فشار

فشار هوا چیست؟

فشار هوا نیرویی است که هوا بر یک واحد از سطح زمین وارد می‌کند و مقدار آن در سطح دریای آزاد، برابر است با وزن ستونی از جیوه به ارتفاع ۷۶ سانتیمتر.

واحد اندازه‌گیری فشار هوا در آب و هواشناسی میلی‌بار یا هکتوپاسکال می‌باشد؛ هر میلی بار یا هکتوپاسکال برابر با ۱۰۰۰ دین بر سانتی متر مربع می‌باشد فشار ستون هوا در سطح دریای آزاد ۱۰۱۳ هکتوپاسکال بر سانتی‌متر مربع می‌باشد.

*از آنجا که تراکم هوا با ارتفاع کاهش می‌یابد، با افزایش ارتفاع فشار هوا نیز کم می‌شود، اما تغییر فشار برحسب ارتفاع چندان منظم نیست؛ به طور کلی تا ارتفاع ۱۵۰۰ متری سطح زمین به ازای هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع، فشار هوا حدود ۱۲ هکتوپاسکال کم می‌شود.

نقشه‌های هم فشار برای سطوح مختلف اتمسفر تهیه می‌شود. در نقشه های همفشار سطوح بالای اتمسفر، مقدار فشار ثابت اما ارتفاع متفاوت خواهد بود* در نقشه هوای سطحی ارتفاع ثابت اما فشار متغیر است(سطوح مختلف)

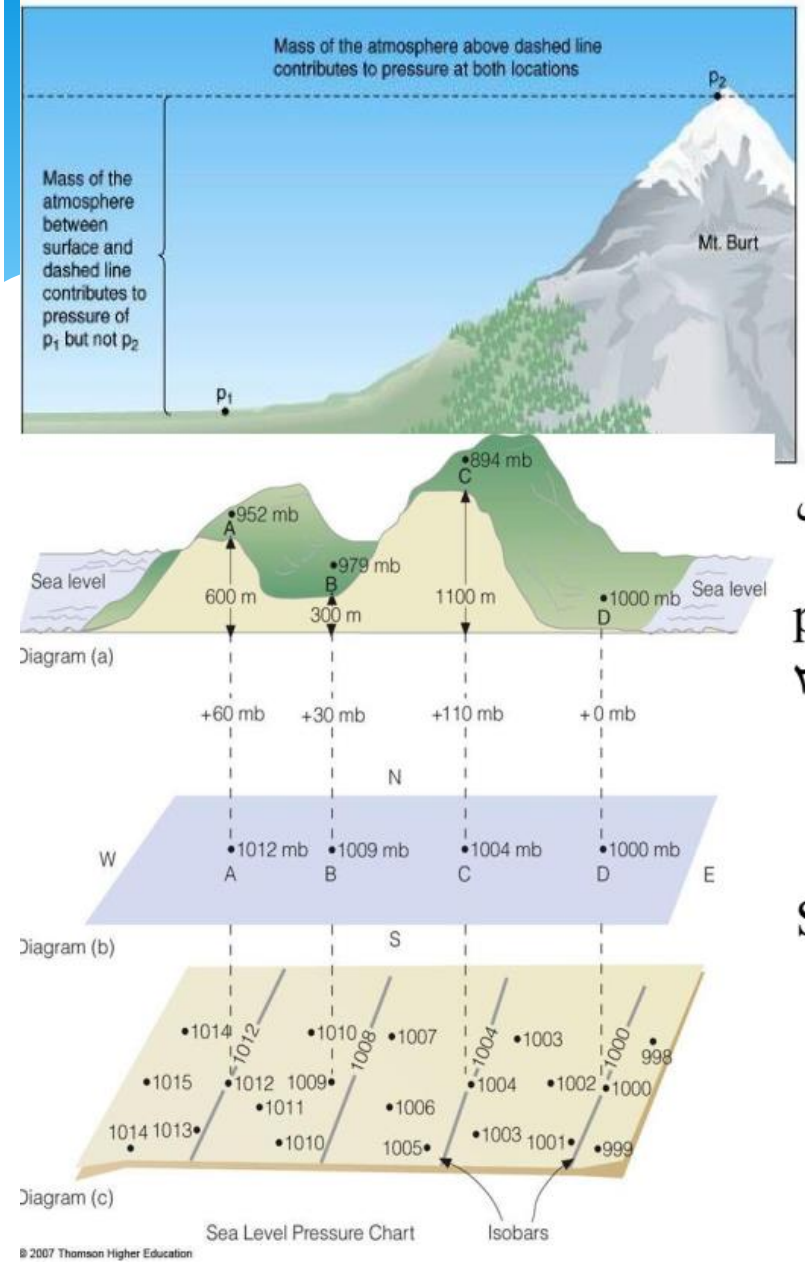
مراکز فشار حرارتی:

به فرض یکنواخت بودن سطح زمین، سطوح همفشار اتمسفر با سطوح همدما منطبقند- چنین اتمسفری را اتمسفر باروتروپیک یا پایدار می نامند. در چنین اتمسفری:

- لایه های هوا بر اساس وزن مخصوص قرار گرفته اند

* در این نوع اتمسفر هیچ نوع حرکتی دیده نمی شود

تصحیح فشار سطح زمین نسبت به سطح دریا



مقدار فشار سطح دریا ۱۰۱۳ hpa بود.
معلوم شد با افزایش ارتفاع فشار کاهش می یابد.
برای مقایسه فشار در سطح زمین (با توجه به اینکه سطح زمین ناهموار است و هر ایستگاه یا نقطه در ارتفاع متفاوتی است) فشار تمام نقاط را به فشار سطح دریا تبدیل می کنند.

به ازای هر صد متر افزایش ارتفاع حدودا ۱۲ hpa کاهش فشار داریم.
حال اگر فشار در سطح زمین در p1=950 hpa و در p2= 660hpa باشد اگر ارتفاع این دو نقطه به ترتیب ۵۰۰ و ۳۰۰۰ متر باشد فشار متوسط سطح دریا چقدر است؟

Slp for p1 = (500/100)*12+950 slp = 1010 hpa
Slp for p2 = (3000/100)*12+660 slp = 1020 hpa

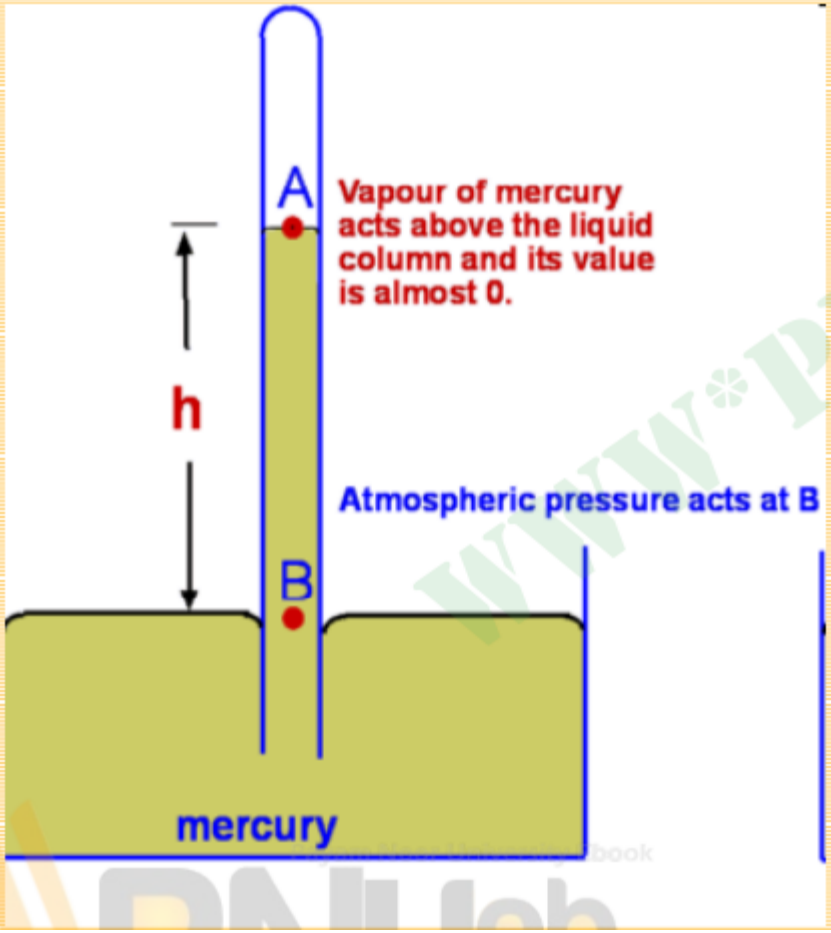
- اما نکته مهم اینکه سطح زمین یکنواخت نیست و پراکندگی دما در سطح زمین نشانه این نایکنواختی است.
- گرمای بیشتر در قسمتی از زمین باعث می شود هوای بالای آن نیز گرمتر از اطراف شود که همین تفاوت منجر تغییراتی می شود که از قانون عمومی گازها تبعیت می کند.
- مطابق این قانون در صورت ثابت بودن فشار یک گاز، افزایش دما سبب افزایش حجم آن می شود.
- در طبیعت نیز اگر هوای قسمتی از زمین گرمتر از نواحی مجاور باشد حجم آن افزایش پیدا می کند یعنی در جهت عمودی افزایش پیدا می کند.
- به خاطر حرکت عمودی فشار هوا در روی زمین نسبت به نواحی مجاورکمتر می شود در نتیجه بر روی منطقه گرم مرکز کم فشار یا فروبار ایجاد می شود. و برعکس بر روی منطقه سرد مرکز پرفشار یا فرابار به وجود می آید.چون عامل ایجاد این مراکز تغییرات حرارت در سطح زمین است- مراکز فشار حرارتی می گویند

وسایل اندازه گیری فشار

- وسایلی که برای اندازه گیری فشار هوا به کار می روند ، فشار سنج (Barometer) می‌گویند.
- فشارسنجها را میتوان به دو گروه فشارسنجهای جیوه‌ای Mercury barometer و فلزی aneroid barometer تقسیم نمود.
- فشار سنجهای جیوه ای بهترین و دقیقترین وسایل اندازه گیری فشار هوا می باشند .
- خود فشار سنجهای جیوه به دو گروه فرتین (Fortin) و تونلو (Tonnelot) تقسیم بندی می شود .

Payam Noor University ebook

- در فشارسنج‌های جیوه‌ای از رابطه اساسی هیدرواستاتیك استفاده می‌شود. با توجه به شکل داریم :



$$P_A - P_B = \rho g h$$

در این رابطه:

ρ جرم مخصوص جیوه

و g شتاب ثقل می باشد.

