



تغییر اقلیم

منابع :

تغییر اقلیم : مولف : دکتر حسین عساکره

تغییر اقلیم : مولف : ربکا هانتز ترجمه : ترانه طاهری

Cryosphere

کریوسفر (یخ سپهر) شامل قسمت های یخ زده سیاره است.

شامل یخ پهنه های قاره ای ، کلاهک های یخی، یخچال های طبیعی، پرفورست (سرزمینهای تحت تاثیر یخبندان دائمی، که حدود ۱۰ درصد از خشکیهای زمین را پوشانده است .

۸۶درصد به صورت کلاهک در قطب جنوب و ۱۰ درصد یخچالهای گرینلند هستند و ۴ درصد باقیمانده یخچالهای کوهستانهای مناطق معتدل هستند.

این بخش های یخ زده سیاره با بازتاب تابش خورشیدی به فضا به حفظ آب و هوای زمین کمک می کند.

با گرم شدن جهان به دلیل افزایش گازهای گلخانه ای که توسط انسان به جو اضافه می شود، برف و یخ در حال آب شدن هستند. تغییرات آنها بازخوردهای مثبت و منفی زیادی دارد. از جمله:

افزایش میزان آلبدو (بازتاب نور از سطح جسم)، کاهش هدایت حرارتی، سکون و چرخش آب

فرایندهای ذوب و انجماد بر میزان سطح شوری و سطح آب دریا تاثیر دارد.

تغییر در ضریب انعکاس زمین (آلبدو)

سپیدایی یا آلبدو، به **معنی درصد بازتاب نور از سطح یک جسم** است. مقادیر این کمیت میتواند از صفر (تاریک مطلق) تا یک (روشن مطلق) تغییر پیدا کند. آلبدو را گاه با درصد و گاه با یک عدد اعشاری کوچکتر از یک نشان میدهند. دمای یک سیاره عملاً تحت تأثیر میزان انعکاس انرژی خورشیدی، موسوم به آلبدوی سیاره، و اثرات گازهای گلخانه ای است.

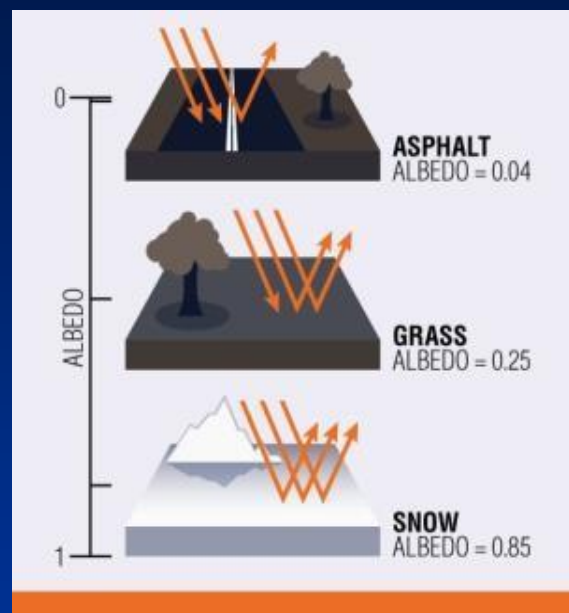
فعالتهای مختلف بشری همانند استفاده بیرویه از جنگلها و قطع درختان جنگلی، تبدیل چمنزارها به مزارع، تبدیل روستاها به شهرها، ایجاد دریاچه های مصنوعی جدید و حتی استفاده گسترده از جمع کننده های خورشیدی چهره زمین را تغییر داده و باعث افزایش ضریب بازتابی زمین شده است که در نتیجه نسبت به گذشته کسر بیشتری از انرژی خورشید به فضا باز تابیده میشود.

در طی فصل تابستان، در کنار فرآیند جذب پرتو فرابنفش و مادون قرمز در هر منطقه سقف، ساختمانها، خیابانها و سطوح تیره رنگ گرما را جذب کرده و آن را به هوا گسیل میکنند. با توجه به آنکه اکثر سقفها در شهرها تیره رنگ هستند، گرمای گسیل شده از سوی خورشید را جذب کرده و در خود نگاه میدارند. این پدیده باعث افزایش دمای مناطق مسکونی از 2 تا 15 درجه سانتیگراد شده و به نام پدیده جزیره گرمایی شناخته میشود که نه تنها باعث افزایش مصرف انرژی برای خنک کردن ساختمانها میشود، بلکه باعث ایجاد آلودگی در جو از جمله

تولید گاز ازن و افزایش ترکیبات زیانبار گوگردی و دیگر آلاینده های آسیب رسان در سطح زمین نیز میشود.

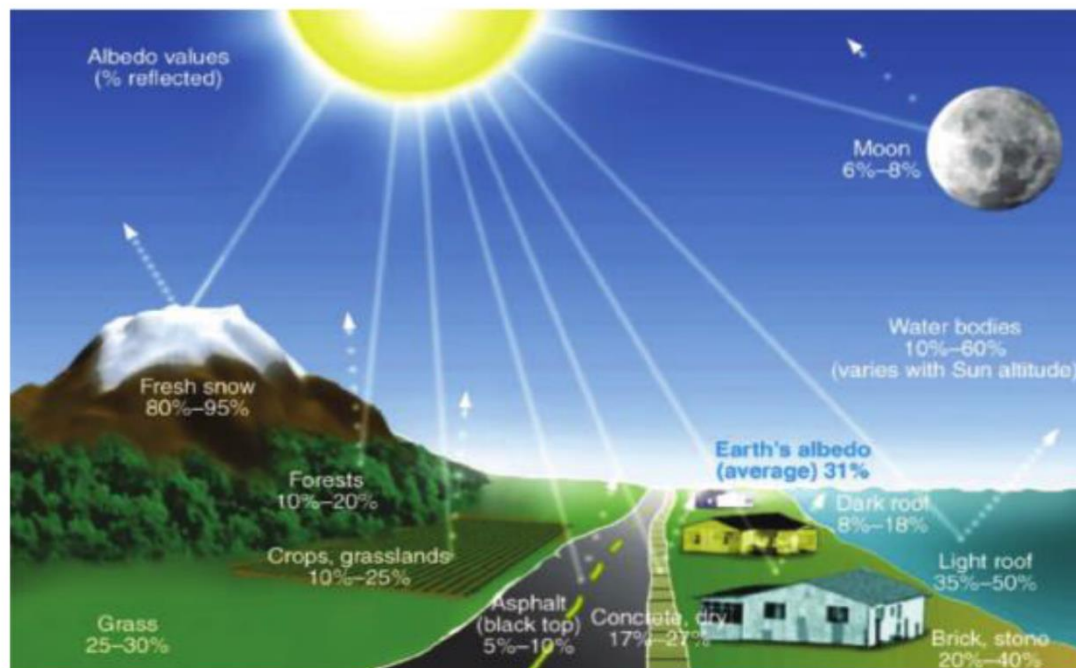
شکل: سپیدایی متفاوت سطوح گوناگون

توضیح شکل: سپیدایی آسفالت برابر با 0/04؛ سپیدایی پوشش
علفی برابر با 0/25؛ سپیدایی برف تازه برابر با 0/85 است.



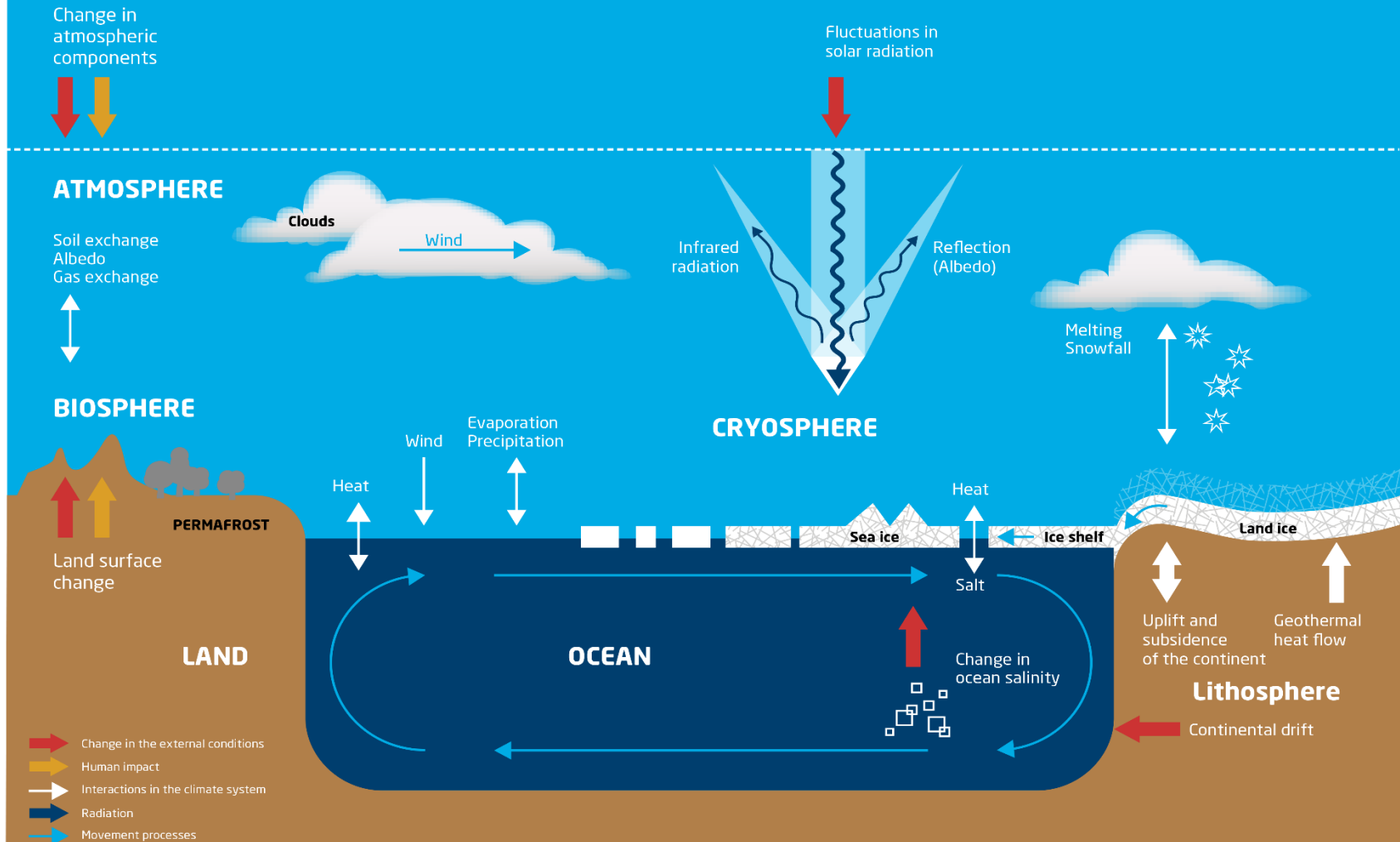
آلبدوی سیاره زمین ۰/۳۷ است، بدین معنی که ۳۷٪ انرژی خورشیدی را سریعاً منعکس می‌کند؛ بنابراین ۶۳٪ آن را جذب می‌نماید. آلبدوی سیاره زهره حدود ۰/۷۰ است (مقدار ذکر شده در منابع از ۰/۶۵ تا ۰/۸۵ متغیر است)، در نتیجه تنها

۳۰٪ انرژی خورشیدی توسط سیاره زهره جذب می‌شود. اما جو زهره که از کربن دی‌اکسید تشکیل شده به قدری غلیظ است که دمای سطح آن به‌طور قابل ملاحظه‌ای بالا می‌رود. مریخ آلبدوی برابر با ۰/۱۵ دارد، از این‌رو، بیشتر انرژی خورشیدی را جذب می‌کند، اما جو رقیق کربن دی‌اکسید مریخ (حدود ۰/۰۱ زمین) نمی‌تواند گرمای زیادی را به دام اندازد؛ بدین دلیل هم‌اکنون سطح مریخ برای بقای گونه‌های حیات بر پایه آب/کربن بیش از حد سرد است. با این وجود، در گذشته، زمانی که آتشفشان‌های عظیم مقادیر گسترده‌ای گاز (شامل بخار آب، کربن دی‌اکسید و متان) را در جو منتشر می‌کردند، دمای آن به میزان قابل توجهی بالاتر بوده و احتمالاً امکان پا گرفتن حیات در آنجا وجود داشته‌است.



