شرکت پرآورپارس

تحقیقات و طراحی مهندسی (سهامی خاص)

مرکز آموزش و خدمات هوایی سپهر

علم هواشناسی

۱۳۸۶

مقدمه

هواپیمای مسافربری برخلاف هواپیماهای سبک می‌تواند در بعضی شرایط نامطلوب جوی پرواز کند. در مقابل شرایطی وجود دارد که هواپیماهای سبک و گلایدرها قادر به پروازند، اما بعضی میکرولایت‌ها مجبورند روی زمین بمانند.

تحمل جنبه‌هایی از شرایط جوی برای گونه‌های دیگر هواپیما بسیار سهل است، در حالی که خلبان میکرولایت باید با نهایت ملاحظه و دقت در چنین وضعیتی پرواز کند.

در زمینه هواشناسی پرواز راهنماهاوکتابهای متعددی برای هواپیماهای مختلف وجود دارد، اما ممکن است در آنها تاکید لازم بر نمودهای میکرولایت نشده باشد.

هدف از مطالب ذکرشده در صفحات بعدی این است که خلبان از همان آغاز کار اطلاعات کافی نسبت به شرایط جوی داشته و بر عوامل موثر در پرواز آگاه باشد. آگاهی و بصیرتی محدود به نام:

هواشناسی ابتدایی: خلبان باید بعد از شناخت عوامل موثر در پرواز، به عواملی پی ببرد که باعث این عوامل می‌شوند، که این آگاهی هواشناسی مبنا نام دارد.

هواشناسی مبنا (اولیه)

با در دست داشتن اطلاعات کافی ودلایل آنهادرباره اتفاقات و رویدادهای حین پرواز ، خلبان در اتمسفری که پرواز می‌کند هماهنگ_ تر خواهد بود. فقط با داشتن این دانش و بصیرت است که خلبان مجاز به پرواز می‌باشد.

هواشناسی ابتدایی

هواشناسی ابتدایی

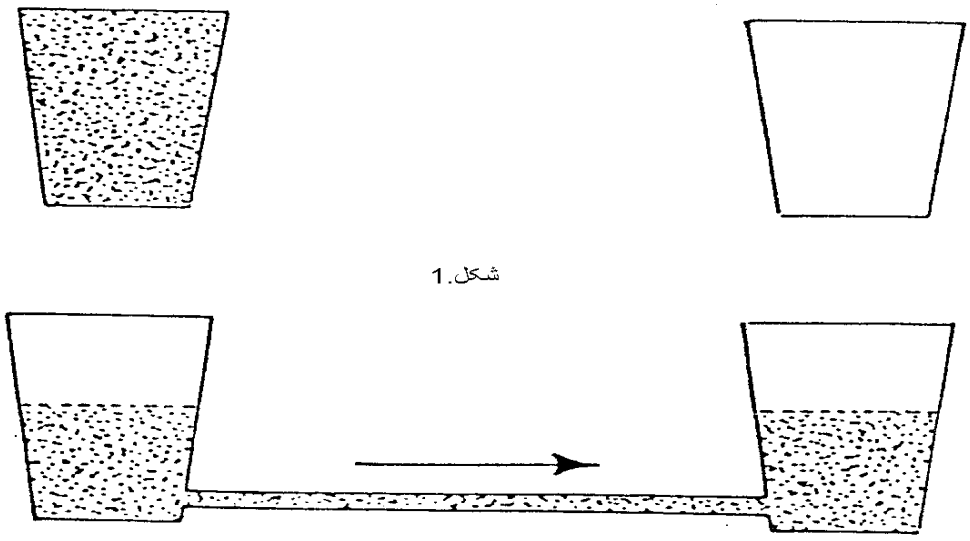
قبل از شرح و تفسیر این بحث بهتر است نگاهی به تیتر بیاندازیم. این عنوان را هواخواهان جهانی میکرولایت ،انتخاب کرده‌اند و چنانچه بخواهیم آن را عوض کنیم می‌تواند باعث سردرگمی شود.

شایان ذکر است که هواشناسی ابتدایی در نظر متخصصان هواشناسی شاخه‌ای بسیار ویژه است که کتابهای زیادی در رابطه با آن نوشته و منتشر شده‌اند. این علم مربوط به رفتار اتمسفر در فاصله چند اینچی از سطح زمین می‌باشد. حال که این نکته را مطرح کردیم بهتر است به ادامه بحث بپردازیم.

باد

تأثیر باد روی پرواز میکرولایت مشکلی عمده است. باد چیزی نیست مگر جریان هوا که از جایی به جای دیگر حرکت می‌کند – حرکت هوا از مکانی پر فشار به مکانی کم فشاراست.

دو لیوان را در نظر بگیرید – که یکی از آب پر و دیگری تهی است. حال توسط لوله‌ای تخیلی آن دو را از قسمت ته به هم وصل کنید، درنتیجه سطح آب هر دو یک اندازه خواهد شد. (شکل ۱)



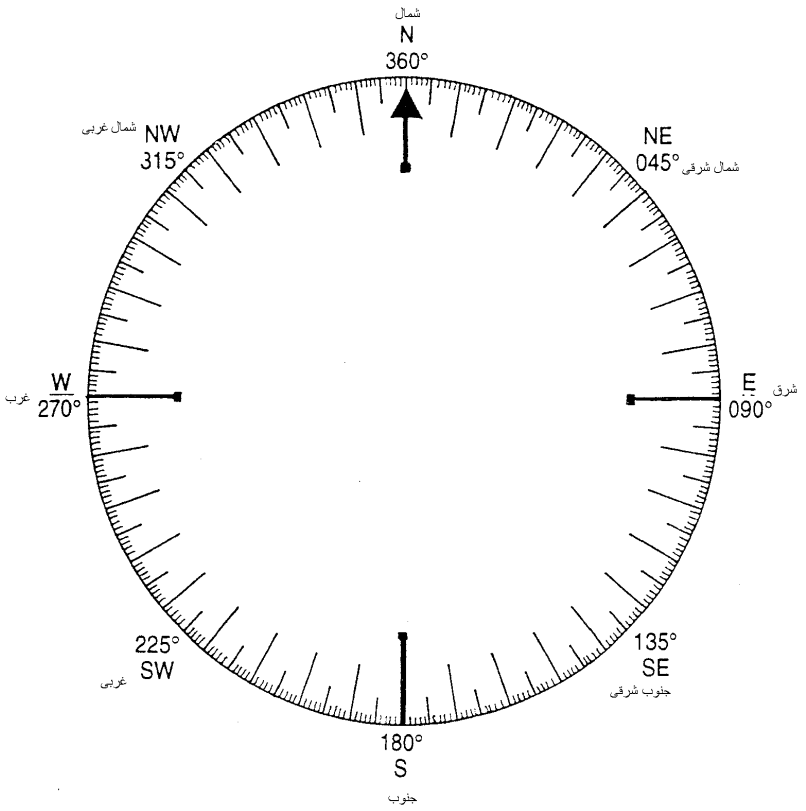
شکل.1

هوا نیز سیال است و مانند آب موجود در لیوان‌ها عمل می‌کند، یعنی برای رسیدن به تعادل از محیط پرفشار به محیط کم فشار انتقال می‌یابد. عوامل دیگری نیز روی این قیاس ساده تأثیر می‌گذارند که بعدها در رابطه با آنها بحث خواهیم کرد.

بیایید نقش باد را روی عملکرد میکرولایت بررسی کنیم،که چه مواقعی این نقش مثبت و چه مواقعی منفی است.

جهت باد

جهت باد به سمتی بستگی دارد که از آنجا در حال وزش است. در علم هواشناسی جهت باد با زوایای ۰۰۱° الی ۳۶۰° بیان می‌شود. (شکل ۲)



سرعت باد

در آغاز با مشکلی غیر منتظره روبرو می‌شویم. سرعت باد هم در علم هواشناسی و هم در پرواز با یکای مایل دریایی در ساعت یا گره بیان می‌شود. اما اگر خواستار اطلاعات رسمی در مورد باد باشید، اطلاعات به واحد درجه / گره در اختیارتان قرار خواهد گرفت؛ مثلاً ۲۴۰/۱۵ .

هنوز هم خیلی از میکرولایت‌ها به شاخص سرعت (ASI) تجهیز می‌شوند که بنا به واحد مایل در ساعت رسمی یعنی mph کار می‌کنند، در این صورت خلبان خود باید در ذهنش محاسباتی صورت دهد، یک مایل دریایی برابر است با یک و یک هفتم مایل رسمی، بنابراین اگر باد ۱۵ گره گزارش شده باشد، سرعتش حدوداً برابر ۱۷ مایل در ساعت خواهد بود.

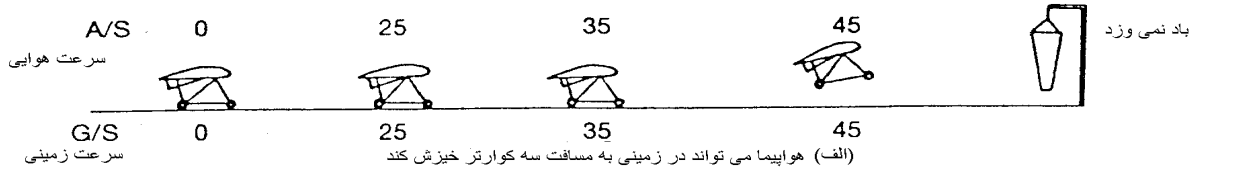
با توجه به نقش غالبی که واحد mph ، ASI در پرواز دارد، مشاهده خواهید کرد که در این کتابچه یکای سنجش و تعیین سرعت مایل در ساعت رسمی می‌باشد.

هواپیما تا زمانی که سرعتش به سرعت زمان پرواز نرسد روی زمین باقی می‌ماند. به طور وضوح هر چه سریعتر سرعت هواپیما به این حد برسد، مکان و فضای کمتری برای این کار لازم خواهد بود. در اینجاست که باد نقش خود را ایفا می‌کند.

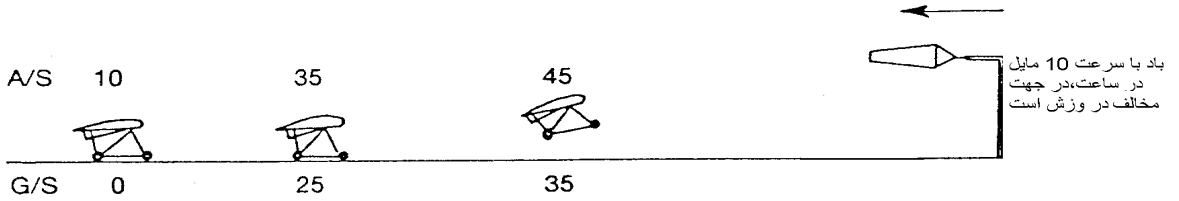
اگر به هنگام برخاستن ،هواپیما در جهت مخالف وزش باد قرار بگیرد، حتی قبل از این که هواپیما از روی زمین سرعت‌گیری خود را آغاز کند، این وزش باد باعث می‌شود سرعت هواپیما بالا رفته و برخاستن آسانتر شود.

با رسیدن سرعت هواپیما به ۴۵ مایل در ساعت، به بهترین شکل برخاستن دست خواهیم یافت که در شکل ۳ به نمودار کشیده شده است.

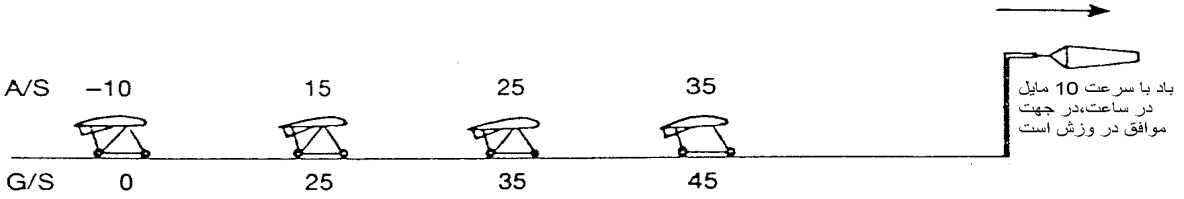
شکل.3



(الف) هواپیما می تواند در زمینی به مسافت سه کوارتر خیزش کند



(ب) باد سرعت هوایی را زیاد کرده و هواپیما می تواندبا استفاده از نصف فضای موجود از زمین بلند شود



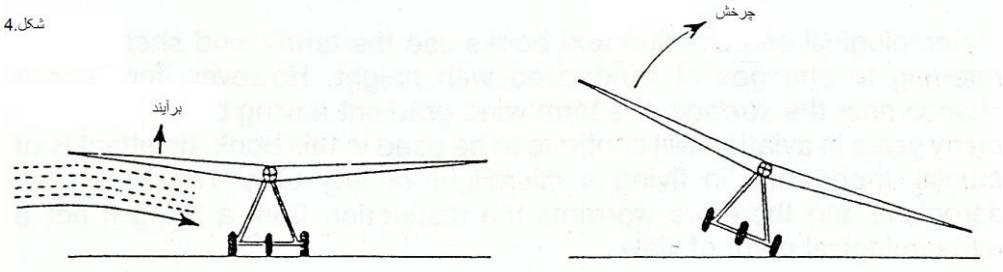
(مورد ج): برخاستن در جهت وزش باد با حداقل سرعت هوایی ممکن همراه خواهد بود. در این وضعیت احتمال آن می‌رود که هواپیما قبل از اینکه بتواند سرعت لازم را،برای بلند شدن کسب کند زمین در دسترسش تمام شده و به انتهای باند برسد. به منظور برخاستن در جهت باد باید فضای کافی در دسترس باشد تا هواپیما بتواند سرعت کافی را کسب کند، همچنین قبل از چنین برخاستنی خلبان باید شرایط را دقیق و کامل مورد تفکر قرار داده و تا پایان کار را بسنجد.

در مورد فرود هم همین طور است. فرود در خلاف جهت باد توام با سرعت زمینی آهسته‌تر بوده و برای اوج گرفتن و متوقف کردن هواپیما دیگر لزومی ندارد که مسیر چندانی را طی کنید. در این صورت می‌توانید با در اختیار داشتن زمینی کوچک‌تر هم فرود بیایید.