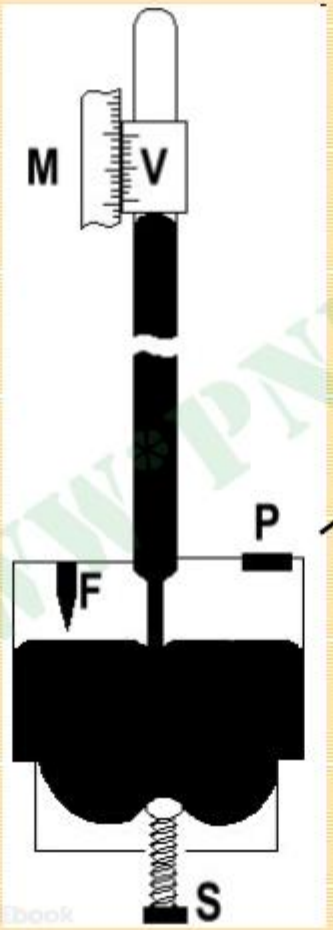
با توجه به اینکه فشار روی جیوه داخل لوله صفر است، $P_B = 0$ خواهیم داشت :

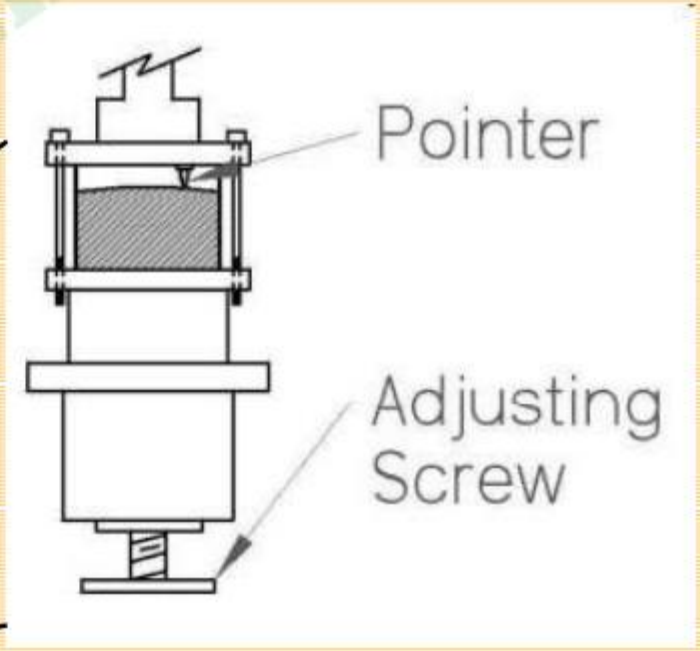
$$P_A = \rho . h . g$$

- فشار در نقطه A، همان فشار اتمسفر است که بر سطح جیوه مخزن دارد می شود به این ترتیب با اندازه گیری ارتفاع جیوه داخل لوله، خواهیم توانست فشار هوا را از رابطه بالا محاسبه نمائیم.

فشار سنج جیوه ای از نوع فرتین (Fortin)

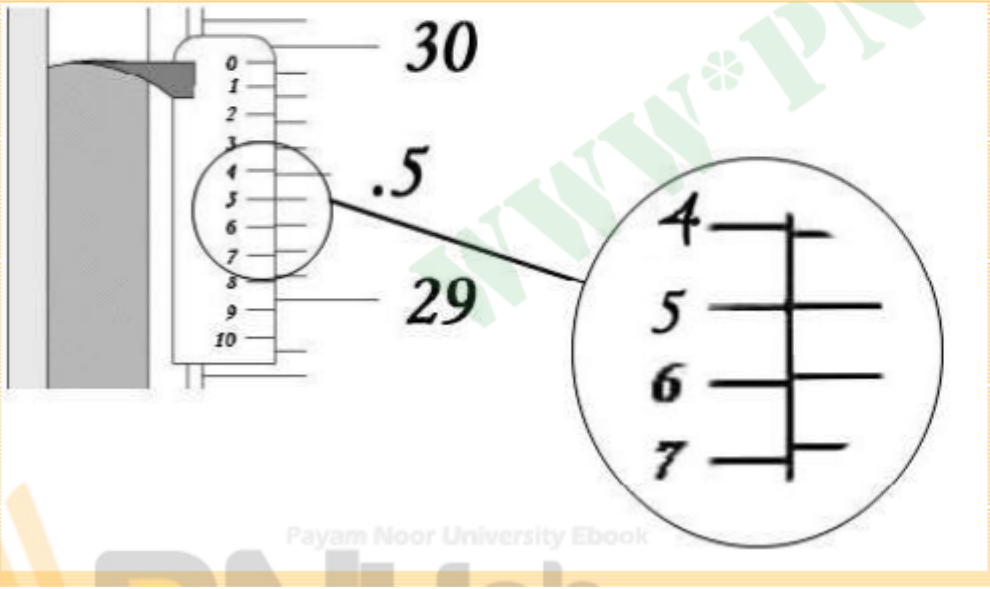
- در این نوع فشار سنج ،کف مخزن جیوه از یك غشاء نرم (معمولا پوست بز کوهی) پوشانده می شود و از طریق یك محفظه متخلخل با هوا تماس دارد . قبل از قرائت ارتفاع ستون جیوه داخل لوله ، بایستی که سطح جیوه داخل مخزن را تنظیم نمود. مخزن این نوع فشار سنجها (دیواره جانبی) معمولا شیشه ای بوده و جیوه داخل مخزن قابل مشاهده است . برای تنظیم سطح جیوه مخزن ، بایستی پیچی را که به کف چرمی تشت متصل است را آنقدر بچرخانیم تاسطح جیوه داخل مخزن با نوك شاخصی که داخل مخزن تعبیه شده است مماس می گردد. چرخاندن پیچ ، باعث حرکت کف چرمی به سمت بالا و پایین و درنتیجه حرکت جیوه داخل مخزن می شود.





WWW.PNUEB.COM
Payam Noor University Ebook
PNUeb

- برای اندازه گیری فشار کافی است که قسمت پایین شاخصی را که روی لوله فشار سنج تعبیه شده است بر سطح جیوه داخل لوله مماس کنیم .

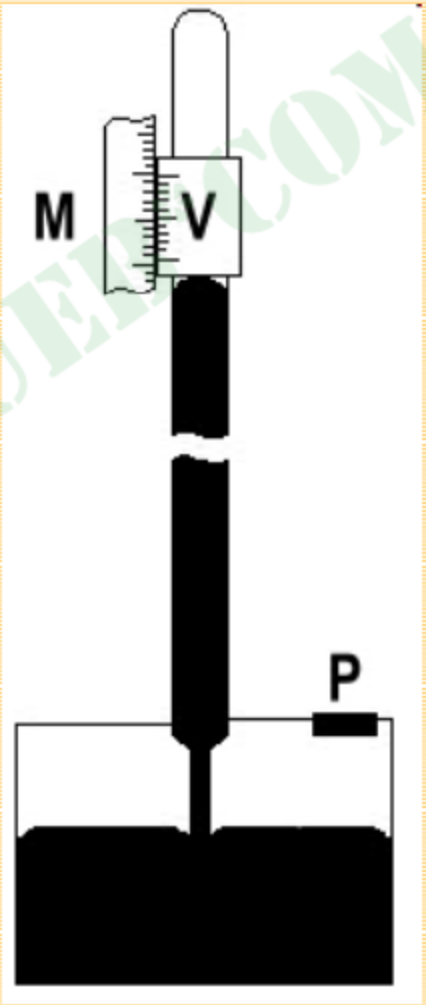


برای قرائت فشار ، ابتدا عدد روی خط کش فشا رسنج را به عنوان رقم صحیح فشار و عدد روی ورنیهُ شاخص را به عنوان اعشار فشار ، قرائت می کنیم .

WWW.PNUEP.COM
Payam Noor University Ebook

فشار سنج جیوه ای از نوع تونلو (Tonnelot)

- این نوع فشار سنج را فشار سنج کیو (Kew) هم می‌نامند. در این فشارسنج، کف مخزن جیوه ثابت بوده و خود مخزن از جنس فلزی ساخته می شود و جیوه داخل مخزن قابل رویت نمی باشد.
- با توجه به اینکه کف مخزن جیوه ثابت است در اثر نوسانات سطح جیوه داخل لوله، سطح جیوه در مخزن هم بالا و پایین خواهد رفت . لذا صفر خط کش اندازه‌گیری ثابت نخواهد بود. چون در اینجا تنظیم سطح جیوه را نداریم ، بایستی عمل تنظیم را روی خط کش اندازه گیری انجام دهیم .به همین دلیل آنرا فشار سنج با مقیاس جبران شونده نیز می نامند.



WWW.PNUEB.COM
Payam Noor University Ebook

منابع خطا در فشار سنج های جیوه ای

- مهمترین عوامل ایجاد اشتباه در فشار سنجهای جیوه ای عبارتند از :

1. موئینگی
2. باد
3. دما
4. قائم نبودن فشار سنج
5. شتاب ثقل
6. اشتباه اندکس (index)

WWW.PNUEB.COM
Payam Noor University Ebook
PNU Eb

تصحیحات فشارسنجی

- فشار هوا پس از اینکه در مراکز هواشناسی و ایستگاههای سینوپتیك قرائت شد به مرکز مخابره می‌گردد. برای اینکه بتوان فشار مناطق مختلف را نسبت به هم مقایسه نمود، لازم است که این فشار را به یك استانداری تبدیل نموده و سپس مناطق مختلف را از نظر فشاری باهم مقایسه کرد.
- طبق رابطه فشارسنجی داشتیم :

$$P = \rho.g.h$$

- پس بنابراین منابع تصحیح فشار در فشار سنجها ρ h, g, می باشند که باید اینها را به یك سطوح استاندارد، تصحیح نمود.

تصحیح مربوط به دما

- این تصحیح از آن جا ناشی می شود که جیوه درون فشار سنج در اثر افزایش دما، انبساط یافته وبه میزان کمی در لوله، بالا میرود و متعاقباً با کاهش دما، انقباض و کاهش حجم در جیوه بوجود می‌آید که باعث ایجاد خطا در اندازگیری فشار می‌گردد.
- دمایی که به عنوان دمای استاندارد در نظر گرفته می شود و تصحیحات نسبت به آن انجام می‌گردد، دمای صفر درجه سانتی‌گراد می‌باشد. اگر دما بالاتر از صفر درجه سانتی گراد باشد بایستی که میزان تصحیح را از فشار قرائت شده توسط فشار سنج کم کنیم و اگر دما پایین تر از صفر باشد، میزان تصحیح به مقدار قرائت شده توسط فشارسنج ، افزوده می‌شود. اگر دما صفر درجه باشد هیچ تصحیحی نسبت به دما انجام نمی‌گیرد.

