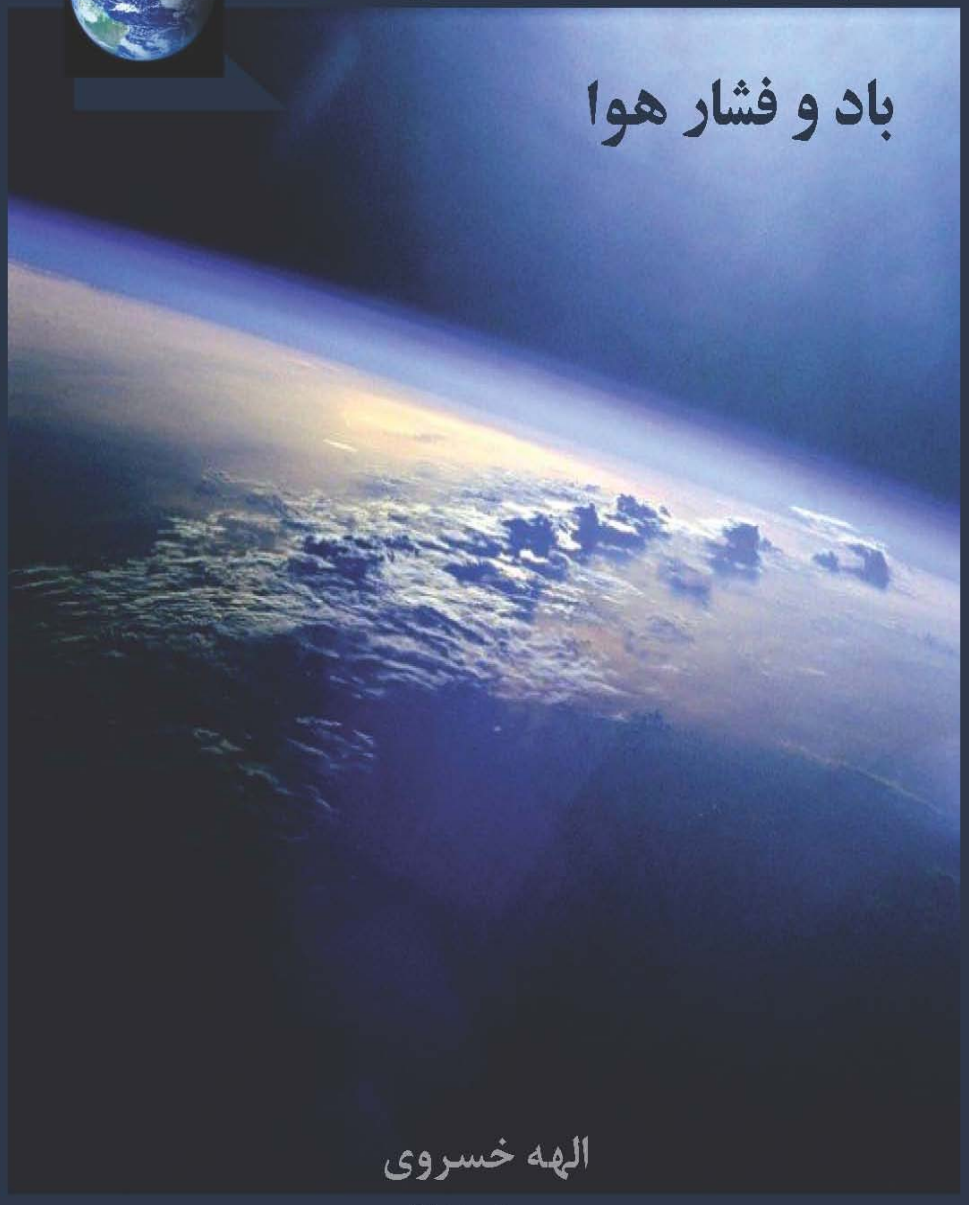
جو زمین، ساختار و ترکیب

باد و فشار هوا



الهه خسروی

زمستان ۱۳۸۸

فهرست مطالب

مقدمه ۲

جو زمین، ساختار و ترکیب آن (هواسپهر) ۳

- گازهای اتمسفر ۳
- ارتفاع و ساختار جو ۴

باد و فشار هوا ۷

- **بادهای کلی در سطح زمین** ۹
- **بادهای موضعی** ۱۳

فهرست منابع ۱۶

مقدمه :

سیاره زمین تنها ذره کوچکی از عالم است اما خانه انسان و در واقع خانه ای برای تنها گونه های یافت شده حیات در جهان می باشد .

بسیاری از مردم پوشش اطراف زمین را که جو نامیده می شود به مشابه پوششی تحت عنوان اقیانوس هوا می شناسند که زمین را احاطه کرده است . آنچه که بر روی کره زمین حیات را مقدور سا خته است ارتباط منظم بین اعضای تشکیل دهنده پوشش با طبقات مختلف است که این طبقات وظیفه بسیار مهم در ایجاد و ادامه حیات دارا می باشند ، به طوری که حذف هر لایه موجب تحول و دگرگونی در طبقات دیگر و تغییر کامل مکانیسم فعلی می شود.

جو زمین بنا به ترکیبات، عکس العمل های شیمیایی، یونیزاسیون، دما و فشار و ... بر حسب ارتفاع طبقه بندی می شود. پدیده هایی نظیر حرارت، فشار و بادها، بارندگی و... عناصر اقلیمی هستند که تحت تاثیر عوامل اقلیمی نظیر عرض جغرافیایی، دوری و نزدیکی به دریاها، ارتفاع، ناهمواریها و جهت آنها، زنجیره های پرفشار و کم فشار و اشکال مختلف جغرافیایی می باشند.

