بر ۴/۵ کیلومتر است و توانمندترین رشته کوه روی زمین یعنی هیمالیا با قللی برافراشته به فرازی بالغ بر ۸۵۰۰ متر، حصار کم‌عرضی را در حاشیه‌ی جنوبی این فلات عظیم بنا نهاده است. دانه‌های گرده‌ی باقی‌مانده از رستنی‌های حدود ۵ تا ۱۰ میلیون سال پیش این سرزمین حاکی از آن است که تا ۳۰ میلیون سال پیش جنگل‌های استوایی و نیمه‌استوایی مشابه جنگل‌های جنوب شرقی آمریکا در تبت وجود داشته‌اند. این دگرگونی در پوشش گیاهی بیانگر آن است که منطقه‌ی مذکور در طی این مدت بسیار سرد شده است. معقول‌ترین توجیه برای این افت حرارتی، ارتفاع فزاینده‌ی فلات است؛ چراکه با توجه به بالا آمدن بیش از ۴ هزار متری این فلات (که ۲ هزار متر آن در ۱۰ میلیون سال گذشته بالا آمده) و افت دمای ۶/۵ درجه‌ی سانتی‌گراد به ازای هر ۱۰۰۰ متر ارتفاع، می‌توان به یک افت دمای دست کم ۲۵ تا ۲۶ درجه‌ی سانتی‌گراد در فلات و بیش از آن در ارتفاعات حاشیه‌ای آن اشاره کرد. (همان/ ۱۴). در

[1] - زمان تصادم و برخورد خشکی هند با اورازیا

واقع این منطقه به طور متوسط ۰/۰۱۱ سانتی متر در سال، ۱/۱ سانتی‌متر در قرن،[۱] و ۱۱۰ متر در یک میلیون سال بلند شدگی و در نتیجه هر یک میلیون سال ۰/۶ درجه‌ی سانتی‌گراد افت دما داشته است.

با توجه به انطباق زمانی استنباط شده از این بالا آمدگی‌ها و سرد شدن هوای کره‌ی زمین، دانشمندان درصدد برآمدند این رابطه را با چند آزمایش رایانه‌ای (توسط سوپر کامپیوتر cray در مرکز ملی تحقیقات آتمسفری) با همکاری دانشگاه براون و دانشگاه ویسکونسن در مادیسون کشف کنند. در طی این آزمایش‌ها از یک برنامه‌ی کامپیوتری دقیق شبیه سازی اوضاع اقلیمی موسوم به «مدل گردش عمومی Gcm»[۲] استفاده شده است.

در این مدل‌ها، اثر بالا آمدن فلات‌ها بر گردش آتمسفری، آزمایش و بررسی و سه حالت در نظر گرفته شده است. در یکی از این شبیه سازی‌ها فلات یا کوه وجود نداشت و بیانگر توپوگرافی زمین در ۴۰ میلیون سال پیش بود. شبیه سازی دوم در برگیرنده‌ی فلات‌هایی بود با نصف ارتفاع کنونی‌شان، و در سومین شبیه سازی، فلات‌ها و کوه‌ها با ارتفاع کنونی‌شان وجود داشتند.

این آزمایش‌ها نشان دادند که فلات‌های بالا به سه طریق بر گردش‌های جوی تأثیر می‌گذارند. نخست آن‌که بالا آمدن سطح زمین جریان غرب به شرق هوا را که معمولاً در عرض‌های متوسط جریان دارد به طور فزاینده‌ای سد می‌کند و آن را به سوی شمال یا جنوب منحرف می‌سازد. تغییر نوع دومی که در گردش آتمسفری رخ می‌دهد از گرم و سرد شدن هوا روی فلات (در تابستان و زمستان) ناشی می‌شود. مثلاً در تابستان فلات‌های مرتفع بر اثر تابش خورشید، گرم می‌شوند و در نتیجه آتمسفر رقیق بالای خود را به سرعت گرم می‌کنند و متصاعد می‌سازند و سرانجام به تشکیل ابرهای باران زا و تولید باران‌های موسمی می‌انجامد. با ایجاد این منطقه‌ی کم فشار بر روی فلات، فشار مناطق مجاور افزایش می‌یابد. سومین نوع تغییر آتمسفری که آن هم از گرم و سرد شدن فلات ناشی می‌شود، بر منطقه‌های دور از فلات تأثیر می‌گذارد. به این صورت که در تابستان حرکت صعودی هوای روی فلات با فرود هوای روی مناطق اطراف، مثلاً مناطق پر فشار روی اقیانوس‌های عرض‌های جنب استوایی (که نسبت به خشکی