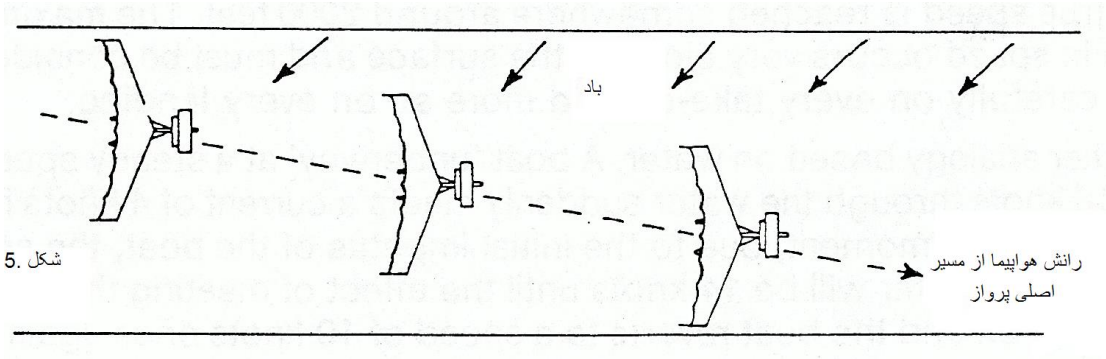
باد جانبی

هنگامی که نمی‌توان تشخیص داد که جهت وزش باد به طور دقیق از کدام سمت است، آن را باد جانبی تلقی می‌کنند. در برخاستن تا قبل از این که سرعت هواپیما به حد لازم برسد، چرخ‌های هواپیما روی زمین باقی می‌ماند. به محض این که جهت وزش باد و حرکت هواپیما مخالف هم می‌شود، وجود بال دو هامنی* باعث می‌شود بال به سمت چپ حرکت کرده و حرکتی چرخشی به وجود بیاید. چرخی که به عنوان چرخشگاه یا محور عمل می‌کند سرعت این روند گردشی را بالا خواهد برد. (شکل ۴)

نتیجه این گردش بنا به نوع هواپیما فرق می‌کند، هواپیما یا در خلاف جهت باد حرکت می‌کند یا تقلاکنان تغییر سمت داده و با باد هم جهت خواهد شد. در هر دو صورت حفظ هواپیما در مسیر مستقیم و اصلی حرکت، بسیار دشوار خواهد شد، به علاوه احتمال برخورد سر یکی از بالها با زمین بیشتر خواهد شد. (شکل ۴)



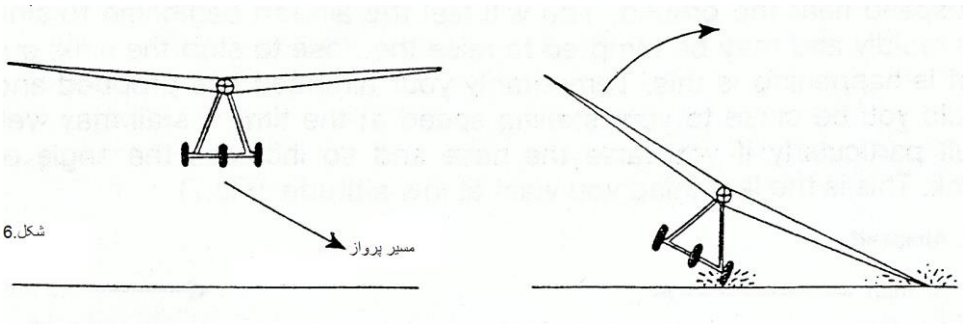
اگر سرعت به حد کافی بالا رفته باشد، هواپیما به هوا بر خواهد خاست و اگر این حرکت فوری صورت نگیرد، جهت هواپیما عوض شده و هم امتداد با باد خواهد شد. (شکل ۵)



شکل 5.

اگر سرعت وزش باد برای چند لحظه کاهش بیابد، متقابلاً سرعت هوایی هم به مدت اندکی کم شده و امکان دارد هواپیما به سمت زمین برگردد. در این صورت چرخها با مسیر حرکتی هواپیما ناهماهنگ بوده و به جای این که از جلو و مستقیم به زمین برسند، با حالتی زاویه‌دار به زمین برخورد خواهند کرد.

نتیجه این فرآیند نیز مشابه پیامد روال شکل ۴ است با این تفاوت که سرعت تلوتلو خوردن و حرکت هواپیما روی زمین به واسطه زاویه‌دار بودن موقعیت چرخها بیشتر خواهد بود. (شکل ۶)



شکل.6

برخاستن و نشستن به هنگام وزش باد جانبی غیر ممکن نیست، اما خلبان باید برای از عهده برآمدن این کار دارای مهارت خاصی باشد و همچنین نوع و خصوصیت هواپیما و توانایی آن برای حرکت در باد جانبی بسیار موثر می‌باشد.

مثلاً هواپیمایی که به شهپر یا اسپویلر (فشار کاه) مجهز می‌باشد قادر است یکی از بالهایش را در خلاف جهت باد تنظیم کرده،و به آن جهت دهد، در نتیجه تاثیر باد دو سویه را به حد زیادی کاهش داده و خنثی کند.

بی‌شک با به کار گرفتن این ترفند بعضی از میکرولایت‌ها که در شرایط خاصی نمی‌توانند پرواز کنند، خواهند توانست بدون دردسر از زمین بلند شوند.

گرادیان باد

در درس های هواشناسی و اصول پرواز، تغییر سرعت باد در اثر افزایش ارتفاع را، باد کشش یا تغییر جهت ناگهانی باد می‌نامند. با وجود این در تغییرات نزدیک به زمین عنوان گرادیان باد سالهاست که استفاده شده و ما هم در این کتابچه از همین بیان بهره خواهیم جست. در پرواز میکرولایت با هرگونه هواپیمای کم سرعت دیگر این مساله اهمیت فراوانی دارد ، بنابراین اگر از دید علم هواشناسی به این موضوع ننگریم، گرادیان باد وجه تمایز موجود در پرواز را توجیه می‌کند.

ساده‌ترین راه برای تشریح گرادیان باد این است که از شما بخواهیم یک دسته ورق بازی را برداشته و با حرکتی تاب‌دار آنها را روی میز پرت کنید. پیامد این کار آشکار و مبرهن است. پایین‌ترین کارت به محض برخورد با سطح میز کاملاً متوقف شده و بدون حرکت خواهد افتاد، و پشت سر آن بقیه کارتها طوری می‌افتند که جلوتر از کارت اولی قرار می‌گیرند، یعنی بالاترین کارت در سطحی جلوتر از بقیه کارتها متوقف می‌شود.

باد هم همین طور عمل می‌کند. اصطکاک حاصل از زمین، سرعت باد را نزدیک سطح زمین کاهش می‌دهد ودر نتیجه بادی که در سطح بالاتری جریان دارد سرعت فزون‌تری خواهد یافت.

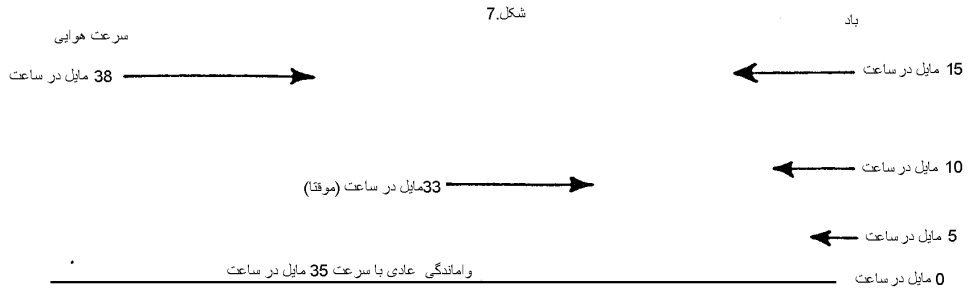
در ارتفاع حدود ۲۰۰۰ فوت است که باد به سرعت حقیقی خود می‌رسد. بیشترین افت سرعت در نزدیکی سطح زمین رخ می‌دهد، از این روباید در هر برخاستن و بویژه در هر فرودی باید به آن توجه خاصی شود.

می‌توان این موضوع را با سطح آب هم قیاس کرد. قایقی که با سرعت ثابت مثلاً ۱۰ مایل دریایی در حرکت است، ناگهان با جریانی با سرعت ۴ مایل دریایی از روبرو با آن شاخ به شاخ می‌شود. سرعت قایق برای یک لحظه کوتاه به خاطر نیروی گشتاوری که دارد به ۱۴ مایل افزایش می‌یابد اما با از بین رفتن تاثیر آن جریان دو باره سرعت به ۱۰ مایل نزول پیدا می‌کند.

در برخاستن و فرود هواپیما هم همین اتفاق می افتد. به هنگام بلندشدن هواپیما در خلاف جهت ،جریان باد سریع حرکت کرده و به طورموقت سرعتش زیاد می‌شود. ممکن است بعد از بین رفتن تاثیر گرادیان باد وسوسه شوید که سرعت خود را زیاد کنید، چرا که حس می‌کنید سرعتتان از سرعت اولی که داشتید کمتر شده است.

این تأثیر به هنگام فرود مهمتر است.زیرا شما قبل از تماس با زمین، در حال پایین آمدن هستید و با نزدیک شدن به زمین سرعت خود را به نسبت بادی که در وزش است کم می‌کنید. ممکن است احساس کنید که سرعت نزول هواپیما به شدت زیاد شده و بخواهید که دماغه را بالا برده و روند نزولی را متوقف کنید؛ اما چرا این اتفاق می‌افتد؟! سرعت هوایی شما موقتاً کاهش یافته و اگر در آن واحد سرعتتان نزدیک به صفر شود احتمال افت سرعت و فروپرش هواپیما زیاد خواهد شد، مخصوصاً اگر دماغه را بالا برده و به دنبال آن زاویه حمله را زیاد کنید. مسلماً در ارتفاعات کم فروپرش آخرین چیزی است که دلتان می‌خواهد. (شکل ۷)

شکل.7



وضعیت دیگری که گرادیان باد ممکن است تأثیر مضر داشته باشد در فاصله بسیار اندک هواپیما از زمین است. به هنگام چرخش به یک سمت ، سرعت حرکت بالی که در موقعیت بالاتری قرار گرفته بیشتر است و همچنین سرعت جریان بادی که بر آن واقع می‌شود به نسبت بال پایینی فزون‌تر می‌باشد. اگر سرعت بال پایینی به زیر صفر برسد و بال بالاتر همین طور در حال ارتفاع‌گیری و سرعت گرفتن به حرکت خود ادامه دهد نتیجه تلخی به دنبال خواهد داشت .

حتی اگر سرعت هوایی هواپیما بیش از سرعت فروپرش باشد، نیروهای بالابرنده متفاوت بر بالهای مربوطه می‌تواند باعث کج شدن بیش از حد هواپیما شده و وجود شهپر(فشارکاه) هم در این صورت کاری از پیش نخواهد برد. نکته این درس این است که در ارتفاع کمتر از ۱۵۰ فوت به هیچ عنوان هواپیما را به یک سمت نچرخانید .

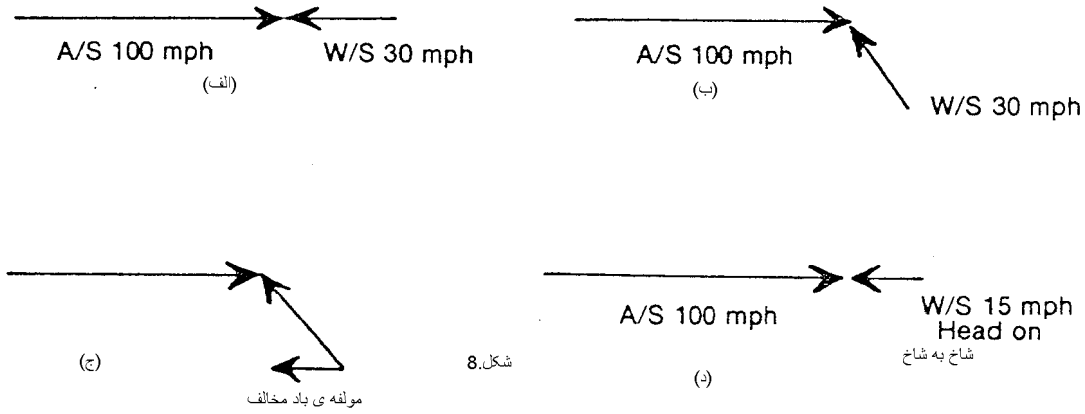
باد کشش

همان طور که در علم هواشناسی گفتیم اصطلاح باد کشش برای تشریح و بیان تغییرات باد در ارتفاعات مختلف بکار می‌رود، این اصطلاح در واقع باد کشش افقی نام دارد. اما لفظ کشش بر تغییر جهت دلالت می‌کند که در این فصل ما آن را توضیح خواهیم داد.

هنگامی که وضعیت برای وقوع باد کشش مناسب باشد، می‌توانید مطمئن شوید که زمان مناسبی برای به پرواز در آوردن میکرولایت نیست. در این جا به طور سربسته به این نکته اشاره می‌کنیم که در جو شرایطی ممکن است به وجود آید که با تغییر اندکی در ارتفاع یا حتی ثابت ماندن آن، جهت وزش باد تغییر ناگهانی شدیدی خواهد کرد.

در ارتفاعات بالاتر این تاثیر طبیعی و بی‌خطر است اما در ارتفاعات کمتر حتی ممکن است به هنگام فرود برای جت‌های مسافربری عظیم، نیز بحران ساز واقع شود.

در این جا مشاهده نمودید که گرادیان چطور می‌تواند هنگام نزدیکی هواپیما به زمین باعث افت سرعت هوایی شود. تغییر جهت باد نیز تاثیر مشابهی روی هواپیما خواهد داشت، زیرا با هر تغییر اندک، کمیت و قدرت باد مخالف کاهش می‌یابد. (شکل ۸)



شکل.8

در مورد (الف) جریان کاملاً طبیعی است. در مورد (ب) باد کشش رخ داده است. در مورد (ج) مشاهده می‌کنید که این تاثیر کمی جانبی و کمی در جهت مخالف است. در مورد (د) می‌توان کمیت مولفه باد مخالف را مشاهده کرد، در این صورت سرعت باد عملاً ۱۵ مایل در ساعت کاهش یافته است.

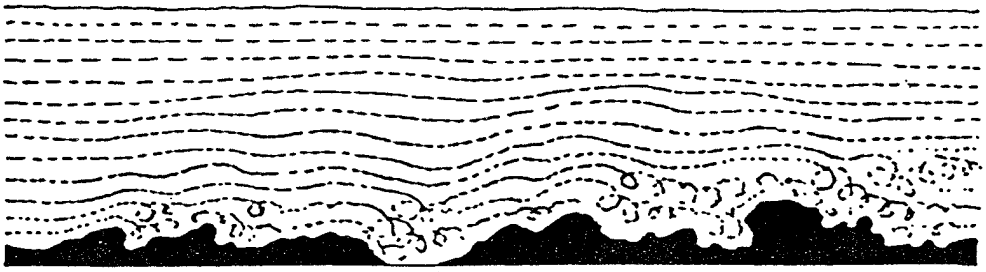
این مسأله نیز اثری مشابه اثر گرادیان خواهد داشت، اما از آنجا که کشش کمتر قابل پیش‌بینی است، خطر آن بیشتر است. طبیعتاً در هما راست* فرود توفان و تندرهای شدید باعث به وجود آمدن باد کشش می‌شوند که در بعضی مناطق ممکن است تأثیر چشمگیری روی جهت باد بگذارد. گوشزدکردن این مسأله که میکرولایت نباید در چنین هوایی پرواز کند، کافی می‌باشد.

تغییر سرعت باد که ممکن است در سطوح و ارتفاعات مختلف جوی رخ دهد، باد کشش افقی نامیده می‌شود.

