www.salampnu.com

سایت مرجع دانشجوی پیام نور

- ✓ نمونه سوالات پیام نور : بیش از ۱۱۰ هزار نمونه سوال همراه با پاسخنامه تستی و تشریحی
- ✓ کتاب ، جزوه و خلاصه دروس
- ✓ برنامه امتحانات
- ✓ منابع و لیست دروس هر ترم
- ✓ دانلود کاملا رایگان بیش از ۱۴۰ هزار فایل مختص دانشجویان پیام نور

www.salampnu.com

هوا و اقلیم شناسی

رشته: اقتصاد کشاورزی

4 واحد درسی

منبع درس: کتاب هوا و اقلیم شناسی

مولف: دکتر فرید اجلالی

تهیه کننده اسلایدهای آموزشی

دکتر غلامرضا یاوری

عضو علمی گروه اقتصاد کشاورزی دانشگاه پیام نور

جایگاه درس

- درس هوا و اقلیم شناسی به ارزش 4 واحد جزء دروس اصلی رشته اقصاد کشاورزی در مقطع کارشناسی میباشد.

هدف کلی درس

- هدفهای ارائه این درس به دانشجویان رشته اقتصاد کشاورزی عبارتند از:

1. شناخت ساختار اتمسفر زمین.
2. شناخت عواملی مانند تابش خورشید، رطوبت، فشار، دما که باعث تغییرات جوی می‌شوند.
3. شناخت توده‌ها و جبهه‌های هوا و تقسیم بندی آنها.
4. شناخت اقلیم‌های مختلف و روش طبقه‌بندی آنها.

فهرست درس

- فصل اول- کلیات
- فصل دوم- ساختار اتمسفر
- فصل سوم- تابش
- فصل چهارم- دمای هوا و خاك
- فصل پنجم- رطوبت
- فصل ششم- فشار
- فصل هفتم- باد
- فصل هشتم- توده‌های هوا و جبهه‌ها
- فصل نهم- ابرها و بارندگی
- فصل دهم- تبخیر و تبخیر-تعرق
- فصل یازدهم- طبقه‌بندی‌های اقلیمی

فصل اول

کلیات

مقدمه

- داشتن اطلاعاتی در مورد بخشهای مختلف این کره خاکی برای هرکس امری ضروری است و با داشتن این اطلاعات ، حداکثر تلاش خود را برای استفاده از این منابع خدادادی به کار برد. کره ایی که در آن زندگی می کنیم از سه بخش اتمسفر، لیتوسفرو هیدرو سفر تشکیل شده است . آنچه که دراین کتاب مورد بررسی قرارمی گیرد ، بخشی از دانشی است که به اتمسفر زمین و تغییراتی که درآن بوجود می آید، می پردازد.

- پوشش گازی شکلی که اطراف کره زمین را احاطه کرده است را اتمسفر یا نیوار می گویند.

دانش مطالعه پدیده‌های نیواری را هواشناسی می نامند .

اقسام متئورهای هواشناسی

1. **متئورهای آبگین:** این گروه متئورها ، از ذرات آب تشکیل شده اند که ممکن است از سطح آب ، خاك ویا گیاهان ، تحت تاثیر نیروی باد وانرژی حاصل از تابش خورشیدی ، وارد آسمان شوند. مانند باران، برف ، تگرگ و ...
2. **متئورهای خاکی:** اینها از مورد جامدی که از سطح خاك کنده شده و وارد اتمسفر می شوند، تشکیل یافته اند. مثل گرد وخاك ، ذرات شن ، گرده‌های گیاهی و ...
3. **متئورهای نوری:** این گروه متئورها برا ثر شکست ، انعکاس ، پخش وانتشار امواج نورانی در اتمسفر زمین ایجاد می شوند. مانند رعد و برق و شفقهای قطبی

دیده‌بانی هواشناسی

- مجموعه عملیاتی که به منظور بدست آوردن اطلاعاتی راجع به اتمسفر در یك زمان خاص و دریك مکان خاص صورت می گیرد، دیده‌بانی هواشناسی می‌گویند.
- این دیده بانی شامل اندازه گیری های مربوط به دما ، رطوبت ، فشار ، سرعت و جهت باد، شدت و مدت تابش و... می باشد.

اقسام دیده‌بانهای هواشناسی عبارتند از:

1. دیده‌بانهای مربوط به سطح
2. دیده‌بانهای جو بالا که به لایه های بالایی اتمسفر مربوط می شوند .

مکانهای دیدبانی

- محلی که دیده‌بانیهای هواشناسی در آن انجام می گیرد، ایستگاه هواشناسی می گویند.
- در یك ایستگاه هواشناسی ، ادوات اندازه گیری عوامل و عناصر جویی نصب شده اند.

انواع ایستگاههای هواشناسی عبارتند از :

1. **ایستگاههای بارانی سنجی**: در آنها فقط ریزشهای جوی اعم از باران و برف اندازه گیری میشود.
2. **ایستگاههای کلیما تولوژی**: دراین ایستگاهها عوامل جوی نظیر بارندگی ، دمای هوا ، دمای خاك ، رطوبت جوی ، تبخیر ، جهت و سرعت باد، مقدار ابر و وضع هوا اندازه گیری می‌شوند.

3- ایستگاههای سینوپتیك: در این ایستگاهها علاوه بر اندازه گیریهای مذکور، فشار هوا و جهت حرکت ابرها نیز اندازه گیری می‌شوند.

4- ایستگاههای جو بالا: دراین ایستگاهها ، اندازه گیری های مربوط به ایستگاههای سینوتپیك و نیز فشار ، دما، رطوبت ، جهت وسرعت باد در ارتفاعات مختلف اندازه گیری می شود.

5- ایستگاههای هواشناسی کشاورزی: دراین ایستگاهها علاوه بر دیده‌بانیهای معمولی، دیده‌بانیهای فنولوژی واندازه گیری عواملی که در تخمین نیاز آبی گیاهان و تبادل بخار آب ، CO_2 و سایر عوامل مؤثردر رشد گیاهان ، انجام می‌گیرد.

مخابره اطلاعات حاصل از دیده بانی

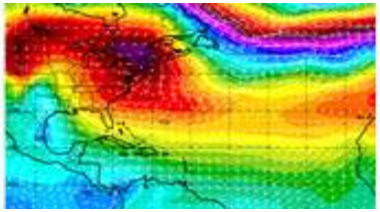
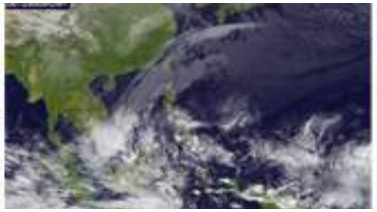
- در ایستگاههای ذکر شده اطلاعات بمنظور مخابره شدن بایستی به صورت کد در آیند و سپس به صورت کدهای مخصوص به مرکز مخابره شوند. برای هر ایستگاه یك شماره منطقه و یك شماره ایستگاه داریم که مشخص کننده موقعیت ایستگاه در سطح جهانی است .

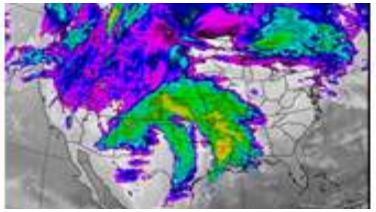
پناهگاه های هواشناسی

- برخی از ادوات مورد استفاده بمنظور سنجش عناصر جوی، نسبت به یکسری عوامل نظیر باد ، تابش مستقیم و ... حساس هستند. از این جهت ، آنها را داخل جعبه ای به نام پناهگاه هواشناسی قرار میدهند .

مشخصات پناهگاه های هواشناسی

- این پناهگاهها در حالت استاندارد، به شکل مکعبی به طول 70 ، عرض 40 و ارتفاع 55 هستند. معمولا کف آنها را دو جداره می سازند تا تاثیر زمینتاب بر روی ادوات اندازه گیری به حداقل برسد و دیواره های آنها را به شکل کرکره ای و طوری می سازند که اولا تشعشع مستقیم وارد آنها نشود و ثانیا هوا به راحتی به پناهگاه وارد و از آن خارج شود. این کرکره ها به صورت تعدادی عدد 8 هستند که روی هم قرار می گیرند . در برخی مناطق قسمت بالایی پناهگاه را نیز دو جداره می سازند. ارتفاع این پناهگا ه ها از سطح زمین بین 200- 125 سانتی متر است.



تصویر یک پناهگاه هواشناسی

رشته های مختلف هواشناسی

1- هواشناسی دینامیك

- این علم حرکتهای جو را در جهات افقی و عمودی و عوامل بوجود آورنده آنها را مورد بررسی قرار می دهد.

2- هواشناسی سینوپتیك

- هواشناسی سینوپتیکی دانشی است که قوانین حاکم بر فرایندهای جوی و تغییرات آن را به منظور پیش بینی وضع هوا، مطالعه می نماید.

3- اقلیم شناسی

- این علم به بررسی شرایط متوسط عوامل جوی در یک منطقه و تعیین اقلیم آن منطقه می پردازد و تابع مکان بوده وبستگی خاصی به زمان ندارد.

4- خرد اقلیم شناسی

- این علم به مطالعات جوی در مقیاسهای کوچک و در نزدیکی سطح زمین می پردازد.

5- آلودگی هوا

- این علم به مطالعه واکنشهای هوا ومواد آلودکننده واثرات آلودگیها بر روی محیط زیست و موجودات زنده موجود در آن می پردازد.

6- هواشناسی کشاورزی

- این علم ارتباط پارامترهای هواشناسی با تولید محصولات کشاورزی را مورد بحث و بررسی قرار می دهد. به کمك این شاخه از هواشناسی می‌توان اقلیم های مناسب برای کشت گیاهان را پیشنهاد نمود.

- علاوه بر شاخه هایی که ذکر گردیده است شاخه هایی دیگری از هواشناسی نیز وجود دارد که مهمترین آنها عبارتند از :
- **هیدرومتئورولوژی** این علم به بررسی ارتباط بین هواشناسی و هیدرولوژی می پردازد.
- **هواشناسی آئرونوتیك** (ناوبری هوایی)
- **مهندسی ابزار هواشناسی** که در رابطه با ساخت و استفاده از وسایل مورد استفاده در دیده بانیها و سایر وسایل مورد استفاده در اندازه گیری های جوی می باشد .

اهمیت کاربرد علم هواشناسی در کشاورزی عبارتند از:

1- شرایط آب و هوایی اعم از نور ، حرارت و رطوبت و بارندگی تعیین کننده محصولاتی هستند که قابل کشت در یك ناحیه می باشند.

2- انتشار بیماریهای گیاهی و آفات و علفهای هرز تابع شرایط آب و هوایی است و کنترل آنها نیازمند کنترل شرایط آب وهوایی و یا تطبیق مراحل رشد با شرایط مناسب آب وهوایی است .

3- وقوع پدیده‌های زیانبخش جوی مثل یخبندانها و سرماهای زود رس پاییزه و دیررس بهاره ، تگرگ ، سیل و خشکسالی و ... که مبارزه با آنها مستلزم شناخت شرایط و پیش بینی آب و هوایی است .

4- به کمك علم هواشناسی کشاورزی می توان میزان تولید محصولات زراعی را تخمین زده و در صورت کمبود، نسبت به وارد کردن آنها از کشورهای دیگر اقدام کرد.

فصل دوم

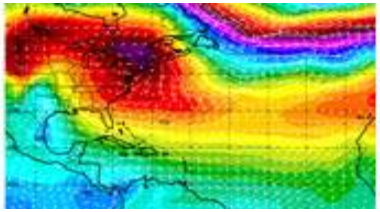
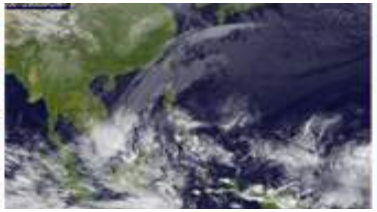
ساختار اتمسفر

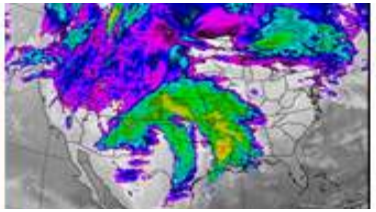
مقدمه

- اتمسفر زمین مخلوطی از گازهای مختلف است که دور تا دور کرهٔ زمین را فراگرفته‌اند و نمی‌توان ارتفاع ثابتی برای آنها درنظر گرفت. عمدتاً تمرکز گازهای اتمسفری در 100 کیلومتر اولیه زمین می‌باشد و مجموعه وقایعی که در این لایه رخ می‌دهد از اهمیت بالایی برخوردار است.

به طور کلی اتمسفر زمین را می‌توان از سه دیدگاه طبقه‌بندی نمود:

1. تقسیم‌بندی از دیدگاه ترکیبات گازی اتمسفری
2. تقسیم‌بندی از دیدگاه ساختمان حرارتی جو
3. تقسیم‌بندی از دیدگاه پدیده‌های یونیزاسیون



1- تقسیم‌بندی اتمسفر از دیدگاه ترکیبات گازی اتمسفر

در حالت کلی اتمسفر زمین را از دیدگاه ساختمان گازی آن می‌توان به دو بخش تقسیم نمود:

الف) جو همگن (Hemosphere)

- بخشی از پوشش گازی اتمسفر است که در آن نسبت اختلاط گازهای اتمسفری جز در موارد خاص، ثابت می‌باشد. این بخش از اتمسفر تا ارتفاع تقریبی 80 کیلومتری از سطح را شامل می‌شود.

ب) جو ناهمگن (Heterosphere)

- این لایه در ارتفاعات بالاتر از 80 کیلومتری قرار دارد و ویژگی بارز آن این است که در آن اختلاط گازهای اتمسفری به خوبی صورت نمی‌گیرد. در این لایه عموماً ملکولهای گازهای مختلف در اثر تشعشعات خورشیدی تجزیه شده و به اتمهای تشکیل دهندهٔ آنها تبدیل می‌شوند. اتمهای سنگین‌تر تحت تأثیر نیروی جاذبهٔ زمین، در قسمتهای پائینی این لایه قرار می‌گیرند.

این جدول متوسط ترکیبات اتمسفری را در هوای خشک تا ارتفاع 25 کیلومتری نشان می‌دهد.

ترکیبات اتمسفری	درصدی از حجم هوا که توسط اینها اشغال شده	وزن ملکولی
نیتروژن(N_2)	087/78	02/18
اکسیژن(O_2)	949/20	00/32
آرگون(Ar)	93/0	88/39
دی‌اکسیدکربن(Co_2)	03/0 (متغیر)	00/44
نئون(Ne)	0018/0	18/20
هلیم(He)	00052/0	00/4
ازن(O_3)	00006/0	00/48
هیدروژن(H)	00005/0	02/2
کریپتون	ناچیز	—
گزنون	ناچیز	—
متان	ناچیز	—

تغییرات گازهای اتمسفری با ارتفاع

- انتظار می‌رود که گازهای سبك (مخصوصاً هیدروژن و هلیم) در لایه‌های بالایی اتمسفر فراوان‌تر از لایه‌های پائین‌تر باشند اما اختلاط آشفته اتمسفری در مقیاس بزرگ (جهانی)، مانع از این پدیده می‌شود.

- این شکل تغییرات ازن با ارتفاع را نشان می‌دهد.
- از روی شکل می‌توان ناحیه‌ای را که در آن میزان ازن حداکثر مقدار را دارد پیدا کرد.

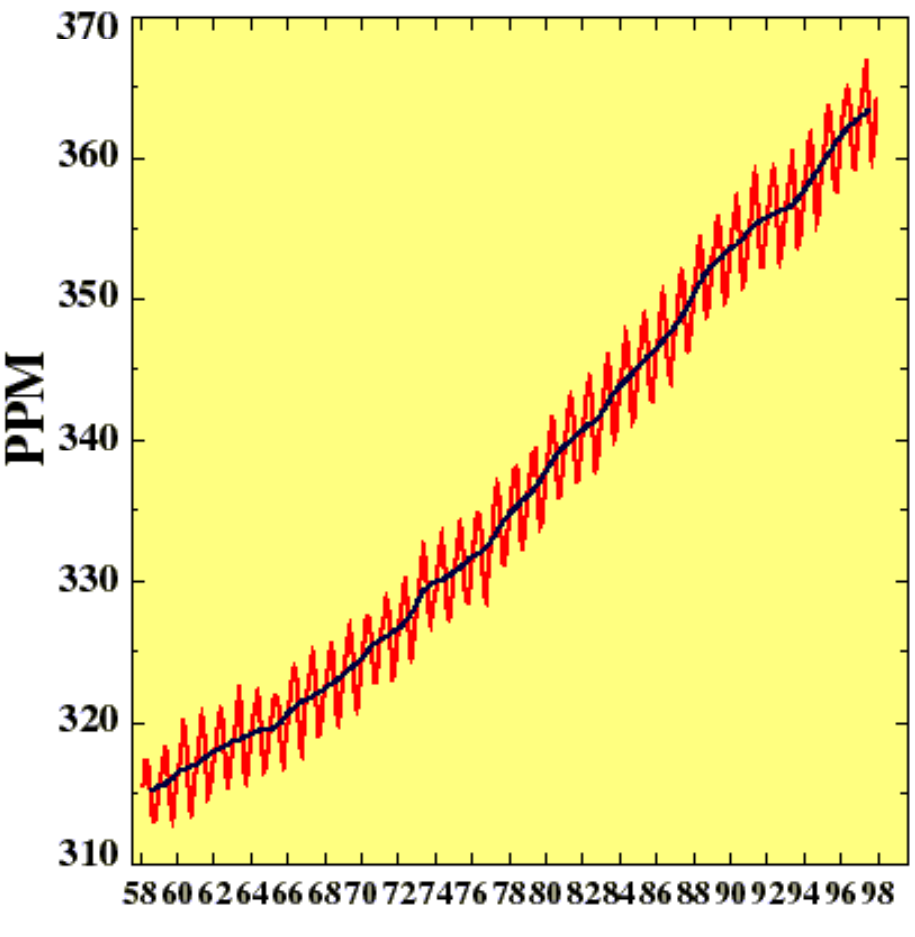
تغییرات گازها نسبت به زمان

- تحقیقاتی که در زمینهٔ گازهای گلخانه‌ای انجام شده است، نشان می‌دهند که میزان این گازها از زمانیکه انقلابات صنعتی آغاز شده‌اند، افزایش پیدا کرده است.

احتراقات ناشی از سوختهای فسیلی

یکی از مهمترین منابع افزایش

غلظت این گازها به شمار می‌رود.



یکی از گازهایی که تغییرات آن با زمان مورد بررسی قرار گرفته است، گاز دی‌اکسیدکربن است. اگر منحنی تغییرات دی‌اکسیدکربن را نسبت به زمان ترسیم نمائیم شکلی مانند شکل روبرو به دست می‌آید.

- تخمین زده می‌شود که یک درصد کاهش غلظت ازن استراتسفری، می‌تواند باعث افزایش تشعشعات ماوراء بنفش خورشیدی به میزان 2 درصد گردد که یکی از نتایج افزایش این تشعشعات، افزایش سرطان‌های پوستی برای انسان‌ها خواهد بود.

تغییرات گازهای اتمسفری با عرض جغرافیایی و فصل

- این تغییرات مخصوصاً در مورد ازن و بخار آب از اهمیت بیشتری برخوردار است.
- در مورد ازن، مقدار آن در عرض‌های استوایی و در عرض‌های بالاتر از 50 درجه شمالی (مخصوصاً در بهار) زیاد است.
- تغییرات میزان بخار آب اتمسفری وابسته به دمای هوا است. میزان بخار آب در عرض‌های جغرافیایی پائین و در فصل تابستان زیادتر از بقیه نواحی است. غلظت این گاز در زمستان‌ها به علت پائین بودن دما و کم بودن ظرفیت پذیرش رطوبتی هوا، پائین است.

ناخالصی‌های هوا

- ناخالصی‌های هوا شامل ناخالصی‌های جامد و گازی شکل هستند که در اتمسفر زمین پراکنده شده‌اند.
- از مهمترین این ناخالصی‌ها می‌توان ذرات گرد و غبار که توسط عمل مکانیکی باد از سطح زمین کنده شده و به فضا انتقال می‌یابند، ذرات ناشی از فعالیت‌های آتشفشانی، ذرات ریز نمك که عمدتاً از قطرات ریز آبی که در اثر طوفان‌ها از آب دریا جدا شده و به اتمسفر پیوسته‌اند و دانه‌های گردهٔ گیاهی که توسط باد در اتمسفر پراکنده می‌شوند، نام برد.

این ذرات دارای ابعاد مختلفی هستند و می‌توان آنها را از لحاظ اندازه در سه گروه جای داد:

الف) هسته‌های کوچك با قطر کمتر از 1/0 میکرون،

ب) هسته‌های بزرگ با قطر 1/0 تا 1 میکرون

ج) ابرهسته‌ها با قطر بزرگتر از یك میکرون که فعالیت‌های صنعتی عامل اصلی تولید و پراکنده شدن آنها می‌باشد.

تعداد ناخالصی‌های هوا با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد.

- این کاهش تعداد ذرات به صورت نمایی است و از قانون زیر طبعیت می‌کند:

$$N = N_0 \, e^{-\frac{Z}{1/4}}$$

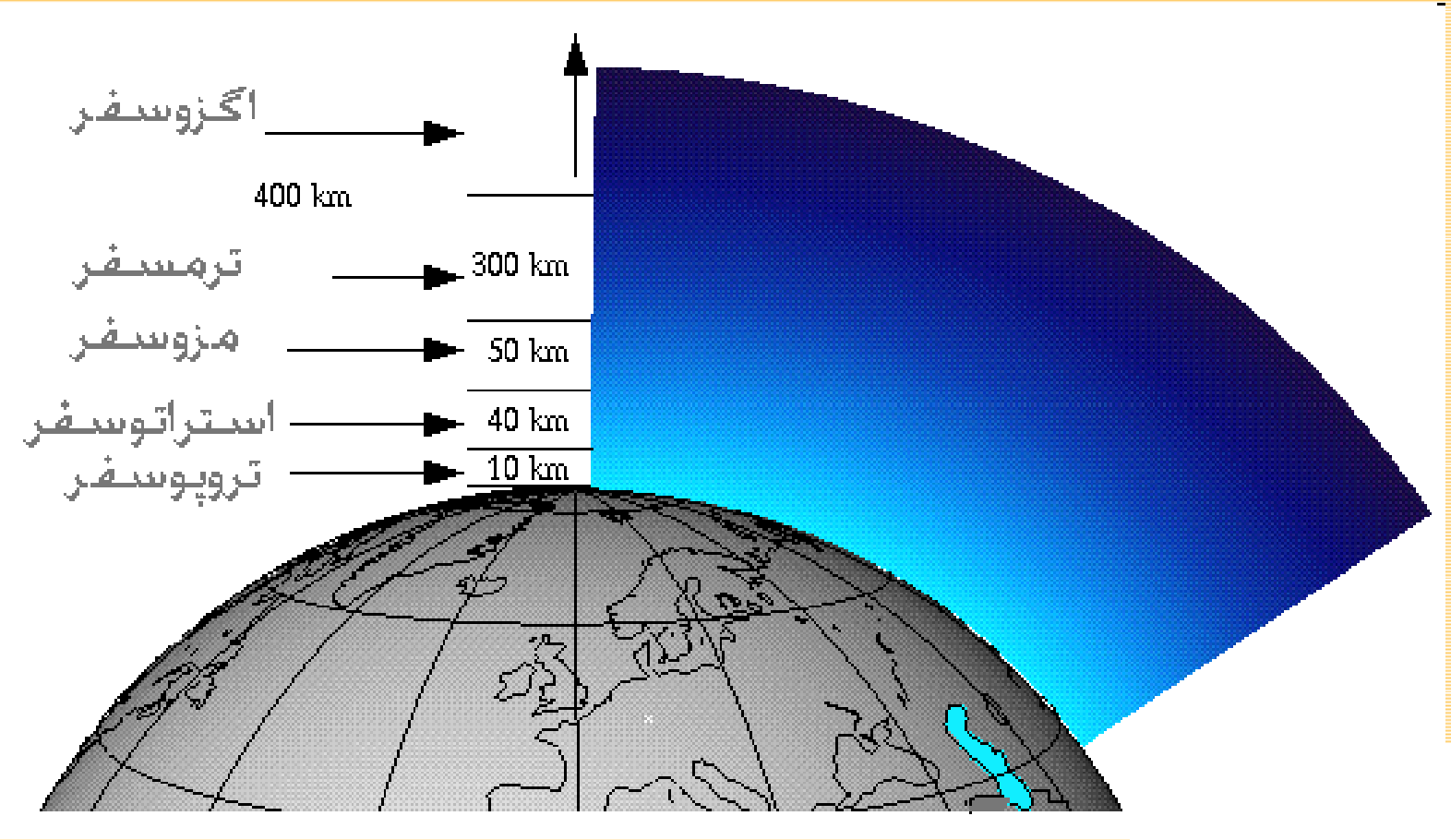
در این معادله،

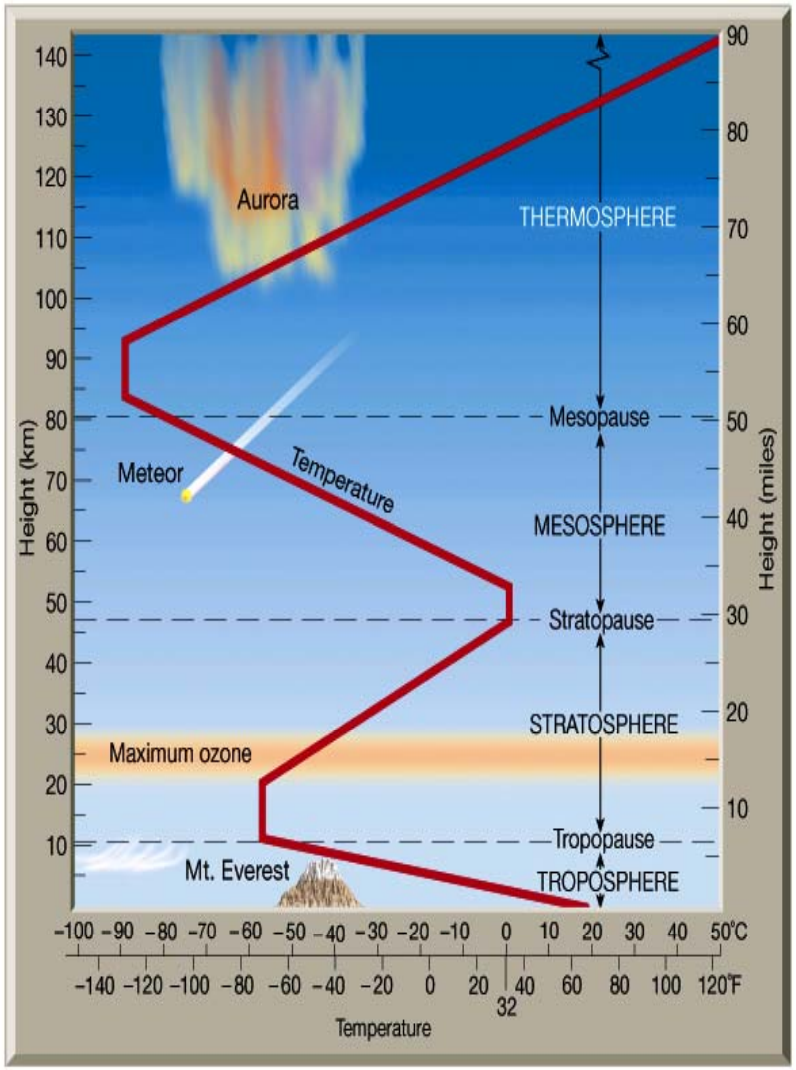
- Z: ارتفاعی که می‌خواهیم تعداد ذرات را در آن ارتفاع برآورد کنیم.
- N_0 : تعداد ناخالصی‌ها در واحد حجم هوا در سطح زمین.
- N : تعداد ناخالصی‌های موجود در واحد حجم هوا در ارتفاع Z .

به این ترتیب با داشتن میزان ناخالصی‌ها در سطح زمین، می‌توان مقدار آنها را در هر ارتفاعی بدست آورد.

2- تقسیم بندی از دیدگاه ساختار حرارتی اتمسفر

- تشعشعات ورودی از جانب خورشید نقش بسیار مهمی در دمای لایه‌های مختلف جو دارند. در سال 1962 سازمان جهانی هواشناسی (WMO) اتمسفر زمین را بر اساس ساختمان حرارتی آن به چهار لایة اصلی تقسیم‌بندی نمود که این لایه‌ها شامل تروپوسفر، استراتسفر، مزوسفر و ترموسفر هستند.


اگزوسفر
400 km
ترمسفر
300 km
مزوسفر
50 km
استراتوسفر
40 km
تروپوسفر
10 km



- این شکل تقسیم‌بندی حرارتی جو و همچنین نحوة تغییرات دما در هر یک از لایه‌های مذکور را نشان می‌دهد.

تروپوسفر (Troposphere)

- پائین‌ترین لایهٔ اتمسفر از نظر حرارتی، تروپسفر است. عمدهٔ پدیده‌های هواشناسی که از بسیاری جهات حائز اهمیت است، در همین لایه رخ می‌دهد. از مهمترین پدیده‌های این لایه می‌توان ابرها، باران، برف، رعد و برق و ... را نام برد که در این لایه تشکیل می‌شوند.
- در حالت کلی ضخامت تروپوسفر را 11 تا 12 کیلومتر در نظرمی‌گیرند.

لایه تروپسفر به دو قسمت تقسیم می‌شود:

الف) لایة با تغییرات نامنظم: این لایه تا ارتفاع 2 کیلومتری را شامل می‌شود و به شدت تحت تأثیر پدیده‌های سطحی می‌باشد. در این لایه تغییرات دما با ارتفاع ثابت نبوده و متغیر است. گرادیان قائم دما در این لایه عدد ثابتی نمی‌باشد و متغیر است.

ب) لایه با تغییرات منظم: این لایه از بالای لایة نامنظم تا ارتفاع حدود 12 کیلومتری را شامل می‌شود و از خصوصیات آن، این است که که گرادیان قائم دما با ارتفاع، ثابت است.

استراتسفر (Stratosphere)

- لایه دوم اتمسفر که در بالای تروپوپاز قرار گرفته است، استراتسفر نام دارد و به طور متوسط تا ارتفاع 50 کیلومتری از سطح دریاها را شامل می‌شود.
- به طور کلی در لایة استراتسفر ابر قابل توجهی ندارد.
- یکی دیگر از ویژگی‌های بارز استراتسفر، تمرکز مقدار زیادی ازن در آن می‌باشد که در ارتفاع 16 تا 30 کیلومتری تجمع یافته‌اند.

برخی از دانشمندان این لایه را به سه بخش تقسیم نموده‌اند:

الف) استراتسفر پائین: این لایه از سطح تروپوپاز تا ارتفاع 20 کیلومتری را شامل می‌شود. در این لایه معمولاً دمای هوا با افزایش ارتفاع تغییری نمی‌کند و ثابت می‌ماند.

ب) استراتسفر میانی: از سطح بالای استراتسفر پائین تا ارتفاع 30 کیلومتری را استراتسفر میانی می‌نامند. در این لایه با افزایش ارتفاع، دما افزایش می‌یابد.

ج) استراتسفر فوقانی: از ارتفاع 30 کیلومتری تا ارتفاع 50 کیلومتری را استراتسفر فوقانی می‌نامند در این لایه نیز با افزایش ارتفاع، دما افزایش پیدا می‌کند اما روند این افزایش نسبت به لایهٔ قبلی بسیار شدیدتر است.

مزوسفر (Mesosphere)

- این لایه از ارتفاع متوسط 50 کیلومتری شروع شده و تا ارتفاع 85 کیلومتری ادامه دارد.
- از مشخصات بارز این لایه می‌توان کاهش دما با ارتفاع را نام برد. آهنگ کاهش دما در این لایه حدود 3 درجه در هر کیلومتر ارتفاعی است.
- از دیگر مشخصات این لایه، وزش بادهای با سرعت بسیار بالا است که گاهاً سرعت آنها به 700 کیلومتر بر ساعت و بالاتر، می‌رسد. میزان بخار آب موجود در این لایه بسیار کم بوده و اگر هم بخار آبی وجود داشته باشد به خاطر دمای بسیار پائین این لایه به صورت کریستالهای یخی درمی‌آید.

ترموسفر (Thermosphere)

- در این لایه، با افزایش ارتفاع، افزایش دما را شاهد هستیم. شفق‌های قطبی و ابرهای نوکتولوسنت (Noctilucent) در این لایه تشکیل می‌شوند.
- اصطلاح ترموسفر به خاطر دمای بسیار بالای این لایه به آن اطلاق شده است. دما در این لایه گاهاً به 1500 درجه کلوین می‌رسد (از نظر تئوری).
- در این لایه ملکول‌های بسیاری از گازها به اتم‌هایشان تجزیه می‌شوند. این کار توسط اشعه ماوراء بنفش و اشعه ایکس صورت می‌گیرد.

3- تقسیم‌بندی از دیدگاه پدیده‌های یونیزاسیون

- آن بخش از اتمسفر فوقانی که حاوی مقادیر زیادی ذرات باردار است، یونسفر نامیده می‌شود.
- این لایه از ارتفاع 60 کیلومتر به بالاتر را شامل می‌شود. این لایه در اثر فرایندهای یونیزاسیون ملکول‌ها و اتم‌های گازها توسط پرتوهای پرانرژی خورشیدی، شکل می‌گیرد. این پرتوها باعث شکسته شدن اتم‌ها و ملکول‌های گازهای مختلف به الکترون‌ها و پروتون‌ها می‌شود. از جملهٔ مهمترین ویژگی‌های این لایه می‌توان قابلیت بسیار بالای انعکاس امواج راداری و رادیوئی این لایه را نام برد.

لایه یونیسفراز زیربخشهایی به صورت زیر تشکیل شده است:

- لایه D: این لایه از ارتفاع 65 کیلومتری تا 80 کیلومتری را شامل می‌شود و از تجمع الکترونها و پروتون‌های حاصل از یونیزاسیون گاز ازت تشکیل می‌گردد.
- لایه E: این لایه در ارتفاع تقریبی 110 کیلومتری تشکیل می‌گردد و علت تشکیل آن، یونیزاسیون ملکول‌های اکسیژن است.
- لایه F: این لایه در ارتفاع 200 تا 400 کیلومتری، بر اثر یونیزاسیون اتم‌های اکسیژن به وسیلهٔ پرتوهای ماوراء بنفش خورشیدی، ایجاد می‌شود.

فصل سوم

تابش

تابشهای خورشیدی

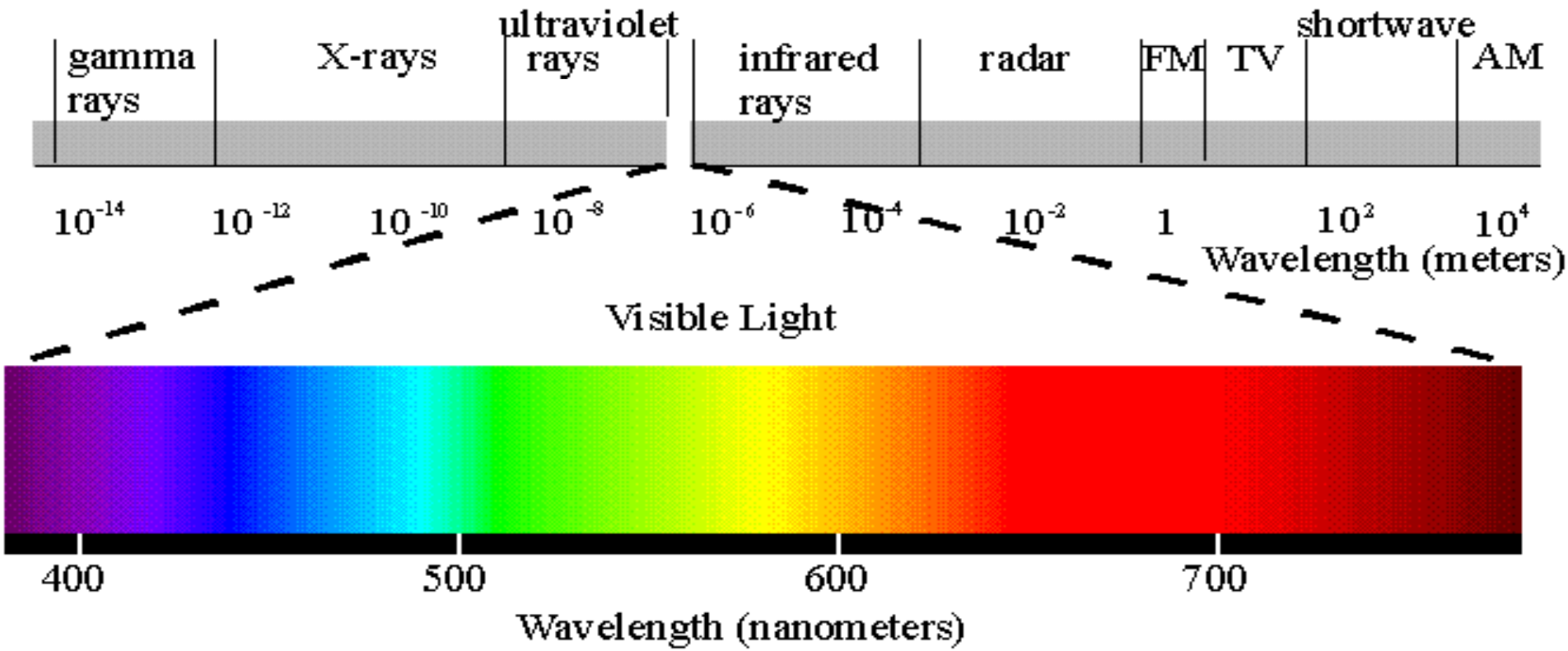
- منبع اولیه انرژی که وارد زمین و اتمسفر آن می شود از خورشید است که به طور مستمر با تشعشع امواج الکترومغناطیس می درخشد و انرژی زیادی را وارد فضا می‌کند. این انتشار پایدار انرژی توسط خورشید بسیار مهم است زیرا که قسمت اعظم انرژی مورد نیاز زمین را تامین می کند به استثنای مقدار بسیار کمی که توسط تجزیه عناصر رادیواکتیو آزاد می شود.

طول موج تابشهای الکترو مغناطیس از رابطه زیر به دست می آید :

$$\lambda = \frac{c}{T}$$

- در این معادله
- T عبارت است از تواتر یا تعداد نوسانات بر ثانیه
- λ: طول موج که بنا به تعریف عبارت است ازکوتاه ترین فاصله بین دونقطه مشابه متوالی در یك سلسله امواج (بر حسب cm)
- C: سرعت حرکت نور می باشدکه مقدار آن برابر است با :

$$C = ۳ \times ۱۰^{۱۰}\ cm / s$$



خورشید با طول موجهای مختلفی ، امواج الکترومغناطیسی را به طرف زمین و فضا گسیل می‌کند که درآن ، انواع طول موجها (طول موجهای بسیار کوتاه مثل اشعه ایکس و گاما تا طول موجهای بسیار بلند مثل امواج الکتریکی) را شامل می شود.

به طور کلی تابش خورشیدی به هفت گروه، دسته بندی شده است که این گروهها در این جدول آمده اند .

نوع تابش	دامنه تغییرات تواتر(سیکل بر ثانیه)	دامنه تغییرات طول موج(cm)
امواج الکتریکی	10^{4}- 0	› $3*10^{6}$
امواج رادیویی	10^{11}- 10^{4}	3/0 - $3*10^{6}$
زیر قرمز	$4*10^{14}$ - 10^{11}	$6/7 * 10^{-5}$ - 3/0
مرئی	$5/7*10^{14}$ - $4*10^{14}$	$4* 10^{-15}$ - $6/7* 10^{-15}$
بالای بنفش	$3*10^{18}$ - $5/7*10^{14}$	10^{-8} - $4* 10^{4}$
اشعه ایکس	$3*10^{22}$ - $3*10^{14}$	10^{-12} - 10^{-6}
اشعه گاما	$3*10^{21}$ - $3*10^{18}$	10^{-11} - 10^{-8}

- بخش مرئی تابشهای خورشیدی که به رنگ سفید دیده می شود طیف کوچکی از تابشهای خورشیدی است که خود از چندین رنگ تشکیل شده است.

- مقدار انرژی دریافتی از خورشید توسط زمین ، در لحظه ای که تبادلی با اتمسفر ندارد تحت تاثیر چهارعامل می باشد که عبارتند:

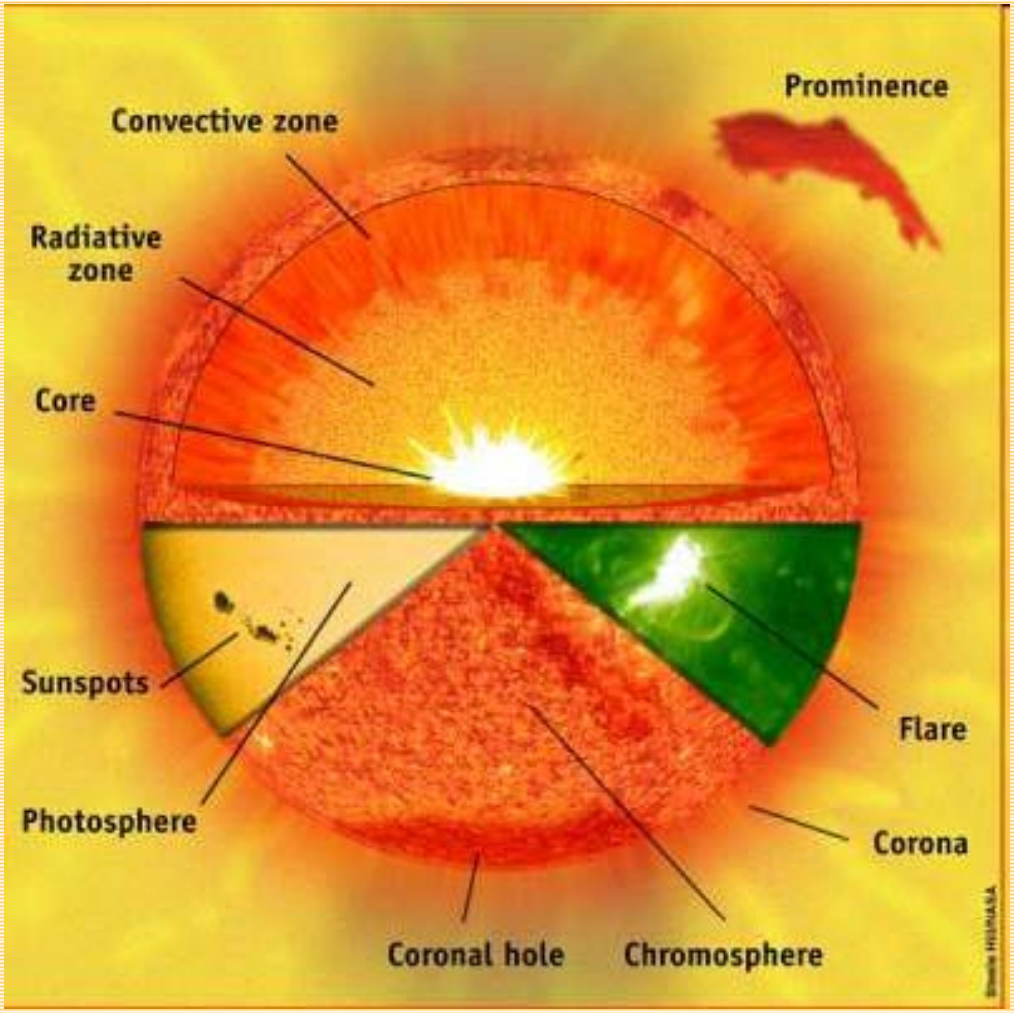
1. **انرژی خروجی**
2. **فاصله زمین تا خورشید**
3. **ارتفاع خورشیدی**
4. **طول روز**

انرژی خروجی

- انـرژی خورشـیدی از مجموعـه فعالیتهـای کـه در هسـته داغ خورشید انجام می گیرد سرچشمه گرفته وبه سطح خورشید انتقال داده می شود که این عمل توسط تابش و کنوکسیون هیدروژنی انجام می گیرد.
- دمای هسته خورشید حدود $16 * 106^{o}K$ می‌باشد.
- تابشهای قابل دید خورشیدی (طیف مرئی) از لایه بیرونی خورشید که فتوسفر نامیده می شود و دارای دمای $6000^{o}K$ است ، ساطع می شود .

لایه های تشکیل دهنده خورشید عبارتند از

- **هسته مرکزی** که قسمت اعظم خورشید را شامل بوده و تمامی جرم خورشید را در بر می گیرد.
- **فتوسفر (شید سپهر)** لایه نیمه مایع نازکی به ضخامت 200-100 کیلو متر که تابش های خورشیدی از همین لایه به زمین میرسد .
- **لایه برگردان** ضخامت آن چند صد کیلومتر است که از بخار تشکیل شده است .
- **کروموسفر (فام سپهر)** لایه قرمز رنگی است که جو خورشید را تشکیل می‌دهد.
- **تاج یا خرمن خورشیدی** لایه سفید رنگی که آخرین لایه ای است که بالای خورشید است و شکل ظاهری آن تابع فعالیتهای سطح خورشید می باشد.


Prominence
Convective zone
Radiative zone
Core
Sunspots
Photosphere
Flare
Corona
Coronal hole
Chromosphere

- در خورشید جریانی از گازهای داغ (پلاسما) وجود دارد که بر وجود بارهای خورشیدی دلالت می کند. سرعت این بارها به حدود 5/1 *106km / hr میرسد که برهم کنش متقابل با میدان مغناطیسی زمین و اتمسفر فوقانی آن دارند. زمین هر دوتابشهای الکتر ومغناطیسی و ذرات پر انرژی ساطع شده از خورشید را در طول مدت روشنایی روز دریافت می کند.

مقدار انرژی که توسط یك جسم سیاه منتشر می شود را می توان با اندازه گیری مساحت زیر منحنی بدست آورد که مقدار آن توسط انتگرال گیری از رابطه پلانگ بدست می آید که امروزه تحت عنوان قانون استفان بولتزمن شناخته می شود:

σ : ثابت استفان بولتزمن = $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \frac{w}{m^2 k^4}$

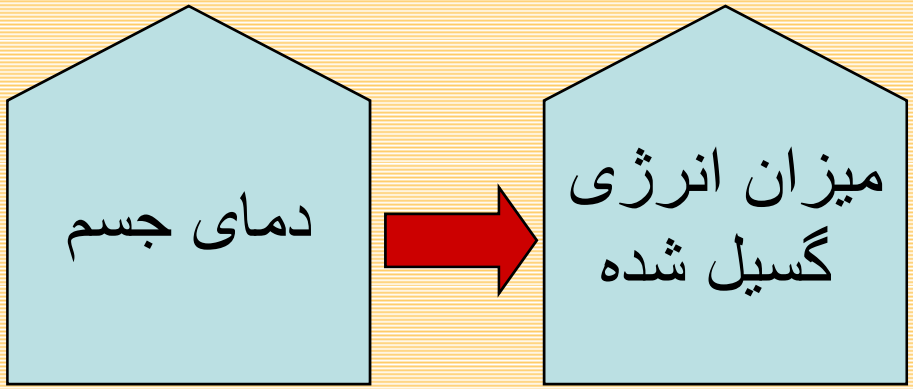
T : دمای جسم برحسب درجه کلوین .

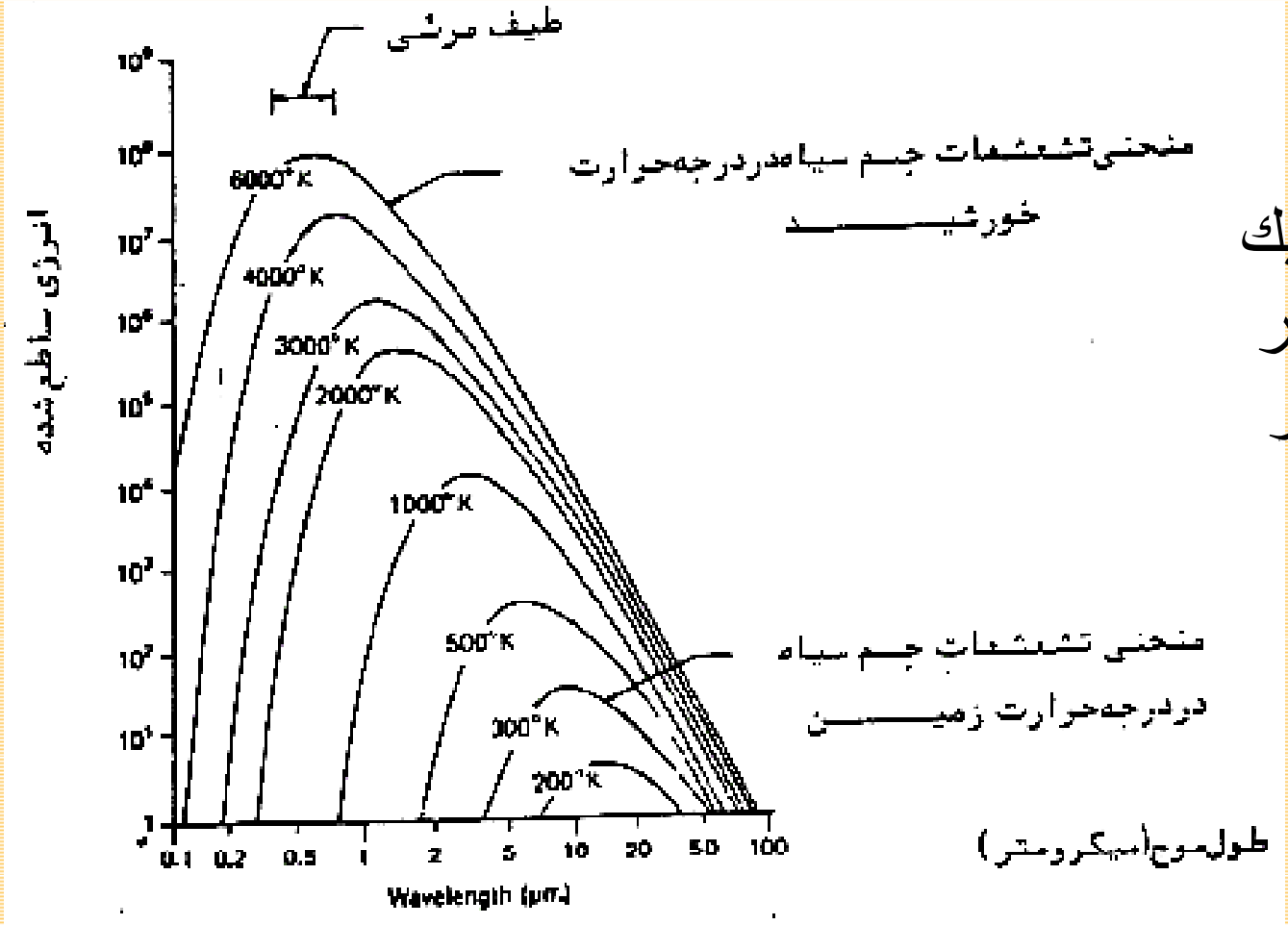
F : مقدار انرژی تابش شده برای جسم سیاه ،

$$F = \sigma T^4$$

ملاحظه می شود که مقدار انرژی تابیده شده (F) متناسب با توان چهارم دمای مطلق آن جسم (T) می باشد .

- میزان انرژی گسیل شده توسط یک جسم بستگی به مشخصات آن (مثلاُ شکل و ترکیب ، نوع بافت سطحی و ...)دارد . میزان انرژی که در یک طول موج مشخص توسط هر جسم گسیل می شود ، تابعی از دمای آن است . هر چه دمای جسم بالاتر باشد ، میزان انرژی گسیل شده توسط آن بیشتر خواهد بود.

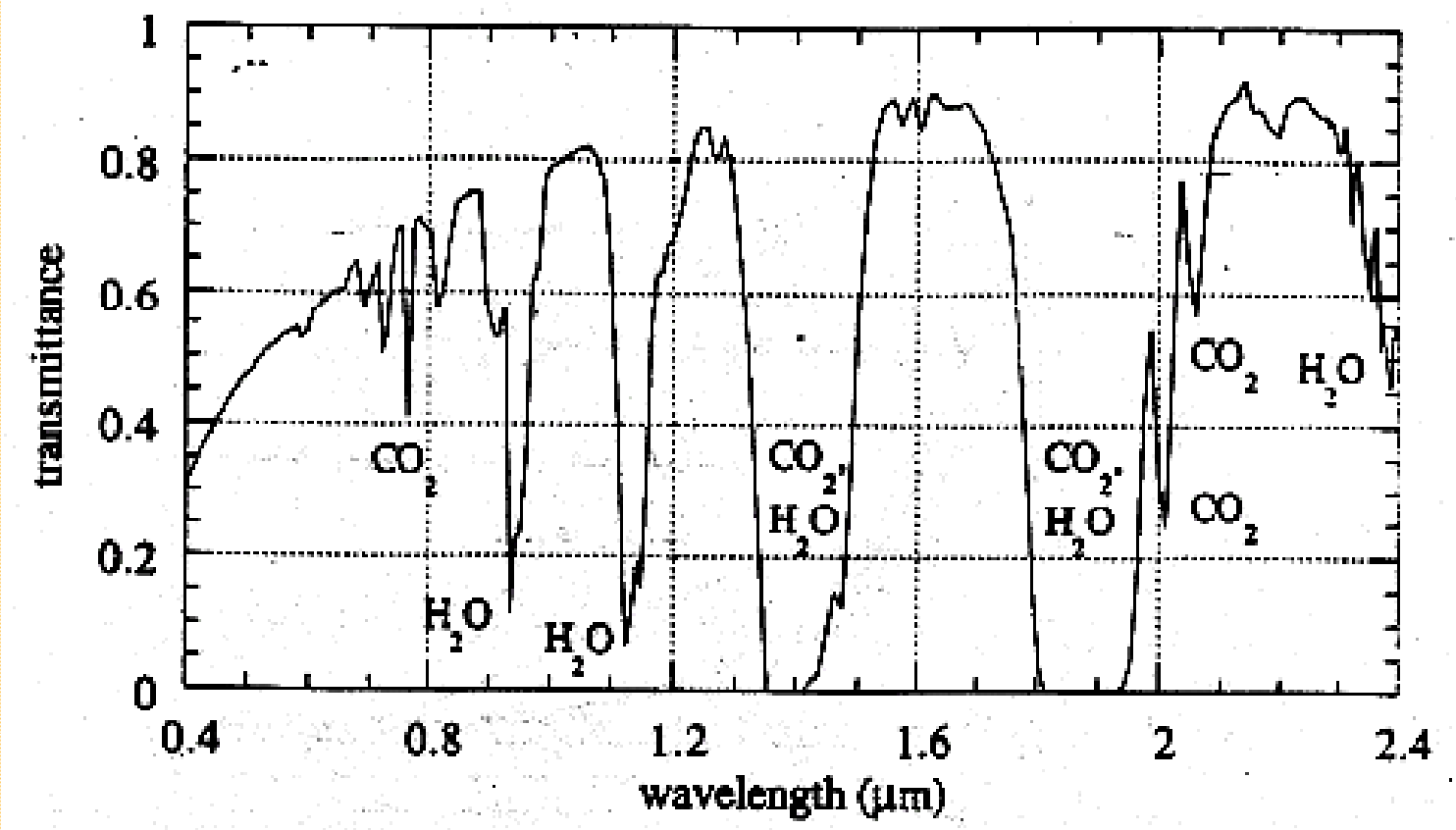




- با توجه به این شکل پیداست که حداکثر انرژی گسیل شده از یك جسم با افزایش دما، در طول موجهای کوتاهتر اتفاق میافتد.