۱- البته در ده میلیون سال گذشته ۰/۲۰ سانتی‌متر در سال و ۲ سانتی‌متر در قرن بالا آمده است.

2- General Circulation

خنک‌ترند) جبران می‌شود. گرم شدن فلات پهناور تبت نیز سبب فرود آمدن هوا بر مناطق مجاورش در مدیترانه و آسیای مرکزی می‌شود. هوای فرود آمده نیز خشک است؛ زیرا از ارتفاعات زیاد و به دور از اقیانوس منشاء می‌گیرد (حمیده علمی/ ۱۳۷۰/ ۱۶).

مؤید این شبیه سازی، مدارک فسیلی است که نشان می‌دهند رستنی‌های نیازمند به باران‌های مداوم تابستانی (مثل درخت ماگنولیا در کالیفرنیا) طی ۱۵ میلیون سال گذشته به تدریج ناپدید شده‌اند. در واقع این فلات‌های بالا آمده یکی از عوامل ایجاد عصرهای یخچالی کنونی و پیدایش پوشش یخی اقیانوس منجمد شمالی و افزایش پهنه‌های یخی روی خشکی‌ها به شمار می‌آید (همان/ ۱۶ و ۱۷).

۳- نقش آتشفشان‌ها و فعالیت‌های ولکانیکی در تغییرات اقلیمی

اگرچه در حال حاضر گدازه‌های آتشفشانی فقط بخش کوچکی از سطح زمین را می‌پوشانند، ولیکن در گذشته اهمیت زیادی داشته و ضخامت زیادی از پوسته‌ی زمین را به وجود می‌آورده‌اند. قبل از آن‌که تاریخ زمین (منظور ایجاد لایه‌های رسوبی) آغاز شود، یعنی ۴/۵ میلیارد سال قبل، مخروط‌های آتشفشانی مقادیر فراوان آب، دی‌اکسیدکربن، گازهای سولفوره، هیدروژن و نیتروژن را از خود خارج کرده‌اند. این مواد در ایجاد گازهای آتمسفر یک و آب اقیانوس‌ها نقش اساسی داشته‌اند. (حیدری/ ۱۳۷۰/ ۵۰). در طی ۶۵ میلیون سال اخیر نیز مناطقی به عنوان مرکز فوران‌های مهم آتشفشانی در خشکی‌ها و زیر آب‌ها (مثل رشته کوه میان اقیانوسی اطلس) پدید آمدند. از این رو این نوع فعالیت‌ها در طی سنوزوئیک و کواترنر هم توانسته‌اند در تحولات و نوسانات اقلیمی تأثیر گذار باشند. این تأثیر اگرچه در موارد استثنایی با افت دما همراه بوده است، ولیکن به طور عمده افزایش دما را به دنبال داشته است. به طور کلی فعالیت‌های آتشفشانی و فعالیت‌های جنبی آنها به صور مختلف بر جو، شرایط اقلیمی و تحولات آنها اثر می‌گذارند که در زیر مورد بحث قرار می‌گیرد.

الف- ایجاد و یا افزایش ارتفاع کوه‌ها و فلات‌های آتشفشانی- اگرچه بسیاری از آتشفشان‌ها در اثر فوران‌های نقطه‌ای ایجاد می‌شوند و قله‌های منفرد یا دوقلو را تشکیل می‌دهند، ولیکن در مواردی ماگما در امتداد یک شکاف صعود می‌کند و در نتیجه لاوا