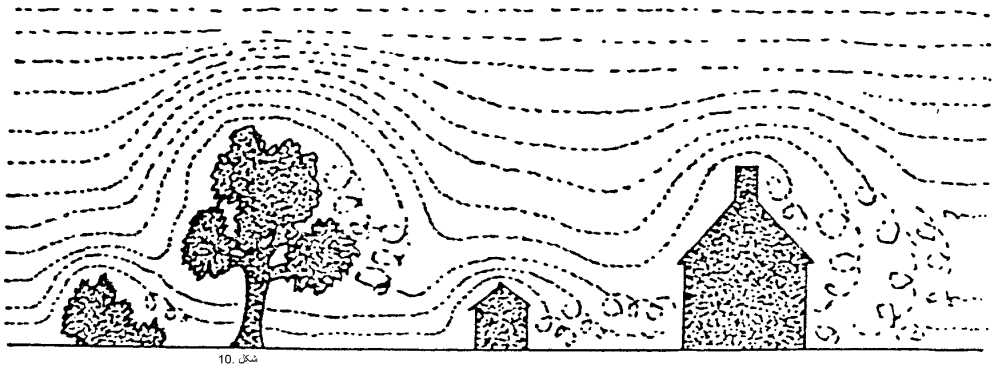
آشفتگی در ارتفاعات پایین

اتمسفر به خصوص در سطوح نزدیک زمین به ندرت آرام و ملایم می‌باشد. کافی است که به منظور گواهی این ادعا به دود بیرون آمده از دودکش دقت کنید. ممکن است سطح آب رودخانه کاملاً آرام به نظر برسد، با این حال احتمال دارد در بستر رودخانه آشفتگی و تلاطمی در جریان باشد. حال اگر عمق رودخانه کمتر باشد طرز رفتار آب کف رودخانه آشکارتر

خواهد بود و می‌توان امواج، آب چروک‌ها و تلاطم های حاصل از سنگ‌ها و شیارهای بستر رود را به وضوح مشاهده کرد. (شکل ۹)


شکل.9

حال اتمسفر را یک رودخانه تصور کنید، سطح زمین، درختان و ساختمان‌ها را همان شیارها و سنگ‌های بستر رود در نظر بگیرید. هوا نیز که ماده‌ای سیال است همانند آب رفتار کرده و گردبادها و امواجی در هوا ایجاد می‌کند که می‌تواند برای میکرولایت دردسر ساز باشد. (شکل ۱۰)


شکل .10

همیشه وقتی نزدیک موانع در حال پروازید تصویری ذهنی از رفتار و عملکرد جریان هوا را برای خود تجسم کنید. عوامل دیگر هم می‌توانند در جریان هوا اغتشاش به وجود بیاورند. به آتشی که در هوای آزاد می‌سوزد دقیق شوید، می‌بینید که هوا همراه با ذرات خاکستر به روی آتش در لرزه است و خاکسترها را به سمت بالا هدایت می‌کند. این به خاطر این است که هوا از فضای اطرافش گرمتر و کم تراکم‌تر شده و بالا می‌رود.

جریان هوای گرم همیشه از آتش بر نمی‌خیزد و فقط به خاطر شکل آتش نیست که جریان هوا به صورت موج‌دار در تلاطم است. مثالی از منابع طبیعی گرما می‌زنیم تا موضوع را خوب درک کنید. آیا ترجیح می‌دهید در یک روز سوزان تابستان روی چمن بنشینید یا روی یک سنگ؟ جواب این سئوال کاملاً بدیهی است. هوای دور سنگ به نسبت هوای اطراف چمن گرمتر است ودر نتیجه گرمای آن به هوا بلند می‌شود.

به طور وضوح به خاطر ثبات قسمتی از جریان هوا و حرکت افقی قسمتی دیگر، حتی بدون اینکه موانع یا باد نقشی داشته باشند وضعیت آشفته و مغشوشی پدید می‌آید.

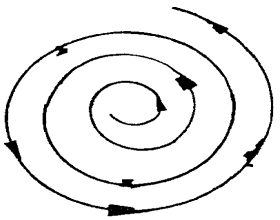
سطح زمین فرودگاه، باندها، چمن و ورای ساختمان‌ها همه و همه منابع و سر منشاهای حرارت و گرمای غیر یکدست می‌باشند. عملاً هر آنچه تاکنون در باره با هواشناسی جزیی مطرح شد مربوط به باد بود. در حقیقت این موارد تنها مسائلی است که لازم است در مراحل اولیه بدانید. موارد زیر ممکن است بتواند تردید شکاکان را در این رابطه از بین ببرد.

نوع هواپیما	سرعت حرکت	سرعت باد	تاثیر باد به درصد
هواپیمای جت مسافربری	۶۰۰ مایل در ساعت	۲۰ مایل در ساعت	٪۳/۳۳
هواپیمای لایت (سبک)	۱۰۰ مایل در ساعت	۲۰ مایل در ساعت	٪۲۰
میکرولایت	۳۵ مایل در ساعت	۲۰ مایل در ساعت	٪۵۷/۱۴

فراموش نشود که با تمام تأثیری که باد روی حرکت هواپیما دارد، همیشه هر چقدر باد شدیدتر باشد، تاثیرش بیشتر خواهد بود.

آشفتگی بیدار

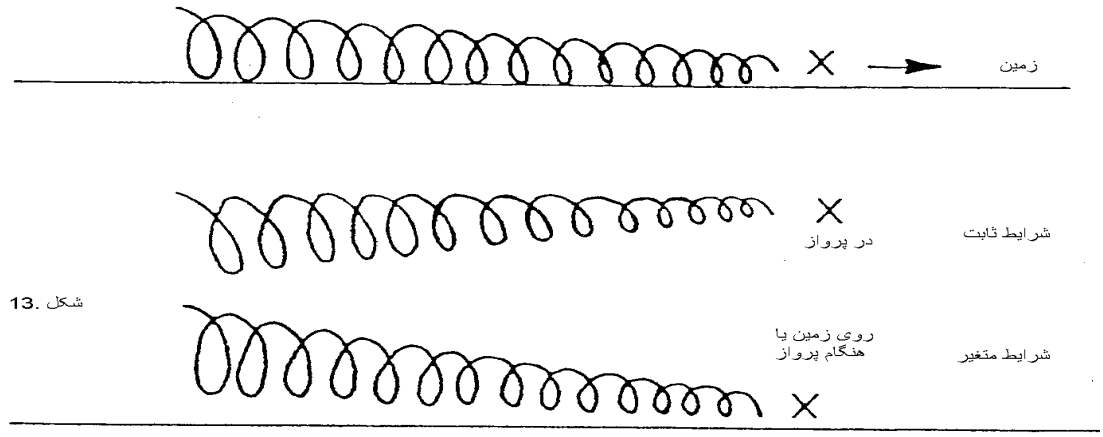
آخرین عاملی که از باد حاصل نشده اما از لحاظ جلوگیری به گونه ای به آن مربوط می‌شود، آشفتگی بیدار است. جریان هوای حاصل از چرخش ملخ، لبه بالها و دود خارج شده از موتور باعث می‌شود، جریان آشفته‌ای از هوا پشت سر هواپیما در حرکت باشد. این جریان آن قدر قدرت دارد که حتی می‌تواند در کنترل هواپیما اشکال به وجود بیاورد و هرگز نباید آن را بی‌اهمیت دانست . جریان هوای آشفته به حالت دوران حرکت کرده و در امتداد حرکت هواپیما وسیع و وسیع‌تر می‌شود. (شکل ۱۱)



شکل.11

شکل.12 : جریان هوای مغشوش در امتداد باد گسترش می یابد

گردباد حاصل از هواپیما معمولاً به طور تدریجی نزول می‌کند و معمولاً تا حدود ۲ الی ۳ مایل پشت هواپیما جریان دارد. این جریان در میکرولایت واقعاً شدید و قدرتمند است. شرایط جوی که بعدها در بخش هواشناسی مبنا توضیح داده خواهد شد، روی این جریان تاثیر می‌گذارد. (شکل ۱۳)



شکل 13.

هرگز بلافاصله پشت سر یک هواپیمای دیگر برخاستن یا نشستن نکنیدزیرا، این بهترین کار است. اما ،اگرچاره‌ای جزاین ندارید ، تمام سعی خود را بکنید که اولین تماس تان با زمین در ابتدای باند صورت بگیرد. بنابراین حداکثر فاصله ممکن بین شما و هواپیمای جلویی به وجود خواهد آمد و جریان هوای پشت هواپیما تا حد امکان در فضا پراکنده شده، تأثیر آن کاهش خواهد یافت.

همواره به خاطر بسپارید که جریان هوا نه تنها هنگام حرکت روی زمین، بلکه هنگام پرواز نیز پشت هواپیماها جریان دارد، بنابراین همیشه بهتر است تصوری ذهنی از خط سیر آن داشته باشید. بنابراین، با توجه به شرایط جوی، مسیری رو به بالا یا پایین به دنبال انتهای هواپیما در نظر بگیرید. هلی‌کوپتر همواره منشاء جریان هوای بسیار آشفته‌ای می‌باشد. آمار رسمی که برای حفظ فاصله زمانی و مکانی مناسب اعلام شده به شرح زیر می باشد:

برخاستن: بگذارید حداقل دو دقیقه از عبور هواپیمای جلویی سپری شود. اگر هواپیما در نقطه‌ای وسط باند قرار گرفته صبر کنید تا سه دقیقه از زمان حرکت آن تا بلند شدنش از زمین طی شود. در برخاستن هیچ اندازه خاصی برای فاصله مکانی بین دو هواپیما مشخص نشده است.

فرود: شیوه فرود به نوع هواپیمایی که بدنبال آن در حرکت هستید بستگی دارد.

نوع هواپیما	وزن به کیلوگرم	فاصله زمانی	فاصله مکانی
بزرگ	۱۶۰,۰۰۰	۴ دقیقه	۸ مایل دریایی
معمولی	۴۰,۰۰۰	۳ دقیقه	۶ مایل دریایی
کوچک	۱۷,۰۰۰	۲ دقیقه	۴ مایل دریایی

برای خود میکرولایت تاکنون آمار و ارقام خاصی تعیین نشده است، با وجود این با توجه به نوع و وزن میکرولایت می‌توانیم این طور استنباط کنیم که در میکرولایت این فواصل بایستی تا حدودی بیشتر از فواصل هواپیماهای بزرگ باشد.

هرگز فراموش نکنید که نیروی کشش، جریان هوای چرخنده عقب هواپیما را به وجود می‌آورد و وقتی سرعت حرکت هواپیما اندک است این جریان با زاویه حمله بزرگی نسبت ضریب باله را کاهش می‌دهد. به هر حال هدف ما در اینجا این است که به شما اخطار داده و بگوییم که در میکرولایت باید به هنگام دنبال کردن هواپیمایی دیگر بسیار زیاد مراقب بود.

در بخش هواشناسی مقدماتی یا مبنا که صفحات بعدی را به خود اختصاص داده است، اطلاعات و بینشی تازه نسبت به علل و پیامدهای چگونگی وضعیت هوا کسب خواهید کرد.

علم هواشناسی شاید چندان دقیق نباشد ولی بسیار جالب است و همچنین واجب است که یک خلبان درباره محیطی که در آن پرواز می‌کند از پیش اطلاعاتی داشته باشد.

هواشناسی مقدماتی

هواشناسی مقدماتی

هوایی که در آن پرواز می‌کنید دارای وزن، دما و رطوبت می‌باشد. تمام این ویژگی‌ها دائماً در حال تغییر و تحول هستند و همگی دست به دست هم داده هوا را تشکیل می‌دهند، هوا، همان چیزی است که همواره روی زمین موضوع بحث‌ها است.

فشار هوا

به وزن هوا از بالاترین کرانه جو تا سطح زمین فشار هوا می‌گویند. در علم پرواز متداول‌ترین واحد اندازه‌گیری فشار هوا میلی‌بار (mb) می‌باشد.

یکای دیگر نیز به همین منظور بکار گرفته می‌شود که احتمال دارد به گوشتان رسیده باشد، این یکاهکتو پاسکال (Hpa) است که رواج استفاده از آن روز به روز در جهان بیشتر شده و حتی در بعضی متون و کتب هواشناسی نیز استفاده می‌شود. با این حال از آن جا که یک هکتو پاسکال برابر است با یک میلی‌بار و معمولاً ارتفاع به مقیاس میلی‌بار اندازه‌گیری می‌شود ما نیز در اینجا از همان لفظ میلی‌بار استفاده خواهیم کرد. بنا به موافقت نامه سازمان بین‌المللی هوانوردی غیر نظامی (ICAO) ، استاندارد بین‌المللی اتمسفری (ISA) وجود دارد که میانگین فشار سطح دریا را ۱۰۱۳/۲۵ میلی‌بار تعیین کرده است.

با افزایش ارتفاع فشار هوا کم می‌شود.

در سطوح و نواحی کم ارتفاع‌تر اتمسفر به ازای هر ۳۰ فوت (۹ متر) صعود ، فشار به اندازه ۱ میلی‌بار کاهش می‌یابد. بعد از حدود بیست الی سی هزار فوت (۶ الی ۹ کیلومتر) ارتفاع، برای افزایش ۱ میلی‌بار فشار، هواپیما باید ۵۰ الی ۶۰ فوت صعود کند.

اندازه‌گیری ارتفاع

وسیله‌ای که برای اندازه‌گیری ارتفاع بکار بسته می‌شود بارومتر نام دارد که سه نوع دارد.

بارومتر جیوه‌ای: این نوع دقیق‌ترین و صحیح‌ترین مدل بارومتر می‌باشد، زیرا فاقد هرگونه اجزای مکانیکی است، البته به جز یک خط‌کش ورینه یا لغزان که در خواندن عدد فشار، فرد را یاری می‌کند.

این وسیله شامل یک ستون حاوی جیوه می‌باشد که مخزنی در انتهای آن قرار دارد و متناسب با فشار جو تنظیم شده است. در امتداد ستون درجه‌بندی درج شده که می‌توان اندازه‌ها را از روی آن خواند.

احتمالاً شنیده‌اید که مقیاس درجه‌بندی بارومتر اینچ است. دلیل این مسأله این است که قبلاً برای خواندن میزان دما طول جیوه موجود در آن استوانه را با مقیاس اینچ اندازه می‌گرفتند.

فشارسنج فلزی

از آن جا که در بارومترهای فلزی قطعات مکانیکی وجود دارد، به علت وقوع اصطکاک ،دقت و صحت اندازه‌هایی که به ما نشان می‌دهد چندان معتبر نمی‌باشد. ساختار مبنای آن به این شکل است که استوانه‌ای از نوع کنسرتینا در آن تعبیه شده که قبلاً هوای آن گرفته شده، فضای درونش خلاء و فشار آن ثابت می‌باشد. از آن جا که فشار درون استوانه ثابت است با افزایش یا کاهش فشار، هوای محیط استوانه منبسط یا منقبض می‌شود. حرکت اهرم باعث می‌شود که تغییرات استوانه به صورت بصری روی یک صفحه (بارومتر) نمودار شود و یا قلم جوهری که روی استوانه‌ای گردان متصل شده است. (باروگراف) تغییرات را روی یک نمودار منظور می‌کند. در هر دو مدل درجه‌بندی وجود دارد که می‌توان اندازه‌ها را از روی آن مشاهده کرد.

بارومتر فلزی دقیق

ایستگاه مدرن اخترشناسی (رصدشناسی) که قبلاً از بارومتر جیوه‌ای استفاده می‌کرد امروز از بارومتر فلزی دقیق بهره می‌گیرد.

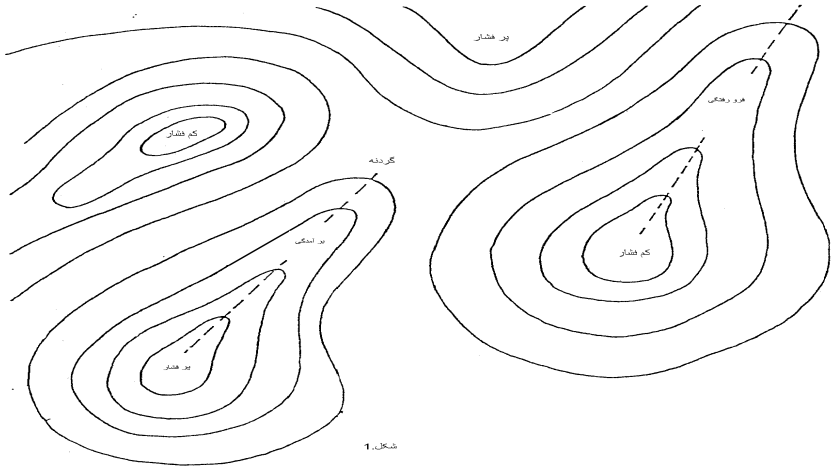
این وسیله آن قدر حساس و دقیق است که حتی با انتقال از کف اتاق به یک قفسه که احتمالاً از ۵ فوت بیشتر ارتفاع ندارد، عکس‌العمل نشان می‌دهد. گاهی این وسیله را سوپر بارومتری فلزی می‌نامند.