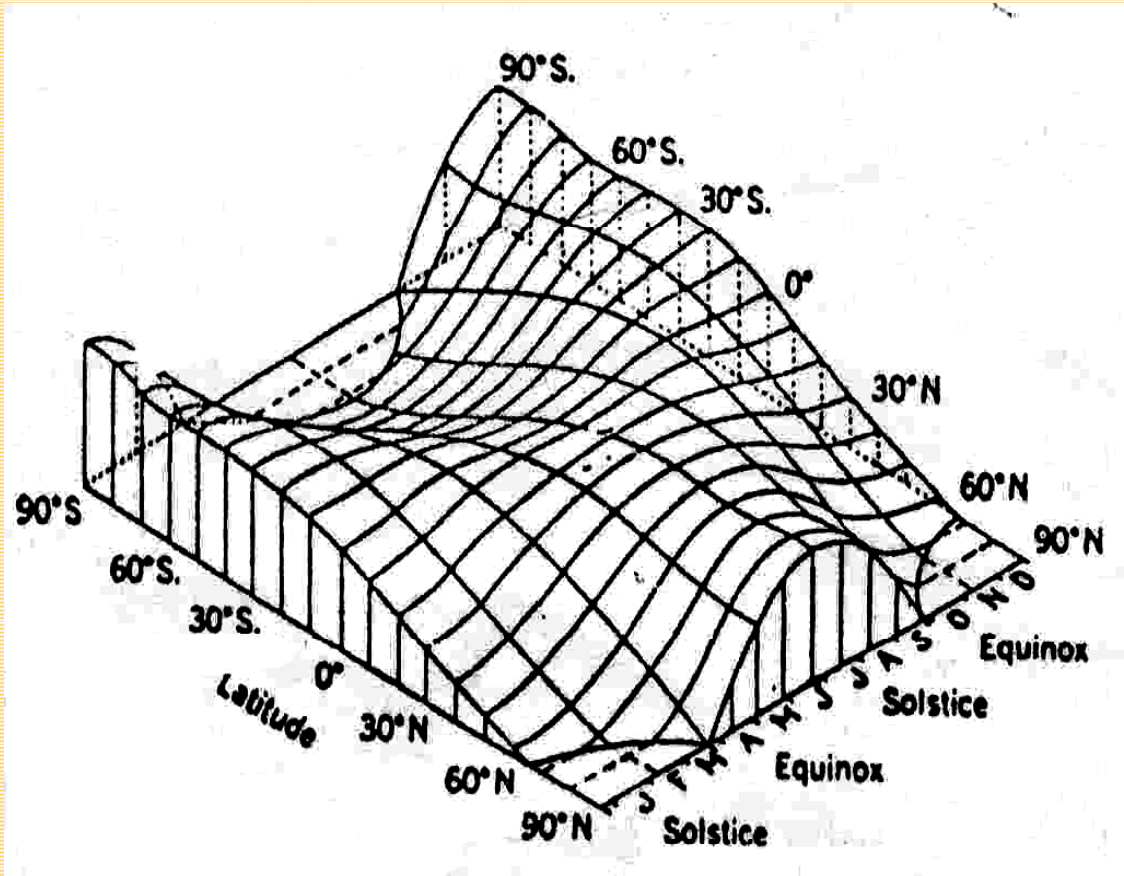
- همه انرژی تابشی خورشید توسط سطح زمین دریافت نمی شود بلکه بخشی از آن توسط گازهای اتمسفری از قبیل O_3 , CO_2 , H_2O , ... جذب می شود و تنها بخشی از امواج الکترو مغناطیسی خورشیدی به خوبی از اتمسفر زمین عبور می کند که این بخش تحت عنوان روزنه های اتمسفری شناخته می شود .

- این شکل نشان دهنده باندهای جذب شده توسط اتمسفر زمین و گازهای موجود در آن می باشد .



فاصله از خورشید

- تغییرات سالانه فاصله زمین تا خورشید باعث بوجود آمدن تغییرات فصلی در میزان انرژی خورشیدی می شود که ناشی از چرخش زمین به دور خورشید می باشد. در نتیجه این عامل می بایست که زمستانهای نیمکره شمالی گرمتر از نیمکره جنوبی و تابستان نیمکره جنوبی گرمتر از نیمکره شمالی باشند.
- گردش عمومی گرمای اتمسفری وتاثیرات قاره ای آن مانع از توزیع یکنواخت دما در جهان می شود که درنتیجه آن، تضاد فصلی در دونیمکره بوجود می آید.



- این شکل شرح گرافیکی تغییرات فصلی انرژی دریافتی از خورشید را با عرض جغرافیایی نشان می دهد .

•مقادیر واقعی تابشهای دریافت شده دریك سطح افقی در بیرون اتمسفر در این جدول ارائه شده اند:

عرض جغرافیایی / تاریخ	$90^0 N$	70	50	30	0	30	50	70	$90^0 S$
۲۲دسامبر	۰	۰	۸۸	۲۳۳	٤۲۱	٥۲۰	٥۲۸	٥٤۰	٥۷٤
٤فوریه	۰	۱۲	۱٤٤	۲۸٤	٤۳۸	٤۸٦	٤٥٤	۳۹۲	٤۰٤
۲۱مارس	۰	۱٥۳	۲۸۷	۳۸۷	٤٤۷	۳۸۷	۲۸۷	۱٥۳	۰
٦می	۳۸٦	۳٥۰	٤۳۳	٤٦٤	٤۱۸	۲۷۱	۱۳۸	۱۲	۰
۲۲ژوئن	٥۳۸	٥۰٥	٤۹٤	٤۸۷	۳۹۸	۲۱۸	۸۲	۰	۰

مقدار تابش در یك سطح افقی(I_h) از رابطه زیر تعیین می شود:

$$I_h = I_0 . \sin d$$

در این معادله :

- I_0: ثابت خورشیدی
- d : زاویه بین پرتو تابش وسطح افقی
- I_h: مقدار تابش در یك سطح افقی

ارتفاع خورشیدی

- ارتفاع خورشیدی عبارت است از زاویه بین اشعه های خورشید و خط مماس بر سطح زمین در نقطه مورد نظر، که اغلب مقدار تابشهای خورشیدی دریافتی توسط سطح زمین را تحت تاثیر خود قرار می دهند. ارتفاع خورشیدی بالاتر باعث متمرکز شدن شدت تابش بر واحد سطح، در سطح زمین می شود.
- عوامل اساسی که تعیین کننده ارتفاع خورشیدی هستند عبارتند از: عرض جغرافیایی منطقه ، زمان در شبانه روز و فصل .

طول روز

- طول دوره روشنایی روز برمقدار تابشهایی که توسط زمین دریافت می شوند تاثیر می گذارد. بدیهی است که بلندتر و طولانی تر شدن زمان تابش خورشید باعث می شود که مقدار بیشتری تابشهای خورشیدی به زمین برسد. دراستوا طول روز در تمام ماهها حدود 12 ساعت است در حالیکه در قطبها مقدار آن متغییر بوده و بین 5 ساعت در زمستان ، تا حدود 24 ساعت در تابستان متغییر است .

روشهای انتقال انرژی

- انرژی به سه شکل عمده انتقال می یابد :

الف- تابش

ب- رسانایی

ج- همرفت

الف - تابش

- در این روش امواج الکترومغناطیسی انرژی (شامل نور و حرارت) را بین دو بخش بدون دخالت یك واسطه ، با سرعت $300x10^6$ m/s انتقال می دهند. انرژی خورشیدی به طور کامل به زمین نمی رسد و اتمسفر زمین فقط اجازه عبور تابشهایی با طول موجهای معین را داده و بقیه را جذب می نماید . بخشی از این تابشها توسط گازهای اتمسفر،در طول موجهای مشخص جذب می شوند. اغلب تابشهای طول موج کوتاه خورشیدی بدون جذب شدن ازاتمسفر زمین عبور می نمایند.

ب - رسانایی

- در این مکانیزم ، گرما از میان مواد و از نقطه ای به نقطه دیگر توسط ارتعاش ملکولی ، از یك ملکول به ملکول مجاور منتقل می شود. از آنجا که هوا یك هادی ضعیف است از این نوع انتقال انرژی درمورد اتمسفر میتوان چشم پوشی نمود.

ج - همرفت

- این فرایند در مورد سیالاتی که قابلیت انتشارتوده ای دارند ، صادق است . این روش یکی از اصلی ترین راههای انتقال گرما ی اتمسفری می باشد. پدیده همرفت به دو فرم انرژی را انتقال می دهد: اولی گرمای محسوس که مستقیما توسط فرایند بالارفتن هوای گرم و مخلوط شدن آن با هوای سرد بالایی صورت می گیرد و فرم دوم انتقال انرژی ، شامل انتقال غیر مستقیم آن توسط فرایند گرمای نهان می باشد.

تاثیرات اتمسفر بر تابش دریافتی

- تابشهای خورشیدی عموما دارای طول موجهای کوتاه هستند. حدود 18% ازانرژی خورشیدی ورودی به اتمسفر توسط ازن و بخار آب جذب می شود.
- از باقیمانده انرژی ، بخشی از آن به صورت انعکاس بیواسطه به فضا منعکس می شود. ابرها و سطح زمین هم قسمتی از این تابشها و انرژی را دریافت و صرف گرم کردن زمین و اتمسفر آن می نمایند.

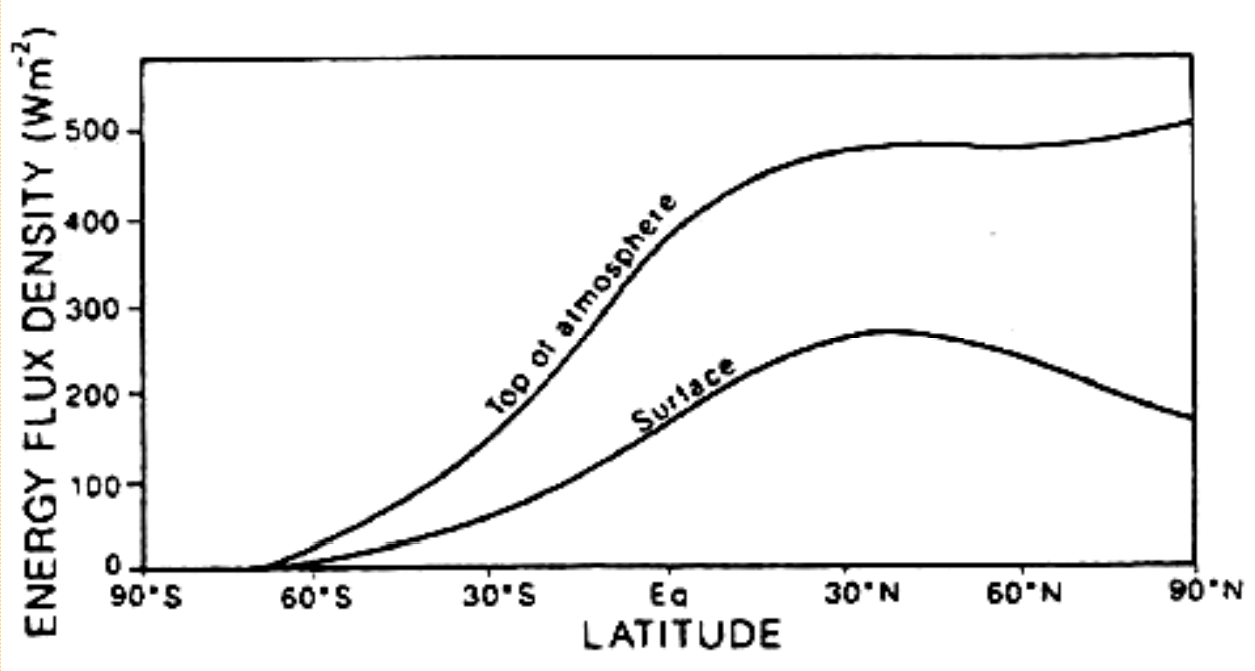
تاثیرات پوشش ابر بر تابش دریافتی

- پوشش ابری بطور آشکاری مقدار تابش دریافتی از خورشید را در یك محل کاهش میدهد .
- اثرتضعیفی ابرها برحسب نوع ابرناکی فرق می کند، اگر ضخامت پوشش ابر به اندازه کافی باشد می تواند به عنوان یکی از مهمترین عواملی باشد که مانع نفوذ و خروج انرژی میشود.
- اینکه چه مقدار تابشهایی واقعاً منعکس و یا جذب می شوند بستگی به مقدار پوشش ابر و ضخامت آن دارد.

تاثیرات عرض جغرافیایی

- بخشهای مختلف کره زمین به میزان متفاوت تابشهای خورشیدی دریافت می کنند دراین زمینه یکی از فاکتورهای اساسی زمان سال می باشد. مثلاً در تابستان میزان انرژی دریافتی بیشتراست ، این امر به دلیل ارتفاع خورشیدی بالاتر وطول روز بلندتر می باشد و هر دو این فاکتورها می توانند به عرض جغرافیایی هم وابسته باشند زیرا که موقعیت جغرافیایی یك منطقه و نقطه است که تعیین کننده طول دوره روشنایی روز و نیز فاصله‌ای که اشعه های خورشیدی بایستی طی نمایند تابه سطح برسند.

- شکل زیر نشان می‌دهد که در اتمسفر فوقانی برروی قطب شمال یك ماکزیمم محسوس و قابل توجهی در میزان تابشهای خورشیدی در انقلاب ژوئن دارید ولی فقط 30% آن توسط سطح جذب می شود . این مسئله به خاطر متوسط بالای ابر ناکی در طول تابستان در منطقه آرکتیك و نیز میزان انعکاس بالای برف و یخ در سطح می‌باشد.



تاثیرات خشکی ها و دریاها

- آب تمایل دارد تا گرمایی که به آن می رسد را ذخیره کند واز این لحاظ تفاوت آشکاری با خشکیها که به آسانی و سریعا گرما را به اتمسفر می دهند ، دارد. دلایل این امر این است که نسبت بزرگی از تابشهای خورشیدی ورودی به زمین بدون آنکه جذب شوند وسطح آنرا گرم نمایند به اتمسفر بر گشت داده می شوند که این نسبت ، به نوع سطح بستگی دارد. اما سطح دریایی مقدار کمی از اشعه را منعکس می کند.تنها در حالتی که زاویه برخورد تابشها با سطح آب زیاد باشد امکان انعکاس امواج از سطح آب بالا می رود .

کاربردهای تابش خورشیدی در صنعت و کشاورزی

- تابش خورشیدی یکی از فاکتورهایی است که در بخشهای کشاورزی ، صنعت ، شهر سازی و... اهمیت خاصی دارد.
- در مورد کشاورزی به عنوان مثال ، روزنه ها در حضور نور باز می شوند و فعالیتهای حیاتی خود را ادامه می دهند همچنین برای محاسبه تبخیر و تعرق گیاهان یکی از فاکتورهای مورد نیاز در اکثر روابط ، تابش خورشیدی است.

اندازه گیری تابشهای خورشیدی

- درمورد تابشهای خورشیدی دو فاکتور اندازه گیری می شود:

1- طول مدت تابش

2- شدت تابش

اندازه گیری طول مدت تابش

- برای این منظور از وسیله ای به نام آفتاب نگار استفاده میشود که شکل آن به صورت زیر است:

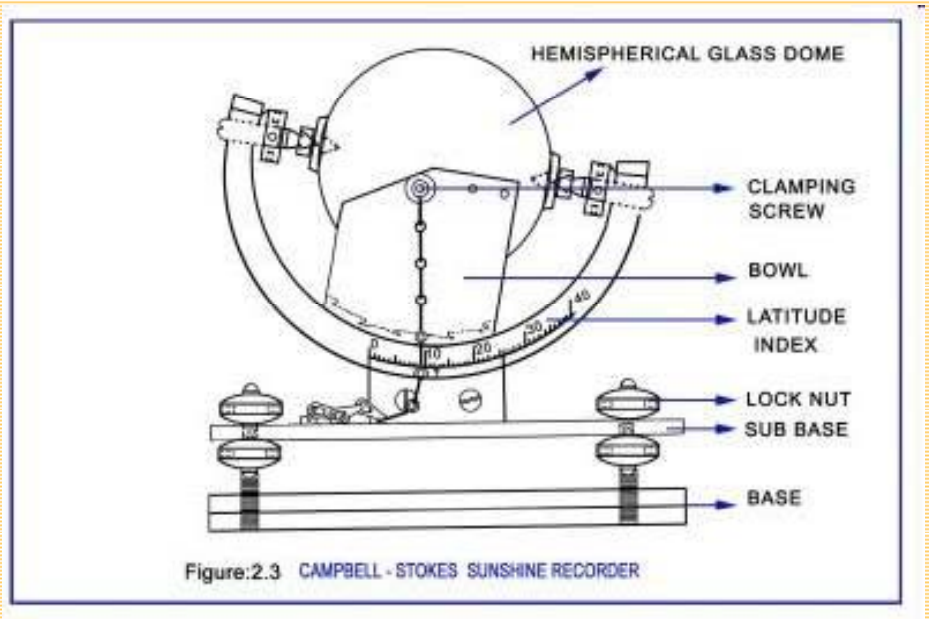


Figure:2.3 CAMPBELL - STOKES SUNSHINE RECORDER

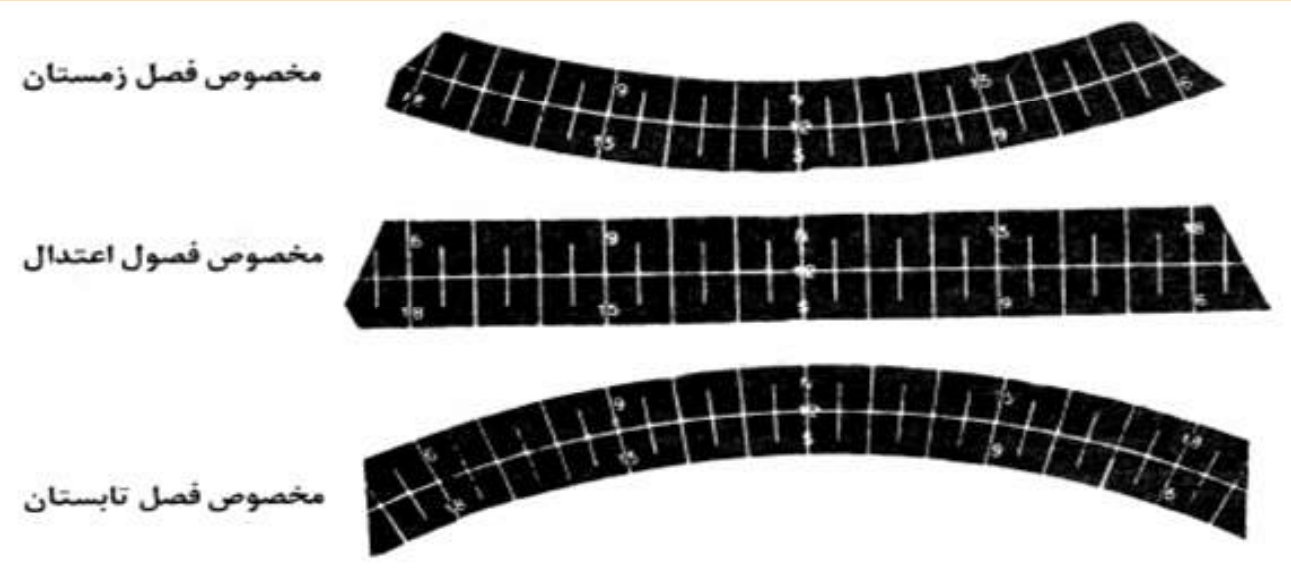
به طور کلی آفتاب نگار از قسمتهای زیر ساخته شده است :

- عدسی کروی به قطر تقریبی 9 cm
- نیمکره فلزی ناقص به قطر حدود 14 سانتی متر که در داخل آن شیارهایی وجود دارد که کارتهای آفتاب نگار در آن قرار می گیرند.
- پایه ای به طول تقریبی 5/1- 2/1 متر که مجموعه عدسی کروی ونیمکره فلزی روی آن سوارمی شوند.
- یك تراز کروی روی دستگاه بمنظور اینکه کل مجموعه بصورت مناسب استقرار یابد.

- در روی نیمکره فلزی یکسری شیارهایی وجود دارد که کارتهای آفتاب نگار در داخل این شیارها قرار می گیرند. کارتهای آفتاب نگار از جنس بخصوصی ساخته می شوند که اولا رطوبت را جذب نمی کنند در نتیجه خیس نمی شوند ، ثانیا چون رنگ آنها تیره (آبی تیره) است،اشعه خورشید را به راحتی جذب و در اثر آن یك رد سوختگی باقی می ماند. اثر سوختگی معمولا به صورت خطی به پهنای حدود 1mm بر روی کارت ظاهر می شود. خود کارت بر حسب ساعت مدرج شده و کوچکترین تقسیم بندی روی آن 5/0 ساعت می باشد. باشمارش تعداد ساعتهایی که گراف سوخته است ، می توان تعداد ساعتهای آفتابی را در شبانه روز، به دست آورد.

- گفتیم که سه سری شیار روی نیم کره فلزی آفتاب نگار وجود دارد، لذا سه سری کارت آفتاب نگار وجود دارد که دراین شیارها قرار می گیرند. علت اینکه از سه سری شیار استفاده می شود این است که زاویه تابش خورشید در فصول مختلف متفاوت است.

معمولا کارت خمیده بلند برای فصول تابستان ، کارت مستقیم برای فصول اعتدالین و کارت خمیده کوتاه برای فصول زمستان مورد استفاده قرار می گیرند



- طول مدت آفتابی بدست آمده (برحسب ساعت) از کارت ، به دقت آن و شفاف بودن کره شیشه ای بستگی دارد. معمولا مقدار تابشی به میزان 2/0 تا 4/0 کالری برسانتی متر مربع در درقیقه ، کاغذ را می سوزاند و با تابش کمتر از این مقدار، هیچگونه ای اثری از سوختگی بر روی کاغذ برجای نمی ماند .

شرایط محل نصب آفتاب نگار

- محل نصب آفتاب نگار نباید در اثر وجود موانعی نظیر ساختمانها و درختان در هیچ زمانی از طول روز در سایه قرار گیرد. معمولا دستگاه در ارتفاع 2/1 متری روی یك پایه نصب می شود. به هنگام نصب دستگاه دقت زیادی باید به عمل آید تا موانعی مثل تپه ها و کوه درافق شرق و غرب موجود نباشد، گر چه گاهی این امر اجتناب ناپذیراست .

در نصب آفتاب نگار پیروی از مراحل زیر ضروری است:

- صفحه اصلی باید به پایه بتونی به قطر تقریبا 30 cm متصل گردد. محور اصلی دستگاه در جهت شمال و جنوب و پایه اصلی تا حد امکان افقی باشد.
- صفحه بین صفحه اصلی و کاسه دستگاه (نیمکره فلزی) ، باید بوسیله پیچ های تنظیم تراز گردد. برای این منظور از یك ترازو کروی شیشه ای که روی این صفحه موجود است استفاده میشود.

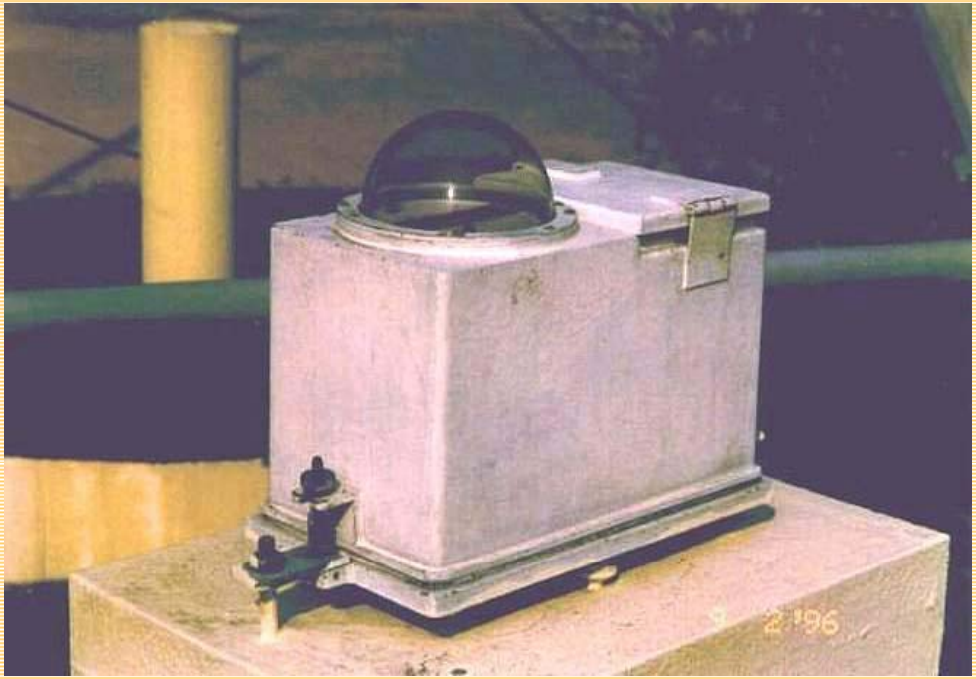
اندازه گیری شدت تابش

- یکی از وسایلی که برای اندازه گیری شدت تابش استفاده میشود شدت سنج یا اکتینوگراف می باشد. این دستگاه تشکیل شده است از تیغه های فلزی که پشت یك نیمکره شیشه ای نصب شده اند. هریك از تیغه ها از پرس نمودن دو فلز غیر همجنس تشکیل شده است که یکی از آنها آلیاژی از مس و روی و دیگری آلیاژی از آهن و نیکل است. معمولا دوتای این تیغه ها سفید و یکی هم سیاه رنگ میباشد.

- شکل زیر نمای کلی این تیغه ها را نشان می دهد .

- تغییر تابش باعث تغییر دمای محیط شده و درنتیجه تغییراتی در شکل و اندازه تیغه ها پدیده می آید که این تغییرات توسط یکسری اهرمهایی بزرگ شده و به قلم ثبات منتقل می شود . قلم ثبات هم این تغییرات را برروی گراف اکتینوگراف ثبت می کند.
- به گراف اکتینوگراف ، اکتینو گرام می گویند.

- یك نمونه اکتینوگراف که در ایستگاهها مورد استفاده قرار می گیرد. را نشان میدهد. گراف این وسیله به صورت هفتگی تعویض می شود.



- در ایستگاهها (ایستگاههای سینوتپیك) معمولا از سه نوع اکتینوگراف استفاده می‌شود:
- تابش مستقیم توسط اکتینوگراف معمولی اندازه گیری می شود.
- تابش پراکنده توسط وسیله ای به نام نوار سایه افکن (shading ring) اندازه‌گیری می شود که ساختمان آن مشابه اکتینو گراف است اما اطراف آن یك حلقه طوری قرار گرفته است که مانع از تابش مستقیم خورشید به بخش حساس دستگاه می‌شود.
- زمینتاب که برای اندازه گیری آن عنصر حساس دستگاه طوری نصب می شود که رو به زمین باشد تا سطح بازتاب کننده ، توسط آن دیده شود.

شدت سنج آراگو (Arago)

- تشکیل شده است از دو دماسنج که مخزن یکی از آنها دوده اندود بوده و مخزن دیگری سفید است . در اثر تغییرات شدت تابش ، چون این دودماسنج ، دماهای مختلفی را نشان می دهند ، با داشتن دمای دو دماسنج و استفاده از جداول تشعشع سنجی ، می‌توان شدت تابش را در لحظه مورد نظر محاسبه کرد. معمولا این جداول را از روی فرمول استفان بولتزمن تهیه می نمایند.

فصل چهارم

دمای هوا و خاک

مقدمه

- یکی از عوامل بسیار مهمی که در زندگی انسانها، حیوانات و گیاهات تأثیرات حیاتی دارد، دمای هوا و خاك است که اگر از یك مقدار آستانه تجاوز کند، حیات برای موجودات زنده غیر ممکن خواهد شد.
- به عنوان مثال، در مورد گیاهان سه نقطة دمایی مهم وجود دارد:
- دمای آستانة حداقل، دمای اپتیمم و دمای آستانة حداکثر.

راه‌های انتقال انرژی در اتمسفر زمین به شکل زیر هستند:

1. **انرژی تابشی** که در حین عبور از اتمسفر زمین، مقداری از آن توسط گازهای موجود در آن جذب شده و باعث گرم شدن آن می‌شود.
2. **گرم شدن از طریق همرفت یا کنوکسیون** ، چه طبیعی و چه اجباری : بایستی توجه داشت که منظور از کنوکسیون اجباری، کنوکسیون در اثر اختلاط و حرکت باد می‌باشد.
3. **گرمای نهان**. این فاکتور بیشتر در مجاورت مخازن آبی، اقیانوس‌ها، دریاها و دریاچه‌ها اتفاق می‌افتد

عوامل مؤثر بر دما

1. میزان تابش رسیده به سطح
2. تأثیر جنس و رنگ سطح دریافت کننده انرژی
3. تأثیرات ناشی از ارتفاع
4. تأثیر ناهمواری‌ها و جهت شیب
5. باد
6. ابرناکی
7. جریانات آبهای گرم

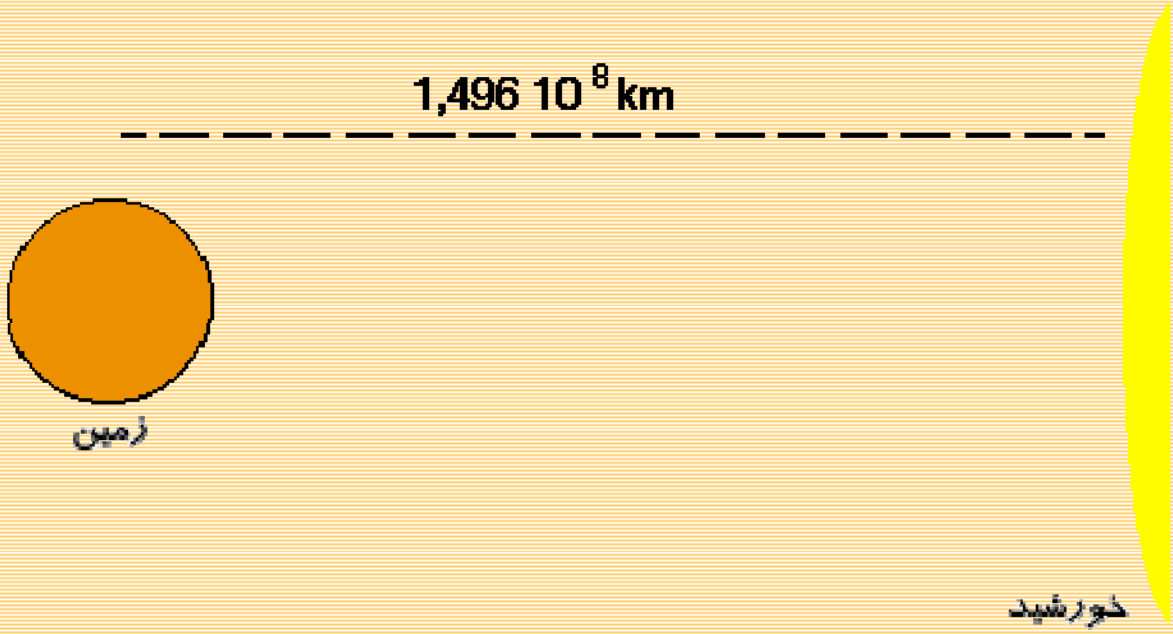
1- میزان تابش رسیده به سطح

- اگر تأثیر سایر عوامل را ثابت در نظر بگیریم، هر چه میزان تابش رسیده به یك سطح بیشتر بوده و بیشتر در معرض تابش آفتاب قرار گیرد، بالطبع دمای آن هم بالاتر خواهد رفت. در نتیجه همین عامل است که دمای هوا در عرضهای پائین بالاتر بوده و نوسانات آن کمتر است زیرا که در این نواحی خورشید عموماً به صورت عمودی می‌تابد در نتیجه میزان انرژی دریافتی در این نواحی زیاد می‌باشد .

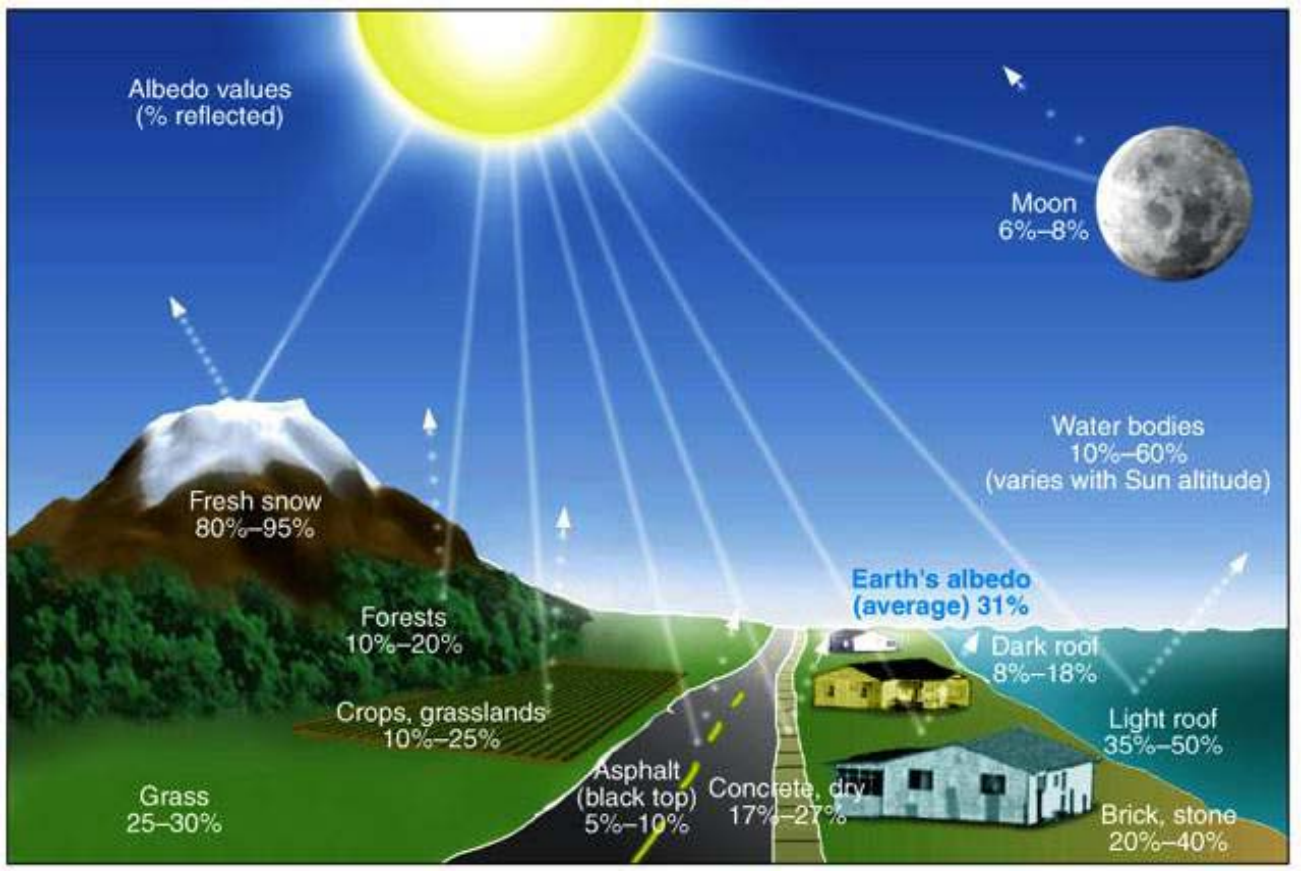
2- تأثیر جنس و رنگ سطح دریافت کننده انرژی

- تأثیر این فاکتورها بیشتر به صورت تاثیر در میزان اتلافات انرژی دریافتی می‌باشد. از مقدار انرژی که به سطح زمین می‌رسد مقداری از آن منعکس می‌شود که میزان این انعکاس به جنس سطح دریافت کننده انرژی و رنگ آن بستگی دارد.

- نسبت میزان انرژی بازتابش شده به انرژی ورودی به یك سطح یا جسم را آلبیدو می‌گویند که میزان آن برای سطوح مختلف، متفاوت است.



در شکل زیر آلبیدوی تعدادی از سطوح آمده است.



3- تأثیرات ناشی از ارتفاع

- همانطور که در بخشهای قبلی هم بیان شد، عمده انرژی تابشی توسط سطح زمین دریافت و جذب می‌شود. در نتیجه طبیعی است که دمای لایه‌های نزدیکتر به سطح بالاتر از دمای لایه‌های بالایی باشند و هر چه از سطح دورتر شویم، دمای هوا کاسته می‌شود.
- میزان کاهش دما با ارتفاع را افتاهنگ یا لاپسریت می‌گویند که میزان آن به طور متوسط 5/0-6/0 درجه سانتی‌گراد به ازای هر 100 متر می‌باشد.
- در برخی مواقع، میزان دما با افزایش ارتفاع، افزایش می‌یابد که این حالت را وارونگی دمایی می‌گویند.

4- تأثیر ناهمواری‌ها و جهت شیب

- شیب‌هایی که رو به جنوب هستند دارای دمای نسبتاً بالاتری نسبت به شیبهای شمالی می‌باشند.
- در شیب‌های جنوبی چون خورشید عمودتر می‌تابد، عمده انرژی آن توسط سطح جذب شده و مقدار کمتری از آن منعکس می‌شود در حالیکه در شیبهای شمالی این زاویه از حالت عمودی دورتر بوده و درقسمت بیشتری از انرژی رسیده به آن از طریق انعکاس به هدر می‌رود.

5- باد

- باد عامل مهمی در انتقال عمودی و افقی گرما از یك محل به محل دیگر به شمار می‌رود. در صورتی که هوا ساکن باشد، در طول روز دمای لایه نزدیك به سطح مرتباً افزایش می‌یابد ولی در صورت وجود باد، این لایه با لایه‌های بالاتر مخلوط می‌شود، همچنین در اثر حرکت به نواحی دیگر، با هوای آن مناطق آمیخته شده و طبیعتاً شاهد دمای متعادل‌تری در لایه‌هایی که باد در آن‌ها می‌وزد، خواهیم بود.

6- ابرناکی

- ابرناکی هم از طریق تأثیری که روی میزان انرژی ورودی و خروجی دارد، بر روی رژیم دمایی تأثیر می‌گذارد. در طول روزهای ابری، مقدار زیادی از انرژی ورودی توسط ابرها دریافت می‌شود (در صورتی که ضخامت ابرها به اندازه کافی باشد) و در نتیجه دما در طول روز زیاد بالا نمی‌رود

7- جریانات آبهای گرم

- این جریانات از طریق حمل آبهای گرم از یك منطقه به منطقه دیگر، سبب انتقال انرژی گرمایی می‌شوند. نمونه‌های بارز این نوع جریانات، جریان آب گرم گلف آستریم است که آبهای مناطق حاره را که گرمای بیشتری دریافت کرده و دارای دمای بالاتری هستند را به مناطق شمالی می‌برند و از این طریق باعث افزایش دمای در نواحی شمالی که این جریانات به آنها حمل شده‌اند، می‌شود.

مقیاسهای اندازه‌گیری دما

- معمولاً در اندازه‌گیری‌های دما سه نوع درجه‌بندی مصطلح است که عبارتند از:

1. **درجه‌بندی سلسیوس یا درجه سانتی‌گراد**
2. **درجه‌بندی فارنهایت**
3. **درجه بندی کلوین**

درجه‌بندی سلسیوس یا درجه سانتی‌گراد:

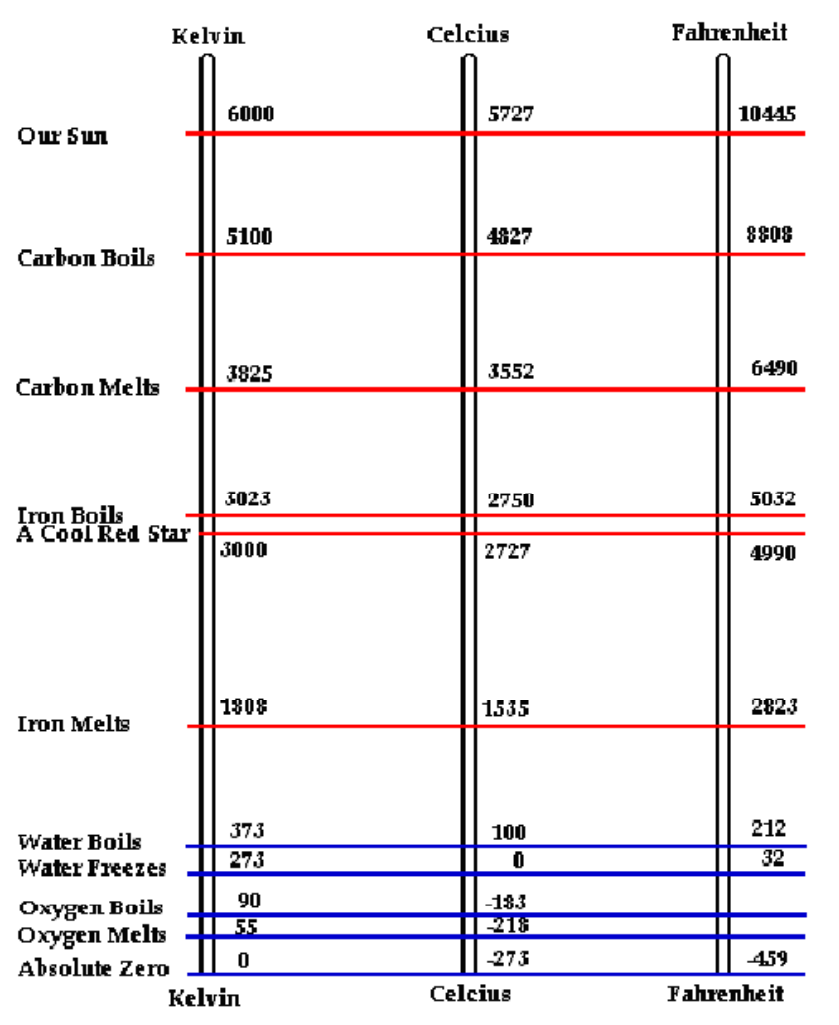
- در این مقیاس معمولاً برای مدرج ساختن دماسنج‌ها از نقطه ذوب و جوش آب خالص در فشار استاندارد (1013mb) استفاده می‌شود به این ترتیب که نقطه ذوب یخ را روی دماسنج علامت زده و صفر می‌نماییم و دمایی که در آن، آب شروع به جوشیدن می‌کند را علامت گذاری نموده و صد می‌نامیم و بین اینها را به صد قسمت مساوی تقسیم می‌کنیم.

درجه‌بندی فارنهایت:

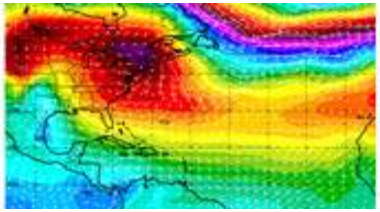
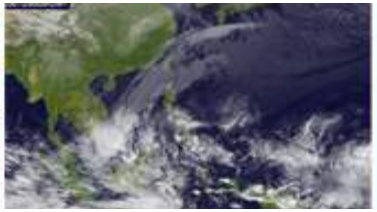
- در این مقیاس هم از نقطه ذوب یخ و جوش آب استفاده می‌شود، با این تفاوت که نقطه ذوب یخ در فشار استاندارد 1013 میلی باری را علامت‌گذاری کرده و با عدد 32 مشخص می‌کنیم و دمای مربوط به نقطه جوش آب در فشار استاندارد را هم علامت گذاری نموده و به آن عدد 212 را نسبت می‌دهند و نهایتاً بین اینها را به 180 قسمت مساوی تقسیم‌بندی می‌نمایند.

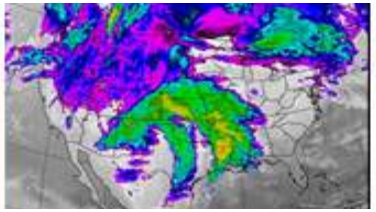
درجه بندی کلوین (°K):

- این نوع مقیاس دمایی، یك مقیاس علمی است و در آن صفر دماسنج نقطه‌ای است که در آن دما، انرژی داخلی جسم، صفر باشد. معمولاً این دما را حدود 15/273- درجه سانتیگراد می‌گیرند.
- یکی از مهمترین محاسنی که دمای کلوین داشته و در کارهای علمی از آن استفاده می‌شود، این است که در آن دماهای منفی وجود ندارد و همواره دما بالاتر از صفر مطلق قرار می‌گیرد.



- علاوه بر این رابطه یکسری گرافها و نمودارهایی هم برای تبدیل اینها به هم وجود دارد که نمونه‌ای از آن در این شکل آمده است:



طبقه‌بندی دماسنج‌ها

- دماسنج‌ها را بر اساس مکانیزم‌هایی که برای اندازه‌گیری دما در آنها به کار می‌رود به گروه‌های زیر تقسیم‌بندی می‌کنند:

1. **دماسنج‌های مایع در شیشه**
2. **دماسنج‌های مایعی با محفظة فلزی**
3. **دماسنج‌های تغییر شکل دهنده**
4. **ترموکوپل‌ها**
5. **دماسنج‌های الکتریکی**
6. **ترمسیتورها**
7. **دماسنج های با خاصیت تغییر فشار بخار در آنها**

معمولاً در ایستگاه‌های هواشناسی از دو نوع دماسنج مایعی استفاده می‌شود.

الف) دماسنج‌های جیوه‌ای که می‌توانند محدوده دمایی 38- تا 350+ درجه سانتیگراد را نشان دهند،

ب) دماسنج‌های الکلی که محدوده دمایی آنها از 115- تا 70+ درجه سانتیگراد است.

عوامل اشتباه در اندازه‌گیری دما

مهمترین عوامل اشتباه در اندازه‌گیری دما با دماسنج‌های مایعی عبارتند از:

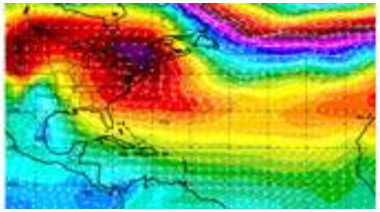
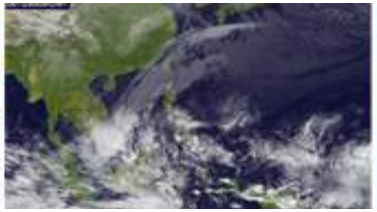
- تغییر ضریب انبساط حجمی جیوه،
- انبساط لولة شیشه‌ای دما سنج،
- تغییر صفر دستگاه،
- اختلاف دمای مخزن و لولة دماسنج،
- خطای پارالاکس
- خطای ناشی از اینرسی

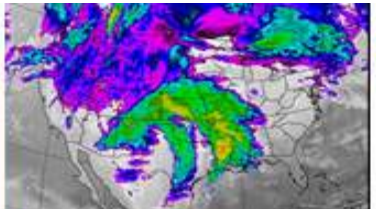
- مهمترین انواع دماسنج‌های مایع در شیشه که هواشناسی و ایستگاه‌ها کاربرد دارند به صورت زیر هستند:

1. **دماسنج خشك**
2. **دماسنج تر**
3. **دماسنج حداکثر**
4. **دماسنج حداقل**
5. **مجموعه دماسنج‌های خاك**

دماسنج خشك

- ساده‌ترین نوع دماسنج در مجموعه دماسنج‌های هواشناسی، دماسنج خشك است که از آن برای اندازه‌گیری دمای لحظه‌ای استفاده می‌شود. این دماسنج در داخل پناهگاه هواشناسی به صورت عمودی روی پایه‌ای نگه داشته می‌شود. مایع درون این نوع دماسنج، جیوه است و دقت اندازه‌گیری دما در آن ممکن است بین 1/0 تا 2/0 درجة سانتیگراد باشد



دماسنج تر

- ساختمان این دماسنج کاملاً مشابه دماسنج خشك است و مایع درون آن جیوه می‌باشد. این دماسنج هم به صورت عمودی در پناهگاه قرار می‌گیرد. تنها تفاوتی که این دماسنج با دماسنج خشك دارد این است که اطراف مخزن آن پارچه‌ای از جنس موسلین پیچیده شده است و طرف دیگر این پارچه در داخل یك مخزن کوچك آب قرار می‌گیرد. حتی‌الامکان بایستی سعی نمود که منبع کوچك آب را با آب مقطر پر نمود.

- این شکل نمونه‌ای از دماسنج‌های تر و خشك را نشان می‌دهد.

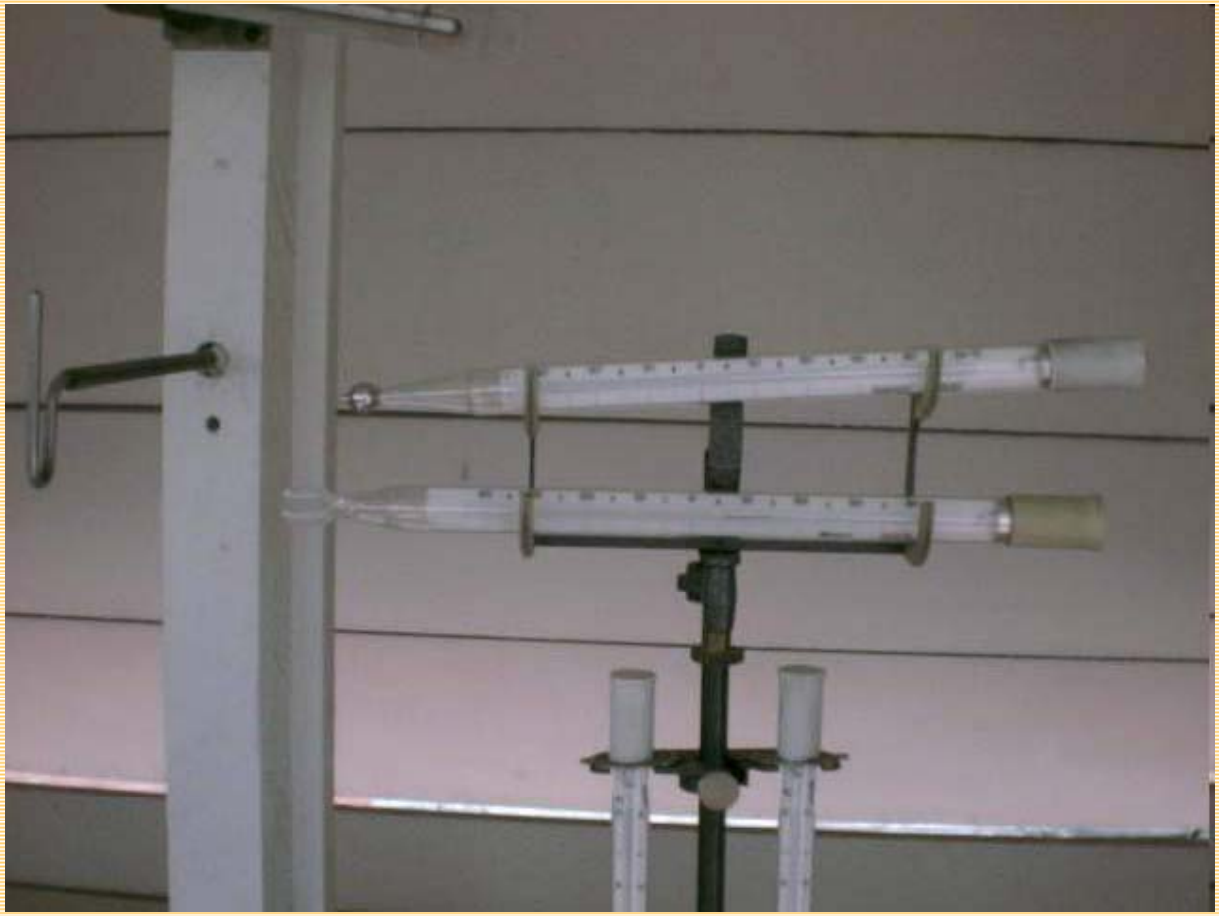
دماسنج ماکزیمم

- این دماسنج نوعی دماسنج جیوه‌ای به حساب می‌آید که از آن برای اندازه‌گیری و تعیین حداکثر دمایی که در یك دورة زمانی رخ می‌دهد، استفاده می‌شود.
- ساختمان دماسنج حداکثر مشابه دماسنج خشك است منتهی قسمت انتهایی لولة موئین که نزدیك مخزن است بسیار باریك می‌باشد. در اثر افزایش دما، جیوه داخل مخزن انبساط یافته و باعث می‌شود که جیوه در داخل لوله دماسنج بالا برود اما وقتی دما کاهش می‌یابد جیوة داخل لوله نمی‌تواند به مخزن برگردد

دماسنج حداقل یا مینیمم

- این دماسنج برای اندازه‌گیری حداقل دمایی که در یك دورة زمانی مشخص (معمولاً 24 ساعته) اتفاق افتاده است به کار می‌رود. مایع درون این دماسنج، الکل اتیلیك است.
- وقتی دما زیاد می‌شود، الکل به راحتی و بدون اینکه حرکتی به شاخص بدهد از کناره‌های آن رد شده و به سمت دماهای بالا صعود می‌کند اما موقعیکه دما کاهش یافته و الکل به شاخص می‌رسد، در اثر نیروی کشش سطح، شاخص را هم به سمت پائین حرکت می‌دهد. این وضعیت تا زمانی که دما در حال نزول است ، ادامه می‌یابد. به این ترتیب شاخص دمای حداقل را به ما نشان خواهد داد.