- میزان تصحیح فشار نسبت به دما با استفاده از رابطه زیر بدست می آید:

$$C_t = \frac{0.0001634}{1+0.0001818t}t.H$$

در این رابطه داریم :

C_t: میزان تصحیح فشار نسبت به دما (میلی متر جیوه)

t: دمای هوا (درجه سانتی گراد)

H: فشار قرائت شده توسط فشار سنج (میلی متر جیوه)

- به طورخلاصه برای تصحیح فشار نسبت به دما سه حالت خواهیم داشت:

1. اگر دما برابر با صفر باشد، میزان تصحیح برابر صفر خواهد بود. (Ct =0).
2. اگر دما بالاتراز صفر باشد، میزان تصحیح، از فشار قرائت شده کم می‌شود (Ct < 0).
3. اگر دما پایین ترا از صفر باشد میزان تصحیح بر فشار قرائت شده، اضافه می شود (Ct > 0).

WWW.PNUEP.COM

تصحیح فشار نسبت به ارتفاع

- ارتفاعی که به عنوان مبنا برای اندازه گیری و تصحیح فشار در نظر گرفته می شود، سطح دریاهای آزاد است . هر چه از سطح دریاهای آزاد بالاتر برویم از فشار هوا کاسته می شود و فشار سنج، فشار کمتری را نسبت به سطح دریاها نشان می دهد. پس لازم است که میزان تصحیح فشار را از فشار قرائت شده توسط فشارسنج ،کم کنیم تا فشار تصحیح شده نسبت به سطح دریاها بدست آید .

- برای تصحیح فشار نسبت به ارتفاع از رابطه زیر استفاده می شود:

$$C_h = 196 \times 10^{-9} h.H$$

در این رابطه داریم :

- Ch: میزان تصحیح فشار نسبت به ارتفاع (mmHg)
- h: ارتفاع از سطح دریا در محل اندازه گیری فشار (متر)
- H: عدد قرائت شده توسط فشار سنج (mmHg)

WWW.PNUEP.COM

تصحیح فشار نسبت به عرض جغرافیایی

- میزان شتاب جاذبه در قطبین بیشتر از عرضهای نزدیك استوا است . همین عامل باعث می شود که ستون جیوه درون فشار سنج در عرضهای بالاتر، بیشتر فشرده شده و میزان فشار را اندکی کمتر از مقدار واقعی آن نشان دهد. در نتیجه لازم است که یك تصحیحی نسبت به عرض جغرافیایی صورت گیرد.
- مبنای اندازه گیری فشار نسبت به عرض جغرافیایی، عرض 45 درجه می باشد، در عرضهای بالاتر از 45 درجه، میزان تصحیح مثبت بوده و بایستی آنرا به فشار قرائت شده توسط فشار سنج، اضافه نمائیم، اما در عرضهای پایین تر از 45 درجه، میزان تصحیح منفی بوده و بایستی از میزان فشارقرائت شده کم گردد.

میزان تصحیح فشار نسبت به عرض جغرافیایی از رابطه زیر به دست می آید :

$$C_{\Phi} = -0.0025H \cos 2\Phi$$

در این رابطه داریم :

C_{Φ} : میزان تصحیح فشار نسبت به عرض جغرافیایی (mmHg)

Φ : عرض جغرافیایی منطقه (درجه)

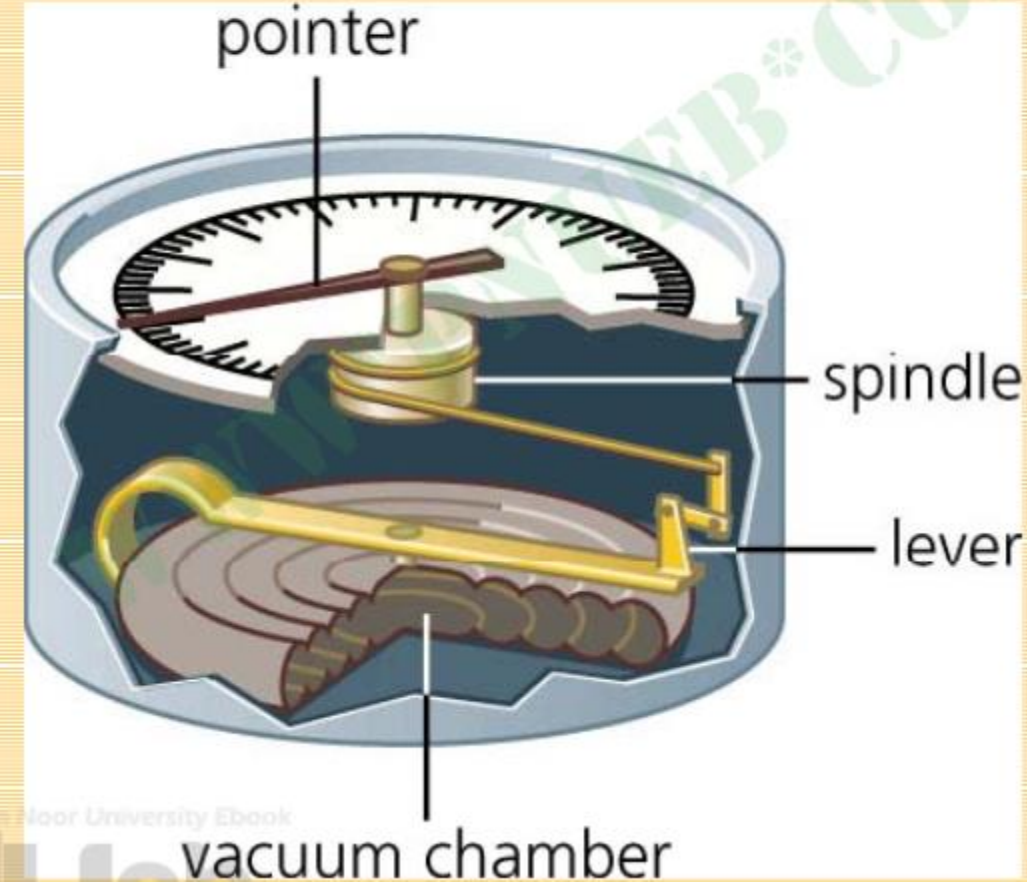
H : فشار قرائت شده توسط فشارسنج(mmHg)

WWW.PNUEP.COM

فشار سنجهای فلزی (Aneroids)

- فشار سنجهای فلزی از یك كپسول فلزی كه سنسور حساس دستگاه را تشكیل می‌دهد و معمولاً به شكل مضرس و موجدار است ساخته می‌شود. معمولاً داخل این كپسول را به طور كامل از هوا تخلیه می كنند كه این كار باعث به هم چسبیدن صفحات بالا و پایین كپسول می شود. برای جلوگیری از این امر، در داخل آن یك فنر قرار می دهند كه مانع از مچاله شدن و به هم چسبیدن صفحات كپسول گردد.
- در اثر تغییرات فشار، فاصله صفحات كپسول تغییر می یابد. به كمك یكسری اهرمها می توان این تغییر فاصله را بزرگنمایی نموده و آنرا به یك عقربه منتقل ساخت . عقربه هم با تغییر مكان خود فشار را در روی یك صفحه مدرج نمایش می دهد.

- شکل زیر یك نمونه فشار سنج فلزی را نشان می‌دهد .



مشخصات يك فشار سنج فلزی از نظر سازمان جهانی هواشناسی :

1. تغییر دما روی آن تاثیر چندان نداشته باشد. تغییر دمایی برابر با 30 درجه سانتی گراد، بایستی کمتر از 5/0 میلی بار تغییر در فشار خوانده شده ایجاد کند.
2. ب) حداکثر اشتباه در اندازه گیری فشار، 5/0 میلی بار (در هر فشاری) بوده و این اشتباه در طول يك دوره یکساله از این حد بالاتر نرود.
3. ج) اثر هیسترزیس تا حد امکان در آن ازبین برده شود به طوری که تغییر فشاری به میزان 50 میلی بار و بازگشت مجدد آن به فشار قبلی، بیش از 5/0 میلی بار خطا نسبت به فشار اولیه نشان ندهد.

فشار نگار

- وسیله ای که برای ثبت تغییرات فشار نسبت به زمان به کار می رود ، فشار نگار (Barograph) گویند.

فشار نگار از سه بخش تشکیل یافته است :

1. عضو یا سنسور حساس که مجموعه ای از کپسولهای آنروئید است که روی هم قرار گرفته اند و در اثر تغییرات فشار، ضخامت این مجموعه تغییر پیدا می کند.
2. اهرمهای رابط که تغییر ضخامت ایجاد شده در کپسولهای ویدی را بزرگتر کرده و آنرا به قلم ثبات منتقل می نمایند
3. استوانه ثبات که خود مجهز به ساعتی می باشد که با استفاده از آن استوانه به دور خود می چرخد .

Payam Noor University Ebook

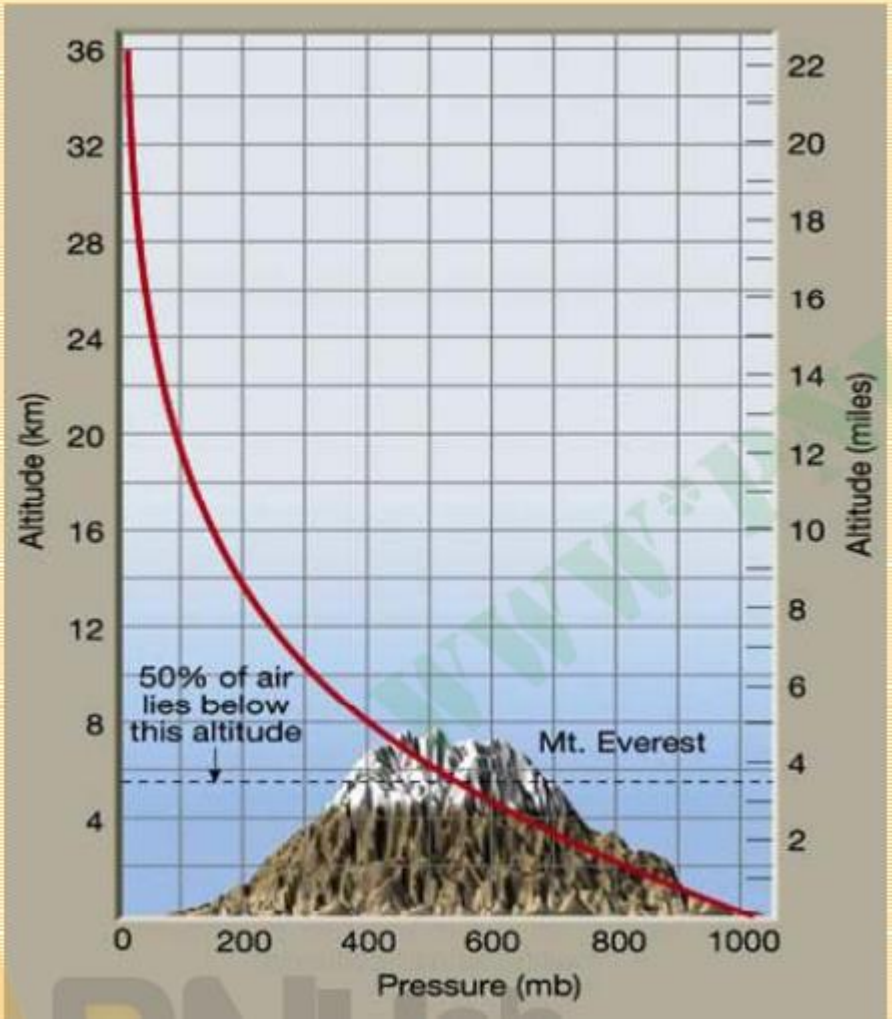
- شکل زیر یك نمونه فشار نگار را نشان می‌دهد.