سیستم فشار

در سراسر جهان در تمام ایستگاههای مشاهداتی موجود روی زمین و درون دریا، فشار هوا مرتباً در زمانهای مختلف روز و شب اندازه‌گیری می‌شود. از آن جا که با افزایش ارتفاع فشار هوا کاهش می‌یابد، ارقامی که هر ایستگاه اعلام می‌کند با توجه به ارتفاع آن اماکن از **سطح دریا (MSL)** سنجیده شده و اندازه‌های متناسب و صحیح به آنها ارائه می‌شود.

با در دست داشتن تمامی اطلاعات و آمار این مراکز می‌توان الگوی فشاری را روی نمودار به تصویر کشید. این نمودار در بردارنده خطوطی است که در نقاط هم فشار MSL همدیگر را قطع می‌کنند یا به هم نزدیک می‌شوند؛ این خطوط **ایزوبار** نام گرفته‌اند و شبیه خطوط تراز روی نقشه می‌باشند.

شکل زیر ترسیمی از این نمودار است. (شکل ۱)



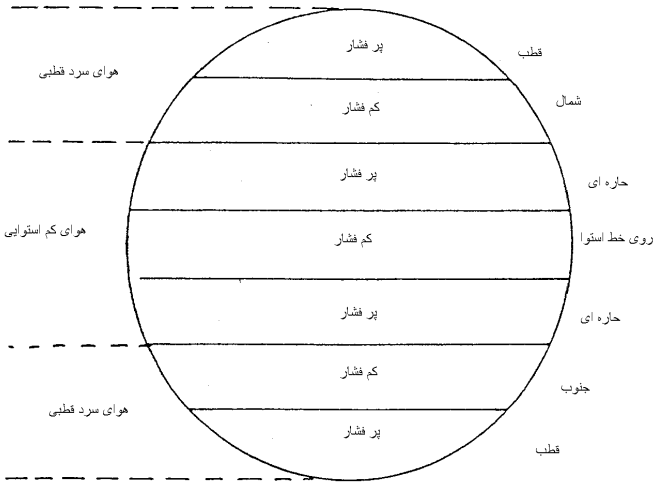
شکل .1

توضیح نمودار: پرفشار: مناطق پرفشار یا واچرخه. کم فشار: نواحی کم فشار یا فروبار. برآمدگی: لبه یا زبانه مناطق پرفشار که از واچرخه تجاوز کرده است. فرورفتگی: مانند برآمدگی است اما از فروبار تجاوز کرده است. گردنه: منطقه خنثی بین دو سیستم مخالف است.

فشار هوا یکی از مهمترین و موثرترین ویژگیهای جوی است، از این رو ضروری است که خلبانان برای آگاهی از وضع هوا و برای پیش‌بینی آن همواره چنین نموداری در دسترس داشته باشند.

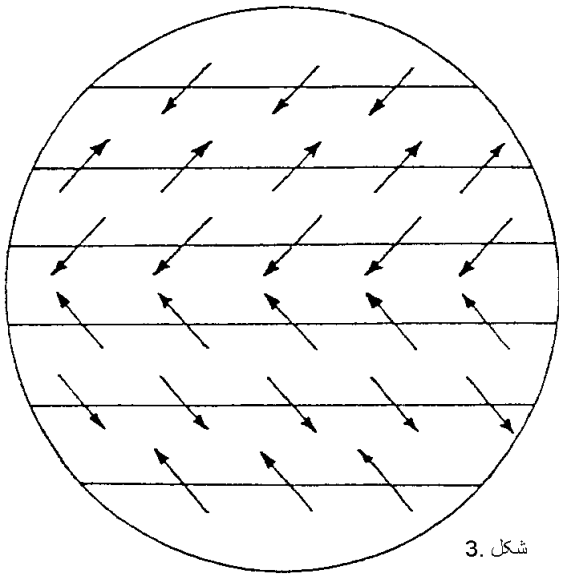
باد

در مبحث هواشناسی ابتدایی خواندیم که باد چیزی نیست مگر انتقال هوا از محیط پرفشار به محیطی با فشار کمتراست . مناطق پرفشار و کم فشار به صورت کمربندهایی تقریبی دوره کره زمین وجود دارند. (شکل ۲)



شکل .2

چرخش زمین باعث می‌شود که جریان هوا منحرف شده و باعث شود آن گونه که ممکن است به نظر شما برسدبه طور مستقیم از پرفشار به کم فشار حرکت نکند. (شکل ۳)



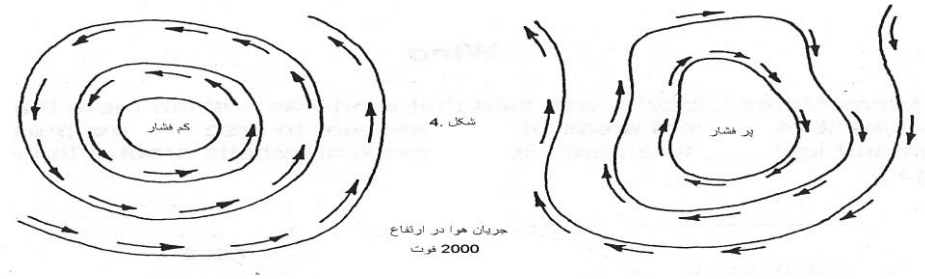
شکل 3.

تاثیر چرخش زمین و همچنین تاثیر تمایل جریان هوا به انتقال از ناحیه پرفشار به کم فشار، باعث تولید نیروی زمین گرد* می‌شود که در ارتفاع ۲۰۰۰ فوت یا بیشتر سبب می‌شود جریان هوا به ترتیب زیر دور ایزوبارها حرکت کند:

در جهت حرکت عقربه‌های ساعت – حول منطقه پرفشار (گردبادهوایی)

خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت – حول منطقه کم فشار (تورفتگی)

این جریان باد زمین گرد نام گرفته و در شکل ۴ به تصویر کشیده شده است.

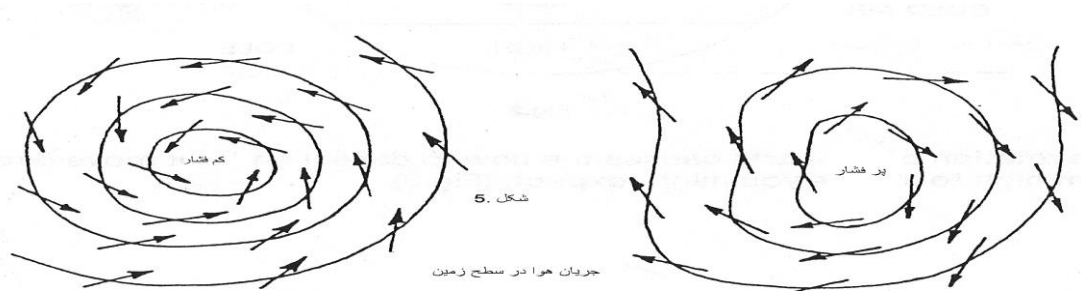


شکل 4.

تذکر: این جهت ها در نیم کره جنوبی عکس حالت مذکور می‌باشند. یعنی حول منطقه پرفشار خلاف جهت عقربه‌های ساعت و حول منطقه کم فشار در جهت حرکت عقربه‌های ساعت می‌باشند.

اصطکاک در سطح زمین، باعث کاهش تأثیر زمین گرد می‌شود، این روند به قدری است که جریان هوا با زاویه ۳۰ درجه نسبت به ایزوبارها وارد ناحیه کم فشار شده و از ناحیه پرفشار خارج می‌شود.

اصطکاک در سطح دریا کمتر است، این زاویه فقط ۱۰ درجه می‌باشد. (شکل ۵)



شکل 5.
جریان هوا در سطح زمین

تغییر جهت باد بدین صورت است که وقتی جریان در جهت عقربه‌های ساعت است جهت باد دگرگون می‌شود و اگر جریان در خلاف جهت عقربه‌های ساعت باشد دگرگون می شود. به طور مثال اگر جهت وزش باد از جنوب غربی به غرب تغییر کند، یعنی ،به سمت غرب دگرگون شده است.

در اینجا به خاطر افرادی که تشنه اطلاعات تازه‌اند، نگاهی دقیق‌تر می‌اندازیم به این که چرا جریان هوا از مناطق پرفشار به کم فشار حرکت می کند و چرا جهت آن منحرف می‌شود.

نیرویی که باعث این حرکت می‌شود گرادیان نیرو نام دارد. (آن را با گرادیان باد اشتباه نکنید.) و هنگامی که ایزوبارها در فاصله کمی از هم قرار دارند شیب این گرادیان بیشتر است، در مقابل هر چه فاصله بین ایزوبارها بیشتر باشد این شیب کمتر است. گرادیان هر طور که باشد تنها عامل کنترل کننده جریان هوا نیست، زیرا اگر چنین بود، جریان هوا دائماً و به سرعت در حال انتقال از محیط پرفشار به کم فشار می‌بود – و فقط هنگامی به سکون و تعادل می‌رسید که فشار همه هوا یکسان شده باشد.

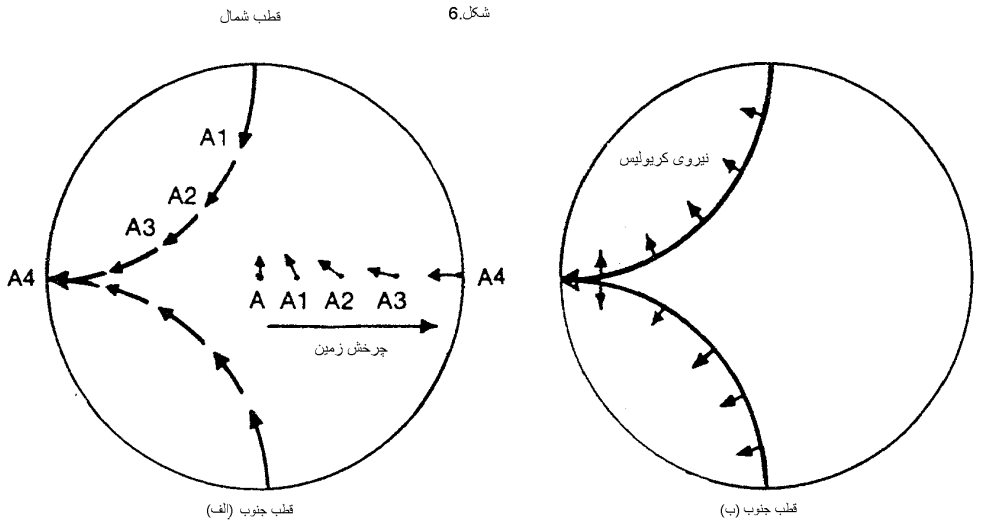
اما مشاهده ها نتایج متفاوتی به دست ما داده‌اند. سرعت باد به طور ناگهانی تغییر نمی‌کند بلکه ساعتها و گاهی روزهاوقت می‌برد. عملاً می‌توان گفت که در یک بازه زمانی خاص سرعت باد ثابت می‌باشد.

در هواپیما هم همین طور است، هواپیمایی که با سرعتی ثابت در حرکت است، نیروی کشش و رانش همدیگر را به تعادل می‌رسانند، از این رو در جریان باد نیز باید نیرویی وجود داشته باشد که نیروی گرادیان را به تعادل برساند.

این نیروی متعادل‌گر، تأثیر کریولیس نام دارد و از گردش زمین سرچشمه می‌گیرد، تشریح چگونگی آن ساده نیست اما ما تمام سعی خود را می‌کنیم.

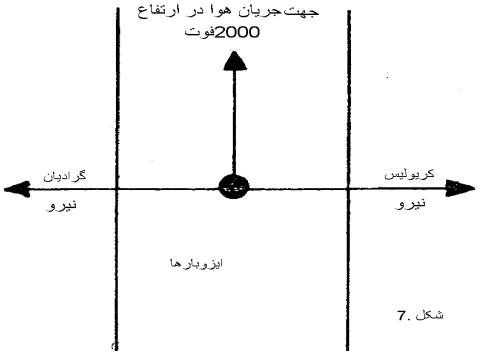
شی متحرکی را در ذهن خود مجسم کنید که از قطب شمال به سمت استوا وبه سمت پایین در حرکت است، (البته با زمین تماسی ندارد.) سپس، تصور کنید که آن را از نقطه A روی استوا مشاهده می‌کنید.

همین طور که شی به سمت پایین حرکت می‌کند، فرد مشاهده کننده به خاطر گردش زمین به نقطه‌ای A1 تغییر مکان می‌دهد. از نقطه A1 این طور به نظر می‌رسد که آن جسم پایین‌تر آمده و در جهت حرکت عقربه‌های ساعت به سمت چپ حرکت کرده است. شی را از نقاط مختلف A4, A3, A2 تجسم کنید و دقت کنید که جهت حرکت شی از چشم فرد مشاهده‌گر چگونه می‌باشد. (شکل ۶)



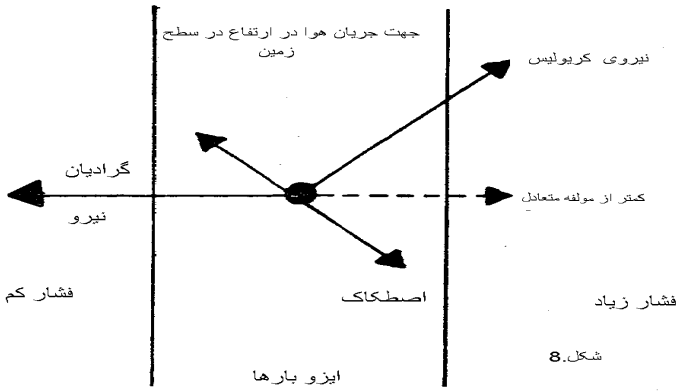
در حالت (الف) می‌توانید مسیر شی را مشاهده کنید. توجه کنید که اگر شی از قطب جنوب حرکت کرده بود، جهت این مسیر خلاف حرکت عقربه‌های ساعت می‌شود.

در حالت (ب) شاهد نیرویی هستید که نسبت به مسیر حرکتی شی به صورت عمودی یا با زوایای راست عمل می‌کند تا آن را حول منحنی بچرخاند. این نیرو همان نیروی کریولیس است که درباره شی بحث کردیم، همان طور که شاهدهستید این نیرو در استوا صفر یا خنثی است. حال به جای شی، کیسه‌ای از هوا را در نظر بگیرید که در تحرک است. از آن جا که نیروهای گرادیان و کریولیس باید با هم به تعادل برسند و نیروی کریولیس نسبت به جهت حرکت جسم زوایای راست دارد، می‌توانید درک کنید که چرا باد در امتداد ایزوبارها می‌وزد نه به طور متقاطع با آنها. (شکل ۷)



شکل .7

در وضعیت بالا چنین پیش فرض شده که جریان هوا با زمین در تماس نیست. اگر چنین بود، در اثر چنین تماسی جریان هوا متمایل به سبقت درون گردش می‌شد، از این رو نیروی کریولیس با گرادیان به تعادل نمی‌رسید. (شکل ۸)



شکل.8

از آن جا که نیروی کریولیس همیشه نسبت به مسیر حرکتی اشیاء زوایای راست دارد، مشاهده می‌کنید که تغییر نیروی کریولیس باعث می‌شود جهت وزش باد در سطح زمین تغییر کند. در اینجا اصطکاک روی نیروی متعادل‌گر لازم برای حفظ سرعت ثابت باد موثر می‌باشد.

روی نقشه‌های کشوری خطوط نزدیک به هم، نمایانگر برآمدگی‌ها یا فرورفتگی‌های پرشیب زمین می‌باشند. ایزوبارهای روی نمودار هم به همین منوال هستند، به خاطر بسپارید که هر چه این خطوط فشرده‌تر باشند، افت یا صعود فشار در آن منطقه شدیدتر بوده و در نتیجه جریان باد نیز قوی‌تر است.