(گدازه) به شکل یک جریان وسیع بر روی یک چشم‌انداز طبیعی یک فلات را تشکیل می‌دهد (مثل ایسلند). در هر دو حال (چه نقطه‌ای و چه خطی) افزایش ارتفاع و حجم توده‌های کوهستانی رخ می‌دهد که بسته به مقیاس‌شان می‌توانند به صورت محلی، ناحیه‌ای و یا فرا ناحیه‌ای همان پیامدهای اقلیمی را در پی داشته باشند – که در بحث مربوط به فلات‌ها مورد اشاره قرار گرفت. ناگفته نماند که ارتفاع گرفتن قلل آتشفشانی بر فراز سلسله جبال‌ها و تأثیر افت حرارتی آن به نوع گدازه بستگی دارد؛ زیرا گدازه‌های غلیظ و پرتابی (آتشفشان استراتو ولکان) نسبت به نوع رقیق (شیلد و لکان) به دلیل مورفولوژی و مخروط برجسته‌تر تأثیر بیشتری دارد.

ب- تزریق دما و انرژی در جوّ- فوران‌های آتشفشانی (چه به صورت انفجاری و چه به صورت روانه‌های گدازه) مستقیماً میزان دما و انرژی حرارتی موجود در جوّ را افزایش می‌دهند. به عنوان مثال، آتشفشان کراکاتوآ[1] در مجمع الجزایر سوندا[2]، در سال ۱۸۸۳ م فوران، و مواد نیم سوخته و خاکسترهای داغ خود را تا ۸۰ هزار متری بالای جوّ پرتاب کرد و آتشفشان شناسان انرژی آن را در حدود ۲۸۰۰۰۰ میلیون کیلووات ساعت برآورد کرده‌اند. آتشفشان تامبورا[3] نیز که در سال ۱۸۱۵ (در جزیره‌ی سوئد کوچک واقع در اندونزی) فوران کرد، انرژی معادل ۸۴۰ برابر کیلووات کراکاتوآ از خود آزاد ساخت در واقع مجموع انرژی آزاد شده آن بالغ بر ۲۳۵ میلیون کیلو وات ساعت تخمین زده شده که معادل انفجار ۶ میلیون بمب هیدروژنی است (حیدری/ ۱۳۷۰/ ۵۴). در آتشفشان کوه سنت هلن در رشته کوه کاسکید[4] (ایالات متحده) در ماه مه ۱۹۸۰ نیز فورانی رخ داد که انرژیی معادل ۵۰۰ برابر بمب اتم هیروشیما تولید کرد (مارسدن و همکاران/ ۱۹۸۷/ ۱۴).

پ- ایجاد توفان‌ها و ابرهای سوزان- آتشفشان‌ها گاهی بادهای شدیدی را تولید می‌کنند. به عنوان نمونه، فوران آتشفشان سنت هلن موجی از زمین‌لرزه و بادی با نیروی هاریکن را ایجاد کرد و درختان را بر روی زمین گستراند و آنها را همانند چوب

---

[1]- Krakatoa
[2]- Sunda
[3]- Tambora
[4]- Cascade Range

کبریت به هوا پرتاب کرد. در جهت و مسیر باد، ۲۵۰ کیلومتر از جنگل جاروب گردید[۱] و یک منطقه تخریب تا شعاع ۲۵ کیلومتری آتشفشان به وجود آمد. (همان). همچنین ابرهای سوزان با حرارت حدود ۶۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و بخار آب موجود در خود با سرعتی معادل ۱۵۰ تا ۴۵۰ کیلومتر در ساعت همه چیز را در مسیر خود می‌سوزانند و هیچ موجود زنده‌ای بر جای نمی‌گذارند. بهمن‌های سوزان، باران‌های آتش، و کمان‌های نورانی نیز از پدیده‌های مربوط به آتشفشان‌ها هستند که بر جوّ تأثیر می‌گذارند (زمردیان/ ۱۳۷۴/ ۴۴-۴۵).