میکروباروگراف

- ساختمان آن دقیقاً مشابه فشار نگارهای معمولی است منتها برای افزایش دقت و حساسیت آن ، تعداد کپسولها را به مقدار زیادی افزایش داده اند.

دقت و حساسیت فشار نگار

1. یك دستگاه فشار نگار دقیق بایستی بتواند تغییرات فشار را تا یکدهم میلی بار اندازه گیری و ثبت نماید.
2. فاصله هر ده میلی بار روی گراف ، معادل 15 میلی متر باشد.
3. در اثر تغییر درجه حرارت، تغییر فشارآن، ناچیز باشد.
4. خطای اندازه گیری با آن در اثر تغییر فشاری در حدود 50 میلی بار، از یك میلی‌بار کمتر باشد.
5. هرگاه بوسیله انگشت دست، قلم و یا قسمت حساس دستگاه را حرکت دادیم ، قلم می بایست به محض برداشتن انگشت دست به نقطه اولیه خود بازگشت نماید بدون اینکه اختلافی از نظر نمایش فشار بر روی گراف بوجودآمده باشد .

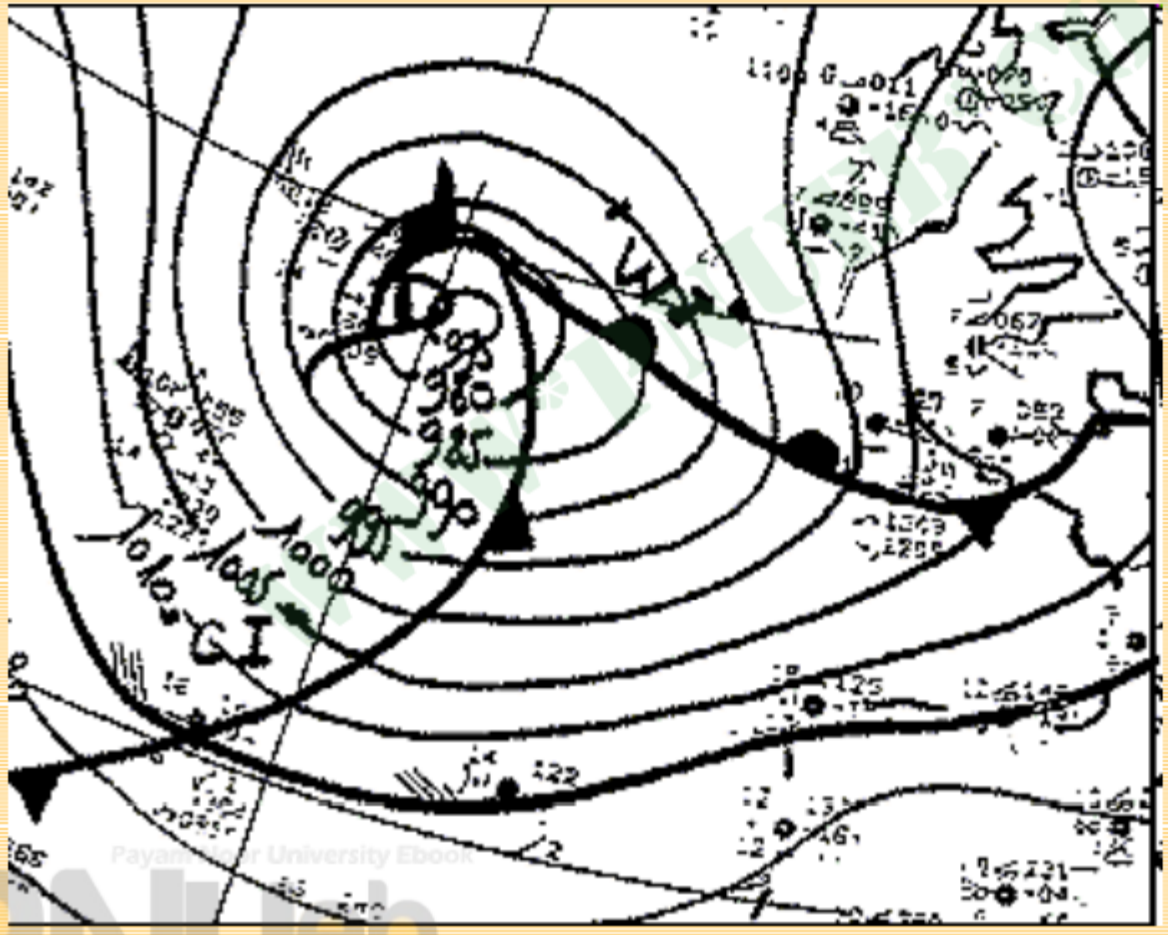


- شکل زیر تغییرات فشار با ارتفـــاع را در مختصـــات دکارتی نشان می دهد.

توزیع افقی فشار

- برای اینکه بتوانیم توزیع افقی فشار را بررسی کنیم، از خطوط همفشار (Isobar) استفاده می کنیم .
- خطوط همفشار، مکان هندسی نقاط از یك سطح افقی هستند که فشار در سرتاسر آنها با هم برابر است. از آنجا که درمنطقه ایستگاههای با ارتفاعات مختلف وجود دارد ، بایستی که ابتدا فشار آنها را به سطح دریاها تبدیل نموده و سپس خطوط همفشار برای منطقه ترسیم گردند. مجموعه منحنی های همفشار را میدان فشار یا نقشه توزیع فشار می گویند.

در شکل زیرنمونه ای از یك نقشه توزیع فشار (توزیع افقی فشار) نشان داده شده است.



تغییرات زمانی فشار

الف) تغییرات شبانه روزی فشار

ب) تغییرات سالانه فشار

WWW.PNUEP.COM

الف) تغییرات شبانه روزی فشار

- منحنی تغییرات فشار در طول شبانه روز دارای دو نقطه اوج و دو نقطهُ قعر می باشد، به این ترتیب که فشار هوا از ساعت 4 به وقت محلی تا ساعت 10 صبح افزایش می‌یابد و بعد از آن میزان فشار تا ساعت 16 کاهش یافته و پس از آن دوباره روند صعودی به خود می‌گیرد و تا ساعت 22، میزان فشار افزایش پیدا می کند. مجدداُ از ساعت 22 تا 4 صبح روز بعد ، روند نزولی خود را طی می‌کند .

ب) تغییرات سالانه فشار

- تغییرات سالانه فشاراز نقطه ای به نقطه دیگر فرق می کند. برای عرضهای میانه می‌توان گفت که در روی خشکیها میانگین فشار در تابستان کم و در زمستان زیاد است در حالیکه در مورد دریاها عکس قضیه صادق است .

وزش هوا

حرکت افقی هوا در اثر عملکرد نیروهایی انجام می گیردکه عبارتند از:

۱- نیروی شیب تغییرات فشار

۲-نیروی کوریولیس

۳-نیروی اصطکاک

نیروی شیب تغییرات فشار

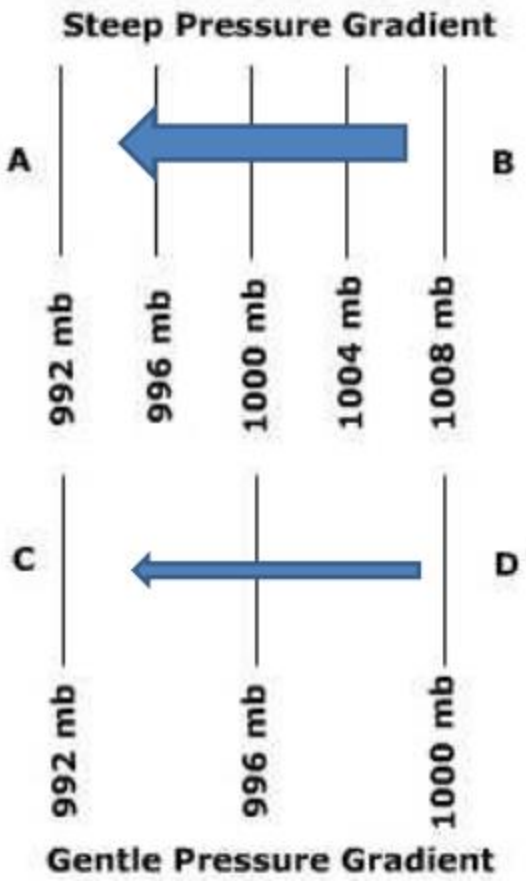
حرکت افقی هوا که بین کانون های پرفشار و کم فشار انجام می گیرد باد نامیده می شود

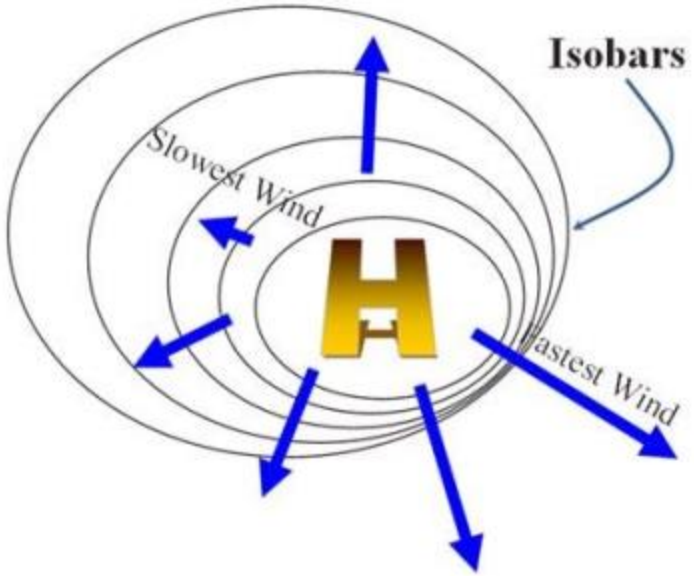
فشار هوا در سطح زمین در منطقه گرم کم و در منطقه سرد زیاد است در نتیجه هوا از منطقه با فشار زیاد به منطقه با فشار کم جریان پیدا می کند که این مناطق به ترتیب فروبار و فرابار می نامند. این تغییر فشار بر حسب فاصله را شیب تغییرات فشار می گویند که عامل اصلی ایجاد حرکت هوا به صورت باد است که در جهت عمود بر خطوط همفشار می وزد

شیب تغییرات فشار از روی فاصله بین خطوط همفشار در نقشه های هوا به دست می آورند(شکل سیکلون)

اما در عمل به خاطر دو نیروی دیگر باد عمود بر خطوط هم فشار نمی وزد

تفاوت نیروی شیب فشار با تغییر فاصله بین هم فشارها





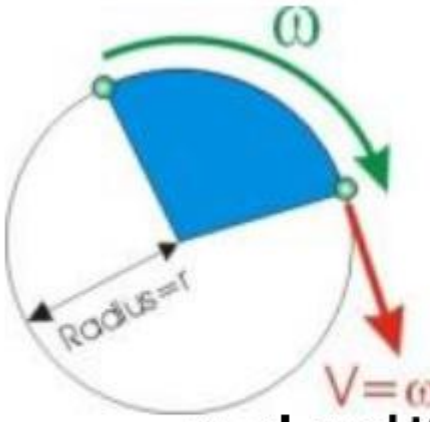
یعنی اینکه در فاصله یکسان هر چه قدر تغییرات فشار بیشتر باشد (خطوط هم فشار به هم نزدیکتر باشد) نیروی شیب فشار قویتر است.