شکل ۱۶: ضریب انعکاس زمین (آلبدو) در سطوح و پوشش‌های گوناگون

Overview of the climate system



meereisportal.de

SEAICE
Portal

Cryosphere COMPONENT

Components of the global cryosphere - Areas and volumes

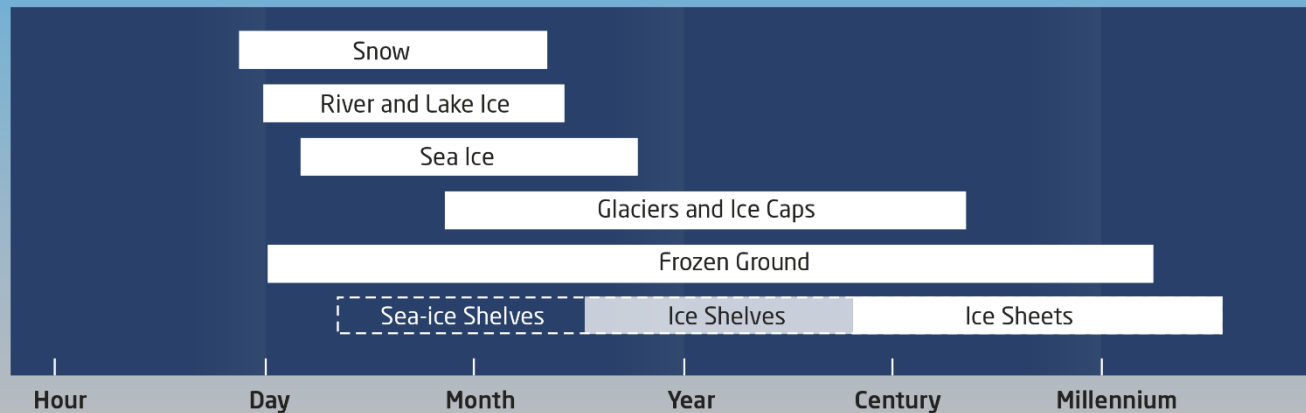
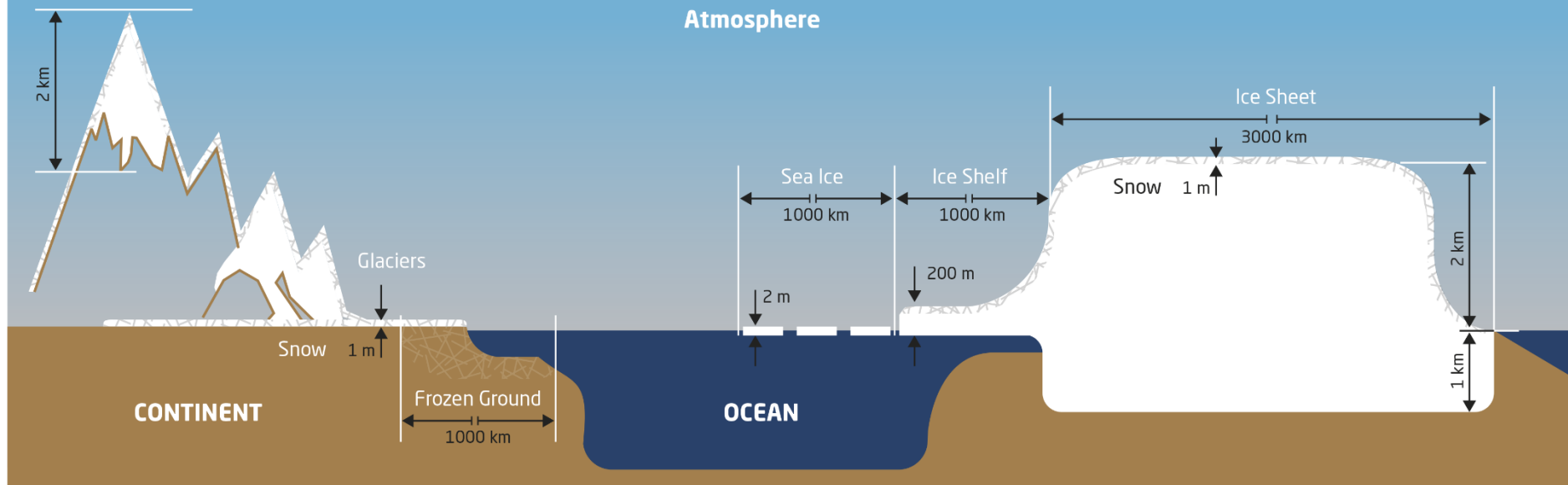
Permanent ice

	Area (10 ⁶ km ²)	Volume (10 ⁶ km ³)	Sea-level equivalent (m)
Greenland Ice Sheet	1.7	2.9	7.1
Antarctic Ice Sheet	13.3	25.4	56.2
Mountain glacier	1.1	0.22 - 0.38	0.56 - 0.97
Permafrost	22.8	0.01 - 0.04	0.03 - 0.10

Snow and sea-ice extent

	Minimum	Extent (10 ⁶ km ²) Maximum	Mean value
SEA ICE			
Northern Hemisphere	6.6	15.5	11.8
Southern Hemisphere	3.0	18.8	12.0
SNOW			
Northern Hemisphere	3.1	46.7	24.9
Southern Hemisphere	13.9	15.1	14.3

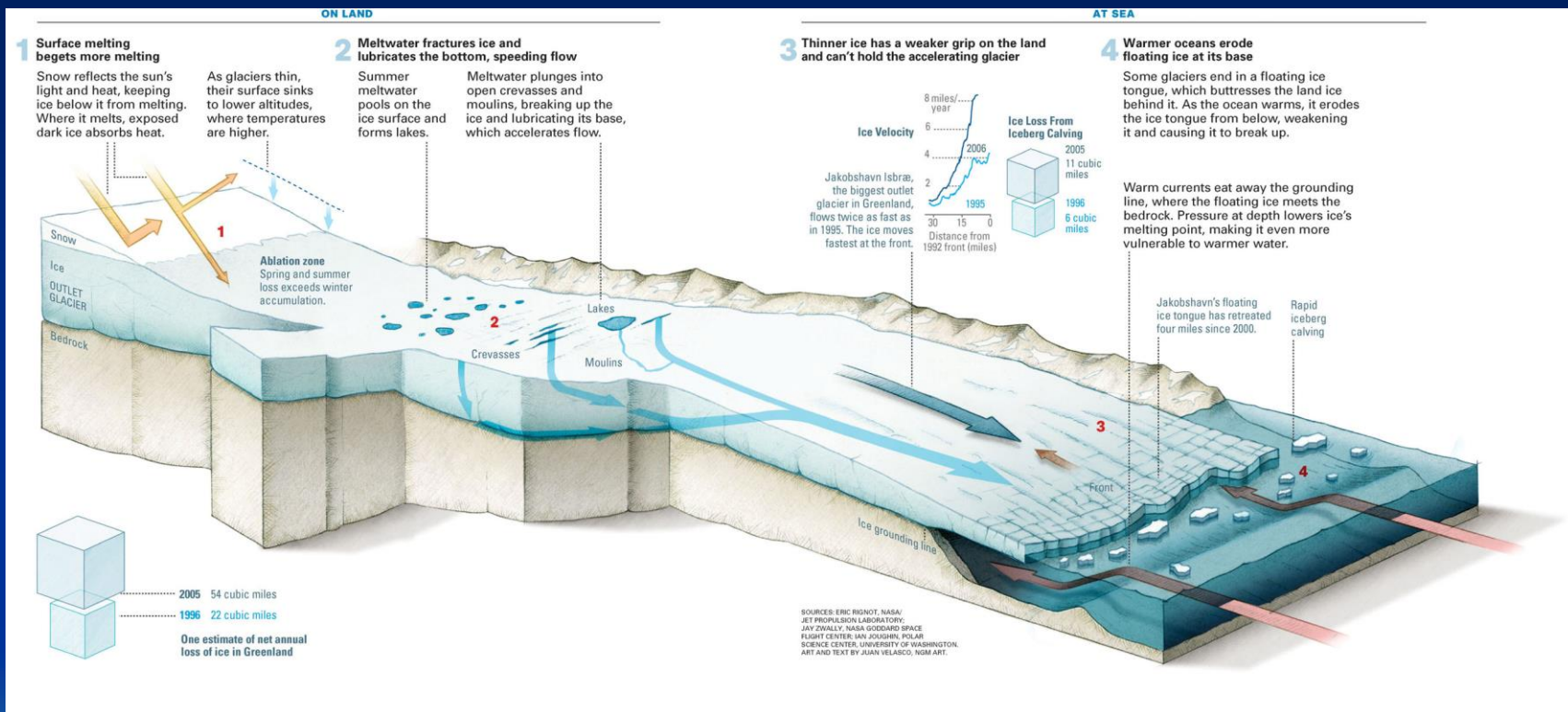
Components of the cryosphere and their time scales



صفحه یخی قطب جنوب صفحات یخی به قدری بزرگ هستند که چشم انداز قاره هایی را که پوشش می دهند را به شدت تغییر می دهند. وزن ورقه یخ زمین زیر آن را تحت فشار قرار می دهد. بدون ورقه یخی، قاره قطب جنوب بیش از یک چهارم کوچک می شود، زیرا بیشتر نیمه غربی آن در دریا فرو می رود. نمای بریده شده روی این نقشه این را نشان می دهد.



ذوب یخ ورقه های یخ در فرآیند پیچیده ای ذوب می شوند که بر آب و هوا و اقیانوس شناسی تأثیر می گذارد.



ناپدید شدن یخ ورقه یخی گرینلند در طول هزاران سال بارها پیشرفت کرده و عقب نشینی کرده است. اکنون سریعتر از هر زمان دیگری در تاریخ ثبت شده در حال عقب نشینی است - ذوب می شود. این اینفوگرافیک (چکیده) در نسخه ژوئن ۲۰۱۰ مجله نشنال جئوگرافیک منتشر شد.

Vanishing Ice

Greenland's ice sheet once seemed too big to melt substantially. Now, as weather warms, the ice is disintegrating faster. Scientists think this could continue for centuries or even millennia, changing the island's geography and the planet's sea level.

Melting Down

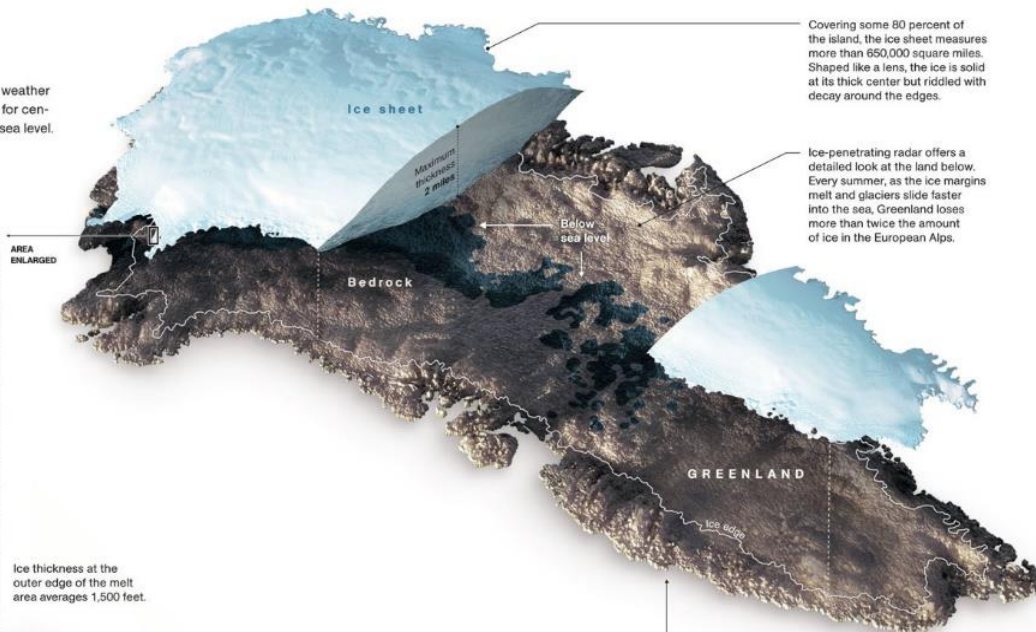
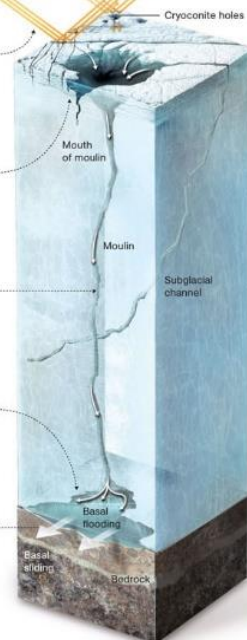
SOLAR RADIATION
As average summer temperatures rise in Greenland, more ice melts. Surface water and dark cryoconite absorb solar heat, speeding melting.