ت- پیامدهای ناشی از انتشار خاکسترهای آتشفشانی- حجم زیاد خاکسترهای آتشفشانی و گازهایی نظیر SO_2 که هنگام فوران آتشفشان خارج می‌شود، گاه به حدی است که باعث تیره و تار شدن هوا می‌شود. باد نیز به پخش این خاکسترها در جوّ زمین کمک می‌کند و پس از اندک زمانی با تیره کردن جوّ باعث می‌شوند که خورشید نتواند طبق معمول زمین را گرم کند و به همین دلیل از دمای جوّ زمین کاسته می‌شود. این اتفاق قادر است که میانگین دمای سالانه‌ی کره‌ی زمین را تا یک درجه‌ی سانتی‌گراد کاهش دهد. (حیدری/ ۱۳۷۰/ ۵۵۶). به عنوان نمونه، فعالیت‌های عظیم آتشفشانی اواخر کرتاسه با پراکندن خاکستر و ذرات ریز آتشفشانی در آتمسفر موجب سرد شدن هوا در دوره مذکور شده است. (درویش زاده/ ۱۳۷۰/ ۴۳۶).

خاکسترهای آتشفشان تامبورا که تا صدها کیلومتر دورتر پخش شده بود، به قدری زیاد بود که می‌توانست کشوری به مساحت سوئیس را به ضخامت ۲/۵ متر بپوشاند (حیدری/ ۱۳۷۰/ ۵۴). اصولاً بار حاصل از گرد و غبار ولکانیک و آنتروپوژنیک در جوّ می‌تواند با خنک شدگی کوتاه مدت و در مقیاس‌های زمانی چند ساله همراه باشد (گریدل و همکار/ ۱۹۹۳/ ۲۷-۲۸). به طور کلی می‌توان ادعا کرد که کدر شدن کل آتمسفر در اثر خاکستر آتشفشان‌ها و رابطه‌ی آن با کاهش انرژی خورشیدی می‌توانسته نقش مهمی در ایجاد یا تسریع دوره‌های یخبندان گذشته زمین داشته باشد (علیجانی و کاویانی/ ۱۳۷۱/ ۴۰۹).

۱- به این ترتیب آتشفشان‌ها با تخریب جنگل‌ها، نیز شرایط آب و هوایی را در مقیاس محلی تحت تأثیر قرار می‌دهند.

ث- فعالیت ژیزرها و چشمه‌های آب گرم- آب داغ واقع در زیر زمین، منبع «نیروی ژئوترمال»[1] است که توسط چشمه‌ها و چاه‌هایی که بخار با فشار زیاد تولید می‌کنند، بالا می‌آید. ژیزرها چشمه‌های آب دائمی هستند که ستون‌هایی از بخار و آب داغ را در فواصل زمانی منظم و با قدرت زیاد تخلیه می‌کنند (مارسدن و همکار/ ۱۹۸۷/ ۲۹).

این‌گونه فعالیت‌ها از یک سو موجب افزایش دمای محیطی در مقیاس محلی می‌شود و از دیگر سو با تولید آب‌های جوان (ژوونیل)بیلان آب و خشکی و در نتیجه آلبدورا در سطح محلی تغییر می‌دهد. حرارت این چشمه‌ها و بخار آب حاصل از آنها گاهی به ۲۳۰ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌رسد. علاوه بر چشمه‌ها به کمک حفاری‌های انجام شده (بیش از ۱۰۰ حفاری) سالیانه ۲۶ میلیون تن بخار آب وارد جو می‌شود و در حدود ۲ میلیارد کیلو وات ساعت برق از آن به دست می‌آید (زمردیان/ ۱۳۷۴/ ۴۸ و ۴۹). ژیزرهای جزیره‌ی نورث آیلند (در نیوزلند) بر اثر فعالیت‌های آتشفشانی پدید آمده‌اند. همین‌طور می‌توان به ژیزرهای توسکانی[2](در ایتالیا)، ایسلند، و پارک یلو ستون در آمریکا اشاره کرد.