نیروی کوریولیس

این نیرو نتیجه حرکت وضعی زمین بر روی اجسام متحرک است.
حرکت وضعی زمین دو نوع سرعت زاویه ای و خطی دارد.(۱) (۲)
سرعت زاویه ای عبارت است از اندازه زاویه طی شده در واحد زمان که واحد آن رادیان است و در تمام نقاط کره زمین ثابت است(ثابت).
سرعت خطی مسافت طی شده در واحد زمان است که از استوا به قطب کاهش می یابد.
در استوا که زمین بیشترین محیط دارد سرعت خطی زمین حداکثر است و در قطب صفر است
رابطه سرعت زاویه ای و سرعت خطی زمین به شرح زیر است:

$$V= \omega r$$

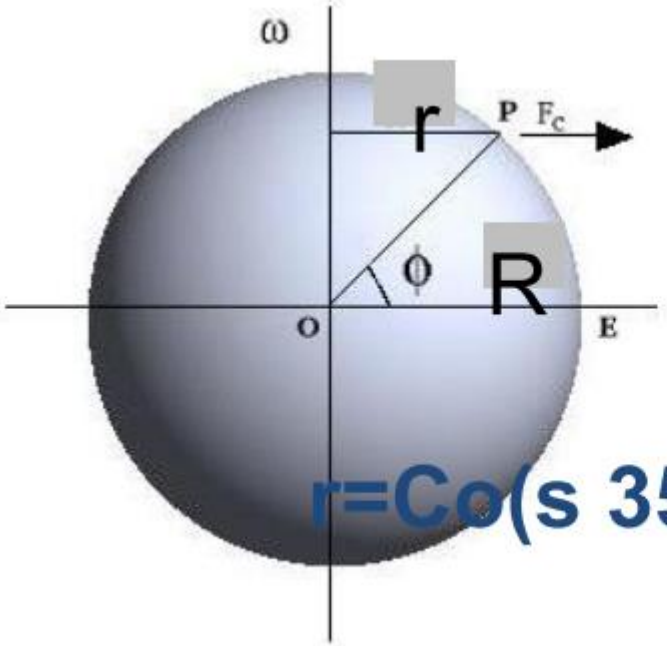
مقدار نیروی کوریولیس در هر نقطه از زمین از معادله زیر به دست می آید: $F=2v\ \omega \sin\varphi$



رابطه بین سرعت خطی و زاویه ای
سرعت خطی مساوی سرعت زاویه ضرب در شعاع
$V=\omega r$

و این شعاع(r) برای زمین کروی یعنی فاصله سطح زمین از محور چرخش که مقدار آن در سطح زمین متفاوت است.

$r=R\cos\phi$

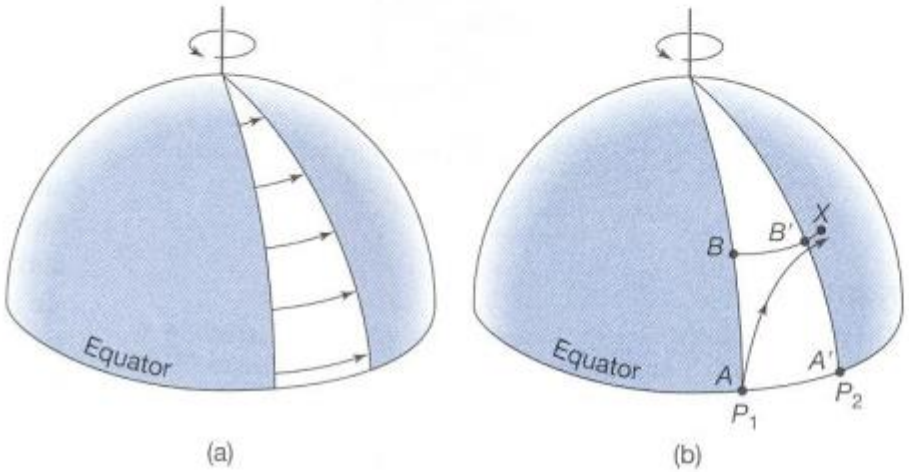


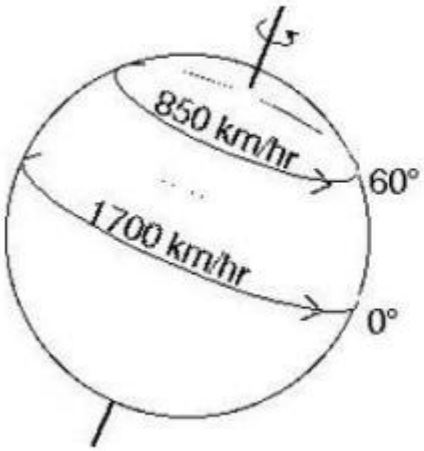
که R شعاع متوسط زمین (۶۳۷۸ کیلومتر
و φ عرض جغرافیایی است

•مقدار r در عرض جغرافیای تهران (۳۵ درجه) چقدر است؟

r=Co(s 35, 0.81)*6378=5224.5km

با توجه به کاهش r از استوا به سمت قطب پس اندازه سرعت خطی زمین نیز از استوا به سمت قطب کاهش می یابد.
اندازه سرعت خطی بر روی سطح زمین در تهران چقدر است؟





r=Co(s 35,.81)*6378=5224.5km

ω =7.292*10-5

و

V=ωr

پس

V=1371.5 km/h

با این شرایط (برقرار شدن نیروی شیب فشار) هوا باید از منطقه پرفشار به سمت منطقه کم فشار حرکت کند تا تعادل برقرار گردد. ولی در عمل این اتفاق نمی افتد.

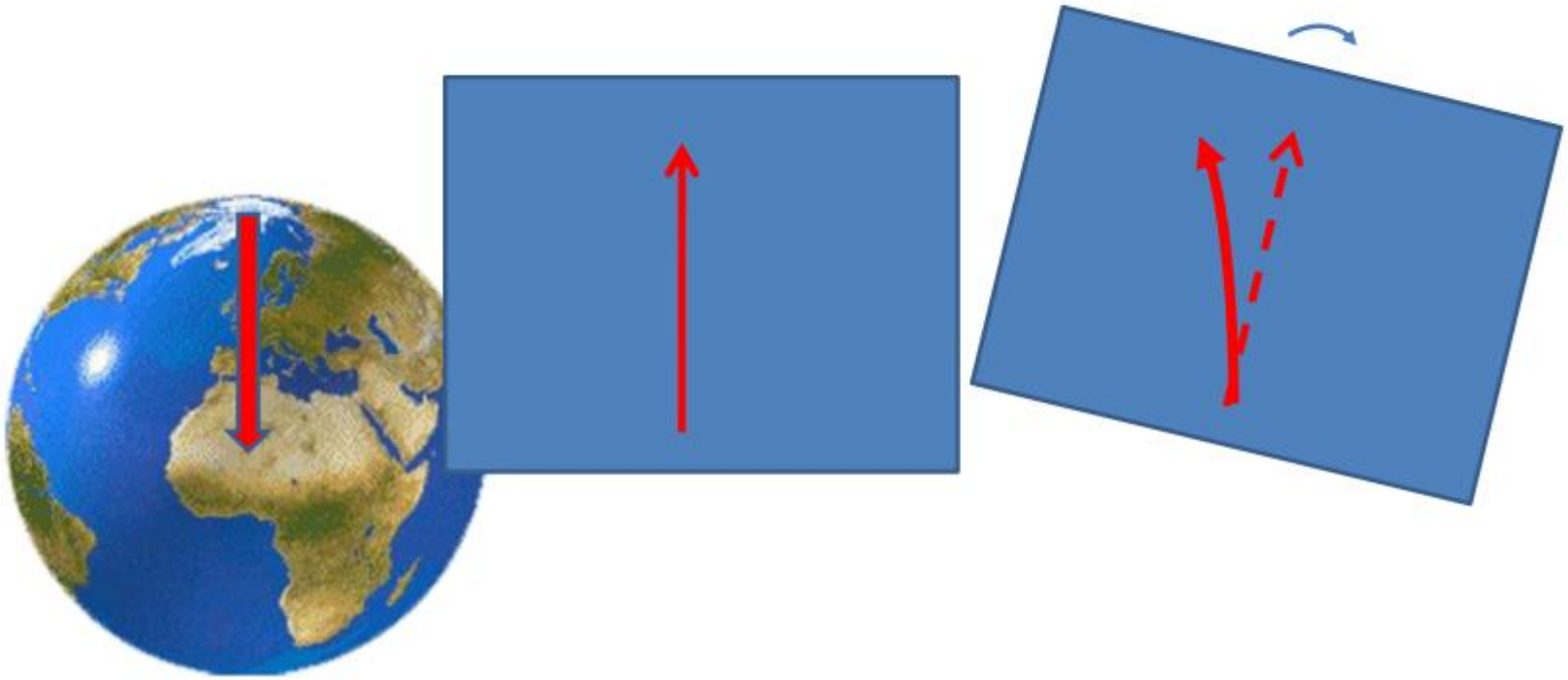
چرا؟

اگر زمین غیر کروی و ثابت بود هوا در خط مستقیم سیر می کرد ولی با توجه به دو ویژگی بالا مسیر حرکت هوا منحرف می شود.