CREVASSE
A crack, or crevasse, that forms as the ice moves over uneven bedrock can plunge hundreds of feet. A flood of meltwater can drill it even deeper.

MOULIN
A shaft, or moulin, forms when meltwater weakens ice and suddenly flushes to unseen depths from the bottom of a surface lake or via a crevasse.

HYDRAULICS BELOW
The ice travels on a thin layer of water. When a draining moulin floods the base of the ice sheet, the ice begins to surf on that water and picks up speed.

THE WATER'S JOURNEY
Meltwater that works its way to the bedrock eventually turns into rivers that can carve ice tunnels many feet high as they flow to the sea.



Annual Melt Area

Almost three decades of satellite data reveal an escalating trend in the extent of the ice-melt zone—the part of the ice sheet where melting occurs between April and October. The rest of the year, the entire ice sheet is frozen. Even during the warmer months much of the ice refreezes overnight.

2007



With a melt extent of at least 40 percent, 2007 set a record.

Scenarios for the year 2100
Climate change projections



Medium Estimate:
4.5°F rise in global temperature

High Estimate:
9°F rise in global temperature

Origins of the Ice Sheet

50-10 million years ago
A warm climate bathed coastal mountains, rivers, and a high central plateau.



3-2 million years ago
As the climate gradually chilled, glaciers began to form in the mountains.



About 2 million years ago
The land continued to grow colder, and glaciers spread across parts of the central plateau.



2-1 million years ago
Separate glaciers merged to form a sheet of solid ice that covered most of the island most of the time.



The solid ice sheet has depressed underlying rock by some 3,000 feet. Its weight also squeezes out a thin lip of ice to the sides.



If melting continues at its current rate, the central plateau will slowly begin to rebound as the weight of the ice lifts from it.



مهمترین فرایندهای موثر بر تغییر سطح دریاها در مقیاس ۱۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰ ساله رخ می دهد. این فرایندها اثر **گلاسیون** – **هیدرواستاتیک** نام دارد.

این تغییرات به وسیله تغییر بار (آب و یخ) و توزیع مجدد جرم در روی زمین و درون اقیانوس با زمان تاخیر هزاران سال انجام می شود.

لایه ای از خاک زمین است که در عمق به طور دائمی منجمد می شود. ویک چهارم کل نیمکره شمالی را نشان می دهد. همچنین به عنوان یخ زدگی شناخته می شود. معمولاً در نواحی قطبی و نیمه قطبی یافت می شود.

بنا بر تعریفی دقیق تر، اگر خاک ناحیه ای برای دو سال یا بیشتر به حالت یخ بسته بماند، به آن خاک منجمد می گویند. به جز مناطق قطبی، در برخی مناطق کوهستانی نیز به خاک همیشه منجمد بر می خوریم. در حدود ۱۵٪ از زمین های نیم کره شمالی خاک منجمد است.

خاک های منجمد مهم ترین انبار متان در کره زمین هستند. پس از آخرین عصر یخبندان ارتفاع آب دریاها ۱۰۰ متر بیشتر از امروز بوده است. پس از انجماد مناطق گسترده ای از دریاها و رودهای موجود در قطب شمال در منطقه سیبری شرقی، حدود ۲ میلیون کیلومتر مربع از دریاها یخ زد. بستر این دریاها از خاک منجمد تشکیل شده است. عمق خاک منجمد در سیبری و اقیانوس منجمد شمالی گاهی به ۱۵۰۰ متر می رسد.

زیر لایه‌های یخی قطب شمال و سیبری «خاک منجمدی» وجود دارد که ۲۵ درصد مساحت این منطقه را تشکیل می‌دهد. گرم

شدن این خاک‌ها خطر کمتر شناخته شده است که به آن «بمب اقلیمی» نیز گفته می‌شود.

بالا رفتن دمای این خاک که ده‌ها هزار ساله منجمد مانده از سرعت آب شدن یخ‌های سطحی بیشتر است. برآورد می‌شود که تا سال ۲۱۰۰ میلادی ۹۰ درصد از خاک‌های منجمد از بین بروند.

این اتفاق باعث افزایش گازهای گلخانه‌ای می‌شود. به گفته کارشناسان در صورت ذوب شدن خاک‌های منجمد، ۱۷۰۰ میلیارد متر مکعب گاز کربنیک و گاز متان، یعنی دو برابر مقدار موجود در جو زمین، آزاد خواهند شد.

گرم شدن خاک‌های منجمد باعث افزایش سرعت رشد پوشش گیاهی می‌شود و در نتیجه سرعت ذوب شدن یخ‌ها و خاک منجمد نیز بیشتر خواهد شد.



وجود برف و یخ در سرزمینهای پرمافروست باعث:

۱- تغییر در البدو می شود

به این صورت که در بخش رویی پرمافروست لایه فعالی وجود دارد که به صورت فصلی پدیده ذوب را تجربه میکند.

در طی ذوب گازه‌های گلخانه‌ای حبس شده در یخ به جو رفته و تاثیر بر تابش گذاشته. بر حسب ضخامت این لایه جوامع گیاهی تغییر یافته و موجب تغییر بیلان تابش و بیلان هیدرولوژی سطحی می شود.

در نتیجه پدیده‌های حاصل از یخ بستن آب دریاها نمک از آب دریا جدا شده که این امر بر روی شوری آب و چگالی اب و سبب ایجاد جریانهای همگرا بین اعماق و سطح آب می شود و در فصل گرم با ذوب شدن یخها این جریانات متوقف میشود.

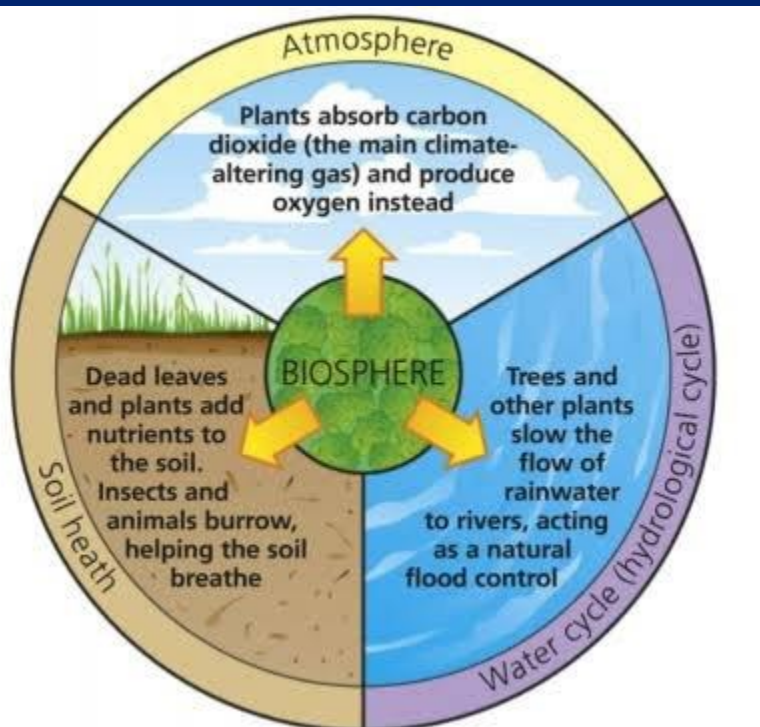
به گزارش جهان به نقل از مهر، از سال ۲۰۰۳ گروهی از دانشمندان موفق به شناسایی ویروس های بزرگی (بزرگتر از ۰.۵ میکرون) شده اند که در لایه permafrost یا همان لایه همیشه یخ زده زمین وجود دارد. اما اکنون این نگرانی مطرح می شود که همزمان با تداوم گرمایش زمین و ذوب شدن حجم بیشتری از یخ های قطبی، این ویروس ها سر از آب های آزاد جهان در آورند، ویروسهایی که گفته می شود بیش از ۳۰ هزار سال قدمت دارند!

دانشمندانی که این وضعیت را بررسی می کنند از مطالعه ویروس های ۳۰ هزار ساله ای خبر می دهند که در محیط های یخ زده ای همچون لایه permafrost قطب به دام افتاده اند.

از این رو این نگرانی در میان بسیاری از دانشمندان مطرح شده مبنی بر اینکه همزمان با ذوب شدن یخ های قطبی، دسته ای از ویروسهای مرگبار سر از آب های آزاد جهان در آورده و به تدریج به زیستگاه های انسانی نزدیک شوند.

زیست کره Biosphere

به معنای ارجاع به تمام زندگی روی زمین در لیتوسفر (پوسته سنگی زمین)، جو (هوا) و هیدروسفر (آب) می باشد که شامل تمام اکوسیستم ها، بیوم ها و موجودات موجود در کره زمین می شود. زیست کره یک لایه یا ناحیه نسبتاً نازک از زندگی است که شامل همه چیز، از باکتری گرفته تا انسان است.



عوامل موثر در اجزای اقلیم:

وسعت پهنه های خشکی و توپوگرافی آنها به شکل مستقیم و غیر مستقیم بر توزیع و تراکم و مراحل رشد و عملکرد گونه ها اثر دارد.

پوشش گیاهی و خاک کنترل کننده میزان انرژی خورشیدی در سطح زمین است. با گرم شدن زمین میزان تبخیر و تعرق گیاهی زیاد میشود.

برخی گونه های گیاهی میزان جذب تابش بیشتری دارند مثال: جنگلهای سوزنی برگ عمق ریشه هرچه کمتر باشد گیاه حجم کمتری از آب را برای تبخیر و تعرق از دست میدهد. موجودات دریایی و خشکی از طریق خروج و جابجایی گازهای گلخانه ای به جو، کنترل کننده ترکیبات اتمسفری هستند. گیاهان از طریق فتوسنتز کربن را در خود ذخیره کرده و در نتیجه آن میزان گازهای متان و دی اکسید نیتروژن و عناصر فرار در جو و ترکیبات آئروسل را بر عهده دارند.

نقش خاک :

از لحاظ خواص حرارتی و میزان رطوبت مهم است. رطوبت تاثیر بر دمای سطحی دارد. بافت خاک وزش باد را متاثر میکند و سهم مهمی در انتشار غبار به اتمسفر و میزان انرژی رسیده به زمین دارد.

تغییر کاربری زمین

در سرزمینهای بکر با سطوح کمتر پایدار
سرزمینهای با کاربری تجاری (جایگزینی گونه های تجاری با گونه های بومی)
سرزمینهای به شدت تجاری (استفاده از کودها، آبیاری مکانیزه و...) به شدت تغییر کرده اند

سیکلونها :

به مراکز کم فشاری گفته می شود که دارای یک یا چند منحنی هم فشار بسته باشد. مهمترین عامل تشکیل آنها گردش هوا در سطوح بالای جو می باشد. برای تشکیل یک سیکلون، در سطوح بالا، وجود یک موج کوتاه و هسته ی رودباد همراه با آن لازم است به علاوه در سطح زمین وجود جبهه برای تشکیل سیکلون لازم است جبهه ی سطح زمین نشانه ی رودباد در بالای جبهه و توده هوای گرم و مرطوب است که وجود همین هوای گرم و مرطوب صعود هوا را تشدید می کند در نتیجه هوای نسبتاً گرم و مرطوب در یک طرف جبهه نیز برای تشکیل سیکلون لازم است. هرچه موج کوتاه عمیق تر باشد و هوای گرم مرطوبتر باشد سیکلون تقویت می شود.