ج- تأثیر گذاری آتشفشان‌ها در اقیانوس‌ها- به طور کلی طول سیستم شکستگی‌های میان اقیانوسی که در کف اقیانوس‌های آرام، هند، و اطلس وجود دارد تقریباً به ۷۰ هزار کیلومتر می‌رسد. گدازه‌ها به طور دائم از این شکاف‌ها بیرون می‌آید و رشته کوه‌های میان اقیانوسی را تشکیل می‌دهد. این فوران‌های زیر دریایی، اولاً دمای آب اقیانوس‌ها را در سطح محلی و ناحیه‌ای تغییر می‌دهد، دیگر آن‌که با برآمدن کف اقیانوس‌ها موجب پیشروی آب‌های ساحلی و افزایش سطح اقیانوس‌ها می‌گردد، سوم آن‌که قلل آتشفشانی زیر دریایی و ارتفاع گرفتن آنها موجب پیدایش جزایر قوسی آتشفشانی می‌شود که همگی در جریان‌های دریایی و چرخه‌ی آب دریا، وسعت اقیانوس‌ها و آلبدو تأثیر گذار هستند. به عنوان مثال، تریستا داکونها[3] جزیره‌ای کوچک در جنوب اطلس است که به صورت یک مخروط کامل آتشفشانی است و از سطح دریا حدود ۲ هزار متر ارتفاع دارد (مارسدن و همکار/ ۱۹۸۷/ ۱۹). همچنین می‌توان به جزیره ی ایسلند در شمال اطلس اشاره کرد و یا جزیره‌ی کراکاته که یک قرن پیش در کنار جاوه به وجود آمد و ۴۰ سال

---

[1]- Geothermal power
[2]- Tuscany
[3]- Tista da cunha

بعد جزیره‌ی دیگری به نام کاراکاته آ (فرزند کاراکاتوئو) با ۷۵ سال عمر در مجاورت آن پدید آمد.

چ- پیامدهای اقلیمی دیگر آتشفشان‌ها- ذوب برف‌های قلل آتشفشانی، ایجاد دریاچه‌های کراتری، و یا افزایش گاز co2 (که موجب گرم‌تر شدن هوای کره‌ی زمین می‌شود و در گردش زندگی گیاهان ضروری است) نیز در میکرو کلیما و یا آب و هوای ناحیه‌ای تغییراتی ایجاد می‌کند. به طور کلی تعداد آتشفشان‌های فعال دنیا در ۴۰۰ سال اخیر حدود ۸۴۰ مورد است که بیشتر آنها در نیمکره‌ی شمالی متمرکز و پراکنده شده‌اند و لذا میزان تأثیرگذاری اقلیمی آنها در این نیمکره بیشتر خواهد بود.

۴- فرایندهای بیرونی، تغییرات چرخه و بیلان کربن (Co2)

اصولاً چهار فرایند اصلی مقدار گاز Co2 موجود در جو زمین را در طی میلیون‌ها سال کنترل می‌کند:

نخست آن‌که هوازدگی شیمیایی در سازندهای قاره‌ای، Co2 آتمسفر را حذف می‌کند و به ایجاد «سرمای گلخانه‌ای» می‌انجامد. این Co2 حذف شده به صورت ترکیبات شیمیایی محلول به اقیانوس‌ها منتقل شده و جانداران دریایی آن را می‌گیرند[1] و در بستر اقیانوس ته نشین می‌سازند.

دوم آن‌که Co2 به دام افتاده در بستر اقیانوس‌ها سرانجام توسط فعالیت‌های تکتونیک صفحه‌ای و آتشفشان‌ها آزاد و به جوّ باز می‌گردند. در واقع جابجایی صفحه‌های لیتوسفری کره‌ی زمین، بستر اقیانوس را به گودال‌های اقیانوسی انتقال می‌دهند و در آن‌جا فرایند فرورانش، سنگ بستر و رسوب‌های قدیمی را به قسمت گرم درون زمین می‌راند. این رسوب‌ها در اعماق زیاد (حدود ۱۵۰ کیلومتری) ذوب می‌شوند و Co2 را آزاد شده نیز از طریق فوران‌ها و جزایر آتشفشانی به سطح زمین می‌رسند و بار دیگر به آتمسفر ملحق می‌شوند و بدین ترتیب چرخه‌ی کربن تکمیل می‌گردد (گرم شدن گلخانه‌ای). شایان ذکر است چنان‌که سرعت گسترش بستر اقیانوس و آهنگ فرورانش کند شود، Co2 کم‌تری به جوّ راه می‌یابد و آتمسفر به طور نسبی از Co2 تهی

۱- بی کربنات‌های محلول و حاصل از مکانیسم فوق به اقیانوس‌ها رانده می‌شوند و در صدف جانداران دریایی (مثل مرجان‌ها و پلانکتون‌ها) اخذ و تثبیت می‌شوند و سرانجام در بستر اقیانوس‌ها ته نشین می‌گردند.