باد یکی از مظاهر انرژی خورشیدی و همان هوای متحرک است و پیوسته جزء کوچکی از تابش خورشید که از خارج به اتمسفر می‌رسد ، به انرژی باد تبدیل می‌شود. گرم شدن زمین و جو آن بطور نامساوی سبب تولید جریانهای همرفت (جابجایی) می‌شود و نیز حرکت نسبی جو نسبت به زمین سبب تولید باد است. باد جریان هوایی است که از مراکز فشار زیاد به طرف مراکز کم فشار به حرکت در می‌آید در نتیجه هر چه شیب فشار (تفاوت فشار) بین دو نقطه بیشتر باشد شدت جریان هوا نیز بیشتر خواهد بود . در صورتی که اختلاف کم باشد، باد خفیف است ، اما در صورتی که اختلاف زیاد باشد ، باد شدید است . درون یک مرکز پر فشار، توده هوا سنگینتر است و به همین جهت به سختی حرکت می کند . با دور شدن از آن فشار کاهش و باد که بدور محور مرکز پر فشار می چرخد و همیشه در حال دور شدن از آن و رفتن به طرف مراکز کم فشار است ظاهر می شود.

در اینجا سعی شده به طور مختصر در مورد جو، ساختار و ترکیب، لایه های جو و هم چنین فشار هوا، پراکندگی مراکز کم فشار و پرفشار در سطح زمین و نیز در مورد بادها توضیحاتی داده شود.

جو زمین، ساختار و ترکیب آن (هواسپهر) :

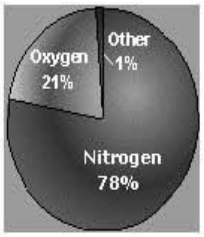
واژه اتمسفر ترکیبی است که از دو واژه ی یونانی atmos (بخار) و sphaira (سپهر یا کره) مشتق شده و به پوشش عظیم گازی شکلی اطلاق می شود که کره زمین را در برگرفته و حتی در سطح آن نفوذ نموده است .

اتمسفر یا جو زمین که تا ارتفاع نامعینی گسترش دارد از گازهای مختلفی تشکیل شده و جگالی آن از سطح زمین به طرف بالا به سرعت کم می شود. نیمی از جو تا ارتفاع ۵/۵ کیلومتری قرار دارد . به طور کلی ۳/۴ کل جو در ارتفاع ۱۰ کیلومتری از زمین قرار دارد. گازهای تشکیل دهنده جو به علت نیروی گرانش ،دارای وزن و فشار بوده و لایه های بالایی بر لایه های پایینی فشار آورده و غلظت آنها را افزایش می دهند ، لذا میزان فشار در لایه های پایینی بیش از لایه های فوقانی است.

جرم جو $۵/۶ \times ۱۰^{۱۴}$ تن و فشار متوسط جو زمین در سطح دریا ۱۰۰۰۰۰ نیوتن بر متر مربع است. شهابسنگها وجود هوا را تا ارتفاع ۱۶۰ کیلومتری نشان می دهند . شفقهای قطبی نیز وجود هوا را حداقل تا ارتفاع ۷۰۰ کیلومتری از سطح دریا ثابت می کنند.

گازهای اتمسفر :

به استثنای بخار آب، نسبت اختلاط گازهای تشکیل دهنده جو تا ارتفاع ۶۰ کیلومتری تقریبا ثابت است. حدود ۹۹ درصد حجم هوای اطراف زمین را دو گاز ازت و اکسیژن تشکیل می دهند که ازت با ۷۸ درصد، پیکره اصلی جو زمین به شمار می رود ، بعد از آن اکسیژن قرار داشته و سایر گازها فقط یک درصد را شامل می شوند.



ترکیب جو زمین

در بین ترکیبات اتمسفر اکسیژن از ثبات بیشتری برخوردار است. این ثبات در حالی حفظ می شود که فتوسنتز گیاهان اکسیژن را تولید و تنفس و سوخت آن را مصرف می کنند.

میزان دی اکسید کربن اتمسفر با توجه به افزایش فرایندهای سوخت برخلاف اکسیژن تغییرات مکانی و زمانی محسوس و حتی شدید دارد . علت اساسی توجه به این گاز ، علاوه بر سمی بودن آن در این است که با داشتن باند جذبی موثر برای تابش مادون قرمز خورشید و زمین می تواند در تغییرات اقلیمی نقش داشته باشد . معمولا حداکثر آن در شب و حداقل آن در بعداز ظهر ها ، همزمان با حداکثر شدت تلاطم (بادهایی که جهت و سرعت آنها سریعا تغییر می کند .)

از دیگر ترکیبات جو که هم منشا طبیعی و هم حاصل فعالیت انسان است گازهای گوگردی است . SO2 و هم چنین عناصر رادیواکتیو از جمله (رادون ، ترون ، اکتینون) که به خودی خود خطرناک نیستند زیرا شدت تابش آنها به مراتب زیر مرز تابش مجاز است .

در مقیاس جهانی ، به طور متوسط یک درصد حجم اتمسفر را بخار آب تشکیل می دهد ، بیشترین مقدار بخار آب در لایه مجاور سطح زمین است به دلیل ۱) و جود اقیانوسها و ۲) سرد بودن لایه های فوقانی جو که مانع از نفوذ بخار آب به این لایه ها می شوند.