مقایسه اجزای اقلیم در دو نیمکره شمالی و جنوبی :

۱- توزیع خشکیها و پهنه های آبی :

حدود ۷۱ درصد از سطح زمین آب و ۲۹ درصد توسط خشکی ها در بر گرفته شده است. خشکی ها و پهنه های آن در نیمکره شمالی توزیع نسبتا برابری دارند. وسعت خشکی ها و دریاها در دو نیمکره نسبت به هم متفاوت است و توزیع آنها در عرضهای جغرافیایی همسان، ناهمگون است. در نیمکره شمالی بین عرضهای ۴۵-۷۰ درجه، خشکی ها بیش از پهنه های آبی هستند. و در نیمکره جنوبی اقیانوسها وسیع ترند.

بین ایستگاههای هم عرض در دو نیمکره تفاوتهای اقلیمی دیده میشود. مثال: جزیره هلگوند در دریای شمال و جزیره بوی وت در اقیانوس اطلس جنوبی

نتیجه :

۱- اختلاف توزیع دریا و خشکی و توپوگرافی در دو نیمکره خصوصا در جنوب به معنای تفاوت در میانگین ناحیه ای است. ناهمگونی ارتفاع سطح خشکیها نسبت به دریا که وسعت ارتفاع و موقعیت خشکیها و میدانهای وزش سینوپتیک را متاثر می سازد.

سینوپتیک واژه ای یونانی است که به معنی همدید، هم نظر و هم نوا

همچنین یک مقیاس خاص از حرکت اتمسفر با طیف معمولی در ابعاد صدها کیلومتر، از جمله پدیده هایی مانند سیکلون ها و سیکلون های گرمسیری را گویند.

مقایسه اجزای اقلیم در دو نیمکره شمالی و جنوبی :

عمق اقیانوسها از نظر جابجایی (ماده و انرژی) قاره ها را تحت تاثیر قرار میدهد .

وجود تنگه ها و کانالها در نیمکره شمالی انتقال ماده و انرژی را متفاوت از نیمکره جنوبی می کند.

مشخصات جغرافیایی حوضه های اقیانوسی تاثیر بر روی جریانات اقیانوسی دارد.

اقیانوسها عامل اساسی پوشیدگی ابر در آسمان (ابرناکی) هستند . بیشترین ابرناکی در نیمکره جنوبی است. در عرضهای ۴۰ تا ۶۰ درجه این میزان حدود ۸۵ درصد است.

مقدار ابرناکی در نیمکره شمالی بارزتر و به سمت قطب شدیدتر است . در نیمکره شمالی حداقل ابرناکی در عرض ۳۰ درجه است.

تحرک پهنه های یخی در نیمکره جنوبی بالا بوده و در نیمکره جنوبی به طور متوسط ۱۴ میلیون کیلومتر مربع را پوشانده اند. وسعت آنها در ماه مارس ۴ میلیون کیلومتر مربع تا ۲۰ میلیون کیلومتر مربع در ماه سپتامبر در تغییر است.

در نیمکره شمالی یخهای اقیانوس منجمد شمالی از ۷ میلیون مترمکعب در سپتامبر تا ۱۲ میلیون کیلومتر مربع در مارس و آوریل در تغییر هستند که باعث اختلاف بیلان حرارتی میشود.

پوشش برفی و یخی در اقیانوس منجمد شمالی در فصل زمستان -۳۵ درجه پوشش یخی قطب جنوب -۷۰ درجه سرمایش زمستانه ایجاد میکند.
نتیجه:

استوای حرارتی آنها در بخش شمالی استوای جغرافیایی است. و در دو طرف استوای حرارتی نیمرخ دمای سطح آب و ضریب تغییرات متقارن نبوده که نشان دهنده میزان اختلاف در حوضه های اقیانوسی است. تفاوت برف مرز دائمی در دو نیمکره متفاوت است این ارتفاع در نیمکره شمالی بسیار بالاتر از نیمکره جنوبی است.

برف مرز به خطی گفته می شود که در بالای آن، برف در تمام طول سال ذوب نشده و باقی می ماند.

مقایسه اجزای اقلیم در دو نیمکره شمالی و جنوبی :

۳- ترکیبات جوی:

جمعیت انسانی با گسیل آلاینده ها اثر گلخانه ای جو را افزایش داده است. که باعث افزایش بیشتر جذب دی اکسید کربن جوی و کاهش میزان دی اکسید کربن اقیانوسی شده است و باعث باقی ماندن این گاز در اقیانوسها می شود.

بررسی توزیع زمانی- مکانی آلاینده ها نشان میدهد روند افزایش گاز دی اکسید کربن در صد سال اخیر یکنواخت بوده و با وجود تفاوت در مقادیر روند مشابهی را در دو نیمکره داشته است.

موجودات زنده : تمرکز در ساحل شرقی افریقا و امریکای جنوبی
بیانگر تمرکز تولید جرم زنده در نیمکره جنوبی و میزان تولید اولیه فیتوپلانکتونهای کلروفیل دار (موثر در جذب و گسیل گاز دی اکسید کربن)

میزان غلظت فیتوپلانکتونها بین عرضهای ۳۰-۴۰ درجه شمالی و جنوبی و عرضهای ۶۰ درجه دو نیمکره دیده میشود

وجود جنگلها

تنظیم کننده میزان دی اکسید کربن

قدمت خشکیها:

خشکیها در نیمکره شمالی قدیمتر و پایدارتر و پوشیده از خاکهای بسیار هوازده و غیر حاصلخیز

۱- انسانها با بیابان زایی-جنگل زدایی-تغییرات کاربری زمین و ویژگیهای سطح زمین را در مقیاسهای ناحیه ای و قاره ای تغییر دادند.

اثرات بر روی اقلیم:
از بین رفتن پوشش گیاهی و در نتیجه آن رواناب افزایش و میزان ذخیره آب در خاک کاهش و آلودگی و افزایش می یابد.
کاهش رطوبت سطح خاک به معنای کاهش تبادل گرمای نهان تبخیر است و باعث افزایش دمای سطح زمین میشود. و از سویی با افزایش آلودگی مقدار تابش رسیده به زمین کم میشود.

۲- اختلاف در ویژگی های فرهنگی و فیزیکی جمعیت ،تفاوت در کاربری و توانایی سطح زمین را در پی دارد.
در نیمکره جنوبی ساکنان به منابع تولید و طبیعت وابستگی دارند به علت سطح پایین تغذیه-بهداشت -آموزش و بهره جویی از طبیعت.
ساکنین نیمکره شمالی فن اوری بالاتری داشته و تاثیرات بیشتری بر بهره طبیعت دو نیمکره دارند.

دگرگونی ها و تحولات اقلیمی

۱- اقلیم ، وضعیت کلی هوای یک منطقه را نشان می دهد و کمتر دست خوش دگرگونی می شود (فرایندهای کوتاه مدت)

۲- آب و هوا در طول هزاران سال در قالب نوسانهای کوتاه مدت و تغییرات بلند مدت بروز میکند.

۳- دگرگونیهای اقلیمی در سه مقیاس زمانی دراز مدت، دوره ای، نامشخص به وقوع می پیوندد.
(شکل ص ۲۹ کتاب)

لندزبرگ (1975) تغییر اقلیم زمانی رخ میدهد که در الگوهای چرخش اتمسفری و فرایندهای هواشناختی جهانی و حداقل ناحیه ای منعکس شود.

بازه های زمانی مربوط به دگرگونی های اقلیمی:

۱- نوسان اقلیمی

۲- افت و خیز

۳- روند

۱- نوسان اقلیمی:

طی دگرگونیهای گذشته اقلیم، دوره های گرم جای خود را به دوره های سرد داده اند و دوره های گرم و مرطوب با دوره های سرد و خشک در تناوب بوده است.

برخی از دگرگونیها آرام بوده و آثار آن به صورت تدریجی است.

برخی از نوسانات در دوره ای ثابت (یک سال) به صورت میانگین ماهانه یا فصلی است.

برخی نوسانات تا حدی قابل پیش بینی هستند و در دوره های چندساله تکرار میشوند به آنها نوسانات غیر فصلی گویند.

الگوی نوسان در سیستم اقلیمی باعث میشود که با توجه به تظاهرات معین که امروزه در اثر عملکرد اقلیمی ایجاد میشود میتوان پی به اقلیم در گذشته برد.

۲- افت و خیز:

برخی دگرگونی‌ها ناگهانی، شدید و ناپایدارند و به شکل ناگهانی ظاهر می‌شوند. که در این دگرگونی‌ها واژه افت و خیز استفاده می‌شود. و منعکس‌کننده عوامل یکتا و تکرار نشدنی هستند. در این نوع از دگرگونی حرکت آستانه‌ای و ناگهانی مورد توجه است. که توسط بحرانشا و در مقیاسهای زمانی متفاوت ایجاد میشود.

عامل ایجاد این دگرگونیها:

شدت یافتن برخی از عوامل بحران را به وسیله فرایندهای حاکم می‌باشد. در این مفهوم آستانه تحول شکل می‌گیرد. آستانه میتواند منشا داخلی (فعالیت آتش فشانها) یا خارجی (گذر زمین از غبارهای بین سیاره ای یا برخورد ستاره های دنباله دار) داشته باشد.

۳- روند

تغییرات آرام، یکنواخت و دراز مدت در میانگین مقادیر را گویند. این نوع دگرگونی در سیستم اقلیم وابسته به طول دوره

آماري است. و کشف روند در دوره آماری بلند مدت نهفته است.

این شواهد بر اساس هر نوع روندی (افزایش، کاهش، پایدار) در سیستم اقلیمی بر اساس وضعیت به وجود آورنده آن تشریح می

شود. در این مقیاس گستره ه های زمانی کوتاهتر (سالانه تا صد سال) که در طی آن مناطق کم وسعت به تعادلی یکنواخت

می رسند مورد توجه است.

داده های حاصل از آن در پیش بینی اقلیم آینده نقش دارد و روشهای مطالعه بر پایه مدلها و شبیه سازی ها استوار است.

توجه به مقیاس زمانی روند دو طیف مرتبط بهم را در بر میگیرد و این دو طیف به چگونگی آگاهی ما از داده های اقلیم مربوط

است و شامل دیرینه اقلیم و مشاهدات مستقیم است.

۱- شواهد دیرینه اقلیم :

این شواهد بر محیط طبیعی نقش بسته اند. و مطالعه آن به منظور دستیابی به توالی زمان رویدادهای اقلیمی و تعیین سن مطلق و نسبی رویدادها است.

هدف از این مطالعه:

دستیابی به توالی زمان رویدادهای اقلیمی با تعیین سن مطلق و نسبی رویدادها
مقیاس زمانی برای تفسیر دگرگونیها بسیار وسیع و تحت عنوان **مقیاس زمین شناسی** موسوم است. و زمان با بازه زمانی میلیونها سال سنجیده میشود. رخدادهایی همچون انقراض فسیلها یا گیاهان، ظهور جانوران و حوادث کوهزایی و تغییر در شرایط اقلیمی بهانه ای برای تفکیک واحدهای زمانی در زمین شناسی بوده است.

۲- سنجش مستقیم پارامترهای اقلیمی

بررسی هر نوع روندی (افزایش، کاهش، پایداری) در سیستم اقلیم بر اساس وضعیت به وجود آورنده گستره زمانی کوتاهتر (سالانه تا صد ساله)
مهمترین روشهای مطالعه در این گروه : بر اساس مدلها و شبیه سازی با هدف پیش بینی اقلیم آینده

مکانیزم های حاکم بر تحولات اقلیمی:

۱- نظام سلسله مراتبی:

به این صورت که زمینه یا حالت پایه اقلیم میتواند پاسخ اقلیم به عوامل تغییرزا را متاثر سازد و مقیاس های زمانی-مکانی بزرگتر پایه فرایندهای مقیاس کوچکتر واقع میشود.
توضیح ص ۳۷ کتاب

۲- بازخورد

بازخورد به **اصل واکنش** نیز معروف است. و واکنشهایی را تشریح میکند که بر سرعت، جهت یا مراحل دگرگونی و پاسخهای سیستم تاثیر دارند. (بدون ایجاد تغییر در پدیده)

بازخورد مثبت (خودافزون)

واکنشی از سیستم اقلیمی که دگرگونی را سرعت و وسعت می بخشد و نظم سیستم را برهم می زند. مثل: مکانیزم اثرات متقابل خشکی، اقیانوس، توده های یخی، ابرها، جوامع حیاتی در ارتباط با تغییر دما

بازخورد مثبت تخریب لایه ازن:

افزایش اشعه ماورابنفش باعث نابودی پلانکتونها، گرمایش زمین، ذوب یخها در نواحی توندرا و پرمافروست را به همراه دارد.
ذوب یخهای نواحی یخچالی باعث فعال شدن باکتریهای درون خاک و گسیل دی اکسید کربن به جو و افزایش گازهای گلخانه ای میشود. از طرفی با نابودی پلانکتونها، میزان دی اکسید کربن زیاد و بار دیگر پدیده گلخانه ای افزایش می یابد.