خواهد شد و در نتیجه دمای سطح زمین پایین می‌آید. واقع امر این است که در طی ۴۰ میلیون سال گذشته، میانگین گسترش بستر اقیانوس‌ها یا تغییر نکرده و یا این‌که تغییرات آنها ناچیز بوده است. با وجود این تشدید حذف Co2 از آتمسفر توسط هوازدگی شیمیایی ممکن است نقش مهمی را در سرد شدن هوای زمین ایفا کند. (حمیده علمی/ ۱۳۷۰/ ۱۳).

حالت سوم این است که بالا آمدن فلات‌ها و سلسله کوه‌ها علاوه بر ایجاد تغییرات فیزیکی در گردش آتمسفری و اقیانوسی، می‌توانند با کاهش یا افزایش Co2 موجود در جوّ اوضاع اقلیمی را تغییر دهند. مورین ریمو،[1] در سال ۱۹۸۶ عنوان کرد که بالا آمدن فلات‌ها و سلسله کوه‌ها می‌توانند به طور مستقیم بر میزان هوازدگی شیمیایی سنگ‌های قاره‌ای بیفزاید و در نتیجه میزان Co2 موجود در آتمسفر را کاهش دهد. دیگر آن‌که دامنه‌های پرشیب حاصل از صعود فلات‌ها و رشته کوه‌ها منشاء ایجاد سیلاب‌های تندی می‌شوند که فراورده‌های هوازدگی را با خود می‌برند و تخریب شیمیایی سنگ‌ها را تشدید می‌کنند (همان/ ۱۸). به عنوان مثال کوه‌های هیمالیا همراه با فلات تبت بالا آمده‌اند و کوه‌های آند نیز با صعود فلات کوچک‌تری در آمریکا جنوبی همراه بوده است. در نتیجه، باران‌های موسمی تندی که بر دامنه‌های پرشیب هیمالیا و آند می‌بارند، موجب تشدید و تسریع هوازدگی شیمیایی در این مناطق می‌شوند. جالب توجه آن‌که هر سه رودخانه‌ی بزرگی که اکنون بیشترین بار مواد محلول را به اقیانوس‌ها منتقل می‌کنند (یعنی رود زرد در چین، گنگ و برهماپوترا در هند، و آمازون در برزیل)، از مناطقی می‌گذرند که در طی ۴۰ میلیون سال گذشته برخاسته و زمینه‌ی تشدید هوازدگی شیمیایی را فراهم ساخته‌اند. ریمو نشان می‌دهد که شاید طولانی بودن مدت برخاستن فلات تبت و مناطق دیگر زمین، میزان کاهش و حذف Co2 در آتمسفر را تشدید کرده است. به این ترتیب، حتی اگر مقدار Co2 ناشی از فوران آتشفشان‌ها در جوّ ثابت می‌ماند باز هم از تراکم Co2 موجود در جوّ کاسته می‌شد. افت‌تر از Co2 در جوّ، ظرفیت آن را در نگهداری گرمای زمین کم می‌کند و از طریق سردتر شدن هوای کره‌ی زمین را شدت می‌بخشد.