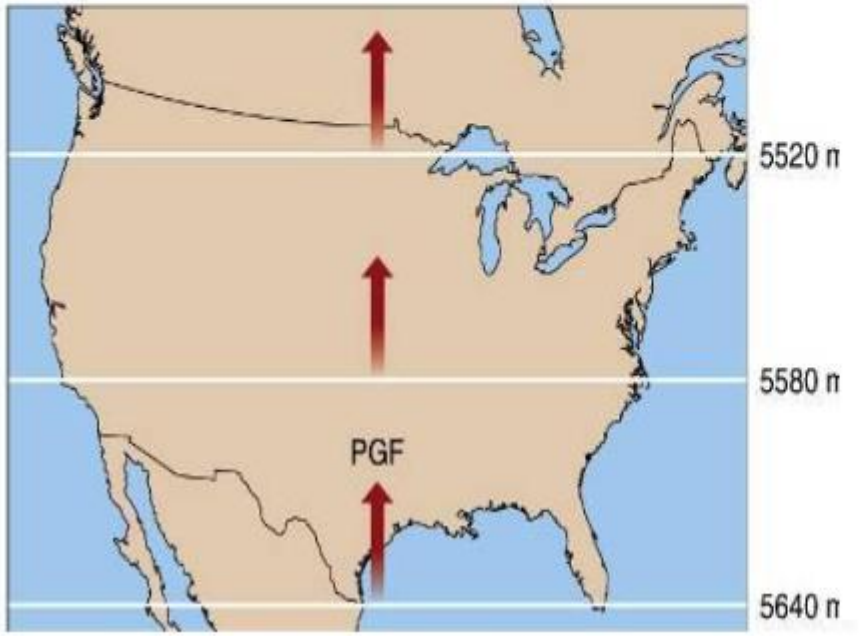
حرکت در یک صفحه ثابت با صفحه چرخان متفاوت است.

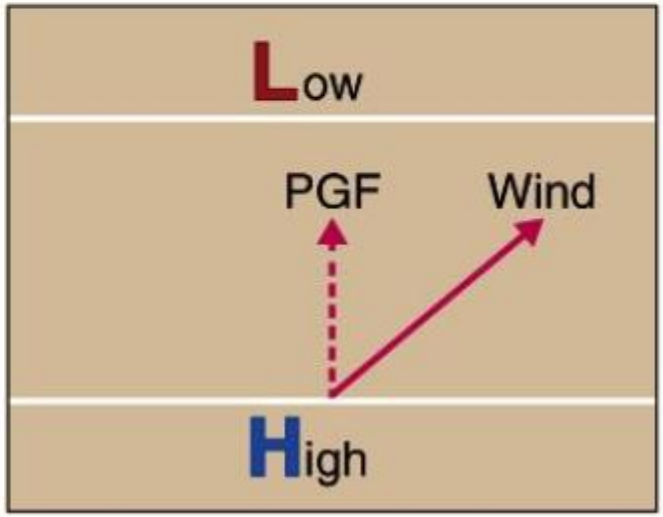
این انحراف از مسیر اولیه به نام اثر و نیروی کوریولیس معروف است

این نیرو تنها بر اجسام متحرک اثر دارد.



حال دو نیرو داریم نیروی شیب فشار که باعث حرکت هوا می شود، دیگری کوریولیس که باعث انحراف جهت نیرو شیب فشار یا به عبارتی جهت حرکت هوا (باد) می شود.





جهت حرکت وضعی زمین در مدار خود، از غرب به شرق است. بنابراین جهت حرکت وضعی زمین برای ناظر فضایی که از بالای قطب شمال به آن نگاه کند در جهت خلاف حرکت عقربه ساعت وبرای ناظری که از بالای قطب جنوب به آن نگاه می کند موافق حرکت عقربه های ساعت است. در نتیجه انحراف حاصل از نیروی کوریولیس در نیمکره شمالی به طرف راست مسیر حرکت و در نیمکره جنوبی به طرف چپ این مسیر خواهد بود.

نیروی اصطکاک

ناهمواری سطح زمین عامل بازدارنده باد است. این ناهمواری هم سرعت باد را کاهش می دهند و هم جهت آن را عوض می کنند. ناهمواری و در نتیجه تاثیر نیروی اصطکاک در خشکی ها بیشتر و در دریا ها کمتر است. به طوریکه زاویه جهت باد با خطوط همفشار در خشکی ها به حدود ۳۰ درجه و در دریاها به حدود ۱۵ درجه می رسد.(اصطکاک)

ترکیب عملکرد نیروها در ایجاد باد

اگر خطوط همفشار موازی فرض شود و نیروی اصطکاک وجود نداشته باشد.نیروی کوریولیس باد را از مسیر نیروی شیب تغییرات فشار خارج می کند. در پی تعادل این دو نیروبه وضعیتی موازی با خطوط همفشاردر می آورد چنین بادی را باد ژئوستروفیک می نامند(باد)

این باد در حالتی به وجود می آید که پراکندگی فشار در پهنه ای گسترده از زمین تقریبا متجانس بوده و خطوط همفشار در آن پهنه به موازات همدیگرباشند. اما در طبیعت اینطور نیست. به علت ناهمگنی سطح زمین در مقیاس محلی تغییرات فشار وجود دارد وخطوط همفشار در بیشتر موارد مسیر منحنی دارند.

بنابراین در هر نقطه ای علاوه بر نیروی کوریولیس و شیب تغییرات فشار؛ نیروی گریز از مرکز در حالت فرابار یا جاذب به مرکز در حالت فروبار نیز اثر می گذارند. در حالتی که خطوط همفشارمسیرهای منحنی و موازی یکدیگر داشته باشند. بادی که در پی جمع تعادل نیروی گریز از مرکز، جاذب به مرکز و نیروی شیب تغییرات فشاربا نیروی کوریولیس به وجود می آید. چنین بادی را باد گرادیان می نامند.(گرادیان)

اما در عمل نیروی اصطکاک وجود داردو مسیر باد از حالت باد گرادیان خارج می شود به طوریکه باد همیشه منحنی های همفشار را با زاویه ای قطع می کند

با در نظر گرفتن اثر همه نیروهای ذکر شده، مسیر واقعی باد در هر نقطه ای از سطح زمین در نیمکره شمالی، در خشکی حدود ۶۰ درجه و در دریا حدود ۷۵ درجه به طرف راست جهت نیروی شیب تغییرات فشاراست. در نیمکره جنوبی به همین وضعیت اما در سمت چپ جهت نیروی شیب تغییرات فشار است.

تقسیم بندی بادها

بر اساس وسعت منطقه وزش و از نظر ژنتیکی بادهابه سه دسته تقسیم می شوند:

۱- بادهای محلی: که بر اثر تغییرات روزانه فشار به وجود می آیند

۲- بادهای منطقه ای: بر اثر تغییرات درازمدت فشار(در مقیاس ماه و فصل) به وجود می آیند

۳- بادهای سیاره ای: بر اثر نابرابری درتوزیع انرژی تابشی خورشید در سطح کره زمین به وجود می آیند

مدل های گردش عمومی هوا

سلول هدلی:

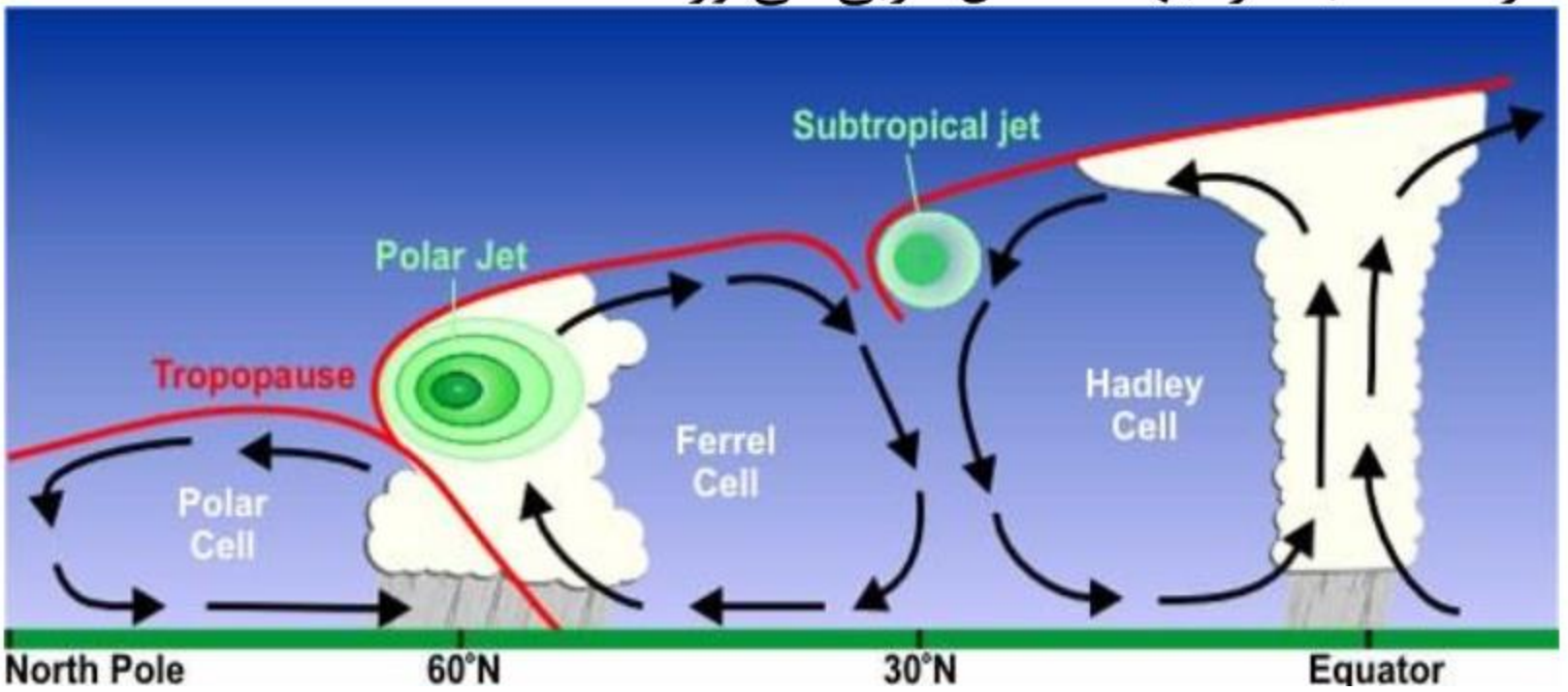
برای تعیین گردش عمومی هوا مدلهای گوناگونی عرضه شده است. در سال ۱۷۳۵،یکی از نخستین مدلها کار جورج هدلی است.مدل هدلی بر این اساس است که چون انرژی تابشی خورشید در منطقه ی حاره بیشتر است،هوای این منطقه گرم می شود و صعود می کند،در حالی که هوای منطقه ی قطبی به علت دریافت انرژی تابشی کمتر،سرد ودر نتیجه سنگین شده،به طرف زمین نزول می کند.صعود هوا در استوا و نزول آن در قطب باعث می شود که در سطح زمین در استوا فروبار و در قطبها فرابار ایجاد شود؛و بر عکس؛در ارتفاعات بالای استوا،فرابار و در ارتفاعات بالای قطبهای فروبار پدید آید.در نتیجه،با توجه به امتداد شیب تغییرات فشار،هوا در ارتفاعات بالا در استوا(فرابار)به طرف قطب(فروبار)،و در سطح زمین هوای سرد قطبی(فرابار)به طرف استوا(فروبار)حرکت می کند.