- این شکل نمونه‌ای از دماسنج‌های ماکزیمم مینیمم را نشان می‌دهد.



دمانگار

- وسیله‌ای که برای ثبت تغییرات دما به کار می‌رود را دمانگار می‌گویند. در این وسیله تغییرات لحظه به لحظة دمای هوای روی یك گراف ثبت می‌شود. گراف دمانگار طوری مدرج می‌شود که محور افقی آن زمان را نشان می‌دهد و روی محور عمودی آن ، دما قرار دارد. واحد زمان معمولاً بر حسب روز و ساعت مشخص شده است. گرافهای دمانگار را بسته به نوع دمانگار به صورت روزانه یا هفتگی تعویض می‌نمایند.

این شکل یك نمونه دمانگار دو فلزی را نشان می‌دهد.

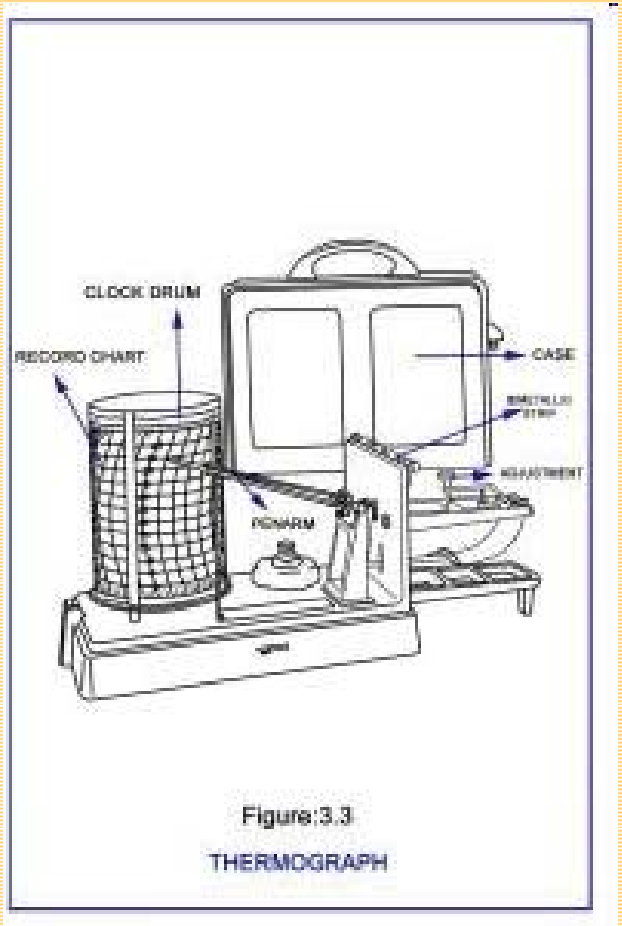
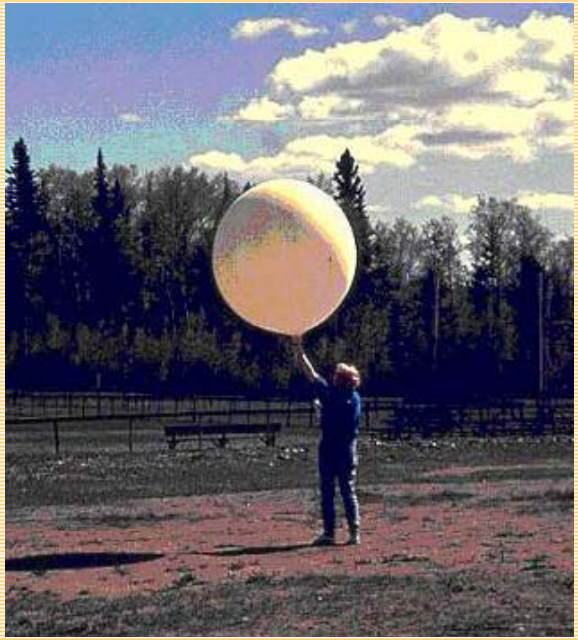


Figure:3.3
THERMOGRAPH

اندازه‌گیری دمای هوا در سطوح فوقانی

- این نوع اندازه‌گیری‌ها در ایستگاه‌های جو بالا انجام می‌گیرد. عمده‌ترین وسیله‌ای که برای اندازه‌گیری دمای هوا در سطوح فوقانی استفاده می‌شود رادیو سوند است.



- رادیوسوند از چهار بخش تشکیل شده است:

1. بالن حاوی هیدروژن
2. منعکس کنندة امواج راداری
3. جزء اندازه‌گیری کننده
4. مخابره کننده

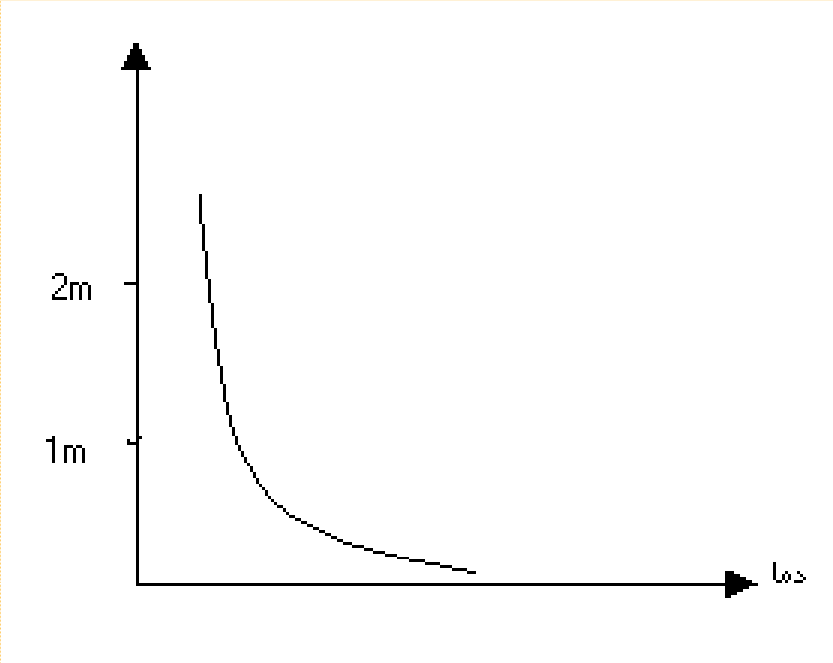
ساختار حرارتی اتمسفر در مجاورت سطح زمین

- خورشید با طول موجهای مختلفی که از خود ساطع می‌کند باعث گرم شدن زمین و اتمسفر آن می‌شود. اما از آنجایی که اکثر تابشهای خورشیدی دارای طول موجهای کوتاه (کمتر از 4 میکرون) هستند که اتمسفر زمین نسبت به آنها عموماً شفاف بوده و جذب نمی‌کند لذا عمده انرژی توسط سطح زمین دریافت می‌شود. همین عامل سبب می‌شود که دمای زمین با لایه‌های فوقانی آن تفاوت داشته باشد.
- ساختار دمایی اتمسفر در مجاورت زمین (عمدتاً لایه‌های پائین‌تر از ارتفاع 2 متری از سطح) در طول روز و شب مورد بررسی قرار گیرند .

1- ساختار دمایی روزانه در مجاورت زمین

- در طول روز به علت دریافت تابشهای خورشیدی توسط سطح، دمای سطح زمین بالا می‌رود و لایه‌های هوایی که در مجاورت زمین قرار گرفته‌اند به تدریج گرم می‌شود. این انتقال انرژی از سطح زمین به اتمسفر مجاور آن از طریق مجاورت و یا کنوکسیون صورت می‌گیرد که در این بین عمل اختلاطی باد هم می‌تواند بسیار مؤثر و کارساز باشد.

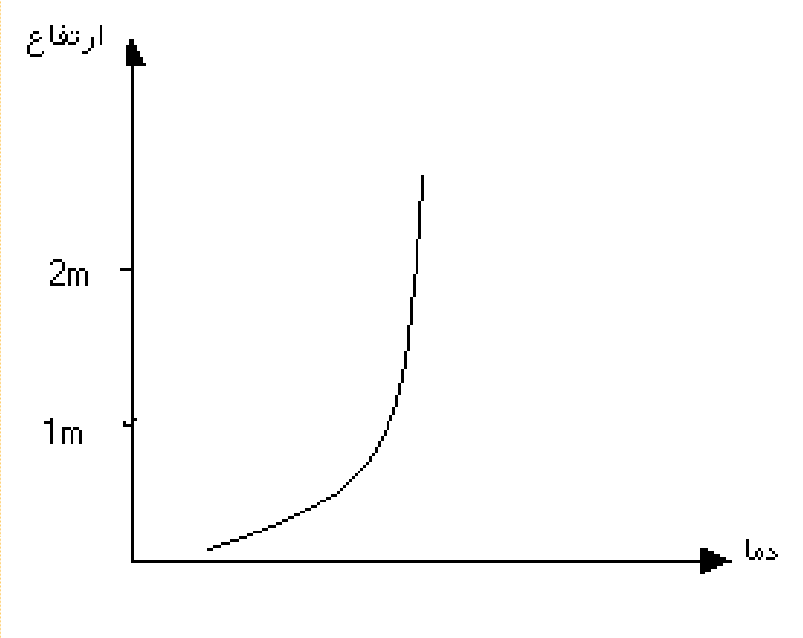
این مکانیزم باعث می‌شود که هر چه از سطح زمین به لایه‌های بالاتر حرکت می‌کنیم، دمای هوا کاسته شود. شکل زیر تغییرات دمای هوا با ارتفاع را در اتمسفر مجاور زمین نشان می‌دهد.



2- ساختار دمایی شبانه در مجاورت زمین

- هر جسمی که دارای دمای بالاتر از صفر مطلق باشد از خود انرژی گسیل می‌کند. سطح کره زمین نیز از این قاعده مستثنی نمی‌باشد و در طول شب ، انرژی توسط این عمل از زمین خارج می‌شود. منتها این انرژی ساطع شده در طول موجهای بلند انجام می‌گیرد. این عمل باعث می‌شود تا سطح زمین سرد شود. با گذشت زمان اتمسفر مجاوز زمین در اثر هدایت و کنوکسیون سرد می‌گردد .

- همین عامل باعث می‌شود تا نیمرخ دمایی در طول شب به صورتی باشد که سطح زمین سردترین بخش بوده و با افزایش ارتفاع بر میزان دما افزوده شود. شکل زیر نیمرخ دمایی اتمسفر را در طول شب و در مجاورت زمین نشان می‌دهد.



رژیم‌های دمایی

- تغییرات دما بر حسب زمان را رژیم دمایی گویند که یکی از فاکتورهای بسیار کاربردی در علم هواشناسی است . رژیم دمایی هوا، مشتمل بر رژیم های شبانه‌روزی یا سالانه و.... می باشد.
- به عنوان مثال رژیم شبانه‌روزی دمای هوا به صورت زیر تعریف می‌شود :
- رژیم دمایی شبانه‌روزی هوا عبارت از تغییرات دمای هوا بر حسب زمان در طول یك شبانه‌روز (24 ساعت)، می‌باشد.

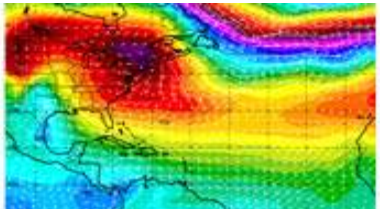
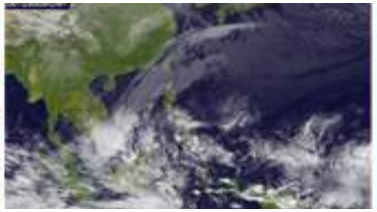
تغییرات شبانه‌روزی دمای هوا:

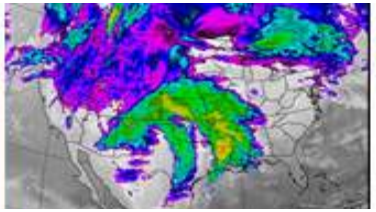
- اگر یك منحنی رژیم شبانه‌روزی را مورد بررسی قرار دهیم ملاحظه خواهیم کرد که دمای هوا در یك زمانی حداقل بوده و سپس رو به افزایش می‌گذارد تا اینکه به حداکثر خود رسیده و پس از آن رو به کاهش می‌گراید تا اینکه به حداقل شبانه‌روز بعدی برسد.

- حداکثر شبانه روزی را با T_{max} نشان می دهند که توسط دماسنج حداکثر اندازه‌گیری می‌شود. و حداقل دمای شبانه روزی راه با T_{min} نشان می‌دهند که توسط دماسنج حداقل اندازه‌گیری می‌شود.
- اختلافات دمای حداکثر شبانه‌روزی با حداقل شبانه‌روزی را دامنه تغییرات شبانه روزی دما می‌نامند که از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$a = T_{max} - T_{min}$$

- در این رابطه a دامنه تغییرات شبانه روزی دما است.



دامنه تغییرات شبانه روزی دما تحت تأثیر فاکتورها زیر است:

1- عرض جغرافیایی
2- فصل سال
3- بری یا بحری بودن منطقه
4- ارتفاع
5- تأثیر پوشش سطحی
6- رطوبت هوا
7- باد
8- پوشش ابر

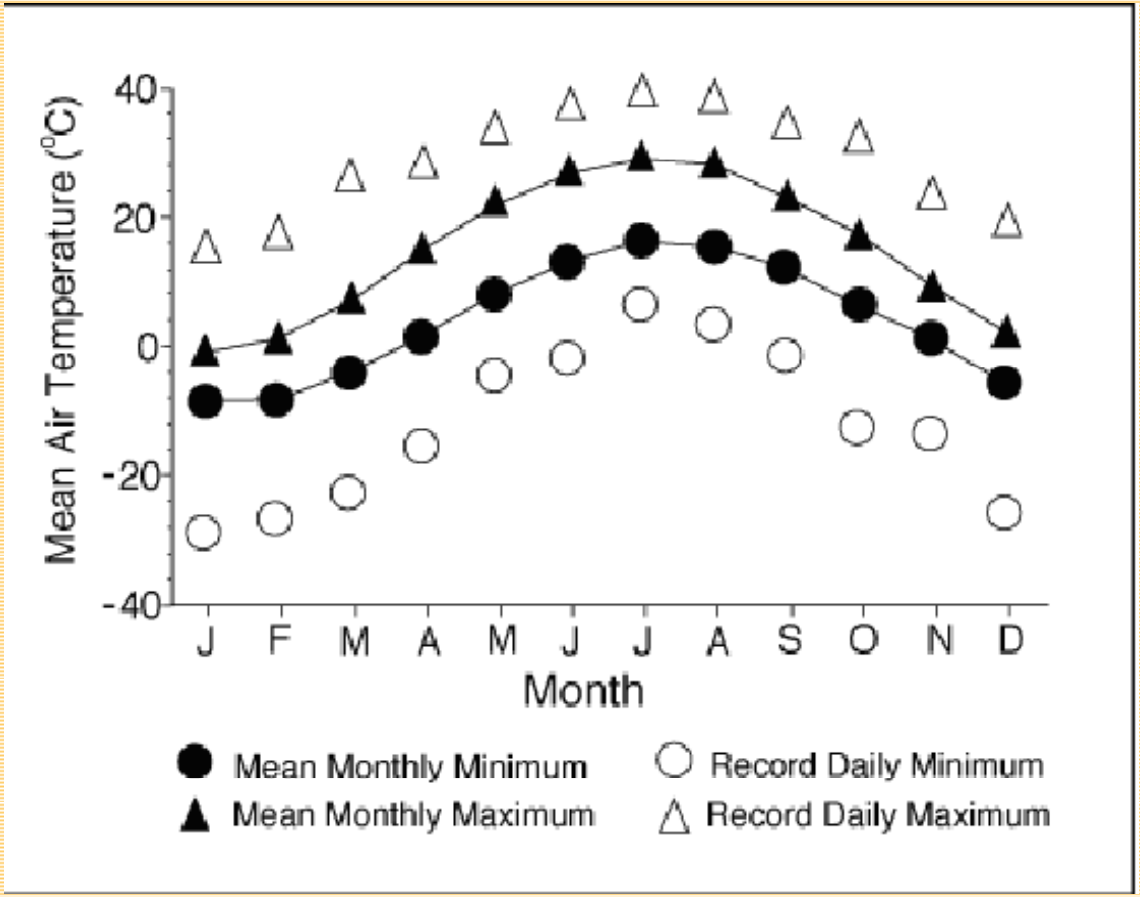
تغییرات سالانه دمای هوا

- تغییرات دمای هوا در طول سال را رژیم سالانه دمای هوا می‌نامند. برای ترسیم رژیم سالانه دمای هوا بایستی که مقادیر میانگین دمای ماههای مختلف را داشته باشیم و با توجه به آن رژیم سالانه دمای هوا به دست می آید .

یك رژیم دمایی کامل سالانه از 5 منحنی تشکیل یافته است که عبارتند از:

1. میانگین حداکثرها در ماههای مختلف
2. میانگین حداقل‌ها در ماههای مختلف
3. میانگین‌های ماهانه دما
4. حداکثر مطلق برای ماههای مختلف
5. حداقل مطلق برای ماههای مختلف

شکل زیر یك نمونه رژیم دمایی سالانه را نشان می‌دهد.



اختلاف بین حداکثر و حداقل دمای سالانه را دامنه سالانه دمای هوا می‌نامند که از رابطه زیر به دست می‌آید.

$a = T_{max}$ سالانه $- T_{min}$ سالانه

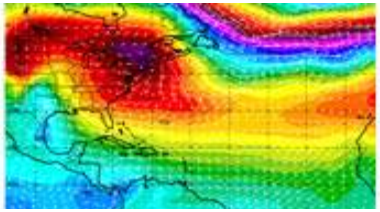
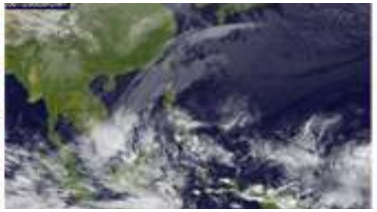
A : دامنه سالانه دمای هوا

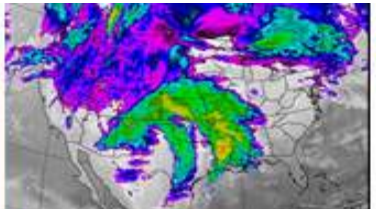
T_{max} : میانگین دمای گرمترین ماه سال

T_{min} : میانگین دمای سردترین ماه سال

مقدار A تحت تأثیر عواملی به شرح زیر است:

- با افزایش عرض جغرافیایی میزان A افزایش پیدا می‌کند.
- با افزایش ارتفاع میزان A کاهش پیدا می‌کند که میزان این کاهش در اتمسفر آزاد بیشتر از مناطق کوهستانی است.
- میزان A در مناطق بحری کمتر از مناطق بری است.
- مقدار A در اعماق دره‌ها بیشتر از دشت و در دشتها بیشتر از کوهستانها است.
- مقدار A در اقلیمهای مرطوب کمتر از اقلیمهای خشك است.



توزیع افقی دما

- برای نشان دادن توزیع افقی دما در یك منطقه، ابتدا خط ایزوترم یا همدما (خطوطی که نواحی با دمای یکسان را به هم وصل می‌کنند) ترسیم می‌گردند. قاعدتاً اگر جنس سطح زمین یکی بود، می‌بایستی که این خطوط به صورت مستقیم و موازی و از جهت شرق به غرب به موازات مدارات زمین قرار می‌گرفته اما به دلیل اختلافی که در پوشش سطحی و سایر عوامل مؤثر در توزیع افقی دما وجود دارد باعث می شود که این خطوط موازی نبوده و دارای ناهماهنگی‌های بسیار زیادی باشند. این ایزوترمها از فصلی به فصل دیگر و از نیمکره‌ای به نیمکره دیگر تغییر می‌یابند.

به طور کلی از بررسی نقشه‌های ایزوترمال نتایجی به دست می‌آید که به صورت زیر است:

- توزیع افقی دما به پراکندگی دریاها و خشکیها وابستگی شدیدی دارد.
- اختلاف دمای بین قطبهای زمین و استوا در نیمکرة جنوبی بیشتر است.
- قطب جنوب با داشتن دمای زمستانی حدود 60- درجه سانتیگراد و دمای 25- درجه سانتیگراد در تابستان، نسبت به قطب شمال سردتر است.
- استوای حرارتی زمین بر استوای جغرافیایی منطبق نبوده و با حرکت ظاهری خورشید در منطقه حاره جابجا می‌شود.
- جریانات دریایی (جریانات آبهای گرم و سرد) نقش بسیار مهمی در توزیع دما در زمین دارند.

توزیع قائم دما

- هر چه از يك كوهستان بالاتر می‌رویم هوا خنك‌تر می‌شود. این کاهش دما به دلایل زیر است:
- بدیهی است که هر چه از سطح زمین بالاتر برویم، چون زمان بیشتری طول می‌کشد تا دمای سطح به آن لایه ها برسد لذا، دمای هوا کاهش خواهد یافت.
- هر چه از سطح زمین به لایه‌های بالاتر برویم میزان بخار آب موجود در اتمسفر کاهش می‌یابد و با کاهش آن میزان دما کاهش خواهد یافت.
- فشار هوا با افزایش ارتفاع از سطح زمین کاهش پیدا می‌کند. در نتیجه انتقال حرارت کندتر صورت خواهد گرفت.

- هر چه از سطح زمین به لایه‌های بالاتر برویم میزان بخار آب موجود در اتمسفر کاهش می‌یابد و با کاهش آن میزان دما کاهش خواهد یافت.
- فشار هوا با افزایش ارتفاع از سطح زمین کاهش پیدا می‌کند. در نتیجه انتقال حرارت کندتر صورت خواهد گرفت.

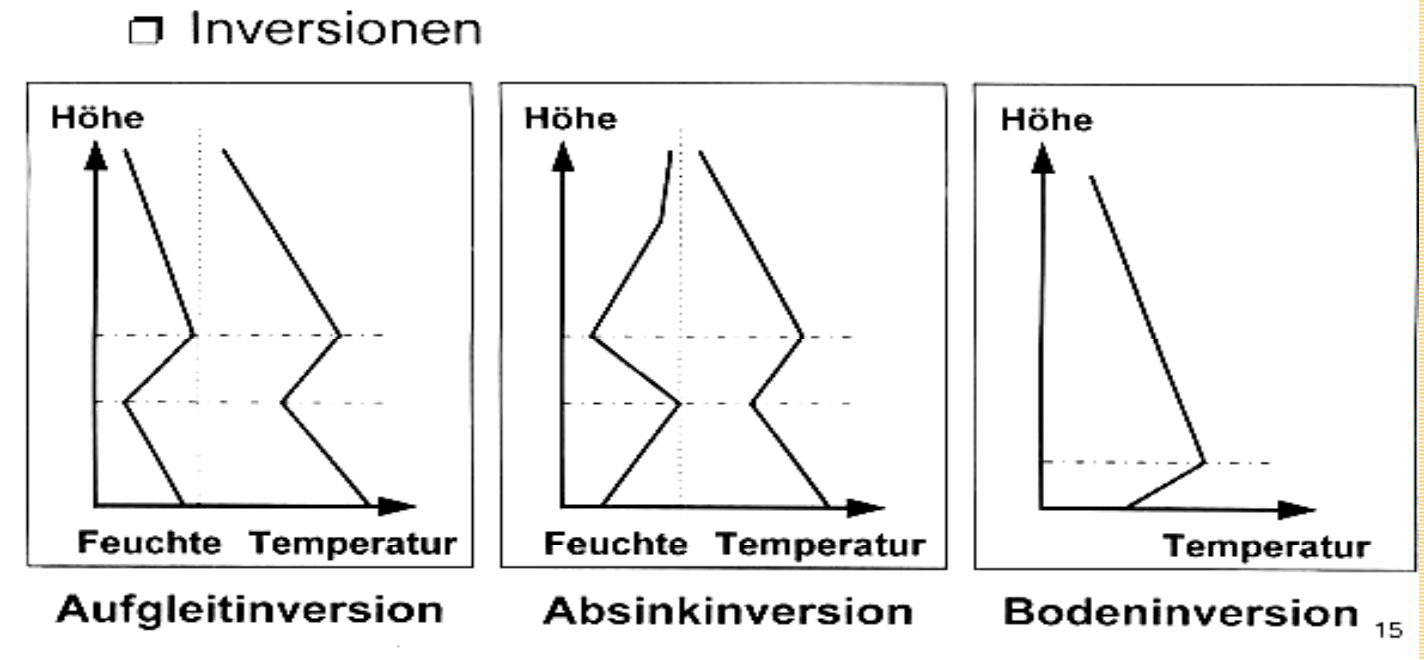
- میزان کاهش دما با ارتفاع ثابت نبوده و بسته به شرایط مختلف، متغیر است. مقدار کاهش دما به ازای یك واحد افزایش ارتفاع را گرادیان قائم دما (Lapse rate) می‌نامند و معمولاً آن را با β نشان می‌دهند:
- معمولاً β را بر حسب واحد درجه سانتیگراد در هر کیلومتر نشان می‌دهند.

$$\beta = \frac{\Delta T}{\Delta Z}$$

وارونگی دما

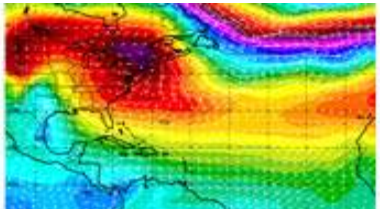
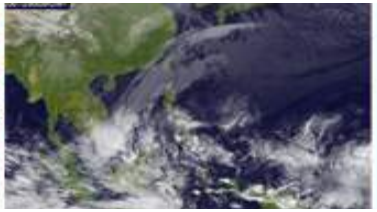
- در بخشهای قبلی ملاحظه گردید که در تروپسفر، با افزایش ارتفاع، قاعدتاً بایستی که دما کاهش پیدا نماید. اما بعضی مواقع حالاتی پیش می‌آید که این روند بر هم خورده و با افزایش ارتفاع در برخی لایه‌های اتمسفری (تروپسفر) ، دما افزایش خواهد یافت. چنین حالتی را که در آن با افزایش ارتفاع، میزان دما افزایش پیدا می‌کند را پدیدهٔ وارونگی می‌نامند.

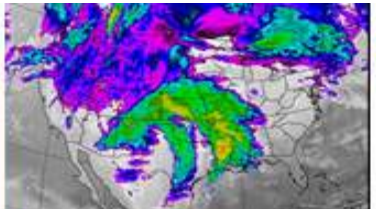
در شکل زیر نمونه‌هایی از حالات وارونگی دمایی نشان داده شده است.



(ج) (ب) (الف)

- حالت (الف) را وارونگی دمایی سطحی می‌نامند چرا که در نزدیکی سطح رخ می‌دهد. حالت (ب) را وارونگی دمایی در لایه‌های بالاتر گویند.



در طبیعت عوامل مختلف و متعددی باعث ایجاد لایة وارونگی می‌شوند که این عوامل و نوع وارونگی حاصل از آنها به شرح زیر است:

- وارونگی تشعشعی که در اثر تشعشع زمینی در طول شب شکل می‌گیرد.
- وارونگی دمایی که در اثر وجود گرد و غبار و یا ابرها شکل می‌گیرد.
- وارونگی که در اثر نزول توده‌ای از هوا شکل می‌گیرد.
- وارونگی توربولانسی که در اثر توبولانس مکانیکی، شکل می‌گیرد.
- وارونگی جبهه‌ای که در اثر جابجایی توده هوای سرد و گرم شکل می‌گیرد.
- وارونگی فرونشینی که در اثر اختلاف فشار لایه‌های بالایی و پائینی شکل می‌گیرد.

تأثیرات وارونگی دمایی

وجود لایة وارونگی دمایی در هر طبقه‌ای از جو باعث پایداری هوا در همان لایه میشود. بنابراین باعث ایجاد یکسری تأثیرات می‌گردد که عمدة آنها به صورت زیر است:

- جلوگیری از انتشار عمودی ابرها و در نتیجه سقف ابر در زیر لایة وارونگی قرار می‌گیرد.
- شکست تشعشعات ورودی خورشیدی به زمین که در اثر اختلاف دانسیتة لایة وارونگی با لایه‌های بالا و پائین ایجاد می‌شود.
- ایجاد اختلال در انتقال امواج رادیویی و راداری.
- تأثیر بر روی انتشار آلودگی‌ها و تجمع آنها.

دمای خاك

- یکی از عوامل مهم و موثر در خاك، دمای خاك است. دمای خاك از جهات زیادی در کشاورزی و مدلهای اکولوژیکی مورد نیاز است. مواردی مانند: تاثیر دما بر جوانه زنی بذور، نرخ واکنشهای بیوشیمیایی خاك، کاهش مصرف حشره کش ها و علف کش ها، تبدیل کودهای ازته و یخ زدن خاك.

عواملی که دما را در هر عمقی از خاك کنترل می کنند عبارتند از:

1. مقدار مطلق گرمای داده شده به سطح
2. مدت گرمایش
3. ویژگیهای فیزیکی خاك

خصوصیات حرارتی خاك

- **گرمـای ویـژه (Specific Heat):** Cg یـا گرمـای مخصـوص عبـارت اسـت از میـزان گرمـای لازم بـرای افزایش دمای یك گرم خاك به اندازه یك درجه سانتی گراد. واحد گرمای مخصوص کالری بر گرم بر درجه سانتیگراد است. کـه میزان آن در خاکها بین 2/0 تـا 4/0 کـالری در گرم است.

- **ظرفیت گرمایی خاك (Heat Capacity)**. Cv یا ظرفیت گرمایی عبارتست از میزان گرمای لازم برای افزایش دمای یك سانتی متر مکعب خاك به اندازه یك درجه سانتیگراد که واحد آن کالری برسانتی متر مکعب بر درجه است. ظرفیت حرارتی با حرارت مخصوص رابطه ای به شکل زیر دارد:

$$Cg.\rho=Cv$$

- که در آن ρ چگالی خاك بر حسب گرم بر سانتی متر مکعب است . Cv در خاکها عموما بین 3/0 تا 6/0 کالری در سانتی متر مکعب است.

هدایت حرارتی (Thermal Conductivity)

- K یا هدایت حرارتی خاك عبارت است از میزان حرارتی که در واحد زمان از واحد سطحی به ضخامت یك سانتی متر زمانیکه اختلاف درجه حرارت بین دو انتهای آن یك درجه باشد عبور می کند. در شرایط مساوی هرچه هدایت حرارتی خاك زیادتر باشد تغییرات حرارت سطحی آن کمتر بوده و نقش آن به عنوان یك ذخیره کننده حرارت بیشتر است. هدایت حرارتی خاك به میزان تخلخل، رطوبت و مواد آلی وابسته است.

قابلیت انتشار حرارتی

- قابلیت انتشار حرارتی (α) عبارت است از خارج قسمت قابلیت هدایت حرارتی به ظرفیت حرارتی و واحد آن سانتی متر مربع بر ثانیه می باشد.

$$\alpha = \frac{K}{Cv} = \frac{K}{Cg.\rho}$$

- **نفوذ گرما به داخل زمین.** قابلیت انتشار حرارتی خاك اندك و بطور قابل ملاحظه ای از قابلیت انتشار حرارتی هوای ساکن کمتر می باشد. بطور نظری دامنه دما در هر عمقی از خاك (با فرض اینکه توزیع ویژگی‌های خاك در اعماق خاك یکنواخت باشد) از رابطه زیر بدست می آید:

$$R_Z = R_S \exp\left[-z\left(\frac{\pi}{\alpha P}\right)^{1/2}\right]$$

که در آن Rz و RS به ترتیب دامنه های دما در عمق Z و سطح می باشد. الفا قابلیت انتشار حرارتی و P دوره نوسان بر حسب ثانیه است.

انتقال حرارت از سطح به هوا

- انتقال حرارت در لایه مجاور سطح که به آن لایه آرام نیز می گویند بصورت جابجایی و انتشار مولکولی انجام می گیرد. اما در حالت همرفت حرارت هوای گرم به سمت بالا حرکت کرده و هوای سرد جایگزین آن می‌گردد.

درجه حرارت خاك

- درجه حرارت خاك یکی از ویژگی های عمده آن بوده و رشد و نمو گیاه و تکوین فرآیندهای خاکسازی در گرو تغییرات آن می باشد.در دمای کمتر از صفر درجه سانتیگراد فعالیتهای زیستی موجود نبوده و آب به حالت مایع نمی تواند حرکت کند و جوانه زنی متوقف می گردد. دمای خاك در هر زمان و هر عمق متفاوت بوده و در طی روز و سال نوسان دارد. در اغلب موارد دمای خاك نسبت به دمای هوا از نظر اکولوژیکی برای گیاه مهمتر می باشد.

عوامل موثر بر دمای خاك عبارتند از:

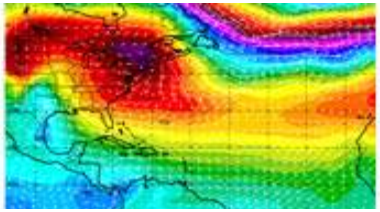
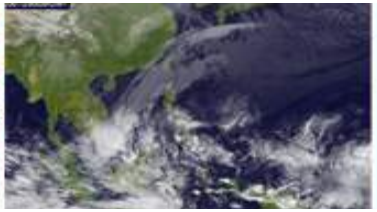
1. **ابرناکی**
2. **بارندگی**
3. **خصوصیات سطح زمین**
4. **نوسانات دمای خاك**

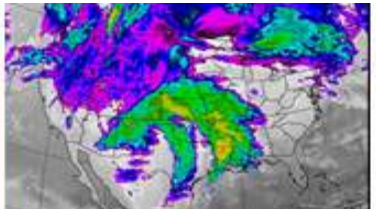
- **ابرناکی** مقدار، نوع و ارتفاع ابر تاثیر مهمی بر تغییرات شبانه روزی دمای خاك دارد. هرچه میزان ابر بیشتر و ارتفاع آن کمتر باشد تاثیر بیشتری بر کاهش تغییرات دما دارد.
- **بارندگی**. بارندگی نیز بدلیل مرطوب کردن خاك و افزایش شدید قابلیت هدایت حرارتی دامنه نوسان دما را کاهش می‌دهد.

- **خصوصیات سطح زمین:** شامل جنس، پوشش، پستی و بلندی و شیب و . . . می‌باشد. که هر در دمای خاک موثر هستند مثلا دمای شیبهای جنوبی بیشتر از شیبهای شمالی است.
- **نوسانات دمای خاك:** دمای خاك در اعماق مختلف و در زمانهای مختلف(طی روز و سال) مقدار ثابتی نبوده و دارای تغییرات پریودیك می باشد. دامنه تغییرات دمایی خاك از سطح به عمق کاهش می یابد و این کاهش تا جایی ادامه می یابد که در آنجا دما برابر میانگین سالانه است که به این عمق، عمق میرش یا عمق استهلاك می گویند.

میانگین سالانه دمای خاك

- هر نوع خاکی دارای یك میانگین سالانه دما است که ضرورتا در کلیه افقها و کلیه اعماق مختلف و زیرین خاك یکسان است. میانگین اندازه گیری شده دمای خاك بندرت در کلیه اعماق متوالی یك منطقه خاص یکسان است ولیکن این تفاوت های دمایی به قدری کوچك است که در نظر گرفتن یك مقدار واحد به عنوان میانگین سالیانه دمای خاك منطقی بنظر میرسد.عمق مبنا عموماً 50 سانتی‌متر می‌باشد.



رژیم حرارتی خاك

- رژیم حرارتی خاك معمولا شامل جریان حرارتی در خاك، خصوصیات دمایی خاك و تبادل حرارتی بین خاك و هوا می باشد و معمولا بر حسب دمای خاك بیان می شود. رژیم حرارتی خاك یکی از مهمترین عواملی است که فعالیت های بیولوژیکی و فرآیندهای در ارتباط با تولید گیاهان را کنترل می کند. این واقعیت به اثبات رسیده است که میزان تجزیه مواد آلی و معدنی شدن اشکال آلی نیتروژن با دما افزایش پیدا می‌کند.

فصل پنجم

رطوبت

مقدمه

- آب در طبیعت به یکی از اشکال جامد، مایع و یا گازی شکل یافت می‌شود. بخار آب شکل گازی آب است که از طریق فرآیند تبخیر از سطوح مرطوب، وارد هوا می‌شود. میزان بخار آب موجود در اتمسفر، رطوبت هوا را تشکیل می‌دهد که مقدار آن با توجه به زمان و مکان، متغیر است. همانطور که در فصل مربوط به ترکیبات اتمسفری ملاحظه گردید، حداکثر بخار آب موجود در اتمسفر زمین، حدود 4 درصد بوده و حداقل آن هم اندکی بالاتر از صفر است. بنابراین میزان بخار آب اتمسفری بین صفر تا 4 درصد متغیر است و این تغییرات تابعی از زمان و مکان می‌باشند.

هوای اشباع (Saturation Air)

- هر بستة هوا ظرفیت معینی برای پذیرش بخار آب دارد و اگر میزان بخار آب موجود در یك بستة هوا از یك حدی فراتر رود، پدیدة تراکم روی داده و رطوبت اضافی مجدداً تبدیل به مایع می‌شود. حداکثر رطوبتی که یك بستة هوا می‌تواند در خود جای دهد را ظرفیت آن بستة هوا برای جذب و پذیرش بخار آب می‌گویند. هر گاه یك بستة هوا به حد ظرفیت خود برای پذیرش رطوبت برسد، گوییم آن بستة هوا به حالت اشباع رسیده است و چنین هوایی را هوای اشباع می‌نامیم.

- برای اینکه یك بستة هوا به حالت اشباع برسد، دو راه وجود دارد:

الف) افزایش میزان بخار آب آن بستة هوا تا نقطة اشباع

ب) کاهش دمای هوای آن بسته

- در طبیعت معمولاً حالت دوم اتفاق می‌افتد، یعنی بستة هوا به طریقی سرد شده و به حالت اشباع می‌رسد.

- میـزان بخـار آب موجـود در هـوا توسـط یکسـری فاکتورهـایی سنجیده می‌شود که مهم‌ترین آنها عبارتند از:
- **فشار بخار آب (Water Vaper Pressure)**
- **فشار بخار اشباع (Saturation Vaper Pressure)**
- **نقطة شبنم (Dew Point)**
- **رطوبت مطلق (absolute humidity)**
- **رطوبت مطلق اشباع (Saturation absolute humidity)**
- **رطوبت ویژه (Specific Humidity)**
- **نسبت اختلاط (mixing Ratio)**
- **رطوبت نسبی (Relative Humidity)**
- **کمبود اشباع (Moisture Dificit)**

فشار بخار آب (Water Vaper Pressure)

- در بحث فشار گفته شد که هر یك از گازهای موجود در جو زمین فشار جزیی دارند که مجموع این فشارهای جزئی، فشار هوا را در هر نقطه تشکیل می‌دهد. از آنجایی که بخار آب نیز یکی از گازهای اتمسفری است، از این قاعده مستثنی نبوده و یك فشار جزیی ایجاد می‌کند که مقدار آن بسته به میزان بخار آب موجود در اتمسفر آن منطقه، متفاوت است. فشار جزیی مربوط به بخار آب موجود در اتمسفر را فشار بخار آب می‌گویند.

فشار بخار اشباع (Saturation Vaper Pressure)

- عبارت است از حداکثر فشار بخار آب در یك دمای معین که مقدار آن در هر دما، ثابت است. همانطور که قبلاً اشاره شد ظرفیت هوا برای جذب بخار آب محدود است و اگر میزان بخار آب موجود در هوا از یك حدی فراتر رود مازاد آن مجدداً تبدیل به مایع می‌شود، در نتیجه میزان فشار بخار اشباع نیز در هر دما، مقدار مشخص و ثابتی است. به عبارت دیگر می‌توان گفت که در حالت اشباع، بخار آب با سطح آب مجاور آن در حالت تعادل است و تعداد ملکول‌های هوایی که از سطح آب وارد هوا می‌شوند دقیقاً برابر تعدادی است که در اثر تراکم وارد آب می‌شوند. میزان فشار بخار آب در این حالت را فشار بخار آب اشباع می‌گویند.

نقطة شبنم (Dew Point)

- نقطة شبنم دمایی است که اگر یك بستة هوا را تا آن دما سرد کنیم، به حالت اشباع در می‌آید. پدیدة شبنم‌نشینی عموماً در طول شب‌های صاف و آرام اتفاق می‌افتد. در طول چنین شب‌هایی سطوح اجسام در اثر تشعشع شبانه سرد می‌شود و در نتیجه هوایی که با آنها در تماس است ، به تدریج سرد می‌شود تا اینکه دمای آن به نقطة شبنم برسد و پس از این مرحله، فرآیند شبنم‌نشینی رخ می‌دهد.
- برای به دست آوردن نقطة شبنم، کافی است که فشار بخار آب موجود در هوا را داشته باشیم.

رطوبت مطلق (absolute humidity)

- یکی از شاخص‌هایی که برای نشان دادن میزان بخار آب موجود در هوا به کار می‌رود، رطوبت مطلق است. رطوبت مطلق بنا به تعریف عبارت است از میزان (وزن) بخار آب موجود در یك متر مکعب هوا است و معمولاً بر حسب گرم بخار آب در یك متر مکعب هوا بیان می‌شود. میزان رطوبت مطلق یك بسته هوا ثابت نبوده وتابعی از دمای آن بسته هوا می‌باشد و با تغییر دما ، تغییر می‌یابد.

رطوبت مطلق اشباع (Saturation absolute humidity)

- حداکثر بخار آبی که در یك متر مکعب هوا می‌تواند وجود داشته باشد را رطوبت مطلق اشباع می‌گویند این فاکتور تابع دما بوده و بر حسب واحد گرم بر متر مکعب بیان می‌شود.
- واضح است که رطوبت مطلق اشباع در یك دمای معین، مقداری ثابت است.
- در مورد رطوبت مطلق، این نکته قابل ذکر است که میزان که میزان آن با افزایش عرض جغرافیایی، کاهش می‌یابد و با افزایش ارتفاع هم از میزان آن کاسته می‌شود. همچنین هر چه از سواحل دریاها به سمت خشکی‌ها پیش رویم از مقدار آن کاسته می‌شود.

رطوبت ویژه (Specific Humidity)

- از دیگر سنجه‌هایی که برای بیان میزان بخار آب موجود در یك بستة هوا به کار می‌رود، نم ویژه است. رطوبت ویژه (نم ویژه) بنا به تعریف عبارت است از وزن بخار آب موجود در هر واحد وزن از هوای مرطوب . این فاکتور نسبت به رطوبت مطلق از ثبات بیشتری دارد چرا که وزن بخار آب را در یك کیلوگرم هوای مرطوب نشان می‌دهد، چه اینکه این یك کیلوگرم، یك متر مکعب حجم داشته باشد و چه اینکه حجم آن چندین متر مکعب باشد.

- **نسبت اختلاط (mixing Ratio)**
- عبارت است از جرم بخار آب موجود در حجم معینی از هوا به جرم هوای خشك هم حجم آن. این نسبت عموماً بر حسب واحد گرم بخار آب بر کیلوگرم هوای خشك، بیان می‌شود.

- **رطوبت نسبی (Relative Humidity)**
- رطوبت نسبی بنا به تعریف عبارت است از نسبت فشار بخار آب موجود در هر حجمی از هوا به فشار بخار اشباع در همان دما. رطوبت نسبی را عموماً بر حسب درصد بیان می‌شود.

$$\text{رطوبت نسبی} = \frac{\text{فشار بخار آب موجود در هوا}}{\text{فشار بخار اشباع}} \times ۱۰۰$$

کمبود اشباع (Moisture Dificit)

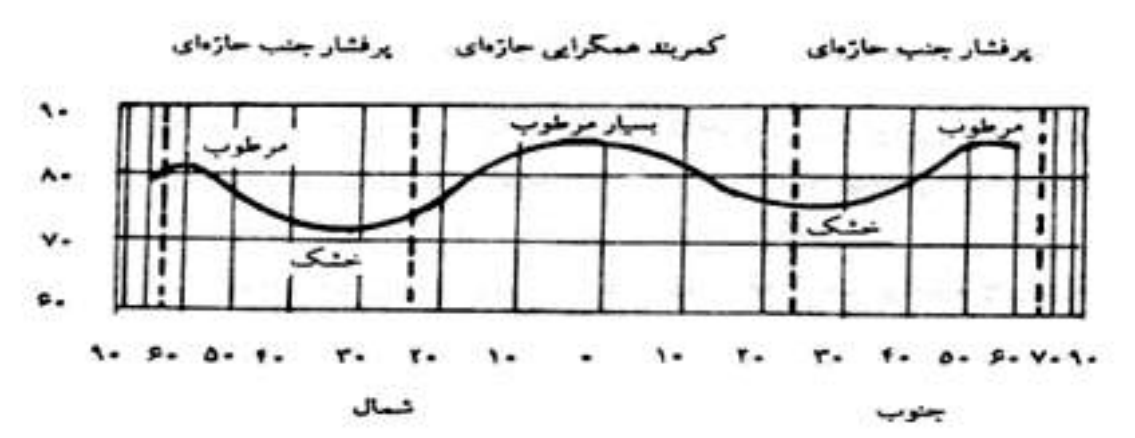
- این پارامتر همان طور که از اسم آن پیداست، نشان دهندة مقدار رطوبتی است که بایستی به یك بسته هوا اضافه شود تا بدون تغییر دما، به حالت اشباع درآید. اگر چنانچه بخواهیم مقدار کمبود اشباع را بر اساس فشار بخار آب پیدا کنیم، لازم است که فشار بخار هوا و فشار بخار اشباع در همان دما را از هم کسر نمائیم.

توزیع رطوبت در اتمسفر

الف) توزیع افقی رطوبت در هوا

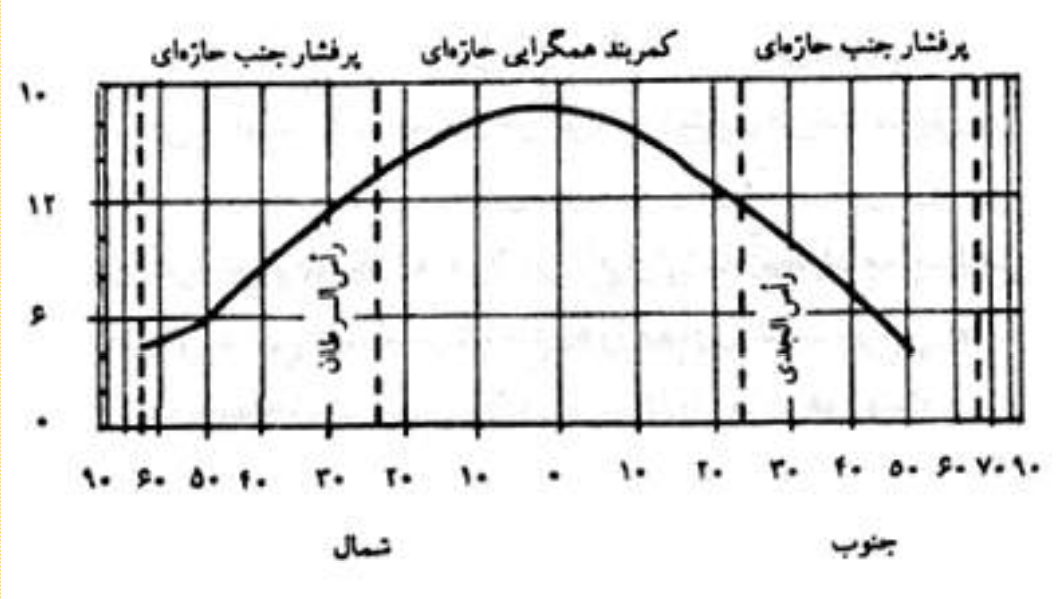
- توزیع افقی رطوبت هوا بستگی به دما و جنس سطح زمین دارد. میزان بخا رآب در بخش‌های مختلف کرة زمین با هم متفاوت است. توزیع بخار آب در درجه اول تابعی از دمای هوا است. از آنجایی که دمای هوا با افزایش عرض جغرافیایی، در هردو نیمکره کاهش می‌یابد بخار آب موجود در آن ، به طور ناهمسانی ضمن حرکت از استوا به قطب کاهش خواهد یافت.

- شکل زیر توزیع جغرافیایی رطوبت نسبی را بر حسب تغییرات عرض جغرافیایی نشان می‌دهند.



- رطوبت نسبی در استوا حداکثر مقدار را دارا بوده و با افزایش عرض جغرافیایی در هر دو نیمکره، تا حدود عرض‌های میانی مقدار آن کاسته می‌ود و سپس با ادامه افزایش عرض جغرافیایی، رطوبت نسبی افزایش می‌یابد تا اینکه مجدداً در قطب‌ها به حداکثر خود می‌رسد.

- شکل زیر رطوبت ویژه را بر حسب تغییرات عرض جغرافیایی نشان می‌دهند.



- رطوبت ویژه نیز در استوا حداکثر مقدار خود را داشته و هر چه از استوا به سمت قطبین پیش می‌رویم، از میزان آن کاسته می‌شود به طوری که در قطب‌ها به حداقل خودش می‌رسد.

ب) توزیع عمودی رطوبت

- جرم ملکولی بخار آب 18 و از آن هوا، 29 می‌باشد. با توجه به این مقادیر، انتظار می‌رود. که چون جرم حجمی بخار آب کمتر از هوای خشك است، بخار آب در لایه‌های بالا جو بیشتر از لایه‌ای پایین‌تر باشد در حالی که در طبیعت این گونه نیست. بایستی توجه داشت که تغییرات میزان رطوبت موجود در لایه‌های مختلف جو با ارتفاع از روزی به روز دیگر متفاوت است اما در حالت کلی می‌توان اظهار داشت که با افزایش ارتفاع، از میزان رطوبت موجود در جو کاسته می‌شود.

جدول زیر کاهش بخار آب با ارتفاع را در اتمسفر آزاد نشان می‌دهد.

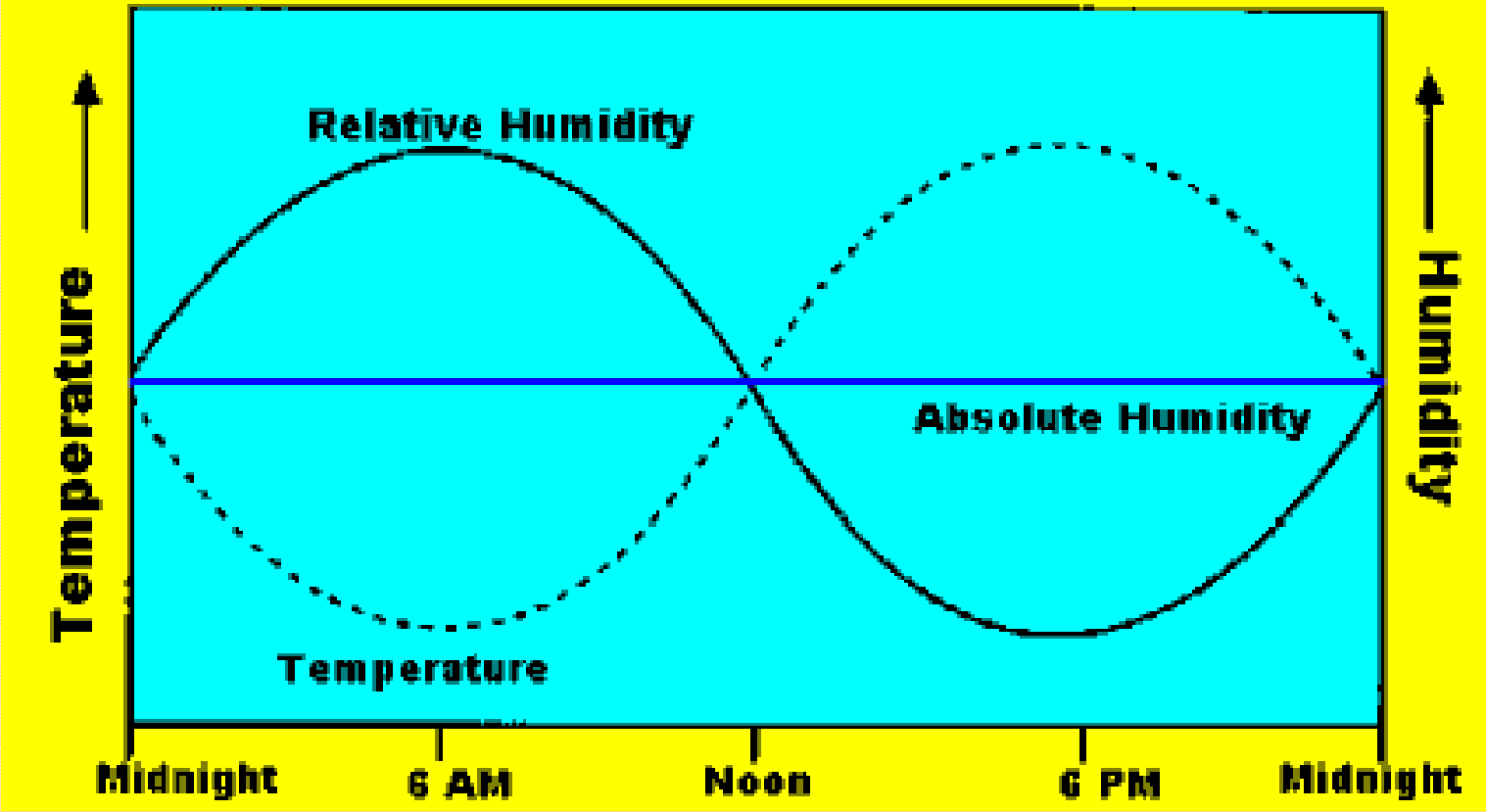
همیشه میزان رطوبت با افزایش ارتفاع ،کاهش نمی‌یابد. به عنوان مثال در روزهای ابری، میزان رطوبت لایه‌ای که در آن ابر وجود دارد حداکثر بوده و به سمت بالا و پایین ،کاهش می‌یابد.