از ترکیبات مهم جو به ویژه در حوالی سطح زمین ترکیبات غیرگازی و جامدی است که هواویزه (آئروسل) نامیده می شود. هواویز ها شامل ذرات غبار ، پس گازهای صنعتی ، زائده های سوخت مانند دوده و نیز ذراتی چون ذرات نمک می باشند . مقدار هواویزها متغیر است و بعد از هر بارش به کاهش می گذارد . بنابراین مقدار هواویز ها را می توان در حوالی سطح زمین انتظار داشت . بر اساس بررسی هاره (۱۹۶۲) ، منشا قسمتی از هواویز ها متلاشی شدن شهابسنگ ها در برخورد با اتمسفر زمین است . مقدار این هواویزها در ۱۰۰ کیلومتری اولیه اتمسفر حدود ۲۸/۶ میلیون تن برآورد شده که روزانه حدود ۳۰۰۰ تن از جهات مختلف کیهان به آن اضافه می شود . اهمیت اساسی هواویزها به خصوص در این است که آنها « هستکهای » تراکمی لازم برای گذار بخار آب به قطرات آب و یا ذرات برف و یخ را تشکیل می دهند .

ارتفاع و ساختار جو :

ساختار جو را می توان از دیدگاههای مختلف مورد بررسی قرار دارد . یکی از معیارهایی که براساس آن لایه های جو طبقه بندی می شوند دمای هواست . لایه بندی دمایی یا حرارتی (thermal stratification) از نظر تغییرات هوا و اثرات مستقیم گرما بسیار با اهمیت است . از این نظر لایه های زمین به لایه های زیر تقسیم می شود :

الف) تروپوسفر Tropospher :

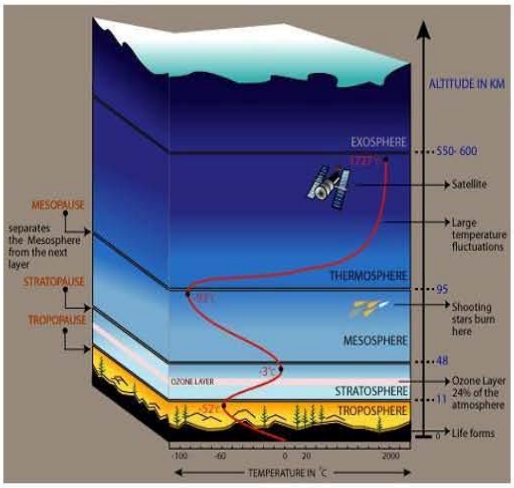
پایینترین لایه جو که در بر گیرنده بیشترین جرم هوا بوده و هم چنین بزرگترین ویژگی آن کاهش تدریجی دمای هوا نسبت به ارتفاع می باشد . (کاهش دما به میزان ۶ درجه سلسیوس در هر ۱۰۰۰ متر)

بیشترین تغییرات جوی در این لایه اتفاق می افتد . به دلیل وجود همین تغییر و تحولات این لایه به این نام نامیده شده است ، زیرا تروپوسفر از واژه یونانی tropos به معنی زیر و رو شدن گرفته شده است . با وجودی که ضخامت متوسط لایه ی تروپوسفر ۱۱ کیلومتر می باشد اما ۸۰ درصد جرم اتمسفر در این لایه متمرکز است . این لایه در قطب نازکتر و در استوا ضخیم تر است .

منبع حرارتی لایه تروپوسفر ، انرژی تابشی سطح زمین است . گرما و سرمای متناوب زمین نیز در این لایه تاثیر می گذارد ، لذا در ۳ یا ۴ کیلومتری اولیه دارای حرکات بسیار پیچیده ی افقی و قائم می باشد . همین ارتفاع ، محل تشکیل ابرهای نوع کومولوس و استراتوس است .

حرکات قائم و افقی هوا در تروپوسفر نسبت به لایه های بالاتر از آن در اتمسفر بسیار شدید است . این شدت ، تداخل بیشتر گازها را در این لایه میسر می کند و باعث می شود که نسبت ترکیبات جو تا ارتفاع بسیار ، پیوسته ثابت بماند .

در تروپوسفر جهت بادها به تبعیت از حرکت وضعی زمین ، از غرب به شرق است و سرعت آنها با افزایش ارتفاع از سطح زمین زیاد می شود .



ب) استراتوسفر Stratospher :

روی لایه ترپوسفر قرار دارد که ضخامت متوسط آن حدود ۲۳ کیلومتر است . (در ۳ کیلومتر اول استراتوسفر ، دمای هوا ثابت است اما در قسمت های بالاتر ، دمای هوا با ارتفاع افزایش می یابد .)

این لایه تا ارتفاع ۶۰ کیلومتری از زمین امتداد دارد و دارای هوای روشن ، خشک و بدون ابر است . جابه جایی هوا در استراتوسفر خیلی سریع است و لایه های هوا عمدتا در روی هم حرکت می کنند . استراتوسفر را به لایه های فرعی پایینی ، میانی و فوقانی تقسیم می کنند .

ابرهای سیروس در این لایه تشکیل می شوند . این لایه هم ، به نحوی از فرایندهایی که در لایه های بالاتر اتمسفر رخ می دهند ، تاثیر می پذیرد مثلا افزایش تابش ماورای بنفش به هنگام طغیانهای سطح خورشید ، این لایه را گرم می کند و تحولات قابل ملاحظه ای در وضعیت هوا به وجود می آورد ، هم چنین پدیده های الکتریکی در اتمسفر پایین ، فعل و انفعالات فتوشیمیایی ، پخش و انتشار امواج رادیویی مستقیما با چگونگی وضعیت اتمسفر بالایی ارتباط دارند .