مکانیزم های حاکم بر تحولات اقلیمی:

بازخورد منفی (خود تنظیم)

واکنشی از سیستم اقلیم که سرعت و وسعت دگرگونی را کاهش میدهد. (برخلاف بازخورد مثبت) افزایش گرمای زمین باعث ازدیاد تابش مادون قرمز شده و تعادل ورود و خروج انرژی و پایداری شرایط معمولی میشود که نمونه ای از بازخورد منفی است.

۳- تعادل و حساسیت اقلیم:

میزان حساسیت اقلیمی به عواملی همچون بخار آب، آلودگی یخ، لپس ریت، ابرناکی در ساختمان قائم جو بستگی دارد.

آهنگ کاهش یا لپس ریت: (Lapse rate) به نرخ کاهش دمای اتمسفری زمین.

این اصطلاح بیشتر در علوم جوی به کار می رود. تفاوت در آهنگ کاهش محیطی در جو زمین اثر مهمی در هواشناسی و به ویژه در تروپوسفر دارد. آهنگ کاهش به منظور تعیین میزان صعود هوا جهت تراکم و تبدیل بخار به ابر مورد استفاده قرار می گیرد

مکانیزم های حاکم بر تحولات اقلیمی:

۴- زمان تاخیر

از واژهایی چون زمان تعادل یابی، زمان واکنش، زمان پاسخ نیز استفاده میشود. زمان پاسخ به تغییرات حاصل از نیروهای بیرونی در بازه مکانی-زمانی بزرگ رخ می دهد و در صورت عدم تغییر مولفه های بیرونی، اقلیم به عنوان یک سیستم با مولفه ها و زمان پاسخ متفاوت و واکنش غیر خطی مدام در شرایط عدم تعادل خواهد بود و در نتیجه اقلیم به شکل مداوم تغییر پذیر است.

مثال: **رویداد انسو** به عنوان حاصل برهم کنش جو-اقیانوس آرام میتوان نام برد.

پدیده جهانی انسو

پدیده انسو با دوفاز گرم (ال نینو) و سرد (لانینا) باعث سرد و گرم شدن آب سطح دریاها در اقیانوس آرام می شود و آثار اقلیمی جهانی دارد.

ال نینو-نوسان جنوبی (به انگلیسی: Southern Oscillation–El Niño) که به اختصار انسو (ENSO) نامیده می شود، یک پدیده اقلیمی جهانی است که از تغییرات بادهای و دمای سطح دریا در مناطق اقیانوس آرام پدید می آید. این تغییرات اگرچه دارای یک الگوی نامنظم هستند، اما چرخه هایی شبیه به هم دارند.

دگرگونی های خود به خود: (Autovariation):

دگرگونی هایی هستند که توجیه آنها مشخص نبوده و علت آن ناشناخته است. این گونه رفتارهای سیستم اقلیم در سیکل های فعالیت کلفها و شاره های خورشیدی، نوسانات میلانکوویچ قابل رویت است.

کلف:

بر روی سطح خورشید (نورسپهر/فوتوسفر) است که به صورت لکه هایی تاریک تر از نواحی اطراف آنها به وسیله فعالیت های شدید مغناطیسی که مانع از انتقال گرما می شود به وجود می آید. این لکه ها به علت کاهش درجه حرارت سطح خورشید در آن ناحیه ها به وجود می آیند.

نکته : ۱- مناطق از نظر اقلیمی مستقل نیستند و الگوهای اقلیمی غالب در یک منطقه، منطقه دیگر را نیز تحت تاثیر خود قرار میدهد.

۲- ارتباط بین وضعیت جوی در یک ماه در عرضهای بالا با وضعیت جوی حاکم در عرضهای پایین وجود دارد و اتمسفر به عنوان یک سیستم واحد عمل میکند. به طوری که تغییر گردش هوا در یک ناحیه از نیمکره شمالی به قسمتهای دیگر در جهت بالادست و پایین دست آن ناحیه اثر میگذارد.

در این بخش مختصری از الگوهای تاثیر گذار پیوند از دور در نیمکره شمالی و جنوبی را بررسی خواهیم کرد.

الف) نیمکره شمالی

در نیمکره شمالی ۱۳ الگوی پیوند از دور می توان تشخیص داد که در نواحی برون حاره و در طول سال فعالند. برخی از این الگوها تنها در برخی از ماه ها فعالند و در ماه های دیگر غیر فعالند یا فعالیت آنها کم است (جدول ۱-۸)

همان گونه که در جدول نشان داده شده است الگوی نوسان اطلس شمالی در همه ماه ها فعال است اما در ماه های مارس، آوریل، اکتبر و نوامبر از بیشترین اهمیت برخوردار است. در حالی که الگوی قطبی اوراسیا در ماه های دسامبر، ژانویه و فوریه فعال است. از سوی دیگر در دسامبر الگوی قطبی اوراسیا مهم ترین الگو و الگوی نوسانات اطلس شمالی در درجه دوم و الگوی آرام امریکای شمالی در درجه سوم اهمیت قرار دارد. به منظور رعایت ایجاز و جهت ارائه تصویری کلی از برخی مشخصه های پیوند از دور، در زیر به سه الگوی یاد شده به عنوان مهم ترین الگوهای پیوند از دور خواهیم پرداخت:

جدول ۱-۸: تقویم فعالیت الگوهای پیونددار دور نیمکره شمالی
(<http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/teletabgif>)

الگو	نام الگو	محل	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	م	ژوئن	ژوئیه	اوت	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
نوسانات اقیانوس شمالی	North Atlantic Oscillation	NAO	۲	۲	۱	۱	۲	۲	۲	۲	۵	۱	۱	۲
الگوی شرق اقیانوس	East Atlantic Pattern	EAP	۴	۷	۶	۱۰	-	-	-	-	۸	۷	۵	۶
الگوی رودباد اقیانوس شرقی	East Atlantic Jet	EAJ	-	-	-	۴	۹	۷	۲	۷	-	-	-	-
الگوی آرام غربی	West Pacific Pattern	WPP	۲	۲	۳	۲	۲	۶	۷	۸	۱۰	۲	۶	۲
الگوی آرام شرقی	East Pacific Pattern	EPP	۱۰	۹	۱۰	۸	۳	۱	۱	-	-	۶	۹	۹
الگوی آرام شمالی	North Pacific Pattern	NPP	-	-	۲	۲	۱	۲	۶	-	-	-	-	-
الگوی آرام آمریکای شمالی	Pacific North America	PNA	۱	۲	۵	۵	۱۰	-	-	۴	۶	۵	۲	۳
الگوی شرق اقیانوس و غرب روسیه	East Atlantic West Russia	EAWR	۸	۱۰	۷	۹	۷	-	-	-	۷	۳	۲	۷
الگوی اسکاندیناوی	Scandinavia	SCAND	۹	۸	۸	۳	۵	-	-	۱۰	۱	۲	۳	۵
الگوی قطبی اوراسیا	Polar Eurasia Pattern	PEP	۲	۱	-	-	-	-	-	-	-	-	-	۱
الگوی حاره ای نیمکره شمالی	Tropical Northern Hemisphere	TNH	۷	-	-	-	-	-	-	-	-	-	۸	۸
الگوی انتقالی آرام	Pacific Transition Pattern	PTP	-	-	-	-	۸	۴	۲	۲	-	-	-	-
الگوی تابستانی آسیا	Asian Summer Pattern	ASP	-	-	-	-	-	۵	۵	۵	-	-	-	-

شماره های یک تا ده نشان دهنده درجه اهمیت الگو در هر ماه هستند. شماره یک نشان دهنده مهمترین الگو و شماره ده نشان دهنده کم اهمیت ترین الگوست. خانه های بدون شماره نماینده ماه هایی است که الگوی مربوط فعال نبوده است.

۱- نوسانات اطللس شمالی

بررسی نقشه های پراکندگی فشار متوسط سطح دریا، نشان می دهد که غالب ترین سیستم های حاکم بر منطقه اطللس شمالی مرکز کم فشار ایسلند و مرکز پرفشار آزور است (بوشتر ترجمه علیجانی ۱۳۷۳). محل کم فشار، استقرار دراز مدت (اقليمی) فرودهای تروپسفری را در حدود ۳۰ تا ۵۰ درجه در غرب و بالادست کم فشارهای سطح زمین نشان می دهد. کم فشار ایسلند یکی از عوامل احتمالی برای کنترل فشار و جریان هوای سطح پایین به شمار می رود. از این کم فشار زبانه ای از طریق دریای نروژ تا دریای بارنتز کشیده می شود و فروبارهای ثانویه ممکن است در امتداد آن حرکت کنند. قسمت جنوبی اقیانوس اطللس شمالی در استیلای سلول پرفشار جنب حاره ای است. این پرفشار موسوم به مرکز پرفشار جنب حاره آزور، منطقه وسیعی از هوای نزول کننده را تشکیل می دهد که در شرق اقیانوس اطللس ثابت تر از دیگر قسمت های اقیانوس است. مرکز این پرفشار در حوالی ۴۰ درجه غربی و ۳۵ درجه شمالی در نزدیکی مجمع

الجزایر موسوم به آزور قرار دارد. قرارگاه اصلی آن به شکل بیضی و محور آن در امتداد شرق شمال شرقی به غرب جنوب غربی کشیده شده است.

فرابار آزور تا ارتفاع ۱۲ کیلومتری گسترش دارد و گنبد بزرگی را در تروپوپاوز بوجود می آورد. بعضی اوقات فرابار آزور زبانه های پرفشار قوی و مداوم در اطراف خود بوجود می آورد و در برخی موارد نادر، مرکز فرابار به طرف شرق بر روی اروپا منتقل می شود. تحت چنین شرایطی جزایر بریتانیا احتمالاً گرمای غیرعادی را تجربه می کنند. گاهی ممکن است این فرابار به طرف شمال (گرینلند) گسترش یابد، به طوری

که کاملاً از وزش بادهای غربی سطح زمین جلو گیری نماید. اگر این وضعیت ادامه یابد، حالت مانع^۱ بوجود می آید. بر این اساس فرابار در سطوح فوقانی جو از وزش بادهای غربی جلو گیری کرده، یا اینکه آنها را از مسیر اصلی منحرف می کند و در نتیجه انحرافات شدیدی در الگوهای پراکنندگی فشار و دمای قسمتی از کره زمین بوجود می آورد.