---

[1]- Maureen Raymo

چهارم این‌که پیدایش فلات‌های یخی در اثر عوامل مختلف (از جمله کاهش Co2 جوّ) خود از دیگر عوامل مؤثر در تغییرات آب و هوایی به شمار می‌آید. در واقع بالا آمدن فلات‌ها و کوه‌ها و تسلط هوازدگی شیمیایی و کاهش Co2موجود در جوّ، می‌تواند یکی از عوامل افت دما و کاهش گرمای زمین و در نتیجه پیدایش نخستین پهنه‌های یخی عظیم قاره‌ای در طی ۳ میلیون سال گذشته باشد. در آن زمان نیمکره‌ی شمالی به قدری سرد شده بود که عصرهای یخچالی متناوب بر آن پدید آمدند. هر عصر توسط پهنه‌های یخی فلات مانند (فلات یخی) که میلیون‌ها کیلومتر مربع وسعت و یک تا ۳ کیلومتر ضخامت داشتند، مشخص می‌شود. اندازه‌ی این فلات‌های یخی با فلات‌های تبت و کلرادو قابل مقایسه است. این فلات‌های یخی بر وسعت‌های بزرگی از قاره‌های شمالی گسترش داشتند و در مدت اوج شکل گیری شان مقدار آبی را که به صورت یخ محبوس می‌کردند، به قدری زیاد بود که میانگین جهانی سطح آب اقیانوس‌ها و دریاها، دست کم ۱۳۰ متر از خط ساحلی امروزی پایین‌تر می‌رفت و در نتیجه وسعت و قلمرو آب‌ها و خشکی‌ها تغییر می‌کرد و تحولات اقلیمی را موجب می‌شد. بر عکس، در مواردی هم تجزیه و ذوب یخسار قطب‌ها با افزایش سطح دریا از ۴ تا ۶ متر طی ۱۰۰ سال یا همین حدود همراه است (چن و درک[1]/ ۱۹۸۶). این مقدار افزایش سطح را می‌توان با مقدار کنونی افزایش یعنی ۴ متر در ۱۰۰۰ سال معمول در ساحل شرقی ایالات متحده و ۶ متر در ۱۰۰۰ سال در گالوستون[2] تگزاس مقایسه کرد (کمار و هولمن/ ۱۹۸۶). این افزایش سطح آب‌ها نیز می‌تواند در بیلان انرژی آلبدو و امثال آن تأثیر بگذارد (زمردیان/ ۱۳۷۲/ ۱۲۶ و ۱۲۷).

نتیجه‌ی کلی آن‌که هوازدگی شیمیایی مقداری از Co2 موجود در آتمسفر را در طی میلیون‌ها سال حذف می‌کند (سرد شدن هوا) و سرانجام فرایندهای تکتونیکی (گسترش کف اقیانوس، فرورانش، بالا آمدن فلات‌ها و آتشفشان‌ها) Co2 را به آتمسفر باز می‌گردانند (گرم شدن هوای زمین) و این خود نماد مشخص از تغییرات اقلیمی توسط فرایندهای ژئومورفولوژیک است.

---

[1]- Chen and Drake
[2]- Galveston

نتیجه گیری

همان‌طور که قبلاً عنوان شد، هوا و آب و هوا ثابت نیست و به طور ذاتی تغییر پذیرند. این تغییرات در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوت صورت می‌گیرد. به طوری‌که تغییرات بسیار بلند مدت و در مقیاس سیاره‌ای ناشی از دخالت عوامل کیهانی و جهان اقلیمی، و تغییر وضعیت ویژگی‌های مداری و محوری زمین است که بر میزان و نحوه‌ی دریافت امواج الکترومنتیک اثر می‌گذارد (گریدل و همکار/ ۱۹۹۳/ ۲۴) و در حالی که تغییرات میان مدت اساساً در مقیاس منطقه‌ای، کمربندی و مناطق اقلیمی رخ می‌دهد و معمولاً حاصل دخالت عوامل جغرافیایی و زمین اقلیمی (به ویژه شرایط تکتونیکی و ژئومورفولوژیکی) است.

به هر حال تغییر پذیری اقلیمی از صفات ویژه‌ی آب و هواهای آینده نیز خواهد بود؛ بود درست همان‌طوری که صفت ویژه‌ی گذشته‌ی جوّ بوده است، پس باید در طرح‌ها و برنامه‌ریزی‌ها مورد توجه قرار گیرد. البته از دیدگاه ژئومورفولوژیک (که موضوع اصلی این بحث است) حرکت‌های افقی و قائم صفحات تکتونیکی و رانش قاره‌ای از مهم‌ترین عوامل تغییرات و نوسان‌های اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای و ناحیه‌ای به شمار می‌آیند و از این رو باید به سیکل ویلسون[1] توجه خاص کرد. این سیکل حاکی از آن است که حرکت‌های صفحات لیتوسفریک، یک سیکل یا چرخه‌ی زمانی را تعقیب می‌کند و در این چرخه، یک ابر قاره منفرد و مستقل به دو نیم شده و سپس قطعات جدا شده می‌گردند و به یکدیگر متصل می‌شوند (استرالر/ ۱۹۹۷/ ۲۷۳- ۳۰۳). همچنین کشف رابطه‌ی میان بالا آمدن فلات‌ها و تغییر اوضاع اقلیمی نیز می‌تواند راه ارزنده‌ای برای پیش‌بینی شرایط آب و هوایی در آینده باشد (حمیده علمی/ ۱۳۷۰/ صفحات قاره‌ای و اقیانوسی ۱۹).