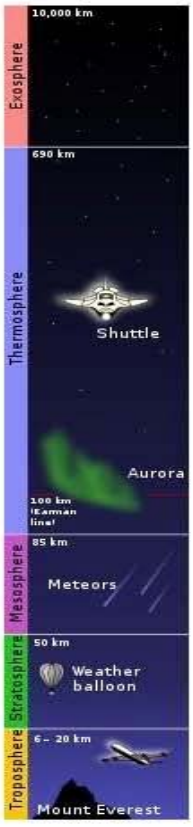
در سطوح و پایین استراتوسفر از یک لایه ی پایدار در جهت عمودی تشکیل شده است . دما در بالای تروپوپاز tropopause (مرز بین لایه های تروپوسفر و استراتوسفر) بر حسب منطقه ی اقلیمی و فصل تفاوت دارد ، به طوری که در مناطق حاره (مناطقی که سیر سالانه ی دما با دمای بالا مشخص می شود و نوسان سالانه ی ناچیزی دارد) در تابستانها ، همیشه کمی افزایش دارد و در زمستانها کاهش اندکی در دما وجود دارد .

از ویژگی های مهم استراتوسفر وجود ازن است . ازن به مولکول سه اتمی اکسیژن گفته می شود که در ارتفاع ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری سطح زمین ، در اثر واکنش های فتوشیمیایی بوجود می آید . بررسی طیف خورشید در تروپوسفر و بخشهای زیرین استراتوسفر حاکی از قطع و انفصال طول موج $\lambda = ۰/۲۹$ میکرون است و این امر جذب طول موج یاد شده را توسط ازن به

خوبی نشان می دهد . با توجه به اینکه تابش ماوراء بنفش آثار تخریبی شدیدی بر سلولهای زنده دارد ، اهمیت لایه ازن برای ادامه ی بقای موجودات زنده در سطح زمین انکار ناپذیر است .

ج) مزوسفر **Mesosphere** :

در بالای طبقه استراتوسفر واقع شده ، و تا ارتفاع ۸۵ کیلومتری از سطح زمین امتداد دارد ، به صورتی است که در آن دمای هوا نسبت به افزایش ارتفاع به طور سریع کاهش پیدا می کند ، به طوری که در ۸۰ کیلومتری به ۸۰ درجه سلسیوس می رسد . در چنین دمایی بخار آب ناچیز منجمد می شود ، از این انجماد ابرهای شب تاب به وجود می آید که در تابستان ، در عرضهای جغرافیایی بالا ، در مواقعی که خورشید زیر افق قرار داشته باشد ، با درخشش خاص ظاهر می شوند . فشار هوا در مزوسفر بسیار کم و میزان آن در ارتفاع ۵۰ کیلومتری ، ۱ میلی بار است .



د) ترموسفر **Thermosphere** :

لایه ای از جو که در آن مجددا دمای هوا با ارتفاع افزایش می یابد . ارتفاع این از ۸۰ کیلومتری سطح زمین شروع و تا ۶۹۰ کیلومتری ادامه دارد . دمای هوا در قسمت بالای ترموسفر تا ۱۵۰۰ درجه سلسیوس می رسد ولی به دلیل تعداد کم مولکولهای هوا با وجود بالا بودن دما مقدار گرمای موجود در آن اندک است . دمای زیاد این لایه به علت جذب تشعشع ماوراء بنفش توسط اکسیژن موجود در آن است . جلوه سرخی شفق یکی از پدیده های مربوط به ترموسفر پایینی است .

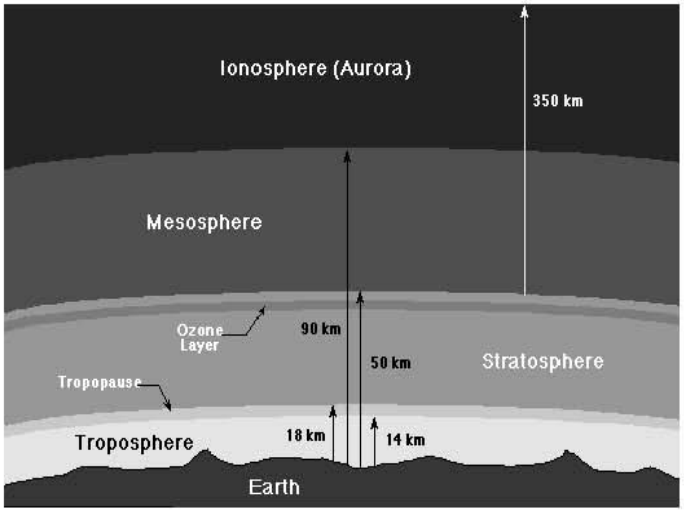
این لایه فاقد یک مرز فوقانی مشخص است و غلظت جوی در این لایه کم و این لایه عمدتا از ازت و اکسیژن به صورت مولکولی و اتمی تشکیل شده است .