از آنچه که در بالا به آن پرداخته شد می توان استنباط نمود که سامانه های حاکم بر اقیانوس اطلس شمالی با رفتاری نوسانی در امتداد مداری - نصف النهاری موقعیت خود در حرکت هستند. این رفتار نوسانی به نوسانات اطلس شمالی (NAO)^۲ موسوم و بر اثر قوت یک سامانه و ضعف سامانه دیگر حاصل می شود. از این رو نوسانات اقیانوس اطلس شمالی بخشی اساسی از تغییر پذیری اقلیم در حوضه اطلس والگویی پایدار از تغییر پذیری چرخش عمومی جو در این ناحیه به شمار می آید و به یک نوسان نصف النهاری در جرم جو اشاره دارد که مرکز عمل آن در نزدیکی ایسلند و بر روی منطقه جنب حاره (از آزور تا شبه جزیره ایبری) است. بنابراین می توان شاخصی کمی از فازهای مختلف نوسانات شمالی ارائه و به شرح زیر تعریف نمود:

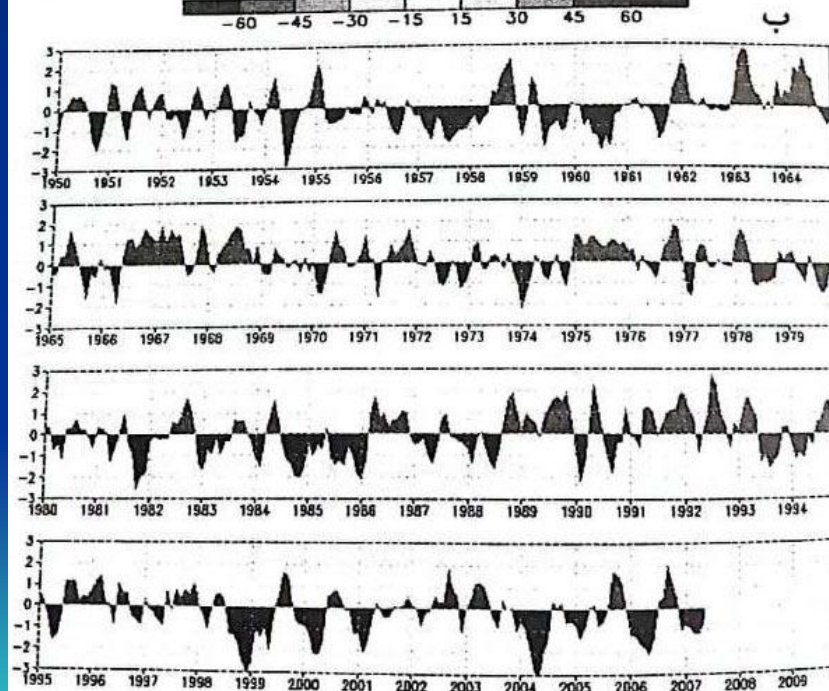
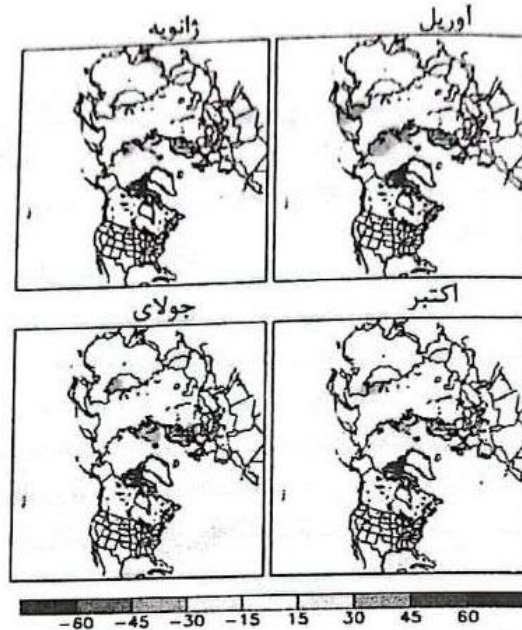
$$NAO = P(A) - P(I)$$

این شاخص بر پایه اختلاف فشار (P) نرمال شده سطح دریا بین منطقه جنب حاره آزور (A) و کم فشار جنب قطبی ایسلند (I) بنا نهاده شده است. اختلاف فشار نرمال شده در دو نقطه جنوب غربی^۳ ریکیاویک^۴ در^۵ گیبتر^۶ و^۷ پونت دلگادا^۸ در آزور شاخص نوسانات اطلس شمالی را شکل می دهد.

۲- الگوی قطبی اوراسیا

این الگو تنها در زمستان پدیدار می شود و معرف غالب نوسان های کم بسامد دسامبر و فوریه است. هست اصلی این الگو روی منطقه قطبی مستقر می شود و دوهسته جداگانه نیز یکی بر روی اروپا و یکی بر روی شمال شرق چین شکل می گیرند که علامت آنها مخالف علامت هسته اصلی است (شکل ۱-۲۴ الف). الگوی قطبی اوراسیا معرف تغییرات بزرگی است که در شدت گردش "قطب گرد" رخ می دهد و با تغییرات منظم در گردش هوای عرض های میانه (بخش بزرگی از اروپا و آسیا) همراه می شود.

نوسانات این الگو در مقیاس دهه ای و درون دهه ای صورت می گیرد. گاهی طی چندین زمستان پیاپی این الگو در فاز مثبت قرار می گیرد و غالباً پس از طی چندین زمستان الگوی منفی را تجربه می کند (۱-۲۴ ب). فازهای مثبت طولانی معرف ناهنجاری منفی ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی منطقه قطبی و تقویت قطب گردی بوده و با ناهنجاری مثبت ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی بخش بزرگی از اروپا و شرق آسیا همراه بوده است. طی فازهای طولانی عکس این وضعیت دیده می شود.



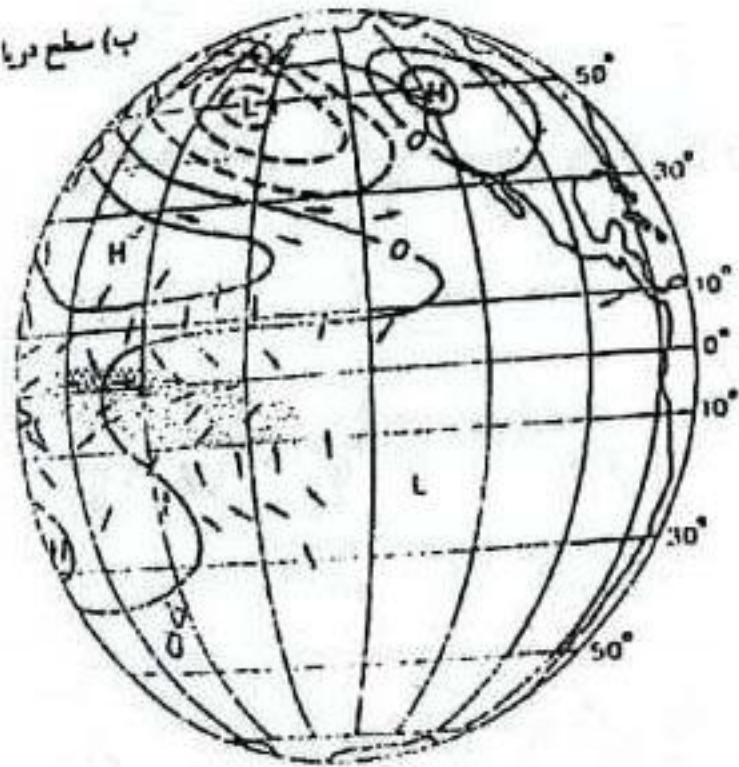
شکل ۱-۲۴: الگوی قطبی اوراسیا برای چهار فصل (الف) و سری های زمانی آن طی ۱۹۵۰-۲۰۰۷ (ب)
(<http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/pressure>)

۳- الگوی آرام آمریکای شمالی

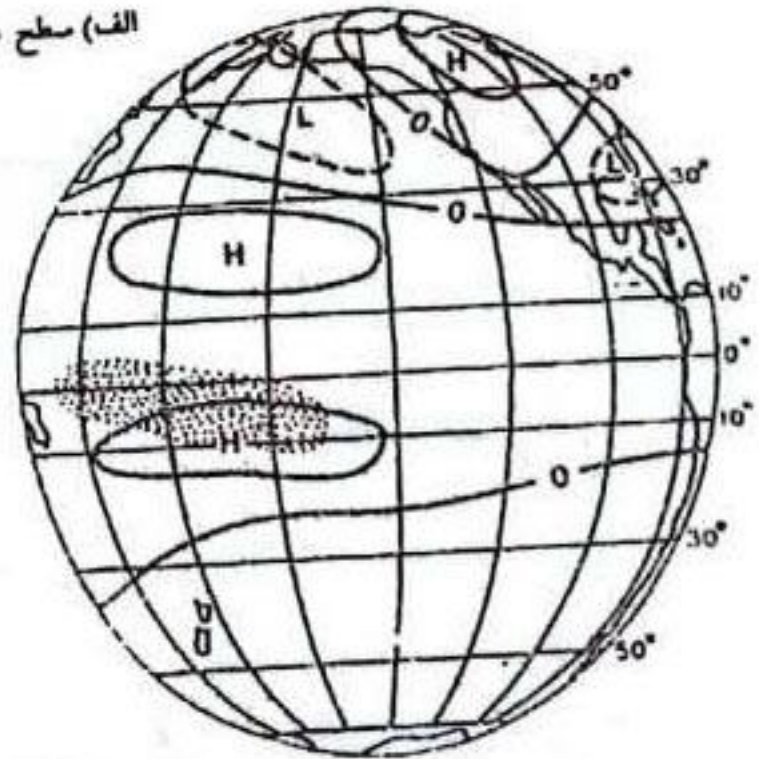
یکی از بارزترین نوسان های کم بسامد منطقه برون حاره نیمکره شمالی الگوی آرام آمریکای شمالی است که جز در ژوئن و ژوئیه در همه ماه های سال فعال است. این الگو دارای چهار هسته است. دو هسته هم علامت یکی روی جزایر آلوشین و دیگری روی جنوب شرق ایالات متحده و دو هسته با علامت مخالف هسته های اولی یکی در نزدیکی هاوایی و دیگری که در طی زمستان و پاییز روی بخش میان کوهی آمریکای شمالی و در بهار روی مرکز کانادا مستقر است. شکل ۱-۲۵ الگوهای فشار طی فعالیت این فاز را نشان می دهد. در نتیجه، این الگو اثر و بارش را به جنوب غرب ایالات متحده و شمال غرب مکزیک به ارمغان می آورد.

در زمستان قلمرو مکانی این الگو گسترش می یابد. در این زمان هسته آلوشین بخش بزرگی از عرض های شمالی اقیانوس آرام را در بر می گیرد ولی در بهار این هسته کوچک می شود و به خلیج آلاسکا محدود می شود. در همین زمان هسته نزدیک هاوایی به بیشترین گسترش خود می رسد. طی ژوئن و ژوئیه این الگو ناپدید شده و در اواخر تابستان و در پاییز دوباره پدیدار می گردد. در این دوره جدید هسته های عرض متوسط حاکمیت دارند و الگویی موجی در شرق اقیانوس آرام شمالی پدید می آورند. در این هنگام هسته جنب حاره که نزدیک هاوایی است، ضعیف می شود. شاخص الگوی آرام آمریکای شمالی براساس

ب) سطح دریا



الف) سطح ۲۰۰ مکتوبیستکار



شکل ۱-۲۵: الگوی آرام آمریکای شمالی (Barry and Chorley 1992)

ب) نیمکره جنوبی

با وجودی که بیشترین تعداد فرایندهای پیوند از دور مربوط به نیمکره شمالی است اما به نظر می رسد که شدیدترین آنها در نیمکره جنوبی رخ می دهد. مهم ترین این فرایندها شامل^۲ ال نینو، نوسانات جنوبی، انسو^۳، نوسانات دوسالانه تروپسفر^۱، نوسانات مدن جولیان^۲ و نوسانات دهه ای اقیانوس آرام^۳ است. در این جا به عنوان نمونه به سه نوسان عمده نخست خواهیم پرداخت:

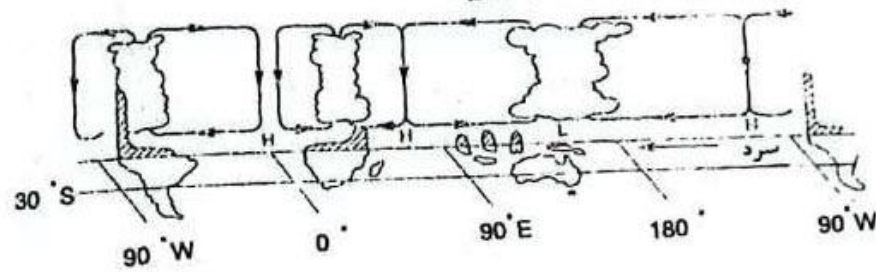
۱- ال نینو، نوسانات جنوبی و انسو

یکی از نمودهای جالب توجه مکانیزم پیوند از دور را می توان در پدیده های ال نینو^۴ و نوسانات جنوبی^۵ یافت. این پدیده ها از شناخته شده ترین ارتباط از دور در سیستم اقلیم است. در این پدیده اتمسفری- اقیانوسی آشفته گی های جوی نه تنها در نیمکره جنوبی، بلکه در نیمکره شمالی نیز افزایش می یابد:

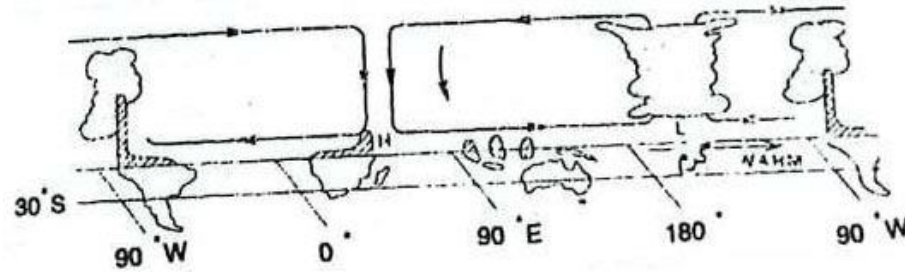
- ال نینو: پدیده ال نینو بر اثر جابجایی مراکز فشار بین جزایر داروین ($12/4$ درجه جنوبی و $13/09$ درجه شرقی) در شمال استرالیا و تاهیتی (در $17/5$ درجه جنوبی و $149/6$ درجه غربی) در جنوب اقیانوس آرام ایجاد می شود. این جابجایی و تفاوت مراکز فشار در حقیقت ناشی از تغییر عمده و آشکار دمای سطح دریا (SST)^۶ در بخش حاره ای اقیانوس آرام شرقی است (*Giambeiluca and* *Barry and* *Henderson-Sellers 1996*). میزان تغییر دما در این منطقه ۱ تا ۴ درجه سلسیوس است (*Barry and* *Chorley 1992*). این تغییر حرارت بر اثر تغییر جهت جریان دریایی سرد پرو و جایگزینی آن به وسیله جریان های گرم بوقوع می پیوندد (*Carpenter 1991*). این جریان آب گرم به هنگام کریسمس در امتداد سواحل پرو و اکوادور به سمت جنوب حرکت می کند. بنابر تعریف^۷ رویداد ال نینو به تجاوز

تدریجی و گاه به گاه آب خیلی گرم به سواحل پرو در امریکای جنوبی گفته می شود. جابجایی مزبور که هر چند سال یکبار انجام می شود، اثرات اکولوژیکی در مقیاس محلی و ناحیه ای (*Giambeiluca* and Henderson-Sellers 1996) و حتی فراتر به جا می نهد. زیرا اثر این پدیده منطقه بالایی ساحلی و مواد مغذی اقیانوسی که به طور معمول در این منطقه وجود دارد، از بین رفته و باعث مرگ دسته جمعی ماهی ها و پرندگان وابسته به این مواد می شود و همچنین منابع درآمد ماهیگیری و صنایع دریایی آسیب می بیند (Barry and Chorley 1992). رویداد ال نینو در فواصل نامعین ۲ تا ۱۰ سال روی می دهد که فاصله ۳ سال برای این رویداد بیشتر اتفاق افتاده است. این رویداد قویاً در ارتباط با نوسانات جنوبی می باشد.

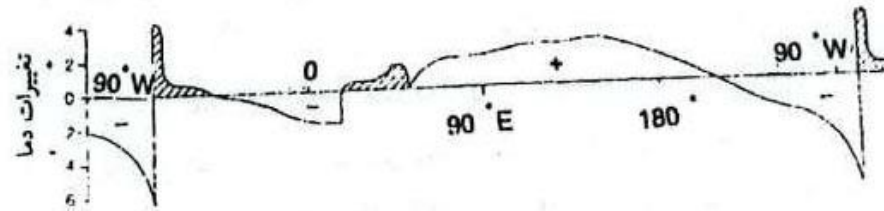
دسامبر - فوریه (لانیئو)



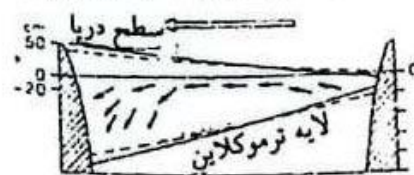
دسامبر - فوریه ۸۳-۱۹۸۲ (Enso)



دمای آب دریای دسامبر - فوریه (لانیئو)



بادهای شرقی شدید (لانیئو)



بادهای شرقی ضعیف (Enso)



شکل ۱-۲۶: چرخه واکر در منطقه استوایی (Barry and Chorley 1992)

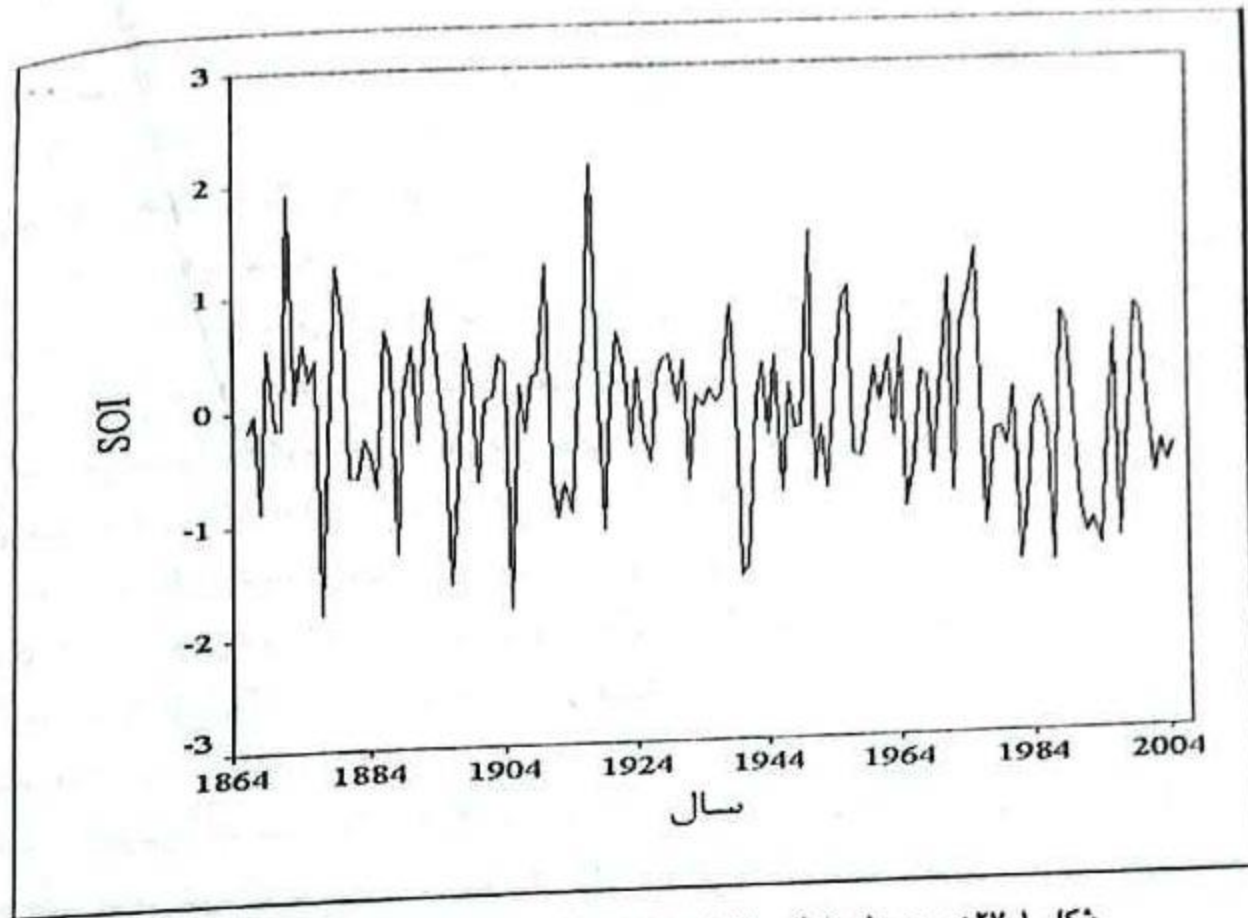
ال نینو غالباً گرمایش نسبی در پی دارد. مثلاً وقوع این پدیده در ۱۹۸۲-۳ باعث گرم شدن نسبی سال ۱۹۸۳ شده و در سال ۱۹۸۶-۷ گرمایش سال های ۱۹۸۷، ۱۹۸۸، ۱۹۸۹، ۱۹۹۰ را به دنبال داشت (Carpenter 1991). با عقب نشینی آب های گرم از سواحل و تقویت مجدد منطقه بالا آبی، بادهای شرقی منطقه استوایی تقویت شده (Barry and Chorley 1992)، پدیده لائینو^۱ و شرایط نرمال حاکم خواهد شد. به هنگام حاکمیت لائینو، بارش های سنگین در شرق استرالیا و جنوب افریقا (Giambeiluca and Henderson-Sellers 1996) و کمبود بارش در جنوب امریکا پدیده های مشخص اقلیمی می باشد (Carpenter 1991). در حالی که با وقوع ال نینو شرایط معکوس می شود.

- **نوسانات جنوبی:** تغییر فشار سطح دریا و تأثیر آن بر دما و بارش باعث نوساناتی در نیمکره جنوبی می شود که به خاطر تفکیک این نوسانات از نوسانات کم شدت تر اقیانوس اطلس شمالی به اصطلاح "نوسانات جنوبی" خوانده می شود (Carpenter 1991). برلاز در سال ۱۹۶۶ (به نقل از قائمی ۱۳۷۵) این پدیده را چنین تعریف کرد: «پدیده نوسان جنوبی، افت و خیز گسترده ای است که بر اثر تبادل هوای بین بر فشار جنوب شرقی اقیانوس آرام و کم فشار استوایی اندونزی تولید می شوند و اندازه ای از واکنش های چرخش جوی در ناحیه اقیانوس هند - آرام است (شکل ۱-۲۶).

دوره تناوب این پدیده از یک تا پنج سال تغییر می کند و مقدار متوسط آن ۳۰ ماه است. چنان که در شکل ۱-۲۶ دیده می شود منطقه استوایی اقیانوس اطلس از نظر توزیع دما، مشابه منطقه استوایی اقیانوس آرام است، به طوری که گرم ترین نواحی آن در غرب است و نواحی شرق آن محل تمرکز آب سرد و در نتیجه هوای سرد می باشد. با این تفاوت که شیب غربی - شرقی دمای سطح آب در اقیانوس اطلس بسیار کمتر از اقیانوس آرام است (قائمی ۱۳۷۵). به هر حال این وضعیت باعث بوجود آمدن یک جریان چرخشی باد می شود که در سال ۱۹۲۰ به وسیله گیلبرت واکر به صورت یک سلول بسته و به طور عمودی بر روی خط استوا تعریف شده که ضلع پایینی و افقی آن بر خط استوا مماس است. جهت باد در ضلع پایین در امتداد استوا از شرق به غرب است (بادهای تجارتی). توان چرخشی جریان واکر، از سالی به سال دیگر متغیر است. وقتی که این جریان چرخشی با قدرت کافی عمل می کند، بادهای شرقی با سرعت بیشتری آب های سطحی را به طرف غرب هدایت می کرده و رطوبت بیشتری نیز با خود به ناحیه اندونزی و شمال استرالیا می آورند (غلامی بیرقدار ۱۳۷۶). قدرت و شدت این چرخش با توزیع دمای آب سطح دریا در اقیانوس آرام و اطلس و نیز تضاد دمایی بین شرق و غرب هر یک از اقیانوس های آرام یا اطلس تغییر می کند. بهر حال در ماه ژانویه ممکن است گردش واکر از خلیج گینه به سمت کوه های آند با محور گردشی نزدیک به دماغه آمازون ایجاد شود (قائمی ۱۳۷۵) واکر برای نوسانات جنوبی شاخصی (SOI) تعریف نمود (مدرس پور ۱۳۷۳) این شاخص بر اساس اختلاف فشار (P) در دو نقطه تاهیتی (T) و جزایر داروین (D) به شرح زیر تعریف می شود.

$$SOI = P(T) - P(D)$$

به تجربه ثابت شده است که با منفی شدن مقادیر SOI ، با پدیده النینو و با مثبت شدن مقدار آن پدیده لانینو حاکمیت پیدا می کند (شکل ۲۷-۱). بنابراین پدیده نوسان جنوبی اثر پیچیده آب سپهر - هوا سپهر است که با شدت های مختلف ال نینو شدت های متفاوتی نشان می دهد.