روش تقریبی برای یافتن مرکز موقعیت کم فشار این است که پشت به باد بایستید، مرکز این منطقه در سمت چپ شما واقع است. این روش در جاهای دیگر هم می‌تواند خیلی مفید و کارساز باشد. شما در حال پروازید و باد شدیدی از جانب چپ در حال وزش است.

واضح است که اگر در حال حرکت به سمت مرکز ناحیه کم فشار یعنی در حال ارتفاع‌گیری باشید، ارتفاع‌سنج به تدریج اعداد بزرگتری نشان می‌دهد. اگر سردرگم شده‌اید و نمی‌دانید که چه اتفاقی دارد رخ می‌دهد، احتمال دارد سرعت‌سنج خود را دستکاری کرده و کارکرد آن را متوقف کنید، در مواقعی که به علت شرایط جوی و غیره، دیدن زمین و تخمین ارتفاع میسر نیست این مساله می‌تواند خطرساز شده وچراکه نمی دانید در حال نزول هستید یا صعود.

به غیر از بادهایی که توسط سیستم‌های فشار با وسعت زیاد به وجود می‌آیند، بادهای موضعی‌تری هم هستند که در آن واحد، عکس جهت باد غالب می‌باشند.

تاثیر نسیم دریا: هوای بالای زمین سریع‌تر از هوای بالای دریا گرم می‌شود. هوای گرم‌تر بالا می‌رود و هوای خنک‌تر از جانب دریا وزیده و جای آن را می‌گیرد. این روند چندان به خشکی تجاوز نمی‌کند و اغلب محدود به نواحی نزدیک دریاست. اما موارد استثنا نیز وجود دارد.

بادهای گرمازا: این نمونه نیز شبیه نسیم دریا عمل می‌کند با این تفاوت که مکانش فرق نمی‌کند یعنی همه جا می‌تواند بوزد. حرارت ناموزون باعث صعود هوای گرم‌تر شده و هوای خنک‌تر هجوم می‌آورد که جای آن را پر کند. معمولاً در روزهای ملایم تابستان بادنما یک مرتبه واکنش نشان می‌دهد که این به خاطر بادهای گرمازا می‌باشد، بلافاصله بعد از وزش این باد دو باره تعادل به وجود می آید و جریان هوا ملایم می‌شود.

باد فروسوی: هوای سرد قلل کوهها که متراکم‌تر می‌باشد به سمت دره‌ها سرازیر می‌شود. این پدیده بیشتر شب هنگام روی می‌دهد.

باد فرازسوی: هوای دره‌ها سریع‌تر از هوای قلل کوهها گرم می‌شود. این هوا که کم تراکم‌تر از هوای اطراف می‌باشد از دره‌ها و پستی و بلندی‌ها بالا می‌رود. بعضی باد فرازسوی را نسیم دره می‌نامند.

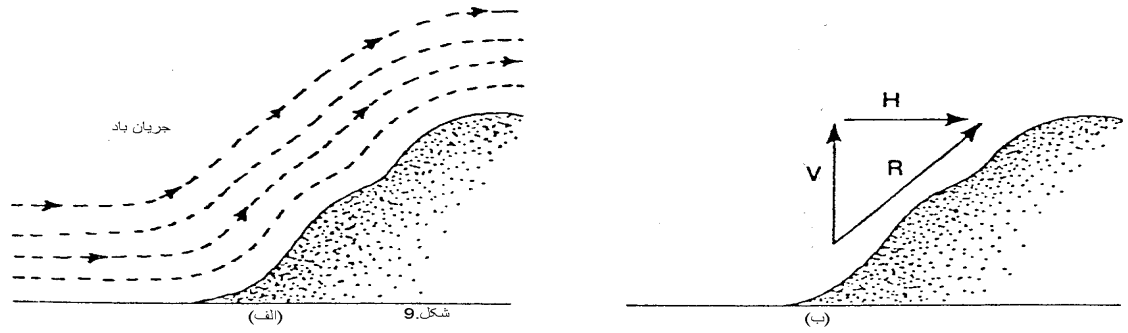
بالارفتن از تپه (هل لیفت)

اکنون باد را بیشتر دشمن پنداشتیم تا دوست. با این حال شما اکنون با تجربه‌تر شده‌اید و می‌دانید که چطور می‌توان گاهی از وزش باد به نفع فرد استفاده کنید.

نظر هر خلبان گلایدر یا هنگ گلایدر را که در مورد بالارفتن از تپه بپرسید مشاهده خواهید کرد که همگی اتفاق نظر داشته و خواهان آن هستند؛ زیرا، هیل لیفت راهی اساسی است برای آنها تا بتوانند تقریباً تا هر وقت که می‌خواهند در پرواز باشند.

خیلی از میکرولایت‌ها شبیه گلایدر و هنگ گلایدرها هستند، از این جهت که علیرغم وزن موتور قادر هستند وقتی موتور خاموش است با زاویه نزول نسبتاً مطلوبی گلایدروار پایین بیایند.

بالارفتن از تپه (هیل لیفت)عاملی است که به سبب حرکت باد به سمت بالای یک شیب به وجود می‌آید. (شکل ۹)



شکل 9

در شکل (الف) همه چیز واضح است، باد در حال حرکت به سمت بالای تپه می‌باشد.

در شکل (ب) شاهد تلاش و تفکیک نیروهای موجود و موثر می‌باشید.

R – برآیند حاصل از تپه است.

H – مولفه افقی آن برآیند است.

V – مولفه عمودی آن برآیند است که تا آنجا که ما اطلاع داریم مهمترین عامل نیز می‌باشد.

به عنوان مثال بادی که با سرعت حدود ۳۰ فوت در ثانیه (۲۰ مایل در ساعت) در حال بالا روی از شیبی به زاویه ۴۵ درجه می‌باشد، می‌تواند مولفه افقی با سرعت ۲۰ فوت در ثانیه تولید کند.

پایین آمدن از یک شیب با سرعت ۳۰ فوت در ثانیه، در حالی که جریان باد با سرعت ۲۰ فوت در ثانیه در جهت مخالف در وزش است، باعث می‌شود هواپیمای شما نسبت به زمین صعود کرده و تا زمانی که در هوا است با سرعت ۱۰ فوت در

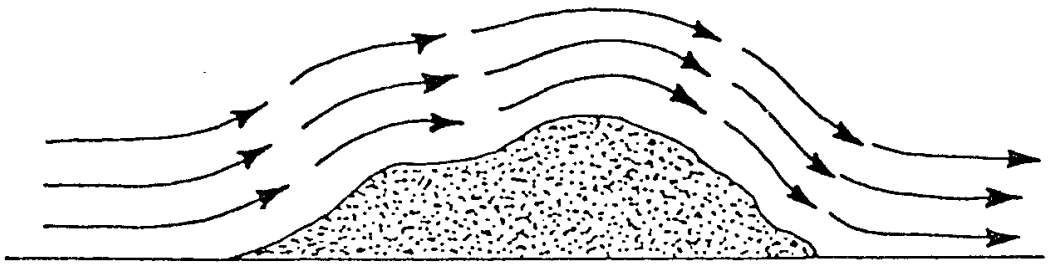
ثانیه به حرکت خود ادامه دهد. معمولاً بهترین مکان برای هیل لیفت در فاصله ۱/۳ از قله تپه نسبت به سطح زمین می‌باشد.

مسلماً هیل لیفت برای پرواز میکرولایت می‌تواند بسیار کارساز و کمک کننده باشد. بدین صورت می‌توان حجم قابل توجهی هوا وارد موتور کرده و بدون این که سوخت زیادی مصرف شود مدت نسبتاً طولانی تری از پرواز خود لذت برد.

مواردی پیش آمده که خلبانان در موتور با مشکل روبرو شده‌اند و توانسته‌اند با کمک از هیل لیفت پرواز موفقیت‌آمیزی را داشته باشند. یعنی توانسته‌اند زمان پایین امدن خود را طولانی‌تر کرده و مکان مناسبی برای فرود بیابند، حتی در مواردی توانسته‌اند به کمک هیل لیفت به مقصد خود هم که در نزدیکی کوهپایه بوده برسند.

هر چه بالا می‌رود باید پایین هم بیاید، یعنی آن سمت تپه. جریان هوای پیش رونده به محض برخورد با یک مانع به سمت عقب برمی‌گردد. در اینجا مولفه افقی برعکس عمل می‌کند، یعنی نه تنها باعث افزایش ارتفاع نمی‌شود بلکه از ارتفاع می‌کاهد – شما بایستی از وضعیت خود نسبت به تپه آگاه باشید. اگر در جهت باد در پرواز باشید و حتی سرعت مطلوبی هم داشته باشید، پس از اندکی شاهد کاهش سرعت بوده و پایین خواهید آمد.

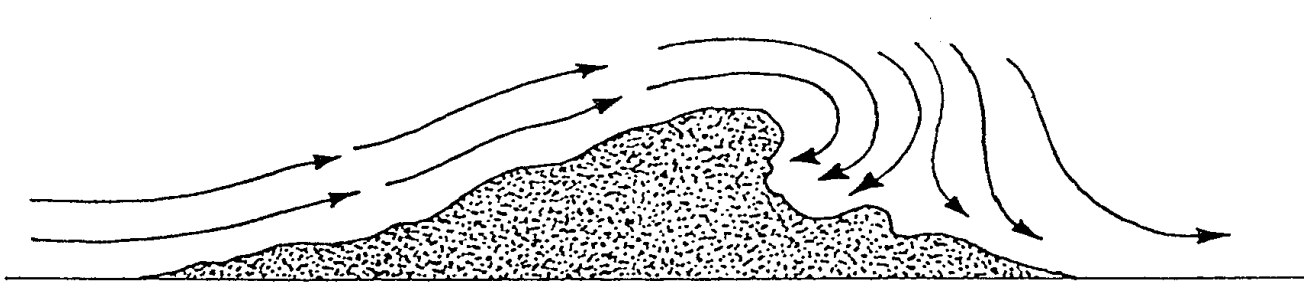
به طور طبیعی خلبان از روی غریزه سعی خواهد کرد که دو باره صعود کند که این کار در نهایت به افت سرعت می‌انجامد، احتمال دارد جریان رو به پایین هوا آن قدر قوی باشد که نیروی موتور شما نتواند در برابر آن مقاومت کند. در چنین موقعیتی فقط یک کار از دست شما ساخته است، خلاف آنچه غریزه می‌گوید عمل کنید، یعنی به سرعت خود بیافزایید و همین طور به حالت سرازیر به حرکت خود ادامه دهید تا به حالت عادی برسید. (شکل ۱۰)



شکل .10

تأثیر پروانه‌ای

اگر قسمتی از تپه که در جهت باد است دارای قسمتی شبیه پرتگاه باشد وضعیت بدتر خواهد بود. بستر رودخانه را به یاد بیاورید که هر جا سنگ و ناهمواری بود امواج خروشان‌تر بودند. در اینجا نیز جریان ملایم هوا متلاطم شده و تاثیر پروانه‌ای به وجود می‌آید، که پیامد آن ،هواپیما به سمت پایین می آید و اگر هوا نامساعد باشد حتی کنترلش از دست خلبان خارج خواهد شد. (شکل ۱۱)

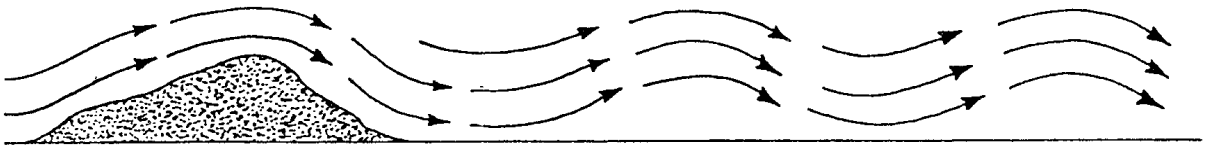


شکل.11

تأثیر موجی

باز هم رودخانه را به خاطر بیاورید. امواج و آب لرزه‌های حاصل از موانع باعث می‌شوند که جریان آب رو به پایین حرکت فراوانی کرده و یک مرتبه از موانع فاصله زیادی بگیرد.

جریان هوا نیز همین طور است. در شرایط جوی خاص، وجود تپه‌ها باعث می‌شوند که هوای بالای زمین با عبور از ورای تپه تا فواصل نسبتاً زیادی بعد از تپه، حرکتی موج مانند داشته باشند. (شکل ۱۲)



شکل .12

این امواج، امواج ایستا نام دارد که احتمال دارد ارتفاع زیادی بگیرند، خلبانان گلایدر می‌توانند از این امواج به منظور پرواز طولانی‌تر بهره بگیرند. در هر کدام از این اموج‌ها، قسمتی که در جهت باد باعث ارتفاع‌گیری شده و قسمت رو به پایین سبب کاهش ارتفاع می‌شود.

یک خلبان تازه کار وکم تجربه با مشاهده تغییرات خود به خود متناوب و شدید سرعت صعود و نزول خود، متحیر می‌شود، به خصوص اگر سرعت عملکرد موتور ثابت باشد و تپه‌ای هم در نزدیکی وجود نداشته باشد. اگر نقشه نشان بدهد که درآن فاصله تپه ای در جهت باد وجود دارد، حتماً قبل از رسیدن به آنها باید بدانید که اطراف تپه‌ها امواج متغیر هوا در جریان هستند و باید قبل از نزدیکی بیشتر حرکت خود را (که در جهت باد باشد یا خلاف آن) با این پیش فرض ها تنظیم کنید.

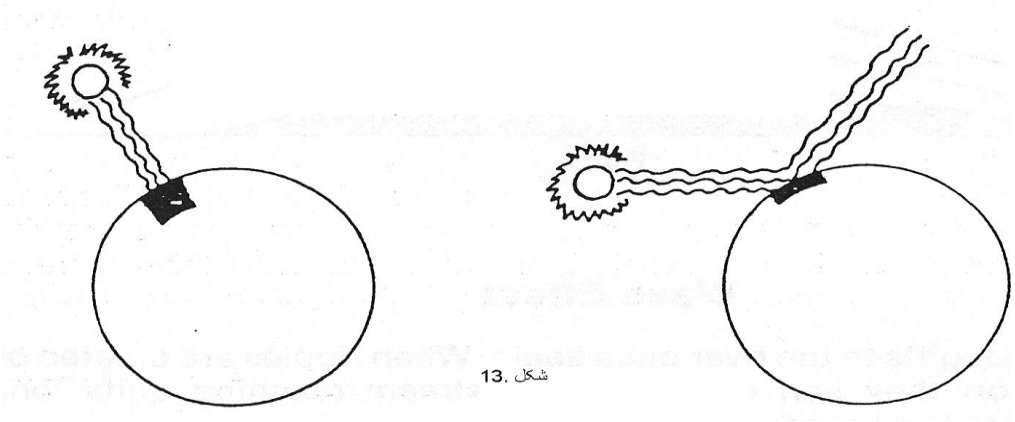
اگر این امواج در فاصله نزدیک‌تری به تپه‌ها بر روی پرواز تأثیر بگذارند، خلبان باید فقط در امتداد باد پرواز کند تا از احتمال بروز مشکلاتی در پروانه که معمولاً در مجاورت جریان اطراف تپه رخ می‌دهد، پیشگیری کرده باشد.

دما

برخلاف تصور همگانی جو مستقیماً توسط خورشید گرم نمی‌شود. بلکه ابتدا خورشید زمین را گرم می‌کند و زمین مانند رادیاتور عمل کرده باعث گرم‌تر شدن جو می‌شود.