ه) یونوسفر **Ionosphere** :

این لایه از ارتفاع ۶۵ کیلومتری به بالا تا حدود ۱۰۰۰ کیلومتری ، منطقه ی تمرکز یونها و الکترونهای آزاد است که سبب انعکاس امواج رادیویی می شوند . از ارتفاع ۱۰۰ کیلومتری به بالا ، تقریبا فقط اکسیژن اتمی وجود دارد . پرتوهای پر انرژی خورشید (ماوراء بنفش و رونتگن ، پرتوهای ایکس و هم چنین تابشهای ذره ای) که از فضای خارج به طبقات بالایی اتمسفر وارد می شوند باعث گسستگی پیوند یا یونیزاسیون مولکولها و اتمها می شوند .

ی) اگزوسفر **Exosphere** مانیتسفر **Magnetosphere** :

در ارتفاع بیش از ۲۰۰ کیلومتری از سطح زمین و در ورای یونوسفر ، لایه ای قرار دارد که نیروی گرانش زمین چندان اثری در آن ندارد . در این لایه ، اتمهای O و H و SHe جوی تشکیل می شوند . هلیوم خنثی و هیدروژن که دارای وزنهای اتمی پایین هستند ، به آستانه ی سرعتهای لازم برای فرار از جو می رسند . این لایه حافظ پرتوهای کیهانی است و چگالی هوا در این لایه ناچیز است .



لایه های جو زمین

باد و فشار هوا :

انمسفر زمین به دلیل وزنی که دارا می باشد فشاری را بر سطح زمین اعمال می کند ، فشار انمسفر در وضعیت متعارف ۱۰۱۳/۲ میلی بار می باشد ، سیستم فشار در کره زمین به صورت ساولهایی در مدارات مشخص توزیع شده است بدین ترتیب که در هر نیمکره ی شمالی و جنوبی در مدارات (۲۵ تا ۳۵ درجه) مراکز پر فشار وجود داشته و بین این دو یک نوار کم فشار در حوالی استوا وجود دارد ، نوارهای کم فشار دیگری نیز در نواحی زیر قطبی وجود دارد ، تغییر فشار در سطح زمین تنها به دلیل دما نبوده بلکه عوامل دیگری مانند توزیع خشکی ها و دریاها در سطح کره زمین نیز در آن دخالت دارند ، قطبین نیز به عنوان مراکز پرفشار معروف می باشند ، بدین ترتیب نوارهای کم فشار و پرفشار در کره زمین عبارتند از :

۱-کمربند کم فشار استوایی یا آرامگان (equatorial low pressure) :

در مناطق شرقی اقیانوس های مناطق حاره بادهای سطحی تجاری از جهات جنوب شرقی و شمال شرقی به طور همگرا به طرف استوا می وزند ، در منطقه استوا به علت حاکمیت شرایط عروجی ، بادهای سطحی نمی وزند ، و در نتیجه غالبا شرایط هوای ساکن حاکم است ، علاوه بر این ، هوای مرطوب صعودی ، ابرهای خیلی مرتفع کومولوس و کومولونیمبوس را بوجود می آورد که به نوبه ی خود بارانهای رگباری شدید را سبب می شوند ، این بارانها در فصولی که آفتاب در سمت الراس باشد بسیار شدید است ، بنابراین از زمانهای قدیم این منطقه سکون هوا یا باران زیاد استوایی به عنوان " طوقه آرامگان استوایی " doldrums نامیده می شود .

۲-کمربند های پرفشار نیمه حاره ای یا جنب حاره ای (sub – tropical high pressure) :

دو کمربند مشخص در مناطق جنب حاره توام با بادهای نسبتا خفیف در عرضهای ۳۰ درجه یا مدارات اسب در نیمکره های شمالی و جنوبی مشاهده می گردد . در این مناطق هوا باز و آفتابی و میزان رطوبت نسبی بسیار پایین است . خشکی فیزیکی حاصل از فرونشینی هوا سبب گسترش بیابانهای بزرگی نظیر صحرا و کالاهاهاری در این عرض ها گردیده است .

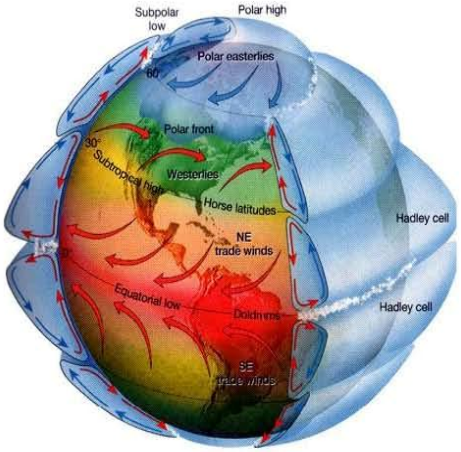
۳-کمربند های کم فشار زیر قطبی (sub – polar low pressure) :

در عرض های جغرافیایی ۶۰ درجه در هر دو نیمکره ، کم فشارهایی وجود دارند ، که هنگام زمستان در اقیانوس آرام شمالی و اقیانوس اطلس شمالی بسیار بارزند و به نامهای " آلئوسن " و " ایسلند " نامیده شده اند . به طور کلی در نیمکره جنوبی مراکز کم فشارها به علت غلبه اقیانوس ها تغییرات اندکی نشان می دهند . اما تغییرات فصلی آن در نیمکره شمالی به علت تفاوتهای اساسی در درجه ی حرارت بین خشکی ها و اقیانوس ها مشخص می باشد . به طوری که در زمستانها کم فشارهای جنب قطبی ، در روی خشکی ها تبدیل به مراکز پرفشار سیبری و کانادا می گردند ولی در روی اقیانوس ها مراکز کم فشار گسترش قابل ملاحظه ای یافته و تبدیل به مناطق طوفانی می شوند .