شکل ۲۷-۱: سری های زمانی شاخص نوسان جنوبی طی دوره آماری ۱۸۶۶-۲۰۰۶
(<http://www.cru.uca.ac.uk/cru/data/soi.htm>)

- انسو: وقوع همزمان و توأم دو رویداد ال نینو (EN) و نوسانات جنوبی (SO) که آشفته‌گی‌های شدید ناحیه‌ای ایجاد می‌کنند به انسو (ENSO) معروف است. این رخداد در واقع پدیده‌ای طبیعی از اثرات توأم و متقابل بین جو و اقیانوس در اقیانوس آرام است. نوسان جنوبی زمانی با ال نینو همراه می‌شده است که دمای آب دریا در شرق ناحیه حاره اقیانوس آرام در دوره‌ی زمانی یکساله یا بیشتر بسیار گرم‌تر از متوسط آن شود. رویداد ال نینو و نوسان جنوبی با افزایش قدرت و شدت بادهای تجارتی جنوب شرقی اقیانوس آرام در نیمکره جنوبی و تجمع آب گرم در نواحی استوایی غرب اقیانوس آرام آغاز می‌گردد (قائمی ۱۳۷۵). انسو در ارتباط با دما و بارش نواحی حاره، جنب حاره و برخی نواحی عرض‌های میانه است. بر اساس شکل ۱-۲۷ سال‌های ۱۹۵۱، ۱۹۵۲، ۵۸-۱۹۵۷، ۱۹۶۳، ۱۹۶۵، ۱۹۶۹، ۷۳-۱۹۷۲، ۷۷-۱۹۷۶، ۸۳-۱۹۸۲، ۸۷-۱۹۸۶، ۹۳-۱۹۹۱ از واضح‌ترین پدیده‌های انسو را در برداشته‌اند (Giambeiluca and Henderson-Sellers 1996).

۲- نوسانات دوسالانه تروپسفری

نوسانات دوسالانه تروپسفر نوسان طبیعی در استراتسفر زیرین ناحیه استوایی (ناحیه جریانات مداری) است که قادر است بارش های هند و اندونزی را متاثر سازد. دوره های بازگشت نامنظم ۲-۳ ساله برای پدیده حاکم است. علت اصلی این پدیده به خوبی معلوم نیست. فرضیه ها و تئوری های متعددی درخصوص این پدیده ارائه شده است که عمده ترین آنها، روابط متقابل جو - اقیانوس و سیستم های موسمی و برون حاره را مولد این پدیده می داند (Loschnigg et al 2003). چنگ و لی^۱ (۲۰۰۰) نیروی مولد این نوسان را حاصل انتقال عمودی تکانه از تروپسفر به استراتسفر و از طریق امواج کلوین و رزبای می دانند. (Chang and Li 2000)

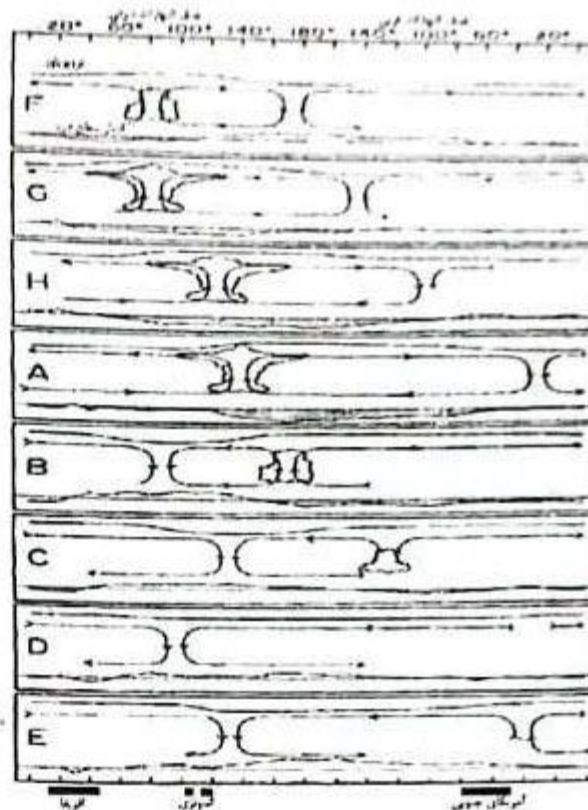
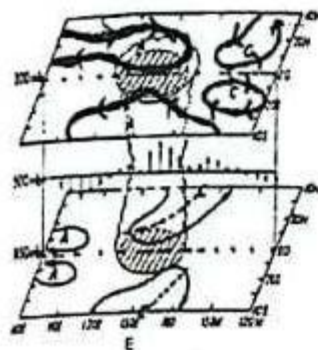
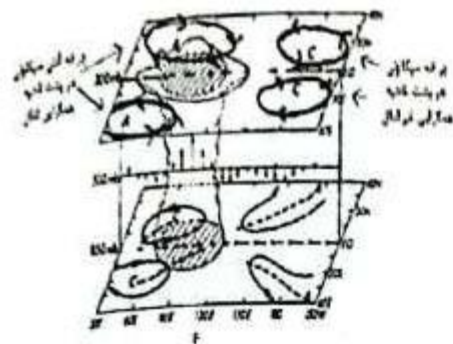
امواج راسبی (به انگلیسی: Rossby waves) که با عنوان **امواج سیاره ای** نیز شناخته می شوند، نوعی موج اینرسی هستند که به طور طبیعی در سیالات در حال چرخش رخ می دهند.

امواج کلوین که اولین بار توسط لرد کلوین در سال ۱۸۸۰ توصیف شدند، اعوجاج های مارپیچی در امتداد خطوط گردابی هستند - ساختارهای نازک و گردبادمانندی که چرخش سیال کوانتیزه را هدایت می کنند. این **امواج** نقش مهمی در اتلاف انرژی در سیستم های کوانتومی ایفا می کنند، اما مطالعه تجربی آنها دشوار بوده است

۳- نوسان مدن- جولیان

در سال ۱۹۷۱^۱ پول جولین^۲ و رونالد مدن^۳ به هنگام تحلیل آنومالی بادهای مداری در منطقه حاره ای اقیانوس آرام، متوجه نوسانات ۴۰ تا ۵۰ روزه این بادهای در تمامی ضخامت تروپسفر ناحیه حاره شدند (Madden and Julian 1971). این نوسانات در اقیانوس هند و اقیانوس آرام غربی نمایان تر است. تا اوایل دهه ۱۹۸۰ توجه کمی به این گونه نوسانات معطوف می شد. از آن پس معلوم شد که این نوسانات به همراه تغییر دمای سطح دریاها، ابرناکی و بارندگی جزایر اقیانوس آرام، نواحی موسمی آسیا، استرالیا، امتداد غربی سواحل آمریکای جنوبی و آفریقا را متاثر می سازد. از آن پس این نوسانات مورد توجه بسیار قرار گرفته و به نام نوسانات مدن جولیان (MJO) موسوم شده اند. از مشخصات بارز چرخش جوی در نواحی حاره، گستره بزرگ و سرعت حرکت بادهای شرقی (به طور متوسط ۵ متر بر ثانیه) در امتداد هند استوایی - اقیانوس آرام غربی / مرکزی است. که مراحل آن طی نوسان مدن - جولیان در شکل ۱-۲۸ (سمت راست) ارائه شده است. مراحل مزبور از بالا به پایین به شکل متوالی رخ می دهد. در این شکل ابرها موقعیت مرکز همرفتی و پیکان ها چرخه های مداری و منحنی بالایی و پایینی چرخش ها، آشفتگی در فشار تروپسفر بالایی و فشار سطح دریا را نشان می دهد.

MJO:Madden Julian Oscillation



شکل ۱-۲۸: نوسانات مدن - جولیان (سمت راست) و نمایش به بعدی رفتار جو طی این نوسان (سمت چپ)
(Rui and Wang 1990)

پدیده *MJO* حامل سیکلون های حاره ای در اقیانوس آرام و دریای کارائیب است و بادهای سطحی حاره ای در اقیانوس اطلس را نیز متأثر می کند. از این رو *MJO* پیش بینی های هواشناسی را حتی در مقیاس های جهانی متأثر ساخته و پیش بینی و برآورد آن حتی در مدل های دقیق را مشکل می سازد. دینامیک *MJO* همچنین با چرخش سیاره ای جو و نیز فعالیت های همرفتی در مقیاس متوسط و شرایط حرارتی اقیانوس ها و تکامل و تحول ال نینو - نوسانات جنوبی (*ENSO*) در ارتباط است.

چنان که در شکل ۱-۲۸ می توان دید طی فاز فعال *MJO* در منطقه استوایی هند و اقیانوس آرام غربی، حرکت بزرگ مقیاس روبه شرق به همراه همرفت قوی و بارش دیده می شود و طی فاز غیرفعال دو قسمت شرقی و غربی با همرفت و بارش ضعیف مشخص می گردد.

ساختار بادهای بزرگ مقیاسی که در شکل ۱-۲۸ نشان داده شد با اصطلاح امواج استوایی^۱ تعبیر می شود. در شرق مرکز همرفتی، شرقی های سطح پایین و غربی های سطح بالا مشابه امواج کلون در استوا است. بادهای غربی سطح زمین (بادهای شرقی سطح بالا) و سیکلون (آنتی سیکلون) همراه آنها به طرف غرب رو به استوا حرکت نموده به تبع امواج رزبای حرکت می کنند. این مشخصه در سمت چپ شکل ۱-۲۸ به خوبی نشان داده شده است. این شکل ابتدا و انتهای رفتار جوی شکل سمت راست را

سیکلونها :

به مراکز کم فشاری گفته می شود که دارای یک یا چند منحنی همفشار بسته باشد. مهمترین عامل تشکیل آنها گردش هوا در سطوح بالای جو می باشد. برای تشکیل یک سیکلون، در سطوح بالا، وجود یک موج کوتاه و هسته ی رودباد همراه با آن لازم است به علاوه در سطح زمین وجود جبهه برای تشکیل سیکلون لازم است جبهه ی سطح زمین نشانه ی رودباد در بالای جبهه و توده هوای گرم و مرطوب است که وجود همین هوای گرم و مرطوب صعود هوا را تشدید می کند در نتیجه هوای نسبتاً گرم و مرطوب در یک طرف جبهه نیز برای تشکیل سیکلون لازم است. هرچه موج کوتاه عمیق تر باشد و هوای گرم مرطوبتر باشد سیکلون تقویت می شود.

عرضه می کند. در این شکل، ابر نشان دهنده مرکز همرفتی و پیکان ها ناهنجاری های باد در سطوح ۸۵۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال و نیز حرکت سیکلون است.

ساختمان موجی این پدیده بدین گونه است که در مرکز همگرایی غیرفعال، به همراه آسمان صاف و با وارونگی دمایی، امکان نفوذ موج های کوتاه تابشی به دریا، مهیاتر است. در این حالت SST افزایش یافته و بادهای تجارتی نیز قوی تر از معمول بوده، تبخیر افزون تری از اقیانوس را ممکن می سازد. بادهای شرقی در نزدیکی مرز غربی همگرایی غیرفعال، تضعیف می شوند. جریان هوای سطح از این ناحیه در دو جهت به سمت ناحیه همگرایی حرکت می کند. در تروپسفر فوقانی، شرقی های ناهنجار از جانب غربی ناحیه همگرایی خارج می شوند و غربی های قوی از ناحیه شرقی همگرایی به داخل ناحیه همگرایی غیرفعال می وزند. وقتی که ناحیه غیرفعال در اقیانوس هند تا میانه اقیانوس آرام امتداد یابد چرخه های سیکلونی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال و در دنباله آن ناحیه دیده می شود در حالی که در همان سطح در دنباله ناحیه همگرایی آنتی سیکلون حاکم است. همچنین مراکز فشار معکوس به همراه بادهایی آرام تر از تروپسفر در سطح ایجاد می شود. الگوی MJO الگوی بارندگی اندونزی و نواحی مجاور را متأثر می سازد (Rui and Wang 1990).