این واقعیت با در نظر داشتن این پدیده آشکارتر می‌شود که با افزایش ارتفاع، دمای هوا کاهش می‌یابد، به بیان دیگر هر چه از رادیاتور دورتر شویم گرما را کمتر احساس خواهیم کرد.

فصول سال بر میزان گرمای رادیاتور تاثیر گذارند. در فصل تابستان – در جزایر بریتانیا – خورشید در بالاترین ارتفاع ممکن قرار دارد و روزها طویل‌ترند و در زمستان خورشید به حالت زاویه‌دار می‌تابد و روزها کوتاه‌تر می‌شوند.به طور طبیعی هر چقدر آفتاب در طول روز مدت طولانی‌تری بتابد، "رادیاتور" گرم‌تر می‌شود. (شکل ۱۳)



شکل 13.

ابرها همانند عایق عمل می‌کنند، یعنی می‌توانند میزان گرمای جذب شده یا تابیده شده را کاهش دهند، البته در شب. امروز دمای هوا با واحد سلسیوس (که سانتیگراد هم نام دارد) بیان می‌شود و با عنوان درجه (^oC) نشان داده می‌شود؛ مقیاس فارنهایت امروزه عملاً بکارنمی رودو دیگر کاربردی ندارد.

دمای گزارش ISA در سطح دریا (MSL) ۱۵^oC می‌باشد.

میزان کاهش نیواری

میزان کاهش نیواری یا LR نامی است برای بیان میزان کاهش دما با افزایش ارتفاع. این مقدار همواره به نسبت طبیعت هوای موجود در حال تغییر و تحول می‌باشد. در پیش‌بینی وضع هوا این نکته بسیار مهم است که هواپیماها یا بالن‌های مجهز به رادیو هر روز چند بار از میزان دمای هوا مطلع شوند.

وارونگی

وضعیتی است که با افزایش ارتفاع دمای هوا افزایش می‌یابد. این مسأله معمولاً به خاطر هوای گرم و کم تراکم است که بالای هوای خنک‌تر قرار می‌گیرد. این توده احتمال دارد در غروب هنگام سرد شدن سریع زمین، به زمین نزدیک‌تر شود و هوای مجاور زمین از توده هوای بالایی سردتر باشد. وارونگی هوا عمدتاً با افزایش مه و غبار هوا همراه است و قابلیت دید را کاهش می‌دهد.

این پدیده معمولاً با پدیده گردبادهوایی – بادهای چرخنده – توام می‌باشد.

کاهش نیواری بی‌دررو (بدون کم و زیادی حرارت)

وقتی توده‌ای از هوا مجبور به بالا رفتن یا پایین آمدن می‌شود، به طور یقین با افزایش یا کاهش فشار نیز مواجه خواهد شد. حال بهتر است پیش از توضیح بیشتر مقایسه های زیر را در نظر بگیرید.

هنگام استفاده از تلمبه دوچرخه مشاهده می‌کنید که بدون وجود هیچ منبع گرمایی در اطراف ،تلمبه گرم و گرم‌تر می‌شود. حتی بدون جستجو در قلمرو علم فیزیک مشاهده می‌کنید که با افزایش فشار هوای داخل تلمبه، دمای آن نیز افزایش می‌یابد.

با کاهش فشار، عکس این رویه اتفاق می‌افتد. یعنی حتی اگر کاهش دما در محیط خارجی رخ ندهد، دمای هوا خود به خود کمتر می‌شود. عملکرد یخچال هم بنا به همین اصل استوار است، یعنی هوایی که بیرون داده شده، فشار آن کم می‌شود ودر نتیجه سرما حاصل می‌شود. حال با بیان مطالب مذکور می‌توانیم به باقی بحث بپردازیم.

بنابراین وقتی بخشی از هوا مجبور به بالا رفتن در اتمسفر می‌شود، باید از ورای تپه‌ها عبور کند و همان طور که قبلاً گفتیم دمای هوا بر فراز تپه‌ها متغیراست و یک دست نمی‌باشد، از این رو فشارها و به دنبال آن دما کاهش می‌یابد. این روند کاهش دما که تنها عاملش کاهش فشار است کاهش **نیواری بی‌دررو** نام دارد. سرعت این روند کاهش در هوای مرطوب یا خشک مقدار ثابتی می‌باشد.

منظور ما از تفاوت هوای خشک و مرطوب به شرح زیر می‌باشد:

هوای خشک حاوی رطوبت می‌باشد اما این رطوبت به نقطه‌ای نرسیده که بخار شده و تبدیل به ابر می‌شود.

هوای مرطوب آن است که رطوبتش بخار شده و تبدیل به ابر شده باشد.

اکنون که به تفاوت هوای خشک و مرطوب پی بردیم می‌توانیم برای هر دو روند کاهش نیواری اعداد و ارقامی ارائه دهیم.

کاهش نیواری بی‌درروی هوا در هوای خشک (DALR) به میزان ثابت ۳ درجه در هر ۱۰۰۰ فوت می‌باشد.

کاهش نیواری بی‌درروی هوا در هوای مرطوب (SALR) به میزان ثابت ۱/۵ درجه در هر ۱۰۰۰ الی ۶۰۰۰ فوت می‌باشد، که در این فاصله مدام در حال افزایش است و بالاخره در ارتفاع حدود ۳۰,۰۰۰ فوت مانند DALR خواهد شد.

شاید این سئوال برایتان پیش بیاید که چرا چنین تفاوتی وجود دارد؟ بهترین قیاس برای این رویه این است که از شما بخواهیم وضعیتی را تجسم کنید که موهایتان را شسته و با سشوار خشک می‌کنید، یا احساس خود را به یاد بیاورید زمانی که یک روز گرم تابستان از دریا بیرون آمده، روی ساحل دراز می‌کشید تا خشک شوید.

در هر دو مورد قبل از این که کاملاً خشک شوید احساس خنکی خواهید کرد. علت این امر آن است که در عمل تبخیری – که در حال وقوع است – گرما مصرف شده و خنکی به وجود می‌آید. برای شرح تفاوت موجود در دو وضعیت کاهش نیواری دما، باید نگاهی به جنبه مخالف عمل تبخیر، یعنی میعان داشته باشیم.

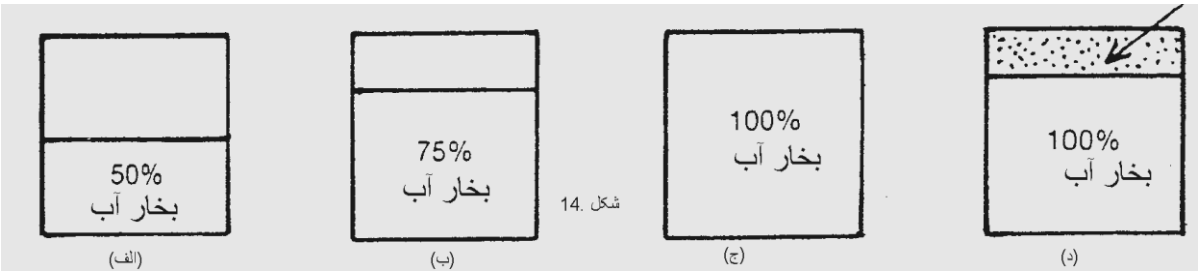
با وقوع عمل میعان گرما از دست می‌رود، این گرما، گرمای نهان نام دارد. این گرما برای کاهش سرعت خنک شدن هوا به نیمی از مقدار قبلی کافیست. بدین ترتیب تا ارتفاع حدود ۶۰۰۰ فوت، این دما در هوای مرطوب ۱/۵ درجه و در هوای خشک ۳ درجه می‌باشد. شناخت گونه‌های مختلف کاهش نیواری دما در فهم و درک شکل‌گیری ابرها موثر می‌باشد.

درضمن قبل از ادامه بحث به یاد داشته باشید که در توده هوای نزول‌گر (در حال پایین رفتن) نیز تغییرات مشابهی رخ می‌دهد که آن را افزایش دمای عایق گرمایی‌یابی دررو می‌نامیم.

رطوبت نسبی

هنگام تشریح موضوع کاهش نیواری دما به این مساله نیز اشاره‌ای داشتیم. رطوبت نسبی، میزان بخار آب موجود در یک توده هوای مشخص می‌باشد که به صورت درصدی از میزان کلی بخار آب که می‌تواند در هوا وجود داشته باشد، بیان می‌گردد.

دمای هوا بر میزان بخار آبی که می‌تواند در هوا موجود باشد، تاثیر عمده‌ای دارد. (شکل ۱۴)



شکل 14.

توده‌ای از هوا را در نظر بگیرید که دمای خاص داشته و قادر است ۵۰ درصد بخار آب در خود جای دهد. بنابراین می‌گوییم که رطوبت نسبی این بخش از هوا ۵۰ درصد می‌باشد. (شکل الف ۱۴)

باکاهش دماقابلیت هوابرای گنجایش بخار آب کاهش می یابد.از این رو همان مقدارمحتوای بخار به نسبت میزان بیشینه ای که هوا می تواندر خود جای دهد،افزایش می یابد.(شکل ب ۱۴)

با سردتر شدن بخارآب کم کم دما به جایی می رسدکه هوا به سختی می تواند بخاری درخودجای دهد .درچنین وضعیتی می گوییم رطوبت نسبی هوا ۱۰۰ درصداست.(شکل ج ۱۴)

دمایی که در آن هوا به رطوبت کامل می‌رسد **دمای نقطه شبنم** نامیده می‌شود.

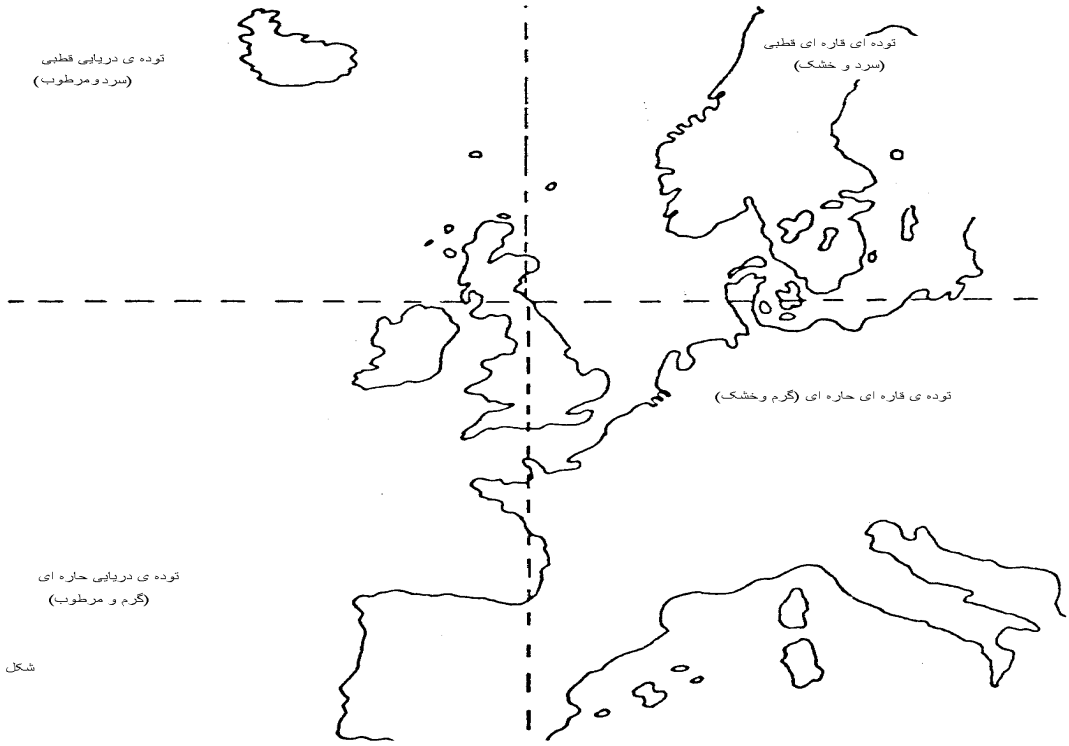
اگر هوا از این حد هم سردتر شود، آن قدر بخار آب زیاد خواهد شد که هوا گنجایش آن را نخواهد داشت. در این هنگام عمل **میعان** رخ می‌دهد و بخار آب نامریی اضافی به مولکول‌های قابل رویت آب تبدیل می‌شود که همان ابر را تشکیل می‌دهند. اگر این توده هوا نزدیک زمین باشد به شکل مد یا شبنم نمایان خواهد شد. (شکل د ۱۴)

جهت وقوع عمل میعان حتماً باید در هوا مولکول‌هایی هر چند کم از یک ماده بلور وجود داشته باشد. (مثلاً گرد و غبار) این مواد ریز، **کانون‌های میعان** نام دارند.

توده‌های هوا

توده هوا، بخشی از هوا می‌باشد. این ویژگی‌های توده است که حائز اهمیت می‌باشد و می‌توان از روی مناطق خاصی در زمین، که زیر توده‌های خاص هوا قرار گرفته‌اند این ویژگی‌ها را جستجو کرده و به آنها دست یافت. چنین مناطقی، **مناطق سرچشمه** نام دارد و معمولاً با مرکز یک گردبادهوایی ،آهسته درارتباط می‌باشند، که در آن شرایط و موقعیت ثابت، باعث راکد بودن جریان هوا شده و ویژگیهای منطقه سرچشمه به راحتی جذب می‌شود. از آن جایی که کمربندهای اصلی گردبادهوایی در مناطق قطبی و حاره‌ای جهان موجودند، عجیب نیست که دو گونه توده هوای اصلی وجود دارد، قطبی و حاره‌ای. البته تفاوت‌هایی بین این دو وجود دارد.

وقوع کاهش هوا بر بالای خشکی، باعث خشک شدن هوا می شود،اگرچه بر فراز دریا این پدیده به علت تبخیر باعث رطوبت هوا می‌شود. در نتیجه این پدیده دو گونه دیگر توده هوا خواهیم داشت، توده خشک که قاره‌ای هم نامیده می‌شود و توده مرطوب که نام دیگر آن دریایی است. (شکل ۱۵)



شکل .15

حال چهار گونه توده هوای اصلی داریم:

توده دریایی قطبی – سر د و مرطوب

توده قاره‌ای قطبی – سر د و خشک

توده دریایی حاره‌ای – گرم و مرطوب

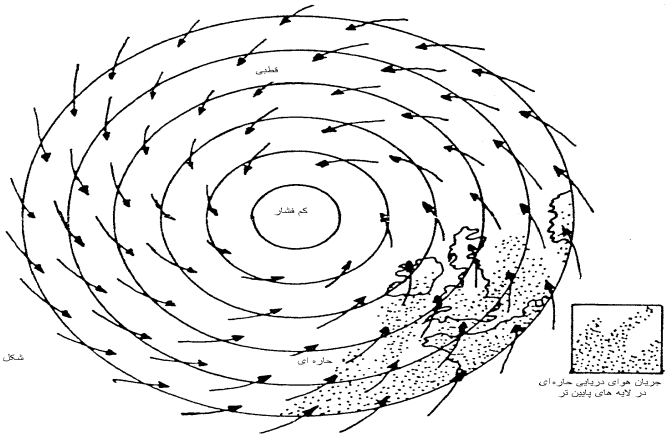
توده قاره‌ای حاره‌ای – گرم و خشک

همان طور که مشاهده می‌کنید جزایر بریتانیا در موقعیتی، درست وسط چهار توده قرار دارد، از این رو به طور مرتب تحت تاثیر چهار توده مختلف هوا قرار دارد. بدین سبب هوای بریتانیا همواره موضوع مناسبی برای مطالعات هواشناسی بوده است. بی‌تردید موقعیت جغرافیایی بریتانیا باعث شده این ضرب‌المثل قدیمی در مورد این کشور سر زبان‌ها بیافتد: "آب و هوای بریتانیا واقعاً عالی است! در واقع هوای آنجا خیلی بد ... یعنی وحشتناک است!"