۴-ناحیه پر فشار قطب (polar highpressure) :

به طور کلی ، در مناطق قطبی هر دو نیمکره ، شرایط پر فشار حاکم است . شدت و موقعیت این مراکز پرفشار ، وابسته به فصول مختلف سال تغییر می کند . صور متغیر این مراکز ، بندرت در قطب های جغرافیایی متمرکز می شوند .

در هر دو نیمکره به دلیل وجود کمربندهای فشاری در سطح کره زمین الگویی از حرکت هوا به صورت باد به وجود می آید که باعث جریان هوا یا باد از مراکز پرفشار به سمت مراکز کم فشار می شود .



بادهای کلی در سطح زمین :

الف : بادهای تجاری (trade) :

که از کمربندهای جنب حاره ای به سمت استوا می وزند و شامل بادهای تجاری جنوب شرقی در نیمکره جنوبی و بادهای تجاری شمال شرقی در نیمکره شمالی می باشد .

ب : چیره بادهای غربی که از کمربندهای جنب حاره ای به سمت مراکز کم فشار زیر قطبی می وزند و شامل ۱) بادهای غربی جنوب (south westerlies) در نیمکره شمالی و ۲) بادهای غربی شمال (north westerlies) در نیمکره جنوبی می باشند .

ج : بادهای قطبی که از قطب شمال و جنوب به سمت کمربندهای کم فشار نواحی زیر قطبی می وزند و عبارتند از : ۱) بادهای قطبی شمال شرقی (North – East polar winds) در نیمکره شمالی و ۲) بادهای قطبی جنوب شرقی (South – East polar winds) در نیمکره جنوبی .

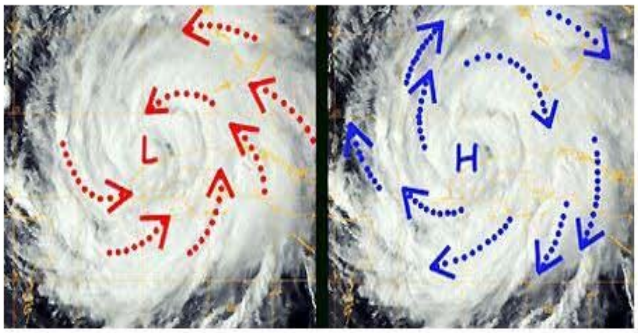
تغییر جهتی که در بادها در دو نیمکره شمالی و جنوبی مشاهده می شود به دلیل چرخش کره زمین به دور خود می باشد .

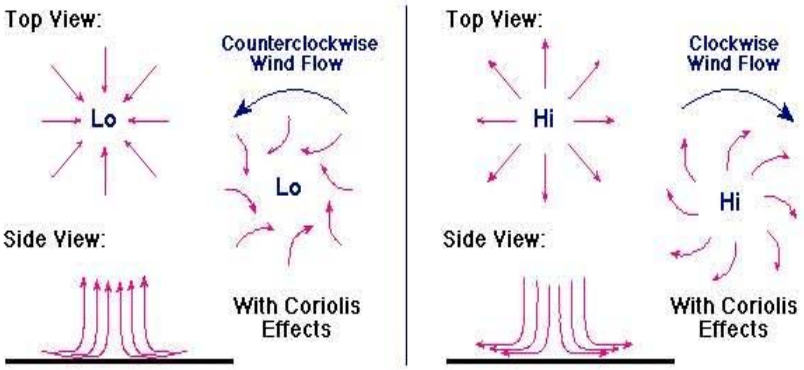
سطح کره زمین در استوا به دلیل عمود بودن بر تابش های خورشیدی بیش از سایر نقاط آن گرما دریافت می دارد . گرم شدن سطح زمین در این قسمت باعث گرم شدن هوای اطراف می گردد و هوای گرم نیز به علت سبکی وزن به طرف بالا صعود نموده و مرکزی با فشار کم را ایجاد می کند که ناگزیر باید جای آن را هوای دیگری که سرد است بگیرد .

چنانچه زمین بدون چرخش بود تنها راه جایگزینی ، انتقال هوای سرد قطبی به طرف این منطقه بوده در نتیجه در هر نیمکره الگویی تک سلولی از چرخش هوا وجود می داشت . در این صورت همواره در سطح زمین جریانی از هوای سرد از قطب به طرف استوا برقرار بوده و در بالا جریانی از هوای گرم از استوا به طرف قطب .

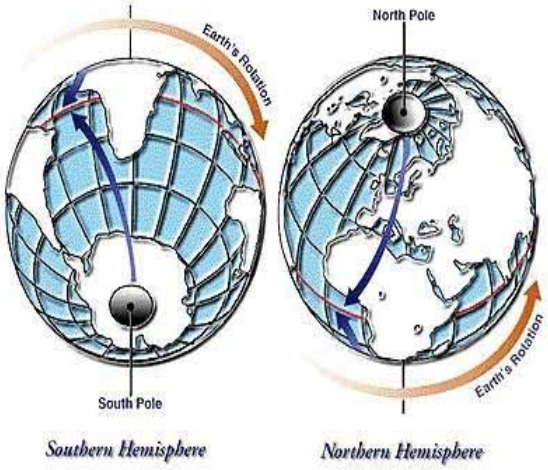
ولی می دانیم زمین ثابت نیست و دارای حرکت وضعی است بنابراین اتمسفر اطراف آن نیز در چرخش می باشد . نیروی حاصل از چرخش زمین باعث می شود که توده های هوایی که از استوا به طرف قطب در حرکت می باشند ظاهرا از مسیر خود منحرف شوند .