مدل های گردش عمومی هوا

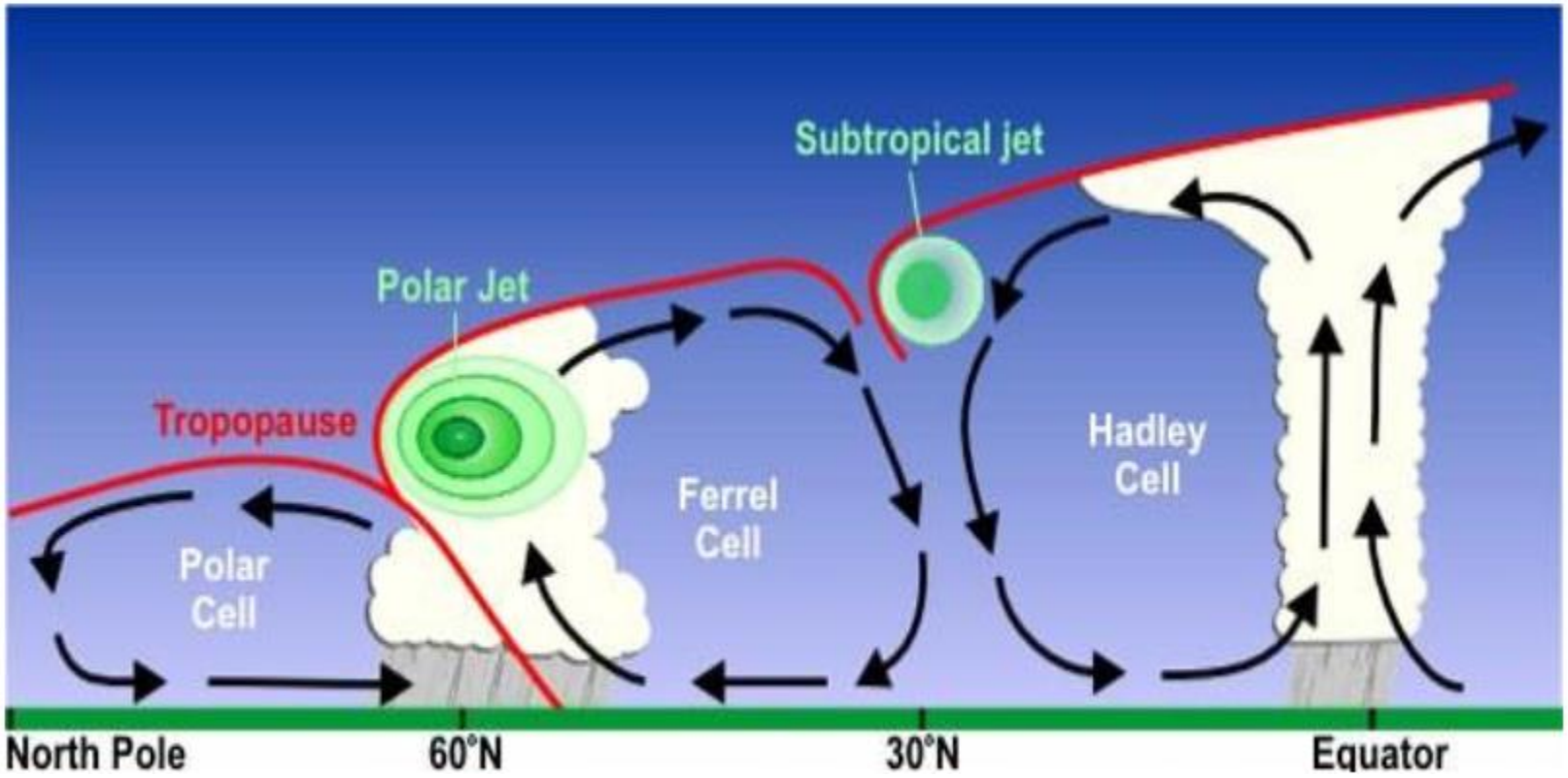
این مدل که بعدها به سلول هدلی معروف شد،فقط نیروی شیب تغییرات فشار را در نظر می گیرد و از این رو فقط در مورد زمین ثابت و صاف صادق است،در صورتی که سطح زمین ناصاف است و به دور محور خود حرکت وضعی دارد؛بنابراین،به محض اینکه حرکت باد از استوا به طرف قطب آغاز می شود،نیروی کوریولیس و نیروی اصطکاک سطح زمین بر آن اثر می کنند و مانع حرکت آن به طرف قطب می شوند.تاثیر نیروی کوریولیس به حدی است که در حوالی مدار راس السرطان باد را کاملا در جهت شرق منحرف می کند.

امروزه مدل هدلی به منطقه حاره محدود شده است وبا آن می توان وجود بادهای بسامان (تجارتی)را تبیین کرد.

مدل فرل: در سال ۱۸۵۶ با توجه به نقاط ضعف مدل هدلی مدلی ارائه کرد. طبق نظر ایشان هوای منطقه استوا ضمن حرکت به طرف قطب، در حوالی مدار راس السرطان به طرف پایین می آیند و در سطح زمین به طرف عرض های مناطق برون حاره حرکت می کند. این جریان ابتدا جهت جنوب غربی و سپس با افزایش ارتفاع جهت آن تغییر و در ارتفاعات بالا از جهت شمال غربی می وزد.



مدل رزبای: کارل رزبای با توجه به ثابت بودن اندازه حرکت زاویه ای مطلق و اصل چرخندگی اظهار داشت که بادهای غربی حالت موجی دارند. و این بادها در تمام دوره نیمکره ثابت نیست بلکه به دلیل عملکرد این موج ها تغییرات مداری قابل ملاحظه ای پیدا می کند



ساختار گردش عمومی هوا

در منطقه حاره سلول هدلی غالب است.هوای این منطقه گرم می شود و صعود می کند. این هوا در ارتفاعات بالاتر بر اثر شیب تغییرات فشار به دو شاخه تقسیم می شود که هر شاخه به طرف یکی از قطب ها حرکت می کند اما به محض حرکت به طرف قطب تحت تاثیر نیروی کوریولیس قرار می گیرد و از مسیر منحرف می گردد. تا جایی که در حوالی مدار راس السرطان کاملا به طرف شرق برگشته و به صورت باد های غربی در می آید. از طرف دیگر با توجه به ثابت بودن اندازه حرکت زاویه ای مطلق و براساس معادله زیر سرعت توده هوا به طرف عرض های بالا افزایش می یابد.

$$M=mrv$$

به همین دلیل باد در حوالی مدار راس السرطان سرعت رودباد پیدا می کند به این رودباد، **رودباد جنب حاره** می گویند.(رودباد)

ساختار گردش عمومی هوا

در حوالی محل رودباد جنب حاره ای از طرفی هوا مرتب روی هم انباشته می شود و از طرف دیگر به دلیل دوری از خط استوا نسبتا سرد می شود. در نتیجه این دو فرایند، هوا به زیر منطقه وقوع رودباد نزول می کند و به این ترتیب **مراکز پرفشار جنب حاره ای** در دو نیمکره را به وجود می آورد. که در این مراکز پرفشار هوا در جهت حرکت عقربه های ساعت به اطراف پخش می شود. که بخشی به طرف استوا و بخشی به طرف قطب می وزد. ان بخش که به طرف استوا می وزد تشکیل بادهای بسامان در دو نیمکره می دهند

ساختار گردش عمومی هوا

این دو جریان در حوالی استوا به یکدیگر می رسند و در اثر همگرایی و گرم شدن مجدد به طرف بالا صعود می کنند. منطقه همگرایی بین دو جریان بسامان را : **کمربند همگرایی حاره ای** می نامند.

بخشی دیگر از هوای پرفشار جنب حاره ای به طرف منطقه برون حاره می وزد با توجه به اینکه این هوا از عرض های جغرافیایی پایین سرچشمه می گیرد گرم است و از طرف دیگر توده هوای سرد قطبی به علت سردی، سنگین و به طرف عرض های پایین منطقه برون حاره حرکت می کند در نتیجه برخورد این دو نوع توده هوای گرم و سرد **جبهه قطبی** به وجود می آید.(۱)

گردش عمومی هوا در منطقه حاره

منطقه حاره از نظر جغرافیایی، منطقه بین مداراس السرطان در شمال و راس الجدی در جنوب و از نظر آب و هوایی به منطقه بین مراکز پرفشار جنب حاره ای در دو نیمکره اطلاق می شود. پدیده غالب در این منطقه سلول هدلی است.

۱- مراکز پرفشار جنب حاره ای:نحوه تشکیل پرفشار:در حوالی محل رودباد جنب حاره ای از طرفی هوا مرتب روی هم انباشته می شود و از طرف دیگر به دلیل دوری از خط استوا نسبتا سرد می شود. در نتیجه این دو عامل هوا به زیر رودباد جنب حاره ای نزول می کند و مراکز پرفشاز جنب حاره ای را در دو نیمکره به وجود می آورد. هوا در جهت حرکت عقربه های ساعت به اطراف پخش می شود که یک بخش از آن به طرف استوا می وزد و تشکیل بادهای بسامان را می دهد این بادها در اثر نیروی کوریولیس منحرف وباد شمال شرقی را به وجود می آورد.

گردش عمومی هوا در منطقه حاره

گسترش نصف النهاری مراکز پرفشار جنب حاره ای خورشید کنترل می کنددر نیمکره جنوبی به استوای جغرافیایی نزدیکترند. مراکز پرفشار عمده و اصلی در سواحل شرقی اقیانوس ها تشکیل می شوند. مهمترین این مراکز در نیمکره شمالی: آزور و کالیفرنیا و در نیمکره جنوبی شرق اقیانوس کبیر، شرق اقیانوس اطلس و شرق اقیانوس هند

تغییرات مکانی مراکز پرفشار جنب حاره:

در دوره سرد:به علت گرمی نسبی اقیانوس ها نسبت به خشکی ها از نظر نصف النهاری به طرف استوا و از نظر مداری به طرف خشکی ها کشیده می شوند از نظر شدت نیز ضعیف هستند.

در دوره گرم: از استوا دور هستند و بر روی اقیانوس ها متمرکز می شوند و قویتر از مراکزمشابه خود در زمستان هستند

گردش عمومی هوا در منطقه حاره

۲- **بادهای بسامان:** نتیجه مراکز پرفشار جنب حاره هستند. که حدود یک سوم مساحت زمین را به خود اختصاص داده اند. از نظر گسترش عمودی سه لایه متمایز می توان در آنها تشخیص داد:

- لایه پایینی* لایه واژگونی دمایی* لایه بالایی
- **۳- کمربند همگرایی حاره ای:** بادهای بسامان در دونیمکره نزدیک استوا به هم می رسند و با هم برخورد می کنند و این کمربند را به وجود می آورند.سابقا این کمربند را دولدورم می گفتند نامی که حاکی از منطقه وزش بادهای ملایم ولی متغیر است.گرچه این کمربند از عوارض عمده گردش عمومی هوا در منطقه حاره است ولی از نظر موقعیت جغرافیایی جابجا می شود هرچند که منطقه نوسان آن محدوداست که با حرکت ظاهری خورشید تا ۲۰ درجه عرض جغرافیایی در دو طرف استوا حرکت می کند. بیشترین نوسان بر فراز اقیانوس هند و کمترین نوسان در بالای شرق اقیانوس کبیر صورت می گیرد(جابجایی)

گردش عمومی هوا در منطقه برون حاره

۲- **بادهای غربی:** جریان هوا که از مراکز پرفشار جنب حاره ای به طرف شمال می وزد ابتدا جهت جنوب غربی و به تدریج با افزایش ارتفاع و تاثیر نیروی کوریولیس جهت غربی پیدا می کند و بادهای غربی را به وجود می آورد. این بادها در بالای جبهه قطبی به علت اختلاف شدید فشار سرعت می گیرند و رودباد جبهه قطبی را به وجود می آورند. این بادهای غربی به شکل موجی حرکت می کنند و علت ایجاد موج در آنها ثابت بودن اصل چرخندگی است.