ارتفاع km	مقدار بخار آب (%)
0	3/1
1	0/1
2	69/0
3	49/0
4	37/0
5	27/0
6	15/0
7	09/0
8	05/0

تغییرات شبانه‌روزی رطوبت هوا

- میزان رطوبت هوا در طول شبانه روز، تغییرات چندانی ندارد و با نوسانات ناچیزی همراه است.
- تغییرات فشار بخار آب در طول شبانه‌روز بسیار کم است و اگر هم وجود داشته باشد به خاطر عواملی نظیر تبخیر سطحی و پدیدهٔ شبنم نشینی می‌باشد. تنها در یك حالت ممکن است تغییرات فشار بخار آب در طول شبانه روز زیاد باشد و آن موقعی است که یك توده هوای مرطوب به منطقه نزدیك شود که در این حالت تغییرات فشار بخار در طول شبانه روز می‌تواند زیاد باشد.
- بر خلاف فشار بخار آب که در طول شانه روز تقریباً ثابت است، رطوبت نسبی از روند خاصی پیروی می‌کند که بستگی به دمای هوا دارد.

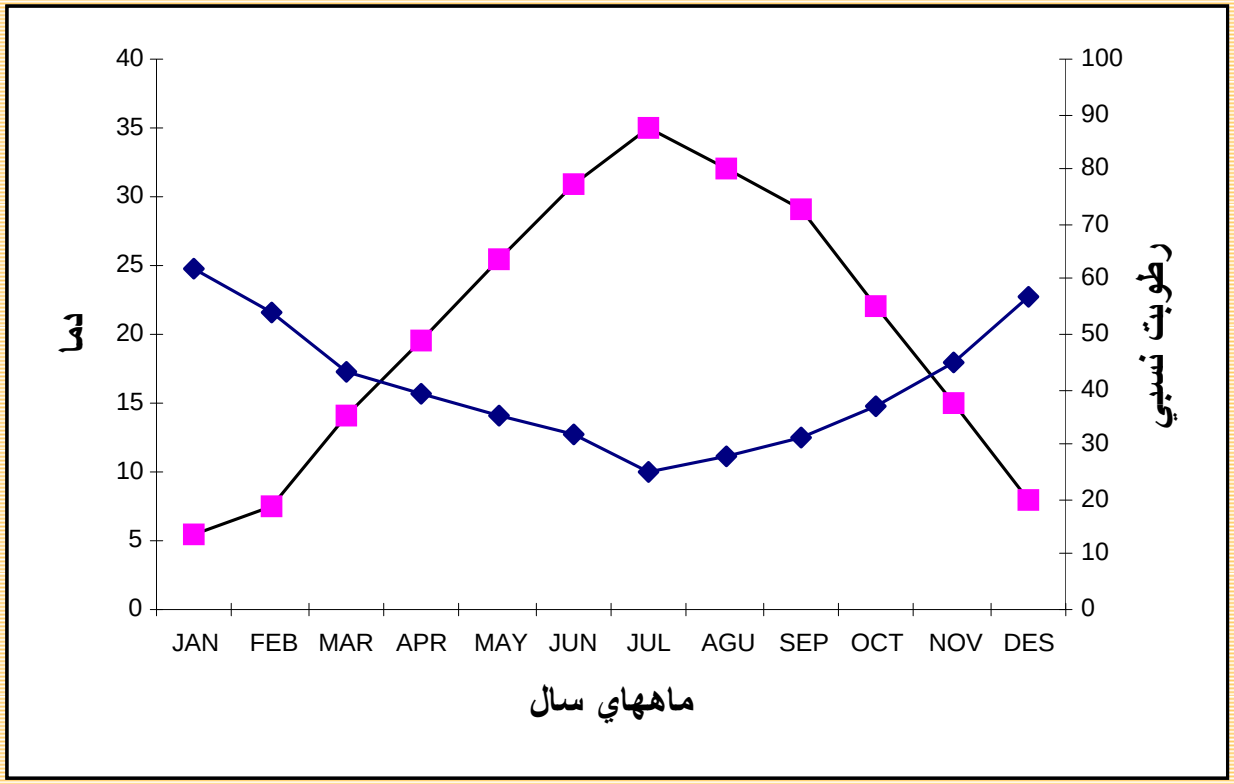
شکل زیر روند تغییرات شبانه‌روزی دما و رطوبت نسبی را نشان می‌دهد.



تغییرات سالانة رطوبت

- تغییرات سالانة رطوبت نسبی، از روند سالانة تغییرات دما پیروی می‌کند به این صورت که حداکثر مقدار آن در ماهی رخ می‌دهد که حداقل دما اتفاق افتاده است و حداقل آن هم مربوط به ماهی است که حداکثر دما حادث شده است.
- در حالت کلی، میزان فشار بخار آب در گرم‌ترین ماه سال، بالا است که علت آن، بالا بودن ظرفیت پذیرش رطوبت و بخار آب است که باعث می‌شود در اثر فرآیندهایی مثل تبخیر و تبخیر و تعرق، میزان فشار بخار آب در هوا بالا رود. در طی سردترین ماه سال، به دلیل پایین بودن ظرفیت جذب و پذیرش بخار آب، میزان فشار بخار آب نیز پایین است.

- منحنی زیر تغییرات سالانة دما و رطوبت را در یک ایستگاه هواشناسی نشان میدهد.



اندازه‌گیری رطوبت هوا

- به طور کلی روش‌های اندازه‌گیری رطوبت موجود در هوا به شرح زیر هستند:

1- روش سایکرومتری یا ترمودینامیکی

2- روش هیکروسکوپی (Higroscopic)

3- روش جذب

4- روش الکترولیتی

5- روش تراکم (Condensation)

1- روش سایکرومتری یا ترمودینامیکی

- در این روش از اختلاف دمای دماسنج‌های تر و خشك برای اندازه‌گیری رطوبت استفاده می‌شود در حقیقت با توجه به قوانین ترمودینامیکی و روابطی که بین رطوبت و دمای دماسنج‌های تر و خشك وجود دارد، میزان رطوبت برآورد می‌شود.

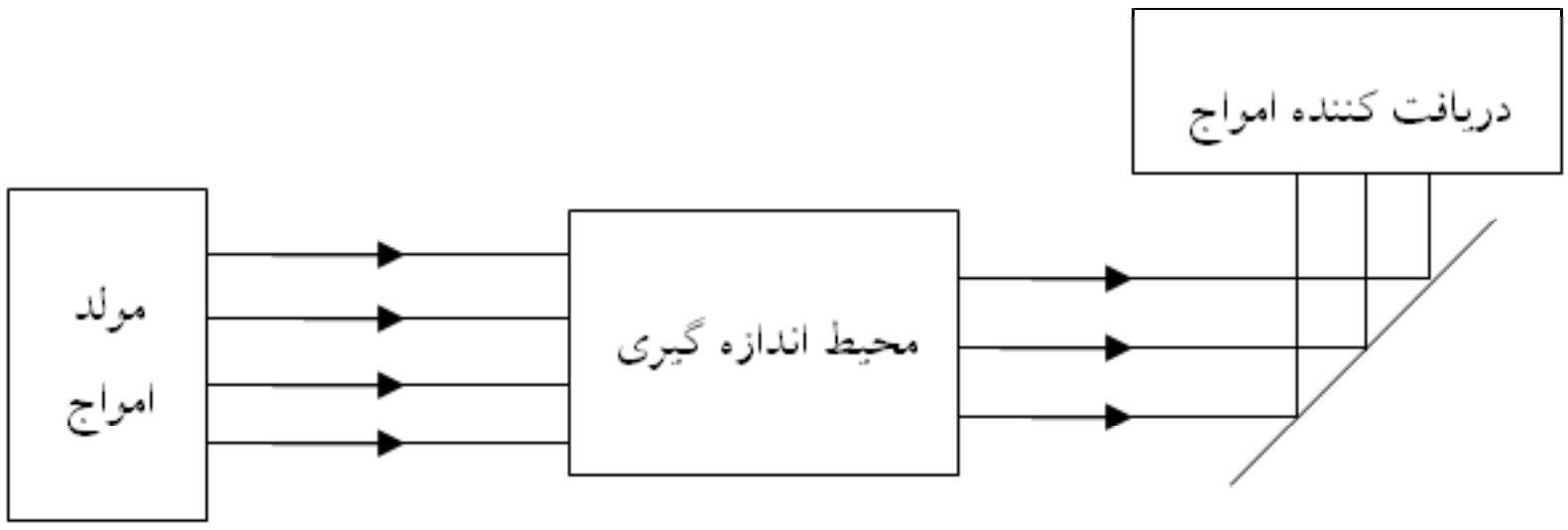
2- روش هیکروسکوپی (Higroscopic)

- در این روش از تأثیر رطوبت روی مواد آلی، برای اندازه‌گیری رطوبت استفاده می‌شود. این مواد آلی می‌توانند، پوست، ناخن و ... باشند.

3- روش جذب

- در روش جذب از خاصیت جذب برخی طول موج‌ها توسط بخار آب ، برای اندازه‌گیری رطوبت استفاده می‌شود. برای اندازه‌گیری در این روش، ابتدا یکسری طول موج‌های مشخصی توسط یك مولد امواج تولید شده و از درون محیطی که رطوبت آن اندازه‌گیری می‌شود، عبور داده می‌شود . با اندازه‌گیری میزان امواج عبور کرده از این محیط، می‌توان میزان اشعة جذب شده را به دست آورده و از آن برای محاسبة رطوبت آن محیط استفاده نمود .

نمای کلی دستگاه اندازه‌گیری رطوبت در روش جذب اشعه



4- روش الکترولیتی

- بعضی از نمك‌ها این خاصیت را دارند که جاذب رطوبت هستند و میزان هدایت الکتریکی آنها با تغییر میزان رطوبت جذب شده توسط آنها، تغییر می‌کند.
- در روش الکترولیتی از این خاصیت برای اندازه‌گیری رطوبت هوا استفاده می‌شود. میزان هدایت الکتریکی این نمك‌ها با استفاده از یك سری روابطی به رطوبت ارتباط داده می‌شود. به این ترتیب با اندازه‌گیری هدایت الکتریکی این مواد ، می‌توان میزان رطوبت محیط را به دست آورد. از جملة این نمك‌ها میتوان کلرورلیتیوم را نام برد.

5- روش تراکم (Condensation)

- در این روش، اساس کار بر اندازه‌گیری نقطة شبنم استوار است. روش کار به این صورت است که سطح صاف و شفاف یك سطح فلزی یا شیشه‌ای را سرد می‌کنند. دمایی را که در آن دما بخارآب موجود در هوا روی جداره‌های ظرف شروع به متراکم شدن نمود ، یادداشت می‌نمایند . این دما معرف دمای نقطة شبنم است. با داشتن دمای نقطة شبنم و ارتباطی که بین دمای نقطة شبنم و فشار بخار آب موجود در هوا وجود دارد، می‌توان فشار بخار آب را به دست آورد.

سایکرومترها (Psychrometers)

- ساده‌ترین روش اندازه‌گیری رطوبت، استفاده از سایکرومترها است. ساختار سایکرومتر شامل دو دماسنج است که به موازات هم قرار گرفته‌اند و مخزن یکی از دماسنج توسط پارچه‌ای با سطح آب در تماس می‌باشد. واضح است که دمای دماسنجی که مخزن آن توسط یك پارچه خیس پوشیده شده است کمتر از دماسنج دیگر می‌باشد، چرا که از اطراف مخزن آن عمل تبخیر صورت می‌گیرد که یك فرآیند گرماگیر بوده و باعث می‌شود دمایی که دماسنج تر نشان می‌دهد پایین‌تر باشد.

رابطهٔ سایکرومتری که برای اندازه‌گیری رطوبت به کار می‌رود به صورت زیر است:

$$e = e_{s(t')} - Ap(t - t')$$

که در آن،

e : فشار بخار آب موجود در هوا،

$e_{s\,(t')}$: فشار بخار اشباع در دمایی که دماسنج تر نشان می‌دهد

A: ضریب سایکرومتری که مقدار آن بر حسب نوع سایکرومتر تغییر می‌کند

P: فشار هوا

t : دمایی که دماسنج معمولی نشان می‌دهد.

- انواع سایکومترها مورد استفاده در هواشناسی عبارتند از:

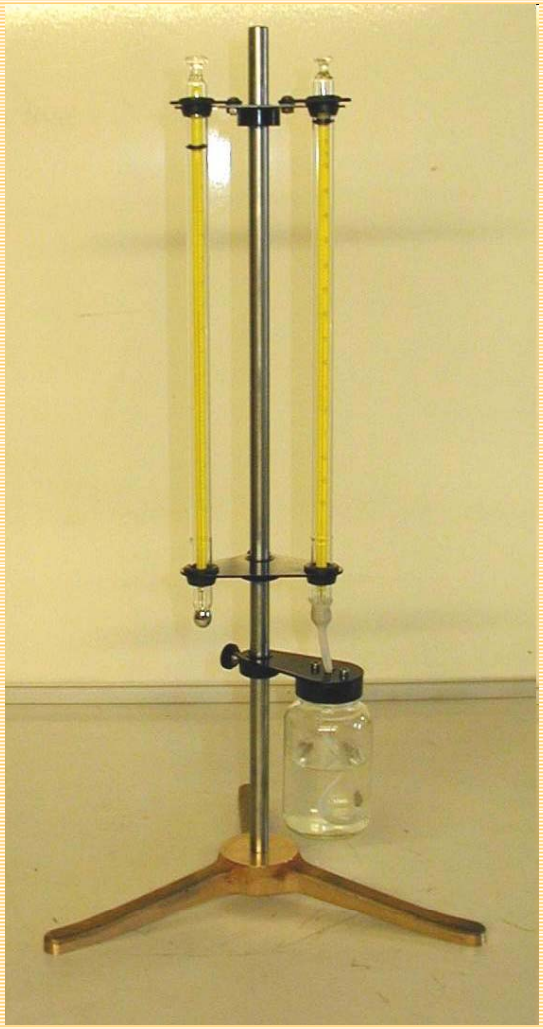
الف) سایکرومتر ایستگاهی

ب) سایکرومتر آسمن (Assman Psychrometer)

ج) سایکرومتر فلاخنی (Sling Psychrometer)

الف) سایکرومتر ایستگاهی

- این وسیله در واقع همان دماسنجهای تر وخشك هواشناسی است که در داخل پناهگاه هواشناسی نگهداری می شود . ساختمان این وسیله مرکب از دو دماسنج است که به صورت عمودی روی پایه ای قرار گرفته اند . اطراف مخزن دماسنج تر، فتیله ای از جنس موسلین پیچیده شده است که طرف دیگر این فتیله در داخل مخزن آبی قرار دارد.
- یکسری جداول و گراف‌هایی وجود دارند که با استفاده از آنها و داشتن دمای دماسنج‌های تر و خشك، می‌توان میزان رطوبت نسبی را محاسبه نمود.



- شکل روبرو یک نمونه از این سایکرومترها را نشان می دهد .

ب) سایکرومتر آسمن (Assman Psychrometer)

- ساختمان آن مشابه سایکرومتر ایستگاهی است، منتها در این وسیله جریان هوا توسط یک بادبزن کوچک از روی مخزن دماسنج‌ها عبورداده می‌شود. ضریب سایکرومتری در این حالت با سایکرومتر پناهگاهی فرق دارد. اگر سرعت تهویه هوا در اطراف مخزن دماسنج‌ها 40 متر بر ثانیه باشد مقدار ضریب A برای حالتی که t' مثبت باشد 00062/0، و برای حالتی که t' منفی باشد 0054/0 خواهد بود. سایکرومتر آسمن برای اندازه‌گیری‌های مزرعه‌ای، وسیله مناسب به شمار می‌رود.

- شکل روبرو سایکرومتر آسمن را نشان می‌دهد.

ج) سایکرومتر فلاخنی (Sling Psychrometer)

- این وسیله از دو دماسنج تشکیل شده که روی پایه‌ای قرار گرفته‌اند و خود پایه مجهز به یك دستگیره است که می‌تواند به راحتی حول محور افقی بچرخد. به این ترتیب تهویه هوا در این وسیله از طریق چرخش سایکرومتر به وجود می‌آید.
- قبل از استفاده از این وسیله برای اندازه‌گیری رطوبت ، بایستی که فتیلة اطراف دماسنج تر را خیس نموده و سپس از آن استفاده کنیم. ضریب سایکرومتری در این وسیله برای حالتی که t' بزرگتر از صفر باشد برابر با 00065/0 و برای حالتی که t' فرض باشد برابر 00058/0 خواهد بود.

- شـــــکل روبـــــرو نمونـــــه‌ای از ســـایکرومترهای فلاخنـــی را نشـــان می‌دهد.

رطوبت‌نگار

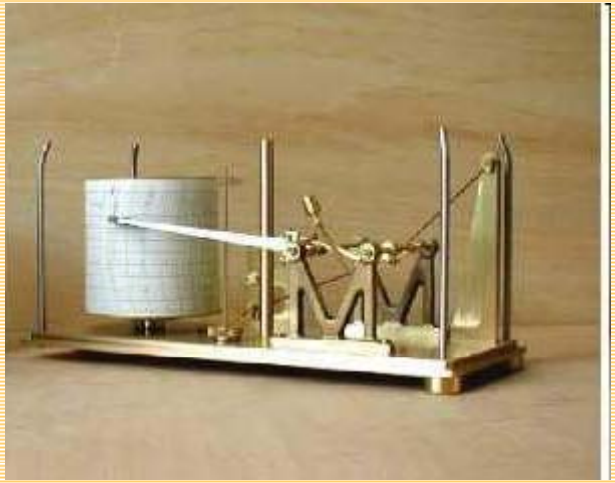
- دستگاهی که برای ثبت تغییرات لحظه به لحظهٔ رطوبت به کار می‌رود، رطوبت‌نگار نامیده می‌شود. متداول‌ترین نوع رطوبت نگارها، رطوبت نگار موئی است که از سه قسمت اساسی تشکیل شده است.

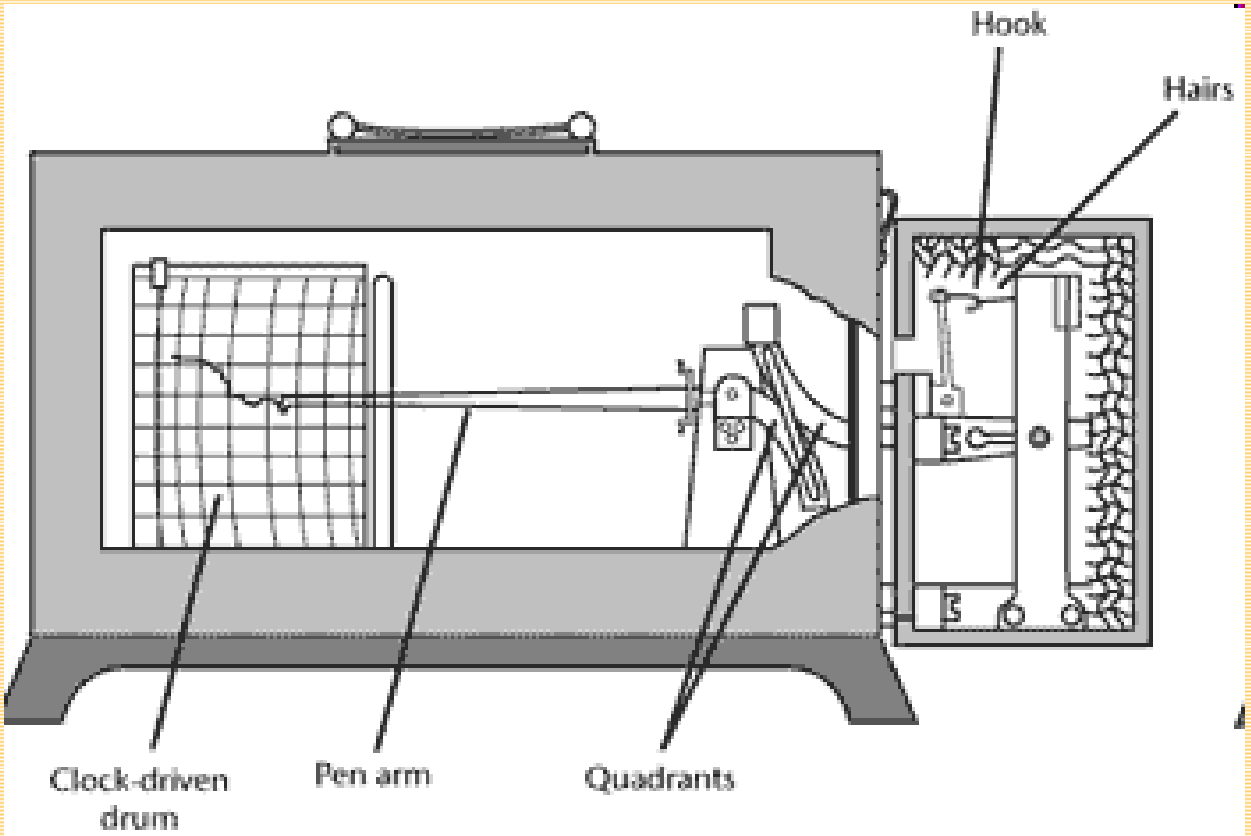
1- سنسور حساس: این قسمت از چند رشته تار مو ساخته شده است که این‌ها دراثر تغییرات رطوبتی، تغییر طول می‌دهند.

2- اهرم‌های رابط: این اهرم‌ها اسبابی هستند که تغییرات طولی را که در اثر نوسانات رطوبتی در رشته‌های مو ایجاد می‌شود ، توسط یکسری مکانیزم‌هایی بزرگنمایی نموده و آن را به قلم ثبات منتقل می‌کنند.

3- استوانه ثابت: شامل ساعتی است که وقتی کوك می‌شود، باعث چرخش یکنواخت آن می‌گردد. دور استوانهٔ ثابت گرافی قرار می‌گیرد که روی آن منحنی تغییرات رطوبت نسبی ثبت می‌گردد. محور افقی گراف درصد رطوبت نسبی و محور عمودی آن زمان را نشان می‌دهد.

شکل زیرنمونه‌ای از رطوبت‌نگارهای موئی را نشان می‌دهد.





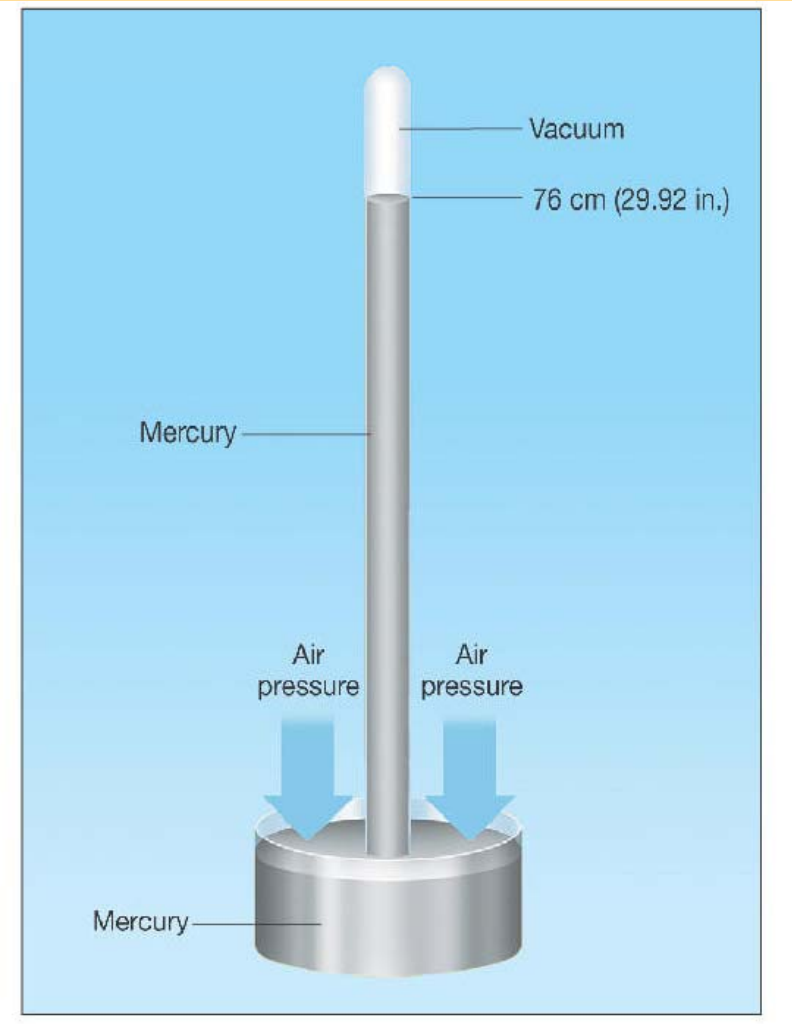
فصل ششم

فشار

کلیات

- فشار که توسط یك جسم ایجاد می شود عبارت است از نیرویی که از طرف آن جسم وارد می گردد ،تقسیم بر مساحت سطح مقطع آن .
- اطراف کره زمین را هوا احاطه کرده است و هوا دارای وزن است وفشار ایجاد می کند .فشار هوا در هر نقطه از زمین برابر است با نیروی حاصل از وزن هوایی که بالای آن قسمت قرار گرفته است تقسیم بر سطح مقطع آن قسمت از زمین .

- نخستین کسی که موفق به اندازه گیری فشار هوا شد، توریچلی بود . او توسط یك آزمایش ساده ای موفق به اندازه گیری فشار هوا گردید. آزمایش وی از این قرار بود که او تشتی را پر از جیوه ساخت و سپس یك لوله شیشه که یك طرف آن مسدود بود ، از جیوه پر نموده و سپس طرف باز لوله را توسط دست یا چیز دیگر مسدود نگه داشته و آنرا در داخل جیوه تشت به صورت معکوس قرار دارد.


Vacuum
76 cm (29.92 in.)
Mercury
Air pressure
Air pressure
Mercury

- از آنجایی که طبق قوانین مکانیك سیالات فشار نقطه A و با هم برابراست خواهیم داشت :

$$PA = PA'$$

$$PA' = pgh = 13.6 \times 9.81 \times 760 \cong 1013mb$$

- PA در واقع همان فشار هوا می باشد که بر سطح جیوه داخل تشت وارد می‌شود و این فشار با فشار جیوه داخل لوله به تعادل رسیده است. توریچلی ملاحظه نمود که در این حالت ارتفاع ستون جیوه در سطح دریا حدود 760 میلی متر است و در نتیجه اعلام کرد که فشارهوا در سطح دریا 760 میلی متر جیوه می باشد.

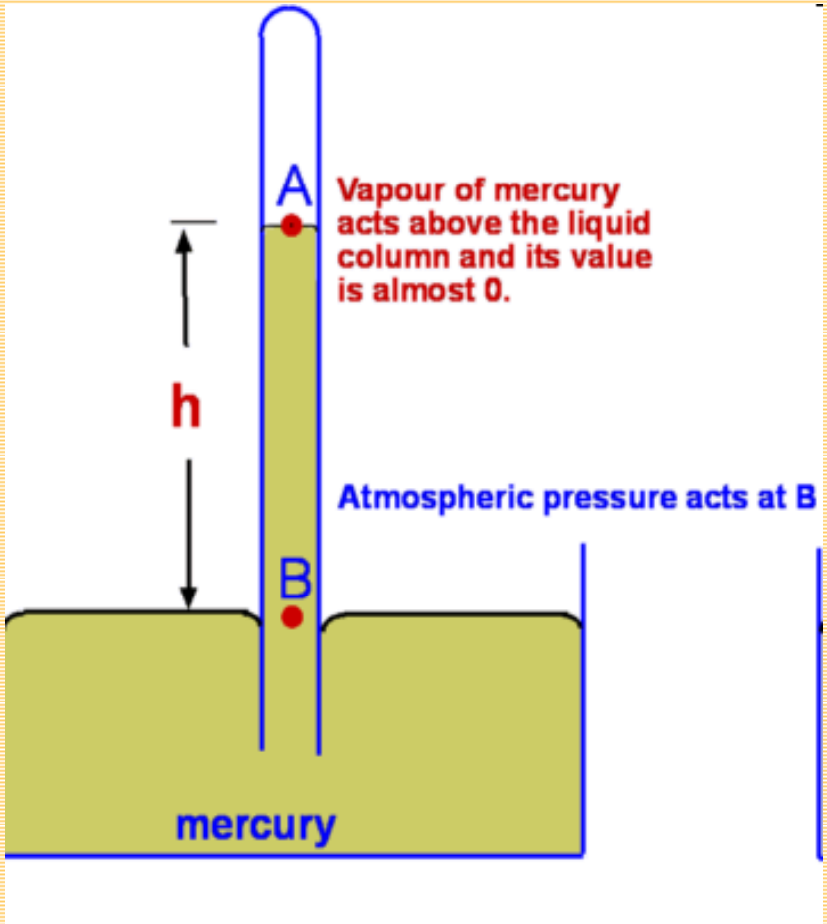
واحدهای اندازه گیری فشار

- از جمله واحدهایی که برای بیان فشار به کار می رود ، طول ستون مایع است که معادل با نیرو در سطح مقطع مایع می‌باشد.
- معروفترین واحد از این گروه، فشار بر حسب طول ستون جیوه است که برحسب میلی متر، سانتی متر و یا اینچ جیوه بیان می گردد. به عنوان مثال فشار اتمسفر در سطح دریا برحسب میلیمتر جیوه برابر با 760 است.
- از دیگر واحدهای فشار ،میتوان میلی بار را نام برد که کاربرد زیادی در مباحث فشار دارد .

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 .

- 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.

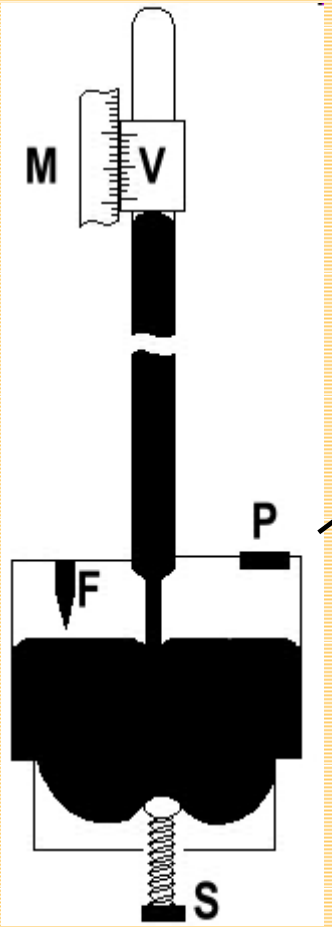
با توجه به اینکه فشار روی جیوه داخل لوله صفر است، $P_B = 0$ خواهیم داشت :

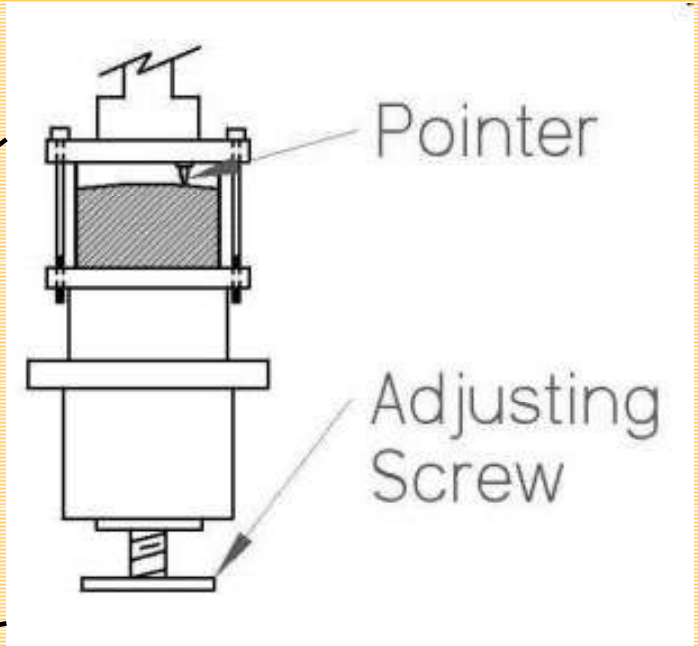
$$P_A = \rho \cdot h \cdot g$$

- 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.

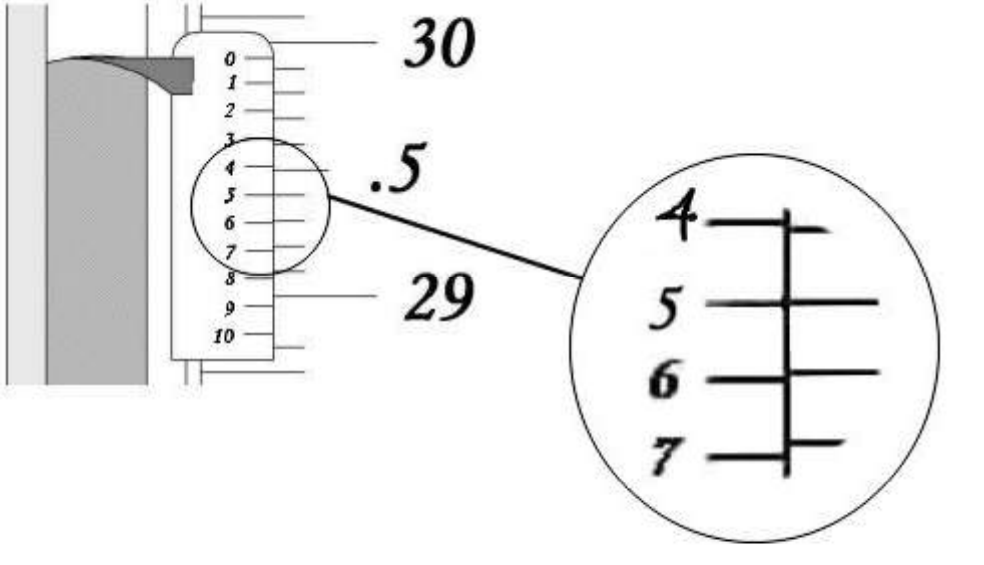
فشار سنج جیوه ای از نوع فرتین (Fortin)

- 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.


M
V
P
F
S


Pointer
Adjusting
Screw

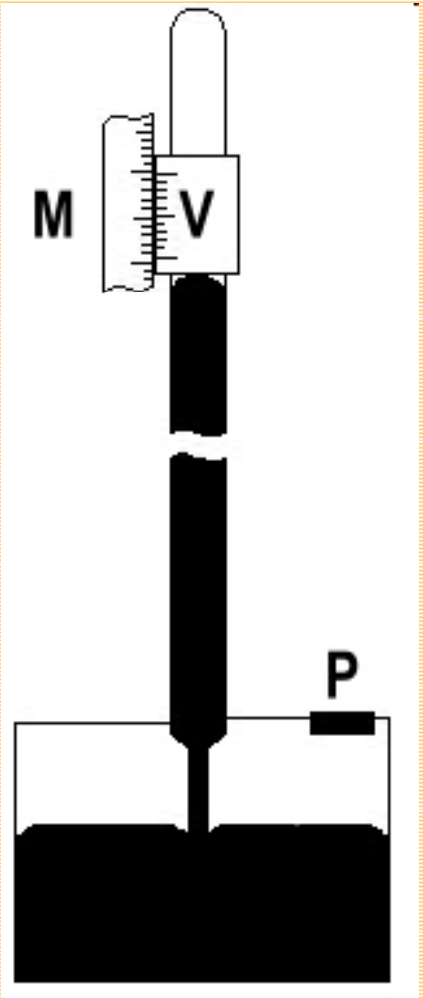
- برای اندازه گیری فشار کافی است که قسمت پایین شاخصی را که روی لوله فشار سنج تعبیه شده است بر سطح جیوه داخل لوله مماس کنیم .



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

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.


M
V
P

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)

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, g, h 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).

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)

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)

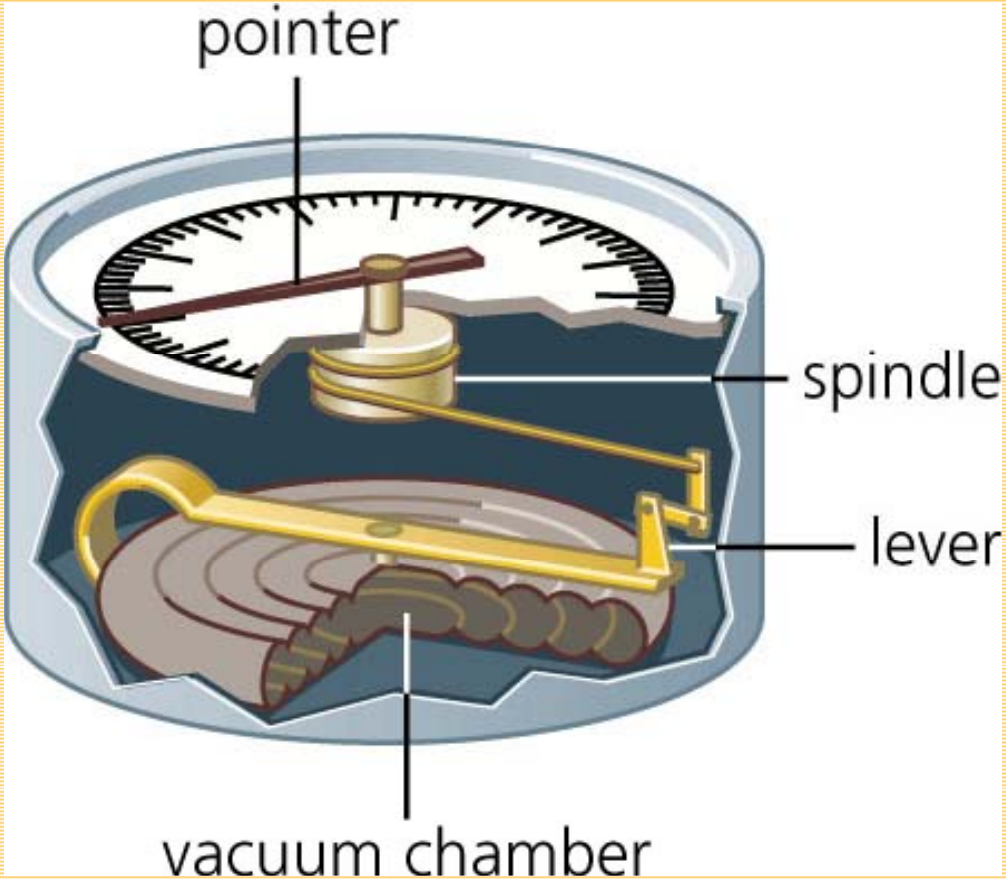
Φ : عرض جغرافیایی منطقه (درجه)

H : فشار قرائت شده توسط فشارسنج(mmHg)

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 یك 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 یك 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 .

- شکل زیر یك نمونه فشار نگار را نشان می‌دهد.

میکروباروگراف

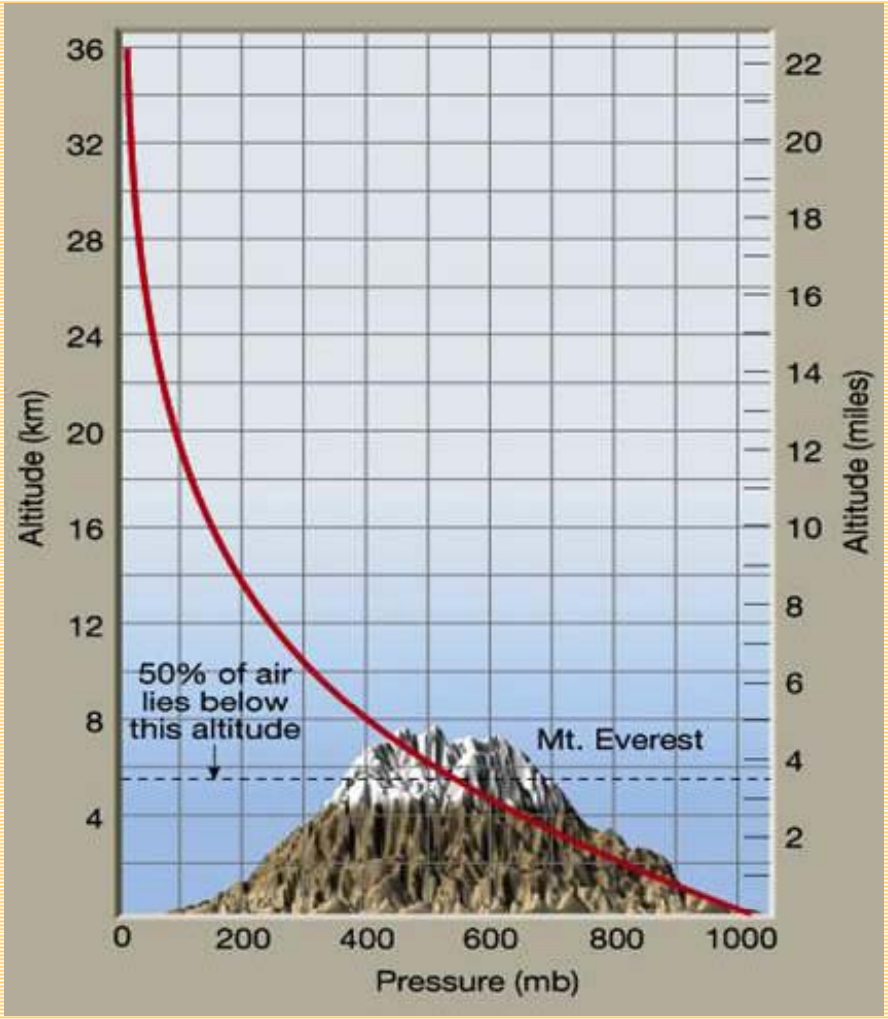
- ساختمان آن دقیقاً مشابه فشار نگارهای معمولی است منتها برای افزایش دقت و حساسیت آن ، تعداد کپسولها را به مقدار زیادی افزایش داده اند.

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 .

تغییرات عمودی فشار

- در مباحث قبلی گفتیم که فشار هوا در هر نقطه از سطح زمین عبارت است از وزن ستون هوایی که روی آن قسمت از زمین قرار گرفته است تقسیم بر مساحت سطح مورد نظر . با توجه به تعریف، ملاحظه می شودکه میزان فشار در سطح زمین حداکثر مقدار خود را داشته و هر چند از سطح به طرف ارتفاعات بالاتر حرکت می کنیم، از فشار هوا کاسته می شود چراکه با افزایش ارتفاع ،وزن ستون هوایی که روی نقطه مورد نظر قرار گرفته است، کاهش می یابد و در نتیجه طبیعی است که فشار هوا نیز با افزایش ارتفاع، کاهش یابد.

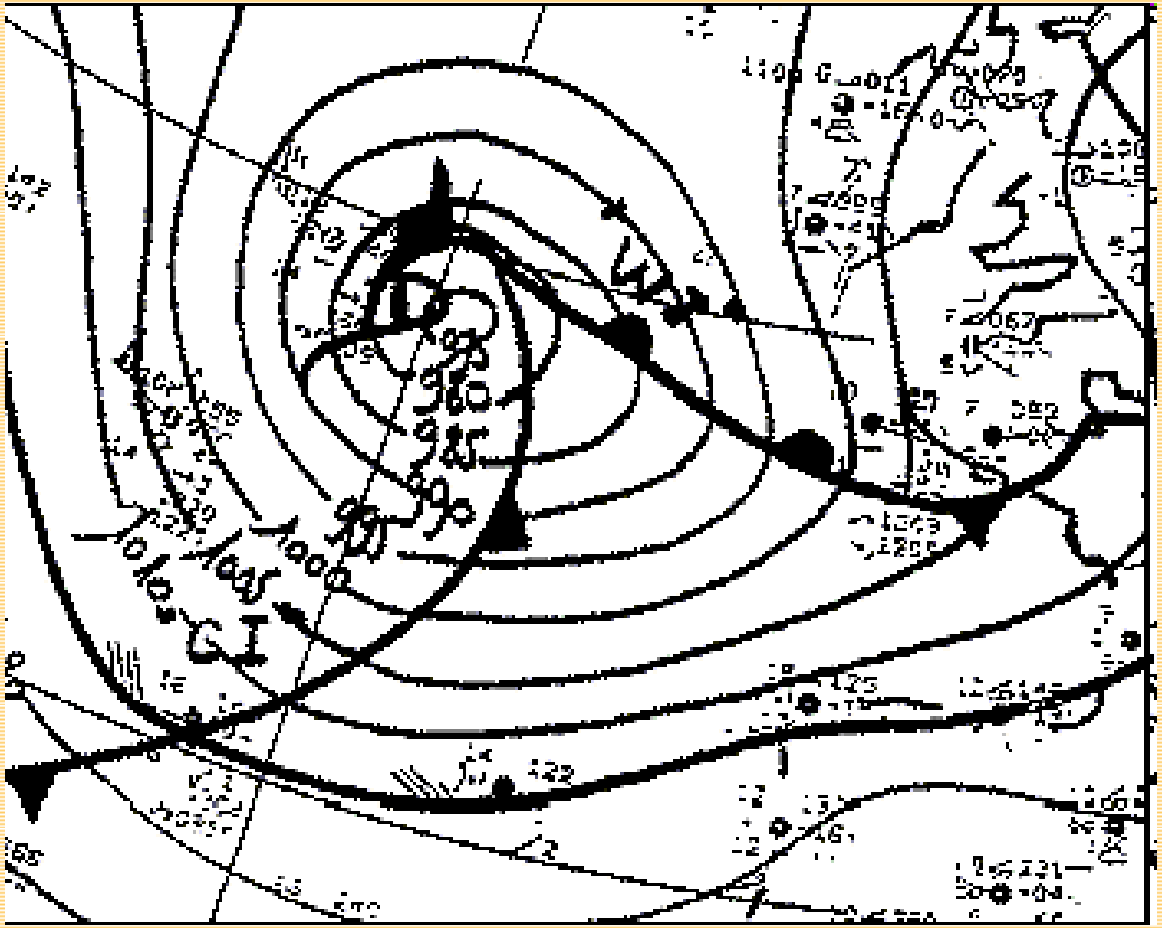


- شکل زیر تغییرات فشار با ارتفـــاع را در مختصـــات دکارتی نشان می دهد.

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

الف) تغییرات شبانه روزی فشار

- منحنی تغییرات فشار در طول شبانه روز دارای دو نقطه اوج و دو نقطهٔ 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 .

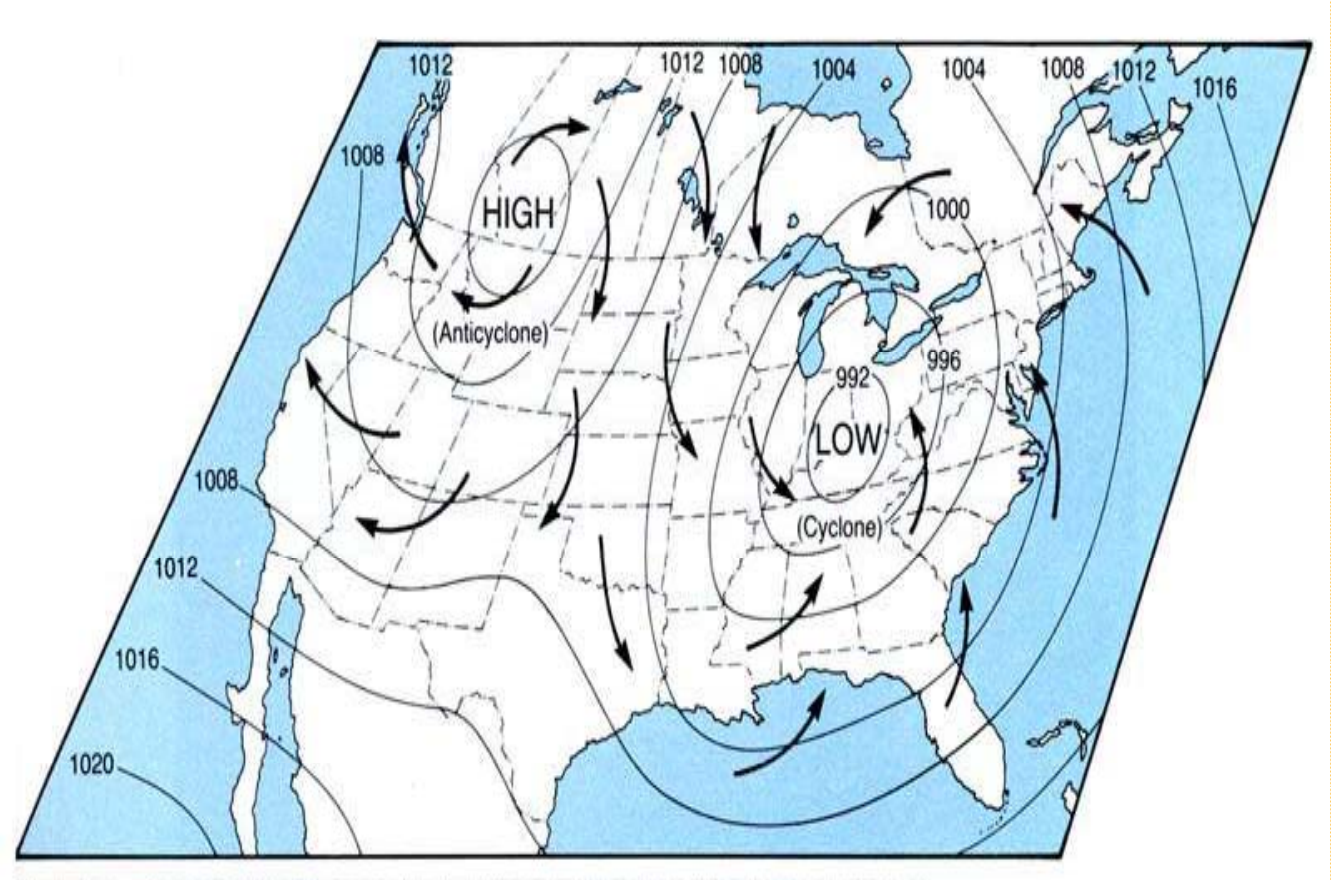
ب) تغییرات سالانه فشار

- 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 .

پرفشارها و کم فشارها (Anticyclone and cyclone)

- هرگاه منحنهای هم فشار به صورت منحنی های بسته ای (شبیه دایره یا بیضی و....) درآیند که در آنها فشار ضمن حرکت از داخل سیستم به خارج آن افزایش یابد، در اینصورت یك کم فشار یا سیکلون خواهیم داشت که روی نقشه های هواشناسی با حرف L مشخص می شود.
- هرگاه خطوط همفشار به صورت منحنی های بسته ای باشند که در آنها فشار از خارج به داخل افزایش پیدا کند ، چنین میدان فشاری را پر فشار یا آنتی سیکلون می‌گویند. پرفشارها را روی نقشه ها ی هواشناسی با حرف H نشان می دهند.

شکل زیر یك نمونه پرفشار و کم فشار را نشان می دهد.



ترسیم خطوط هم فشار روی نقشه های سطح زمین

- ترسیم خطوط هم فشار بر روی نقشه‌های سطح زمین یکی از مهمترین عملیات مقدماتی تحلیل نقشه‌های هواشناسی است . ترسیم این خطوط تصویر روشنی از قانون‌مندی توزیع فشار بر سطح دریا و موقعیت کم فشارها و پرفشار ارئه می‌دهد و اصول مهم سازو کار گردش جو را آشکار می‌سازد.