وقتی یک سیستم فشار (کم فشار یا پر فشار) بر دیگری چیره می‌شود، توده هوا حرکت کرده و جریان هوا به وجود می‌آید.

در مسیر جریان هوا، ویژگیهای آن بنا به شرایط موجود مدام در حال تغییر و تحول خواهد بود. این روند **دگرگونی** نام دارد.به طور طبیعی وسعت دگرگونی نه تنها بستگی به سطح زمینی که هوا بر فراز آن در جریان است، بلکه به مدت زمان گذر توده هوا نیز بستگی دارد.

نمونه‌ی بارز و مناسب از پدیده دگرگونی در نزدیکی جزایر بریتانیا رخ می‌دهد، که فروبار عظیم یا کم فشاری از هوا در منطقه غرب مرکزی قرار گرفته و جریان هوای دریایی – قطبی به سمت جنوب در حرکت می‌باشد. (شکل ۱۶)



شکل .16

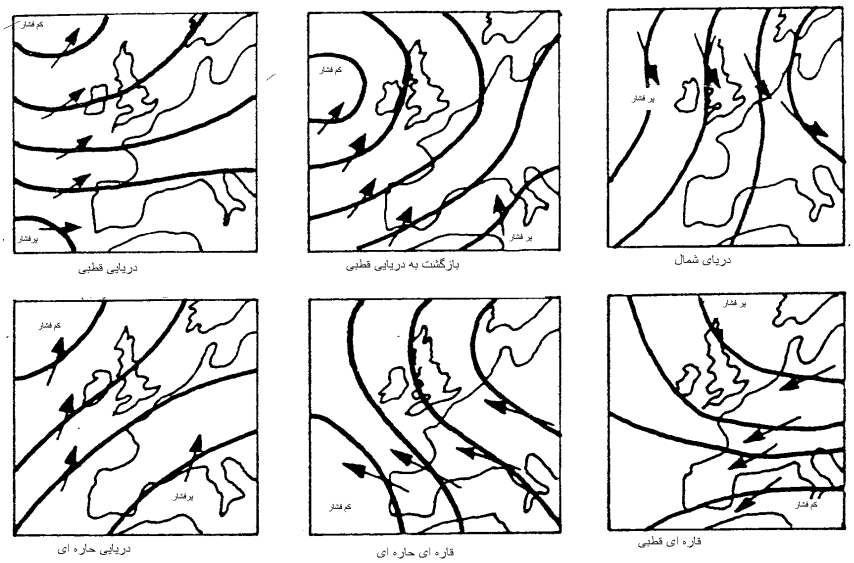
این توده هوا قادر است تا آن حد به سمت جنوب حرکت کند که به دریاهای گرم‌تر رسیده و دارای ویژگیهای حاره‌ای شود – حداقل در لایه‌های کم ارتفاع‌تر – حاره‌ای.

وقتی این وضعیت به وجود می‌آید، جریان هوا را جریان هوای (دریایی-قطبی)بازگردانده می نامند.

هر جریان هوای دریایی – قطبی، در مسیر حرکت رو به جنوب بر فراز دریاهای نسبتاً گرم، دستخوش دگرگونی می‌شود، گرچه شدت این دگرگونی احتمالاً به اندازه مثالی که در بالا زدیم نمی‌باشد.

با این حال احتمال دارد حرکت توده هوا بر فراز دریا کوتاه مدت باشد و فرصتی برای گرم شدن هوا نماند. این مساله زمانی رخ می‌دهد که جریان هوایی دریایی – قطبی به طورمستقیم از جانب شمال، پایین و به سمت جزایر بریتانیا بیاید. در نتیجه بادهای سرد و سوزناکی می‌وزد، این جریان هوا **جریان دریایی** شمالگان نامیده می‌شود.

جریان‌های گوناگون هوا در ارتباط با مراکز فشار که عهده‌دار حرکت آنها هستند در شکل ۱۷ نمایش داده شده‌اند.

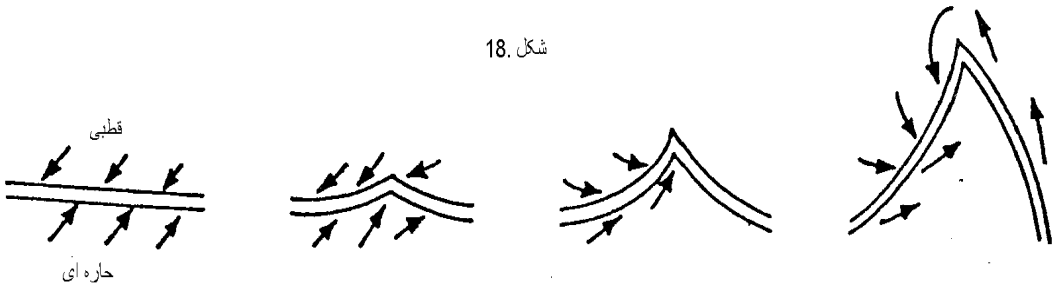


شکل .17

★★

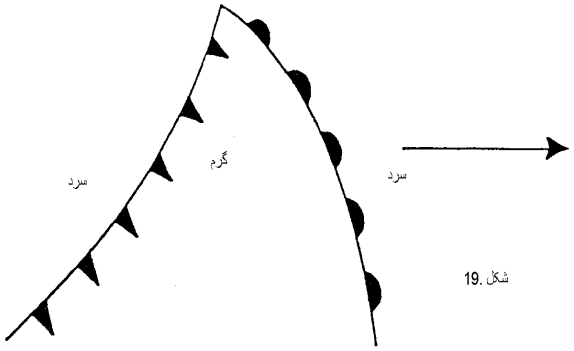
جبهه‌های هوا

جزایر بریتانیا برای بحث بعدی نیز نمونه‌های بسیار مناسبی می‌باشند، چرا که تقریباً در منطقه‌ای قرار گرفته‌اند که دو کمربند کم فشار شمالگان و پرفشار حاره‌ای به هم می‌رسند. این کمربندها در شکل ۲ در صفحه ۱۲۹ نشان داده شده‌اند. با چیرگی یکی از این کمربندها بر دیگری در یک زمان خاص، سیستم‌های جوی حاصل (کم فشار، پر فشار یا غیره)از توده‌های متغیر هوا در مجاورت و تماس هم قرار می‌دهد. نقطه تلاقی در این منطقه مغشوش جبهه نامیده می‌شود، در چنین شرایطی احتمال دارد با حمله ی توده هوای گرم به توده هوای سرد، پیچ‌خوردگی به وجود بیاید.(شکل ۱۸)



شکل .18

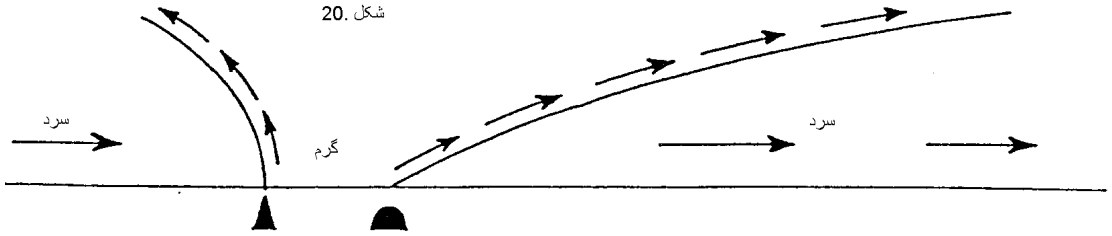
جبهه‌هابه طور طبیعی با فروبار(کم فشار) همراه هستند و معمولاً از سمت مشرق به مغرب حرکت می‌کنند. شکل زیر نمایان گر نمونه‌ای از آنها می‌باشد. (شکل ۱۹)



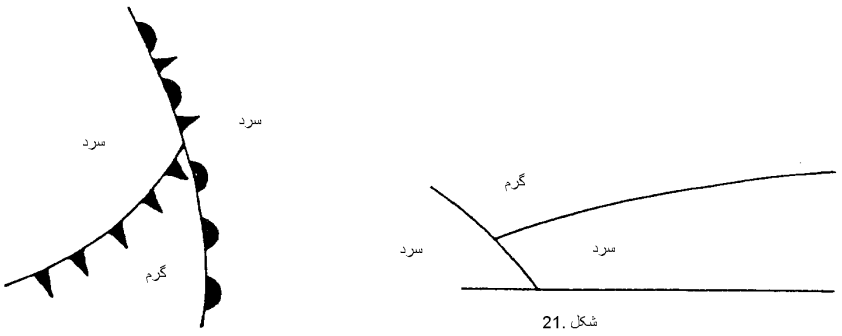
شکل 19.

جبهه هوای گرم سریع‌تر از هوای سرد جلوی خود حرکت می‌کند و از آنجا که گرم‌تر (کم تراکم‌تر) است، به سمت بالای آن حرکت می‌کند و بر آن چیره می‌شود. جبهه هوای سرد که پشت آن در حرکت است، به تدریج از آن سبقت گرفته، اما به علت سردتر بودن (متراکم‌تر بودن) به سمت زیرین آن حرکت کرده و جبهه گرم را به سمت بالا می‌کشاند. شکل زیر نمایانگر این رویه است که بخشی از سطح زمین را نشان می‌دهد که جبهه‌ها از کنار هم عبور می‌کنند.

شکل 20.

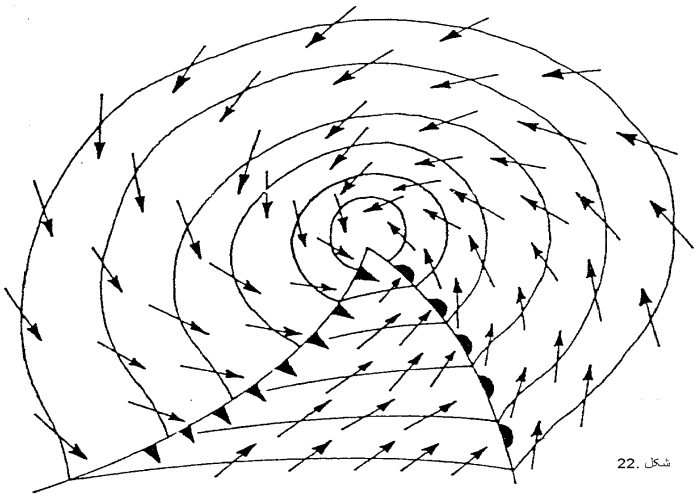


درنهایت وقتی هوای سرد از هوای گرم سبقت می‌گیرد، جبهه را جبهه فزاینده یا انسدادی می‌نامیم. (شکل ۲۱)



شکل .21

قبلاً گفتیم که معمولاً جبهه‌ها با فروبار همراه هستند. تصویری از رابطه این دو در شکل ۲۲ به نمودار کشیده شده است.


شکل .22

خصوصاً توجه کنید که چطور جبهه‌ها در ایزوبارها پیچ‌خوردگی ایجاد می‌کنند، احتمال دارد با گذر یک جبهه تغییر جهت واضحی در باد به وجود بیاید.

تروپوسفر(گشت کره)

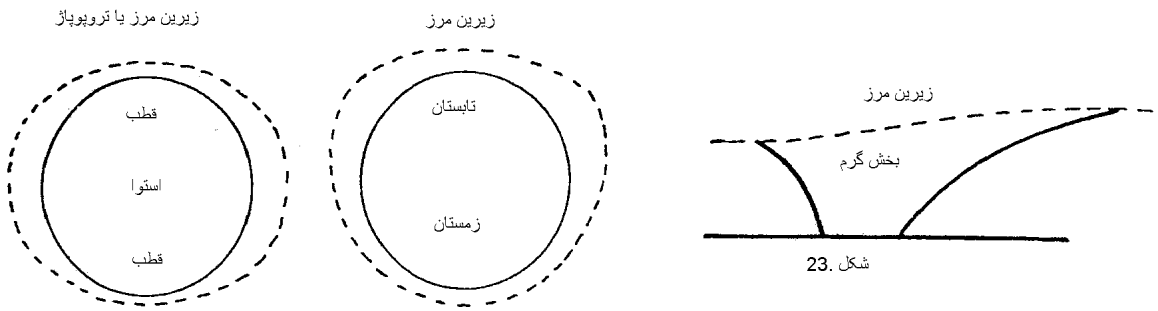
شکل‌گیری ابرها و چگونگی وضع هوا فقط در ناحیه محدودی از کمربندی اتمسفر رخ می‌دهد. این کمربند **تروپوسفر** نام دارد و تفاوتش با بقیه جو این است که در این منطقه سرعت کاهش دما میزان خاصی دارد که بنابه استاندارد ISA، ۲ درجه سانتیگراد (سلسیوس) در هر هزار فوت می‌باشد (میزان دقیق آن ۱/۹۸ درجه است) برای رسیدن به زیرین مرز یا **تروپوپاز**.

تروپوپاز یک کمربند نیست، بلکه خط انتقال بین تروپوسفر و **استراتوسفر** (پوش کره) می‌باشد.

استراتوسفر بالای زیرین مرز قرار دارد، که احتمال دارد دمای هوا در لایه‌های پایینی آن تا حدود ۶۹,۰۰۰ فوت (۲۱ کیلومتر) نسبتاً ثابت باشد.

ارتفاع زیرین مرز از سطح زمین و بدنبال آن عمق تروپوسفر در عرض جغرافیایی دمایی حدود ۳۶,۰۰۰ فوت (۱۱ کیلومتر) می‌باشد. این عدد نسبت به مناطق مختلف فرق می‌کند، یعنی در دو قطب حدود ۳۰,۰۰۰ فوت (۹ کیلومتر) و در استوا ۵۲,۰۰۰ فوت می‌باشد.

فصل‌ها نیز به همین شکل روی زیرین مرز تاثیر می‌گذارند، یعنی زیرین مرز در تابستان بالاتر و در زمستان پایین‌تر است. این دگرگونی‌ها در شکل ۲۳ نشان داده شده است.



شکل .23

از دیدگاه علم پرواز احتمال دارد دگرگونی‌های زیرین مرز علمی و نظری تلقی شود. با وجود این فقط کافی است یک بار با طوفان استوایی رو دررو شوید تا بفهمید که همرفت که می‌تواند به مراحل بالاتر برسد، قادر است باعث آشفته‌تر شدن وضع هوا شود. در جزایر بریتانیا نیز نمونه‌ای از این پدیده رخ می‌دهد، یعنی تفاوت ارتفاع ابر پشته‌ای باران‌زا در تابستان و زمستان، البته شدت این نمونه در حد موضوع بحث شده نمی‌باشد.

ابرها

در صحبت از ابرها وارد جنبه‌های مرئی‌تر و قابل لمس‌تری از علم هواشناسی می‌شویم. ما می‌توانیم تاثیرات دما و باد را حس کنیم ولی ابرها را می‌توانیم عملاً به چشم ببینیم و با کسب تجربه و دیدن هرگونه نشانه‌ای آنها را تفسیر کنیم.

ابرها بر حسب ارتفاعی که از منبع خود دارند دسته‌بندی می‌شوند. سه دسته‌بندی اسمی و ارتفاع‌های مبنای آنها به شرح زیر است:

ابرهای کم ارتفاع	سطح زمین	الی	۶,۵۰۰ فوت (۲ کیلومتر)
ابرهای متوسط	۶,۵۰۰ فوت (۲ کیلومتر)	الی	۲۳,۰۰۰ فوت (۷ کیلومتر)
ابرهای مرتفع	۱۶,۰۰۰ فوت (۵ کیلومتر۹	الی	۴۵,۰۰۰ فوت (۱۴ کیلومتر)

دامنه وسیع ارتفاعات مبنا از دگرگونی‌های ارتفاع زیرین مرز به نسبت موقعیت آن در جهان یا فصول سال ریشه می‌گیرد.