اصل چرخندگی چیست؟

این اصل که چگونگی تشکیل امواج کوتاه و بلند را تبیین می کند عبارت است از:چرخش بردار سرعت؛یعنی،گردش یک سطح به دور یک محور،مقدار چرخندگی که در جهت محور گردش عمل می کند برابر است با برآیند سرعت زاویه ای. به عبارت دیگر چرخندگی یک توده هوا عبارت است از چرخش آن توده ی هوا به دور محوری عمود بر سطح زمین. این بدین معنی است که یک توده هوا در مدارهای بالاتر از استوا با محور زمین زاویه می سازد و بالاخره در قطب، محور گردش توده هوای مفروض، درست در امتداد محور زمین قرار گرفته و محور گردش توده هوا بر محور گردش زمین منطبق می شود. ولی در استوا هیچ چرخشی به دور زمین نخواهد داشت(منظور توده هوای مفروض که به دور محور یاد شده می چرخد).

اصل چرخندگی چیست؟

اگر جهت گردش توده هوا موافق با جهت گردش محور زمین باشد گردش سیکلونی یا مثبت و در صورتیکه مخالف با جهت گردش محور زمین باشد گردش آنتی سیکلونی یا منفی خواهد بود

چرخندگی خود توده هوا- چرخندگی نسبی

چرخندگی زمین یا عامل کوریولیس$Za=Zr+f(f)$

مجموع این دو چرخندگی را چرخندگی مطلق(Za) توده هوا را تشکیل می دهد.و مقدار آن ثابت است.این دو نیرو در استوا و قطب با متفاوت هستند. مثلادر استوا نیروی کوریولیس برابر صفر است(توده هوا مستقل از محور چرخش زمین می چرخد) و چرخندگی مطلق برابر چرخندگی نسبی (چرخندگی توده هوا) است اما در قطب نیروی کوریولیس افزایش پیدا می کند و برابر چرخندگی مطلق است و چرخندگی نسبی برابر صفر است. مقدار چرخندگی مطلق در حرکت مستقیم ،صفر است و اگر توده هوا از مسیر مستقیم منحرف شود مقدار چرخندگی نسبی به سمت استوا زیاد می شود.

تاثیر ناهمواری ها در بادهای غربی

بادهای غربی به وزش مداری تمایل دارند ولی ناهمواری های بلند مثل کوههای رشوز و شرق آسیا اثر عمده ای بر روی بادهای غربی دارند. به عنوان مثال کوههای رشوز شرح داده می شود. وقتی بادهای غربی به دامنه این کوه ها می رسند از دامنه آن صعود می کنند و هوای بین سطح تراز دامنه ای و تروپوپاوز کاسته شده و این فاصله در واقعه فشرده می شود این فشردگی عمودی در واقع سبب انبساط افقی هوا می شود یعنی افزایش مساحت هوا. پس مقدار Zk(چرخندگی نسبی) کاهش می یابدو به تدریج در بالای کوه گردش آنتی سیکلونی ایجاد می شود. گردش آنتی سیکلونی باعث می شود که توده هوا در دامنه بادپناه به طرف عرض های جغرافیایی پایین جریان یابد و از مسیر مستقیم خارج شود. به تدریج این توده هوا که به طرف عرض های جغرافیایی پایین تر حرکت می کند f کمتر و Zk زیادتر می شود.

تاثیر ناهمواری ها در بادهای غربی

به این ترتیب دو تا منحنی تشکیل می شود که یکی منحنی فرود و دیگری منحنی فراز می باشد. نقطه های که جهت چرخش تغییر پیدا می کند نقطه گشتنگاه یا نقاط علامت چرخش می گویند. تقسیم فراز یا فرود به دو قسمت –منحنی فرود یا فراز– منطقه bd که در آن افزایش چرخندگی، کاهش مساحت توده هوا در سطوح بالای اتمسفر و نوع چرخش از آنتی سیکلونی به سیکلونی تبدیل می شود– منطقه وزش افقی چرخندگی منفی یا آنتی سیکلونی و یا منطقه همگرایی بالایی می نامند. منطقه DH که در آن مقدار Zk کم و چرخندگی منفی زیاد می شود مساحت توده هوا از طریق واگرایی افزایش می یابد– این منطقه را منطقه وزش افقی چرخندگی مثبت یا چرخندی و یا منطقه واگرایی بالایی می نامند

جریان های اقیانوسی

جریان های اقیانوسی و یا دریایی عبارت است از حرکت افقی و مداوم آب سطح اقیانوس در یک جهت معین و عوامل موثر در بوجود آمدن جریان های اقیانوسی عبارتند از:

۱- جریان های هوا در لایه های زیرین جو

۲- اختلاف وزن مخصوص آب

۳- ناهموار های بستر و سواحل اقیانوس ها

جریان های اقیانوسی

مهمترین آن عوامل در سطح جهانی جریانهای هوا در لایه های زیرین جو می باشد به این مفهوم که اگر مهمترین عامل حرکت ابتدایی آب ها را اختلاف وزن مخصوص آنها به حساب بیاوریم باز به محض اینکه آبهای گرم قاره به سمت قطب شروع به حرکت بنمایند تحت تاثیر جریان های هوا قرار گرفته و از مسیر خود منحرف می گردند. وضعیت ناهمواری های اقیانوس ها هم تاثیر محلی داشته و عامل اصلی انحراف جریان های اقیانوسی به اطراف می باشد. عوامل مختلفی در ایجاد جریان ها شرکت دارد، ولی نقش عمده با بادهای غالب است.

رابطه بین حرکت هوا و حرکت آب اقیانوس و انتقال این حرکت به اعماق اقیانوس بر اساس اثر اکمن است. حرکت آبها در جهت سمت راست جریان هوا صورت می گیرد. زاویه بین جریان اقیانوسی با جریان هوا حدود ۴۵ درجه است(جریان)

گردش هوا در مقیاس های منطقه و محلی

علاوه بر گردش عمومی هوا اتمسفر زمیت در مقیاس های کوچکتر نیز دارای سیستم های گردشی خاصی است. هرچند که این سیستم ها منتج از وضعیت گردش عمومی هوا هستند ولی هر کدام دارای ویژگی های معینی هستند که باید جداگانه مورد بررسی قرار گیرند. معروفترین سیستم گردش منطقه ای هوا، سیستم گردش موسمی است.

سیستم های گردش محلی هوا مقیاسی کوچکتر از سیستم های منطقه ای دارند که مهم ترین آنها نسیم های دریا، کوه و بادهای محلی می توان نام برد که بر اثر تغییرات فشار در مقیاس کوچک ایجاد می شوند

سیستم گردش موسمی:

در بعضی نقاط سطح زمین تغییرات فصلی گردش عمومی هوا چشمگیر است و با نقاط دیگر تفاوت بسیار دارد. در فصل تابستان بر اثر عقب نشینی بادهای غربی مرکز پرفشار جنب حاره ای به طرف شمال حرکت کرده و در پی آن بادهای بسامان و کمربند همگرایی حاره ای به طرف شمال نقل مکان می کنند. این تغییر مکان طوری است که در جنوب شرقی آسیا شرایط ویژه ای را به وجود می آورد.علاوه بر این به خاطر شرایط خاص جغرافیایی وجود رشته کوه عظیم هیمالیا در امتداد مداری و همجواری خشکی وسیع با آبهای گسترده اقیانوس های کبیر و هند، یک رژیم خاص در این منطقه به وجود می آورد.(ITCZ)

معیارهای برقراری گردش موسمی:

۱- جهت باد غالب بین دی ماه و تیرماه حداقل ۱۲۰ درجه تغییر کند

۲- درصد فراوانی باد غالب در هر کدام از این ماه بیش از ۴۰درصد باشد

۳- سرعت متوسط باد غالب در هیچ کدام از این ماهها بیش از ۳ متر در ثانیه نباشد

محدوده آن:

قلمروی استیلای رژیم موسمی منطقه گسترده ای است که از دریای عرب تا جنوب ژاپن را در امتداد سواحل جنوبی و شرقی در جنوب رشته کوه هیمالیل در بر می گیرد

تبیین سیستم گردش موسمی:

در گذشته سیستم موسمی را به خاطر مجاورت خشکی بزرگ شبه قاره هند با اقیانوس هند اینطور تحلیل می شد که در فصل زمستان به خاطر سرمای زیاد خشکی هند این منطقه مرکز فرابار و اقیانوس هند به خاطر گرمای بیشتر نسبت به خشکی مرکز فروبار شده در نتیجه جریان سرد و خشک از خشکی به دریا برقرار می شود این وضعیت در فصل تابستان برعکس می شود یعنی: دریا مرکز فرابار و خشکی مرکز فروبار و باد از دریا به خشکی برقرار می شود.اساس چنین مدل ساده ای نسیم دریا و خشکی است که امروزه این مدل به دلایل زیر رد شده است:

تبیین سیستم گردش موسمی:

۱- بر اساس این مدل بارش در سواحل شرقی و غربی شبه قاره هند باید یکسان باشد. اما در عمل بارش در سواحل غربی چندین برابر سواحل شرقی است.

۲- نسیم دریا محدود به ساحل است و حداکثر آن ۶۰ کیلومتر به داخل خشکی است در حالیکه بارش های موسمی تا جنوب تبت ادامه دارد.

۳- ضخامت نسیم دریا از ۱۰۰۰متر تجاوز نمی کند در حالیکه ضخامت هوای موسمی به ۶ کیلومتر هم می رسد.

۴- نسیم دریا در فصل گرم اتفاق می افتد اما گرم ترین دوره سال هندوستان که بهار است باران های موسمی هنوز شروع نشده است.

بادهای محلی

به بادهایی گفته می شود که در بعضی از مناطق سطح زمین با تناوب منظمی می وزند. حوضه گسترش این بادها محدود بوده و به همین خاطر دارای اسامی محلی می باشند. مهم ترین این بادها عبارتند از:

۱- نسیم دریا و خشکی

۲- نسیم کوه و دره

۳- پدیده گرمباد، فون یا چینوک

۴- باد ۱۲۰ روزه سیستان