پراکندگی فشار در سطوح فوقانی

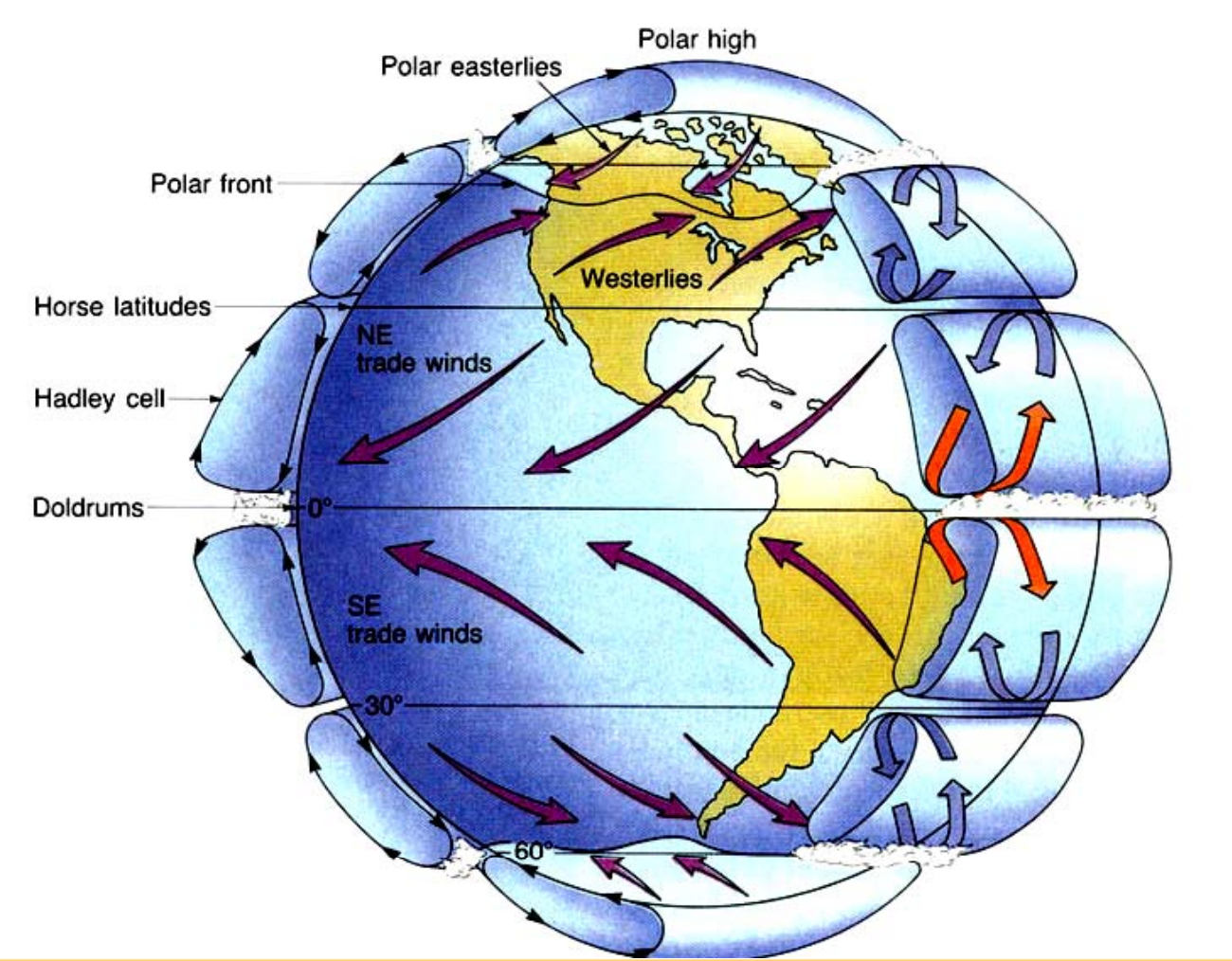
- توزیع فشار در سطوح فوقانی به علت از بین رفتن اثرات عوارض طبیعی زمین در پراکندگی فشار، به طور قابل ملاحظه ای با پراکندگی آن در سطح زمین تفاوت دارد. معمولاً در پیش بینی وضع هوا از اطلاعات جو بالا به میزان بسیار زیادی استفاده می‌شود. در مورد نقشه های جو بالا، به جای بررسی وضع هوا در سطوح هم ارتفاع، وضع هوا در سطوح هم فشار بررسی می شوند.

کمربندهای فشاری در جهان

- کره زمین توسط یکسری کمربندهای فشاری احاطه شده است که موقعیت آنها در اثر تغییرات با دو درجه حرارت که خود تابعی از تابش خورشیدی و زمان است ، در فصول مختلف تغییر می کند.

به طور کلی مهمترین کمربندهای فشاری که کره زمین را احاطه کرده اند به شرح زیر می باشند:

1. آرامگان استوایی
2. پرفشارهای جنب حاره (عرضهای اسبی)
3. کم فشارهای جنب قطبی
4. پرفشارهای قطبی



- این شکل توزیع فشار و کمربندهای فشاری و همچنین بادها در سطح کره زمین نشان می دهد.

آرامگان استوایی

- دراین ناحیه بادهای تجارتی از سمت جنوب شرقی و شمال شرقی ، به صورت همگرا می وزند. در این ناحیه غالباً هوای ساکن حاکم است و صعود هوای مرطوب باعث پیدایش ابرهای کومولوس وکومولونیمبوس می‌شود که منشاء بارانهای رگباری شدید در این منطقه می‌باشند. این پدیده‌ها در فصولی که آفتاب در سمت‌الراس باشد، شدیدتر هستند.
- این منطقه را از آن جهت آرامگان گویند که سطح دریاها در این منطقه به صورت صاف و براق است و عمده حرکات هوا در این ناحیه قائم ولی با بادهای سبك و متغیر همراه است.

پرفشارهای جنب حاره (عرضهای اسبی)

- این کمربند پرفشار در عرضهای حدود 30 درجه، در هر دو نیمکره شمالی و جنوبی دیده می شود. پرفشارها دراین ناحیه در نتیجه نزول هوایی که به صورت بی درروگرم می شود، ایجاد می شوند. از خصوصیات این ناحیه می توان هوای صاف و آفتابی همراه با رطوبت نسبی پایین را نام برد.
- در نتیجه نزول هوای گرم و خشك است که باعث پیدایش بیابانهای بزرگ در این ناحیه گردیده است.

کمربند کم فشارهای جنب قطبی

- در عرضهای نزدیك قطب و درهر دو نیمکره ، کم فشارهایی وجود دارند که هنگام زمستان عمدتاً در اقیانوس آرام شمالی و اقیانوس اطلس شمالی بسیار بارز بوده و به نامهای الئوسن وایسلند معروفند.
- این مراکز فشارتابستان ها ضعیف می شوند تا آنجا که کم فشار آلئوسن تقریباً از بین می رود و کم فشار ایسلند نیز فوق العاده ضعیف می گردد. مراکز کم فشار در نیمکره جنوبی به دلیل غلبه اقیانوسها، تغییرات کمتری را نشان می‌دهند.

کلاهك های پرفشار قطبی

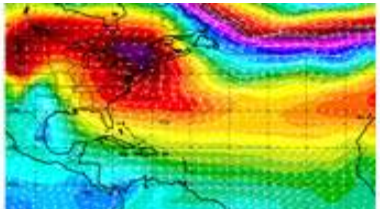
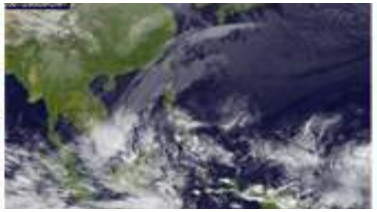
- این کلاهك‌ها شامل مراکز پرفشاری است که در منطقه قطبی و در هر دو نیمکره حاکم هستند. این مراکز پرفشار طی فصول مختلف تغییر می نمایند و به عبارتی تابع فصول سال هستند . علت نامگذاری اینها به نام کلاهك پرفشار، به دلیل میانگین فشار بالای این مناطق است .

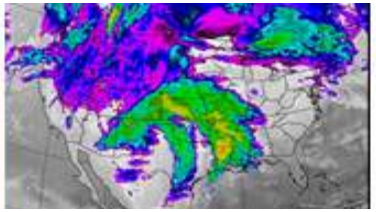
فصل هفتم

باد

مقدمه

- باد عبارت است از جریان افقی هوا از یك منطقه به منطقة دیگر. این جریان افقی هوا نقش بسیار مهمی در زندگی همه موجودات روی کرة زمین، بازی می‌کند.
- عامل اصلی که باعث انتقال جریان هوا از یك منطقه به منطقة دیگر می‌شود، اختلاف فشار بین نواحی مختلف است به طوری که هوا از مناطقی که فشار زیادتری دارند به نواحی با فشار کمتر، جریان می‌یابد.



عوامل مؤثر در تشکیل باد و حرکت آن

- مهم‌ترین عاملی که باعث ایجاد باد می‌شود، توزیع غیریکنواخت دماو فشار در نواحی مختلف می‌باشد. وقتی هوای موجود بر روی یك سطح گرم می‌شود، به تدریج سبك شده و به سمت بالا جریان می‌یابد و یا اینکه در امتداد افقی به ناحیه‌ای که دارای دمای کمتری است حرکت می‌کند. این حرکت و جریان هوا از یك منطقه به منطقه دیگر همان باد است که ضمن این حرکت، باعث تغییراتی در هوای منطقه‌ای که باد به آنجا می‌وزد، خواهد شد.

- حرکت هوا از یك منطقه به منطقه دیگر تحت تأثیر یکسری نیروها است که عمده‌ترین آنها عبارتند از:

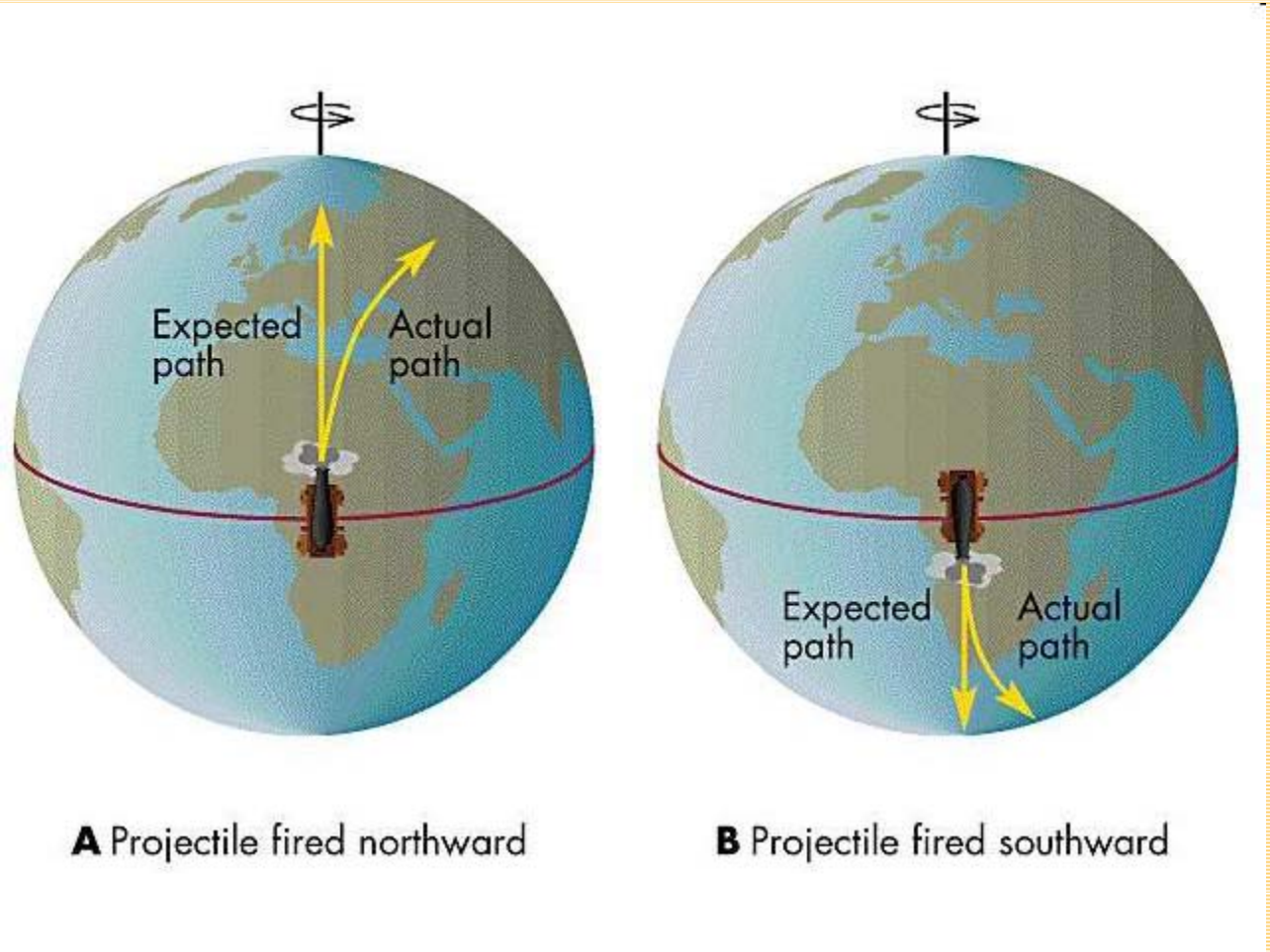
1. **نیروی گرادیان فشار**
2. **نیروی کوریولیس**
3. **نیروی اصطکاك سطح**

1- نیروی گرادیان فشار

- همان طور که در فصل فشار ملاحظه شد، گرادیان فشار عبارت است از اختلاف فشار بین دو نقطه تقسیم بر فواصل افقی همان دو نقطه. از این عبارت پیداست که نیروی گرادیان فشار در مکان‌هایی که خطوط هم‌فشار نزدیك هم هستند قوی‌تر از نقاطی است که این خطوط از هم فاصله بیشتری دارند .
- نیروی باد و حرکت آن نیز با گرادیان فشاری نسبت مستقیم دارد. به عبارت دیگر هر چه نیروی گرادیان فشار شدیدتر و بزرگ‌تر باشد، باد قوی‌تر خواهد بود.

2- نیروی کوریولیس (Coriolis)

- این نیرو در اثر چرخش زمین به دور خودش ایجاد می‌شود. اگر ما یك بسته هوا داشته باشیم که حال حرکت باشد و مسیر حرکت آن کروی باشد، این بسته ضمن حرکت به سمت راست خویش منحرف شده و ادامه مسیر خواهد داد. چنانچه بخواهیم آن را در امتداد مسیر کروی نگه داریم، بایستی بر آن نیروی وارد نمائیم که این نیرو مانع از انحراف بسته هوا از مسیر کروی آن شود.
- نیرویی را که باعث می‌شود تا بستهٔ هوا از مسیر خودش خارج شود را نیروی کوریولیس می‌نامند. این نیرو در اثر حرکت دورانی زمین ایجاد می‌شود.

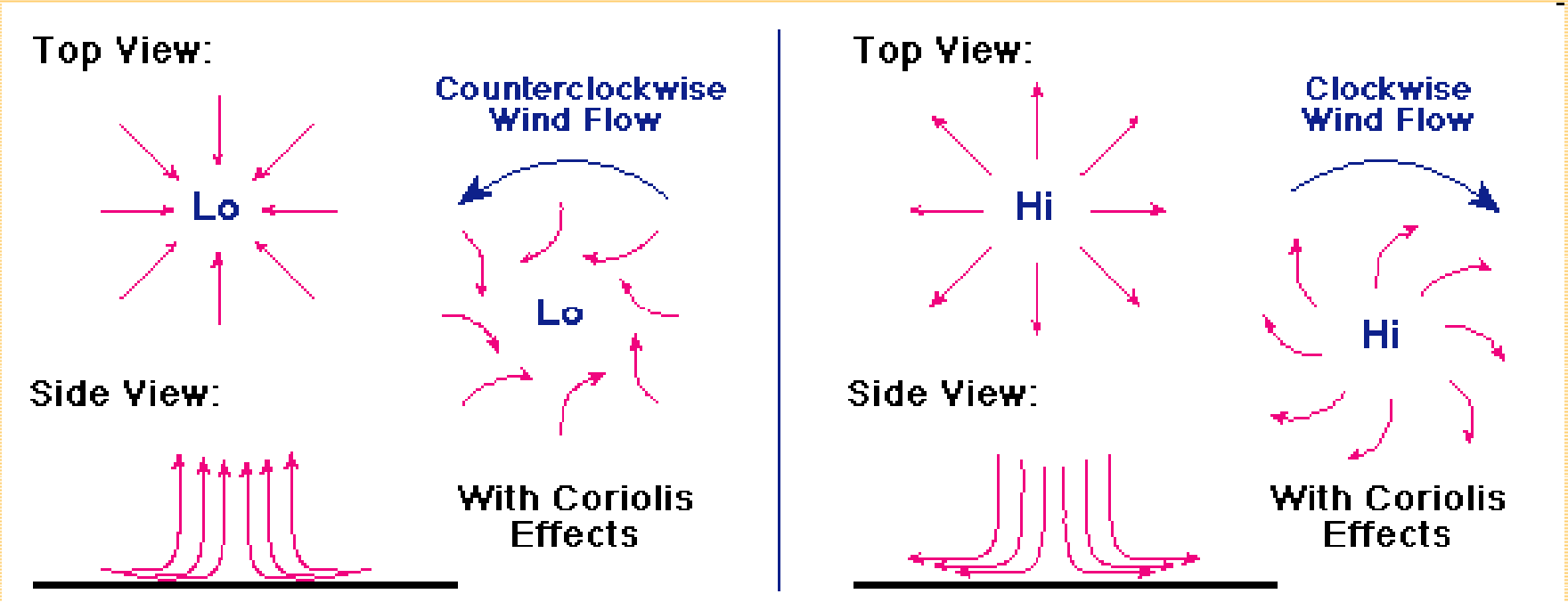


A Projectile fired northward

B Projectile fired southward

- یك مرکز کم‌فشار را در نظر بگیرید. نیروی گرادیان در این مرکز کم‌فشار، به این صورت است که از سمت فشار زیاد به سمت فشار کم بوده و در جهت عمود بر خطوط هم‌فشار وارد می‌شود. از طرفی نیروی کوریولیس نیز باعث انحراف بستهٔ هوا به سمت راست در نیمکرهٔ شمالی خواهد گردید. در نتیجه بردار برآیند این دو نیرو (گرادیان و کوریولیس) باعث می‌شود که جریان هوا با یك زاویه‌ای به سمت مرکز ناحیه کم‌فشار جریان یابد .
- نتیجه این خواهد شد که جریان هوا در نزدیکی مرکز کم‌فشار در نیم کرهٔ شمالی، حالت هم‌گرایی پیدا نمایند و جهت حرکت بسته‌های هوا در جهت خلاف عقربه‌های ساعت باشد.

- در مورد حرکت پرفشار قضیه به این صورت است که بردار گرادیان از سمت داخل به خارج است. نیروی کوریولیس در نیمکرة شمالی باعث انحراف بستة متحرك به سمت راست آن می‌گردد. ماحصل اینها این خواهد بود که جریان هوا حالت واگرایی پیدا نموده و جهت حرکت هم در جهت عقربه‌های ساعت باشد. در مورد نیمکرة جنوبی، واگرایی در جهت خلاف عقربه‌های ساعت صورت می‌گیرد.


Top View:
Lo
Counterclockwise Wind Flow
Lo
Side View:
With Coriolis Effects
Top View:
Hi
Clockwise Wind Flow
Hi
Side View:
With Coriolis Effects

3- نیروی اصطکاك

- این نیرو در اثر تماس بسته هوای متحرك با سطح زمین به وجود می‌آید. همان طور که می‌دانیم سطح زمین ،یك سطح ناهمواراست و جریان هوا ضمن برخورد با این سطح ناهموار، تا حدودی از سرعت آن کاسته می‌شود. هر چه از سطح زمین بالاتر برویم، چون تأثیر ناهمواری‌ها بر جریان هوا کاهش می‌یابد، نیروی اصطکاك نیز کاهش خواهد یافت به طوری که از ارتفاع یك کیلومتر به بعد تاثیر آن بسیار کم شده و می‌توان از آن صرف نظر نمود.

مشخصه‌های باد

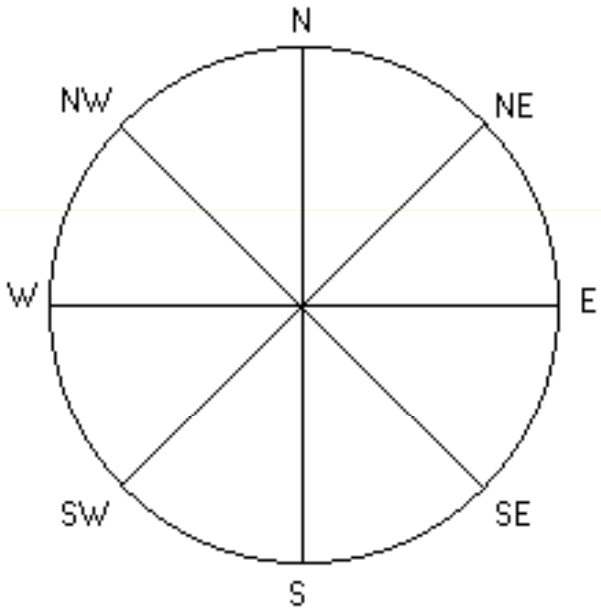
- از آنجایی که باد یك کمیت برداری است، مانند هر کمیت برداری دیگری با دو فاکتور سنجیده می‌شود:

1- جهت باد : سمتی است که باد از آن سمت می‌وزد. به عنوان مثال وقتی می‌گوییم جهت باد شمال غربی است یعنی اینکه باد از سمت شمال غرب به سمت جنوب شرق جریان دارد .

2- سرعت باد : مشخص کننده میزان حرکت بسته‌های هوا است و اینکه این بسته‌ها با چه سرعتی در حال حرکت هستند .

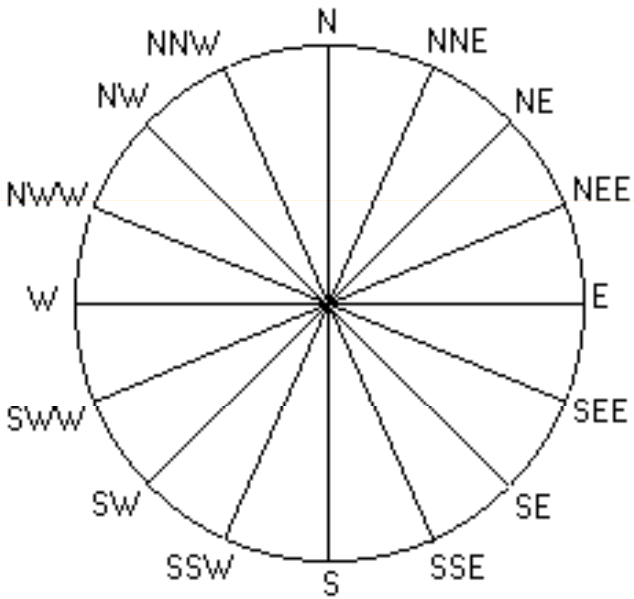
مقیاس‌ها و واحدهای اندازه‌گیری باد

- برای مشخص کردن جهت باد، می‌توان از سیستم حرفی یا رقومی استفاده نمود.
- در سیستم حرفی، از حروف انگلیسی برای مشخص کردن جهت باد استفاده می‌شود. خود این مقیاس می‌تواند به صورت 8 قسمتی یا 16 قسمتی باشد. در سیستم 8 قسمتی، 360 درجه به 8 قسمت تقسیم شده و هر قسمت با یکسری حروف مشخص خواهد شد. برای این منظور ابتدا چهار جهت اصلی یعنی شمال، شرق، جنوب و غرب را مشخص می‌نمایند و این‌ها را بترتیب با حروف N ، E، S و W مشخص می‌نمایند.



(الف)

سیستم 8 قسمتی



(ب)

سیستم 16 قسمتی

- در سیستم رقمی، جهت باد با یك عدد دو رقمی نمایش داده می‌شود. برای این منظور، جهت وزش باد را بر 10 تقسیم نموده و حاصل را گرد می‌نمایند و به صورت دو رقمی گزارش می‌کنند.
- جهت باد شمال را در این سیستم با عدد 36 مشخص می‌کنند و در صورتی که وزش باد نداشته باشیم با رقم صفر گزارش می‌شوند.

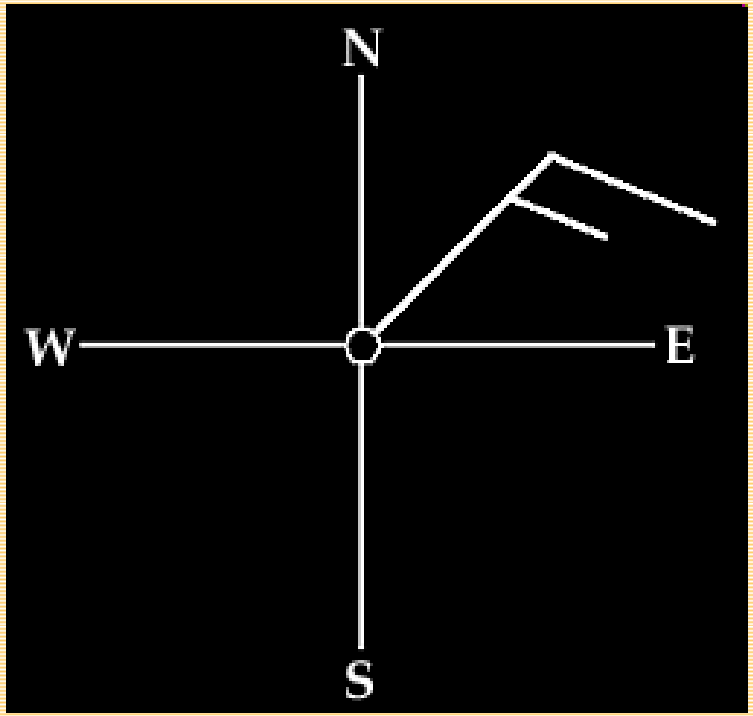
- برای مشخص کردن سرعت باد از واحدهای مختلفی استفاده می‌شود که مهم‌ترین آنها عبارتند از:

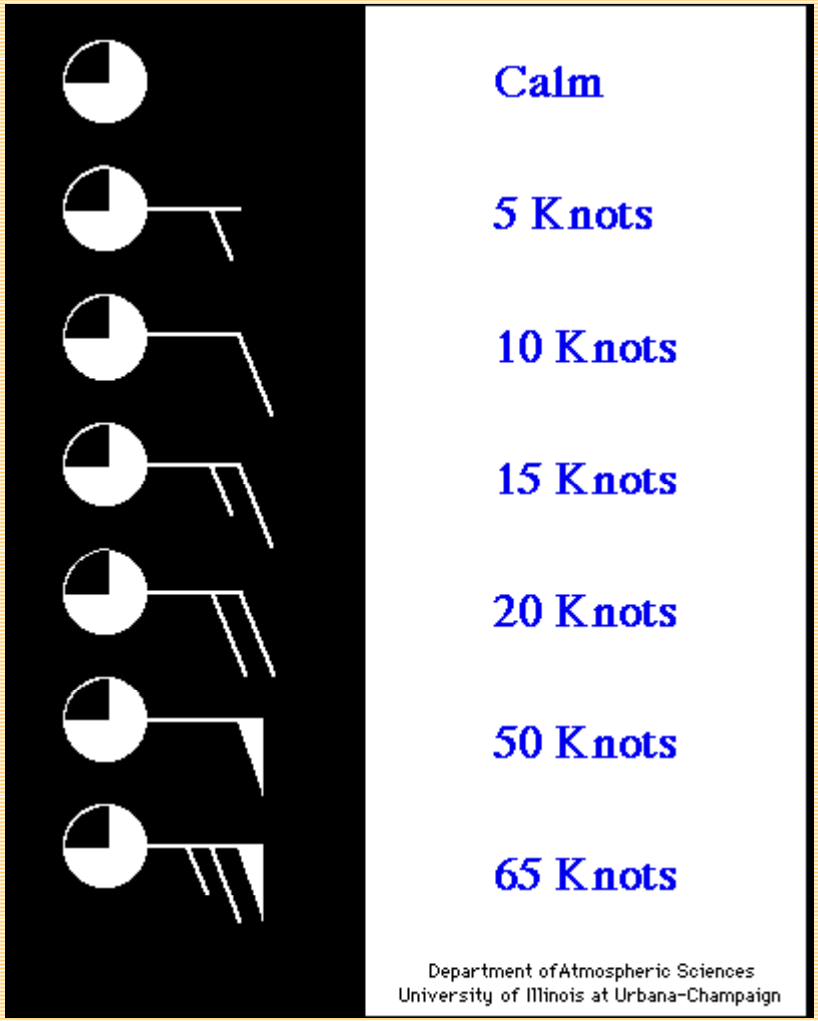
1. متر بر ثانیه
2. کیلومتر بر ساعت
3. کیلومتر بر روز
4. نات یا گرهٔ دریایی (Knot)

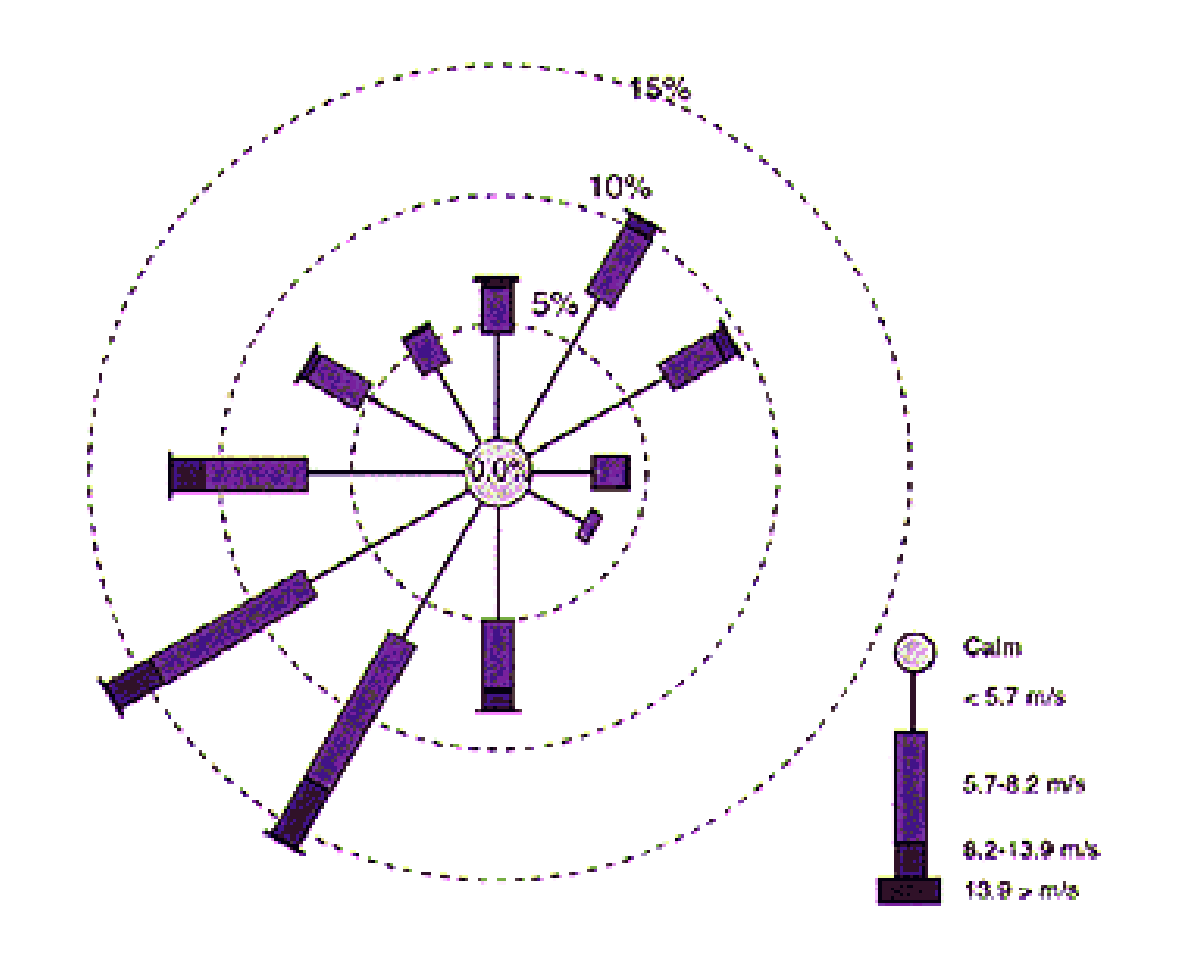
مشخص کردن باد در نقشه‌های هواشناسی

- در روی نقشه‌های هواشناسی، هر یک از ایستگاه‌های هواشناسی توسط دایره‌ای مشخص می‌شوند و سپس خطی در امتداد باد غالب آن ایستگاه ترسیم می‌گردد که این خط مشخص کنندهٔ جهت باد غالب منطقه یا ایستگاه می‌باشد. سرعت باد هم توسط یك سری خط و نیم‌خطها و مثلث‌هایی بر روی خط جهت ، مشخص می‌گردد. هر خط معرف 10 نات، هر نیم معرف 5 نات و هر مثلث معرف سرعت باد 50 ناتی می‌باشند. جهت باد از سمتی که خط ترسیم شده است به سمت ایستگاه می‌باشد.

- شکل زیر یك ایستگاه را به عنوان نمونه نشان می‌دهد.







- به منظور تحلیل اقلیمی بادها، از گلبادهای فراوانی استفاده می‌شود.
- شکل روبرو یک نمونه گلباد فراوانی‌ها را نشان می‌دهد.

رژیم شبانه‌روزی باد

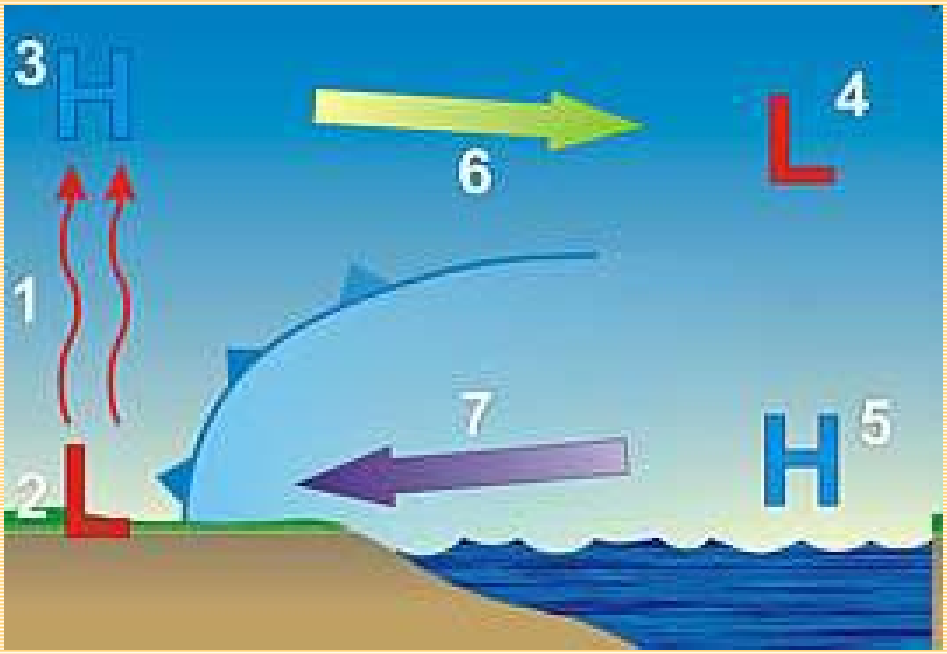
- تغییرات سرعت باد در طول شبانه روز را رژیم شبانه روزی سرعت باد می‌گویند. سرعت باد پس از طلوع آفتاب شروع به افزایش می‌کند. این امر به این دلیل است که هوای مجاور زمین با دریافت انرژی خورشیدی گرم شده و به تدریج صعود می‌کند و در نتیجه صعود هوا، باد تشکیل می‌شود. به مرور که دمای هوا افزایش پیدا می‌کند، سرعت باد نیز روند صعودی یافته ، تا اینکه در حوالی بعد از ظهر که دما به حداکثر خود رسید، سرعت باد نیز به حداکثر خودش می‌رسد. پس از آن با سرد شدن هوا، میزان صعود هوا نیز کاهش می‌یابد و به این ترتیب سرعت باد نیز تا اوایل صبح کاهش خواهد یافت.

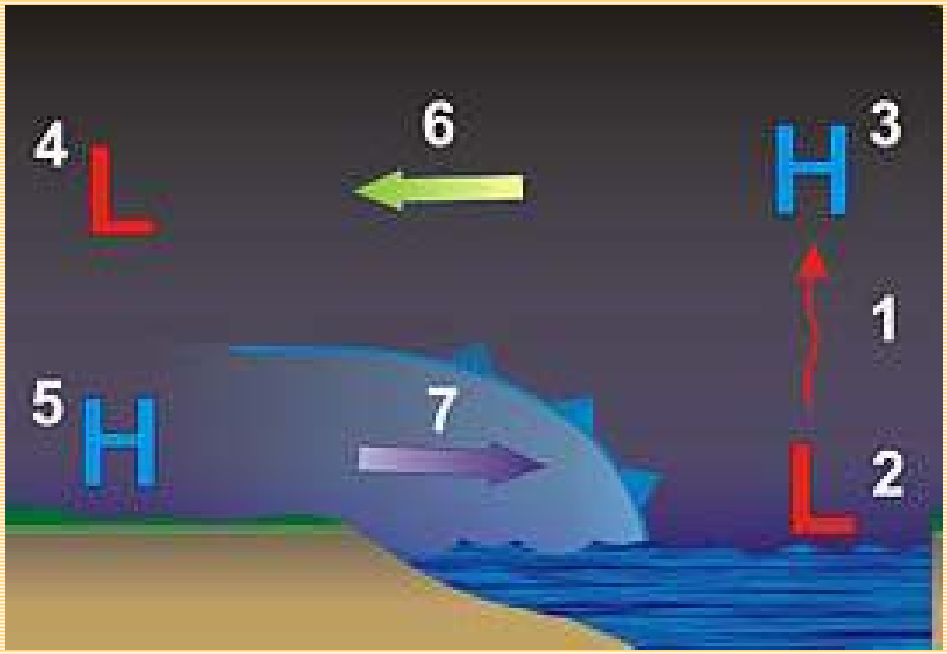
بادهای محلی

- این بادها، در مقیاس کوچك و به صورت محلی اتفاق می‌افتند و در مقیاس قاره‌ای و وسیع آنها را نخواهیم داشت. عامل اصلی که باعث ایجاد این بادها می‌شود اختلاف دما یا اختلاف فشار بین دو نقطه است که باعث جریان هوا از منطقه با فشار زیاد به منطقه با فشار کم‌تر می‌گردد.
- اختلاف فشار بین دو نقطه ممکن است ناشی از جنس و طبیعت سطح و یا توپوگرافی باشد.

نسیم خشکی و دریا

این پدیده در اثر اختلاف دما و فشار بین دریا و خشکی به وجود می‌آید. نسیم دریا در صول روز جریان دارد و نسیم خشکی به عکس نسیم دریا ، در طول شب جریان دارد.

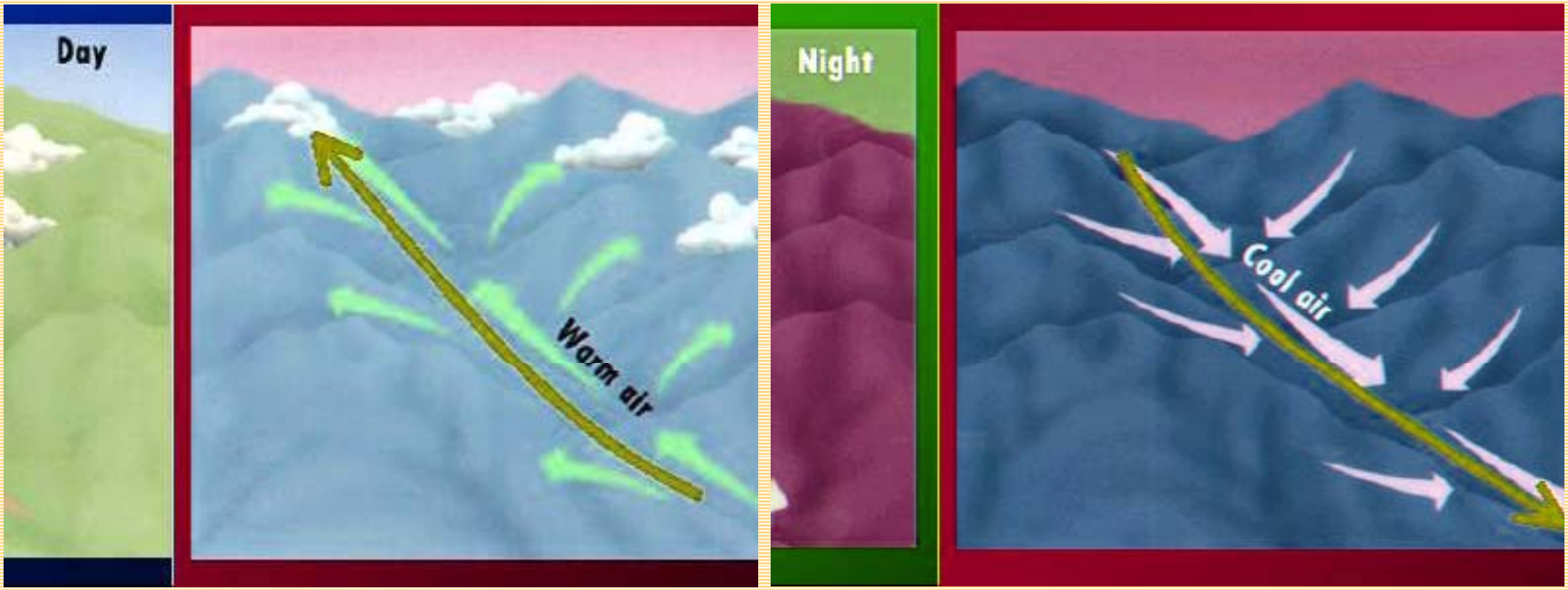




باد کوه و دره (Katabatic and Anabatic)

- این باد ، جریان هوایی است که بین کوه و دره برقرار است و جهت آن در روز و شب معکوس می‌گردد.
- جریان شبانهٔ هوا از کوه به سمت دره به نام باد کوه (کاتاباتیك) معروف است.
- جریان روزانه هوا از دره به سمت کوه به نام باد دره (کاتاباتیك) معروف است.

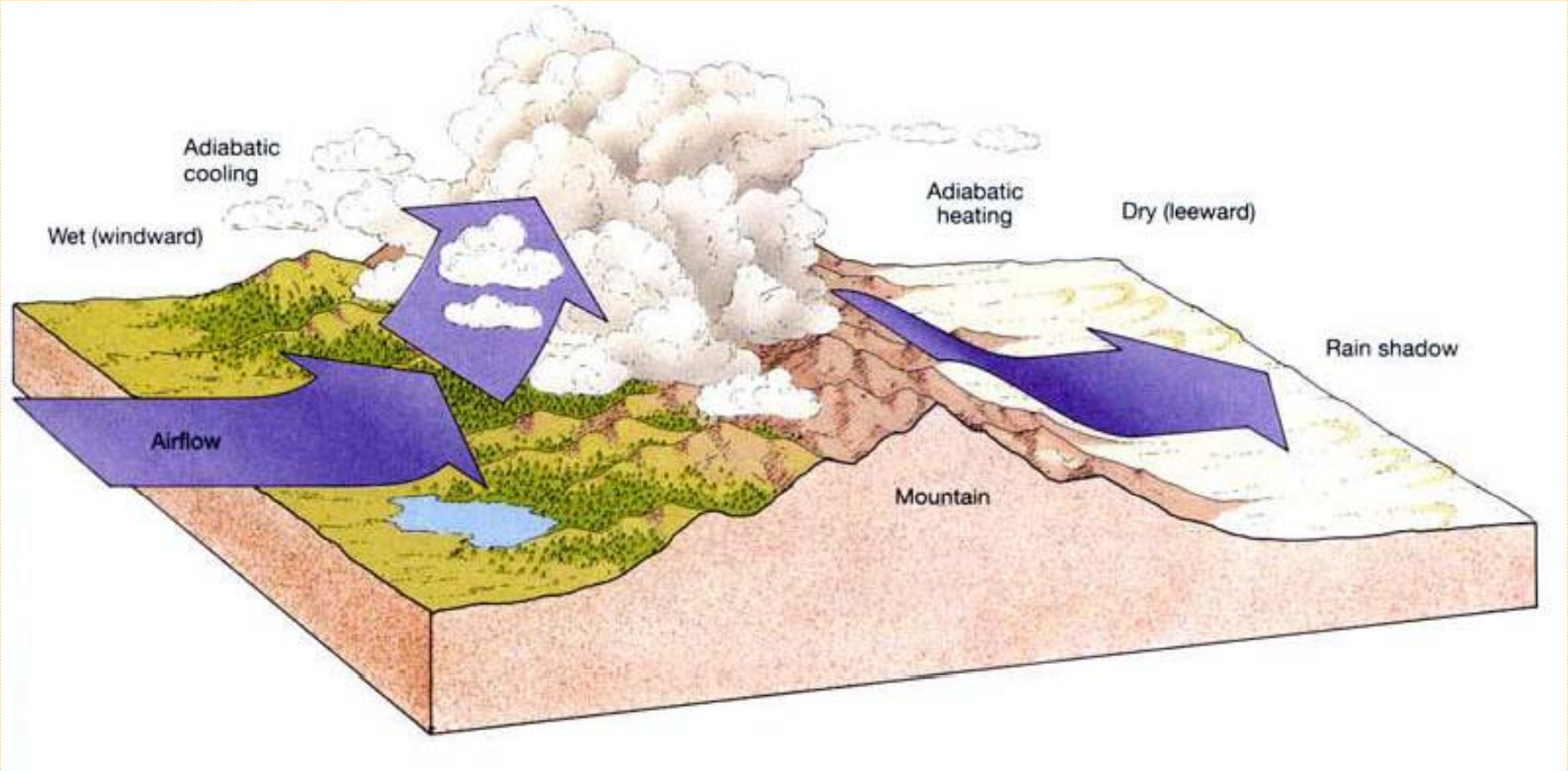
نمایش نسیم کوه و دره



بادفون (Foehn)

- این پدیده در سمت پشت به باد کوه‌هایی که در آنها هوا مجبور به صعود شده است، مشاهده می‌گردد. از جمله این بادها می‌توان بادهایی که در سمت شمالی کوه‌های آلپ می‌وزند را نام برد.
- پدیدهٔ فون عامل مهمی در ذوب شدن برف‌ها، تبخیر آب از سطح خاك و درخشك شدن سطح خاك و مزارع بوده و می‌تواند عامل مهمی در آتش‌سوزی جنگل‌ها به شمار آید.

- شکل زیر پدیدة فون را نشان می‌دهد.



اندازه‌گیری جهت باد

برای اندازه‌گیری جهت باد از وسیله‌ای به نام بادنما استفاده می‌شود .

- بادنماها را می‌توان بر اساس تعداد صفحاتی که در ساختمان آنها به کار رفته است، تقسیم بندی نمود. از این دیدگاه سه نوع باد نما خواهیم داشت:

1. الف) بادنمای یك صفحه‌ای
2. ب) بادنمای دو صفحه‌ای
3. ج) بادنمای کیسه‌ای

نکات مهم در مورد ساختمان بادنما

- رعایت نکات زیر در ساختمان بادنما ضروری است:
- بادنما می‌بایست کاملاً به طور قائم قرار گیرد تا قسمت افقی آن به راحتی حول محور عمودی حرکت کند.
- بادنما بایستی به راحتی حول محور عمودی دوران نماید به عبارت دیگر اصطکاك بین محور افقی بادنما و محور عمودی آن، حداقل باشد.
- وزن بادنما در دو طرف محور عمودی، بایستی با هم برابر باشد.
- سطح فلش را کوچك‌تر از سطح صفحات آن انتخاب کنیم تا به راحتی در جهت باد قرار گیرد.

در شکل روبرو نمونه‌هایی از بادنماها مشاهده می‌شوند.

اندازه‌گیری سرعت باد

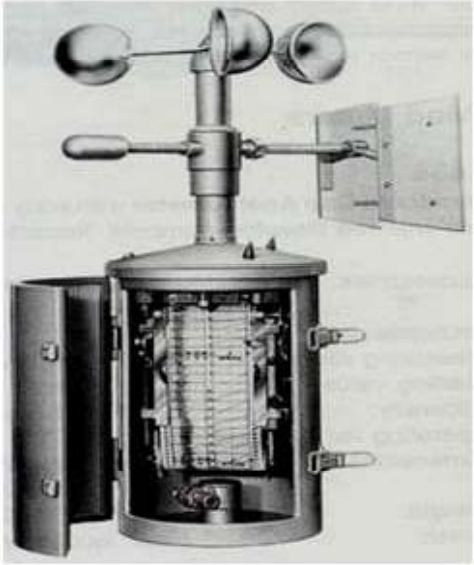
- اندازه‌گیری سرعت باد توسط وسیله‌ای به نام بادسنج (Anemometer) انجام می‌گیرد. بادسنج‌ها خود به گروه‌های زیرتقسیم می‌شوند:

الف) بادسنج فنجانی

1- بادسنج فنجانی شمارنده

2- بادسنج الکتریکی

ب) بادسنج پاندولی



- شکل روبرو نمونه هایی از بادسنجها را نشان می دهد.

فصل هشتم

توده‌های هوا

و

جبهه‌ها

توده‌های هوا

- تـودهٔ هـوا عبـارت اسـت از حجـم وسـیعی از اتمسـفر کـه خصوصیات فیزیکی آن در امتداد افقی یکسان است.
- ایـن خـواص فیزیکـی شـامل دمـا و رطوبـت می‌باشـند. بـه عبارت دیگر گرادیان افقی دما و رطوبت در داخل توده‌های هوا کم است اما بایستی توجه داشت که خصوصیات فیزیکی تـودهٔ هـوا در امتـداد عمـودی یکسـان نبـوده و تغییـرات دمـا و رطوبـت بـا ارتفـاع از قـوانین مشخصـی کـه مخصـوص هـر توده هوا است، پیروی می‌کند.

تقسیم‌بندی حرارتی توده‌های هوا

- یکی از عمده‌ترین مشخصه‌هایی که برای طبقه‌بندی توده‌های هوا استفاده می‌شود، خصوصیات دمایی آنها است. از این نظر می‌توان توده‌های هوا را به صورت زیر تقسیم‌بندی نمود.

1- توده‌های هوای گرم

2- توده هوای سرد

3- توده هوای خنثی

- توده هوای گرم عبارت است از توده هوایی که دمای آن بیشتر از سطح زیرین بوده و بتدریج با گذشت زمان سرد می‌شود.
- توده هوای سرد عبارت است از توده هوایی است که دمای آن کمتر از سطح زیرین آن بوده و بتدریج گرم می شود.
- توده هوای خنثی عبارت است از توده هوایی که طی روزهای متوالی، خصوصیات دمایی و رطوبتی خود را بدون تغییر قابل ملاحظه‌ای حفظ می‌کند.

هر کدام از گروه‌های توده هوای گرم یا سرد را می‌توان بر اساس خصوصیات پایداری یا ناپایداری آنها، به دو گروه توده هوای پایدار و ناپایدار، تقسیم‌بندی نمود.

- یك توده هوای پایدار، عبارت است از توده هوایی است که در قسمت عمدة ضخامت آن، گرادیان قائم دما کمتر از گرادیان قائم در حالت بی‌دررو اشباع می‌باشد و حرکات همرفتی قائم هوا در آن وجود ندارد.
- توده هوای ناپایدار ، عبارت است از توده هوایی که در قسمت عمده ضخامت آن گرادیان قائم دما بیشتر از گرادیان قائم بی‌دررو اشباع باشد. از مهمترین خصوصیات توده هوای ناپایدار، وجود حرکات همرفتی صعودی در آنها می‌باشد که باعث تشکیل ابرهای کومولوسی می‌شود.

توده هوای گرم پایدار

- این توده هوا در نیمه سرد سال بر روی خشکی‌ها و در نیمه گرم سال بر روی دریاها مشاهده می‌شود. علت تشکیل توده هوای گرم پایدار بر روی خشکی‌ها این است که وقتی توده هوای گرم در نیمه سرد سال وارد خشکی‌ها می‌شود به علت تأثیر سطح سرد زیرین بر روی آن، گرادیان قائم دما در لایه‌های مجاور سطح کاهش یافته و اغلب یك لایه وارونگی دمایی در ارتفاعات چند صد متری تشکیل می‌شود که این لایه وارونگی از حرکات صعودی هوا جلوگیری می‌کند
- از مهمترین مشخصه‌های توده هوای گرم پایدار، وجود ابرهای استراتوکومولوسی است که گاهاً همراه با مه فرا رفتی و باران ریزه می‌باشند.

توده هوای گرم ناپایدار

- این نوع تودهٔ هوا عموماً در تابستان بر روی خشکیها و در نیمه سرد سال (زمستان) بر سطح دریاها و اقیانوسها مشاهده می‌شود. این توده هوا طی فصول گرم در قاره‌ها شکل گرفته و ضمن حرکت به سمت شمال ناپایدارتر نیز می‌شود، چرا که گرم شدن آن توسط سطح زیرین و افزایش رطوبت موجود در آن در اثر تبخیر از سطح آب و خاك و ... باعث افزایش ناپایداری در آن می‌گردد. مهمترین مشخصه‌های این نوع تودهٔ هوا، ظهور ابرهای کومولوس و کومولونیمبوس همراه با بارشهای رگباری و مه تابشی شبانه می‌باشد.

توده هوای سرد ناپایدار

- این تودة هوا، عموماً در نیمة گرم سال (تابستان) بر روی قاره‌ها مشاهده می‌شود و آن هنگامی است که هوای سرد شمالگان به سمت خشکی‌ها هجوم می‌آورد.در نیمه سرد سال (زمستان‌ها) این توده هوا بر روی دریاها و اقیانوسها مشاهده می‌شود. تغییرات شبانه‌روزی عناصر جوی (از جمله دما، رطوبت، فشار و ...) در این تودة هوا بسیار زیاد بوده و نسبت به دو گروه قبلی، زیادتر است.
- از مهمترین مشخصه‌های این نوع تودة هوا، وجود ابرهای کومولوسی و کومولونیمبوسی طی ساعات مناسب و همچنین بارشهای رگباری و رعد و برق است .

توده هوای سرد پایدار

- این تودهٔ هوا عموماً طی فصول سرد (زمستان‌ها) بر روی خشکی‌ها و قاره‌ها مشاهده می‌شود و معمولاً بر روی اقیانوسها و دریاها دیده نمی‌شود. البته در برخی موارد استثنائاتی نیز وجود دارد. به عنوان مثال گاهاً می‌توان این توده هوا را در فصول گرم بر روی مناطق شمالگان و جنوبگان، مشاهده نمود.
- از مهمترین مشخصه‌های این توده هوا، وجود یخبندان توأم با هوای صاف و گاهاً همراه با مه تابشی و یا اینکه ابرهای پوششی استراتوسی یا استراتوکومولوسی است که بعضی مواقع با بارش ملایم برف همراه هستند .