نیرویی که در نتیجه ی حرکت وضعی زمین ، باعث می شود تغییراتی در سرعت توده های هوا بوجود آید نیروی کوریولیس coriolis است . جهت حرکت کره زمین در مدار خود از غرب به شرق است در خلاف جهت عقربه ی ساعت و برای ناظری که از بالای قطب جنوب به آن نگاه کند در جهت حرکت عقربه ی ساعت به نظر می آید .در نتیجه انحراف حاصل از نیروی کوریولیس در نیمکره شمالی به طرف راست و در نیمکره جنوبی به طرف چپ خواهد بود .



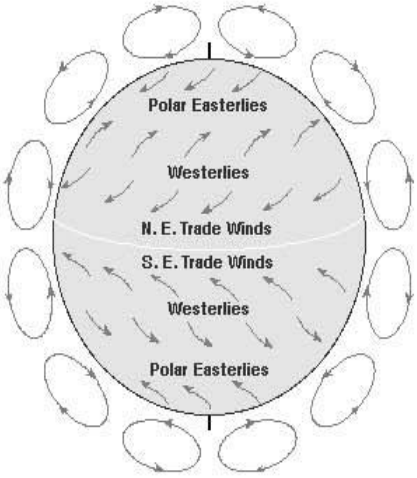


سیستم های کم فشار (سمت چپ) و سیستم های پر فشار (سمت راست) در نیمکره شمالی

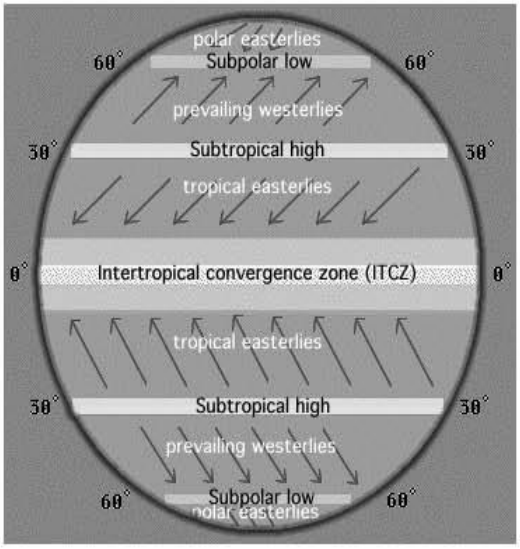


تاثیر نیروی Coriolis در باد

چرخش تک سلولی هوا مدتها مورد قبول دانشمندان بود تا اینکه الگوی به اصطلاح سه سلولی چرخش هوا جایگزین آن گردید . به موجب این تفسیر هوای گرم و مرطوب استوا به سمت بالا و به طرف قطب حرکت کرده و در مسیر خود با انجام ریزش های جوی زیاد ، به تدریج خشک و سنگین و سرد می شود به طوریکه در حوالی مدارات ۳۰ درجه سقوط می کند . بخشی از هوای سقوط شده به سمت استوا بر می گردند . (ایجاد اولین سلول) و بخشی دیگر در سطح زمین به طرف قطب جریان می یابد تا سرانجام به تدریج دوباره گرم و مرطوب شده و در نواحی مدار ۶۰ درجه به اندازه کافی سبک شده و دوباره به بالا صعود می کند و راه خود را به طرف قطب می پیمایند و بخشی از آن نیز در قسمت بالای جو به طرف استوا بر می گردد و یک سلول چرخشی دیگر را بین مدار ۳۰ تا ۶۰ درجه بوجود می آورد بدین ترتیب در هر نیمکره سه سلول چرخشی ، یکی بین مدار صفر تا ۳۰ درجه ، دیگری بین ۳۰ تا ۶۰ درجه و سومی بین مدار ۶۰ درجه تا نواحی قطبی به وجود می آید . بنابراین مناطقی که حوالی مدار ۳۰ درجه قرار دارند به دلیل پایین افتادن هوای خشک فاقد بارندگی هستند زیرا هوایی که به این مناطق می رسد قبلا در طی مسیر خود از استوا رطوبت خود را از دست داده و سرد و خشک شده اند . ایران و بسیاری از کشورهای کویری دنیا در همین کمربند خشکی قرار دارند .



الگوی سه سلولی چرخش هوا در اطراف کره زمین



مدل گردش عمومی جو : طرح سه سلولی

صعود هوا در استوا و نزول آن در قطب باعث می‌شود که در سطح زمین در استوا مرکز کم فشار و در قطب‌ها مرکز پر فشار داشته باشیم.

بادهای موضعی :

علاوه بر بادهای کلی بادهای موضعی هم وجود دارند که اگرچه عامل اصلی آنها تفاوت دما و فشار است اما این تفاوت در مقیاس کوچک می باشد و به این دلیل فقط در بعضی نقاط خاص می توان آنها را مشاهده کرد . از جمله این بادها عبارتند از :

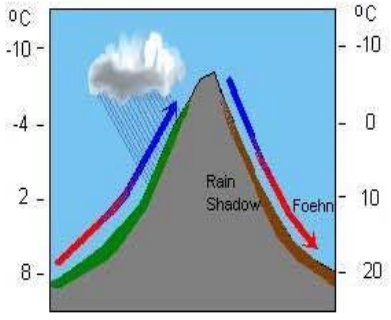
۱) نسیم دریا و خشکی :

مناطقی ساحلی و کنار دریا غالبا بادهایی دارند که جهت آنها از روز به شب معکوس می شود . این بادها را می توان به عنوان یک باد موسمی روزانه در نظر گرفت ، چرا که مبنای پیدایش آنها شبیه بادهای موسمی است و تغییر دما باعث ایجاد این بادها است .