در بریتانیا مقدارهای تقریبی منطقی به واحد فوت، حدوداً به شرح زیر می‌باشد:

	کم ارتفاع	متوسط	مرتفع
تابستان	۵,۰۰۰	۱۶,۰۰۰	۲۵,۰۰۰
زمستان	۱,۰۰۰	۶,۵۰۰۰	۱۶,۰۰۰

در این دسته‌بندی‌های وسیع گونه‌های خاص و جزئی‌تری هم وجود دارند.

انواع ابر

ابرهای کم ارتفاع

ابرپوشن یا استراتوس st : لایه پاورقی از ابر با ضخامت متغیر می‌باشد که گاهی با باران سبک یا نم‌نم همراه است.

وجود استراتوس در صبح‌های فصل تابستان نوید بخش هوای مطلوبی است، که البته کمی بعد تابش خورشید آن را از بین می‌برد.

در فصل تابستان احتمال دارد استراتوس درتمام طول روز در آسمان بماند و وضعیتی با نام تیرگی فروبار به وجود آورد.

مه همان استراتوس است که از سطح زمین منشاء می‌گیرد.

نیمبو – استراتوس یا باراپوش : ورقه‌ای متراکم است از لایه‌ای ابر بی‌شکل و درهم که ضخامتش می‌تواند به حد ضخامت ابرهای متوسط هم برسد.

نیمبو – استراتوس :توام با بارش متوالی باران پس از جبهه هوای گرم می‌باشد.

فراکتو – نیمبوس یا ابر باران‌زای شکسته : ممکن است هوای زیرین نیمبو – استراتوس به خاطر باران موجود مرطوب شده ،میعان یافته و تبدیل به تکه ابرهایی نامنظم شود که اغلب ژیان ابر نامیده می‌شود.

استراتو – کومولوس یا پوشن کومه‌ای : تکه ابرهایی هستند که در ظاهر قلنبه قلنبه به نظر می‌آیند ولی ضخامت چندان زیاد یا شکل خاصی ندارند.

این نشان دهنده ی هیچ گونه خاص آب وهوایی نمی‌باشد.

احتمال دارد با مواجهه با جبهه‌های خاصی از هوا، باعث بارش باران سبک شود، البته به شرطی که ضخامت آن به حد کافی باشد.

کومولوس یا ابر پشته‌ای کوچک یا cu : ابری کوچک و پف کرده است که همیشه زیرش مسطح و رویش گرد است.

- طول زیر آن بیش از ارتفاعاتش می‌باشد.

-این ابر، ابر هوای مساعد نیز نام گرفته است.

کومولوس یا ابر پشته‌ای بزرگ cu : ابری پشته‌ای است که ارتفاعش از عرض زیرین بیشتر است. این گونه ابر که شبیه گل کلم است به راحتی قابل تشخیص می‌باشد.

-این ابر تا زمانی که محدوده خارجی آن تازه است فعال می‌باشد و وقتی دیگر کهنه شد رشد آن متوقف می‌شود.

-ابرهای پشته‌ای بزرگ می‌توانند حامل باران‌های شدید باشند که شدت آنها به نسبت سایز و اندازه ابر فرق می‌کند.

-بالای این ابرها می‌تواند تا سطح ابرهای متوسط نیز بالا برود.

کومولونیمبوس یا پشته‌ای باران‌زا : ابرهای پشته‌ای بزرگی هستند که وارد محدوده ابرهای متوسط شده و قسمت رویی آنها یخ زده حالت کریستالی دارند، که ابر سیروس کاذب نام دارد.

سطح روئین کومولونیمبوس به خاطر برخورد با سقف نامرئی تعادل (که بعداً در موردش بیشتر خواهیم گفت) به شکل سندان پخش شده و به شکل واضح قابل رویت و تشخیص می‌شود. قسمت سندان شکل، سریع‌تر از بقیه ی ابرها در امتداد باد حرکت می‌کند، زیرا معمولاً باد در سطوح بالاتر قوی‌تر می‌باشد.

هوای مغشوش و متلاطم معمولاً حاوی این نوع ابر است و مسلماً در چنین هوایی با چنین ابرهایی میکرولایت به هیچ وجه مجاز به پرواز نمی‌باشد.

-تغییر ناگهانی هوا، رگبارها، باران‌های شدید و بوران‌ها همه محصول چنین ابری هستند.

-بادهای سطحی می‌توانند به میزان زیادی هشدار دهنده چنین ابرهایی باشند و جهت وزش آنها، جهت باد کشش را مشخص می‌کند.

احتمال دارد این ابر با جبهه سرد توام باشد که هوای گرم زیرین متغیر می‌باشد. اغلب ابرهای دیگر که در بخش گرم حاصل از عبور جبهه قبلی تشکیل شده‌اند، این ابرها را می‌پوشانند.

معمولاً این ابرها در جریان هوای دریایی قطبی متغیر یا به هم ریختگی موجی گرمایی، یافت می‌شوند.

ماماتوس ماما : این ابر زیر قسمت سندان شکل کومولونیمبوس یا آلتوکومولوس (ابر پشته‌ای فراز) تشکیل می‌شود. این ابرها به شکل کومولوس معکوس ظاهر می‌شوند و به پستان گاو شباهت دارند.

ابرهای متوسط

آلتو– کومولوس یاا بر پشته‌ای فراز : استراتو – کومولوس‌اند که در مرحله ارتفاع متوسط قرار دارند (بالای ۶۵۰۰ فوت)

گاهی ممکن است شبیه آسمان پیسه (آسمان پوشیده از ابرهای نواری مانند از نوع آلتوکومولوس و سیروکومولوس) به نظر برسد.

آلتوکومولوس یا کومولوس جنیتوس AcCu-CuGen : همان آلتوکومولوس است که با پخش شدن ابرهای پشته‌ای عظیم هنگام رسیدن به ثبات (وارونگی هوا) به وجود می‌آیند.

امکان دارد این ابر قسمت عظیمی از آسمان را پوشانده، جلوی عبور اشعه آفتاب را گرفته،در نتیجه فعالیت گرمایی را کاهش دهند.

گاهی این ابر به ماماتوس هم تبدیل می‌شود.

آلتو – استراتوس یا Ast : استراتوس است که در سطح ارتفاع متوسط قرار دارد.

اگر این ابر از سمت غرب آمده ضخیم‌تر شده و ارتفاع کم کند، احتمال دارد جبهه‌ای هوای گرم به دنبالش آمده، نیمبو – استراتوس و باران در پی داشته باشد.

آلتو – کومولوس لنتی کولاریس یا Ac/ent : ابری متوسط شبیه سیگار است که از امواج ایستای جریان هوای رشته کوهها به وجود می‌آید.

ابرهای عدس شکل همانند دیگر ابرها با وزش باد در عرض آسمان حرکت نمی‌کنند. این ابرها در نوک هر موج یافت می‌شوند.

آلتوکومولوس قلعه شکل یا Ac Cast : نوعی آلتوکومولوس که معمولاً پس از یک دوره هوای بسیار گرم ظاهر می‌شود. این نوع ابر به خاطر حاشیه برجک شکلش به راحتی قابل تمییز است.

این ابر هشدار دهنده وقوع تندر و رعد و برق و افزایش ابرها در فاصله یک یا دو روز آینده می‌باشد.

احتمال دارد قبل از شروع تندر و هوای نامساعد این ابرها چندین بار ظاهر شده و باز محو شوند.

ابرهای مرتفع

ابر سیروس : ابرهای سیروسی به خاطر ارتفاع بالایی که دارند و بدنبال آن به خاطر دمای انجمادشان از بلورهایی یخ تشکیل شده‌اند.

این ابر رشته مانند بوده و به ابر دم اسبی شهرت دارد، یعنی حالت نواری رگه رگه‌ای دارد که در قسمت انتها دولا شده باشد.

سیرو استراتوس یا ابر سیروس بلند Cist : همان استراتوس است که در ارتفاع بالا قرار گرفته است.

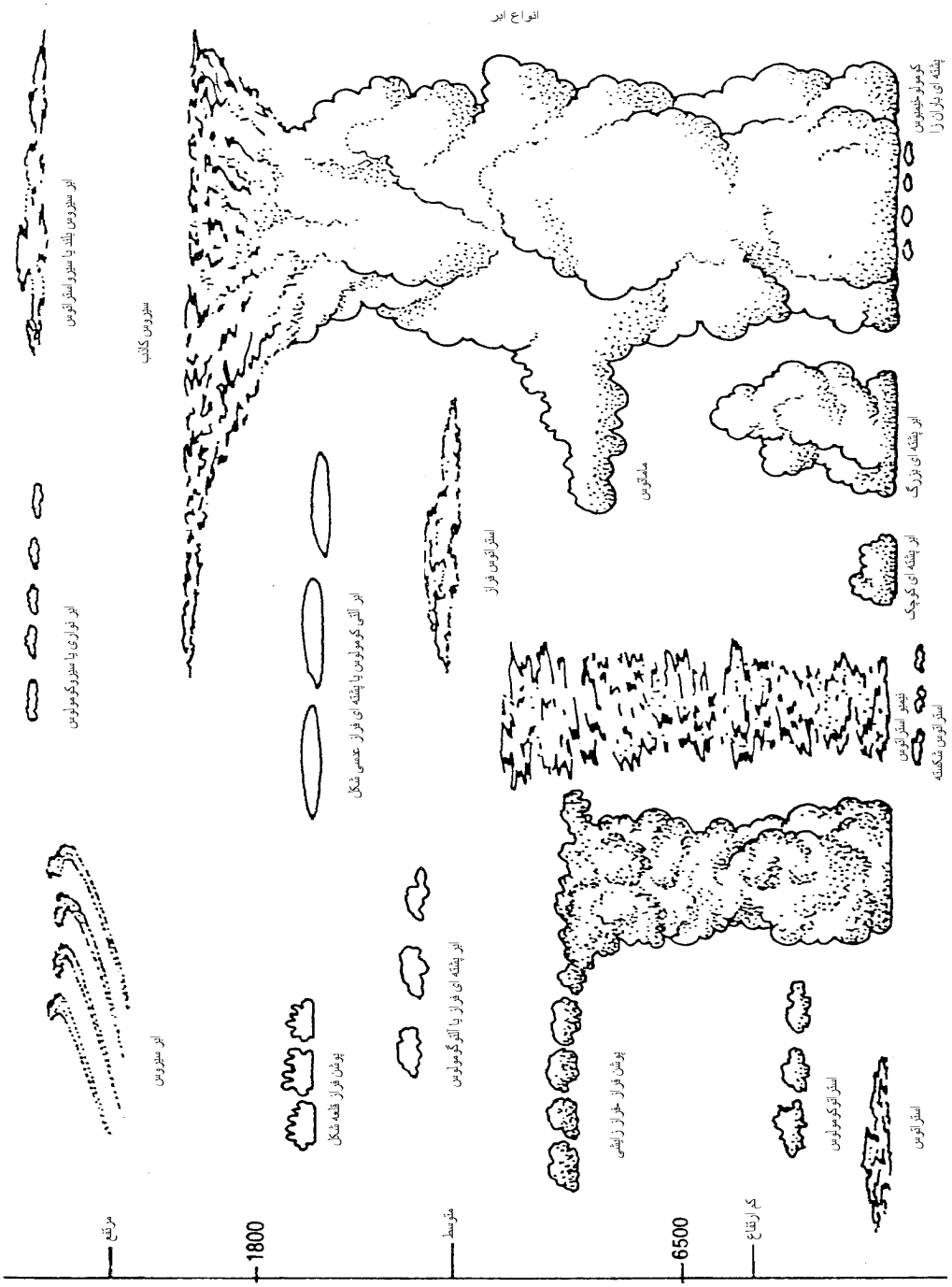
اگر این ابر در غرب آسمان دیده شود که در حال ضخیم‌تر شدن و پایین آمدن و تبدیل شدن به آلتواستراتوس باشد. نشانگر این است که جبهه‌ای هوای گرم در راه است.

سیرو کومولوس یا ابر نواری : در ظاهر شبیه آلتوکومولوس است با این تفاوت که از مولکول یا بلورهای یخ تشکیل شده است.

این ابر نیز آسمان پیسه را تشکیل می‌دهد.

این ابر معمولاً با هوایی مساعد و آرام همراه است.

در شکل ۲۴ صفحه بعد انواع ابرها دیده می‌شود.


انواع ابر
سیروس کلاب
ابر سیروس بلند یا سیرو استراتوس
ابر ترازی یا سیروکومولوس
ابر سیروس
پوشش فراز قطعه شکل
ابر آلتی کومولوس یا پشته ای فراز عدسی شکل
ابر پشته ای فراز یا آلتوکومولوس
استراتوس فراز
مه‌استراتوس
لایه‌ابر استراتوس
استراتوس شکسته
ابر پشته ای بزرگ
ابر پشته ای کوچک
کومولوجیموس
پشته ای بارانزا
پوشش فراز خراز رانشی
استراتوکومولوس
استراتوس
مرتفع
متوسط
کم ارتفاع
1800
6500

شکل .24

شکل‌گیری ابرها

با مراجعه به بحث رطوبت نسبی به یاد خواهید آورد که وقتی توده‌ای از هوا تا رسیدن به نقطه شبنم‌زدگی سرد می‌شود، میزان بخار آب آن ۱۰۰درصد شده و با سرمای بیشتر عمل میعان رخ می‌دهد. سپس بخار آب نامریی به مولکول‌های قابل دیدن آب تبدیل می‌شوند، البته فرض بر این است که حلقه‌ها یا هسته‌های ژاله‌زایی (میعان) موجود باشند.

برای بیان چگونگی شکل‌گیری ابرها باید راههای گوناگونی را که توده‌ای از هوا سرد شده و به نقطه میعان برسدرا مورد بررسی قرار دهیم. حال به سه طرق متفاوت که موجب میعان است اشاره‌ای خواهیم داشت.

همرفت

همرفت ساده‌ترین شیوه تشکیل ابر است که به طور مسلمً از دیدگاه خلبانان هنگ گلایدر و گلایدر این روش مهمترین روش می‌باشد. هنگامی که توده هوا از محیط خود گرمتر می‌شود همرفت آغاز می‌گردد. یکی از روش‌هایی که موجب این امر می‌شود در بخش میکرومترولوژی (هواشناسی پایه) مورد بحث قرار گرفت، که گرمای ناموزون نام داشت. مثال مقایسه سطح سنگ و زمین چمن را در روز سوزان تابستان به خاطر بیاورید.

مواد مختلف، گنجایش پذیرش میزان متفاوتی از گرما را دارند و اندازه‌گیری این گنجایش بنا به گرمای ویژه ماده صورت می‌پذیرد. گرمای ویژه میزان گرمای لازم است برای افزایش دمای بخش خاصی از ماده به اندازه یک درجه سلسیوس.

مس و آب را در نظر بگیرید که هر کدام گرمای ویژه خاص خود را دارند. اگر مقداری گرما به بخشی از آب وارد کنیم که دمای آن را ۱ درجه بالا ببرد، همین میزان گرما اگر به مس وارد شود دمای آن را تا ۱۱ درجه بالا خواهد برد.

بنابراین ملاحظه می‌کنید که با تابش نور یکسان آفتاب بر اجسام و مواد مختلف، گرمای ویژه سطح مواد سبب می‌شود که هر کدام میزان گرمای منحصر به فردی جذب کرده و دماهای متفاوتی داشته باشند.

به هر حال هدف ما در اینجا بیشتر بررسی تأثیر همرفت (گرمای ناموزون) است نه دلیل آن.