توده هوای خنثی

- این توده هوا عموماً در اثر سرد شدن یك توده هوای گرم توسط سطح زیرین آن، ایجاد می‌شود و معمولاً خصوصیات توده هوای پایدار را داراست. در حالت کلی این توده هوا می‌تواند هم به صورت پایدار و هم به صورت ناپایدار وجود داشته باشد، اما اغلب در تابستان و فصول گرم بر روی قاره ها ناپایدار بوده و در زمستان پایدار است اما بر روی دریاها و اقیانوسها، در تابستان پایدار بوده و در زمستان ناپایدار است .

تقسیم‌بندی جغرافیایی توده‌های هوا

- توده‌های هوا را می‌توان از دو دیدگاه تقسیم‌بندی نمود:

1. تقسیم‌بندی توده‌های هوا بر اساس ناحیة جغرافیایی که آن تودة هوا روی آن شکل گرفته است.
2. تقسیم‌بندی از دیدگاه جنس و طبیعت سطحی که تودة هوا روی آن شکل گرفته است:

در دیدگاه اول چهار نوع تودهٔ هوا قابل تشخیص است:

1- توده هوای آرکتیکی

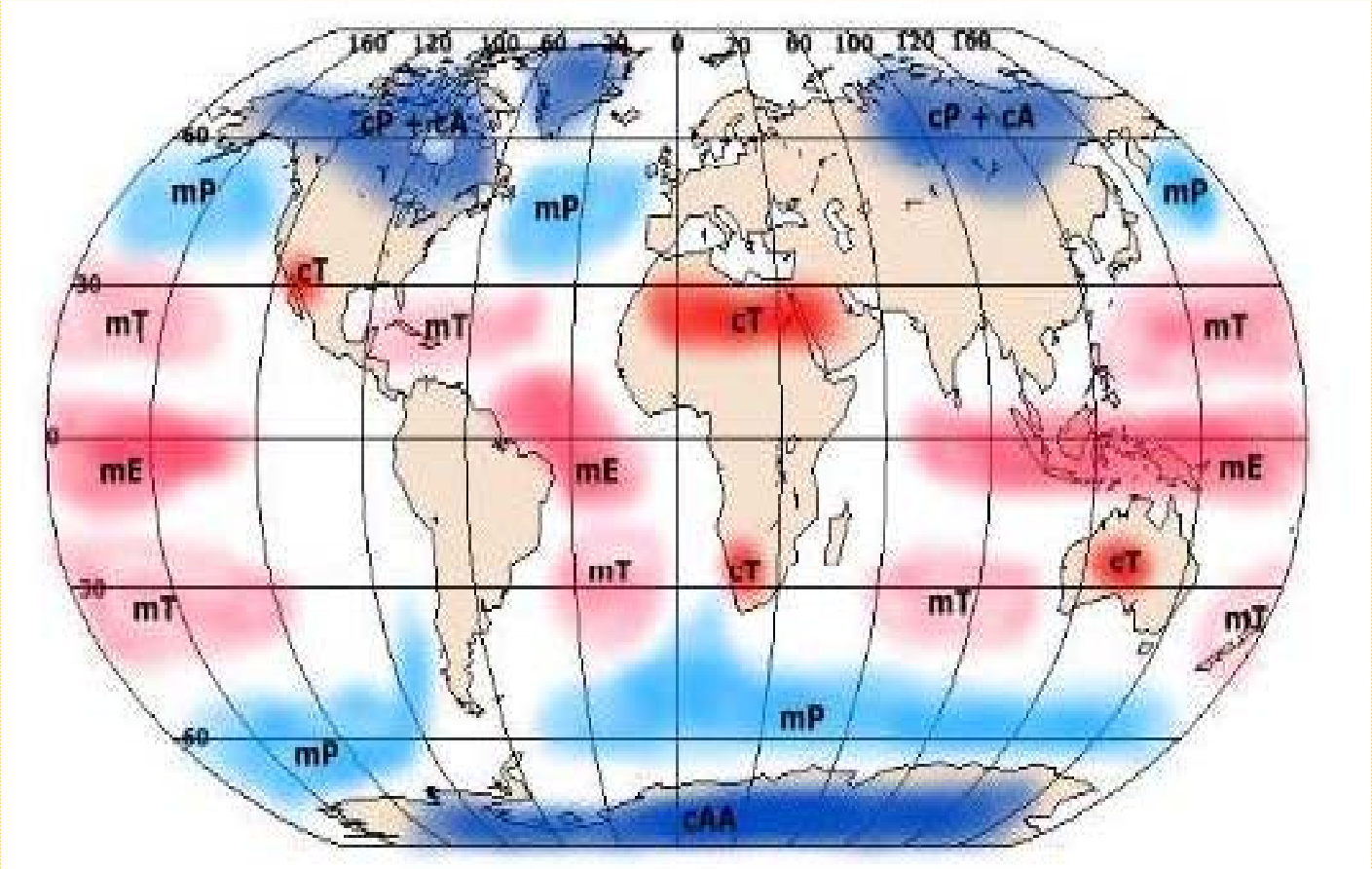
2- توده هوای قطبی

3- توده هوای جنب حاره (تراپیکی)

4- توده هوای استوایی

- در دیدگاه دوم، هر کدام از توده‌های مذکور در دیدگاه دوم را می‌توان بر حسب اینکه توده مورد نظر بر روی سطح دریاها و یا خشکی‌ها شکل گرفته باشد، به دو گروه تقسیم‌بندی نمود که یکی توده هوای دریایی و دیگری توده هوای قاره‌ای می‌باشد.

شکل زیر موقعیت توده‌های مختلف هوا را نشان می‌دهد.



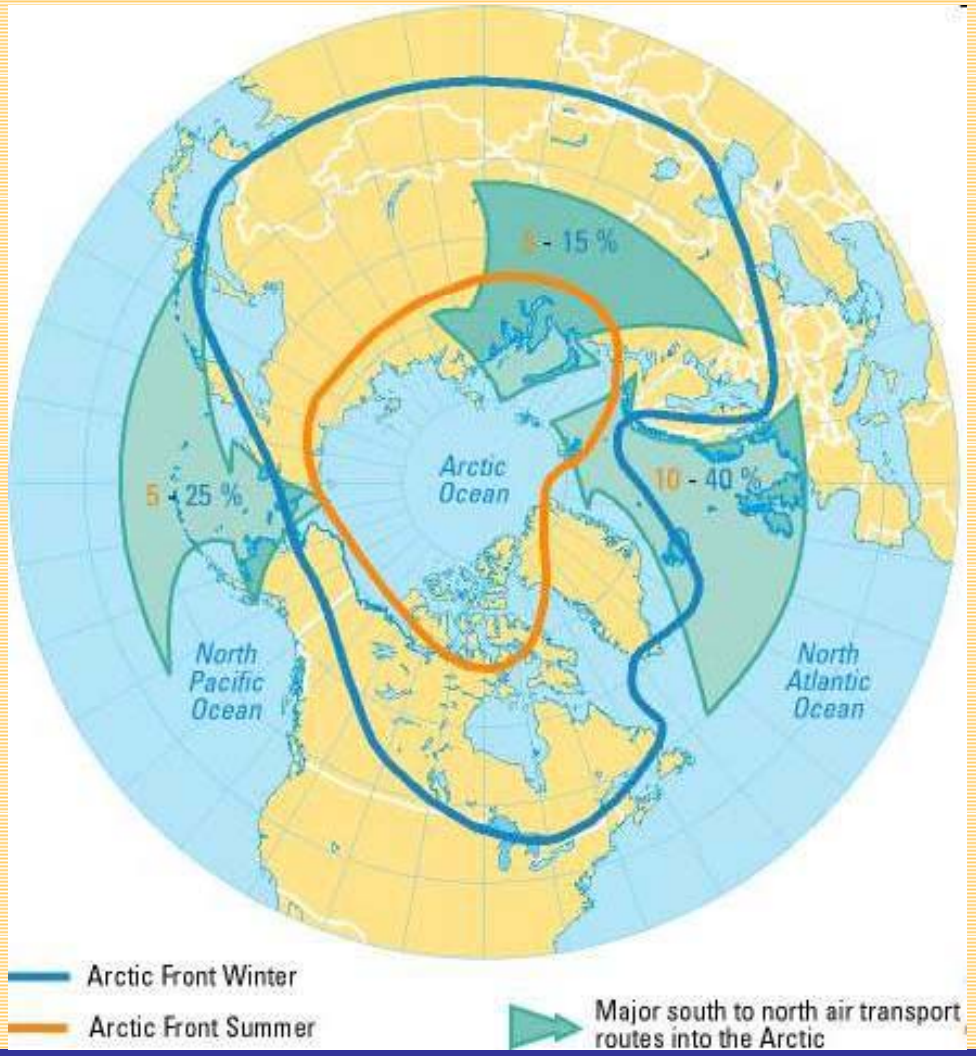
خصوصیات انواع مختلف توده‌های هوا

خصوصیات رطوبتی	خصوصیات دمایی	نوع توده هوا
بسیار خشک	فوق‌العاده سرد	آرکتیک (A)
بسیار خشک	خیلی سرد	توده هوای قطبی قاره‌ای (CP)
مرطوبت	بسیار سرد اما نه به اندازهٔ (CP)	توده هوای قطبی دریایی (MP)
خشک	بسیار گرم	توده هوای تراپیکی قاره‌ای (CT)
بسیار مرطوبت	خصوصیات دمایی آن مشابه CT است	توده هوای تراپیکی دریایی (MT)
بسیار مرطوب	داغ	توده هوای استوایی (E)

توده هوای آرکتیك (Arctic Air mass)

- این توده هوایی مخصوص نواحی بالاتر از عرضهای قطبی (کلاهك‌های قطبی) می‌باشد و عمدتاً در داخل آنتی‌سیکلونهای قطبی تشکیل می‌شود. از آنجایی که دمای هوا در این مناطق بسیار پائین است، میزان تبخیر بسیار کم بوده و همین عامل باعث می شود که میزان رطوبت مطلق هوای این مناطق در حد بسیاری پائین قرار گیرد. هر چند که به دلیل پائین بودن دمای هوا، رطوبت نسبی تا حدودی بالا است.
- توده هوای منجمده (آرکتیك) به دو بخش تقسیم می شود:

1. توده هوای آرکتیك قاره‌ای CA (Continental Arctic Air mass)
2. توده هوای آرکتیك دریایی MA (Maritime Arctic Air mass)


8 - 15 %
5 - 25 %
10 - 40 %
Arctic Ocean
North Pacific Ocean
North Atlantic Ocean
Arctic Front Winter
Arctic Front Summer
Major south to north air transport routes into the Arctic

توده هوای قطبی قاره‌ای (Continental Polar air mass)

- این تودهٔ هوا که مخصوص نیمکرهٔ شمالی است، عمدتاً در طی فصول سرد (زمستان) بر روی نواحی سرد و یخ‌زدهٔ عرض‌های شمالی که شامل شمال آسیا، آلاسکا، کانادا و سیبری است، تشکیل می‌گردد. و در فصول گرم سال (تابستان‌ها) به دلیل افزایش دما، به عرض‌های بالاتر و نواحی شمالی‌تر، عقب‌نشینی می‌کند.
- معمولاً این تودهٔ هوا را با CP نشان می‌دهند.

توده هوای قطبی بحری (Marintime Polar air mass)

- این تودة هوا، هم طی فصول تابستان و هم زمستان می‌تواند تشکیل شود و عمدتاً اروپا را تحت تأثیر قرار می‌دهد. منبع اصلی تشکیل این توده هوا در نیمکرة شمالی اقیانوس آرام و اطلس، و در نیمکرة جنوبی تمامی اقیانوس‌ها می‌توانند باشند. در حقیقت می‌توان گفت که این تودة هوا، همان حالت تغییر یافتة توده هوای CP است که در اثر عبور از سطح دریاها و اقیانوسها، تغییر ماهیت داده و شرایط ناپایداری مشروط پیدا می‌کند.
- این تودة هوا را با MP نشان می‌دهند.

توده هوای تراپیکی بری (Continental Tropical Air mass)

- منشأ اصلی این تودهٔ هوا را خشکیهای موجود در مناطق حاره تشکیل می‌دهند. این توده هوا در زمستان‌ها عمدتاً در نواحی شمالی آفریقا و در تابستان‌ها در آفریقای شمالی، آسیای جنوب غربی و شبه‌جزایر بالکان تشکیل می‌شود. در نیمکرهٔ جنوبی تنها محل تشکیل این تودهٔ هوا، بخشهای مرکزی و جنوب غربی استرالیا است.
- این توده هوا را با CT نمایش می‌دهند.

توده هوای تراپیکی بحری (Maritime Tropical Air mass)

- این توده هوا بر روی اقیانوس‌ها و دریاهای عرضهای جغرافیایی تراپیکی، در مجاورت آنتی‌سیکلونهای جنب حاره تشکیل می‌شود، مهمترین ویژگی این توده هوا، دمای نسبتاً بالا و رطوبت نسبی و مطلق بالای آن است.
- این توده هوا را با MT نمایش می‌دهند.
- منشأ تشکیل توده هوای MT در زمستان، آنتی‌سیکلون‌های اقیانوس اطلس است وحوضه دریای مدیترانه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. این توده در اثر صعود در مجاورت کوهستان‌ها و مناطق جبهه‌ای، حالت ناپایدار پیدا کرده و می‌تواند بارشهای قابل توجهی را ایجاد نماید.

توده هوای استوایی

- منشأ تشکیل این توده هوا، کمربند استوایی واقع در بین بادهای تجارتی است و از مهمترین مشخصه‌های آن، میزان دما و رطوبت بالای این توده هوا می‌باشد. این توده هوا چه نوع قاره‌ای و چه نوع دریایی آن از رطوبت قابل ملاحظه‌ای برخوردارند چرا که به سبب دمای بسیار بالای آن، ظرفیت پذیرش رطوبت زیادی را دارد. از طرف دیگر تفاوت بین میزان رطوبت نوع قاره‌ای و دریایی آن زیاد نمی‌باشد چرا که نوع قاره‌ای آن هم بر روی جنگل‌های پرباران و مرطوب استوایی شکل می‌گیرد.

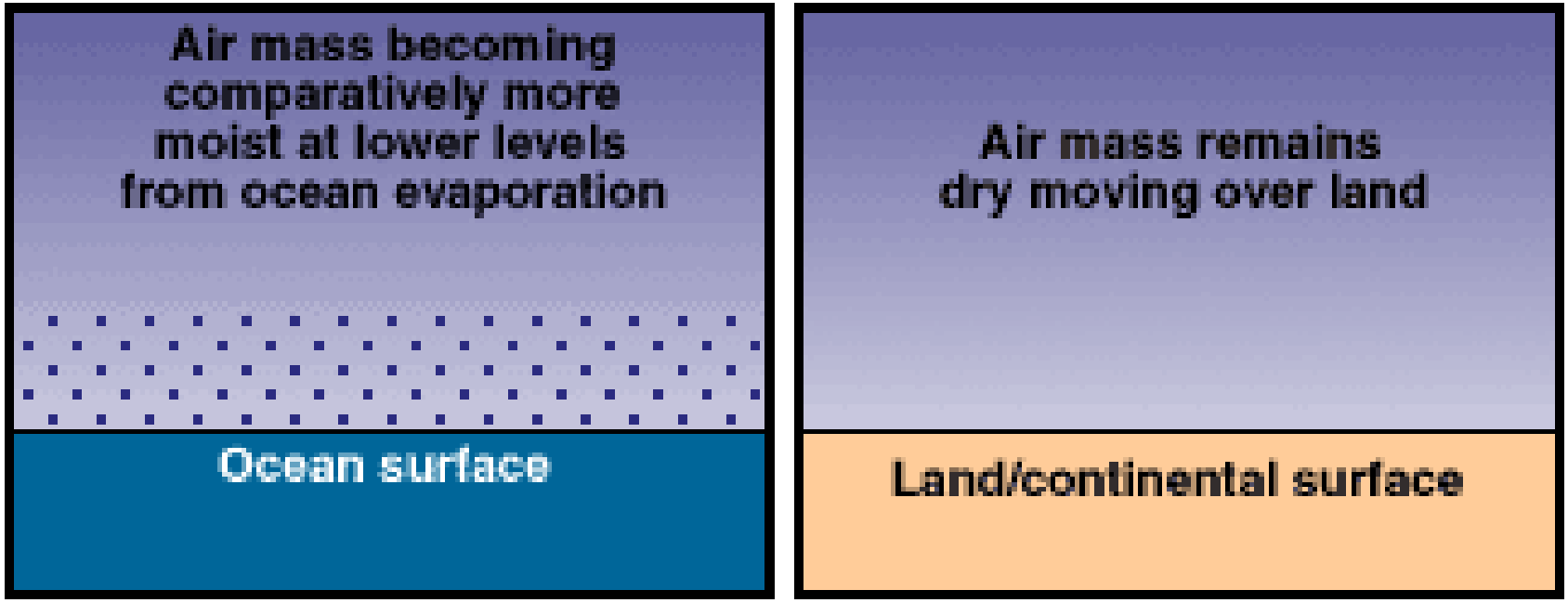
تغییر و دگرگونی توده‌های هوا

- محلهایی به عنوان سرچشمهٔ توده‌های هوا شناخته شده‌اند که توده‌های هوا خصوصیات اصلی خود را از محل تشکیل در سرچشمه می‌گیرند. توده‌های شکل گرفته ممکن است به مرور سرد شده و یا اینکه گرم شوند. همچنین میزان رطوبت آنها به تدریج زیاد شده و یا از مقدار آن کاسته شود. پایداری توده هوا هم ممکن است دستخوش تغییراتی گردد.
- به طور کلی دو فرایند مهم به طور مستقل و یا با هم باعث تغییر و دگرگونی توده‌های هوا می‌شوند، که عبارتند از:

الف) تغییر محتوای رطوبتی تودهٔ هوا

- هنگامی که یك توده هوایی از روی سطح دریا یا اقیانوس عبور می‌کند میزان رطوبت آن مخصوصاً در لایه‌های پائینی افزایش می‌یابد. این پدیده عموماً به دلیل تبخیر آب از سطح دریا و ورودآن به توده هوا، صورت می‌گیرد، در حالیکه توده هوایی که از روی سطح خشکی‌ها و یا قاره‌ها عبور می‌کند همچنان بدون تغییر قابل توجه در محتوای رطوبتی آن، به حرکت خود ادامه می‌دهد.

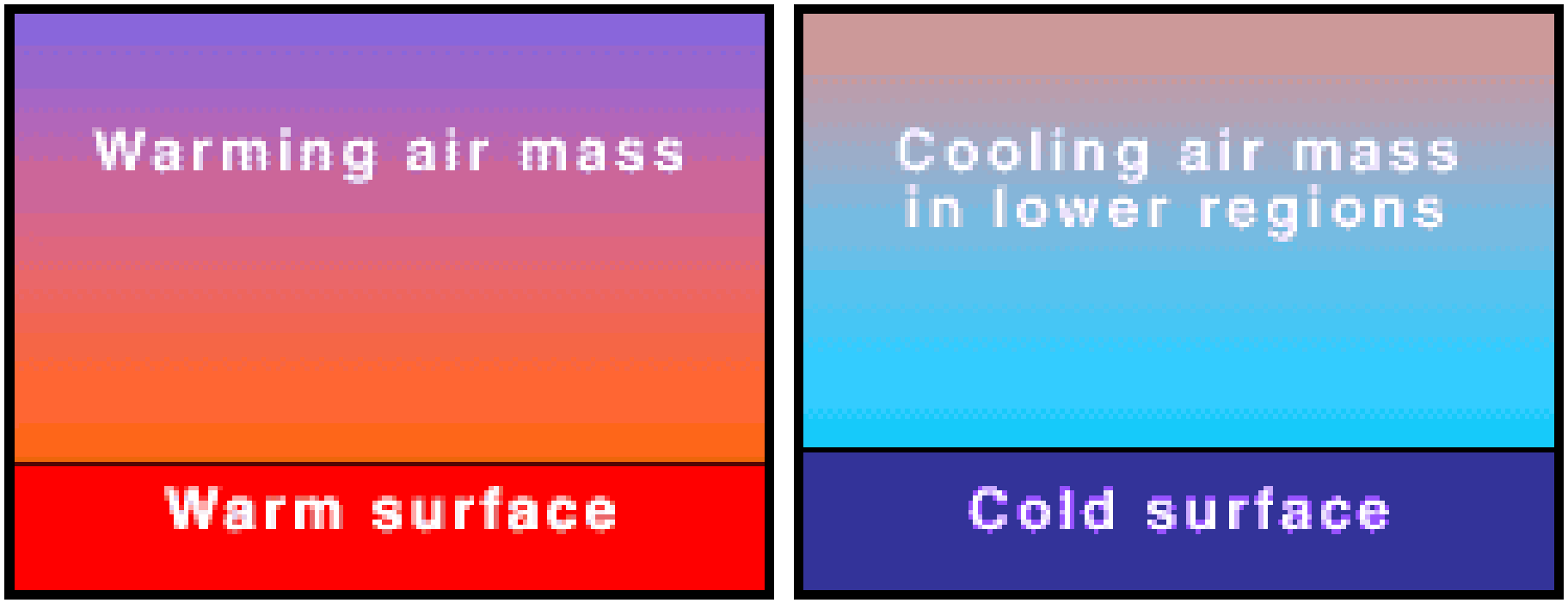
تغییر محتوای رطوبت توده هوا در نتیجه عبور از سطح دریا یا خشکی



ب) تغییر دمای تودهٔ هوا

- وقتی که یك توده هوای سرد از سرچشمه خود شروع به حرکت کرده و از یك سطح گرم عبور می‌کند، از زیر شروع به گرم شدن می‌نماید و این گرم شدن باعث ناپایداری تودهٔ هوا، بخصوص در لایه‌های زیرین آن می‌شود. هنگامی که یك توده هوای گرم از روی یك سطح سرد عبور می‌کند، از زیر شروع به سرد شدن نموده و بنابراین لایه‌های پائین آن، شرایط پایدار به خود می‌گیرند.

تغییر دمای توده هوا در اثر هبور از یك سطح گرم یا سرد



جبهه‌ها (FRONTS)

- در هواشناسی محل برخورد توده‌های هوا را جبهه می‌نامند.
- در حالت کلی می‌توان جبهه را به این صورت تعریف نمود که جبهه عبارت از یك منطقة عبوری و باریکی است که بین دو تودة مختلف (در محل تقاطع آنها) ایجاد می‌شود. به این ترتیب، سطحی که جداکنندة توده‌های مجاور هم است، سطح جبهه‌ای نامیده می‌شود.

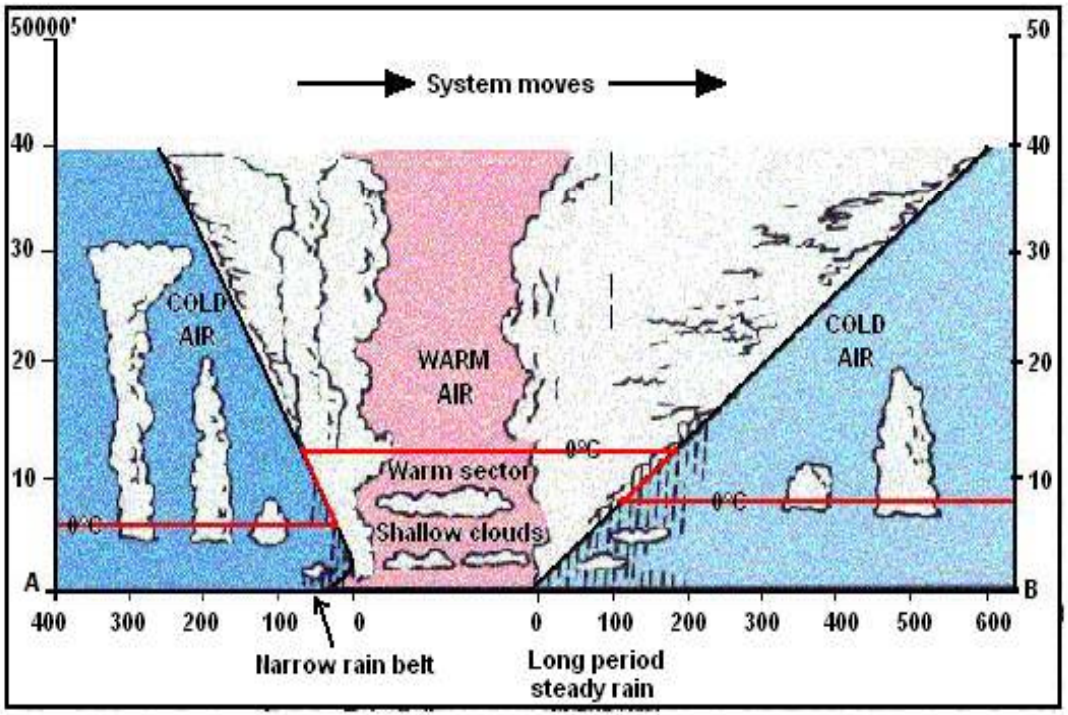
- جبهه‌ها را بر پایه گسترش عمودی، افقی و نوع گردش هوا در داخل آنها، می‌توان به سه گروه تقسیم‌بندی نمود:

الف) جبهه‌های اصلی: جبهه‌هایی که از نظر افقی هزاران کیلومتر و از نظر عمودی چندین کیلومتر توسعه دارند. این جبهه‌ها جداکنندهٔ توده‌های هوایی هستند که به طور کامل با هم تفاوت دارند.

ب) جبهه‌های ثانوی: این جبهه‌ها از نظر افقی صدها کیلومتر توسعه دارند اما توسعهٔ عمودی آنها کم است و معمولاً طول مدت فعالیت آنها بیش از یك تا دو شبانه‌روز، طول نمی‌کشد.

ج) جبهه‌های بالا: این نوع جبهه‌ها فقط در سطوح فوقانی جو مشاهده می‌شوند و نمی‌توان آنها را بر روی نقشه‌های سطح زمین مشاهده نمود.

- این شکل یك توده هوای گرم را نشان می‌دهد که بین دو توده هوای سرد قرار گرفته است از روی شکل می‌توان مرز بین توده‌های هوا را که همان جبهه باشند را ملاحظه نمود.



تقسیم‌بندی جبهه‌ها

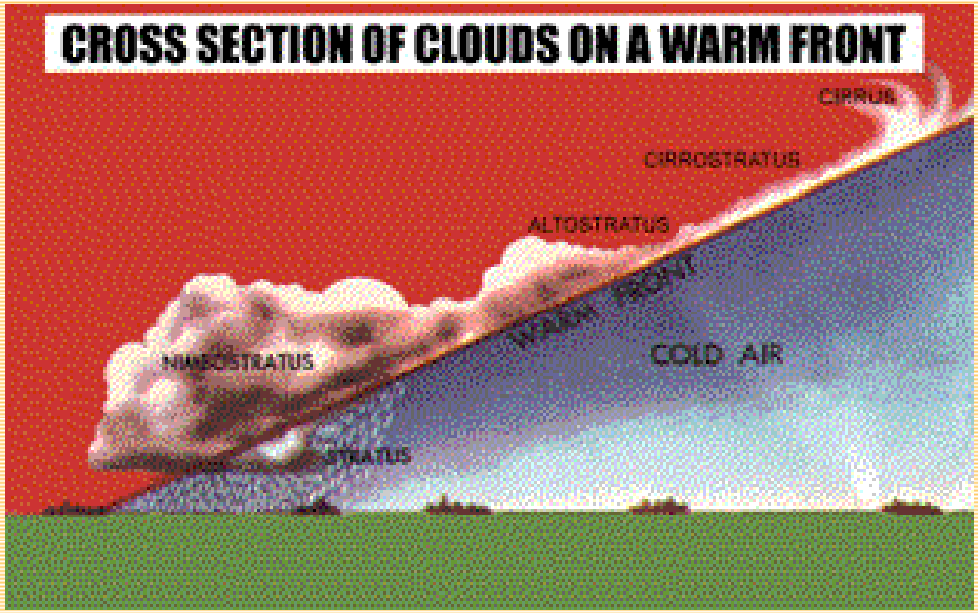
- جبهه‌های جوی را بر اساس نحوة حرکت ساختار عمودی و وضع هوا می‌توان به گروه‌های زیر تقسیم‌بندی نمود:

1. جبهه‌های گرم (Warm fronts)
2. جبهه‌های سرد (Cold Fronts)
3. جبهه‌های ساکن (Stationary fronts)
4. جبهه‌های مسدود (Occluded fronts)

الف) جبهه گرم

- این نوع جبهه به سمت توده هوای سردتر حرکت می‌کند. به عبارت دیگر، هوای گرم به سمت هوای سردتر حرکت می‌نماید و باعث می‌شود که توده هوای سردی که در جلوی جبهه واقع است به سمت پشت، عقب‌نشینی کند.
- جبهه‌های گرم عموماً از نوع بالاسو هستند یعنی اینکه در این نوع جبهه‌ها، هوای گرم در امتداد شیب جبهة سرد به سمت بالا حرکت می‌کند.

جبهه گرم را بر روی نقشه‌های هواشناسی به صورت نیم دایره‌های پر و به رنگ قرمز نمایش می‌دهند. جهت نیمدایره‌ها به سمتی است که جبهه به آن سمت حرکت می‌کند.



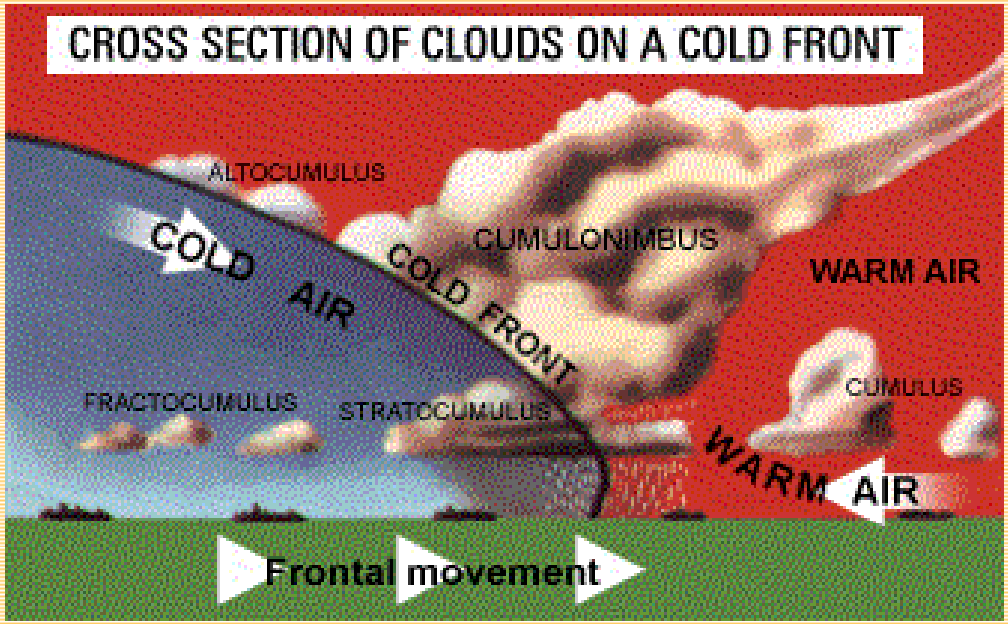
این شکل یك جبهه گرم را نمایش می‌دهد.

- از مهمترین علائم شناسایی جبهه گرم در سطح زمین این است که ابرهای سیروس و سپس سیرواستراتوس مشاهده می‌شوند که به تدریج ابرهای آلتواستراتوس و نیمبواستراتوس نیز ظاهر شده و شروع به ضخیم شدن می‌نمایند و بارش آغاز می‌شود. در این حالت معمولاً کاهش فشار را در منطقه خواهیم داشت و با نزدیك شدن جبهه، باد قویتر می‌شود .

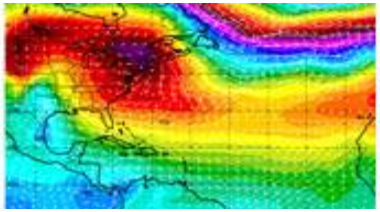
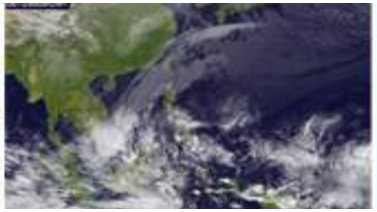
ب) جبهه سرد

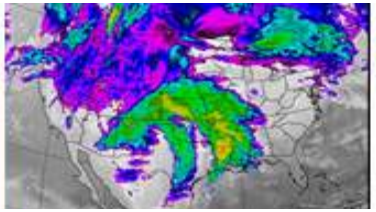
- در این نوع جبهه توده هوای سرد به سمت توده هوای گرمتر حرکت نموده و باعث عقب‌نشینی آن می‌شود. به عبارت دیگر جبهه به سمت توده هوای گرمتر حرکت می‌کند
- جبهه سرد را بر روی نقشه‌های هواشناسی با مثلثهایی که به رنگ آبی رنگ‌آمیزی می‌شوند نشان می‌دهند. جهت این مثلث‌ها به سمتی است که جبهه در آن جهت حرکت می‌کند.

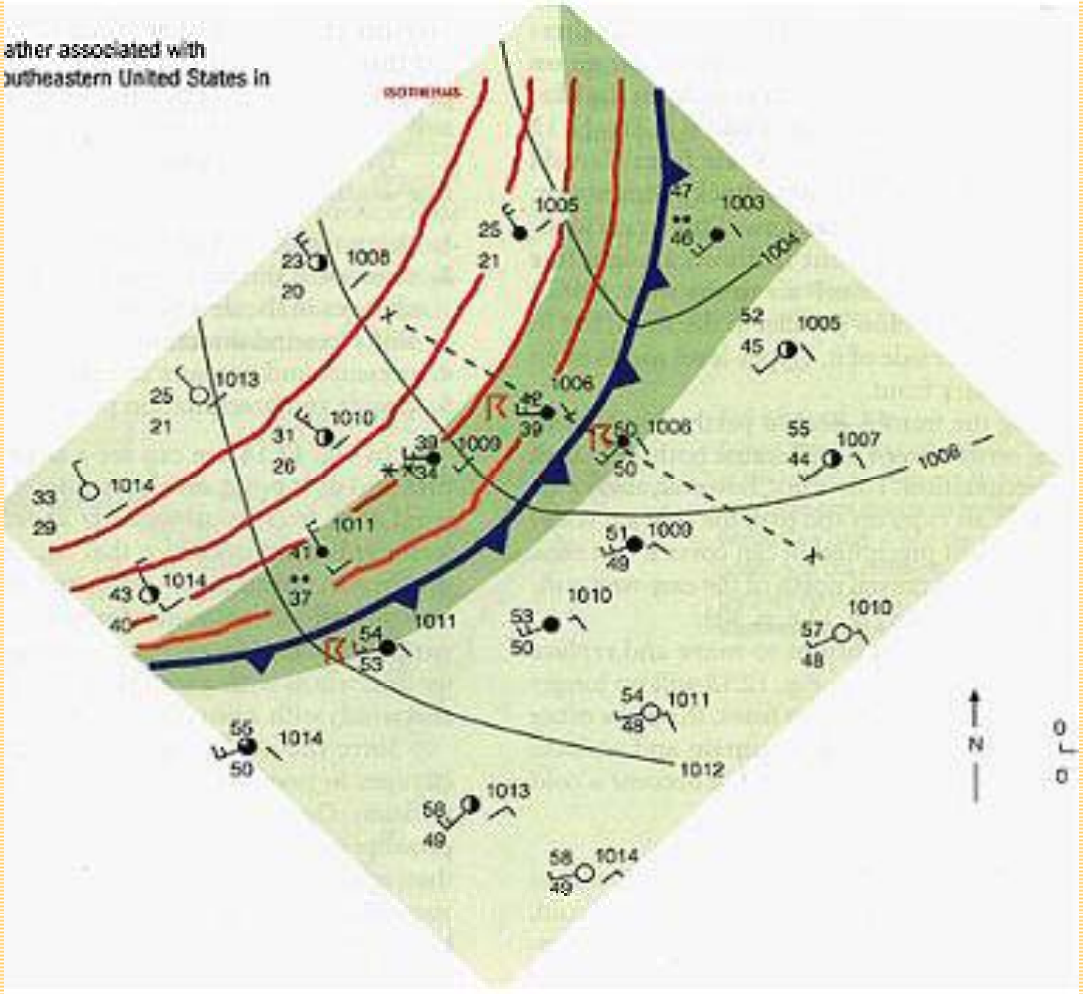
- این نوع جبهه عمدتاً با ابرهای استراتوکومولوس، آلتوکومولوس و کومولونیمبوس همراه است که این ابرها در پشت جبهة سطح زمین مشاهده می‌شوند.سرعت حرکت جبهة سرد معمولاً بیشتر از سرعت حرکت جبهة گرم است.



شکل روبرو یك نمونه جبهه سرد را نمایش می‌دهد.



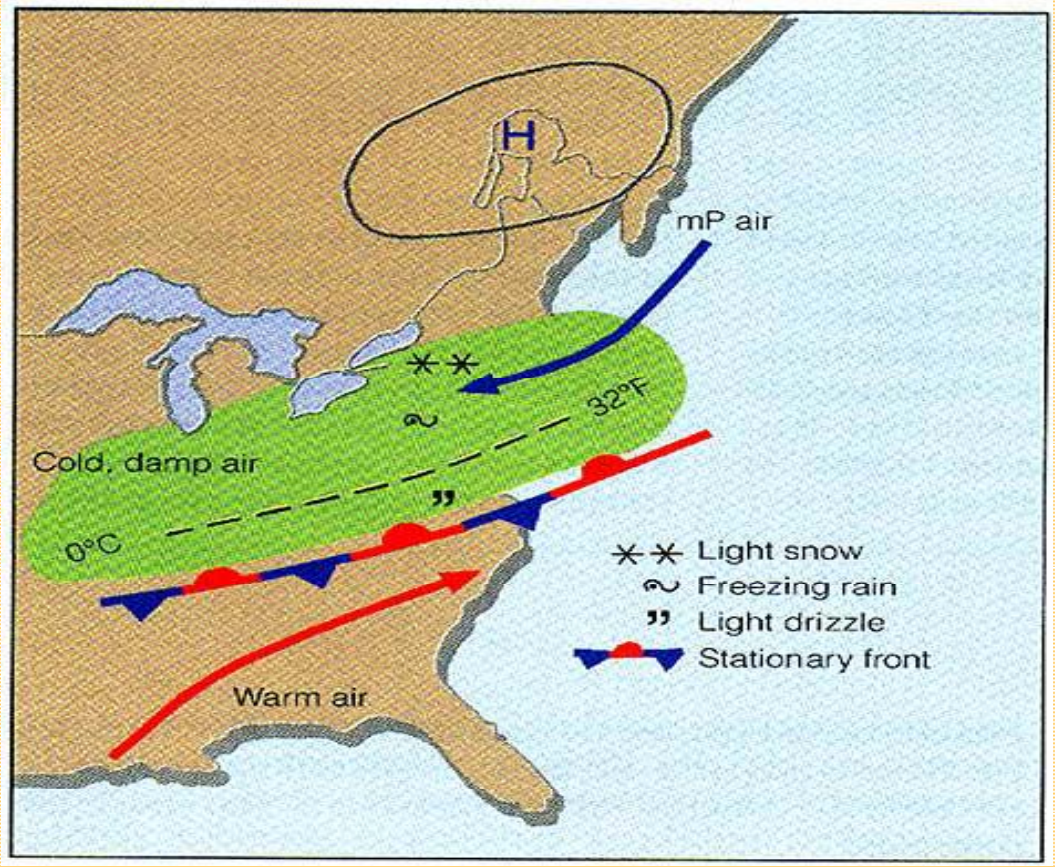


- این شکل خصوصیات مختلف وضع هوا را قبل از عبور، در حین عبور و پس از عبور جبهه سرد از روی یک منطقه نشان می‌دهند.

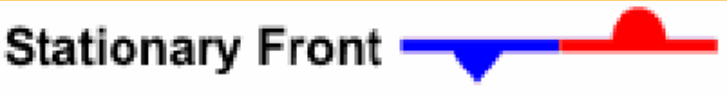
ج) جبهة ساکن

- در صورتی که یك جبهه جوی جابجایی نداشته باشد یا اینکه حرکت آن بسیار کم باشد چنین جبهه‌ای را جبهة ساکن می‌گویند.
- این نوع جبهه عموماً با هوای صاف تا کمی ابری و گاهاً تمام ابری همراه است.
- علت اصلی تشکیل جبهه ساکن این است که باد در دو طرف این جبهه به موازات هم می‌وزند و در نتیجه نمی‌تواند جبهه را جابجا سازد.

شکل زیر یك جبهه ساکن را نمایش می‌دهد.



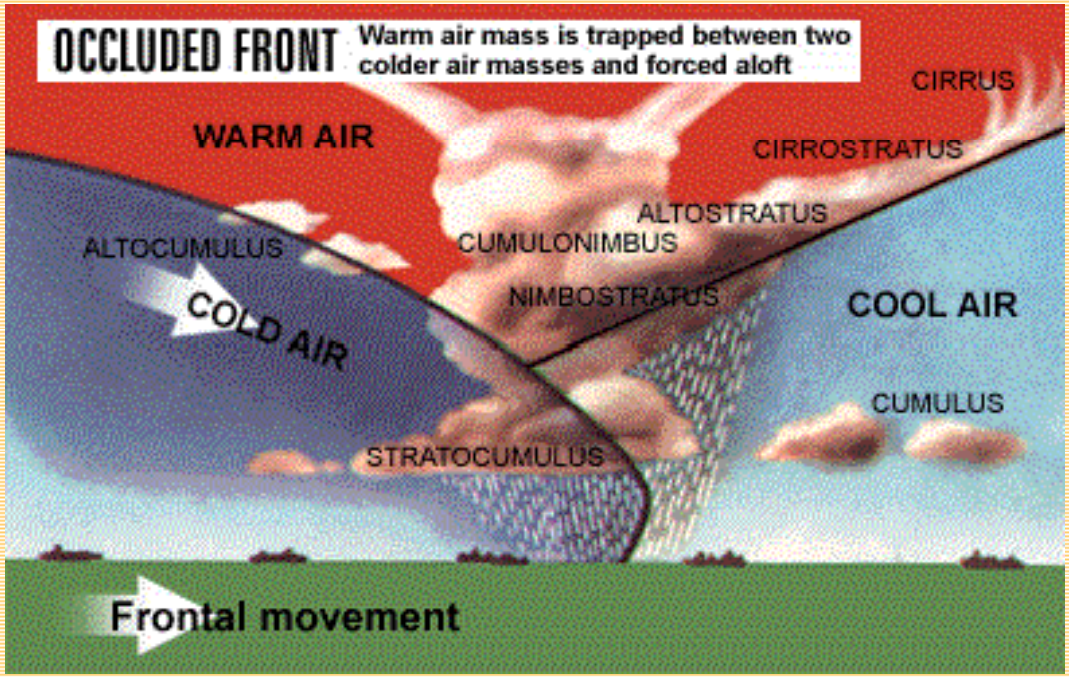
- جبهة ساکن را بر روی نقشه‌های هواشناسی با ترتیبی از علائم جبهه‌های گرم و سرد نشان می‌دهند.



د) جبهة بند آمده یا مسدود

- وقتی که یك توده هوای گرم بین دو توده هوای سردتر قرار گیرد ، از آنجایی که جبهة سرد با سرعت بیشتری نسبت به جبهة گرم جلوتر از آن حرکت می‌کند، پس از مدت زمانی جبهة سرد به جبهة گرم رسیده و به هم برخورد می‌کنند و در محل برخوردشان جبهه مخلوط یا بند آمده تشکیل می‌گردد. به این ترتیب توده هوای گرمی که بین دو توده هوای سرد قرار داشت، به سمت بالا حرکت کرده و دیگر با سطح زمین تماسی نخواهد داشت.
- در جبهه بند آمده، علاوه بر خط جبهة سطح زمین، خط جبهة بالا نیز وجود دارد به این ترتیب که در جلوی جبهة مخلوط، جبهة سرد بالا و در قسمت عقب آن، جبهه گرم بالا قرار می‌گیرند.

- معمولاً جبهه مسدود (بندآمده) را با ترکیبی از علائم جبهة گرم و سرد نشان داده و بر روی نقشه‌های چاپی آنرا با یك خط پر ارغوانی رنگ مشخص می‌سازند.



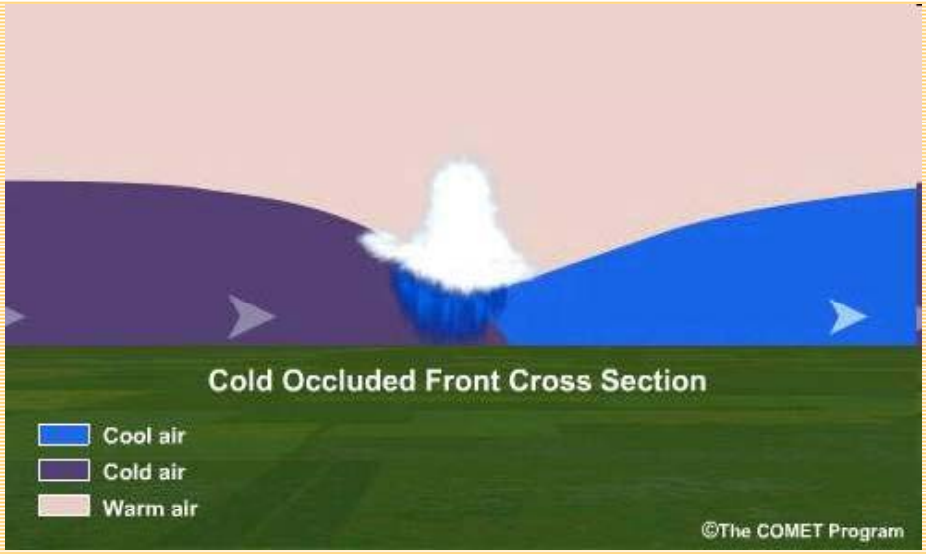
- شکل روبرو یك نمونه جبهه مخلوط را نشان می‌دهد.

جبهة مخلوط (بندآمده) خود ممکن است به سه گروه تقسیم شود:

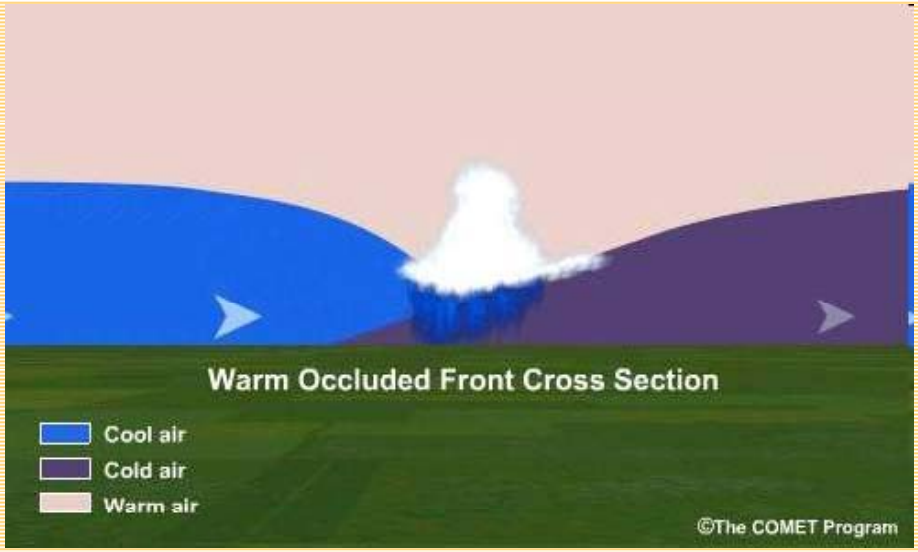
الف) جبهة مخلوط سرد جبهة مخلوط سرد مخصوص تابستان است. در اینجا جبهه سرد، جبهة گرم را به سمت بالا هدایت کرده و هوا به تدریج سردتر می‌شود.

ب) جبهة مخلوط گرم در مورد جبهة مخلوط گرم، هوای پشت جبهة سرد به اندازة کافی سرد و متراکم نیست که بتواند هوای سرد جلو جبهة گرم را به سمت بالا هدایت کنند.

ج) جبهة مخلوط خنثی در مورد جبهة مخلوط خنثی، سیستم ابرها و بارندگی آن مشابه سیستم ابرها و بارش جبهة مخلوط گرم است. این جبهه از آن جهت خنثی نامیده می‌شود که دمای هوا در دو طرف خط جبهة سطح زمین، تفاوت زیادی با هم ندارد.



مخلوط سرد



مخلوط گرم

فصل نهم

ابرها و بارندگی

مقدمه

- چرخهٔ آب در طبیعت از بخشهای مختلفی تشکیل یافته است که ماحصل آن این است که آب مرتباً بین بخشهای مختلف کرهٔ زمین و اتمسفر آن در حال جریان باشد. یکی از فرایندهای اساسی که در این چرخه وجود دارد، فرایند تبدیل بخار آب به صورت مایع و ریزش آن به سطح زمین است که تأمین کنندهٔ آب برای سطح می‌باشد.
- برای اینکه فرایند بارندگی اتفاق بیفتد، لازم است که بخار آب موجود در جو متراکم شده و تبدیل به مایع گردد.

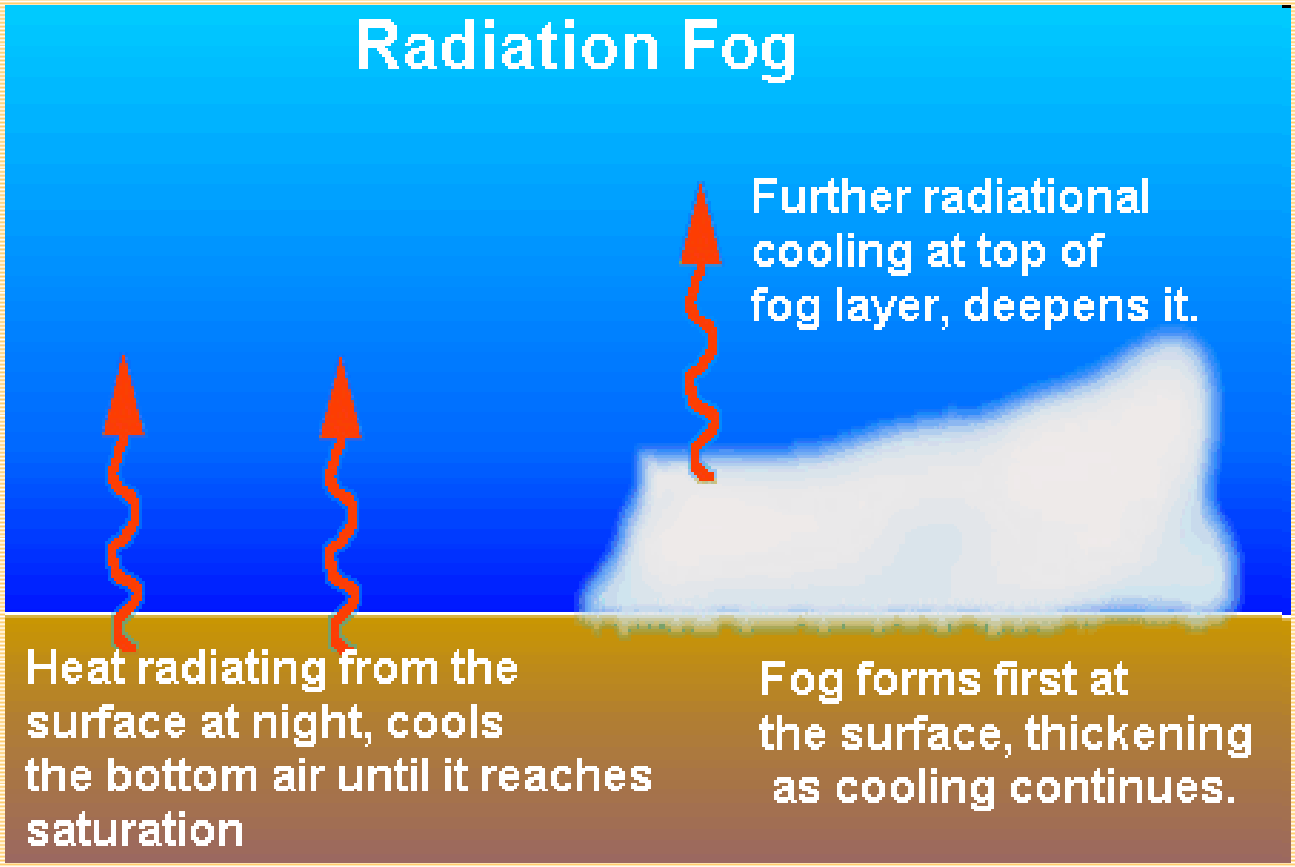
- ماحصل تراکم بخار آب، تشکیل ابرها و مه است.
- تفاوت مه و ابر در ارتفاعی است که تشکیل می‌شوند.
- اگر فرایند تراکم در مجاورت سطح زمین صورت گیرد در اینصورت مه تشکیل می‌گردد
- اگر در ارتفاعات بالاتر تراکم صورت گیرد، ابر تشکیل خواهد شد.

مه (Fog)

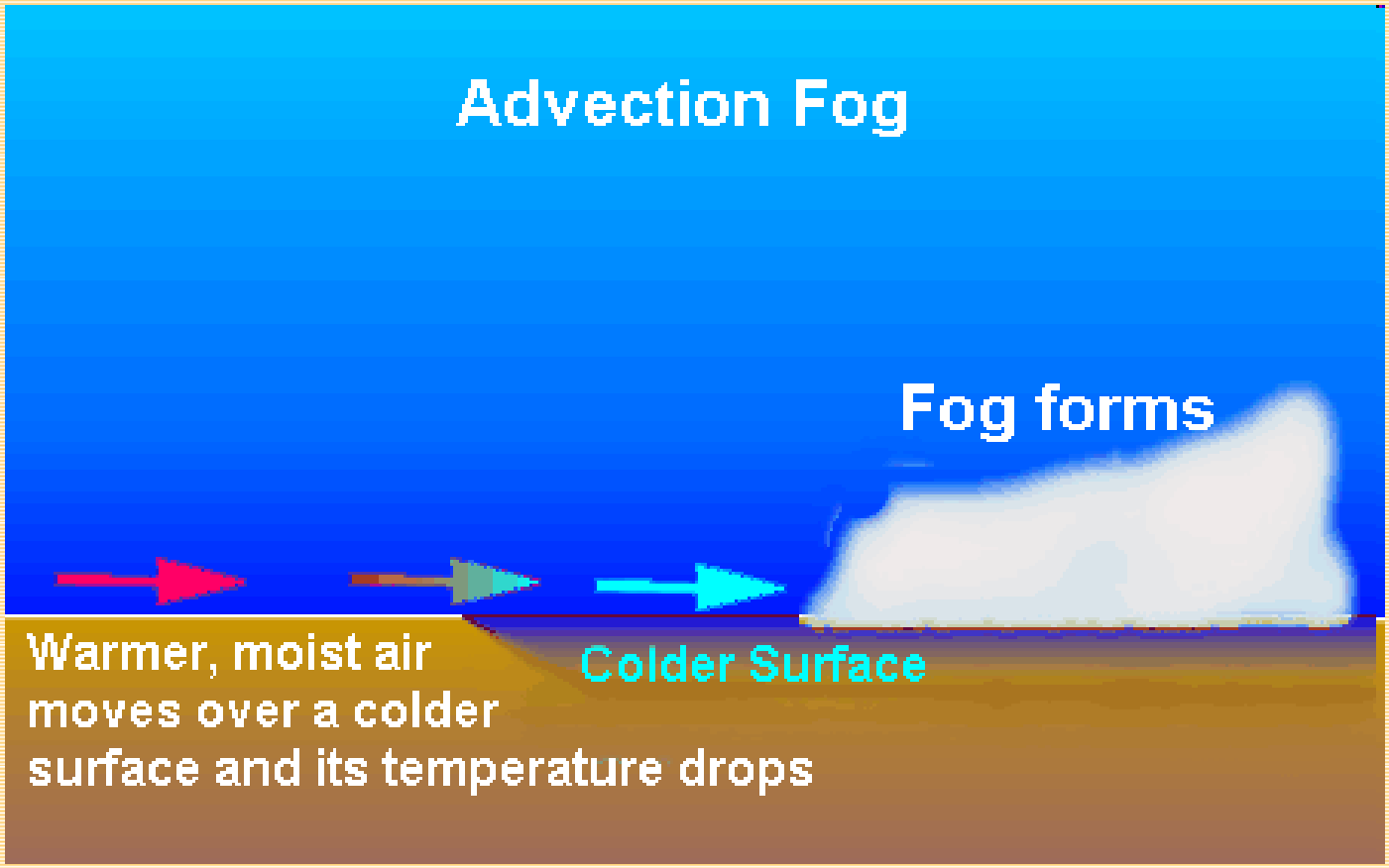
- مه عموماً در اثر سرد شدن هوای مجاورت سطح و یا اشباع هوای مجاورت سطح تشکیل می‌گردد. بسته به شرایطی که در تشکیل مه ممکن است وجود داشته باشد آنرا به گروههای زیر تقسیم مینمایند:

1. مه تابشی(Radiation fog)
2. مه فرارفتی(Advection fog)
3. مه جبهه‌ای(Frontal fog)
4. مه فراشیبی (Upslope fog)

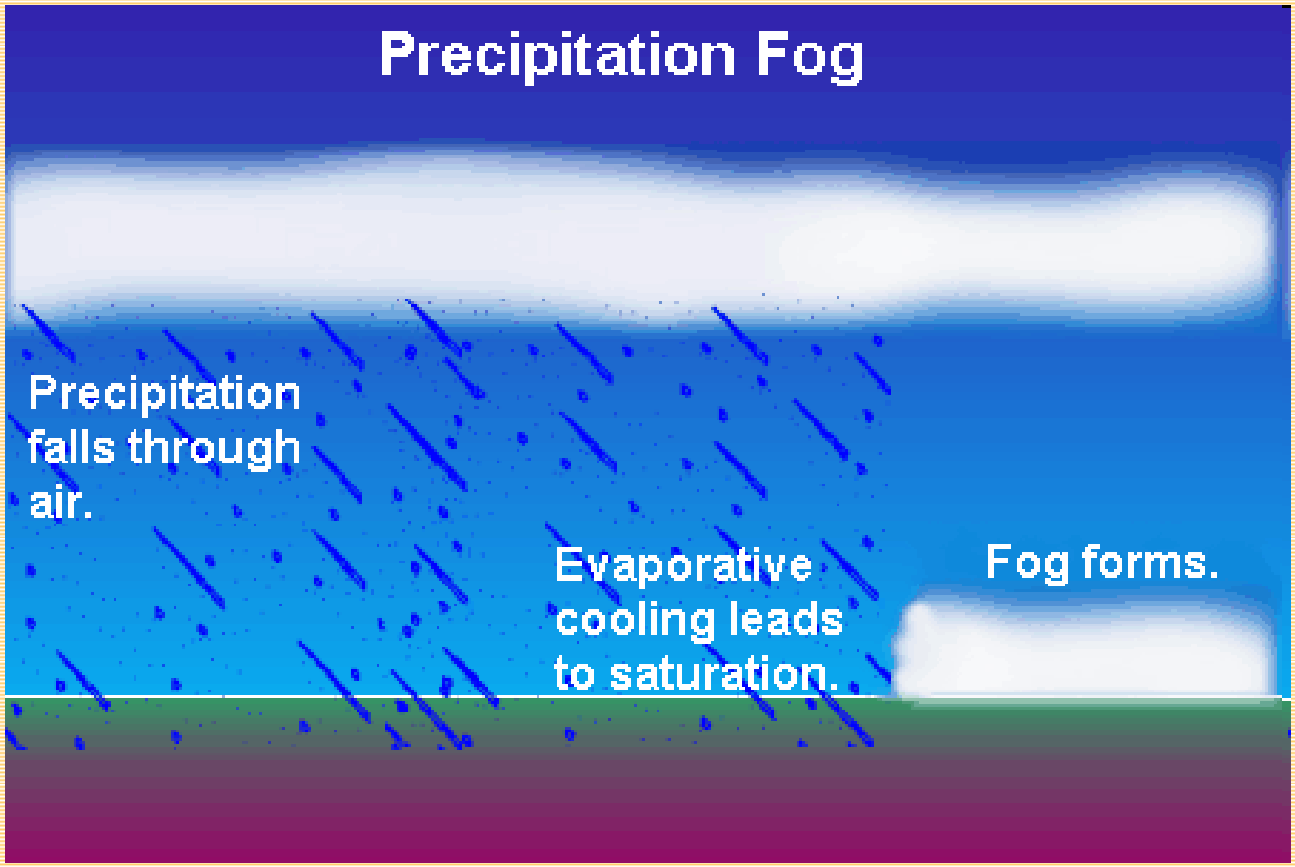
مکانیزم تشکیل مه تابشی در شکل زیر نمایش داده شده است.



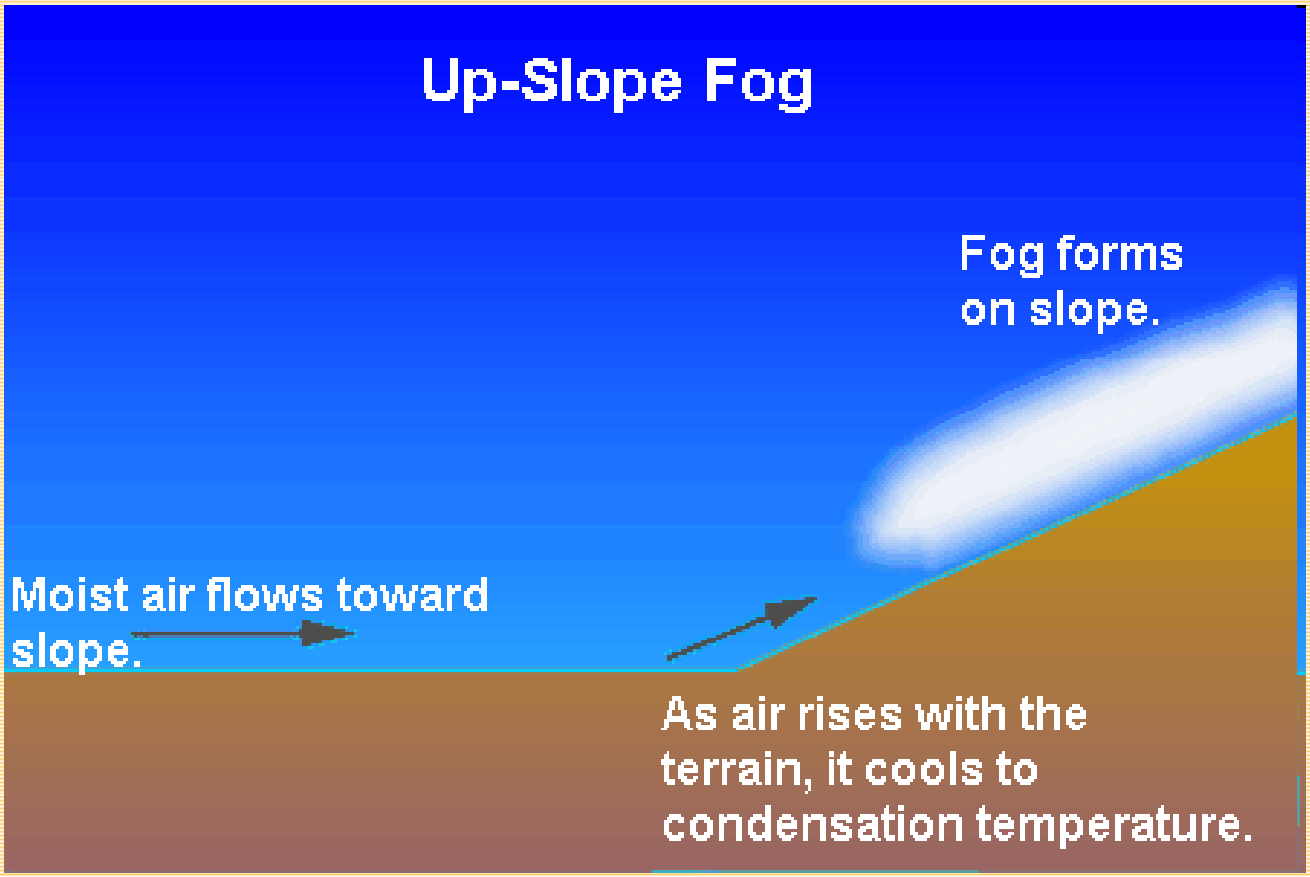
مکانیزم تشکیل مه فرارفتی در شکل زیر نمایش داده شده است.



مکانیزم تشکیل مه جبهه‌ای در شکل زیر نمایش داده شده است.



مکانیزم تشکیل مه فراشیبی در شکل زیر نمایش داده شده است.



ابرها

- ابرها حالت مرئی بخار آب موجود در اتمسفر می‌باشند که از قطرکهای کوچك آب تشکیل یافته‌اند. هر کدام از این قطرکها شامل هزاران ملکول بخار آب است. هر قطعه ابر از میلیاردها قطرك کوچك تشکیل یافته است. هر قطره باران میلیونها قطرك کوچك تشکیل می‌شود.
- لازمة تشکیل این قطرکها این است که هوا به حالت اشباع درآید.
- اشباع شدن هوا در اثر صعود بسته های هوا به وقوع می‌پیوندد.

- چهار مکانیزم زیر باعث صعود هوا می‌شوند :

1. صعود در اثر گرم شدن از سطح زیرین
2. صعود در اثر برخورد با یك سطح شیبدار
3. صعود هوا بر روی سطح جبهه‌های سرد و گرم
4. صعود در اثر همگرایی یا کاهش فشار

طبقه‌بندی ابرها

- ابرها ممکن است در ارتفاعات مختلفی که از سطح زمین (کمی بالاتر از سطح) تا تروپوپاز را شامل می‌شود، تشکیل گردند.
- معمولاً ابرها را از نظر ارتفاع به سه گروه تقسیم می‌نمایند:

الف) ابرهای پائین

ب) ابرهای میانه

ج) ابرهای بالا

مقادیر ارتفاع هر کدام از این گروه‌ها در نواحی قطبی، عرض‌های میانی و نواحی تراپیکی در جدول زیر نشان داده شده است.

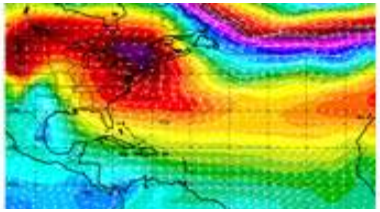
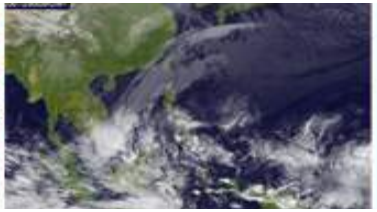
نوع ابر	نواحی تراپیکی	عرض‌های میانی	نواحی قطبی
ابرهای بالا	6000-18000	5000-13000	3000-8000
ابرهای متوسط	2000-8000	2000-7000	2000-4000
ابرهای پائین	از سطح تا ارتفاع 2000 متری	از سطح تا ارتفاع 2000 متری	از سطح تا ارتفاع 2000 متری

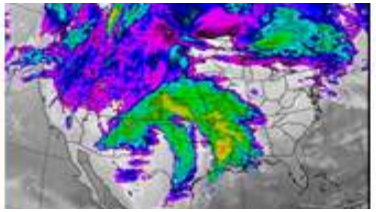
- معمولاً برای نامگذاری ابرها از یکسری واژه‌های لاتین استفاده می‌شود که این واژه‌ها به صورت زیر هستند:

- **Cirrus**. این واژه برای مشخص نمودن ابرهای پرسان که ارتفاع زیادی دارند، به کار می‌رود.
- **Cumulus**. برای مشخص نمودن ابرهای پف کرده، انبوه، پشته‌ای و متراکم از واژه کومولوس استفاده می‌گردد.
- **Nimbus**. این واژه به معنی باران زا است و برای مشخص نمودن ابرهای باران‌زا استفاده می‌شود.
- **Stratus**. در این گروه ابرها به صورت ورقه‌ای و لایه‌لایه می‌باشند.

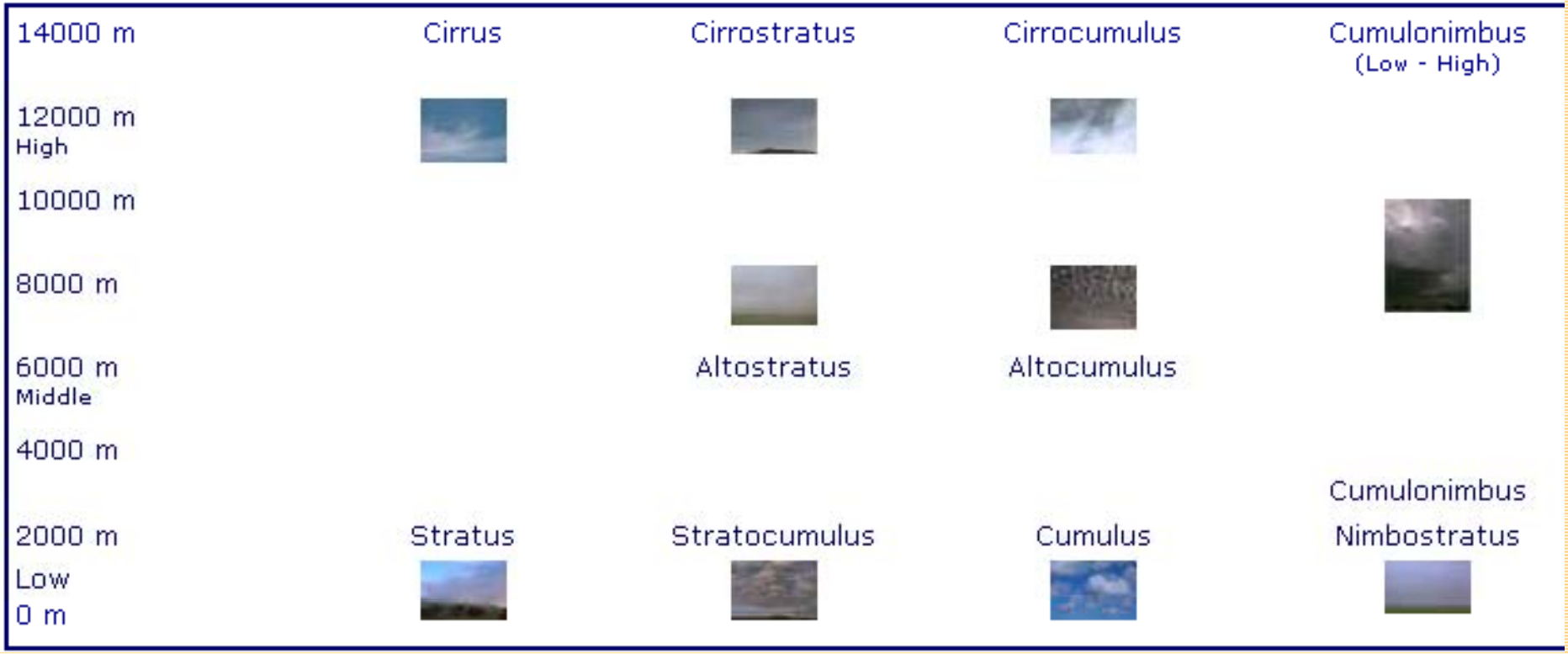
به طور کلی 10گروه ابر وجود دارد که به صورت زیر هستند:

1. سیروس (Cirrus)
2. سیروکومولوس (CirroCumulus)
3. آلتوکومولوس (AltoCumulus)
4. استراتوکومولوس (Stratocumulus)
5. کومولوس (Cumulus)
6. سیرواستراتوس (Cirrostratus)
7. آلتواستراتوس (AltoStratus)
8. استراتوس (Stratus)
9. نیمبواستراتوس (NimboStratus)
10. کومولونیمبوس (Cumulunimbus)



شکل زیر موقعیت ارتفاعی گروه‌های 10 گانه ابرها را نشان می‌دهد.



بارندگی

- برای اینکه فرایند بارندگی رخ دهد لازم است که قطرکهای کوچك آب که ابر را تشکیل داده‌اند به نحوی به هم متصل شوند تا بتدریج قطرات بزرگ را که همان باران باشد را تشکیل دهند. معمولاً هر قطره باران از میلیون‌ها قطرك کوچك تشکیل یافته است.
- وجود رطوبت شرط لازم برای بارندگی است اما شرط کافی نمی‌باشد و نیاز به یك عامل اضافی می‌باشد.
- این عامل اضافی، وجود هسته‌های تراکم در جو می‌باشد که ذرات بخار آب روی این هستك‌ها تجمع یافته و قطرك‌های باران را تشکیل می‌دهند و در اثر همامیزی این قطرکها، قطرکهای بزرگتر تشکیل می‌شوند.

معمولاً دو نوع هستك در اتمسفر وجود دارد:

الف) ذرات آبدوست (Hygroscopic) که تمایل فراوانی به جذب بخار آب داشته و آنرا به سطح خود جذب می‌نمایند. از جمله این نوع هستك‌ها می‌توان ذرات نمکی موجود در اتمسفر را نام برد.

ب) هسته‌های آبگریز (non_Hygroscopic) که از ذرات گرد و غبار تشکیل شده‌اند و تمایلی به جذب بخار آب بر سطح خود ندارند. این ذرات در اثر عمل اختلاطی باد از سطح خشکیها وارد اتمسفر زمین می‌شوند.

- فرایند بارندگی ممکن است به شکل‌های مختلفی به سطح زمین برسد که این اشکال عبارتند از:

1. باران (Rain)
2. باران ریزه (Drizzle)
3. برف(Snow)
4. اسلیت (Sleet)
5. تگرگ (Hail)
6. گلیز (Glaze)

1- باران:

- فرمی از بارندگی که به شکل مایع به سطح زمین می‌رسد، باران نامیده می‌شود. این گروه خود شامل باران معمولی، باران ریزه و شبنم است. باران در اثر تراکم و هم‌آمیزی قطرکهای کوچك آب در داخل ابرها و سقوط آنها به زمین، حادث می‌شود.

2- باران ریزه:

- نوعی از بارندگی است که در آن قطر قطرات باران بسیار کوچك است. این نوع باران قبل از اینکه به سطح زمین برسد، تبخیر شده و مجدداً وارد اتمسفر می‌شود.

3- برف:

- محصول بارش از ابرهایی که در آنها دما پائین از نقطه انجماد است، برف می‌باشد. که به شکل بلورهای شش گوش به صورت منفرد یا ادغام شده در هم، به سطح زمین نزول می‌کند.

4- اسلیت:

- باران یخ زده یا مخلوطی از باران و برف را اسلیت می‌گویند.

5- تگرگ:

- تگرگ محصول صعود و نزول قطرات باران در داخل ابر کومولونیمبوس است.

6- گلیز:

- در صورتی که بارندگی بر روی سطح زمین یا سطح هر شئی دیگری که دمای آن پائین‌تر از دمای نقطة انجماد است ببارد، تشکیل یك لایه یخ شفافی را می‌دهد که تحت عنوان گلیز شناخته می‌شود.

انواع بارش‌ها

- بارش‌ها از دیدگاه نحوة صعود هوا به پنج گروه تقسیم می‌شوند:

1. بارشهای کوهستانی (Orographic Precipitation)
2. بارشهای جبهه‌ای (frontal Precipitation)
3. بارشهای سیکلونی (Cyclonic Precipitation)
4. بارشهای کنوکتیو (Convective Precipitation)
5. بارش‌های همگرایی

اندازه‌گیری باران

- رایج‌ترین روشی که برای اندازه‌گیری باران به کار می‌رود، استفاده از باران سنج‌ها (Rain Gauge) است.
- معروفترین نوع باران‌سنج‌ها بر اساس قطر دهانهٔ آنها عبارتند از:

1- باران‌سنج با قطر دهانهٔ $6\frac{1}{4}$ اینچ

2- باران‌سنج با قطر دهانهٔ 5 اینچ

3- باران‌سنج با قطر دهانهٔ 8 اینچ

در کشور ما بیشتر از باران سنج با قطر دهانهٔ 8 اینچ استفاده می‌شود.

باران‌سنج 8 اینچی

- این باران‌سنج از سه بخش اصلی تشکیل شده است که عبارتند از:

الف) دهانهٔ جمع کننده

ب) استوانه داخلی

ج) بدنه اصلی

- در باران‌سنج 8 اینچی دهانه جمع کننده از یک قیف با طرح مخصوص و به قطر 8 اینچ تشکیل یافته است. معمولاً لبه‌های قیف به صورت تیز ساخته می‌شوند. وظیفه اصلی این قیف جمع کننده این است که بارش را در یک سطح دایره‌ای به قطر 8 اینچ جمع نموده و آنرا به استوانهٔ داخلی انتقال دهد.

شکل زیر یك نمونه باران‌سنج معمولی را نشان می‌دهد.

باران‌نگار

- وسیله‌ای که برای ثبت میزان بارندگی به کار می‌رود، باران‌نگار نامیده می‌شود. این گروه وسایل علاوه بر ثبت میزان بارندگی، زمان شروع و خاتمه بارندگی را هم نشان می‌دهند. در نتیجه به کمك آنها می‌توان شدت بارندگی را در هر دوره‌ای بدست آورد.
- معمولاً در هواشناسی از سه نوع باران‌نگار استفاده می‌شود که عبارتند از:

الف) باران‌نگار وزنی

ب) باران‌نگار سیفونی (شناور)

ج) باران‌نگار نوع ظرف مایل (ترازویی)

الف) باران‌نگار وزنی

- اساس کار این سیستم بر توزین آب حاصل از بارندگی استوار است. مکانیزم عمل به این ترتیب است که آب باران از طریق یك دهانهٔ گیرنده وارد یك سطلی که بر روی کفهٔ ترازویی قرار دارد، می‌شود. این مجموعه به یکسری وزنه‌های تعادل متصل است که حرکت این کفه را متناسب با وزن آب جمع شده در داخل سطل می‌سازند. در اثر وزن آب جمع شده در داخل سطل، کفه ترازو به سمت پائین حرکت می‌کند و با حرکت خود، قلم ثباتی را که توسط اهرمهایی به این مجموعه متصل است را حرکت می‌دهد. قلم ثبات نیز ضمن حرکت، میزان بارندگی را بر روی گراف باران‌نگار، ترسیم می‌کند.

شکل زیر یك نمونه باران‌نگار وزنی را نشان می‌دهد.

ب) باران‌نگار سیفونی (شناور)

- در این باران‌نگار، آب حاصل از بارندگی از طریق دهانهٔ گیرنده وارد یک استوانه‌ای که درون آن یک شناور سبک تعبیه شده است، می‌گردد. این شناور توسط یکسری اهرمها به قلم ثبات متصل می‌شود. در اثر بارندگی سطح آب داخل استوانه به سمت بالا حرکت می‌کند و ضمن حرکت خود، جسم شناور را به بالا انتقال می‌دهد. در نتیجه جسم شناور هم این حرکت را به قلم ثبت منتقل می‌نماید و قلم ثبات آن را بر روی گراف مربوط به این باران نگار، ثبت می‌کند.

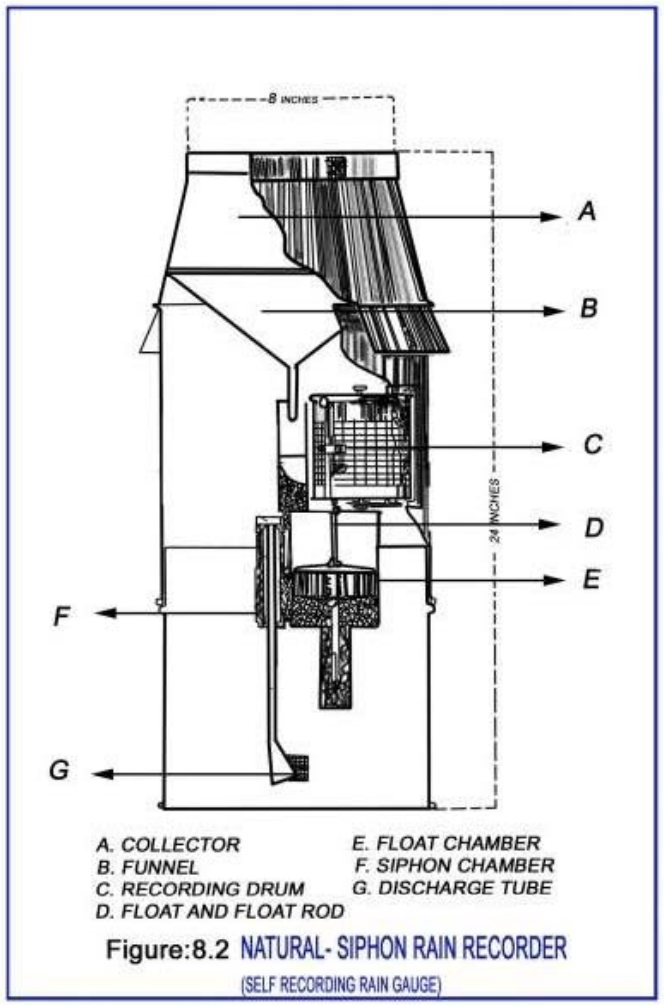


Figure:8.2 NATURAL- SIPHON RAIN RECORDER
(SELF RECORDING RAIN GAUGE)

- شکل زیر ساختمان باران‌نگار سیفونی را نشان می‌دهد.

ج) باران‌نگار نوع ظرف مایل (ترازویی)

- این نوع باران‌نگار از یك ظرف فلزی تشکیل یافته است که توسط یك دیوارهٔ میانی به دو بخش یا پیمانه تقسیم شده است و این مجموعه در حالت تعادل ناپایدار بر روی یك محور قرار گرفته و می‌تواند روی آن محور نوسان نماید. همیشه یکی از این پیمانه‌ها مقابل محل جمع‌آوری آب باران قرار می‌گیرد. وقتی که حجم داخل این پیمانه به یك حد مشخصی برسد، در اثر نیروی وزن از حالت تعادل خارج شده و به سمت پائین سرازیر می‌شود و آب داخل آن تخلیه می‌گردد. همزمان با این کار، پیمانه دیگر به سمت بالا حرکت کرده و در مقابل لوله مرتبط با دهانهٔ جمع کنندهٔ بارندگی قرار می‌گیرد.
- در این وسیله تعداد نوبتهای خالی شدن پیمانه‌ها ثبت می‌گردد.

شکل زیر یك نمونه باران‌نگار ترازویی را نشان می‌دهد.

اندازه‌گیری برف

- برای اندازه‌گیری برف از دو مکانیزم استفاده می‌شود:

الف) روش سنجش مستقیم برف: در این روش از خطکش‌های مخصوص اندازه‌گیری برف استفاده می‌شود. این خطکش‌ها را به طور قائم بر روی صفحات کاملاً تخت و افقی که برای همین منظور تعبیه شده‌اند، فرو می‌برند و ارتفاع برف را روی این خطکش قرائت می‌نمایند. معمولاً برای بالا بردن دقت کار، اندازه‌گیری‌ها را در چند نقطه انجام می‌دهند.

ب) روش حجمی: در این روش، آب حاصله از ذوب برفی را که بر روی باران سنج نشسته است، اندازه‌گیری می‌کنند تا آب معادل برف به دست آید.

فصل دهم

تبخیر

و

تبخیر - تعرق

تعاریف مربوط به تبخیر

- در حالت کلی، تغییر حالت فیزیکی آب، یا یخ به بخار را عمل تبخیر می‌نامند. به عبارتی دیگر، تبخیر به مجموعه پدیده‌های فیزیکی گفته می‌شود که توسط آن ذرات آب از سطح آب یا سطح خاك مرطوب، از طریق دریافت انرژی خورشیدی، به حالت بخار وارد اتمسفر می شوند.
- عمل تبخیر از سطح یخ را تصعید می‌نامند که طی آن بخار آب بدون گذر از فاز مایع، از سطح یخ به اتمسفر منتقل می‌شود.
- عمل تعرق فرآیندی است که گیاه آن آبی که توسط ریشه‌های خود جذب نموده است را به شکل بخار و توسط روزنه‌ها به اتمسفر منتقل می‌نماید.

در مباحث ترمودینامیکی از سه نوع تبخیر نام برده می‌شود:

1- تبخیر خلاء: اگر قطره آبی وارد خلاء شود، بلافاصله و آنی تبخیر می‌گردد.

2- تبخیر درونی: در این حالت به آب گرما می‌دهیم تا به نقطه جوش برسد، در نقطه جوش حبابهایی از درون آب بیرون می‌آیند. حال از این به بعد هر چه گرما به آب بدهیم، صرف تبخیر آب می‌شود بدون اینکه دمای آب تغییر کند. این نوع تبخیر را تبخیر درونی می‌نامند.

3- تبخیر سطحی: انتشار بخار آب از یك سطح مرطوب یا سطح ازاد آب، اعم از حالت مایع یا جامد، در دمایی پائین‌تر از نقطه جوش‌آب، تبخیر سطحی نامیده می‌شود.

عوامل موثر بر تبخیر

- در حالت کلی می‌توان عوامل موثر در فرآیند تبخیر را به پنج دسته تقسیم نمود:

1. دمای هوا
2. کمبود فشار بخار آب
3. سرعت باد
4. فشار هوا
5. مساحت سطح تبخیر کننده

دمای هوا

- هوای مجاور سطح تبخیر کننده در اثر تابش خورشید گرمتر می‌شود و همین گرما باعث تبدیل آب از حالت مایع به بخار و انتقال آن به اتمسفر می‌گردد. با افزایش دمای هوا، میزان تبخیر هم افزایش پیدا می‌کند. این پدیده به این دلیل است که هر چه دمای هوا بالاتر می‌رود، فشار بخار آب نیز افزایش پیدا می‌کند که این پدیده باعث افزایش میزان تبخیر می‌گردد.

کمبود فشار بخار آب

- فشار بخار با دما رابطة مستقیم دارد، یعنی با افزایش دما، فشار بخار آب نیز افزایش پیدا می‌کند، هر چند که ممکن است این افزایش خطی نباشد .

سرعت باد

- باد با جابجا کردن هوای مرطوب، می‌تواند نقش بسیار مهمی در افزایش تبخیر از سطح داشته باشد، در حقیقت عمل باد عبارت از جابجا نمودن هوای مرطوب مجاور سطح تبخیر شونده و جایگزین ساختن هوای خشکتر و سردتر به جای آن می‌باشد.
- در نتیجه سرعت باد، باعث افزایش میزان تبخیر می‌شود.

فشار هوا

- کاهش فشار هوا، میزان تبخیر را افزایش می‌دهد.
- در مورد مناطق کوهستانی، چون با افزایش ارتفاع میزان فشار کاهش می‌یابد، پس بایستی که میزان تبخیر هم افزایش پیدا کند، اما در این نواحی، هر چه ارتفاع افزایش می‌یابد میزان دما کاهش یافته که این پدیده باعث کاهش تبخیر می‌شود. وقتی تاثیر تلفیقی اینها را بررسی کنیم ملاحظه خواهیم کرد که افزایش تبخیری که در اثر کاهش فشار بوجود می‌آید بر کاهش تبخیر ناشی از کاهش دما، غلبه دارد.

مساحت سطح تبخیر کننده

- میزان تبخیر در همه قسمتهای یك سطح یکسان نمی‌باشد. در مورد سطوح آزاد آبها، میزان تبخیر در کناره‌های آن منبع آبی بیشتر از قسمتهای مرکزی است.
- هر چه میزان املاح موجود در آب بیشتر باشد، میزان تبخیر از آن کاهش می‌یابد.
- علاوه بر اینها مواد خارجی موجود در آبها مثل شاخ و برگ درختان، لکه‌های روغن و ... همگی در میزان تبخیر از آب موثر می‌باشند.

شکلهای مختلف تبخیر

- تبخیر به شکلهای مختلف و از سطوح مختلف انجام می‌گیرد که عمده‌ترین آنها به شرح زیر هستند:

1. تبخیر از سطح آزاد آب
2. تبخیر از سطح برف و یخ
3. تبخیر از سطح خاك لخت بدون پوشش گیاهی
4. تبخیر و تعرق از سطوح گیاهی

تبخیر از سطح آزاد آب

- این فاکتور بنا به تعریف عبارت است از مقدار آبی که از سطوح آزاد آب از جمله اقیانوسها، دریاها و دریاچه‌ها، مخازن آبی، رودخانه‌ها و ... تبخیر شده و وارد اتمسفر می‌شود. این نوع تبخیر به مساحت سطح تبخیر شونده، مخصوصاً سطحی که در جهت بادهای غالب واقع است و همچنین عمق آن، بستگی دارد.
- فرایند تبخیر موقعی انجام می‌گیرد که ملکول‌های آب به اندازهٔ کافی انرژی جنبشی دریافت کنند که بتوانند از سطح مایع جدا شوند. آن دسته از ملکول‌هایی که انرژی جنبشی بیشتری نسبت به میانگین انرژی جنبشی ملکولهای مایع داشته باشند، می‌توانند راحت‌تر از بقیه، از سطح مایع جدا شوند.

- میزان تبخیر تابعی از اختلافات فشار بخار آب بین هوا و سطح آب خواهد بود. این قانون توسط دالتون بیان شد. معادلة دالتون جهت محاسبة تبخیر از سطح آزاد آب‌ها به صورت زیر است:

$$E = C\left(e_w - e_a\right)$$

- در این معادله:

E : میزان تبخیر از سطح آزاد آب (in/mon)

e_w : فشار بخار اشباع در میانگین دمای ماهانه (mmHg)

e_a : میانگین فشار بخار واقعی هوا (mmHg)

c : ضریبی است که بستگی به یك سری فاکتورهای غیرقابل محاسبه در تبخیر دارد.

روش‌های تخمین تبخیر از سطح آزاد آب

- معمولا تبخیر به دو روش زیر اندازه گیری میشود:

1- معادلات تجربی: که عموماً بر اساس قانون دالتون بوده‌اند، منتها همراه با اندکی تغییرات در فاکتورهای تأثیرگذار بر تبخیر.

2- روش‌های مستقیم اندازه‌گیری تبخیر: در این روش میزان تبخیر از سطوح آزاد، به صورت مستقیم اندازه‌گیری می‌شود. برای این منظور از تشت‌های تبخیر و اتومترها (تبخیرسنج‌ها) برای اندازه‌گیری تبخیر استفاده می‌شود.

- چند نمونه از معادلات تجربی که از آنها در اندازه‌گیری تبخیر از سطح آزاد آب‌ها استفاده می‌شوند، عبارتند از:
- **رابطة Meyer**
- **رابطة Lugeon**
- **فرمول Cantagne**
- **روش پنمن**
- **روش توازن آبی**
- **معادلات توازن انرژی**
- **روش انتقال توده‌ای (Mass-Transfer)**

وسایل اندازه‌گیری تبخیر

- برای اندازه‌گیری تبخیر، از تبخیرسنج یا اتمومتر استفاده می‌شود.
- وسایل اندازه‌گیری تبخیر به چهار کلاس عمده تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

1. **تانکهای تبخیر** که در زمین فرو رفته و مستغرق در خاك هستند و یا اینکه به صورت شناور در آن می‌باشند.
2. **تشتهای تبخیر** کوچك که ممکن است در بالای سطح زمین به کار رفته و یا اینکه برخی از انواع آنها در داخل خاك نصب گردند.
3. **اتمومترهای با سفالهای متخلخل**
4. **اتمومترهای با کاغذهای صافی** که سطح این کاغذها خیس شده و تبخیر از سطح آنها انجام می‌گیرد. (تبخیر سنجهای پیچ)

تشتها و تانکهای تبخیر

- در این گروه، میزان تبخیر از روی مشاهدات تغییراتی که در سطح آزاد آب داخل تشت یا تانك ایجاد می‌شود، برآورد و اندازه‌گیری می‌شود. از این وسایل بطور گسترده در سراسر جهان استفاده می‌شود و انواع مختلفی از اینها برای برآورد تبخیر از دریاچه‌ها و مخازن آبی و همچنین تخمین تبخیر و تعرق کاربرد دارند.
- این تشتها و تانکهای تبخیر به سه گروه عمده تقسیم می‌شوند:

الف) تشتها یا تانکهای فرو رفته در خاك .

ب) تشتهایی که بالای سطح زمین قرار می‌گیرند.

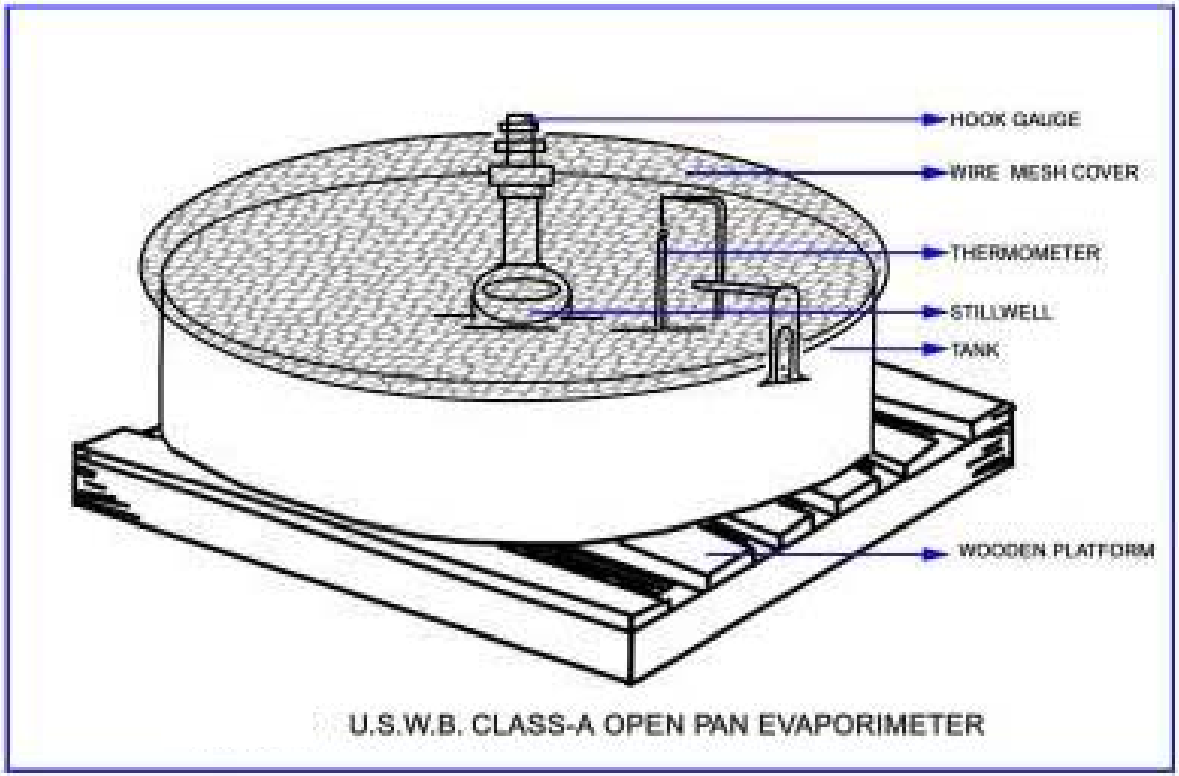
ج) تشتهای مستغرق در آب.

مهمترین گروه تشتها و تانکهای تبخیر به شرح زیر هستند.

- **تشت تبخیر کلاس A آمریکایی**
- **تشت تبخیر روسی GGI-3000**
- **تانك تبخیر 20 متر مربعی (elephant pan)**
- **تشت تبخیر زمینی کلرادو**
- **تشت تبخیر مدل کنیا**
- **تبخیر سنج ویلد**

لازم به ذکر است که در حال حاضر 27 استاندارد مختلف برای تشتهای تبخیر وجود دارد که موارد نامبرده شده در بالا، رایج‌ترین آنها می‌باشند.

نمای کلی تشت تبخیر کلاس A



نمای کلی تشت تبخیر GGI-3000

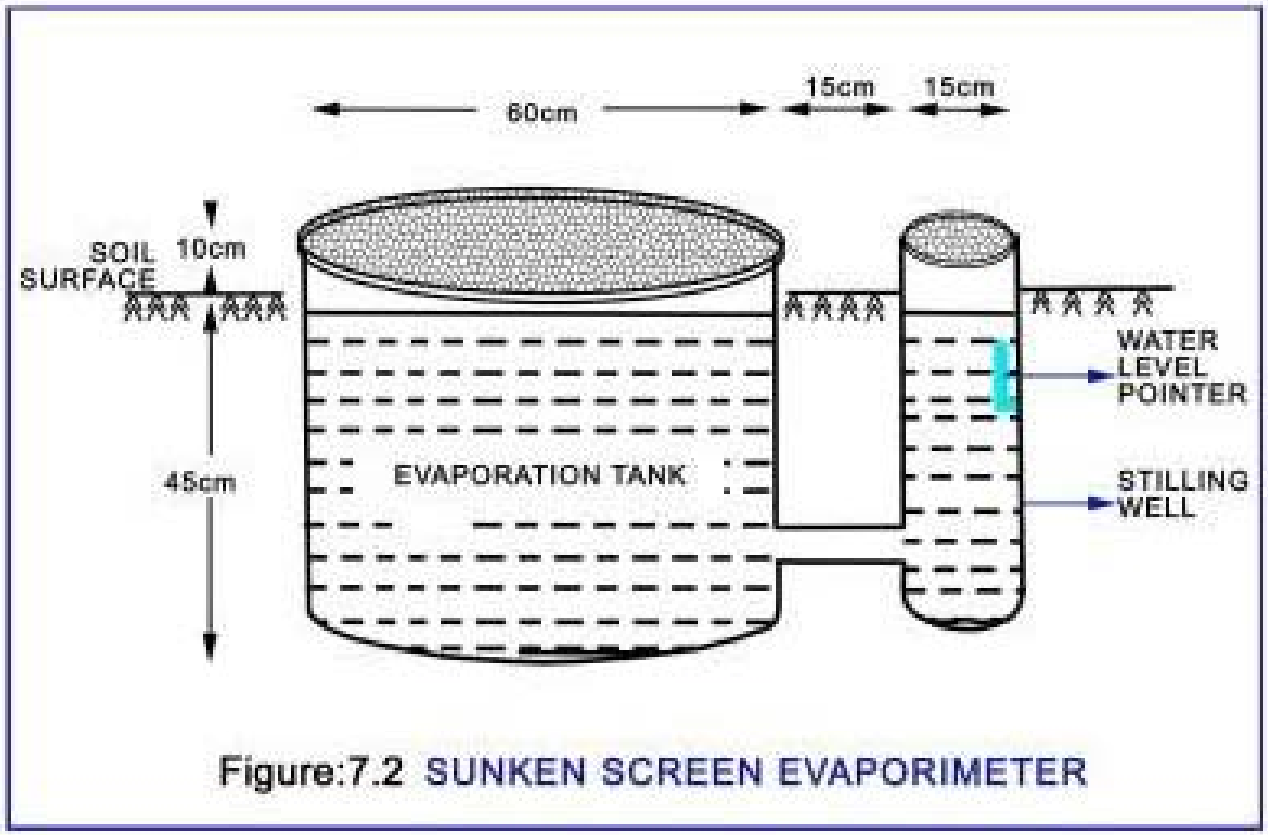
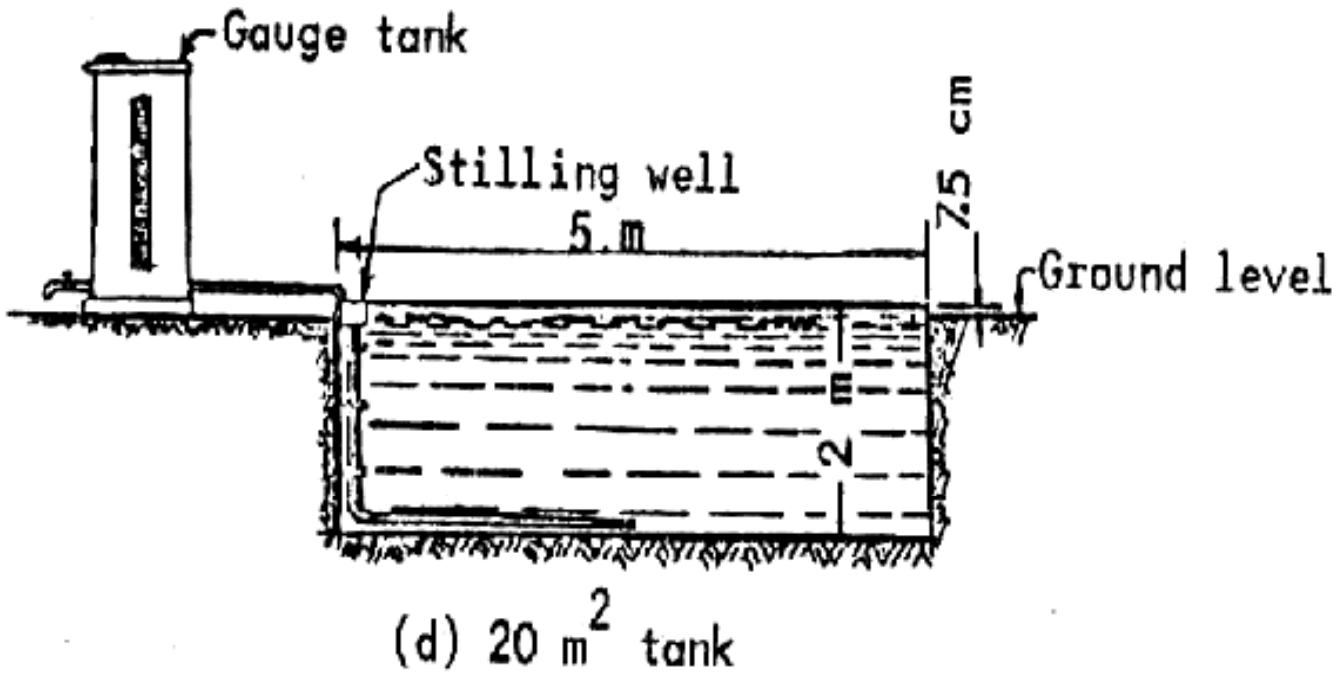
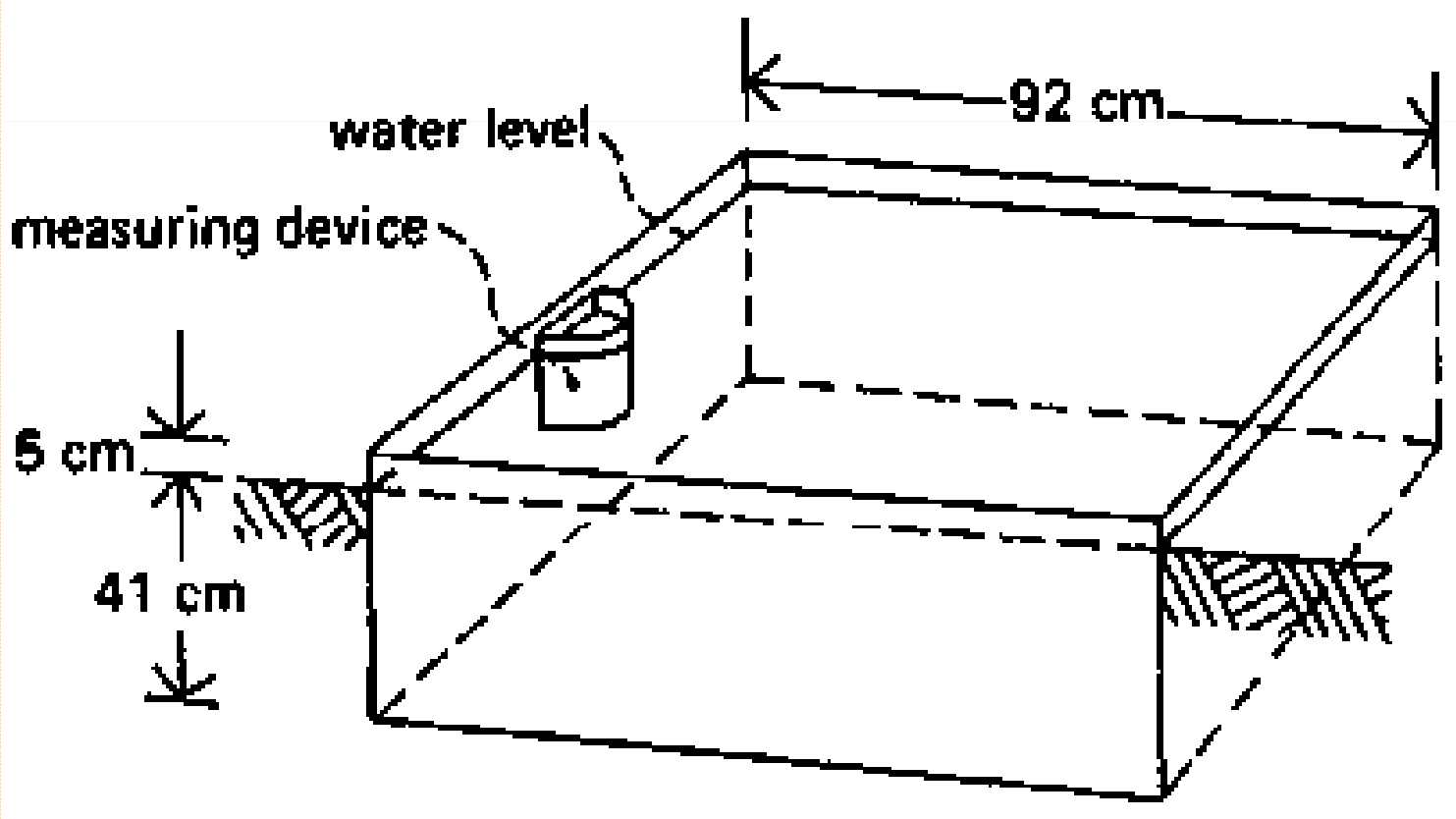


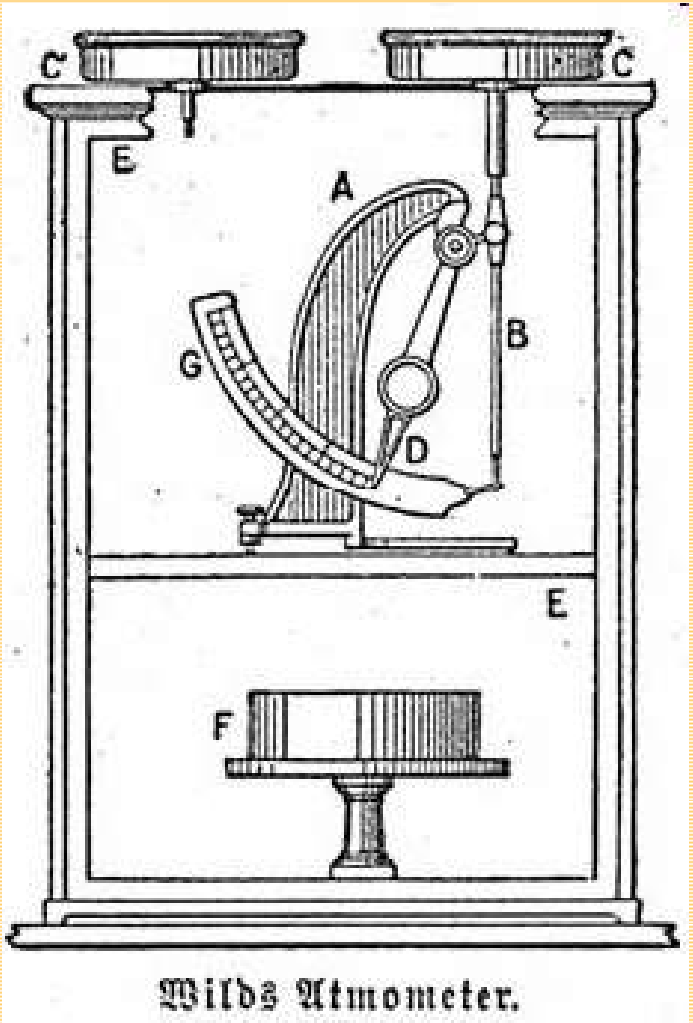
Figure:7.2 SUNKEN SCREEN EVAPORIMETER

نمای کلی تانك تبخیر 20 متر مربعی



نمای کلی تشت تبخیر کلرادو





نمای کلی ساختمان تبخیرسنج ویلد

اتمومترها

- اتمومترها وسایلی هستند که تلفات آب را ازیك سطح مرطوب و متخلخل اندازه‌گیری می‌نمایند. این سطوح مرطوب می‌توانند شامل سفالهای سرامیکی متخلخل استوانه‌ای یا تخت، و یا اینکه از نوع کاغذ صافی‌هایی که به صورت دیسکهایی که با آب اشباع می‌شوند، باشند.
- عمده‌ترین تفاوت اتمومترها با تشتهای تبخیر در این است که در اتمومترها، تبخیر از سطح آزاد آب انجام نمی‌گیرد و در ابتدا صفحه سفالی یا کاغذ صافی که در ساختمان دستگاه وجود دارد در اثر تماس با آب، خیس و مرطوب شده و تبخیر از روی این سطح متخلخل و خیس انجام می‌گیرد.

- عمده‌ترین انواع اتمومترها عبارتند از:

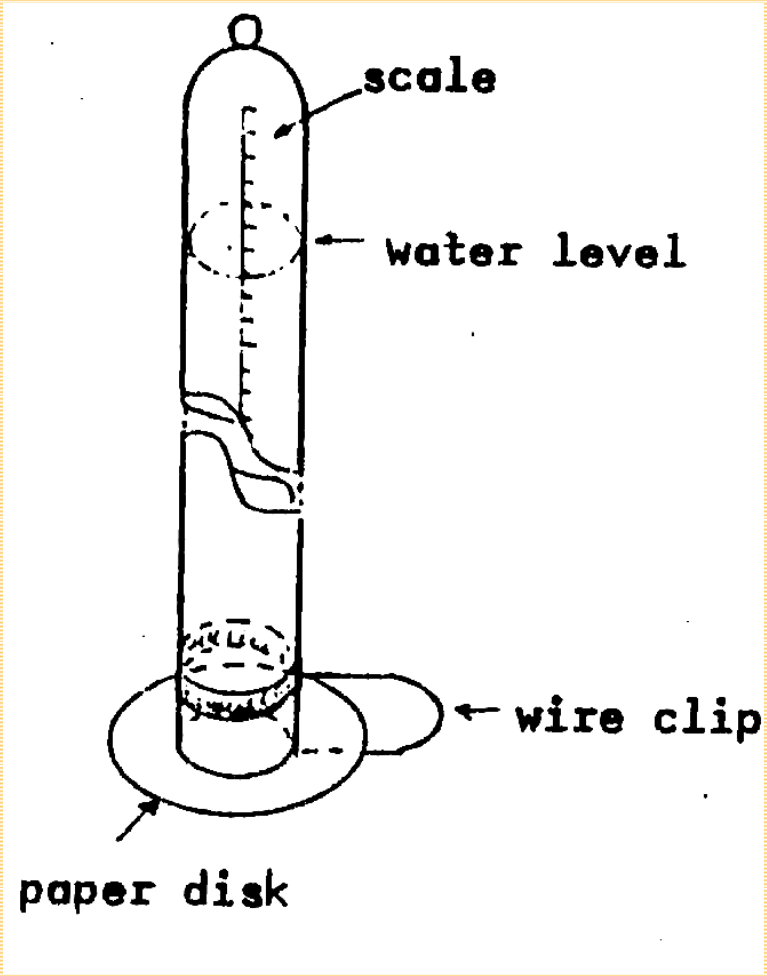
1. **اتمومتر لیوینگستن**
2. **تبخیر سنج پیچ**
3. **اتمومترمسطح بلانی**

اتمومتر لیوینگستن (Livingston Atmometer)

- اتمومتر لیوینگستن از یك کرة سفالی به قطر حدود 53 متر تشکیل شده است که به عنوان سطح تبخیر کننده عمل می‌کند و قطر جدارة آن 3 میلی‌متر می‌باشد. این مجموعه توسط یك لولة فلزی یا شیشه‌ای و یا یك رابط لعابی به یك ظرف شیشه‌ای که نقش مخزن تامین کنندة آب را دارا است، متصل می‌شود. این مخزن توسط آب مقطر پر می‌شود.
- فشار اتمسفری در بالای آب داخل منبع، لوله و کرة سفالی را همواره پس از آب نگه می‌دارد، میزان تبخیر از سطح کره، از روی تغییر حجم آب داخل مخزن به دست می‌آید.

تبخیر سنج پیچ (piche evaporimeter)

- تبخیر سنج پیچ از یك لولـة شیشـه ای بـه طـول 5/22 سـانتی‌متر که یك انتهای آن بسته است، تشکیل شده است. قطر داخلی لولـه، 11 میلی‌متر و ضخامت شیشة دیواره‌ها، حدود 3 میلی‌متر است و در نتیجـه قطـر خـارجی آن 14 میلی‌متـر می‌باشـد. سـمت بـاز لوله توسط یك کلیپ فلزی بـه یك کاغذ صـافی متصـل می‌شـود. خود لولـة تبخیرسنج پیچ هم ممکن است بـه دو شـکل عصـایی و مستقیم، ساخته شود. لولـه شیشـه‌ای، معمـولاً بـر حسـب میلی‌متـر مـدرج می‌شـود و مقـدار آب تبخیـر شـده را می‌تـوان از روی درجات لوله قرائت نمود. لولـة شیشـه‌ای تبخیر سنج پیچ، پس از قرائت پر شده وداخل پناهگاه خود قرار می‌گیرد.



نمای کلی تبخیرسنج پیچ

اتمومتر مسطح بلانی (Bellani plate atmometer)

- در این نوع اتمومتر، سطح تبخیر کننده از یک صفحهٔ نازک و متخلخل سفالی به قطر 5/8 سانتی‌متر تشکیل یافته است. این صفحه در طرف گشادی یک قیف از جنس سفال لعاب داده شده، متصل است. آب از طریق یک لولهٔ شیشه‌ای مدرج که نقش منبع تامین آب و قسمت انتقال دهندهٔ آب را دارد است به قیف مذکور متصل می‌گردد. رنگ صفحه اتمومتر بلانی عموماً سیاه رنگ است اما در برخی نواحی، نوع سفید آن هم ساخته و مورد استفاده قرار می‌گیرد. در کالیفرنیا، از اختلاف بین تبخیر اتمومترهای سیاه و سفید، برای تخمین نیاز آبی گیاهان استفاده می‌شود.

منابع خطا در اتومترها

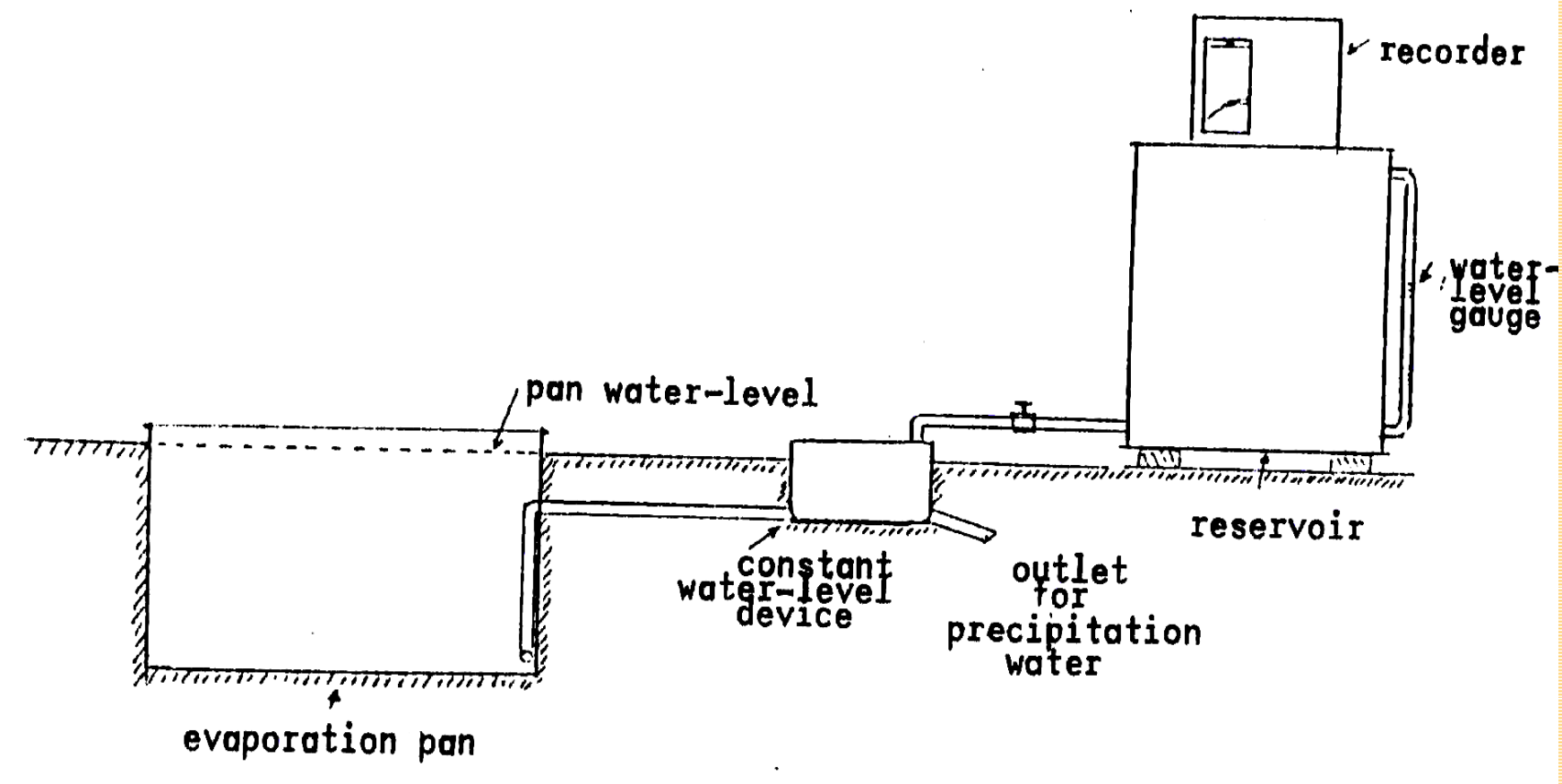
- مهمترین منابع خطا که در اندازه‌گیری‌های اتمومتری، تاثیرگذار هستند عبارتند از:

1. تلفات آب بواسطة چکه کردن (بیشتر در مورد اتمومتر پیچ)
2. ایجاد تغییر در سطح تبخیر کننده (اعم از اندازه، ساختار، تمیزی صفحة تبخیر و ...)
3. تغییرات در میزان تهویه اطراف اتمومترها
4. لازم به ذکر است که اتمومترها بایستی در داخل پناهگاه استیونسن نگهداری شوند و نبایستی آنها را در فضای آزاد استفاده نمود.

وسایل ثبت تبخیر

- هم اکنون چندین نوع از تشت‌های تبخیر اتوماتیك مورد استفاده قرار می‌گیرند. سطح آب در داخل تشت به طور اتوماتیك ثابت نگه داشته می‌شود که اینکار از طریق آزاد کردن آب به داخل تشت از طریق یك تانك ذخیره‌ای و یا تخلیه آب اضافی در مواقع بارندگی، انجام می‌شود مقدار آبی که از داخل تشت تخلیه شده و یا به آن اضافه می‌گردد، ثبت می‌شود.
- در گروه دیگری از وسایل ثبت تبخیر، وزن آب باقی مانده در تشت، اساس ثبت تبخیر می‌باشد ازآنجایی که محل و موقعیت این تبخیر نگارها بایستی داخل پناهگاه استیونسن باشد، از تأثیر تابش بر روی تبخیر حذف می‌شود، پس به نظر نمی‌رسد که نتایج آن، چندان نمایانگر میزان تبخیر واقعی باشد.

نمای کلی یك نمونه تبخیرنگار



تبخیر از دریاچه‌ها

- تبخیر از تشتهای تبخیری که در داخل خاك و یا بیرون از آن قرار می‌گیرند، تحت تاثیر خصوصیات تشت می‌باشد. تشتها در مقایسه با دریاچه‌ها ذخیره حرارتی کمتری داشته و تمایل دارند که چرخة سالانة متفاوتی را تجربه نمایند. همچنین تشتکها زودتر به آن حد نهایی تبخیر خود در یك فصل می‌رسند که این فاکتور به نسبت ذخیرة حرارتی کمتر آنها است.
- برای تخمین تبخیر سالیانه ازسطح دریاچه‌ها، از یك ضریبی استفاده می‌شود که تبخیر از تشت را به تبخیر از دریاچه، ارتباط می‌دهد.

تبخیر از سطح برف

- تبخیر از سطح برف ممکن است مستقیماً به صورت تصعید از برف جامد و تبخیر از فاز مایع آن صورت گیرد. تبخیر از سطح برف، فرآیندی است که خود به خود محدود می‌شود و این محدود شدن به این دلیل است که تبخیراز سطح برف باعث می‌شود که سطح آن سردتر شده و در نتیجه گرادیان فشار بخار در لایة بالایی برف، کاهش یابد. برعکس، در طول فرآیند انجماد برف، فشار بخار درسطح برف، می‌تواند بالاتر از فشار بخار نقطه ذوب برف گردد.

تبخیر از سطح خاك لخت

- تبخیر از سخت خاك لخت از نظر کمیت بیشتر از مقدار تبخیر از سطح برف و یخ می‌باشد و حتی در برخی شرایط استثنایی که خاك اشباع از آب بوده و شرایط هواشناسی هم بهینه باشند، می‌تواند بیشتر از تبخیر از سطح آزاد آب باشد ولی عموماً از تبخیر از سطح آزاد آبها کمتر است.
- رطوبت مورد نیاز برای عمل تبخیر از راه آبیاری یا بارندگی تامین می‌شود. پس از آبیاری یا بارندگی، ابتداً خاك (لایة سطحی آن) اشباع از آب می‌شود، در نتیجه تبخیر از آن حداکثر می‌باشد. با ادامة عمل تبخیر و کاهش رطوبت خاك، میزان تبخیر هم کاهش پیدا می‌کند. در این حالت رطوبت از لایه‌های پائین‌تر توسط عمل موئینگی به لایه‌های بالاتر حرکت کرده و در سطح خاك تبخیر می‌شود.

تبخیر و تعرق

- ترکیب دو فرآیند مجزا شامل تلفات آب از سطح خاك توسط فرآیند تبخیر و تلفات آب از گیاهان توسط فرآیند تعرق را تبخیر و تعرق می‌نامند و با ET نمایش می‌دهند.
- دو فرآیند تبخیر و تعرق به طور همزمان با هم رخ می‌دهند و به همین دلیل نمی‌توان به آسانی این دو واژه را از هم مجزا نمود. هنگامی که گیاهان کوچك هستند، عمدة آب قابل دسترسی آنها از طریق فرآیند تبخیر تلف می‌شود اما وقتی که گیاه به خوبی توسعه یافته و به طور کامل سطح خاك را پوشاند، فرآیند تعرق غالب‌تر می‌گردد.

مفاهیم تبخیر و تعرق

- وقتی صحبت از تبخیر وتعرق پیش می‌آید، سه حالت ممکن است مد نظر باشد:

الف) تبخیر و تعرق گیاه مرجع (ET_o).

ب) تبخیر و تعرق گیاهی تحت شرایط استاندارد (ET_c).

ج) تبخیر و تعرق گیاهی تحت شرایط غیر استاندارد (ET_{cadj}).

الف) تبخیر و تعرق گیاه مرجع (ET_o)

- میزان تبخیر و تعرق از سطح گیاه مشخص و تعریف شده‌ای که هیچگونه محدودیت آبی نداشته باشد را تبخیر و تعرق گیاه مرجع می‌نامند و آن را با ET_o نشان می‌دهند. منظور از سطح مرجع، یك سطح علفی فرضی از یك گیاه بخصوص ، با مشخصات معین می‌باشد.
- تنها فاکتور تأثیرگذار بر ET_o، پارامترهای اقلیمی هستند. در نتیجه ET_o تحت تأثیر توان تبخیری اتمسفر و پارامترهای اقلیمی است و از روی داده‌های هواشناسی به دست می‌آید.
- روش پنمن مونتیت اصلاح شده توسط FAO ، به عنوان بهترین روش برای برآورد تبخیر و تعرق پتانسیل، پیشنهاد شده است.

ب) تبخیر و تعرق گیاهی در شرایط استاندارد (ET_c)

- میزان تبخیر و تعرق هر گیاه تحت شرایط استاندارد، تحت عنوان تبخیر و تعرق گیاهی (ET_c) نامیده می‌شود. که بیانگر میزان تبخیر و تعرق از گیاهانی است که عاری از هر بیماری بوده و به خوبی کود داده شده‌اند و در مقیاس وسیع، تحت شرایط مطلوب رطوبتی خاك رشد نموده‌اند و تحت شرایط اقلیمی موجود، بیشترین تولید را داشته‌اند.
- میزان آب مورد نیاز به منظور جبران تلفات ناشی از تبخیر و تعرق از گیاه کاشته شده، تحت عنوان نیاز آبی گیاه (محصول) نیز شناخته می‌شود.

ج) تبخیر و تعرق گیاهی تحت شرایط غیر استاندارد (ET_{cadj})

- این واژه عبارت است از میزان تبخیر و تعرق از گیاهانی که تحت شرایط محیطی و مدیریتی که متفاوت با شرایط استاندارد است، رشد نموده‌اند. موقعی که گیاهی را در مزرعه می‌کاریم، ممکن است میزان تبخیر و تعرق واقعی گیاهی با میزان ET_c متفاوت باشد که این امر به واسطه مسائل و شرایطی نظیر حضور حشرات و بیماری‌ها، شوری خاك، حاصلخیزی کم خاك، کمبود آب و یا ماندابی بودن آن، ایجاد شود. همچنین ممکن است در نتیجه کم بودن رشد گیاهی و پائین بودن تراکم گیاهی ایجاد شده و میزان تبخیر و تعرق را نسبت ET_c به کاهش دهند.

عوامل موثر بر تبخیر و تعرق

الف) عوامل هواشناسی: مهم‌ترین پارامترهای هواشناسی که بر میزان تبخیر و تعرق مؤثرند، شامل تابش دریافتی، دمای هوا، رطوبت و سرعت باد می‌باشند. تبخیر و تعرق گیاه مرجع از روی توان تبخیری اتمسفر مشخص می‌شود.

ب) فاکتورهای گیاهی: نوع گیاه، واریته و مرحلهٔ رشد و توسعه گیاهی از فاکتورهایی هستند که بر روی تبخیر و تعرق از گیاهانی که در مقیاس وسیع کشت شده و بر روی آنها مدیریت اعمال می‌شود، مؤثرند.

ج) شرایط محیطی و مدیریتی: فاکتورهایی نظیر شوری خاك، حاصلخیزی یا عدم حاصلخیزی خاك، محدودیت استفاده از کودها و ... از جمله فاکتورهای محیطی و مدیریتی هستند که توسعه گیاهی را محدود نموده و میزان تبخیر و تعرق را کاهش دهند.

روش‌های تخمین تبخیر و تعرق

- روش‌های مستقیم
- روش توازن انرژی
- روش انتقال توده‌ای
- روش توازن آب خاك
- تخمین ET از روی داده‌های تشت تبخیر
- محاسبة ET با استفاده از داده‌های هواشناسی

روش‌های مستقیم

- برای این منظور از لیسیمتر استفاده می‌شود. در لیسیمترها بایستی توزان آب خاك برقرار شود تا بتوان تبخیر و تعرق را اندازه‌گیری نمود. روش‌های مورد استفاده در این گروه، اغلب گران بوده و نیاز به اندازه‌گیری‌های بسیار دقیق پارامترهای مختلف دارند و فقط از طریق مؤسساتی که به خوبی در این زمینه آموزش دیده‌اند، قابل اجرا هستند. هر چند که این روش‌ها برای اندازه‌گیری روتین ET نامناسب هستند ولی وجود آنها برای ارزیابی و اعتبار بخشی به مقادیر ET که از سایر روش‌های غیر مستقیم به دست آمده‌اند، بسیار مهم و حیاتی است. ساده‌ترین روش اندازه‌گیری مستقیم تبخیر و تعرق، استفاده از لیسیمترها می‌باشد.

- لایسیمترها را می‌توان به روش‌های مختلفی طبقه‌بندی کرد که یك نمونة آن به صورت زیر است:

الف) لیسیمترهای وزنی در این لایسیمترها، تبخیر و تعرق، با تعیین مستقیم تغییرات وزن محتویات داخل لیسیمتر و تبدیل آن به ET به دست می‌آید.

ب) لیسیمترهای غیروزنی در این لیسیمترها از موازنة آب خاك جهت تعیین تبخیر و تعرق استفاده می‌شود.

ج) لیسیمترهای زهکش‌دار این لیسیمترها بر اساس این فرضیه عمل می‌کنند که آب مازاد بر نیاز گیاه به زمین داده شده و جریان خروجی آب از یك نقطه در کف لیسیمتر اندازه گیری می‌شود.

روش توازن انرژی

- تبخیر آب نیازمند انرژی نسبتاً زیادی است که این انرژی می‌تواند به فرم‌های گرمای محسوس و یا انرژی تابشی باشد. فرآیند تبخیر و تعرق از طریق تبادلات انرژی در سطح گیاه انجام می‌گیرد و میزان آن تابعی از انرژی قابل دسترس برای این فرآیند می‌باشد.
- در این روش می‌توان تبخیر و تعرق را بر مبنای اصل بقای انرژی به دست آورد. میزان انرژی که به یك سطح می‌رسد بایستی برابر انرژی باشد که آن سطح در طی همان دورة زمانی از دست می‌دهد.

روش انتقال توده‌ای

- در اینجا انتقال عمودی بسته‌های کوچك هوا (eddies) به سطحی بالاتر از یك سطح افقی همسان، اساس کار می‌باشد. این بسته‌ها، مواد موجود در آنها که یکی از آنها بخارآب و انرژی (گرما و اندازه حرکت) است ، از سطح تبخیر به ارتفاعات بالاتر و یا بالعکس منتقل می‌نمایند. با فرض شرایط پایدار و اینکه ضریب انتقال بخار آب برای این بسته‌ها متناسب با آن چیزی است که برای گرما و اندازه حرکت وجود دارد، در این صورت میزان تبخیر و تعرق را می‌توان از روی گرادیان عمودی دمای هوا و بخار آب، ازروی نسبت باون به دست آورد.

روش توازن آب خاك

- تبخیر و تعرق را می‌توان با اندازه‌گیری اجزاء مختلف معادلة توازن آبی خاك، به دست آورد. در این روش شار آبی ورودی و خروجی به ناحیه ریشه‌ای گیاهان در یك دورة زمانی معین اندازه‌گیری می‌شود .
- روش توازن آبی خاك فقط می‌تواند تخمینی از ET ، برای یك دوره زمانی طولانی که معمولاً بزرگتر از یك هفته و یا ده روز است، ارائه دهد .

تخمین ET از روی داده‌های تشت تبخیر

- تبخیر از سطح آزاد آب ، می‌تواند به عنوان شاخصی که تأثیرات تابش، دمای هوا، رطوبت و باد را بر روی تبخیر و تعرق نشان می‌دهد به کار رود. هر چند که تفاوت‌های موجود بین سطح آب و سطوح گیاهی ،خود تفاوت‌های معنی‌داری در میزان تلفات آب از تشت و سطوح گیاهی، ایجاد کند.
- ثابت شده است که با موفقیت می‌توان از داده‌های مربوط به تشت تبخیر برای تخمین تبخیر و تعرق گیاه مرجع استفاده نمود. برای این کار اندازه گیری های مربوط به تشت تبخیر را در یك ضریب تجربی ضرب می‌کنند تا ET_o به دست آید.

محاسبة تبخیر و تعرق با استفاده از داده‌های هواشناسی

- به واسطة مشکلاتی که اندازه‌گیری‌های مزرعه‌ای تبخیر و تعرق وجود دارد، معمولاً آن را از روی داده‌های هواشناسی محاسبه می‌نمایند. برای این منظور روابط تجربی و نیمه‌تجربی زیادی برای محاسبة تبخیر و تعرق گیاهی و تبخیر و تعرق گیاه مرجع از روی داده‌های هواشناسی ارائه شده است. برخی از این روابط در شرایط اقلیمی و کشاورزی خاصی معتبر هستند و نمی‌توان آنها را در شرایطی متفاوت با آنچه که رابطه برای آن شرایط تهیه شده است، استفاده نمود.

فصل یازدهم

طبقه‌بندی های اقلیمی

مقدمه

- در یك تعریف ساده می‌توان طبقه‌بندی اقلیمی را به صورت، مجموعه قوانینی که با استفاده از آنها می‌توان مناطقی را که دارای ویژگی‌های مشترکی بوده و در آنها انتظار پدیده‌های خاصی داریم، تعریف نمود. در حقیقت یك سیستم طبقه‌بندی اقلیمی، نواحی را که دارای خصوصیات مشترك برای یك هدف خاص هستند، را از هم جدا می‌کند و به کمك آنها می‌توان اطلاعات اقلیمی یك منطقه را به صورت مختصر در غالب نقشه‌های طبقه‌بندی اقلیمی، ارائه و خلاصه نمود.

- اولین طبقه‌بندی اقلیمی حدود 500 سال قبل از میلاد مسیح، توسط یونانی‌ها، ارائه شده است که در آن کرهٔ زمین به سه منطقهٔ اقلیمی تقسیم شده است. این سه منطقه شامل :

1. **مناطق تروپیکی** شامل نواحی هستند که بین مدارهای رأس السرطان و رأس الجدی واقع شده‌اند.
2. **عرض‌های معتدله** شامل نواحی هستند که بین عرض‌های قطبی و مدارهای رأس السرطان و رأس الجدی واقع‌اند.
3. **مناطق قطبی** شامل نواحی که در عرض‌های بالاتر از عرض‌های قطبی (5/66 درجهٔ شمالی و جنوبی)، واقع هستند.

- در این بخش سعی می‌شود طبقه‌بندی‌هایی را که استفادة بیشتری دارند، مورد بحث و بررسی قرار گیرند . این طبقه‌بندی‌ها عبارتند از:

1. طبقه‌بندی دو مارتن
2. طبقه‌بندی سیلیانینف
3. طبقه‌بندی کوپن
4. طبقه‌بندی تورنث ویت
5. طبقه‌بندی گوسن
6. طبقه‌بندی‌های اقلیمی براساس دوره خشکی
7. طبقه‌بندی اقلیمی FAO
8. طبقه‌بندی ایوانف

طبقه‌بندی دومارتن (De Martonne)

- این طبقه‌بندی بر مبنای شاخص خشکی (Aridity index) بنا نهاده شده است و در آن از دما و رطوبت برای تعیین نوع اقلیم، استفاده می‌شود.
- دو مارتن معادله تجربی زیر را جهت تعیین نوع اقلیم یك منطقه ارائه داد:

$$I = \frac{P}{t+10}$$

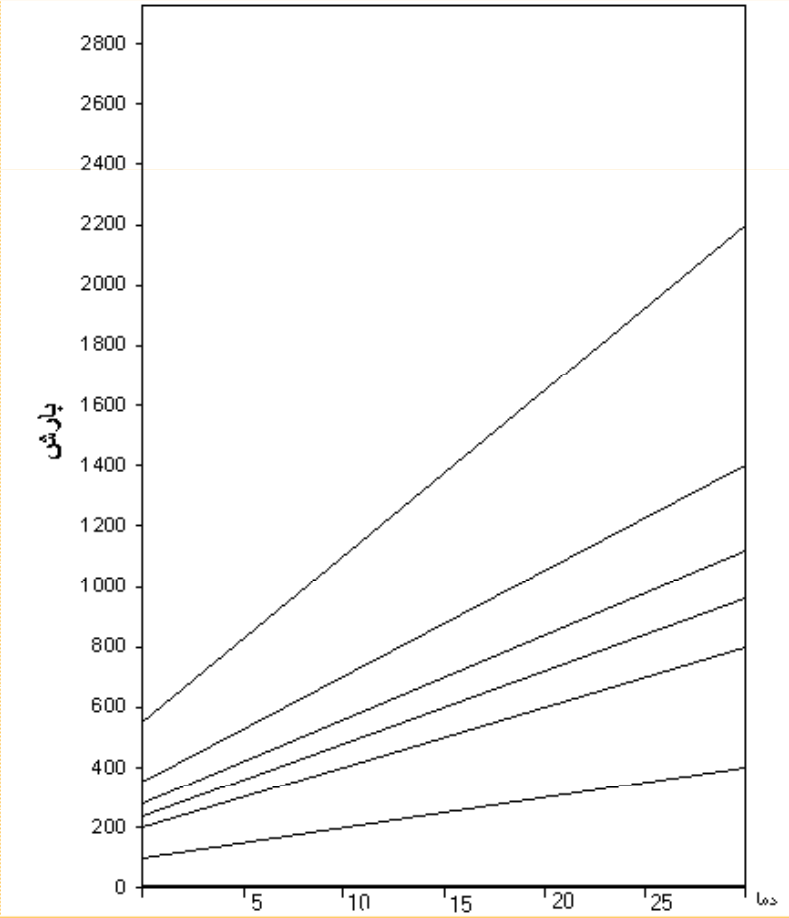
- در این رابطه،
- I : شاخص خشکی
- P : میانگین بارش سالانه بر حسب میلی‌متر
- t : متوسط درجه حرارت سالانه بر حسب درجه سانتی‌گراد

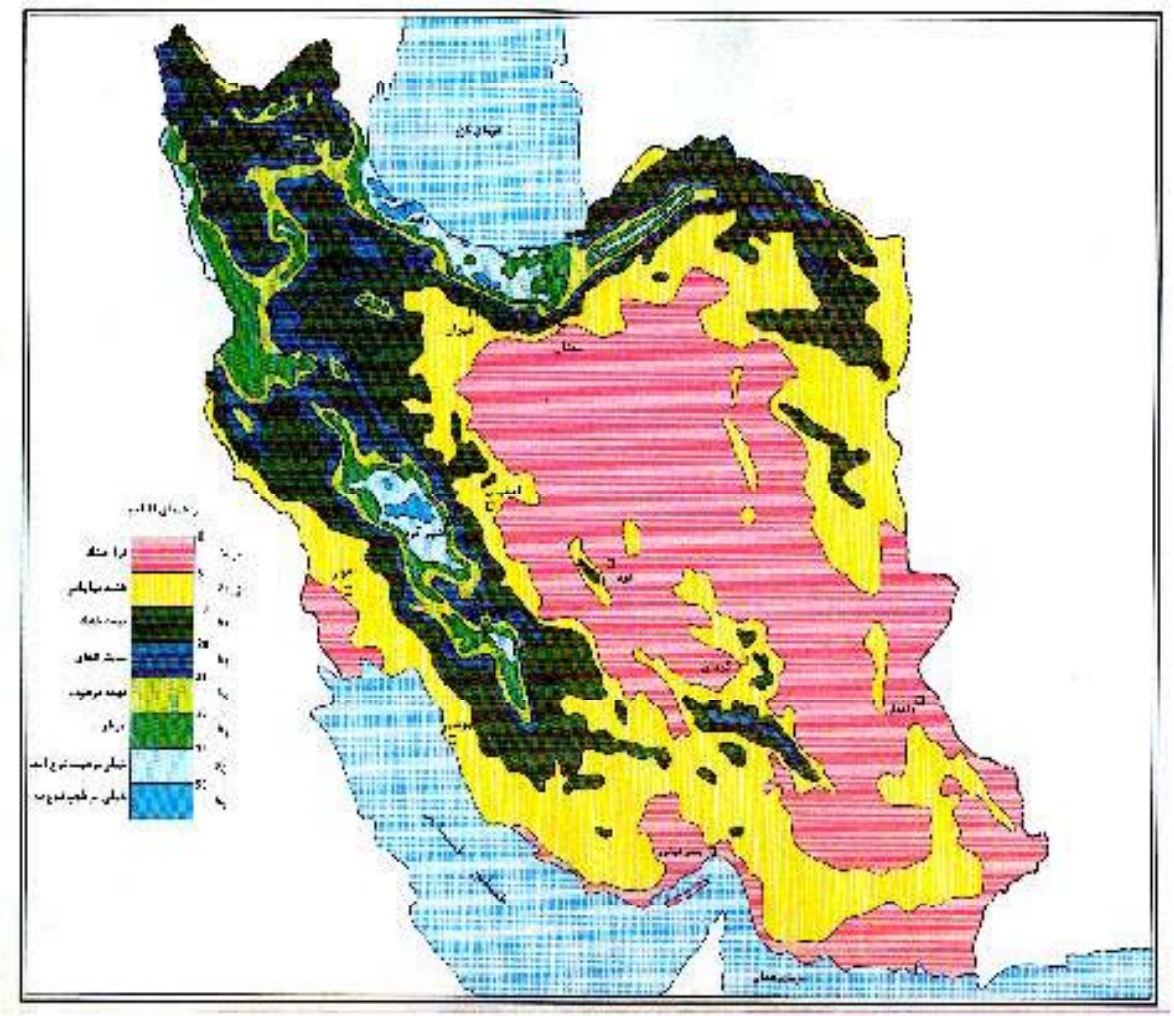
دومارتن بر در این سیستم، شش نوع اقلیم را مشخص نمود که عبارتند از:

1. **اقلیم خشك.** در این اقلیم شاخص خشکی کمتر از ده می‌باشد.
2. **اقلیم نیمه خشك.** شاخص خشکی در این اقلیم بین 10 تا 20 قرار دارد.
3. **اقلیم مدیترانه‌ای.** در این اقلیم شاخص خشکی در محدوده بین 20 تا 24 قرار می‌گیرد.
4. **اقلیم نیمه مرطوب.** در این اقلیم شاخص خشکی در محدوده بین 24 تا 28 قرار می‌گیرد.
5. **اقلیم مرطوب.** در این اقلیم شاخص خشکی در محدوده بین 28 تا 35 قرار می‌گیرد.
6. **اقلیم بسیار مرطوب.** در این اقلیم شاخص خشکی بزرگتر یا مساوی 35 می‌باشد.

- برای راحتی کار در این طبقه‌بندی اقلیمی، با استفاده از رابطة بین P و I و T، یکسری نمودارهای تهیه کرده‌اند که با استفاده از آنها می‌توان اقلیم یك ناحیه را مشخص نمود. این نمودارها را در اصطلاح کلیماگرام می‌گویند. این کلیماگرام با قرار دادن نقاط مرزی به جای شاخص I در رابطة دومارتن به دست آمده است.برای استفاده از این اقلیم‌نما (کلیماگرام) جهت مشخص کردن اقلیم یك ناحیه، کافی است که میانگین بارش و دما را در محورهای مربوط به آنها پیدا کرده و در امتداد محور xها و yها ادامه دهیم تا همدیگر را قطع نمایند. نقطه تقاطع در هر ناحیه‌ای که قرار گرفت. از روی گراف، نوع اقلیم آن نقطه را می‌خوانیم.

شکل زیر یک نمودار کلیماگرام دومارتن را نشان می‌دهد.





- شکل روبرو گروههای مختلف اقلیمی را در سیستم طبقه‌بندی دمارتن، برای کل ایران نشان می دهد

.

طبقه‌بندی سیلیانینف (Selyaninov)

- این طبقه‌بندی بر اساس شاخصی به نام ضریب هیدروترمیك (Hydrothermal) استوار است. در این روش از مجموعه درجه حرارت‌ها در روزهایی که دمای آنها بالاتر از 10 درجه است، و میانگین بارش سالیانه به منظور تعیین ضریب هیدروترمیك استفاده می‌شود. رابطه‌ای که سیلیانینف برای محاسبة ضریب هیدروترمیك ارائه داد به صورت زیر است: در این رابطه:

$$K = \frac{10p}{s}$$

K : ضریب هیدروترمیك

P : میانگین بارش سالیانه

S : مجموع درجه حرارت‌ها در روزهایی که میانگین دمای آن روز بالاتر از 10 درجه است.

- بر اساس ضریب هیدروترمیك، اقلیم‌های مختلف به صورت زیر مشخص می‌شوند:

1- اقلیم فراخشك. در این اقلیم شاخص K در محدودة 2/0> K > 0 قرار دارد.

2- اقلیم خشك. در این اقلیم شاخص K در محدودة 4/0 > K > 2/0 واقع است.

3- اقلیم نیمه خشك. در این اقلیم در محدودة 3/1 > K > 4/0 قرار دارد.

4- نیمه مرطوب. در این اقلیم شاخص K در محدودة 6/1 > K > 3/1 واقع است.

5- اقلیم مرطوب. در این اقلیم شاخص K بزرگتر از 6/1 می‌باشد.

طبقه‌بندی کوپن (Coppen)

- در این طبقه‌بندی از مقادیر بارش و دما برای تعیین نوع اقلیم استفاده می‌شود. مرزها و محدوده‌های اقلیمی در این سیستم، با پوشش گیاهی منطقه انطباق دارند. این گروه‌بندی اقلیمی، از پنج تیپ اقلیمی اصلی تشکیل شده است که عبارتند از:

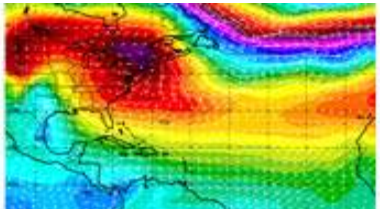
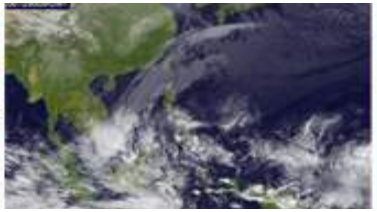
A : اقلیم حاره‌ای مرطوب

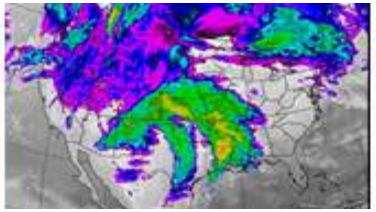
B : اقلیم خشك

C : اقلیم معتدل

D : اقلیم سرد

E : اقلیم قطبی



- هر کدام ازاین گروه‌های اصلی بر حسب وجود فصل خشك یا عدم وجود آن، با حروف کوچکتری همراه می‌شوند این حروف و تفسیر آنها به صورت زیر است:

f : وقتی که فصل خشك وجود نداشته باشد

s : وقتی که فصل خشك منطبق بر تابستان باشد

w : وقتی که فصل خشك منطبق بر زمستان است

- همچنین از یکسری حروف بزرگ ثانوی هم در این طبقه‌بندی استفاده می‌شود که به صورت زیر می‌باشند:

S: شاخص آب و هوای نیمه بیابانی (استپی)

W : شاخص آب و هوای خشك (کویری)

T : شاخص آب و هوای نواحی قطبی (توندرا)

F : شاخص آب و هوای همیشه یخبندان

شکل زیر گروه‌ها و تیپ‌های اقلیمی مختلف را در سیستم طبقه‌بندی کوپن نشان می‌دهد.

علائم مربوط به فصل خشك	انواع تیپ‌های اقلیمی	سمبل	گروه‌های اقلیمی
f و w	Af : اقلیم حاره‌آی با رطوبت دائم Aw : اقلیم حاره‌ای خشك ـ تر	A	اقالیم حاره‌ای مرطوب
s و w	h نیمه خشك حاره‌ای k نیمه خشك عرض‌های میانه Bs اقلیم نیمه خشك h بیابانی حاره‌ای k بیابانی عرض‌های مدیترانه Bw اقلیم بیابانی	B	اقالیم خشك
f , s , w	Cf : معتدل بدون فصل خشك Cs : معتدل با تابستان خشك Cw : معتدل با زمستان خشك	C	اقالیم معتدل
f , w	Dw : زیرقطبی با فصل خشك زمستانه Df : زیرقطبی بدون فصل خشك	D	اقلیم سرد
T , F	ET : اقلیم توندرا EF : اقلیم یخبندان دائمی	E	اقالیم قطبی

برگشت به فهرست درس

طبقه‌بندی تورنث ویت (Thornthwaite)

- تورنث ویت این طبقه‌بندی را در سال 1931 ارائه نمود که در آن از دو عامل بارش و تبخیر برای تعیین اقلیم استفاده می‌شود. وی برای طبقه‌بندی، شاخصی به نام شخص بارش ـ تبخیر را که به صورت تجربی و بر اساس اطلاعات موجود معین می‌شد ، ارائه نمود. در این سیستم طبقه‌بندی، تعیین مرز بین محدوده‌های اقلیمی، ارتباطی با خاك و پوشش گیاهی ندارد و مرز بین محدوده‌ها بر اساس فواصل منظم عددی ناشی از محاسبات ریاضی تعیین می‌شود.

- تورنث ویت براساس مقادیر بارندگی (P) و تبخیر (E) ماهانه، نمایه‌ای به نام شاخص بارش مؤثر را ارائه نمود که مقدار آن برابر هر ماه از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\text{(Precipitation effectiveness index) PEI} = 11.5\left(\frac{P}{T-10}\right)^{\frac{10}{9}}$$

که در آن:

- P : میانگین بارش ماهیانه (بر حسب اینچ)
- T : میانگین دمای ماهانه (بر حسب درجه فارنهایت)
- PEI : شاخص بارش مؤثر
- شاخص بارش متوسط سالانه از حاصل جمع شاخص‌های بارش ماهانهٔ مربوط به هر یك از دوازده ماه سال به دست می‌آید:

$$\text{سالانه}\quad PEI = \sum_{1}^{12} PEI \quad \text{ماهانه}$$

- تورنت ویت با استفاده از این شاخص، محدوده‌های رطوبتی و حرارتی زیر را که اولین گروه‌های عمدة طبقه‌بندی وی را تشکیل می‌دادند، ارائه نمود.جدول زیراین گروهها را نشان می دهد .

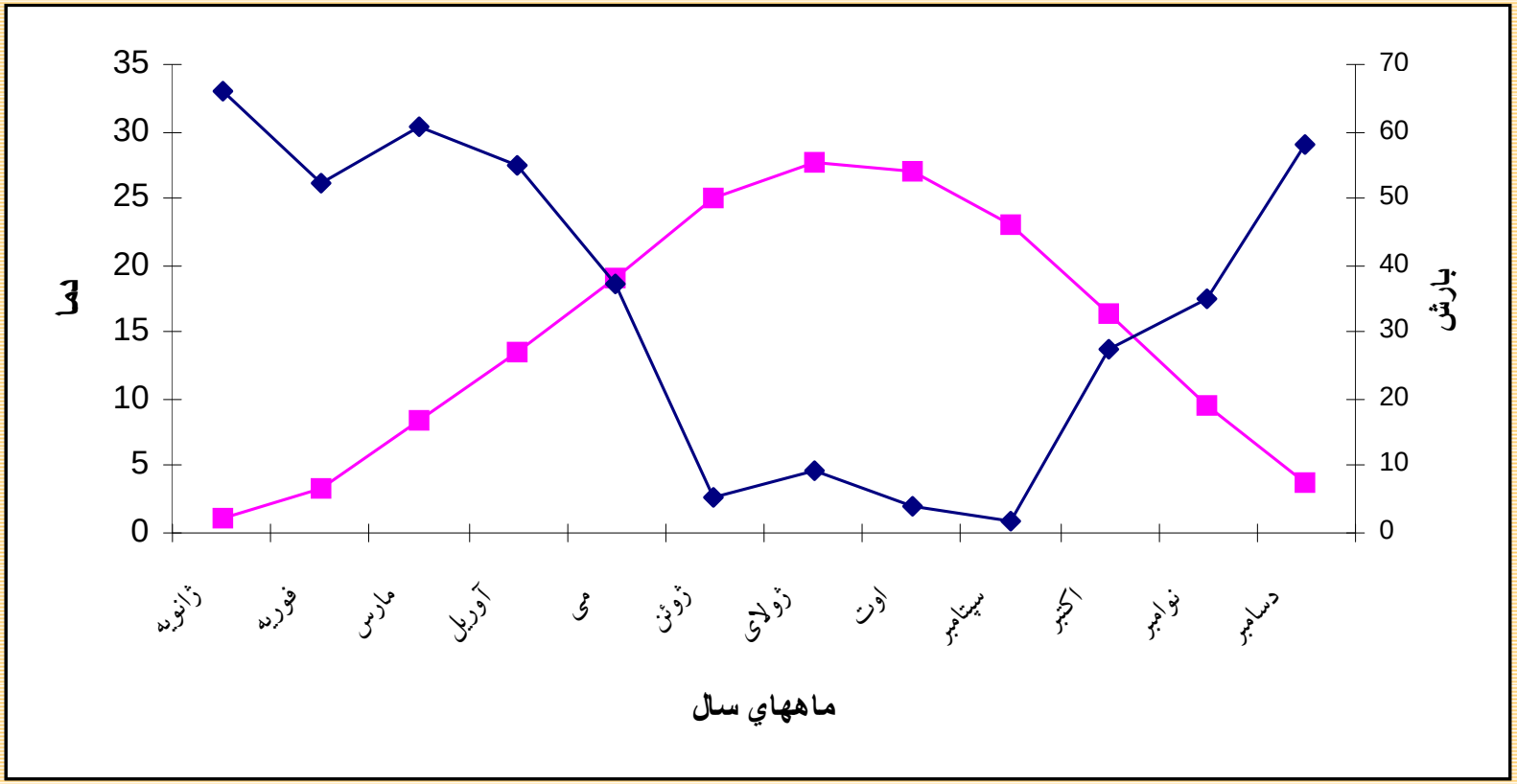
علامت	PEI	محدوده‌های حرارتی	محدوده‌های رطوبتی (نوع اقلیم)	نوع پوشش گیاهی
A	> 127	حاره‌ای	خیلی مرطوب (تر)	جنگل‌های پر باران
B	64 - 127	فروترمال	مرطوب	جنگل معمولی
C	32 - 63	میکروترمال	نیمه مرطوب	چمن‌زار
D	16 - 31	تایگا	نیمه خشك	استپ
E	1 - 15 0	توندرا یخبندان	خشك	کویری

طبقه‌بندی گوسن

- در این طبقه‌بندی، توزیع بارندگی و دما در طول سال، برای تعیین اقلیم ناحیه به کار می‌رود. اساس این طبقه‌بندی بر نمودار آمبروترمیك (Ambrothermique) استوار است.
- در نمودار آمبروترمیك در محور xها ماه‌های مختلف سال قرار گرفته و در دو طرف آن، دو محور عمودی g خواهیم داشت که روی یکی از آنها مقدار بارندگی و روی دیگری، مقدار نرمال دمای هوا قرار می‌گیرد. گوسن و همکاران او اعتقاد داشتند که ماه خشك ماهی است که در آن میزان بارندگی بر حسب میلی‌متر از دو برابر دمای آن بر حسب درجه سانتی‌گراد، کوچکتر باشد.

- برای اینکه بتوان این امر را در روی محور yها پیاده نمود، می‌توان محور yها را طوری درجه‌بندی کرد که مقیاس محور بارندگی دو برابر دما باشد. حال اگر نمودار بارش در ماه‌های مختلف، همچنین نمودار دما را در روی این نمودار ترسیم کنیم، از روی شکل حاصل خواهیم توانست دورة خشك را تعیین کنیم. برای این منظور، آن دوره‌ای که در آن، منحنی بارش زیر منحنی دما باشد، جزء دورة خشك به حساب می‌آید.

شکل زیر منحنی آمبروترمیك را برای یک ایستگاه هواشناسی را نشان می‌دهد.



طبقه‌بندی اقلیمی بر اساس دورة خشکی

- تا اینجا نحوه بدست آوردن طول دوره خشکی بیان شد حال می خواهیم نحوه طبقه‌بندی با استفاده از این فاکتور را توضیح دهیم . برای این منظور علاوه بر استفاده از طول دورة خشکی، از فاکتور میانگین دما در سردترین ماه سال ، برای تعیین اقلیم ناحیه استفاده می‌شود . بر این اساس، اقلیم‌های زیر تشخیص داده می‌شوند:

1- زیست اقلیم‌های گرم، معتدل گرم و معتدل

2- زیست اقلیم‌های سرد و معتدل سرد

3- زیر اقلیم‌های یخبندان

1- زیست اقلیم‌های گرم، معتدل گرم و معتدل

- در این اقلیم‌ها میانگین دمای سردترین ماه سال، همواره بالاتر از صفر درجه است و رژیم دمایی همواره بالاتر از صفر درجه قرار می‌گیرد. در این گروه زیر اقلیم‌های زیر مشاهده می‌شوند:

الف) آب و هوای بیابانی. در این نوع آب و هوا طول دورة خشکی بین 200 تا 360 روز می‌باشد.

ب) اقلیم مدیترانه‌ای. از مشخصات این نوع اقلیم این است که در آن فصل خشك بین 1 تا 8 ماه از سال، طول می‌کشد.

ج) اقلیم استوایی. در این زیراقلیم هم فصل خشك بین 1 تا 8 ماه از سال طول می‌کشد منتها این تفاوت را با گروه‌های قبلی دارد که در آن فصل خشك منطبق بر زمستان است.

2- زیست اقلیم‌های سرد و معتدل سرد

- در این گروه، رژیم دمایی در بخشی از سال زیر صفر است. در این زیست اقلیم، بخشی از بارندگی که در فصول سرد می‌بارد به شکل برف است و میانگین دما در سردترین ماه سال کمتر از صفر درجه است. و دوره‌ای وجود دارد که در آن فعالیتهای مربوط به رشد گیاهی انجام نمی‌گیرد. در این حالت، طول دورة یخبندان که در آن میانگین دمایی کمتر از صفر درجه است جزء روزهای خشك به حساب می‌آید و در نتیجه تعداد روزهای خشك شامل طول دورة خشکی به اضافة دورة یخبندان است.

در این گروه نیز زیراقلیم‌هایی به شرح مشاهده می‌شوند :

- اگر دورة مذکور بین 11 تا 12 ماه از سال طول بکشد، اقلیم ناحیه از نوع بیابانی سرد است.
- اگر دورة خشك مذکور بین 9 تا 10 ماه از سال طول بکشد اقلیم ناحیه از نوع نیمه بیابانی سرد است.
- اگر دورة خشك بین 5 تا 8 ماه از سال را شامل باشد، اقلیم ناحیه از نوع استپی سرد خواهد بود.
- اگر دورة خشك 4-2 ماه از سال را شامل باشد، اقلیم ناحیه از نوع نیمه اکسریك سرد می‌باشد.
- اگر دورة مذکور کمتر از دو ماه باشد اقلیم ناحیه از نوع نیمه اکسریك است.

3- زیر اقلیم‌های یخبندان

- در این گروه اقلیمی، رژیم دمایی در تمام سال زیر صفر درجه قرار می‌گیرد.

طبقه‌بندی اقلیمی FAO

- این نوع طبقه‌بندی، یك طبقه‌بندی اگروکلیمایی است که در سال 1991 توسط FAO ارائه شده است. در این نوع طبقه‌بندی، مبنای تعیین گروه‌های اقلیمی، تعیین طول دورة رشد بر اساس داده‌های هواشناسی و نقشه‌های کاربری اراضی و بافت خاك است. این روش ابتدا در قارة آفریقا ارائه گردد. که با این روش مناطق کشاورزی قارة آفریقا با توجه به دوره‌های رشد مختلف، طبقه‌بندی شدند.

طبقه‌بندی ایوانف

- در این نوع طبقه‌بندی از بارندگی و تبخیر برای تعیین اقلیم استفاده می‌شود. برای این منظور ابتدا ضریبی به نام ضریب رطوبتی را با استفاده از رابطة محاسبه نموده و از روی این ضریب، طبقه‌بندی انجام می‌گیرد. رابطة مذکور به صورت زیر است:

$$I = \frac{P}{E}$$

در این رابطه:

P : میانگین بارش سالیانه

E : میزان تبخیر سالانه

I : ضریب رطوبتی

- برای محاسبة تبخیر سالانه، ابتدا تبخیر در هر یك از ماه‌های سال را محاسبه نموده و آنها را با هم جمع می‌کنیم. به منظور محاسبة تبخیر در هر یك از ماه‌های سال از رابطة زیر استفاده می‌شود:

$$E_m = 0.0018\left(2.5 + t^2\right)\left(100 - RH\right)$$

در این رابطه:

E_m : میزان تبخیر در هر یك از ماه‌های سال (بر حسب سانتی‌متر)

t : میانگین درجه حرارت ماهانه (بر حسب درجه سانتی‌گراد)

RH : متوسط رطوبت نسبی ماهانه (به صورت درصد)

پس از محاسبة شاخص *I* ، طبقه‌بندی اقلیمی به صورت زیر انجام می‌گیرد:

وضعیت شاخص *I*	**انواع تیپهای اقلیمی**
بزرگتر از 5/1	بسیار مرطوب جنگلی
$1 \leq I < 5/1$	مرطوب جنگلی
$6/0 \leq I < 1$	استپی جنگلی
$3/0 \leq I < 6/0$	استپی
$13/0 \leq I < 3/0$	بیابانی
کمتر از 13/0	صحرایی

پایان

www.salampnu.com

سایت مرجع دانشجوی پیام نور

- ✓ نمونه سوالات پیام نور : بیش از ۱۱۰ هزار نمونه سوال همراه با پاسخنامه تستی و تشریحی
- ✓ کتاب ، جزوه و خلاصه دروس
- ✓ برنامه امتحانات
- ✓ منابع و لیست دروس هر ترم
- ✓ دانلود کاملا رایگان بیش از ۱۴۰ هزار فایل مختص دانشجویان پیام نور

www.salampnu.com