نسیم خشکی بادهایی است که از خشکی به طرف دریا در طول شب می وزد و ناشی از سرد شدن زمین به خاطر بازتابش در طول شب است که زمین خیلی زودتر از آب ، سرد می شود . نسیم خشکی تنها چند کیلومتر در روی دریا پیش می رود . نسیم دریا و خشکی ، اغلب خاص مناطق حاره است ، از قبیل نسیم های جزایر اقیانوس آرام و هند غربی ، که ناشی از اختلاف دمای مشخص بین این جزایر و آب و هوای مجاور آنها در طول روزهای آفتابی است و عکس آن در شب اتفاق می افتد . نسیم دریا هنگام غروب آفتاب با کم شدن اثر گرمایی آفتاب از بین می رود .

۲) بادهای فون Foehn و چینوک Shinook :

این بادها در اثر ریزش هوای گرم در شیب پشت به باد کوهها ایجاد می شوند ، و هوای گرم پس از آن که به صورت بی درو به قله کوهها صعود کرده و از آن می گذرد و به طرف ته دره یا دشت در پشت کوه سقوط می کند . بنابراین اگر کوه ارتفاع زیاد داشته باشد هوای نزولی ، گرمتر و خشکتر از هوایی خواهد بود که در آن مناطق وجود دارد . در زمستان و اوایل بهار این بادهای گرم و خشک باعث ذوب برفها شده و خاک را برای کشت بهاره آماده می کنند . در اروپا به این بادها فون foehn اطلاق می شود در حالیکه در ایالات متحده و کانادا از نام سرخپوستی چینوک shinook استفاده می شود .در شمال ایران بادهای فون با نام گرمیج معروفند که جهت آنها جنوبی است .



چگونگی تولید فون

۳) نسیم کوهستان و دره :

این نوع بادها در مناطق کوهستانی وجود دارد . در طی گرم شدن روزانه ، هوای مناطق دره ای بیشتر از کوهها گرم می شوند ، بنابراین هوای گرم دره ها در ساعات آفتابی از طرف دره بر روی شیب کوهها صعود می کند . چنین حرکتی از هوا که از کف دره ها شروع می شود به عنوان نسیم دره شناخته می شود . در طول شب هوای روی دامنه کوهستان سریعتر از هوای اطراف و مشخصا هوای دره خنک شده و بنابراین در امتداد شیب کوهستان به طرف دره ریزش می کند و به عنوان نسیم کوهستان شناخته می شود .

علاوه بر بادهایی که در بالا تشریح شد بسیاری از بادهای محلی دیگر وجود دارد که در محل وقوعشان با اسامی خاص نامیده می شوند . از جمله این بادها می توان به موارد زیر اشاره کرد :

- بورا Bora
- چوباسکو chubasco
- کوردونازو cordo nazo
- اتیشن etecians
- گرگال gregal
- هارماتان harmattan
- کاتاباتیک katabatic
- خمسین khamsin
- لست leste
- لوانتر levanter
- میسترال mistral
- پامیرو pamero
- شمال shamal
- سیمون simoon
- سیروکو sirocco
- بادهای ۱۲۰ روزه : بادهای موسمی منطقه سیستان و بلوچستان در ایران .

۴) دیوباد و دیوباد دریایی :

اصطلاحا به گردبادهای سهمگین سواحل جنوبی امریکا ، هندوستان و چند منطقه دیگر اطلاق می شود. دیو باد (tornado) و دیوباد دریایی (water spout) دو پدیده نزدیک به هم هستند . هنگامی که یک دیوباد در مسیر حرکت خود به دریا می رسد دیوباد دریایی نامیده می شود . دیوباد یا گردباد عظیم ، تجلی شدیدترین و مخرب ترین نیروی طبیعت است . پهنای دیوباد به طور متوسط در سطح زمین ۳۰۰ متر است و سرعت حرکت آن بین ۴۰ تا ۷۰ کیلومتر در ساعت تغییر می کند .

water spout دیوباد دریایی

tornado دیوباد

فهرست منابع :

- جعفرپور ، ابراهیم . اقلیم شناسی ، ۱۳۶۷ ، انتشارات و چاپ دانشگاه تهران .
- علیجانی ، بهلول و کاویانی . مبانی آب و هواشناسی ، ۱۳۷۱ ، سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاهها « سمت » .
- عدالتی ، تقی و فرخی . اصول و مبانی جغرافیای ریاضی (زمین در فضا)، ۱۳۸۰ ، موسسه چاپ آستان قدس رضوی.
- علیزاده ، امین . اصول هیدرولوژی کاربردی ، ۱۳۸۲ ، انتشارات آستان قدس رضوی .

- http://www.nasa.gov/audience/forstudents/۹-۱۲/features/۹۱۲_liftoff_atm.html
- http://ds۹.ssl.berkeley.edu/lws_gems/۳/layers.htm
- http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog۱۰۱/textbook/circulation/coriolis_and٪۲۰friction.html#Coriolis٪۲۰Effect
- http://www.ki۲۱۰۰.com/mat/geophysics.htm
- http://www.bom.gov.au/info/ftweather/page_۱۴.shtml
- http://csep۱۰.phys.utk.edu/astr۱۶۱/lect/earth/coriolis.html