[1]- Wilson Cycle

منابع و ماخذ

۱- چورلی، ریچارد و دیگران، «ژئومورفولوژی»، ترجمه احمد معتمد، انتشارات سمت، چاپ اول، تابستان ۱۳۷۵.

۲- درویشی‌زاده، علی، «زمین‌شناسی ایران»، انتشارات امیرکبیر، ۱۳۷۰.

۳- ربانی، ناهید و شایگان، غلامعلی، «ژئومورفولوژی» (برای رشته زمین‌شناسی)، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ اول، اردیبهشت ۱۳۷۱.

۴- زمردیان، محمدجعفر، «کاربرد جغرافیای طبیعی در برنامه‌ریزی شهری و روستایی»، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، ۱۳۷۴.

۵- شمیرانی، احمد، سمینار شفاهی (ژئومورفولوژی پیشرفته) دانشگاه شهید بهشتی، سال ۱۳۸۵.

۶- عسجدی، مینو، «متون جغرافیای انسانی به زبان خارجی» انتشارات دانشگاه پیام‌نور، چاپ چهارم، مهر ۱۳۷۹.

۷- علیخانی، بهلول و کاویانی محمدرضا «مبانی آب و هواشناسی» انتشارات سمت، چاپ اول، زمستان ۱۳۷۱.

۸- محمودی، فرج الله «کاربرد ژئومورفولوژی در مطالعات محیط طبیعی»، مجموعه مقالات همایش پژوهش‌ها و قابلیت‌های علم جغرافیا در عرصه‌ی سازندگی (۱۵ و ۱۶ مهرماه ۱۳۷۸)، چاپ مؤسسه جغرافیا، انتشارات دانشگاه تهران، اسفند ۱۳۷۸.

۹- هوک، ج. ام، «ژئومورفولوژی در برنامه‌ریزی محیطی» ترجمه: محمدجعفر زمردیان، انتشارات سمت چاپ اول، ۱۳۷۲، چاپ دوم ۱۳۸۵.

10- MARSDEN, W.E, and V.M. – World in Change – oliver & Boyd Produced by Long man Group (FE) Ltd. Printed in Hong Kong, Fourth impression 1984.

11- Robert L. Bates and Julia A. Jackson – Glossary of Geology second Edition, Amercan Geological Institute Falls Church, Virginia, 1980.

12- Gradel T.E. and Paul J. Crutzen-Atmospheric change, An Earth system perspective W.H Freman and company New York 1993.

13- Strahler Alan and Arthure- Physical Geography (science and systems of the Human Environment) –John wiley and sons, Inc 1997.

مجلات:

۱- حیدری، مهدی (مترجم) «زمین روی آتش» از مجله‌ی Scale ۱۹۹۱، مجله رشد- آموزش زمین‌شناسی، سال هفتم، شماره مسلسل ۲۵ و ۲۶، تابستان و پاییز ۱۳۷۰.

۲- رودیمن. وف و چ. کوتزباخ، مجله «سایتیفیک آمریکن»، ۱۹۹۱، مجله‌ی رشد- آموزش زمین‌شناسی، سال هفتم، شماره ۲۵ و ۲۶، تابستان و پاییز ۱۳۷۰.

۳- مهرشاهی، داریوش، «عوامل مؤثر در تغییرپذیری اقلیمی» مجله‌ی رشد، آموزش جغرافیا، شماره‌ی ۲۸، سال هفتم، زمستان ۱۳۷۰.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی