

پدیده‌های جوی

هوا در طبیعت

مهندس مهدی بازرگان

به نام خدا

«^۱»

(خدایی که بادها را می فرستد و از انقلاب باد ابر برمی انگیزد)

دیباچه

ارزان ترین کالا- که هنوز نه مالیات و عوارضی روی آن گذاشته اند و نه قیمت و ما به ازایی برایش پرداخت می شود- هواست.

این بی ارزشی نه از جهت بی اثری و بی خاصیتی است ، از جهت فراوانی و همه جایی بودن آن است. بدیهی ترین دلیل بر ضرورت و اهمیت هوا برای ما همین بس که بیش از چند دقیقه، تحمل فراق آن را نداریم ! با همه ی بی ارزشی ، ارزنده ترین نعمت خداوندی است. به گفته ی سعدی :

هر نفسی که فرو می رود ممدّ حیات است و چون بیرون می آید مفرح ذات ؛
پس در هر نفسی دو نعمت موجود است و بر هر نعمتی شکری واجب :

از دست و زبان که برآید کز عهده ی شکرش به در آید

* * *

فراوانی و همه جایی بودن هوا سبب شده است که در هر کار ما سر بکند. چه در محیط زندگی و شرایط طبیعی ، چه در معاش و کشاورزی و چه در فعالیت های صنعتی. بنابراین از روزگاران قدیم همه کس به آن و به اوضاع جوی توجه داشته است؛ از پیغمبران که نشان دهندگان آیات خدا بوده اند گرفته تا کاهنان که از آثار

طبیعت ، خدا می‌ساختند و شاعران که هزاران صورت و صوت زیبا و تشبیه‌های بدیع در آثار جوی می‌یافتند . و به دنبال آنها کشتی‌انان برای دریانوردی ، کشاورزان برای کشت و کار ، بازرگانان برای حساب صعود و نزول نرخ‌ها و حتی خانه‌داران برای پهن کردن رخت روی بند یا خشکاندن سبزی و خاکه زغال زمستانی.

هر کس صبح که از خواب برمی‌خیزد نظر به آسمان دارد که امروز چه می‌تابد ، چه می‌وزد ، چه می‌بارد و چه می‌رسد :

«!

»

* * *

هوا با گرمی و سردی خود و رفت و آمدی که دارد و با رطوبت و بادهایی که به دوش یا در آغوش می‌کشد ناقل و عامل آثار کثیر جوی است، اعم از سوزانی و یخبندان ، خشکی و خیسگی یا رگبار و توفان، با برف و بوران . با مختصر تغییر مشخصات از رحمت بودن تبدیل به زحمت و هلاکت می‌شود، مخصوصاً اگر ما آشنا به عادات و هوس‌های آن نبوده و قبلاً پیش‌بینی‌های لازم و پیش‌گیری‌های حفاظتی را نکرده باشیم.

امروزه کشتی‌های موتوری مانند اجداد بادبانی خود نیستند که مهارشان به دست ناخدای ناپیدا یعنی باد هوا باشد ولی سفینه‌های هواپیما با همه‌ی قدرت موتور و دقت و وسایل عملی ، سپرده به هوا هستند ؛ سلامت پرواز آنها محتاج به اطلاع کامل و پیش‌بینی صحیح شرایط جوّی مسیر است.

همچنین کشاورزی جدید با وجود وسایل فنی و علمی فراوان ، در انتخاب بذر و محل و کار و در تأمین آب و غذا برای گیاهان و در مبارزه با آفات و مشکلات بیش از پیش خود را نیازمند به تبحر و تسلط نسبت به این عنصر اصلی می‌بیند. بدون اطلاع از آمار و آثار جوی، هیچ‌یک از برنامه‌های عمرانی مورد اعتماد و استفاده نخواهد بود. در مسکن و در زندگی خانگی باز با هزاران مسأله ، مربوط به درجه حرارت ، درجه رطوبت ، سرعت وزش ، آلودگی هوا و به طور کلی با کمیت و کیفیت هوا روبه رو می‌شویم که حل نهایی آن در فن تهویه مطبوع به عمل می‌آید.

۱. ذاریات (۵۱) / ۲۲ : [باران که عامل] رزق شما [ست] در آسمان شکل می‌گیرد و نیز آنچه به شما وعده داده شده است.

در صنعت ، گاهی تغییر دادن شرایط و مشخصات هوا یعنی کم و زیاد کردن درجه حرارت و رطوبت و فشار مورد نظر است و گاه از هوا به عنوان وسیله‌ی خشکاندن ، گرمایش یا کشتن میکروب‌ها و کارهای دیگر استفاده می‌نمایند.

* * *

پس به طور خلاصه ، هوا در کلیه‌ی شئون حیاتی ، محیطی ، معاشی و صنعتی ما وارد می‌شود و آشنایی ما به حالات و کیفیات و تبعات آن ضروری است. جا دارد که حق مطلب در سه مبحث یا سه مجلد ادا شود : هوا در طبیعت ، هوا در زراعت و هوا در صنعت.

فعلاً به مبحث اول یعنی هوا در طبیعت که نامش را «پدیده‌های جوی» گذارده‌ایم می‌پردازیم. اگر توفیقی حاصل شد جلد دیگری به «هوا در صنعت» اختصاص داده می‌شود تا از تهویه و تهویه مطبوع و خشکاندن با هوا و غیره بحث شود... هوا در زراعت یا در کشاورزی را برای استادان کشاورزی می‌گذاریم.

فصول این کتاب پس از یک مختصر تاریخچه به قرار زیر خواهد بود :

فصل اول- هواسنجی

فصل دوم- هوا در طبقات جو

فصل سوم- حرارت دریافتی زمین از آفتاب

فصل چهارم- باده‌ها

فصل پنجم- ابر و باران

* * *

نگارنده در کتاب «ترمودینامیک صنعتی» که در سال ۱۳۳۱ به وسیله‌ی دانشگاه تهران منتشر گردید فصلی را در ۳۴ صفحه به «هوای جو» اختصاص داده بود که جواب درس ترمودینامیک را در برنامه‌ی شعبه‌ی الکترومکانیک دانشکده فنی می‌داد و قدری بیش از آن بود. در چاپ دوم آن کتاب (به سال ۱۳۴۱) این فصل را حذف و جبران آن را موکول به تدوین یک کتاب مستقل مفصل نمود. اهمیت و توسعه‌ی موضوع از یک طرف و احتیاج و توجهی که در رشته‌های مختلف فنی و علمی کشور به هواشناسی شده است از طرف دیگر؛ یک مجلد و مقام خاص برای آن ایجاب می‌نمود. هواشناسی این اختلاف و امتیاز را با ترمودینامیک و فیزیک و

جغرافیا دارد که ممکن است به صورت ذوقی (آماتور) و از روی کنجکاوی نیز مورد مطالعه اشخاص قرار گیرد. هر کس با احساسی که از سرما و گرما می‌کند و آزمایش و علاقه‌ای که از جهات مختلف به پیش بینی و پی بردن به علل وزش باد و ریزش باران و غیره دارد، یک پامتخصص یا لااقل متجسس در علم هواشناسی است؛ خصوصاً از وقتی که اداره کل هواشناسی پیدا کرده‌ایم و روزنامه‌ها و رادیوها هر روز «وضع هوای ایران» و «پیش‌بینی تا ظهر فردا» را برای اطلاع عموم منتشر می‌نمایند و غالب مردم با عبارات و اصطلاحاتی از قبیل «عبور یک جبهه سرد»، «توده هوای گرم صحرای آفریقا»، «حرکت یک مرکز فشار از سیبری»، «آسمان صاف همراه با لکه‌های ابر و باران‌های پراکنده» و امثال آن آشنا شده‌اند. مع‌ذلک هنوز هر وقت هوا سرد می‌شود بسیاری از اشخاص فهمیده نیز می‌گویند «معلوم می‌شود در اطراف باران آمده است»!

* * *

هواشناسی در مرحله‌ی اول یک آشنایی حسی و آزمایشی طبیعت و جزء اطلاعات جغرافیایی است؛ ولی همین که بخواهند اندکی وارد علت و معلول‌ها و درک قضایا شوند پای فیزیک و مکانیک - قسمت‌های مربوط به حرارت و تبخیر یا فشار و حرکت - در میان می‌آید و فقط به آن وسیله می‌توانید پیدایش ابرها و گردش آب‌ها را در روی زمین و تفاوت آب و هوای دریایی و خشکی را درک کنید یا رابطه‌ی تغییر فشار هوا با وزش بادها را به دست آورید. ولی این معلومات و توجیحات چشم شما را فقط به جریان‌های مجار زمین باز می‌کند، در صورتی که محل و مبدأ بروز و ظهور پدیده‌های جوی غالباً در ارتفاعات خیلی بالا و دور از دسترس ما است و با صعود و نزول هوا توأم می‌باشد. حال اگر در پدیده‌های مجاور یا موازی سطح زمین حوزه‌ی ثقل (یعنی سنگینی و سبکی) هوا دخالت ندارد - یا دخالت ضعیف قابل اغماض در حدود شیب اراضی یا اختلاف فشارهای مختصر دارد - در جو هوا جاذبه‌ی زمین و گرمای خورشید متفقاً عمل می‌نمایند. پس ناچار باید از قلمروهای جداگانه و اختصاصی مکانیک و فیزیک وارد در منطقه عمل ترمودینامیک شویم؛ یعنی یگانه علمی که با بیان روابط کار و حرارت می‌تواند تأثیر صعود و نزول هوا را در سرد و گرم شدن آن و کمی و زیادی فشار معلوم نماید.

بنابراین هواشناسی علمی است که ناچار روی چهار درس یا چهار دانش تکیه دارد: جغرافیا (به لحاظ اماکن و مشخصات آنها)، فیزیک، مکانیک و ترمودینامیک. بدون اطلاع یا استفاده از ترمودینامیک درک صحیح و دقیق آثار جوی و مخصوصاً محاسبه‌ی آنها امکان پذیر نیست، مگر آنکه به پاره‌ای تمثیل و تشبیه‌های مأخوذ از محسوسات و توجیه‌های اجمالی یا قوانین و فرمول‌های تعبدی و تجربی اکتفا شود. متأسفانه ترمودینامیک خیلی بیش از آنچه اشکال دارد ایجاد وحشت و فرار می‌نماید؛ در صورتی که اصولاً علم ساده‌ی استدلالی شیرینی است و اتفاقاً در هواشناسی جز با اصل اول آن، که نظری و بدیهی است وارد نمی‌شود.

طبیعی است که مباحث هواشناسی مانند هر موضوع دیگری هر قدر در طول و درون مطالب می‌رود برای تازه‌رسیدگان یا عقب‌ماندگان، نامأنوس و نامطلوب می‌شود و همین که دامنه‌ی صحبت به معادله و منحنی می‌گردد بی‌جهت ترس آور می‌گردد؛ در صورتی که با اندک تمرکز حواس و صرف وقت و دقت می‌توان لطف قضایا را بیشتر در این قسمت‌ها پیدا نمود.

ما برای آنکه کتاب حاضر قابل انطباق با برنامه‌های مدارس، با تعلیمات در سطوح مختلف و قابل استفاده علاقه‌مندان با پایه‌های علمی متفاوت قرار گیرد مطالب متن را دو درجه‌ای نوشته و با دو نوع حروف چاپ کرده‌ایم. کسانی که آمادگی برای بحث‌های ریاضی و ترمودینامیک ندارند و مایل اند نظریات را اجمالاً دریافت کنند، می‌توانند به نوشته‌های با حروف درشت (حروف ۱۸) اکتفا نمایند. خطوط با حروف ریز جنبه‌ی تفصیلی و تکمیلی را خواهد داشت و مورد استفاده دانشجویان و فارغ‌التحصیلان فنی و علوم و کلاس‌های تخصصی هواشناسی قرار می‌گیرد. در واقع در جلد واحد، دو کتاب متوالی در دو مرحله‌ی مقدماتی عمومی و عالی نیمه تخصصی گنجانده شده است؛ بنابراین از اینکه در قسمت حروف درشت لازم آمده است پاره‌ای توضیح‌ها و تکرارها اضافه گردد قبلاً عذر می‌خواهد.

در یک درجه‌ی مقدماتی‌تر و ساده‌تر از کتاب حاضر، کتاب مختصر «باد و باران در قرآن»^۱ می‌تواند مورد استفاده یا استمداد علاقه‌مندان قرار گیرد. بخش اول آن

۱. این اثر متن تدوین یافته سخنرانی مؤلف فقید در تاریخ ۱۳۴۳/۱۲/۲۷ در زندان قصر می‌باشد که در سال ۱۳۴۴ توسط آقای مروارید مؤسس «انتشارات دارالفکر» قم که هم‌بند نویسنده در زمان ایراد سخنرانی بوده، منتشر گردیده است. چاپ‌های بعدی این کتاب توسط «شرکت سهامی انتشار» انجام شده اما به دلیل شرایط پلیسی حاکم، به جای نام مؤلف عبارت «به‌اهتمام سیدمحمد مهدی جعفری» نوشته شده ←

۱۱۶ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
کتاب در ۷۰ صفحه یک دوره‌ی کامل هواشناسی در سطح معلومات عمومی
غیر تخصصی می‌باشد و بدون بحث‌ها و فرمول‌های مشکل، مطالب مربوطه را برای
خوانندگانی که دارای معلومات کمتر هستند به قدر کافی مجسم می‌نماید. به این
ترتیب مقدمات علمی هواشناسی یا جوشناسی در سه درجه‌ی تصاعدی در دسترس
طبقات مختلف گذارده شده است.

* * *

برای تألیف فصل «هوای جو» کتاب «ترمودینامیک صنعتی» (چاپ اول)، از
مآخذ زیر استفاده شده بود:

- 1) E. de Martonne (Professeur de géographie à la Sorbone).
TRAITE DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE. (Paris 1934)
 - 2) Allen & Maxwell
A TEXT- BOOK OF HEAT
 - 3) Revue "Atomes" (Nov. 1950)
- اینک در تجدیدنظر آن فصل و تألیف این کتاب از کتب جدید زیر استفاده شایان
شده است:
- 4) Sverre Petterssen (Professor of Meteorology of the University of
Chicago, chief of Norwegian Weather Forecasting service, Director
of scientific services, U. S. Air Force Weather service).
INTRODUCTION TO METEOROLOGY.
(New york 1958)
 - 5) N. Kolobkov.
L'ATMOSPHERE ET SA VIE
(Moscou 1961)
(Editions en langues étrangères)

→ است. این کتاب پس از انقلاب اسلامی ایران به نام اصلی مؤلف چاپ شده و اکنون ششمین اثر مندرج
در مجموعه آثار (۷) می‌باشد که در سال ۱۳۷۹ با عنوان «مباحث علمی، اسلامی» توسط شرکت سهامی
انتشار، چاپ و منتشر شده است (ب.ف.ب.).

ضمناً سالنامه‌ها و نشریات علمی اداره کل هواشناسی ایران (سال‌های ۱۳۳۵ تا ۱۳۴۰) مورد مطالعه و بهره‌گیری واقع گردیده، به کتاب حاضر تا حدودی رنگ ایرانی و ملی داده است.

اما کاری که علاوه بر ترجمه و اقتباس از کتاب‌های فوق به عمل آمده در مرحله‌ی اول انتخاب و استخراج مطالب به تناسب احتیاجات ایران و ذوق و استعداد دانشجویان است و پس از آن بعضی توضیح‌ها و تکمیل‌ها یا تغییر بیان و استدلال‌ها به طوری که موضوعات بهتر قابل هضم و جذب شود. در تنظیم فصول و تدوین طرح یعنی پلان کتاب، برخلاف منابع مورد استفاده، ترتیب طبیعی و منطقی ساده را اتخاذ نموده است؛ به این معنی که پس از شناساندن هوا در طبقات مجاور زمین و جو، روی تابش آفتاب و گرمایش هوا که عامل اصلی نیروها و محرک اولیه تمام جریان‌هاست بحث به عمل آمده است. پس از آن از بادها به عنوان نتیجه‌ی مستقیم تغییرات درجه حرارت صحبت شده، به جستجوی رابطه‌ی ایزوترم‌ها و ایزوبارها- که در مآخذ مورد مطالعه وجود نداشت- پرداخته است؛ و بالاخره در فصل پنجم به تشکیل ابر و ریزش باران- که محصول حرارت آفتاب و حرکت هوا می‌باشد- رسیده است.

سلیقه و عقیده‌ی اینجانب در دوران تدریس و در کار تألیف همیشه این بوده است که تعلیم مطالب و اثبات حقایق اعم از درسی و عمومی چیزی غیر از مجاب کردن طرف است و استمداد خشک از معادلات بی‌روح ریاضی یا احتجاج‌های فلسفی و لفاظی، نتیجه‌ی زیادی ندارد. آنچه می‌باید، شناساندن و پذیراندن موضوعات، همراه با فهم و درک و قبول آنهاست، و در صورت امکان، احساس قضایا.

قبل از آنکه به استعانت معادلات ریاضی و محاسبات ترسیمی، حکمی یا فرمولی را ثابت نمایم بهتر است کیفیت پدیده‌ی مورد بحث را از طریق فیزیک و تصور و حس، مجسم سازیم تا نظریه‌ی مورد نظر استنباط شود و نتیجه‌ی مطلوب و حالت قبول حاصل گردد. معادلات و فرمول‌های ریاضی به عنوان افزار کار و در آخرین مرحله به منظور بیان دقیق کمیات، می‌تواند به کار برده شود؛ بدون آنکه معنی و مفهوم تعبیرها و فرمول‌های ریاضی که در میان می‌آید از ذهن شخص دور شده و شخصیت مطلقاً پیدا کند.

در تألیف کتاب حاضر نیز همین شیوه به کار رفته اولاً هر مطلبی پس از احساس

احتیاج به آن و آمادگی خواننده عنوان شده است، نه آنکه به سبک تعلیمات کلاسیک صورت الهامی یا بلامقدمه و ابتدای به ساکن را داشته باشد؛ ثانیاً سعی شده است ارتباطها و استدلالها حتی المقدور محسوس و مفهوم باشد.

کلیه‌ی مکتشفین و مخترعین نیز از این راه موفق شده و به چیزی رسیده‌اند. یعنی پس از برخورد به احتیاج یا به مشکل، به درک مسأله و احساس موضوع پرداخته و بالاخره با به کار انداختن فکر و هوش به مقصود رسیده‌اند.

از غیر این راه، ارایه‌ی مطلب کردن، نه تنها در ذهن محصل ایجاد ابهام می‌نماید بلکه سبب یک نوع حس عجز و حالت یأس در باره‌ی استعداد او می‌گردد.

* * *

کتابی که اینک در اختیار استادان و دانشجویان فنی و علوم و کشاورزی و علاقه‌مندان هواشناسی گذارده می‌شود محصول مطالعات و زحمات ساعات فراغت تقریباً دو سال و نیم بنده می‌باشد^۱ که گاه به طور نامنظم و منقطع انجام می‌شده است و گاه به صورت مستمر و منظم از قرار روزی ۳ ساعت کار در فاصله‌ی کارها و پیش آمدهای گوناگون. امید است مطالعه و استفاده‌ی آن برای خوانندگان نیز مانند نویسنده خالی از لذت نباشد.

* * *

ممکن است صفحاتی از این کتاب به درد بسیاری از خوانندگان و دانشجویان نخورد و خواننده نشود و بعد از خروج از چاپ و از زیر دست صحاف کسی لای آنها را باز نکند. توجه به کتاب و مطالعه در هر جامعه تا حدود زیادی تابع احتیاج و ابتلا است. متأسفانه در جامعه‌ی ما مباحث علمی و فنی و تفحص‌های فکری به طور کلی مشتری چندانی ندارد؛ بنابراین داوطلب و پیشرفتی پیدا نمی‌شود. مگر آنکه زور برنامه و نمره‌ی امتحانی پشت سر آن باشد، که در این صورت معلوم است دامنه

۱. اشاره مؤلف فقید به ساعات فراغت در زندان قصر است، چه در ایام دفاع در دادگاه‌های بدوی و تجدیدنظر نظامی و چه پس از آن در دوران محکومیت. ایشان در یادداشت‌های روزانه‌ی زندان نوشته‌اند: «امروز [پنجشنبه ۱۳۴۴/۵/۲۱] پاک‌نویس کتاب «پدیده‌های جوی» را که نتیجه متجاوز از دو سال کار زندان است، به‌منظور رسیدگی به شرایط و اقدامات چاپ به منزل فرستادم.» (ب.ف.ب)

و ارزش واقعی آن چقدر خواهد بود. مع‌ذلک نباید دلسرد شد و قلت مشتری و مصرف را در زمان حاضر بهانه برای خودداری از صرف وقت و فکر و خرج کرد. در دوران تدریس دانشکده چه بسا دانشجویانی را می‌دیدم که با عشق و کنجکاوی تمام مباحث درس - ولو آنها را که خارج و مافوق برنامه است - می‌خوانند و یاد می‌گیرند. به علاوه سرعت تحولات دنیای امروز ما را هم با خود می‌کشاند و چه بسیار مطالب و موضوعاتی ممکن است در آینده‌ی نزدیک مورد مراجعه قرار گیرد.

* * *

در هر حال، امید است مطالعه این کتاب ناقابل ضمن آنکه کیفیات مربوط به نزول مایه‌ی حیاتی ما (یعنی باران) و موجبات سرما و گرما را روشن می‌کند، حق یک عامل دیگر که قدرش مجهول مانده و عادتاً آن را خیلی سبک و ولگرد و بی‌اثر می‌گیریم، یعنی باد نیز ادا شود و این آیت بزرگ الهی را بیش از پیش به خواننده بشناساند.

* * *

یک نکته‌ی دیگر را که البته معترضه و خارج از موضوع کتاب است ولی می‌تواند جواب به ایراد مقدری باشد در پایان دیباچه متذکر می‌شود و آن اینکه ممکن است پاره‌ای کلمات یا جمله‌بندی‌های متن کتاب به دیده‌ی نکته‌سنج‌های ادب و از نظر نهضت جدید اصلاح‌طلبی، در الفاظ ناشایست بیاید. قبلاً اقرار می‌نماید که چنین ایرادهایی وجود دارد؛ نگارنده هم می‌داند که مثلاً به لحاظ صرف و نحو عربی کلمه «نظریات» که اخیراً به جای آن «نظرات» معمول شده است خیلی صحیح نباشد. یا در دستور زبان فارسی، جمع مسافر، مسافران می‌شود نه مسافرین... اما این حقیقت هم هست که:

اولاً برای هیچ ملتی الزام‌آور نیست در نقل و استعمال کلمات و تعبیرهای مأخوذ از زبان خارجی حتماً همان قواعد و طرز تلفظ و صرف کردن‌ها را رعایت کنند؛ کما آنکه خود اعراب یا اروپایی‌ها کلماتی را که از ملل دیگر می‌گیرند در قالب عبارات و قواعد زبان خودشان می‌ریزند و گاهی آنقدر تحریف و تغییر می‌دهند که از اصل شناخته نمی‌شود. مثل کنده یا پیاده که در عربی خندق و بیدق شده است یا دکتر را که به دکاتره جمع می‌بندند. همچنین ماگازن و شیمی و پیژاما که صورت کاملاً غربی به خود گرفته است. ظاهراً فقط در ایران است که از فرط بیکاری و

برکناری از کارهای اساسی به چنین موشکافی‌ها و وسواس در امانت‌داری کلمات و قواعد بیگانه و خودی می‌پردازیم و هر دسته و هر کس به فکر طرح نوی می‌افتد. ثانیاً علاوه بر آنکه قواعد اصیل و صحیح یک زبان، تازه خود چیزی جز تدوین طرز صحبت پیشینیان که خیلی عامی‌تر و بی‌قیدتر از ما در رعایت دستور و فرمول بوده‌اند نیست، و هیچ دلیل ندارد آنچه را که حالا متداول و مشهور می‌شود محکوم به غلط بودن بکنیم و جلوی آزادی و تحول زبان را بگیریم. اصلاً تکلف در تکلم و تحریر یعنی به کار بردن لغات غیرمأنوس یا تلفظ و اشتقاق‌های غیر متداول یک نوع خیانت به معنی و زیان‌آور برای فهم و تأثیر کلام می‌شود. تصنعی است که در ذهن شنونده یا خواننده ایجاد توقف و انحراف از مسیر و مقصد نموده لطف و صمیمیت را ضعیف می‌کند.

همان‌طور که در طب می‌گویند نشانه‌ی کمال صحت و درست کار کردن اعضا و جوارح، عدم توجه به وجود و عمل آنهاست و روزی که شخص متوجه و متذکر قلب یا ریه خود شد و عمل عضلات را احساس کرد اول مرض یا ضعف و حاکی از عیب و علت می‌باشد؛ کلام یا نوشته‌ی سالم سلیس بلیغ هم آن چیزی است که شنونده یا خواننده به هیچ وجه توجه به کلمات و اصوات نکرده روی هیچ برآمدگی یا ناجوری آنها متوقف نشود، بلکه یک‌سره تحت تأثیر معنی و مفهوم و منظور گوینده قرار گیرد و عبارات، هر چه ممکن است طبیعی و معمولی ادا شود. مثل شربت گوارا یا غذای دلچسبی باشد که بدون سوزاندن لب و دهان و درد آوردن دندان یا گیر کردن در گلو به راحتی رد شود. خاطره‌اش خنکی، زایل‌کننده‌ی عطش یا حلاوت و مزه بوده، راحت هضم شود و چیزی در باطن ما بر جسم و جان مان بیافزاید. بنابراین در کتاب حاضر «غلط‌های مشهور» و ملی و احیاناً عامیانه بر باریک‌بینی‌های لفظی عالمانه یا اصرار بر فارسی سره نویسی ترجیح داده شده است. مسلماً غلط‌های علمی و معنایی آن بیشتر و مهم‌تر بوده از این جهت عرض اعتراف و اعتذار و تمنای اصلاح را دارد.

* * *

در خلال ترجمه و تألیف این کتاب یک سلسله اصطلاحات فارسی به جای کلمات خارجی به کار برده شده است که بعضی از آنها سابقه استعمال نیز دارد. البته

علت انتخاب و مفهوم این اصطلاحات با خواندن متن کتاب و موارد استعمال مربوطه معلوم خواهد شد و فهرست آنها در پایان کتاب با معنای اصلی انگلیسی درج شده است.

* * *

در ترسیم بعضی شکل‌ها دوست عزیز آقای ابوالفضل حکیمی کمک بی‌دریغ به این جانب نمودند که سپاس گزار ایشان می‌باشم.

* * *

با همه‌ی دقتی که در ترسیم شکل‌ها و تطبیق فرمول‌ها و در غلط‌گیری نمونه‌های چاپ به عمل آمد، متأسفانه پاره‌ای قلم‌افتادگی‌ها و اشتباهات و غلط‌های چاپی بعداً آشکار گردید که در غلط‌نامه آورده شده است و یقیناً علاوه بر آنها باز پیدا خواهد شد.

کاملاً به‌جاست که خواننده‌ی عزیز قبلاً به غلط‌نامه مراجعه و به‌اصلاح آنها مبادرت نماید.^۱

از این بابت و از جهت ناجوری کلیشه‌های کتاب که تا حدودی معلول توقف و تأخیرهای مکرر و نتیجه‌ی اشکالات متفرقه می‌باشد شرمنده و افسرده بوده از خوانندگان معذرت می‌خواهد.

بمنه و توفیقاته

مهدی بازرگان

۱. غلط‌نامه مورد نظر مؤلف فقید، مربوط به چاپ اول کتاب در سال ۱۳۴۶ است. در چاپ بعدی که مربوط به سال ۱۳۶۵ می‌باشد، اغلاط اصلاح شده و غلط‌نامه حذف گردیده است (ب.ف.ب).



چهره مهندس بازرگان در فروردین ۱۳۴۵
(حدود ۷ ماه پس از تألیف کتاب پدیده‌های جوی)
به اتفاق آقایان نیک‌بین و دکتر عالی در حیاط بهداری زندان برازجان

تاریخچه

از آنجا که محیط زندگی و محل استقرار انسان بیشتر در هواست تا در آب و در خاک، باید انتظار داشت که توجه انسان به هواشناسی زودتر از خیلی علوم و فنون دیگر شروع و تعقیب شده باشد. اگر تماس ما با زمین در حدود ۲ دسیمتر مربع، مساحت کف دو پا است، از تماس ما در هوا و ارتباط ما با آن در سراسر سطح بدن، یعنی در حدود ۲ متر مربع که هزار برابر است می‌باشد. علاوه بر آنکه مبادلات ما با محیط خارج آنچه با زمین به عمل می‌آید، یعنی اکل و شرب، حداکثر ده بار در شبانه روز صورت می‌گیرد مبادلات ما با هوا بیش از ۴۰'۰۰۰ بار در شبانه روز انجام می‌شود.

بنابراین از قدیم‌ترین اعصار تاریخ، شناسایی عوامل و حوادث جوی- که هم آورنده‌ی آب و نان است و هم سیل و توفان- در برنامه‌ی اشتغالات بشری وارد شده است؛ منتهی در ابتدا، آغشته به معتقدات مذهبی و اوهام و خرافات بود. بشر در اولین مرحله‌ی علت و معلول جویی خود فوراً به سراغ خداها می‌رفته و برای آثار و پدیده‌های جوی بت‌هایی می‌ساخته است؛ بابلی‌های ستاره‌شناس و تماشاگر آسمان، ستاره‌ای را مأمور تنظیم و تصمیم در امور جوی می‌شناختند؛ عبری‌ها نیز موضوعات هوا را با مراسم و معتقدات دینی به یاد می‌آوردند؛ یونانی‌ها و رومی‌ها با وجود شرک و افسانه‌سازی‌های مذهبی تا حدودی از دریچه‌ی فلسفی و تحقیقی نظر به هوا انداختند، هوا را یکی از عناصر چهارگانه‌ی تشکیل‌دهنده‌ی جهان هستی و در ردیف خاک و آب و آتش می‌دانستند. در افسانه‌های قدیمی ودیک و ریشه‌های معتقدات مذهبی آریایی- به طوری که در بخش دوم کتاب «باد و باران

در قرآن^۱ آورده‌ایم - توصیف و تشبیه‌های نغز شاعرانه و تا حدودی واقع بینانه در باره‌ی مناظر آسمانی ابر و باران و وزش باد و توفان دیده می‌شود که تناسب با اشتغالات و روحیات یک قوم شبان‌خوش قریحه دارد.

ولی چون هواشناسی موضوعی است که علاوه بر کاهنان و دانشمندان، مورد علاقه و ابتلای خاص و عام می‌باشد از خیلی دیر باز با مشاهده و تجربه و جستجوی قوانین عملی آمیخته گردید. در کلیه‌ی اقوام و زبان‌ها یک سلسله ضرب‌المثل و «فرمول‌های عامیانه» در میان دهاتی‌ها، قایق‌رانان و خانه‌داران متداول شده است که از روی رنگ و سمت ابرها و بادها یا هاله‌ی ماهتاب و غیره و فصول سال، پیش‌بینی بارندگی و آفتاب و سرما و گرما را می‌نمایند. اتفاقاً بعضی از این قواعد عامیانه در چارچوب محدودیت‌های محلی و فصلی مربوطه، درست هم در می‌آید.

برای آنکه هنر یا فن هواشناسی از وهم و تصور و از تقریب به صورت علم و یقین در آید، لازم بود وسایل اندازه‌گیری اختراع شود. از این جهت می‌توان گاليله و توریچلی را که مخترعین گرماسنج (یا ترمومتر در ۱۶۱۲) و فشارسنج (یا بارومتر در ۱۶۴۳) بودند، اولین پایه‌گذاران علم هواشناسی یا جوشناسی دانست (توریچلی اول کسی بود که هوا را صاحب وزن دانست)؛ و بعد از آنها لائووازیه که مخلوط بودن هوا را از اکسیژن و ازت اعلام نمود. همچنین فیزیسین‌هایی را که در باره‌ی آب و قوانین تبخیر و غلیان کار کردند باید صاحب سابقه و حقی در این مقوله شناخت.

معذک چند سال لازم بود از اختراع میزان الحرارة و فشارسنج بگذرد تا آنکه استعمال آنها معمول گردد و در شناسایی آب و هوا یا اقلیم^۲ مورد استفاده قرار گیرد. استفاده از بارومتر مخصوصاً از این جهت مورد علاقه‌ی عمومی واقع شد که در اروپا مشاهده نموده بودند حدوث توفان‌ها و انقلاب‌های هلاکت‌بار، توأم با سقوط ناگهانی فشار هواست؛ به‌این ترتیب عملاً رابطه فشار هوا با پیدایش باد و رگبار معلوم گردید. در حقیقت علم هواشناسی و تفحصات بشری مربوطه بیشتر مدیون آثار سوء و مصایبی است که بر سر انسان وارد می‌آید و چون مهد عمده‌ی آثار مهیب جوی به

۱. کتاب «باد و باران در قرآن»، ششمین اثر مندرج در مجموعه آثار (۷) از مؤلف فقید است که در سال ۱۳۷۹ با عنوان «مباحث علمی، اسلامی»، توسط شرکت سهامی انتشار، چاپ و منتشر شده است (ب.ف.ب).

طوری که در فصول کتاب خواهیم دید، بیشتر در اروپای غربی و دریاهای مناطق معتدله است که محل کشتیرانی آنها بود، ملل اروپای غربی پیش‌تر و بیشتر از سایرین به این فکر افتاده‌اند. دهقان یا چوپان مشرق زمین هر وقت چشم به آسمان می‌اندازد اشتیاق دیدار ابر و عطش نزول باران را دارد ولی روستایی، ماهی‌گیر یا دریانورد اروپایی خاطرات تلخ سیل و رگبار و توفان‌های کشتی‌شکن و خانه‌خراب‌کن برای او زنده شده، از ابرهای سیاه و هوای دم‌دار وحشت دارد.

علم فیزیک بسیاری از پدیده‌های هوایی و تأثیر آنها را به روی یکدیگر به طور کلی روشن کرده بود ولی برای اینکه آن قوانین و خطوط کلی روی زمین-در حقیقت روی هوا- پیاده شود و نتایج عملی بگیرند، لازم بود اطلاعات دقیق از شرایط واقعی هوا (فشار، درجه حرارت، درجه رطوبت، باد، بارندگی و غیره) به دست آید، آن هم نه در یک نقطه و یک منطقه بلکه در ایستگاه‌های متعدد متفرق. سپس می‌بایستی اطلاعات و ارقام حاصله هم‌آهنگ و هم‌زمان بوده بلافاصله خبر داده و روی نقشه‌ی واحدی برده شود تا وضع عمومی باد و پدیده‌ها و رابطه‌ی آنها با زمان و مکان معلوم گردد. یعنی یک شبکه ایستگاه‌های هواسنجی پراکنده در وسعت کافی برقرار شود و یک مرکزی وجود داشته باشد که برای جمع‌آوری و تلفیق اطلاعات و تعبیر و ترسیم آنها روی نقشه‌های مخصوص، مجهز و مأمور باشد. این منظور فقط بعد از اختراع تلگراف مرس^۱ در سال ۱۸۴۰ که اجازه می‌داد مقادیر اندازه‌گیری شده و اطلاعات مکتسبه فوراً به مرکز مخابره شود، امکان‌پذیر گردید.

چنین مجموعه‌ی ایستگاه‌های هواسنجی مجهز و شبکه ارتباطات منظم، اول دفعه در سال ۱۸۵۵ در فرانسه زیر نظر لووریه^۲ به وجود آمد و بلافاصله در انگلستان (به‌وسیله‌ی فیتزروی^۳) و هلند (به‌وسیله‌ی دانشمند معروف بویس بالو^۴) تعقیب شد. ده سالی نگذشت که در بسیاری از پایتخت‌ها و ممالک اروپایی، مؤسسات رسمی هواشناسی و هوابینی^۵ دایر گردید.

پس هواشناسی علم تازه‌ای است که حتی یک قرن و نیم از عمر آن نمی‌گذرد؛ این علم را تا آنجا که مربوط به آب و هوای محیط‌ها و شرایط مجاور زمین مسکونی

۱. Morse

۲. Le Verrier

۳. Fitzroy

۴. Buys Ballot

۵. Pervision du temps- Forecasting

انسان و تأثیر دره و دریا یا کوه و صحرا است، اقلیم شناسی^۱ می نامند ولی وقتی توجه بیشتر به خود هوا و فعالیت های در جو که مبدأ تغییرات آب و هوا است می شود، به اسم جوشناسی، یا اخیراً هواشناسی^۲ می خوانند.

نظر به اینکه غرض اصلی از شبکه های هواسنجی و مؤسسات هواشناسی، پیش بینی و پیش گیری در برابر حوادث خطرناک جوی بود و مبدأ- یا لااقل مسیر- این حوادث در صحنه بیکران اقیانوس ها است، به زودی به نقیصه ی بزرگ دوری و بی خبری از آنجاها و اشکال ایجاد و ارتباط با ایستگاه های دریایی مواجه شدند تا آنکه مارکونی^۳ رادیو را اختراع کرد (۱۹۰۰ میلادی) و تا سال ۱۹۲۰ توانستند از کشتی های تجارتي و جنگی که دائماً در خطوط دریایی در رفت و آمد بودند استفاده نموده اطلاعات مربوط به مشخصات هوا و بادها را به طور مرتب و همزمان دریافت دارند.

پس از کشتی های سیار در اقیانوس ها، طیاره ها به کمک هواشناسی آمدند. بسیار به جا بود که دو مرکب دریایما و هواپیما، بزرگ ترین خدمت را به هواشناسی نمایند؛ زیرا این دو مرکب بیش از هر وسیله ی نقلیه ی دیگر احتیاج به آن داشتند، خصوصاً هواپیما که سرنوشت آن دستخوش کمترین تحولات هوایی بوده، برای دید درست و تعادل و تسلط در حرکت، از ابر و باد و باران گریز داشته و بدون اطلاع و اطمینان از وضع هوا اجازه ی پرواز به آن داده نمی شده است.^۴

با مطالعات و معلومات حاصله به زودی معلوم شد که در جوار زمین آنچه از باد و باران به ما می رسد ریشه ی عمیق و وسیع در طبقات بالاتر جو دارد و بدون استحضار از اوضاع جو، نه علم هواشناسی می تواند به کشف مجهولات و قواعد مورد نظر خود برسد و نه محیط پرواز طیارات که سال به سال دورتر و بالاتر می رود، در اختیار و اطلاع خلبانان می تواند قرار بگیرد و تأمین کافی فراهم گردد.

در سال ۱۹۳۰ دانشمند روسی، مولتچانوف^۵ رادیوسنج یا رادیوسوند^۶ را اختراع کرد. رادیوسوند مجموعه ای است از وسایل هواسنجی به انضمام یک دستگاه

۱. Climatologie

۲. Météorologie - Meteorology

۳. Marconi

۴. به تعبیر آقای پترسن مؤلف کتاب مقدمات جوشناسی :

On the whole, aviation and forecasting have developed hand in hand.

۵. Moltchanoff

۶. Radio- sonde

فرستنده‌ی مخصوص که اندازه‌گیری‌ها را روی امواج رادیویی، مرتباً به زمین می‌فرستد و به یک بالون کوچکی بسته شده و در هوا رها می‌شود. اسباب‌هایی نیز بورو^۱ در فرانسه و وائیسالا^۲ در فنلاند ساخته، زیر بالون‌ها می‌بستند و به هوا می‌فرستادند. به این ترتیب اعماق جو در خشکی و دریا و هوا و آسمان تا نزدیکی‌های استراتوسفر^۳ یا ۳۰ کیلومتری ارتفاع از زمین، زیر تفتیش و تحقیق قرار گرفت.

در جنگ جهانی دوم رادار پیدا شد؛ به وسیله‌ی رادار، رادیوسنج را در صعود به آسمان و انحراف‌هایی که بادها به آن می‌دهند، تعقیب و مواضع‌اش را دقیقاً تعیین می‌کنند، و توده ابرهای توفانی رعدآسا را پیش از آنکه به بالای سر و حتی در شعاع بصر برسد کشف و استقبال می‌نمایند.

سال به سال تعداد ایستگاه‌های هواسنجی، و در هر ایستگاه تعداد اسباب‌های اندازه‌گیری و ارقام و آمار استخراجی، رو به فزونی می‌رفت. اگر ماشین‌های حسابگر و حلال معادلات الکترونی^۴ به‌امداد نمی‌رسید، تنظیم و تطبیق ارقام و آثار و نتیجه‌گیری و حل معادلات مفصل پیچیده که برای ترسیم نقشه‌های هواشناسی بزرگ ضروری است، امکان پذیر نمی‌شد.

اخیراً موشک‌ها و اقمار مصنوعی نیز وسیله‌ای در استخدام تحقیقات علمی و از جمله اطلاعات جوی و فضایی گذارده‌اند که برد معلومات و نظریات هواشناسی را بسیار جلو می‌برد.

در قرن گذشته که تازه هواشناسی جایی برای خود در علوم و تحقیقات بشری باز کرده بود، نقشه‌هایی که تنظیم می‌شد حداکثر متکی به ۳۰ ایستگاه بود اما در ۱۹۵۸ متجاوز از ۱۰'۰۰۰ ایستگاه ثابت زمینی و دریایی منظم‌کار می‌کرده است که ۱'۰۰۰ محل آنها بالون سوند به هوا می‌فرستادند. علاوه بر آن ۳'۰۰۰ کشتی تجارتي و ۵۰ کشتی مجهز مخصوص، همکاری می‌کردند و گروه‌های هواپیما صرفاً برای اندازه‌گیری و خبررسانی مراکز هواشناسی، در پرواز بودند.

از امتیازات هواشناسی، جهانی بودن آن است. به این معنی که از قدم اول معلوم گردید پدیده‌های جوی، امور و حوادث محلی محدود را کد و مجزای از مناطق مجاور نیست. از کشفیات مهم نخستین دانشمندان جوشناس، این بود که بارندگی‌های

۱. Bureau

۲. Väisälä

۳. Stratosphère

۴. Electronic Computer

طولانی و توفان‌ها و حوادث عمده‌ی جوی، هر کدام مجموعه یا سیستم متحرک مرتب‌شده‌ای است که منطقه‌ی بسیار وسیعی از زمین را پوشانده، دارای مبدأ عزیمت دور و مسیر حرکت درازی می‌باشد. شکل و شدت آن تابعی از زمان و مکان و دائماً در تحول و تحریک است. تمام کوشش هواشناسی یا هواپیمایی، به دست آوردن معادله‌ی این تابع متغیر، برحسب زمان و شرایط مکان است.

گو اینکه تمام یا لاقلاً غالب پدیده‌ها و امور دنیا، علی‌رغم آمال و افکار خودبینانه‌ی بشری، جنبه‌ی عمومی و تأثیر متقابل دارد. مع‌ذلک علم هواشناسی بر وجه بارز و عملی این درس فکری و اخلاقی را داده است و نمونه‌ی روشنی از ضرورت وسیع‌بینی و هم‌آهنگی جهانی را به بشریت می‌دهد.

به این ترتیب و با توجه به اینکه باد و ابر و باران نسبت به کلیه‌ی سرحدات و مقررات سیاسی و نظامی کشورهای زیرپای‌بی‌اعتنا هستند، قهرمانان هوا از ابتدا اراده خود را بر بشر تحمیل نموده یک نوع فعالیت فوق‌مرزی و یک سلسله همکاری‌های بین‌المللی به وجود آورده‌اند. به ملل دوست و دشمن فهمانده‌اند که از هیچ بابت نباشد، لاقلاً از جهت حوادث جوی، اشتراک سرنوشت و احتیاج به تبادل و توافق دارند. بنابراین از دیر زمانی است که مابین دول اروپا و آمریکا و مستعمرات آنها مبادله‌ی اطلاعات جوی مستمر و هماهنگی در عملیات و تحقیقات مربوطه برقرار گردیده است و این ارتباط و همکاری را به سایر کشورها نیز توسعه داده‌اند.

سازمان ملل متحد، دو تشکیلات بین‌المللی، مخصوص این کار ایجاد نموده است:

۱- سازمان هواشناسی جهانی «W. M. O»^۱

۲- سازمان هواپیمایی بین‌المللی کشوری «I. C. A. O»^۲

سازمان دوم بیشتر برای تهیه و تبادل اطلاعات جوی، به منظور سلامت پرواز و تسهیلات هواپیمایی انجام وظیفه می‌نماید. بدیهی است که هیچ یک از دو سازمان، به قصد خالص خدمت بشری و اشاعه‌ی دانش، درست نشده‌اند بلکه منافع دول بزرگ و فعالیت‌های گوناگون هواپیمایی و نظامی و علمی آنها، ایجاب می‌کرده است که شبکه‌ی ایستگاه‌های هواسنجی در تمام دنیا گسترش داشته باشد؛ بنابراین در برنامه‌های آنها اعزام کارشناسان ورزیده و راهنمایی‌های علمی و فنی، ضمن تکمیل سازمان‌های

۱. World Meteorological Organisation

۲. International Civil Aviation Organisation

هواشناسی، بر طبق احتیاجات بین‌المللی وجود دارد.

* * *

در ایران ...

شرکت سابق نفت و سفارتخانه‌های انگلیس و روس، شاید از پیش از مشروطیت، پست‌ها و دستگاه‌های هواسنجی در تهران و بعضی شهرهای جنوب و شمال ایران برای استفاده و ارتباط‌های خودشان داشته، آمار مفیدی جمع‌آوری می‌نموده‌اند. اما تا آنجا که مربوط به خود ما می‌شود، اولین دفعه در سال ۱۳۰۸ شمسی، مدرسه عالی فلاح در کرج یک ایستگاه هواسنجی (یا بنا به اصطلاح متعارف ایستگاه هواشناسی) دایر کرد. از سال ۱۳۲۰ به بعد، وزارت کشاورزی و بنگاه مستقل آبیاری، برای اطلاعات و عملیات کشاورزی خود و مطالعات حوزه‌های آبیاری و اقدامات مربوطه، یک سلسله ایستگاه‌های هواسنجی و باران‌سنجی در نقاط مختلف کشور برقرار نمودند که به طور جداگانه و کمابیش منظم و مطمئن کار می‌کردند.

در سال‌های جنگ جهانی اخیر، نظر به توسعه و احتیاج روزافزون هواپیمایی کشوری و مخصوصاً سرویس‌های هواپیمایی نظامی متفقیین به شناسایی مستمر وضع هوای ایران، اداره کل هواپیمایی کشوری بر آن شد که در فرودگاه‌های اصلی ایران نیز وسایل هواسنجی برقرار سازد.

سازمان برنامه از ابتدای تأسیس خود مواجه با فقدان آمار منظم دقیق در زمینه‌های گوناگون کشاورزی، اقتصادی، صنعتی، اجتماعی و علمی گردید که برای تنظیم طرح‌های هفت ساله و پنج ساله بسیار ضروری بود. بنابراین ایجاد یک سازمان مستقل هواشناسی را ضروری تشخیص داد و در سال ۱۳۳۱ آن را ایجاد نمود. بعداً در سال ۱۳۳۴ «سازمان هواشناسی کشور» که وارث کلیه ادارات و مؤسسات قبلی هواشناسی کشور بود- به استثنای ایستگاه‌های آموزشی و از جمله آزمایشگاه هواشناسی دانشکده فنی که در حوالی سال ۱۳۲۷ تأسیس شده است- تبدیل به «اداره کل هواشناسی ایران»، وابسته به وزارت راه گردید.

سازمان ملل متحد به منظور تمرکز و تنظیم دستگاه‌ها و تعلیم کارمندان ایرانی، کمک‌های خود را با اعزام هفت نفر کارشناس، از سال ۱۳۲۹ شروع نمود. بعضی از متخصصین مأمور، ضمناً مطالعات و نشریات مفیدی در زمینه‌ی شرایط جوی فلات ایران انجام داده‌اند که قابل توجه می‌باشد.

اداره کل هواشناسی که در سال اول تأسیس قانونی خود، وارث ۸۴ ایستگاه وزارت کشاورزی و بنگاه مستقل آبیاری بود، در سال ۳۹-۱۳۳۸ بر طبق سالنامه‌ای که در سال ۱۳۴۲ منتشر شده است، دارای ۳۰۱ ایستگاه هواسنجی به شرح زیر بوده است:

۳۴ ایستگاه هواگزاری یا سینوپتیک^۱

۱۰۷ ایستگاه هوانگاری یا کلیماتولوژیک^۲

۱۶۰ ایستگاه باران سنجی^۳

ایستگاه‌های سینوپتیک آنهایی هستند که دارای پست فرستنده بی‌سیم بوده، اندازه‌برداری‌هایی را که انجام می‌دهند (معمولاً در ساعات ۶:۳۰، ۱۲:۳۰ و ۱۸:۳۰ به وقت تهران)، به رمز درآورده، به مرکز هواشناسی ایران که در فرودگاه مهرآباد تهران است، مخابره و گزارش می‌نمایند؛ و به همین دلیل ما آنها را ایستگاه‌های هواگزاری نامیده‌ایم.

ایستگاه‌های کلیماتولوژیک، گزارش‌های منظم شش ساعته مخابره نمی‌نمایند بلکه اندازه‌برداری‌ها را (شبانه‌روز سه بار در ساعات ۶:۳۰، ۱۲:۳۰ و ۱۸:۳۰) در دفاتر خود ثبت نموده ارقام و آمار ماهیانه را برای مرکز ارسال می‌دارند و در حقیقت رقم‌نگاری می‌نمایند؛ و به این دلیل آنها را ایستگاه‌های هوانگاری نامیده‌ایم. ایستگاه‌های باران سنجی فقط نزولات جوئی را ثبت می‌نمایند.

در بین ایستگاه‌های هواگزاری، از هشت محل آن، بالون شاهد^۴ نیز پرواز می‌دهند تا وضع بادهای مرتفع را بسنجند. ایستگاه‌های تهران و آبادان مجهز به رادیوسنج نیز می‌باشند.

در مرکز هواشناسی مهرآباد، در شبانه‌روز چهار بار، شش ساعت به شش ساعت، نقشه‌های هواشناسی برای چهار ارتفاع مختلف (۱۵۰۰ متری دریا که نزدیک زمین است، ۳ کیلومتری، ۶ کیلومتری، ۹ کیلومتری و ۱۲ کیلومتری) تهیه می‌نمایند. نظر به اینکه دستگاه‌های دورگیر (تله تاپ) مهرآباد، اطلاعات هوایی هم‌زمان، از کلیه‌ی ممالک همجوار و دور دریافت می‌دارد، نقشه‌های مزبور شامل تمام اروپا و دریای مدیترانه و آفریقای شمالی و کشورهای خاورمیانه از عربستان سعودی تا هندوستان می‌باشد.

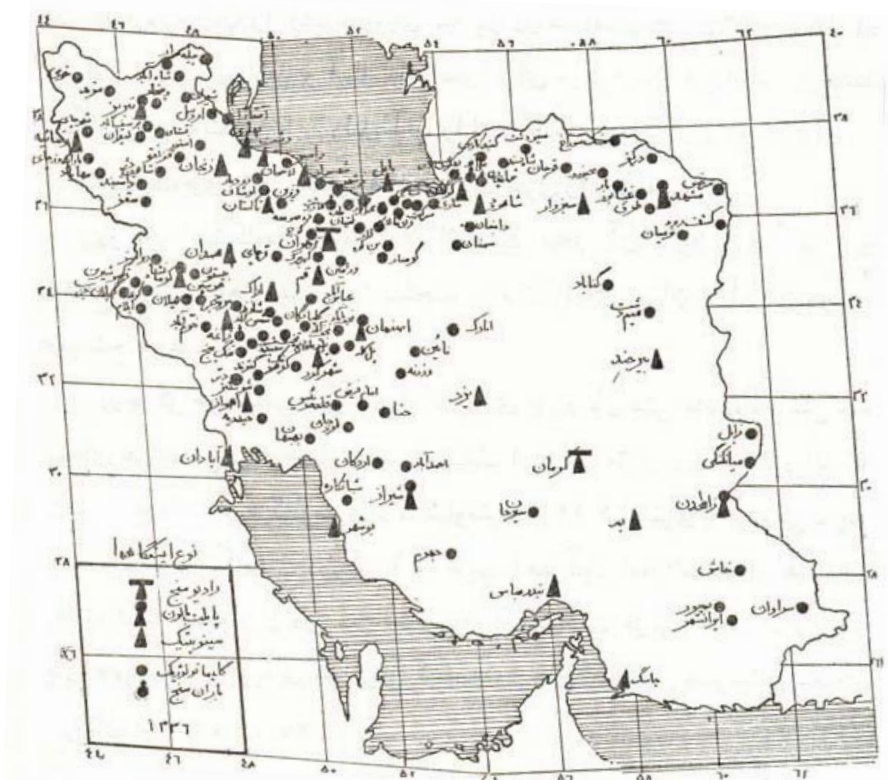
۱. Cynoptique
۳. Pluviométrique

۲. Climatologique
۴. Pilot- Balloon

* * *

شکل (۱)، نقشه‌ی مواضع ایستگاه‌های هواسنجی ایران را با تعیین نوع ایستگاه‌های مربوطه نشان می‌دهد.

شکل ۱- وضع ایستگاه‌های هواسنجی در ایران
(اقتباس از نشریه‌ی اداره کل هواشناسی)



فصل اول

هواسنجی

* * *

کلیات و مطالعات مربوط به هوای مجاور زمین

در این فصل به مباحث کلی مقدماتی و طرق مطالعه و وسایل اندازه گیری مشخصات هوای مجاور زمین می پردازیم. بررسی ها و اندازه گیری های مربوط به طبقات بالای جو را به فصل دوم موکول می نماییم.

مشخصات اصلی هوا

۱- ترکیب هوا

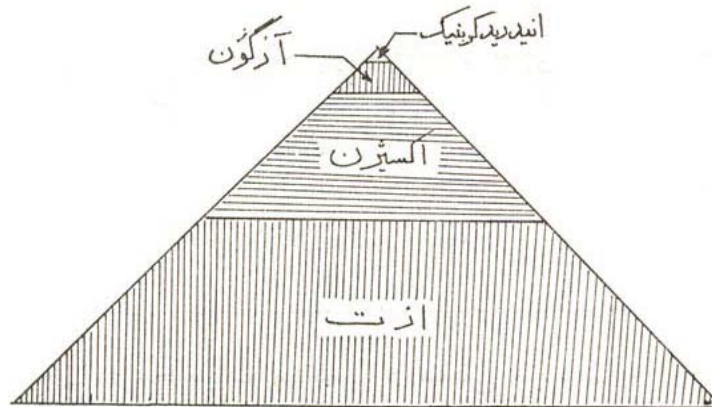
هوایی که ما استنشاق می کنیم در حالت خشک، خالص و خالی از غبار و مواد خارجی، اختلاطی از چهار گاز زیر می باشد که مقدار نسبی آنها بر حسب تعداد ذره شیمیایی^۱ با تناسب حجمی چنین است:

$$99 \% < \begin{cases} 78/09 \% & N_2 & \text{ازت} \\ 20/95 \% & O_2 & \text{اکسیژن} \\ 0/93 \% & A & \text{آرگون} \\ 0/03 \% & CO_2 & \text{انیدرید کربنیک} \end{cases}$$

۱۰۰٪ جمع

شکل ۲ این نسبت‌ها را مجسم می‌نماید!

شکل ۲- میزان نسبی گازهای اصلی هوا
(بر حسب تعداد ذره شیمیایی یا تناسب حجمی)



ترکیب یا تناسب فوق، در ارتفاعات بالای جو تا حدود ۲۵ کیلومتر- برخلاف تصور سابق که اختلاف وزن مخصوص را سبب کمی و زیادی غلظت‌ها می‌دانستند- ثابت می‌ماند.

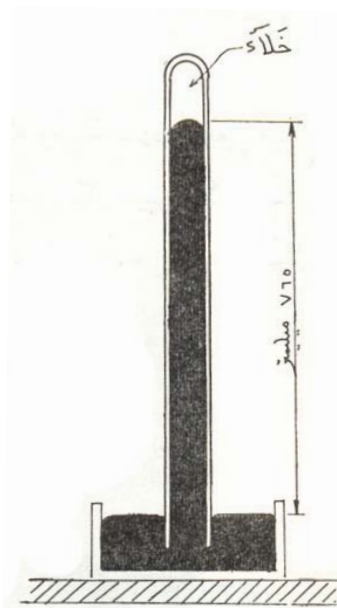
اکسیژن معمولی به صورت دو اتمی (O_2) در هوا وجود دارد و مقدار فوق‌العاده ضعیفی از آن ($\frac{1}{400,000}$) به حالت سه اتمی (O_3)، یعنی اُزن، پراکنده است. در سرحدات جو، به طوری که در فصل دوم خواهیم دید، اکسیژن تک اتمی (O) به وجود می‌آید.

علاوه بر گازهای فوق و آثاری از گازهای نادر، هوا همیشه حاوی بخار آب است. ولی بخار آب ثابت نبوده مقدار نسبی آن بر حسب محل و وقت و ارتفاع و درجه حرارت، تغییر می‌کند و تغییر حالت نیز می‌دهد. به این جهت در بند جداگانه‌ای از آن صحبت خواهیم کرد.

۱. در محاسبات مهندسی و صنعتی مربوط به احتراق و غیره، به طور ساده و با تقریب نسبتاً کافی، فرمول هوا را $O_2 + 4N_2$ با وزن ذره‌ای $\frac{2 \times 16 + 4(2 \times 14)}{5} = 28/8$ می‌گیریم. یعنی ۴ ذره ازت و یک ذره اکسیژن به وزن ۲۸/۸ کیلوگرم در حجم ۲۲/۴ متر مکعب در شرایط متعارف نظری.

۲- وزن و فشار هوا

اول دفعه توریچلی^۱ در قرن ۱۷ ثابت نمود که هوا دارای وزن است و با اعلام سنگینی و فشار هوا، فشارسنج جیوه‌ای را در سال ۱۶۴۳ اختراع نمود (شکل ۳).



شکل ۳- فشارسنج جیوه‌ای توریچلی

وزن کلی هوای جو زمین با همه‌ی رقت و سبکی که دارد به رقم عظیم $۵/۶ \times ۱۰^{۱۵}$ تن یعنی ۵۶۰۰ میلیون تن می‌رسد. معذک این بار سنگین فقط یک میلیونیم وزن کره زمین و معادل تقریباً ۱۰ متر آب است که تمام سطح زمین را بپوشاند.

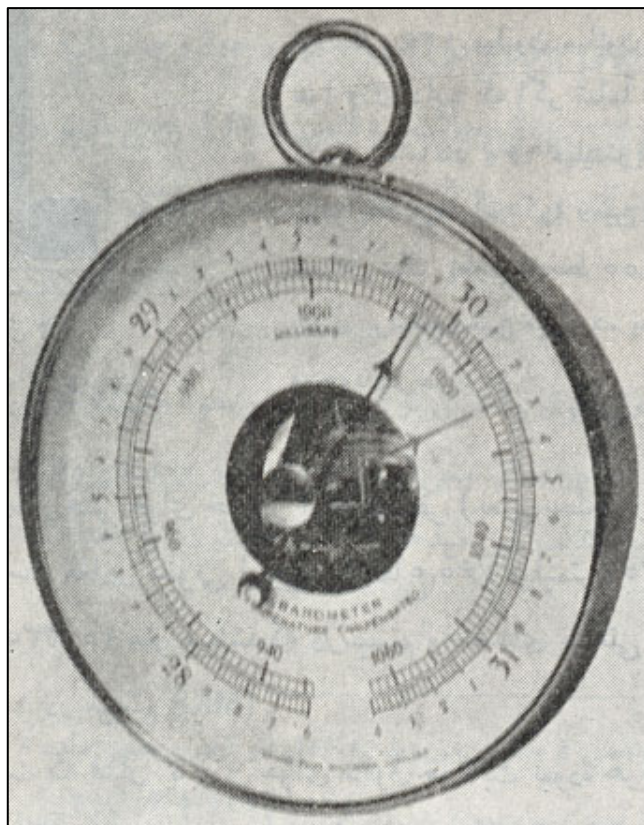
بخار آبی که همراه هواست $۱/۴۶ \times ۱۰^{۱۴}$ تن یعنی ۱۴۶ میلیون تن یا ۲/۶ درصد کل هوا وزن دارد که اگر تماماً تقطیر و تبدیل به آب می‌شد مانند ۲۶۰ میلیمتر باران بود که به طور یکنواخت بر سراسر کره زمین بریزد. معذک در عرض سال به طور متوسط ۱۰۰ میلیمتر نزولات جوی بر سطح زمین می‌ریزد. یعنی ۳ برابر مقدار موجود در جو.

فشار وارده از قشر هوای جو در ارتفاع صفر (یعنی سطح دریا) که همان وزن هوای مافوق ما است، معادل ستونی از جیوه به ارتفاع ۷۶۰ میلیمتر (۳۰ اینچ) یا ستونی از آب به ارتفاع ۱۰/۳۳۰ متر می‌باشد که در سیستم واحدهای صنعتی $۱/۰۳۳ \text{ Kg/cm}^2$ می‌شود (یا $۱۰'۳۳۰$ در سیستم MKS).

طبیعی است که فشار یا وزن هوای مافوق ما، ثابت نبوده هر قدر از سطح زمین به بالا برویم از مقدار آن کاسته می‌شود. اول دفعه (در سال ۱۶۴۸) پاسکال این قضیه را پیش‌بینی و در قلعه‌ی Puy- de- Dôme آزمایش نمود.

از سنوات بعد از جنگ بین الملل بنا به پیشنهاد دانشمند هواشناس نروژی بیرکنس^۱ واحد جدیدی به نام میلی بار^۲، مساوی ۱۰۰۰ دین بر سانتیمتر مربع، برای تعیین فشار هوا پیشنهاد و معمول گردید. به این ترتیب فشار جو، در شرایط متعارف (سطح دریا و ۰°C) مساوی ۱۰۱۳ میلی بار است و واحد فشار صنعتی $1 \text{ Kg/cm}^2 = 980$ میلی بار. وزن مخصوص هوا در شرایط متعارف مساوی $1/293 \text{ Kg/cm}^3$ است. برای اندازه گیری فشار، علاوه بر لوله ی تورچلی که وسیله ی ساده و قطعی می باشد ولی دست گیر و غیر عملی است، فشارسنج با جعبه خلأ فانوسی به کار می برند که ممکن است عقربه دار شاخصی و آویختنی باشد^۳ که در منازل و دفاتر استفاده می کنند (شکل ۴) و یا نگارشی باشد^۴ که مخصوص ایستگاه های هواسنجی است (شکل ۵).

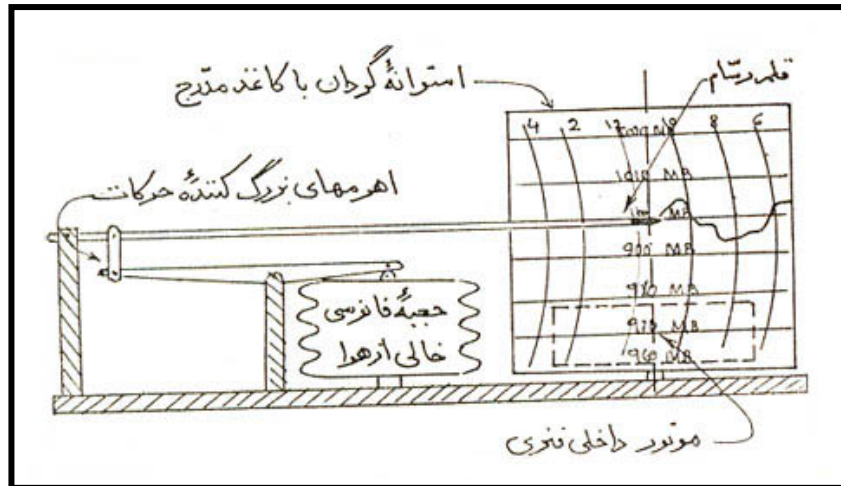
شکل ۴- فشارسنج فلزی (فانوسی یا جعبه ای)



۱. V. Byerkness
۲. Baromètre anéroïde

۳. Millibar
۴. Barographe

شکل ۵- فشارسنج نگارشی



برای استفاده‌ها و محاسبات هواشناسی ارقام خاصی که با قرائت فشار سنج- اعم از جیوه‌ای یا جعبه‌ای- به دست می‌آید باید تصحیح و تحویل شرایط مبنا (0°C . و سطح دریا) شود؛ زیرا انبساطی که جیوه و لوله شیشه‌ای در اثر سرما و گرمای هوا می‌نمایند، متفاوت است. به‌علاوه، به‌طوری که فرمول آن را در فصل دوم خواهیم دید، فشار هوا تابع ارتفاع مکان است و برای آنکه فشارهای نقاط مختلف یک منطقه یا قاره قابل مقایسه با هم باشند، لازم است تأثیر ارتفاع نقاط برداشته شود و فشارهای مشهود تحویل به سطح مبنا گردد. برای این کار از جداول تنظیم شده مخصوص هر ایستگاه استفاده می‌نمایند.

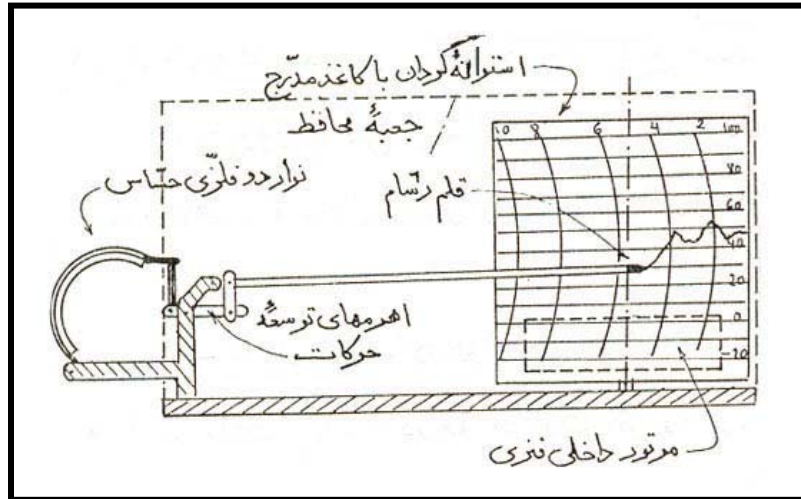
۳- درجه حرارت یا دما^۱

درجه حرارت و توصیف انواع گرماسنج‌ها (میزان‌الحراره یا ترمومتر) در فیزیک تعریف شده است. در اینجا شکل ساده‌ای از گرماسنج ثبات یا گرمانگار^۲ را که در ایستگاه‌های هواسنجی به کار برده می‌شود نشان می‌دهیم (شکل ۶).

۱ . Temperature (Temperature)

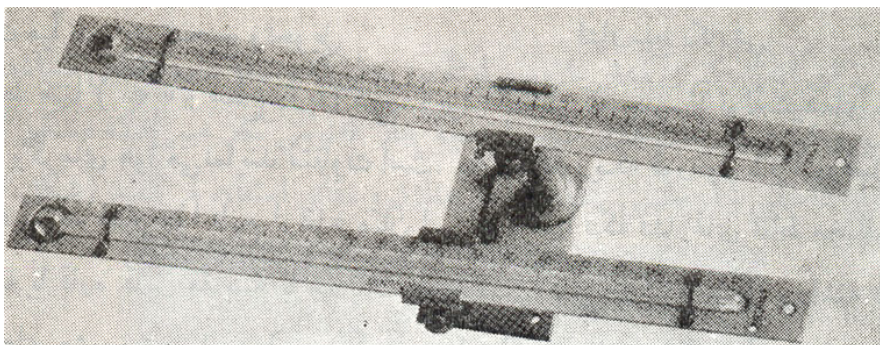
۲ . Thermographe

شکل ۶- منظره ساده شده یک گرماتگار



شناسایی حداکثر و حداقل شبانه روزی درجه حرارت یک محل نیز مورد احتیاج و استناد آمار هواشناسی می باشد. برای این منظور دو عدد ترمومتر بلوری که طبق شکل ۷ به طور موازی نصب شده اند به کار می برند. ترمومتر شاخص حداکثر درجه حرارت یک ترمومتر جیوه ایست که در آن ستون جیوه را تنگ گرفته اند، به طوری که جیوه مخزن در موقع گرما و انبساط، وارد مجرا می شود ولی در موقع سرد شدن هوا نمی تواند برگردد و خط باریک جیوه در حداکثر درجه ای که رسیده است متوقف می شود.

شکل ۷- گرماسنج جفت ماکزیمم و می نیمم



ترموتر شاخص حداقل یک ترمومتر الکلی است که در مجرای انبساط آن یک میله نازک کوتاه خوابانده‌اند. الکل وقتی در مجرا بالا می‌رود از روی میله رد می‌شود ولی وقتی پایین می‌آید در اثر خاصیت جذب ذره‌ای و چسبندگی تیغه، مایع میله را همراه خود تا حداقل درجه حرارت پایین می‌کشانند.

آخر روز یا پس از ساعتی که باید اندازه‌گیری‌ها قرائت و ثبت شود، ترمومترها را تکان می‌دهند تا به حال تعادل و تطابق برای اندازه‌گیری مجدد درآید^۱.

اندازه‌گیری‌های فوق درجات حرارت عادی هوا و احساس اولیه‌ی ما است که آن را درجه‌ی حرارت، به طور مطلق یا درجه‌ی حرارت خشک در سایه می‌نامند. غیر از اینها، درجات حرارت در آفتاب و درجه‌ی حرارت مرطوب نیز داریم که جداگانه (در بندهای ۶ و ۱۰) بحث خواهند شد.

هوای مرطوب

۴- درجه رطوبت هوا^۲

وجود بخار آب به لحاظ فیزیک و ترمودینامیک، آثار مهمی دارد که حیاتی‌ترین آنها تشکیل ابر و نزول باران است و همچنین جلوگیری از تغییرات شدید درجه‌ی حرارت و غیره.

در عملیات صنعتی نیز رطوبت هوا نقش بزرگی دارد. از آن جمله در برج‌های خنک‌کن آب کندانسور، در خشک کردن محصولات و مصنوعات، در تهویه مطبوع و غیره. بنابراین وجود بخار آب و تبخیر و تقطیر آب را در هوا نمی‌توان نادیده انگاشت.

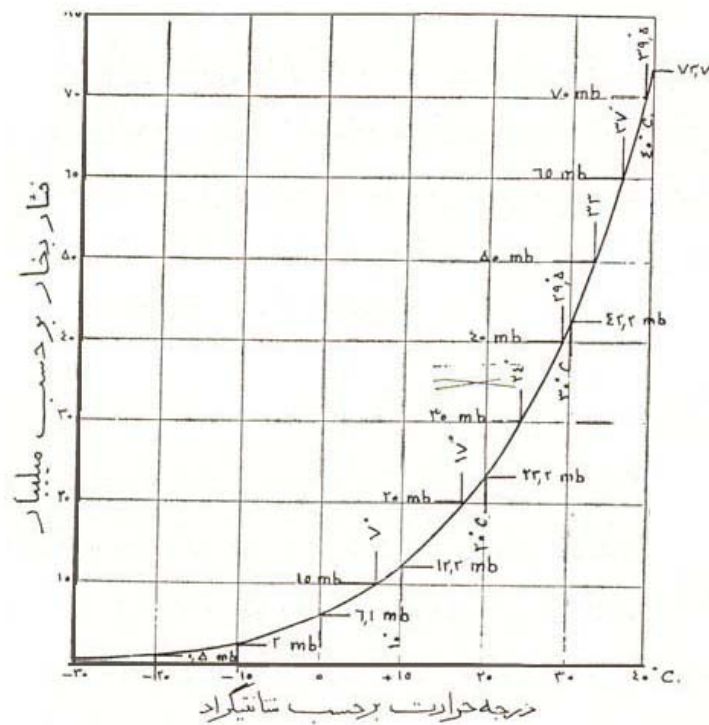
برای قوانین تبخیر آب و غلیان آن و تقطیر و فشار اشباع و غیره، به قدر کافی در فیزیک و ترمودینامیک- و از جمله در فصول ۱ و ۴ و ۷ جلد اول کتاب «ترمودینامیک

۱. در ایستگاه‌های هواسنجی ایران، به‌طور ثابت و بر طبق مقررات بین‌المللی، درجه حرارت اکثر را درجه حرارت ساعت ۱۸:۳۰ و درجه حرارت اقل را درجه حرارت ساعت ۶:۰۰ صبح می‌گیرند و معدل عددی آن دو را، به‌عنوان درجه حرارت متوسط روزانه اتخاذ می‌کنند. عملاً و به طوری که در فصل سوم خواهیم دید حداکثر واقعی درجه حرارت تهران برحسب فصول مختلف سال مابین ساعت ۱۵ تا ۱۶:۳۰ نوسان می‌نماید و حداقل واقعی مابین ۳:۰ تا ۵:۳۰ است.

۲. Degrè hygrométrique (Relative Humidity, RH)

۱۴۰ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 صنعتی»- صحبت شده است . در اینجا ما فقط به ارایه‌ی منحنی اشباع در درجات
 حرارت معمولی هوا که رابطه‌ی مابین درجه‌ی حرارت و فشار اشباع بخار آب را
 می‌دهد، اکتفا می‌نماییم^۱ (شکل ۸).

شکل ۸- منحنی رنیو یا رابطه درجه حرارت و فشار اشباع بخار آب



در این شکل علاوه بر تقسیمات متساوی محورهای طول و عرض ، مقادیر p و t نظیر ارقام صحیح متغیر دیگر را نشان داده‌ایم.
 نظر به اینکه تأثیر اساسی بخار آب موجود در هوا، در موقع تقطیر آن ظاهر می‌شود، برای تشخیص و تعریف رطوبت هوا آمده‌اند میزان دوری و نزدیکی آن را به نقطه‌ی تقطیر یا به حالت اشباع، ملاک عمل قرار داده‌اند . بنا به تعریف، درجه‌ی رطوبت هوای مفروضی که به درجه حرارت t باشد ، عبارت است از خارج قسمت فشار اختصاصی بخار آب موجود در آن هوا، به فشار اشباع نظیر درجه‌ی حرارت t :

۱. Courbe de Regnault

$$h = \frac{p_e}{p_s}$$

درجه‌ی رطوبت h ، یک کمیت نسبی بدون واحد است و با «مقدار رطوبت» که مقدار مطلق یا تعداد گرم بخار آب همراه با یک کیلوگرم هوای خشک را نشان می‌دهد، فرق دارد. مقدار رطوبت هوا، مادامی که بخار آب جدیدی وارد آن نشده یا از آن گرفته نشود، ثابت می‌ماند ولی h تابعی از درجه حرارت است. هر قدر هوا سرد گردد، چون p_s تنزل می‌نماید، h رفته رفته به ۱۰۰ درصد نزدیک می‌شود.

نظر به اینکه بخار آب محلول در هوا به حالت خیلی رقیق و به درجه حرارت پایین می‌باشد مادامی که شروع به تقطیر نکرده باشد آن را گاز ساده^۱ تلقی می‌کنند و فشار را متناسب با وزن می‌گیرند. به طوری که هرگاه m تعداد گرم بخار آب همراه با یک کیلوگرم هوای خشک باشد و حداکثر وزن بخاری را که در همان درجه حرارت می‌تواند به حالت اشباع همراه با یک کیلوگرم هوای خشک باشد m_s بنامیم چنین خواهیم داشت:

$$h = \frac{p_e}{p_s} = \frac{m}{m_s}$$

از این عبارت به خوبی معلوم می‌شد که h تابعی است از مقدار رطوبت m و درجه حرارت t . برای اشباع شدن هوا و تقطیر آب ممکن است در درجه حرارت ثابت، بر مقدار بخار آب محلول در هوا، یعنی بر m بیافزاییم تا $h = ۱۰۰$ شود و یا آنکه هوا را سرد کرد تا با همان مقدار رطوبت موجود، p_s تنزل نماید و مساوی p_e گردد.

مثال:

یک مترمکعب هوا را در نظر می‌گیریم که تحت فشار $p = ۰/۸۹ \text{ Kg/cm}^2$ و درجه حرارت $t = ۲۷^\circ$ است. فرض می‌کنیم این هوا در عبور از میان اجسام متخلخل خیس، به اندازه ۱۰ گرم بخار آب به دست آورده باشد. مطلوب است درجه رطوبت h ، مقدار رطوبت m ، و فشار اختصاصی بخار آب p_e .

قبلاً وزن هوای خشک محتوی در یک متر مکعب حجم را (برحسب گرم) به دست می آوریم

$$m_a = m_t - m_e$$

(m_t وزن کل یک متر مکعب هوا است، m_a وزن هوای خشک مربوطه و m_e وزن بخار آب محتوی در همان یک متر مکعب فضا).

فرمول فوق را اگر برحسب مولکول کیلوگرم بنویسیم و M مقدار کل مولکول گاز و بخار محتوی در یک متر مکعب باشد، چنین خواهیم داشت:

$$M = \frac{m_a / 1000}{28/8} + \frac{m_e / 1000}{18}$$

اما:

$$M = \frac{PV}{RT} = \frac{(0.89 \times 10^6) \times 1}{847 \times (273 + 27)} = 0.035$$

بنابراین:

$$m_a = 2880 \cdot M - \frac{28/8}{18} m_e$$

یا:

$$m_a = 2880 \cdot 0.035 - 1/6 \times 10 = 944 \text{ gr}$$

حال می توان m و p_e را حساب کرد:

$$m = 1000 \cdot \frac{m_e}{m_a} = 1000 \cdot \frac{10}{944} \approx 10$$

$$p_e = \frac{M_e}{M} p = \frac{10}{0.035} \times 0.89 = 0.0141 \text{ Kg/cm}^2$$

و از آنجا درجه رطوبت h با استفاده از مشخصات بخار آب به دست می آید:

$$h = \frac{p_e}{(p_s)_{27^\circ}} = \frac{0.0141}{0.04} = 35/2 \%$$

چنین هوایی می تواند حداکثر به اندازه ی:

$$m_s = \frac{m}{h} = \frac{10}{0.352} = 28/4 \text{ gr}$$

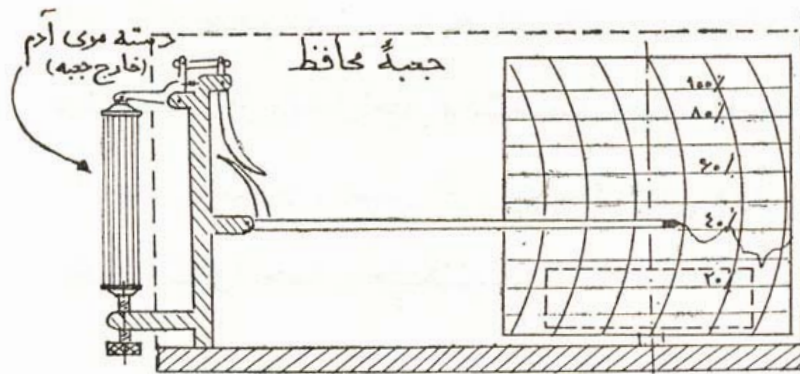
پدیده‌های جوی _____ ۱۴۳

بخار آب در خود حل نماید. یعنی استعداد قبول $18/4$ گرم دیگر بخار آب را دارد و از آن به بعد اشباع خواهد شد. همچنین ممکن است بدون آنکه تبخیر آبی در داخل آن صورت بگیرد، p_e ثابت مانده و p_s در اثر سرد شدن تنزل نماید تا در درجه‌ی حرارت 11 ، مساوی $(p_s)_{11} = 0/041$ گردد و حالت مه ظاهر شود.

تبصره- در مثال فوق ممکن بود مستقیماً وزن بخار اشباع را در یک متر مکعب هوا حساب می‌کردیم و h را به دست می‌آوردیم ولی چون بنا به معمول، مقادیر m و h به حسب واحد وزن سنجیده می‌شوند و این ترتیب در محاسبات مربوط به موارد استعمال صنعتی سهل‌تر است، قبلاً وزن هوای محتوی در یک متر مکعب را حساب کردیم.

اندازه‌گیری رطوبت هوا با رقم و درجه، از سال 1783 به وسیله دوسوسور^۱ با استفاده از یک رشته موی انسانی که خاصیت جذب رطوبت و افزایش طول را دارد معمول گردید. رطوبت سنج‌های امروزی^۲ نیز مبتنی بر همین اساس می‌باشند. شکل ۹ شمای یک رطوبت نگار^۳ را نشان می‌دهد.

شکل ۹- رطوبت نگار مویین



معمولاً در آزمایشگاه‌ها و ایستگاه‌های هواسنجی، مجموعه‌ی گرمانگار و رطوبت نگار را به صورت اسباب واحد مرکب، با استوانه‌ی گردان حامل صفحه‌ی مدرج مشترک به کار می‌برند.

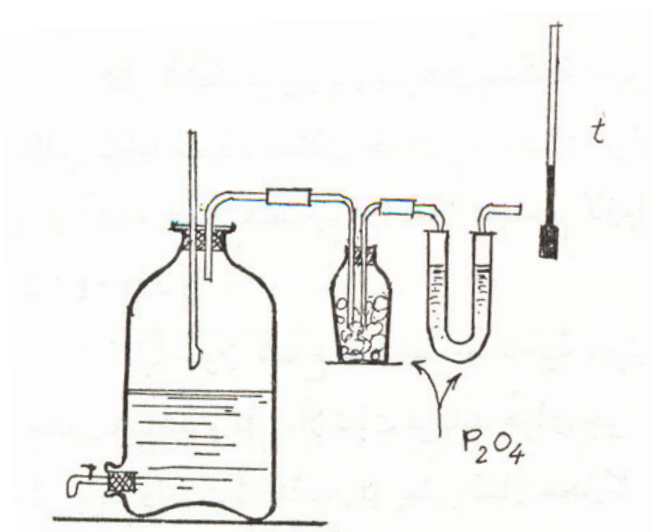
۱. de Saussure

۲. Hygromètre

۳. Hygrographe

این ترتیب اندازه گیری که مبتنی بر تطویل الیاف حیوانی مانند مو و پشم و غیره است، نمی تواند قابل تناسب و تطابق با خود و دقیق باشد، زیرا تطویل الیاف کاملاً متناسب با h و همیشه به یک روال نیست؛ مگر آنکه اسباب را با مقایسه با یک اسباب دقیق، مدرج نموده و تنظیم نمایند.

شکل ۱۰- اسباب اندازه گیری مقدار رطوبت هوا از راه جذب و توزین



اسباب دقیق علمی این کار یک جفت گرماسنج خشک و تر^۱ است که از اختلاف درجات آنها و استفاده از جداول یا منحنی های رطوبی که در بند ۶ خواهیم دید، درجهی رطوبت را تعیین می نمایند.

البته تعیین مقدار مطلق رطوبت یا m ، به وسیلهی شیمیایی بر طبق شکل ۱۰ میسر است. ولی این طریقه فقط در آزمایشگاه ها و به طور غیر جاری امکان پذیر بوده برای ایستگاه های هواسنجی و عملیات صنعتی مستمر و در تهویه مطبوع، غیر عملی است. طرز کار از این قرار است که حجم معینی از هوای آزاد را، با خالی کردن آب محتوی در شیشه، وارد می نمایند تا از داخل اجسام متخلخل جاذب الرطوبه قوی عبور نموده کلیهی بخار آب خود را جا بگذارد. سپس از روی افزایش وزن ظروف

۱. Thermomètre à bulle sèche et thermomètre à bulle humide
(Dry and wet bulbe thermometers)

محتوی اجسام متخلخل، مقدار بخار آب را حساب می‌کنند.

۴ مکرر - منحنی‌های رطوبی هوا

با دخالت دادن و در نظر گرفتن بخار آب در هوا، سه معرف یا سه پارامتر جدید بر پارامترهای معمولی هوا به عنوان یک گاز (یعنی p و t) اضافه می‌شود: q ، m ، h .
 h درجه رطوبت، m مقدار رطوبت و q مقدار حرارت است.
 مقصود از q مقدار کالری حرارتی است که باید به یک کیلوگرم هوای خشک و m گرم بخار آب موجود در آن، ابتدا از حالت هوای خشک صفر درجه و آب صفر درجه، داده شده باشد تا مجموعه به صورت فعلی در آمده باشد:

$$q = 0.24 t + \frac{m}{1000} (606/5 + 0.305 t)$$

نظر به اینکه مابین پارامترهای سه گانه‌ی اخیر، دو رابطه می‌شناسیم فقط یک پارامتر مطلق یا یک معرف مستقل جدید بر مشخصات هوای خالص اضافه می‌شود. به عبارت اخیری برای آنکه هوای منظوری را کاملاً بشناسیم، لازم است سه معرف در دست داشته باشیم؛ مثلاً t و p و h .

غالباً چون شعاع عمل ما در ناحیه‌ی معینی از زمین بوده، از حیث زمان و مکان محدود می‌باشد و p عملاً ثابت می‌ماند؛ هوای جو را با دو پارامتر t و h معرفی می‌نمایند. ولی باید دانست که مقدار p یعنی فشار محل، کاملاً مؤثر در h و در سایر مقادیر مربوط به بخار آب است.

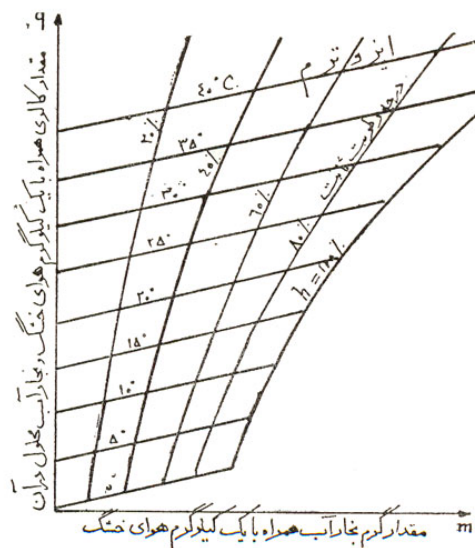
منحنی‌های رطوبی عبارتند از آباک یا ترسیمه‌هایی که روی آنها کلیه‌ی حالات هوا به وسیله‌ی یک سلسله خطوط با معرف ثابت نشان داده شده باشد. انواع مختلف آنها بر حسب مؤلفین و مخصوصاً موارد استعمالی که در نظر باشد فرق می‌کند. مثلاً ممکن است در طول، درجه‌ی حرارت t و در عرض، مقدار حرارت q را ببرند؛ یا در طول، مقدار رطوبت m و در عرض، مقدار حرارت q را. نوع دوم به جهاتی بر نوع اول برتری دارد و محاسبات تهویه‌ی مطبوع^۱ را بسیار آسان می‌کند.

به طوری که بعداً خواهیم دید چون وسیله‌ی دقیق تشخیص درجه‌ی رطوبت هوا مقایسه‌ی درجه حرارت ترمومتر خشک معمولی با درجه حرارت تعیینی ترمومتر

۱. Conditionnement d'air (Air Conditioning)

خیس است (یعنی ترمومتری که مخزن آن را با پارچه‌ی متخلخل نم‌داری پوشانده و در معرض جریان هوا قرار داده باشند) بعضی از مؤلفین و سازندگان اسباب‌های تهویه‌ی مطبوع مختصات ترسیمه‌ی خود را دو درجه‌ی حرارت خشک و تر قرار داده‌اند (t_s و t_h یا $t_s - t_h$).

به عقیده‌ی ما، مختصات m و q (شکل ۱۱) بر مختصات با t_s و t_h که در کتب آمریکایی تهویه‌ی مطبوع متداول است ترجیح دارد.



شکل ۱۱- ترسیمه‌ی رطوبی هوا در مختصات m و q

ضمناً ممکن است t و p را به‌عنوان محورهای مختصات انتخاب نمود و p_e را نیز به حسب p بیان کرد. برای این کار دیاگرام p و t یا دیاگرام عمومی گازها را که در مورد گازهای طبیعی در ترمودینامیک صنعتی شرح داده‌ایم (آخرین بند فصل ششم) به وسیله منحنی‌های هوای مرطوب تکمیل کرد.

ابتدا و در این بحث، به تعریف و ترسیم منحنی‌های رطوبی در مختصات m و q که برای یک کیلوگرم هوای خشک و بخار آب محتوی در آن رسم می‌شود می‌پردازیم و در بند ۵ آینده به سراغ مختصات t و p خواهیم رفت.

الف) خطوط ایزوترم

بنا به رابطه‌ی:

$$q = 0.24 t + \frac{m}{1000} (60.6/5 + 0.305 t)$$

وقتی t ثابت باشد، نمایش q بر حسب m ، خط مستقیم در می‌آید. بنابراین ایزوترم‌ها خطوط مستقیم تقریباً موازی بوده، شیب آنها به طور نامحسوس ترقی می‌نماید.

ب) خطوط درجه رطوبت و یا $h = C^{te}$

معادله ساده‌ای برای h وجود ندارد و باید منحنی‌های h ثابت را نقطه به نقطه رسم کرد. چنانچه یک کیلوگرم هوای خشک مورد بحث و بخار آب محتوی در آن را که دارای درجه حرارت و حجم مشترک می‌باشند، گاز ساده بگیریم اوزان ذره‌ای هریک متناسب با فشارهای اختصاصی مربوطه می‌باشد، یعنی:

$$\frac{\frac{m}{1000}}{\frac{1}{28.8}} = \frac{p_e}{p - p_e} = \frac{hp_s}{p - hp_s}$$

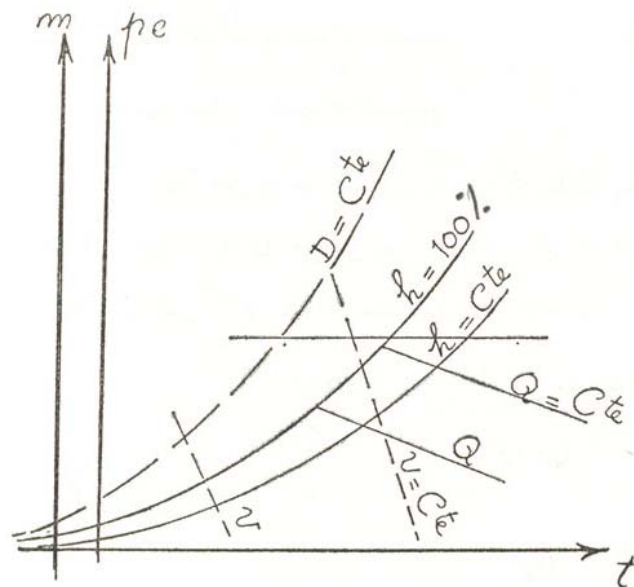
و از آنجا:

$$m = \frac{18'000}{28.8} \frac{p_s}{p - hp_s} h$$

حال برای رسم هر یک از منحنی‌های $h = C^{te}$ کافی است جدول بر حسب t تنظیم نموده مرتباً مقادیر p_s (که از جدول مشخصات بخار آب یا از منحنی اشباع، شبیه به شکل ۸ به دست می‌آید) و hp_s و $p - hp_s$ و بالاخره m را ثبت نمایید. آنگاه نقاط مربوطه را که روی ایزوترم‌های نظیر نشان شده باشد، به هم وصل کنید. به طوری که در رابطه بالا مشاهده می‌شود، m متناسب با فشار محلی p نیست و برای هر فشار یا ارتفاع مکان، لازم است حساب‌ها و منحنی‌های h تجدید شود. اضافه بر خطوط t و h می‌توان حجم مخصوص هوا را نیز حساب کرده منحنی‌های $v = C^{te}$ را نیز رسم نمود.

۵- نمایش هوای مرطوب در مختصات p و t (نقل از مقاله‌ی «مجله‌ی صنعت»)^۱
 در اینجا دیاگرام را برای یک مولکول گرم «هوا + بخار آب» رسم می‌نماییم و موقتاً عرض مختصات را به عوض p که فشار کلی است، p_e که فشار اختصاصی بخار آب است، می‌گیریم. منحنی‌های معرف مشخصات مختلف، بنا به فرمول‌هایی که به زودی خواهیم داد، مطابق شکل ۱۲ به شرح زیر در می‌آید:

شکل ۱۲- منحنی‌های رطوبی هوا در مختصات p و t
 (دیاگرام عمومی گازها)



- الف) ایزوترم‌ها: خطوط قائم $t = C^{te}$.
 ب) مقدار رطوبت ثابت یا خطوط شبنم^۲: خطوط افقی $m = C^{te}$.
 ج) مقدار حرارت ثابت یا خطوط اشباع^۳: خطوط مستقیم مورب موازی $Q = C^{te}$.

۱. اشاره مؤلف فقید به مقاله «دیاگرام عمومی برای گازها و برای هوای مرطوب» است که در «مجله صنعت»، نشریه کانون مهندسين، شماره ۳، صص ۳۲ تا ۴۱، شهریور ۱۳۲۳، چاپ و منتشر شده و اکنون دومین مقاله مندرج در همین مجموعه آثار می‌باشد (ب.ف.ب).

۲. Lignes de rosée (Dew- points)

۳. Lignes de Saturation (Saturation Curves)

د) حجم مخصوص $v = C^{te}$: خطوط مستقیم مورب با شیب منفی بیش از خطوط اشباع.

ه) منحنی‌های درجه‌ی رطوبت $h = C^{te}$: خطوط منحنی سهمی شکل منطبق با منحنی اشباع رنیو (یا با عرض‌های متناسب).

و) منحنی‌های تقطیر $D = C^{te}$: مانند منحنی $h = 100\%$ با تغییر مقیاس عرض نقاط.

ز) منحنی‌های آدیاباتیک $S = C^{te}$: تغییرات t و p هوا را ضمن انبساط یا تراکم آدیاباتیک آن، نشان می‌دهد.

اینک به محاسبه و طرز ترسیم خطوط فوق می‌پردازیم. به طور کلی، هرگاه مقدار مولکول کیلوگرم بخار محلول را μ بنامیم.

$$p_e = \mu p$$

یا

$$p = \frac{1}{\mu} p_e$$

الف) ایزوترم‌ها

با انتخاب t به عنوان محور طول مختصات تکلیف معلوم است.

ب) خطوط شبنم $m = C^{te}$

رابطه‌ی معرف مقدار رطوبت m که سابقاً به حسب گرم بخار آب همراه با یک کیلوگرم هوای خشک بیان می‌کردیم، با استفاده از μ که مقدار مولکول بخار آب موجود در یک مولکول کیلوگرم مخلوط است، ساده می‌باشد:

$$\mu = \frac{\frac{m}{18'000}}{\frac{m}{18'000} + \frac{1}{28'8}} = \frac{m}{m + 625}$$

و از آنجا:

$$m = 625 \frac{p_e}{p - p_e}$$

که نظر به کوچکی عادی p_e در جنب p ، می‌توانیم چنین بنویسیم:

$$m = \frac{625}{p} p_e$$

به این ترتیب چنانچه p را که فشار محلی است ثابت بگیریم منحنی‌های $m = C^{te}$ خطوط افقی خواهند شد و کافی است در جوار محور عرض، محور دیگری با درجه بندی m رسم نماییم.

برای فشارهای محلی مغایر و شهرهای دیگر، منحنی‌های $m = C^{te}$ باز خطوط افقی خواهند بود و به عوض تجدید رسم، کافی است مقادیری را که خوانده می‌شود در نسبت:

$$\frac{\text{فشار محل مبنا}}{\text{فشار محل جدید}}$$

ضرب نمود.

$$Q = C^{te} \text{ خطوط اشباع}$$

Q مقدار حرارت موجود در یک مولکول کیلوگرم مخلوط، ابتدا از حالت صفر درجه می‌باشد (آب مایه صفر درجه و هوای خشک صفر درجه):

$$Q = (1 - \mu) \times 7t + 18\mu (606/5 + 0/305t)$$

یا:

$$Q = 7t + 10900\mu - 1/5\mu t$$

نظر به اینکه در شرایط معمولی هوا کمتر ممکن است درجه حرارت از ۵۰ و مقدار رطوبت از ۲۵ گرم تجاوز کند، جمله منفی $1/5\mu t$ حداکثر می‌تواند به ۰/۱۲ برسد و نسبت به جمله‌های قبل ضعیف و قابل اغماض است. حال اگر به جای μ مقدار آن $\frac{p_e}{p}$ را بگذاریم دیده می‌شود که منحنی‌های $Q = C^{te}$ به صورت خطوط موازی با شیب منفی به معادله‌ی:

$$p_e = \frac{p}{10900} (Q - 7t)$$

در می‌آید.

چنانچه مقدار q نظیر یک کیلوگرم هوای خشک را خواسته باشیم می‌دانیم که:

$$q = 0.24 t + \frac{m}{1000} (60.6/5 + 0.305 t)$$

به جای ۰/۲۴ که حرارت مخصوص یک کیلوگرم هوا است، $\frac{V}{28/8}$ می‌گذاریم و به جای

$$\frac{m}{1000} \text{ مقدار آن } \frac{18}{28/8} \frac{\mu}{1-\mu} \text{ را قرار می‌دهیم:}$$

$$q = \frac{1}{28/8(1-\mu)} [(1-\mu) V t + 18\mu (60.6/5 + 0.305 t)]$$

و بالاخره از مقایسه با عبارت Q به این نتیجه می‌رسیم:

$$q = \frac{Q}{28/8(1-\mu)}$$

یا با تقریب کافی قابل قبول:

$$q = \frac{Q}{28/8}$$

شیب منحنی‌های اشباع $q = C^{te}$ متناسب با فشار محل یعنی p در آمده، بنابراین از یک محل به محل دیگر تغییر می‌کند. ولی چون روی ترسیمه‌ی مورد نظر، خطوط مورب کم شیبی هستند، می‌توان همان‌ها را همه جا با تغییر دادن رقم q ی مربوطه، به نسبت عکس p، مورد استفاده قرار داد.

د) حجم مخصوص $v = C^{te}$

نظر به اینکه دیاگرام برای یک مولکول کیلوگرم کامل رسم می‌شود، حجم کل همه جا:

$$V^{m^r/mkg} = \frac{RT}{P}$$

است و حجم مخصوص:

$$v^{m^r/kg} = \frac{V}{28/8(1-\mu) + 18\mu}$$

$$v = \frac{RT}{p(28/8 - 10/8\mu)} = \frac{RT}{p(28/8 - 10/8 \frac{p_e}{p})}$$

چون رابطه را بر حسب p_e حل کنیم معادله‌ی خطوط با حجم مخصوص ثابت به دست می‌آید:

$$p_e = \frac{28/8}{10/8} p - \frac{RT}{10/8 \times V}$$

$$p_e = 2/66p - \frac{78/5}{V}(273 + t)$$

یعنی یک معادله‌ی خطی برحسب t و نمایش آن خط مورب با شیب منفی.

$$h = C^{te} \text{ (منحنی‌های درجه رطوبت)}$$

این منحنی‌ها محتاج به معادله‌ی خاصی نیستند، چه برای آنها:

$$h = \frac{p_e}{p_s} = C^{te}$$

یا:

$$p_e = hp_s$$

بنابراین کافی است با استفاده از جدول مشخصات بخار آب، منحنی رنیو را که معرف تغییرات فشار اشباع برحسب درجه‌ی حرارت است، به عنوان منحنی اشباع $h = 100\%$ رسم نمود و سپس عرض نقاط آن را مرتباً به نسبت‌های 90% ، 80% ... 10% کوچک نماییم تا منحنی‌های درجه رطوبت

$$h = 90\% ، 80\% ... 10\%$$

به دست آید.

$$D = C^{te} \text{ (و) منحنی‌های تقطیر}$$

هوای مرطوب در اثر سرد شدن به حالت اشباع می‌رسد. در صورت ادامه‌ی سرما، تقطیر خواهد شد و رفته رفته از وزن بخار آب محلول در هوا کاسته می‌شود.

هرگاه نسبت مقدار بخار تقطیر شده به مقدار اولیه را درجه‌ی تقطیر یا D بنامیم و μ_s مقدار مولکول کیلوگرم بخار اشباعی باشد که در حال تقطیر وجود دارد، می‌توانیم

چنین بنویسیم:

$$D = \frac{\mu - \mu_s}{\mu} = 1 - \frac{\mu_s}{\mu}$$

حال چنانچه فشار اختصاصی بخار آب را با فرض عدم تقطیر و بقای حالت فوق اشباع p_e بنامیم و فشار اشباع نظیر درجه حرارت فعلی هوا p_s باشد، می‌دانیم که:

$$\frac{p_s}{p_e} = \frac{\mu_s}{\mu}$$

و از آنجا:

$$D = 1 - \frac{p_s}{p_e}$$

چنانچه رابطه‌ی فوق را بر حسب p_e حل کنیم معادله‌ی خطوط تقطیر به دست می‌آید:

$$p_e = \frac{p_s}{1 - D}$$

و منحنی‌های تقطیر همان منحنی p_s یعنی منحنی اشباع $h = 100\%$ اند که عرض نقاط آن را مرتباً به نسبت‌های ثابت $\frac{1}{1-D}$ برابر با:

$$\dots \text{ و } \frac{1}{1-0.1} \text{ و } \frac{1}{1-0.2} \text{ و } \frac{1}{1-0.3}$$

بزرگ کرده باشند.

ز) منحنی‌های آدیاباتیک $S = C^{te}$

نمایش انبساط یا تراکم آدیاباتیک هوای مفروضی که به درجه حرارت t و فشار اختصاصی p_e باشد با توجه به رقیق بودن بخار آب، بر طبق معادله‌ی آدیاباتیک گازهای ساده، به صورت:

$$pT^{-\frac{3}{45}} = C^{te}$$

می‌باشد. البته ضمن انبساط یا تراکم هوا، چون فشار کلی $p = \frac{1}{\mu} p_e$ تغییر می‌کند و منحنی‌های q و m و v با عرض p معینی محاسبه و ترسیم شده‌اند، معنای خود را از دست می‌دهند و نمی‌توان از روی آنها مقادیر مربوطه را تعیین کرد- و اصولاً مادامی که به مرحله تقطیر نرسیده است، μ و m ثابت هستند- ولی منحنی‌های h و D چون نسبت‌هایی را نشان می‌دهند و ارتباطی با p ندارند به اعتبار خود باقی بوده در هر لحظه و روی هر نقطه از منحنی انبساط آدیاباتیک، می‌توان h را تعیین کرد. و وقتی h به 100 درصد رسید، می‌توان درجه حرارت تقطیر آدیاباتیک بخار آب (t_a) را روی محور طول‌ها خواند و فشار جو را که متناسب با p_e جدید است حساب کرد.

تبصره- برای انطباق منحنی‌های هوای مرطوب که در مختصات t و p رسم شده است بر مختصات t و p و برای آنکه بتوان در مورد هوای مرطوب نیز که امکان اشباع و تقطیر را دارد از دیاگرام عمومی مذکور در فصل ششم کتاب «ترمودینامیک صنعتی» استفاده نمود. عدد:

$$\mu = \frac{p_e}{p}$$

را به عنوان یک ضریب واسط اختیار می‌نماییم و فشارها را همه جا به حسب p_e بیان می‌کنیم. در این صورت هرگاه به μ مقادیر مختلفی مانند $\frac{1}{10}$ و $\frac{1}{100}$ و $\frac{1}{1000}$ بدهیم فشارها را ده برابر، صد برابر و هزار برابر خواهیم خواند.

حال چنانچه گاز ساده‌ی غیرمشخص، یا هوای خشکی در نظر باشد، بدون توجه به وجود رطوبت، μ را به منزله‌ی یک مقیاس، محور عرض‌ها تلقی کرده به فراخور دامنه‌ی تغییرات p آن را معادل یکی از مقادیر بالا می‌گیریم و فشارها را روی محوری که با اندیس نظیر آن مقدار μ مشخص شده است، می‌خوانیم ولی اگر منظور هوای مرطوبی باشد μ دارای مقدار معینی است که در تمام مدت تحویل ثابت می‌ماند و فشار هوا را باید اول روی محور p_e خوانده بعداً در عدد ثابت $\frac{1}{\mu}$ ضرب نمود.

مثال:

مشخصات اصلی هوای مفروضی در تهران:

$$h = 30\% \quad \text{و} \quad t = 40^\circ\text{C}$$

است. سایر مشخصات آن را از روی ترسیمه‌ی رطوبی هوا معلوم می‌کنیم. نقطه‌ی معرف هوای مفروض روی ایزوترم 40° (خط قائم) و منحنی $h = 30\%$ درجه‌ی رطوبت است. خطوط و منحنی‌هایی که از این نقطه می‌گذرند، چنین خوانده می‌شوند (شکل ۱۶ نقطه M):

| | |
|---|----------------------|
| $p_e = 22 \text{ mb}$ | فشار اختصاصی بخار آب |
| $m = 16 \text{ gr/kg}$ | مقدار رطوبت |
| $v = 1/0.32 \text{ m}^3/\text{kg}$ | حجم مخصوص |
| $q = 19 \text{ cal/kg}$ | مقدار حرارت |
| $t_h = 24/5^\circ\text{C}$ (در تقاطع خطوط q و $h = 100\%$) | درجه حرارت اشباع |
| $t_a = 19^\circ\text{C}$ (در تقاطع خطوط m و $h = 100\%$) | درجه‌ی شبنم |

شروع تشکیل ابر و بارندگی $t_q = 13/5C^\circ$ (در تقاطع آدیاباتیک و $h = 100\%$)

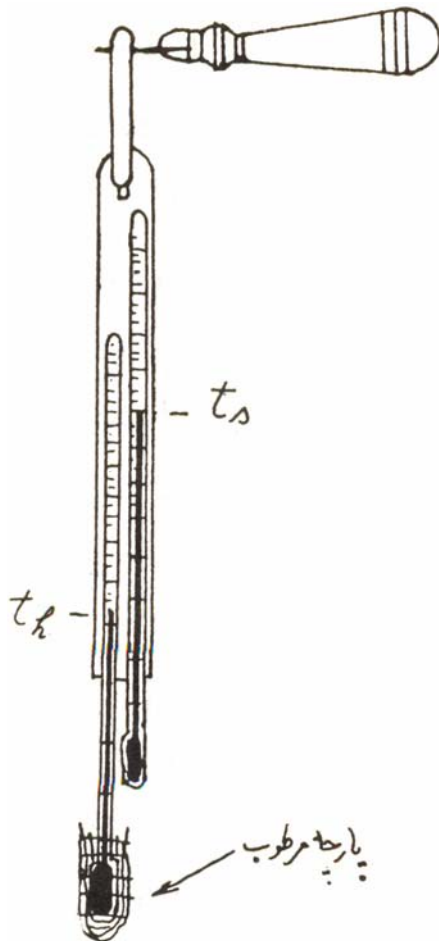
$$p' = 605/5 \text{ mb} \quad \text{فشار هوا در موقع شروع تقطیر}$$

$$\left(\frac{p_e \text{ بعد از انبساط}}{p_e \text{ اولیه}} \right) \quad \text{(فشار اولیه ضرب در)}$$

۶- تعیین درجه‌ی رطوبت هوا و نقطه‌ی اشباع^۱ و نقطه‌ی شبنم^۲

از روی منحنی‌های رطوبی

شکل ۱۴- مجموعه‌ی گرماسنج‌های خشک و خیس



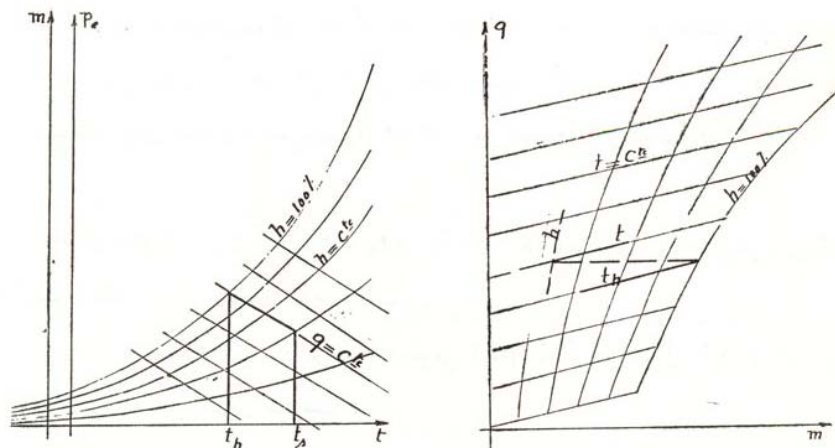
همان‌طور که در بند ۴ گفته شد تعیین دقیق درجه‌ی رطوبت هوا و درجات حرارت اشباع و شبنم با استفاده از ترسیمه‌های رطوبی امکان‌پذیر می‌باشد. برای تعیین درجه‌ی رطوبت، دو ترمومتر در مسیر هوا قرار می‌دهند. اولی ترمومتر معمولی به وضع عادی است که گرماسنج خشک^۳ نامیده می‌شود و دومی که دور مخزن آن را پارچه‌ی متخلخل خیس گرفته‌اند (در دستگاه‌های ثابت ممکن است رشته‌ای از آن پارچه همیشه در یک شیشه‌ی کوچک آب، مانند فتیله‌ی چراغ نفتی غوطه‌ور باشد)، گرماسنج خیس^۴ خوانده می‌شود. عبور هوا از میان خلل و فرج پارچه‌ی دور مخزن مرطوب باعث تبخیر آب و خنک کردن آن می‌شود به طوری که اگر هوا اشباع نباشد همیشه $t_h < t_s$ است و چون این عمل در حرارت ثابت یعنی

۱. Point de saturation (Saturation point)
۲. Point de rosée (Dew- point)
۳. Thermomètre sec (Dry bulbe thermometer)
۴. Thermomètre mouillé ou à bulle humide (Wet bulbe thermometer)

یا مبادله‌ی فی‌مابین هوا و آب و بدون دریافت یا تسلیم حرارت صورت می‌گیرد، نمایش آن در روی ترسیمه‌های رطوبی خطوط $q = C^{te}$ است. بنابراین برای تعیین درجه رطوبت کافی است روی منحنی $h = 100\%$ نقطه‌ای را که به درجه‌ی حرارت $t = t_h$ باشد جستجو نموده از آنجا در امتداد $q = C^{te}$ جلو رفت تا به ایزوترم $t = t_s$ رسید (شکل ۱۵). نقطه‌ی معرف هوا محل تقاطع آن دو خط است و منحنی $q = C^{te}$ که از آنجا رد شود درجه‌ی رطوبت را می‌دهد.

نقطه‌ی اشباع یا درجه حرارت اشباع هوا که همان t_h است درجه حرارتی است که هوا در نتیجه‌ی برخورد با قطرات آب و بخار کردن آنها تا حد اشباع پیدا خواهد کرد. برای تعیین نقطه‌ی اشباع کافی است از نقطه معرف هوا روی خط $q = C^{te}$ حرکت کرده به منحنی اشباع $h = 100\%$ برسیم. درجه حرارت نقطه‌ی اخیر درجه حرارت اشباع است.

شکل ۱۵- طرز تعیین نقطه‌ی معرف هوا و درجه‌ی رطوبت آن



نقطه‌ی شبنم یا درجه حرارت شبنم وقتی است که در اثر سرد شدن هوا و بدون آنکه در مقدار رطوبت تغییری رخ دهد تقطیر شروع شود. نقطه‌ی شبنم از تقاطع خط $m = C^{te}$ مارّبر نقطه‌ی معرف هوا و منحنی اشباع $h = 100\%$ به دست می‌آید و البته کمتر از t است.

سومین امکان یا حدوث تقطیر وقتی است که در ظرف باز شونده‌ای، یا در هوای بالا رونده‌ای (به طوری که در فصل دوم خواهیم دید)، انبساط آدیاباتیک رخ دهد.

در این صورت درجه‌ی حرارت هوا، به موازات منحنی‌های آدیاباتیک $S = C^{te}$ شکل ۱۳ پایین می‌آید و درجه رطوبت ترقی می‌کند تا به منحنی $h = 100\%$ و به حالت اشباع برسد. تنزل تدریجی فشار کل هوا را در هر لحظه می‌توان به تناسب تغییرات p_e که روی آدیاباتیک حاصل می‌شود و به تناسب p_e ی نقطه عزیمت و p ی اولیه‌ی هوا تعیین کرد.

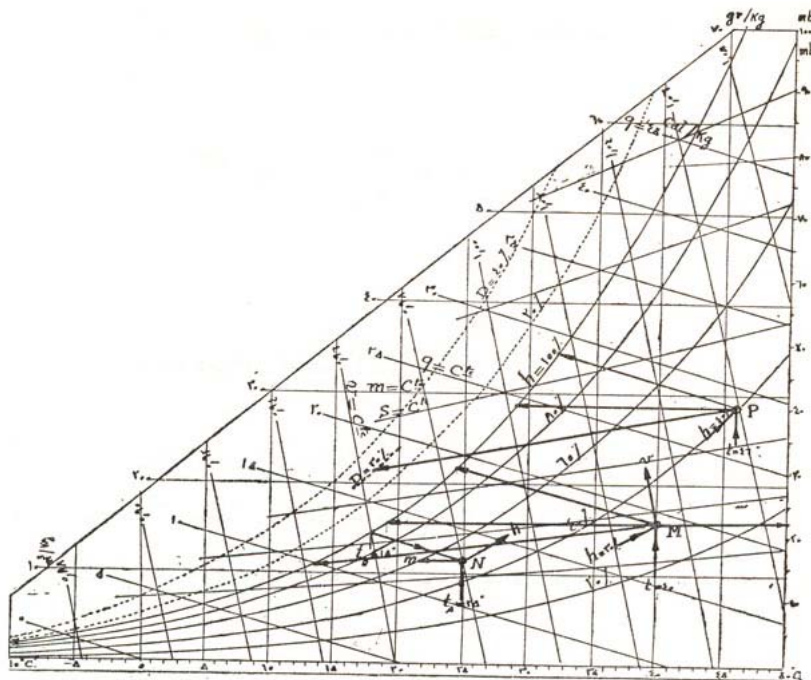
مثال ۱- هوایی دارای $t_s = 25^\circ C$ و $t_h = 18^\circ C$ می‌باشد. درجه‌ی رطوبت، مقدار حرارت و مقدار رطوبت آن را معلوم کنید.
 محل چنین هوایی در ترسیمه‌ی رطوبی t و p ، نقطه‌ی N در شکل ۱۶ می‌شود و با استفاده از آن به نتایج زیر می‌رسیم:

$$h = 50\%$$

$$q = 13 \text{ cal/kg}$$

$$m = 11/5 \text{ gr/kg}$$

شکل ۱۶- حل مسایل مربوط به مثال‌های بنده (نقطه M) و بند ۶ (نقاط P و N).



مثال ۲- هوایی که به مشخصات :

$$P \begin{cases} t = 46^\circ \\ h = 40\% \end{cases}$$

باشد ، معلوم کنید در چه درجه حرارتی شبنم می‌زند ، آب را به وسیله‌ی آن تا چه میزان می‌توان خنک کرد و اگر انبساط آدیاباتیک نماید در چه فشاری ۳۰٪ بخار محتوی در آن ، تقطیر و تبدیل به باران می‌شود ؟

درجه حرارت شبنم در تقاطع خط افقی $m = C^{te}$ ماربر نقطه‌ی مفروض P و منحنی اشباع $h = 100\%$ به دست می‌آید : $t_r = 29^\circ C$.

برخورد این هوا با قطرات گردشده‌ی آب، یا با جسم متخلخل نم دار ، آب را در حرارت ثابت تبخیر می‌نماید و هوا و آب مجتمعاً در طی $q = C^{te}$ تا درجه حرارت اشباع $t_h = 32^\circ$ خنک خواهد شد.

انبساط آدیاباتیک چنین هوایی وقتی تا منحنی $D = 30\%$ برسد، فشار اختصاصی بخار آب را به : $p'_e = 30^{mb}$ می‌رساند و چون فشار اختصاصی اولیه : $p'_e = 40^{mb}$ بوده است بنابراین فشار در ابر برابر می‌شود با :

$$p' = p \frac{p'_e}{p_e} = 886 \frac{30}{40} = 664^{mb}$$

۷- اندازه‌گیری میزان تبخیر آب‌ها

برای اندازه‌گیری میزان تبخیر آب‌ها یا قدرت بخارگیری هوا ، در ایستگاه‌های هواسنجی تشتی را که به قطر ۲/۵ متر و عمق ۳۰ سانتیمتر است به کار می‌برند. تشت را از آب پر کرده در شبانه‌روز یک بار مقدار تبخیر شده آن را اندازه برداری و یادداشت می‌نمایند.

این طریقه برای آبدان‌های کم وسعت مانند استخر و دریاچه‌ی پشت سدها و مخازن روباز خوب است و مقیاسی به دست می‌دهد. اما برای احتساب مقدار انتقال آب دریاها به هوا یا فروکش دریاچه‌های طبیعی ، نمی‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. زیرا در آنجا سرعت و برخورد باد به نحو دیگر است و هوایی که به موازات سطح آب می‌وزد تعویض نگردیده اشباع می‌شود.

به طور کلی میزان تبخیر آب های سطحی زمین ، بستگی به عوامل متعددی از جمله اختلاف درجه حرارت آب با هوا ، درجه رطوبت هوا و سرعت باد دارد. سرعت باد ، هم به لحاظ جا به جا کردن ذرات هوا در جوار آب تأثیر دارد و هم به لحاظ ایجاد موج روی آب و ترشحات حاصله.

۸- نفوذ رطوبت هوا در خاک

خاک جسم متخلخل جاذب الرطوبه است و می تواند بخار آب را بنا به خاصیت جذب ذره ای^۱ در میان خلل و فرج خود حبس نماید. بخار آب محبوس دارای فشاری می شود که با ادامه یافتن جذب بر مقدار آن افزوده می شود و پس از آنکه به حداکثر یا اشباع رسید از آن به بعد تقطیر رخ خواهد داد.

چنانچه فشار اشباع بخار جذب شده در خاک (یا اجسام جاذب الرطوبه ی دیگر) را در درجه حرارت t به حرف π_s نشان دهیم و فشار اشباع مطلق بخار آب در آن درجه حرارت p_s باشد تجربه نشان داده است که نسبت :

$$\frac{\pi_s}{p_s} = K$$

ثابت و تا حدود وسیعی مستقل از درجه حرارت است. به عبارت اخری ، فشار اشباع بخار آب جذب شده در خاک، تابع صعودی درجه حرارت خاک و متناسب با فشار اشباع رنیو می باشد. عملاً نسبت K با مقدار آب محتوی در زمین تغییر می نماید. از طرف دیگر مابین بخار آب محلول در هوا و بخار آب مجذوب در خاک باید تعادل برقرار شود. چنانچه فشار بخار آب موجود در هوا یا p ، بیش از فشار اشباع نظیر آن درجه ی حرارت خاک باشد یعنی

$$p > \pi_s$$

بخار از هوا وارد خاک گردیده مجذوب می شود و به صورت مایع درمی آید. چنانچه

$$p < \pi_s$$

باشد خاک رطوبت خود را از دست می دهد.

حال اگر مقدار رطوبت هوا و بنابراین فشار اختصاصی بخار آب موجود در هوا ثابت باشد، زمین در نتیجه‌ی سرد شدن، جذب رطوبت خواهد کرد بدون آنکه هوا به نقطه شبنم یا به نقطه اشباع خود رسیده باشد.

این پدیده که بیشتر در مناطق حاره، در جاهایی که هوا به قدر کافی دارای رطوبت است و مخصوصاً اگر اختلاف گرمای شب و روز زیاد باشد، شدید می‌گردد و تا اندازه‌ای جبران کمی باران را می‌نماید. علت بقای بسیاری از علف‌های صحرایی مناطق خشک و شادابی بوته‌هایی که معلوم شده است مقدار تبخیر آنها بیش از میزان آبرسانی طبیعی یا دستی است نیز مرهون همین کیفیت می‌باشد. به طور کلی در مناطقی از صحرای آفریقا، رطوبت جذب شده از هوا به حدود معادل ۴۰ تا ۲۰۰ میلیمتر باران سالیانه می‌رسد، در صورتی که نزولات جوی سالیانه از ۵۰ میلیمتر تجاوز نمی‌کند. تأیید دیگر این کیفیت، وجود بعضی چشمه‌های طبیعی در اراضی لبنان و در دامنه‌ی تپه‌های شنی شمال آفریقا است. به طور مصنوعی نیز در الجزایر و در جنوب فرانسه، یعنی در مناطق گرمی که از بادهای مرطوب مدیترانه استفاده می‌نماید، این کار را کرده‌اند. توده‌های مخروطی شکل یا گنبدی از کلوخ‌های متخلخل می‌سازند که موسوم به چاه هوایی^۱ می‌باشد و به وسیله‌ی آنها مختصری آب مشروب و حتی آب زراعتی تهیه می‌نمایند.

اکتشافات تاریخی نشان داده است که در نواحی وسیعی از شبه جزیره کریمه و اروپای جنوب شرقی، رومی‌ها تپه‌های جاذب مولد آب ساخته بودند و بدان وسیله احتیاجات محل را تأمین می‌نمودند.

محتمل است که در نواحی ساحلی خلیج فارس و در خوزستان نیز این طریقه قابل بهره برداری باشد.

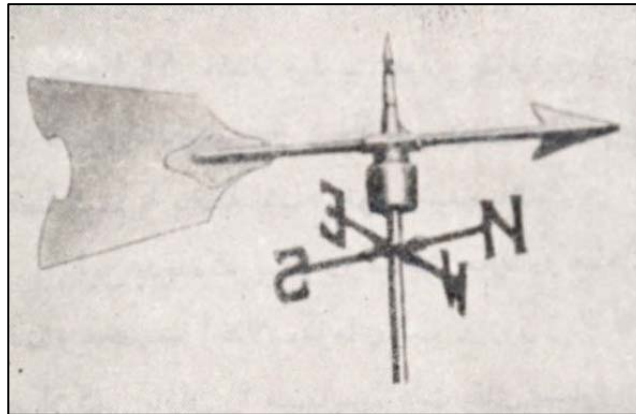
وزش هوا

۹- تعیین سرعت و سمت بادهای

باد، حال متغیری دارد و کمتر ممکن است به لحاظ سرعت و سمت ثابت بماند. بنابراین ارقامی که به عنوان سرعت باد یا جهاتی که به عنوان سمت داده می‌شود، مقادیر متوسط، در ضمن مدت معینی است.

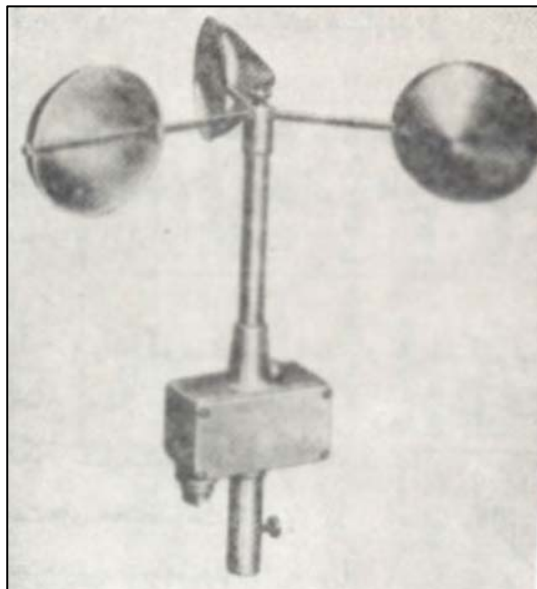
۱۶۲ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
جهت باد یا سمتی که از آن طرف می‌وزد به وسیله گلباد^۱ مشخص می‌شود (شکل ۱۷).
وقتی مثلاً می‌گویند باد جنوب غربی ۲۱، یعنی بادی که از جنوب غربی به شمال شرقی
می‌وزد و با امتداد شمال زاویه‌ی ۲۱۰ درجه از دایره‌ی ۳۶۰ درجه تشکیل می‌دهد.

شکل ۱۷- گلباد ساده سکان دار



برای اندازه‌گیری سرعت باد ممکن است پیاله‌های گردانی بر طبق شکل ۱۸ به کار

شکل ۱۸- بادسنج پیاله‌ای



۱. Giroouette (Wind vane)

برده شود. نظر به اینکه پشت محدب پیاله، باد را رد می‌کند ولی داخل پیاله صد درصد تحت فشار باد قرار می‌گیرد، مجموعه در جهت وزش باد به گردش در می‌آید و متناسب با سرعت باد دور برمی‌دارد. کافی است به وسیله‌ی یک جعبه دنده و عقربه‌ای، سرعت‌ها را بخوانند یا بر روی کاغذ مدرج بنگارند. این دستگاه بادسنج پیاله‌ای^۱ نامیده می‌شود.

در یک نوع بادسنج لوله‌ای^۲ از خاصیت تبدیل سرعت به فشار استفاده می‌نمایند. بادسنج لوله‌ای در اساس یک لوله پیتوی افقی گردان، مانند گلباد است که سر لوله دارای شکافی بوده، دهانه‌ی آن همیشه مقابل باد قرار می‌گیرد. از طرف دیگر بازوی قائم لوله فشار باد را به طرف مایعی که گوی شناوری روی آن قرار دارد منتقل می‌نماید. بالا و پایین رفتن گوی شناور سبب حرکت یک عقربه یا قلم روی صفحه یا کاغذ مدرج ثبات می‌گردد. این اسباب را که حساس تر و دقیق تر از بادسنج پیاله‌ای است و می‌تواند ضربه باد را نیز ثبت نماید، بادنگار^۳ می‌نامند. برای ایستگاه‌های هواسنجی و آزمایشگاه‌ها، معمولاً گلباد و بادسنج را در مجموعه‌ی واحد و به صورت ثبات می‌سازند.

برای آنکه اندازه‌گیری‌های بادسنج مصون از تأثیر ساختمان‌ها و درختان مجاور باشد آن را روی دکل یا پایه‌ای به ارتفاع ۱۰ متر از سطح زمین و در یک محل نسبتاً هموار و آزاد قرار می‌دهند.

متوسط‌گیری ارقام سرعت باد کار مشکلی نیست. اما متوسط‌گیری سمت باد محتاج به ملاحظات و محاسباتی است. بر طبق شکل ۱۹ به طریقه‌ی ترسیمی پیشنهادی انگو^۴ عمل می‌نمایند. پس از آنکه سمت‌های مختلف ثبت شده‌ی باد در مدت معینی را به تناسب وفور (فرکانس)‌های مربوطه روی نقشه بردند، مانند ترکیب حامل‌ها، منتجه‌گیری می‌نمایند. به این ترتیب که مثلاً از ترکیب حامل‌های ۰۱ و ۰۲، منتجه‌ی ۰A را به دست می‌آورند سپس ۰A را با ۰۳ ترکیب کرده به همین ترتیب تا آخر ادامه می‌دهند.

۱. Anémomètre de Robinson (Cup anemometer)

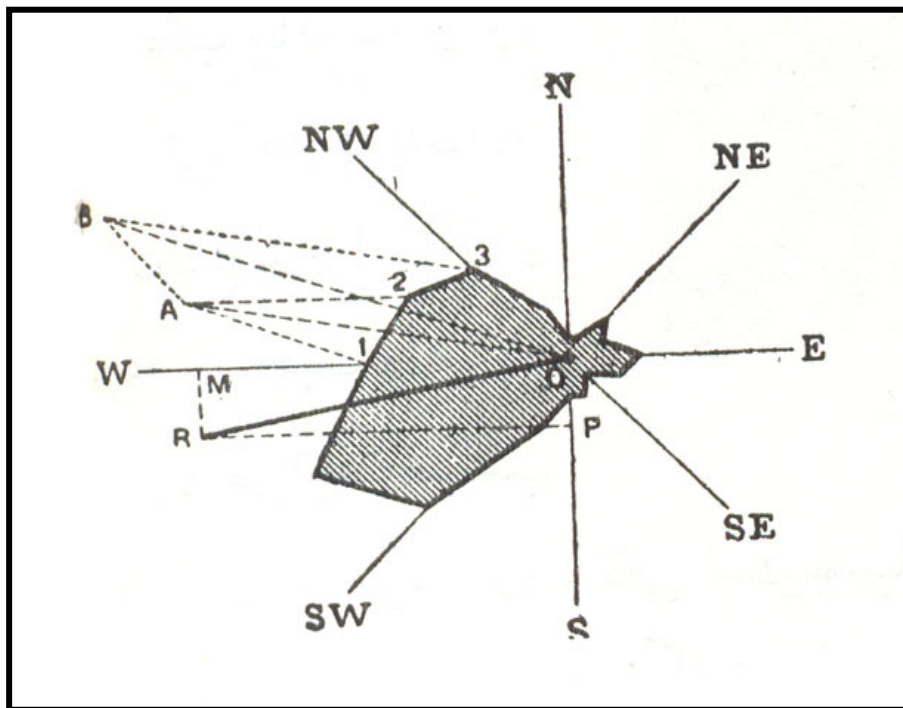
۲. Anémographe à tube de pitot (pressure- tube anemographe)

۳. Gust- recorder

۴. Angot

در صورت فقدان اسباب مناسب و وسیله‌ی اندازه‌گیری می‌تواند سرعت باد را با تمرین کافی قبلی، از روی جدول بوفور^۱ (جدول شماره ۱) تخمین بزنند.

شکل ۱۹- طریقه‌ی ترسیم‌ی برای متوسط‌گیری سمت باد



۹ مکرر- جدول بوفور و فشار باد

دریاسالار^۲ انگلیسی بوفور، در سال ۱۸۰۴ از روی آثار خارجی بادها و اسامی که معمولاً به آن بادها داده می‌شده است، جدولی تنظیم نمود که در میان دریانوردان و هواشناسان معمول گردیده و جنبه‌ی بین‌المللی پیدا کرده است (جدول شماره ۱ در صفحه بعد).

۱. Beaufort

۲. Amiral

جدول شماره ۱، جدول بوفور- اسامی و مشخصات و سرعت بادها

| سرعت بر حسب | | | | مشخصات | اسم | | | درجه بوفور |
|-------------|-------|--------|-----------|--|----------------|-------------------|-----------------|------------|
| Knots | mph | km/h | m/s | | انگلیسی | فرانسه | فارسی | |
| < ۱ | < ۱ | < ۱ | < ۰/۶ | دود به طور قائم بالا می‌رود. | Calm | Calme | هوای آرام | ۰ |
| ۱-۳ | ۱-۳ | ۱-۶ | ۰/۶-۱/۷ | دود کمی منحرف می‌شود. | Light air | Très légère Brise | نسیم خیلی ملایم | ۱ |
| ۴-۶ | ۴-۷ | ۷-۱۲ | ۱/۸-۳/۳ | وزش نسیم روی صورت احساس می‌شود، برگ‌ها تکان می‌خورند، گلاباد به گردش درمی‌آید. | Slight brise | légère brise | نسیم ملایم | ۲ |
| ۷-۱۰ | ۸-۱۱ | ۱۳-۱۸ | ۳/۴-۵/۲ | برگ درخت‌ها می‌لرزد، پارچه پرچم کشیده می‌شود. | Gentle brise | Petite brise | نسیم متوسط | ۳ |
| ۱۰-۱۴ | ۱۲-۱۶ | ۱۹-۲۶ | ۵/۳-۷/۴ | شاخه‌های باریک تکان می‌مخورند، غبار و خرده کاغذ بلند می‌شود. | Moderate brise | Jolie brise | نسیم حسابی | ۴ |
| ۱۱-۱۵ | ۱۷-۲۲ | ۲۷-۳۵ | ۷/۵-۹/۸ | درخت‌های نونهال برگ‌دار خم می‌شوند، موج آب مختصر کف ایجاد می‌کند. | Freshe brise | Bonne brise | نسیم تند | ۵ |
| ۱۹-۲۴ | ۲۳-۲۷ | ۳۶-۴۴ | ۹/۹-۱۲/۴ | شاخه‌های بزرگ به حرکت در می‌آیند، سیم‌های تلگراف صدای ارتعاش می‌دهند. | Strong brise | Vent frais | باد ملایم | ۶ |
| ۲۴-۳۰ | ۲۸-۳۴ | ۴۵-۵۵ | ۱۲/۵-۱۵/۲ | تمام درخت تکان می‌خورد. | Moderate gale | Grand vent | باد متوسط | ۷ |
| ۳۰-۳۵ | ۳۵-۴۱ | ۵۶-۶۶ | ۱۵/۳-۱۸/۲ | شاخه‌های باریک می‌شکنند. شاخه‌های خشک می‌افتند عبور و مرور مشکل می‌شود. | Fresh gale | Coup de vent | باد شدید | ۸ |
| ۳۶-۴۲ | ۴۲-۴۸ | ۶۷-۷۷ | ۱۸/۳-۲۱/۵ | سفال‌بام‌ها و آجر دودکش‌ها کنده می‌شوند. | Strong gale | Fort vent | تند باد | ۹ |
| ۴۲-۴۹ | ۴۹-۵۶ | ۷۸-۹۰ | ۲۱/۴-۲۱/۶ | درخت‌ها ریشه کن می‌شوند. خسارات زیاد به ساختمان‌ها می‌رسد. | Whole gale | Tempête | توفان | ۱۰ |
| ۴۹-۵۶ | ۵۷-۶۷ | ۹۱-۱۰۴ | ۲۵/۵-۲۹ | خرابی‌های فوق‌العاده (نادر است) | Strong gale | Violente tempête | توفان شدید | ۱۱ |
| > ۵۶ | > ۶۷ | > ۱۰۴ | > ۹۲ | | Hurricane | Ouragane | کولاک | ۱۲ |

برخورد باد به عمارات و به سطوحی که مشرف به آن باشد ایجاد فشاری می‌نماید (تبدیل انرژی سینتیک) که می‌توان با فرمول زیر حساب کرد:

$$p = KV^2$$

در این فرمول ضریب K مساوی است با ۰/۱ در سیستم‌های واحدی MKS و ۰/۰۰۴ در سیستم انگلیسی lb/sqf و mph.

مثال: یک باد با سرعت $10 \text{ m/s} = 36 \text{ km/h} = 22 \text{ mph}$ ایجاد فشاری معادل

$$10 \text{ kg/m}^2 = 2 \text{ lb/sqf}$$

می نماید.

اثر آفتاب

۱۰- اندازه‌گیری تابش آفتاب (شدت و مدت)

احساس گرمایی که ما در سایه از هوا می‌کنیم با احساس در برابر آفتاب فرق دارد. اشعه آفتاب درجه حرارت اشیایی را که مشرف به آن هستند بالا می‌برد؛ ولی این کیفیت (یعنی میزان کسب حرارت و افزایش درجه حرارت) ثابت و مشخص نبوده بستگی به طرز تابش، دریافت یا جذب اشعه، ظرفیت حرارتی جسم، طرز تبادل حرارت جسم با محیط، و با عوامل دیگر دارد. چنانچه شیئی آفتاب‌خور تمام انرژی تشعشعی وارده را دریافت و جذب نماید و سطح آن عمود بر اشعه وارده و در بهترین وضع باشد، افزایش درجه حرارت حداکثر بوده، میزانی از شدت تابش خورشید را به ما خواهد داد.

برای این کار، گرماسنج آفتابی با مخزن سیاه شده (ضریب جذب $a = 100\%$) به کار می‌برند و درجه حرارت مشاهده شده را درجه حرارت در آفتاب می‌نامند. اصولاً انرژی تشعشعی خورشید در تمام فصول و ساعات و برای تمام مناطق ثابت است ($1/88$ کالری کوچک بر سانتیمتر مربع، سطح عمود بر اشعه در سرحد جو در غیر مواقع بروز لک‌های خورشید). ولی گرمای دریافتی سطح واحد زمین در یک شبانه روز بستگی به عوامل چندی از قبیل زاویه تابش و مدت تابش دارد که خود تابعی از موقع جغرافیایی مکان و فصل سال و ساعت روز و از وضع پوشش هوا از ابر و مه و غبار است. در مطالعات جوشناسی و در ایستگاه‌های هواسنجی، علاوه بر در نظر گرفتن شدت تابش در موقع حداکثر ارتفاع خورشید، لازم شده است مدت تابش را نیز ثبت نمایند.

یکی از اسباب‌های متداول، تابش‌نگار برقی^۱ است. شکل ۲۰. ترمومتر این اسباب را که دارای مخزن مستور از دوده است، داخل یک غلاف شیشه‌ای خالی از

۱. The electric sunshine recorder

پدیده‌های جوی _____ ۱۶۷

هوا قرار داده‌اند تا اشعه خورشید را به حداکثر جذب کرده و هوای خارج، آن را خنک نکند. به محض طلوع خورشید از افق یا از پشت ابر، ستون جیوه بالا می‌رود و اتصال جریان برقی که برقرار می‌شود با وساطت گالوانومتر و عقربه‌ی مرکب‌دار، روی یک صفحه کاغذ مدرج گردان اثر می‌گذارد و به این ترتیب ساعات آفتابی و غیر آفتابی مشخص می‌شود.

شکل ۲۰- تابش‌نگار برقی



اسباب دیگری نیز با نام آفتاب‌نگار^۱ وجود دارد که ساده‌تر ولی دقت آن کمتر است. آفتاب‌نگار یک کره‌ی بلوری مشرف به آفتاب است که هر روز صبح پشت آن یک نوار مقوایی مدرج برحسب ساعات، قرار می‌دهند. تصویر خورشید که به صورت نقطه نورانی داغی روی نوار متمرکز می‌شود، مسیر خود را - مادامی که پشت ابر نرفته باشد - می‌سوزاند و به این ترتیب ساعات ابری و آفتابی ثبت می‌گردد.

۱. Heliographe

۲. Nébulosité

۱۶۸ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
میزان پوشیدگی آسمان را «تیرگی هوا»^۲ می‌نامند و تخمین‌ها از نگاه به آسمان و
به درجات ۱ تا ۱۰ بیان می‌شود.

نزولات جوی

۱۱- میزان باران و برف

اندازه‌گیری مقدار نزولات جوی (باران، برف یا تگرگ) در یک مدت معین (مثلاً ۲۴ ساعت یا در طول یک بارندگی متصل) به طور مستقیم انجام می‌شود و برحسب میلیمتر یا اینچ، ارتفاع آب جمع شده بیان می‌گردد.

اسباب این کار موسوم به «باران سنج»^۱ است و از یک قیف و یک مخزن استوانه‌ای شکل که قطر آن $\frac{1}{16}$ دهانه‌ی قیف است، تشکیل می‌شود. قطر دهانه‌ی قیف را ۲۰۰ یا ۲۵۰ میلیمتر می‌گیرند. اسباب را باید دور از ساختمان و درخت‌ها، در محل نسبتاً باران‌گیر، بگذارند.

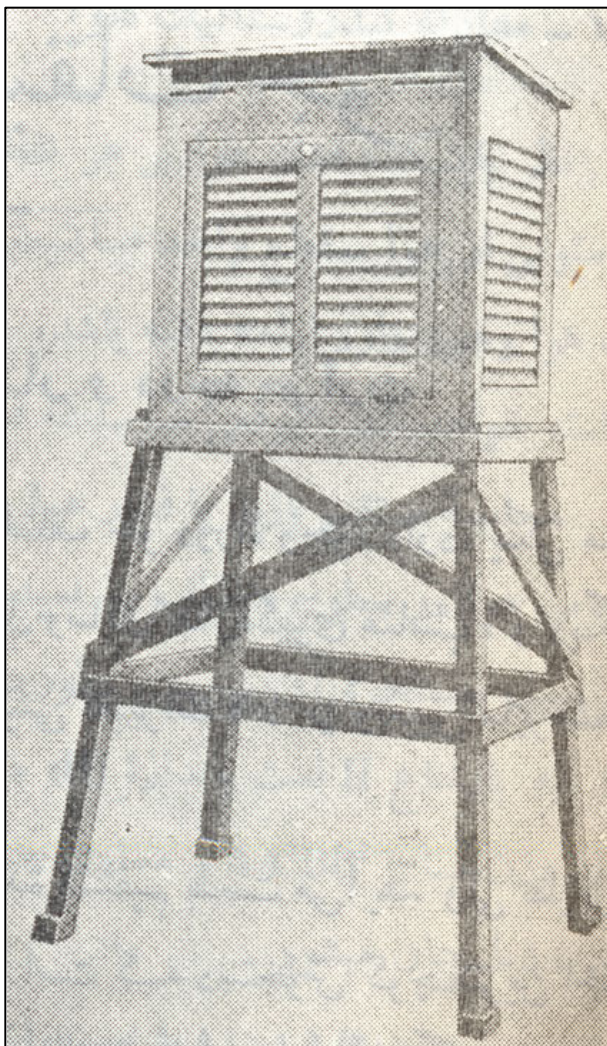
اسباب ثبات بارندگی که «بارش‌نگار»^۲ نامیده می‌شود، به جای مخزن استوانه‌ای، دارای دو عدد دلو کوچک گردان، به ظرفیت نظیر $\frac{2}{5}$ میلیمتر باران است که متناوباً پر شده، هر بار یک جریان برقی را برقرار و قلمی را روی کاغذ مدرجی تحریک می‌کند.

برای اندازه‌گیری برف، چون لبه‌های قیف اسباب، با مختصر اغتشاش و اختلافی که در باد و در حرکت فلس‌های برف ایجاد می‌نماید، ممکن است سبب خطای در اندازه‌گیری شود، لازم است قطر دهانه‌ی قیف از ۲۰۰ میلیمتر کمتر نباشد. برف‌های جمع شده را با ریختن مقدار معینی آب گرم ذوب نموده نتیجه را برحسب میلیمتر آب بیان می‌نمایند. ضمناً ارتفاع برف خوابیده روی زمین را در چند نقطه اندازه‌برداری و متوسط‌گیری می‌کنند.

۱. Pluviomètre (Rain gage)

۲. Pluviographe

شکل ۲۱- جایگاه اسباب‌های هواسنجی



جایگاه اسباب‌های هواسنجی، یک قفس چوبی است به ارتفاع ۱ متر از سطح زمین، با کف ساده و سقف دولا، برای جلوگیری از تشعشع آفتاب. جدارهای مشبک کرکره‌ای در چهار طرف، برای جریان آزاد هوا و حفظ اسباب‌ها از خیس شدن و آفتاب خوردن (گرماسنج، فشارسنج، رطوبت‌سنج).

فصل دوم

هوا در طبقات جو

* * *

تأثیر ارتفاع روی فشار و درجه حرارت

برای شناسایی وضع هوا در طبقات مختلف جو ، دو راه وجود دارد: یکی مشاهده مستقیم از طریق مسافرت در جو یا ارسال وسایل اندازه گیری مناسب ، و دیگری مطالعه نظری و محاسبات ریاضی برای پیش بینی تغییرات t و p و تعیین سایر مشخصات بر حسب ارتفاع H .

اطلاع قطعی و مطمئن البته از مشاهده مستقیم به دست می آید، ولی نظر به اینکه هوای جو متغیرترین و متحرک ترین ماده ای است که دستخوش کوچک ترین اختلاف درجه حرارت و فشار و حرکت شده ، وضع آن از لحظه ای به لحظه دیگر و از نقطه ای به نقطه دیگر تغییر می کند، اندازه گیری های مستقیم ممکن است اطلاعات روشن و قابل مقایسه و انطباق ندهد و ایجاد ابهام نماید. به علاوه، همیشه بررسی و پیش بینی یک پدیده و پی بردن به موجبات و جهات امر ، یک نوع آمادگی قبلی فراهم آورده ، کمک شایان به درک مشاهدات و ضبط نتایج می نماید و راهنمای خوبی برای موارد استعمال بعدی خواهد بود.

بنابراین اول با معلوماتی که از اوضاع جو مجاور زمین داریم و با به کار بردن قوانین ساده فیزیک و ترمودینامیک، یک «صعود نظری» در هوای نمایم و حوادث و تغییراتی را که باید پیش آید ، پیش بینی می نمایم. سپس در قسمت دوم این فصل،

۱۷۲ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 به نتایج حاصله از آزمایش‌ها و مطالعات جوی پرداخته، در صدد شناسایی وضع واقعی
 هوا در طبقات جو و در فضا برمی‌آییم.
 البته فرمول‌ها و معادلاتی که در قسمت اول به دست خواهد آمد بعداً نیز به
 دردمان خواهد خورد.

۱۲- معادله ئیدروستاتیک هوا

نظر به اینکه فشار هوا بر هر نقطه از سطح زمین عبارت است از سنگینی یا وزن
 ستونی از هوا، به مقطع واحد «سانتی‌متر مربع» که از آن نقطه تا بالاترین محلی که
 ذرات هوا وجود دارد، ادامه یافته باشد. بنابراین هر قدر از زمین بالا برویم از فشار
 هوا کاسته خواهد شد. موقعی می‌رسد که فشار صفر می‌شود و خلأ مطلق خواهد بود.
 چون ارتفاع کل جو و وزن مخصوص هوا در سطوح مختلف را نمی‌دانیم و ثابت
 نیست، محاسبه‌ی مستقیم وزن یا فشار هوا بر حسب ارتفاع میسر نمی‌باشد؛ باید از راه
 دیفرانسیل به جستجوی آن برویم. به طوری که در شکل ۲۲ دیده می‌شود، وقتی از
 سطح AA' که به ارتفاع H است به اندازه dH متر بالا برویم، مقدار تنزل فشار (-dp)
 که همان وزن قاج AA'BB' و مساوی حاصل ضرب حجم آن در وزن مخصوص

است، به عبارت زیر بیان می‌شود:

$$-dp = (AA' \times AB) \times \delta$$

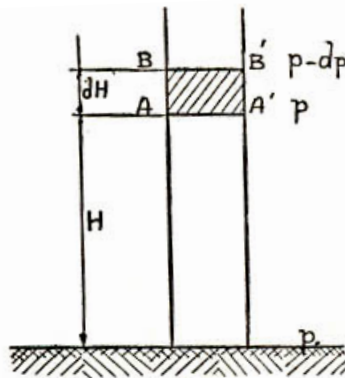
$$-dp = (1 \times dH) \times \delta$$

که می‌توانیم آن را به یکی از دو

صورت زیر بنویسیم:

$$\begin{cases} dp = -\delta \times dH \\ \frac{dp}{dH} = -\delta \end{cases}$$

شکل ۲۲- تغییر فشار هوا بر حسب تغییر ارتفاع



این رابطه یا معادله‌ی دیفرانسیل در کلیه‌ی ارتفاعات و در تمام حالات، مادامی
 که حرکات سریع و فشارهای دینامیک پیش نیاید و نباشد، صادق است و از این
 جهت آن را رابطه تعادلی ساکن^۱ (معادله‌ی ئیدروستاتیک) هوا می‌گویند.

۱. Hydrostatic equation

به طوری که می‌دانیم وزن مخصوص هوا δ به نوبه خود تابعی از فشار و درجه حرارت است. فشردگی سبب غلظت و سنگینی هوا می‌شود و گرم شدن موجب فراخی و سبکی می‌گردد:

$$\delta = \delta_0 \frac{P}{P_0(1+\alpha t)}$$

(اندیس صفر مربوط به ارتفاع صفر سطح دریا و درجه حرارت یخبندان است) نظر به اینکه ما در باره درجات حرارت t در نقاط و ارتفاعات مختلف جو، اصولاً و قبلاً اطلاعی نداریم، انتگرال گرفتن از معادله‌ی ئیدروستاتیک و بیان کردن p بر حسب H در حالت کلی غیرممکن است.

T بستگی به عوامل نامنظم متعددی دارد، از قبیل تابش آفتاب، ضریب جذب هوا، ترکیب هوا و مقدار بخار آب و غبارهای آن، اختلاط هواهای مختلف یعنی وزش بادها، بالا و پایین رفتن توده‌ی هوا و ... غیر از علل خارجی فوق خود هوا در اثر مختصر گرم شدن سبک گردیده راه صعود پیش می‌گیرد و این بالا رفتن چون ملازم با تنزل فشار یعنی انبساط است، سبب خنک شدن هوا می‌گردد. بالعکس در مواقع سرد شدن، یک توده‌ی هوا سنگینی کرده پایین می‌آید و در اثر متراکم شدن، خود به خود گرم می‌گردد؛ پدیده‌ی اخیر اتفاقاً یک پیش‌آمد استثنایی نبوده کمتر ممکن است توده‌های هوا وضع راکد و ثابتی در آسمان داشته باشند، و عامل مهم مسأله همین قضیه است.

بنابراین برای بیان رابطه‌ی فشار هوا بر حسب ارتفاع ناچار به جای یک معادله‌ی دو پارامتری از p و H ، لازم است پای هر سه پارامتر یا هر سه متغیر H و t و p را در میان بیاوریم و از یک معادله یا خاصیت جدیدی کمک بگیریم و مجهول‌ها را جدا کرده اول تکلیف مثلاً t را بر حسب H معین کنیم و سپس p را بر حسب t یا H بیان نماییم. با توجه به اینکه در صعود و نزول هوا در جو، هم نیروی جاذبه زمین «کار» انجام می‌دهد و هم حرارت از خارج و داخل می‌تواند وارد شود (یعنی همه‌ی پارامترها متغیراند)، باید به سراغ ترمودینامیک برویم و اصل اول آن را که اصل ثبات انرژی است و در هر حال و شرایط ثابت می‌ماند به عنوان معادله‌ی کمکی یا ثانوی اختیار نماییم.

اصل اول ترمودینامیک در حالت کلی کامل، به عبارت دیفرانسیل زیر بیان می‌شود:

$$dQ + AdW = d[U + A(H + \frac{V^2}{2g} + pv)]$$

برای یادآوری، حروف و علائم اختصاری فرمول را شرح می‌دهیم:

Q حرارت دریافتی واحد وزن سیستم یا مجموعه‌ی مورد نظر از خارج،
 W کار دریافتی واحد وزن سیستم یا مجموعه‌ی مورد نظر از خارج،
 U انرژی داخلی یا انرژی مکتوم واحد سیستم،
 H ارتفاع سیستم از یک سطح تراز مقایسه، یا ارتفاع مرکز ثقل آن،
 V سرعت سیستم،
 p فشار داخلی سیستم،
 V حجم مخصوص سیستم،

مفهوم اصل فوق چنین می‌باشد: حرارت دریافتی هر سیستم از خارج به علاوه کار دریافتی آن که در ضریب ثابت $A = \frac{1}{433}$ (معادل حرارتی یک kgm) ضرب شده باشد، به هیچ وجه معدوم و محو نمی‌گردد، بلکه سبب افزایش تمام یا بعضی از دارایی‌ها و مشخصات سیستم می‌شود که عبارتند از: انرژی داخلی، ارتفاع، انرژی سینتیک و بالاخره انرژی جریان.

۱۳- رابطه‌ی درجه حرارت هوا با ارتفاع

سیستم یا مجموعه‌ای که در اینجا می‌خواهیم اصل اول ترمودینامیک را در باره‌ی آن به کار ببریم، یک توده‌ی مشخص متشکل هواست که به نیروی ثقل و در اثر سبکی یا سنگینی خود، در حال صعود یا نزول در فضا باشد.

خوشبختانه در حالت مورد بحث ما، اختصارهای چندی در عبارت کلی فوق پیش می‌آید. اگر فرض کنیم اختلاط هواها با یکدیگر یا برخورد و حرکات تند وجود نداشته سرعت V ملایم و مخصوصاً کم تغییر باشد، هوا خشک بوده زیاده بیخار آب نه سبب جذب اشعه‌ی وارده از خورشید یا برخاسته از زمین گردد و نه تقطیر و تبخیری پیش آید و بالاخره هوا را گاز ساده بگیریم (مفروضات فوق دور از حقیقت و عادت نیست) در این صورت:

$dQ = 0$ چون توده‌ی هوای مورد نظر که در حال صعود یا نزول است، از راه تشعشع و تماس و اختلاط، مبادله‌ی حرارتی نمی‌کند،

$dW = 0$ زیرا دستی یا پروانه و بالی در میان نیست که کاری روی توده‌ی هوا انجام دهد یا از آن بگیرد،

$d\left(\frac{V^2}{2g}\right) = 0$ فرض کرده‌ایم هوا در انقلاب شدید و تغییرات ناگهانی سرعت از پایین تا بالای آن نباشد،

$\lambda = U + Apv = CT$ چون برای گاز ساده $U = C'T$ و $pV = RT$ و C و C' به ترتیب حرارت مخصوص‌های در فشار و در حجم ثابت برای واحد وزن‌اند).

در اینجا برخلاف مباحث مربوط به ماشین‌های حرارتی و موارد استعمال زمینی و صنعتی ترمودینامیک، از جمله H نمی‌توانیم صرف نظر کنیم چون عامل اساسی قضیه است.

به این ترتیب عبارت اصل اول ترمودینامیک برای توده هوای نسبتاً خشک و بدون اختلاط و اغتشاش، به صورت ساده زیر در می‌آید:

$$d[CT + AH] = 0$$

که به راحتی قابل انتگرال است:

$$CT + AH = C^{te}$$

این همان رابطه‌ی میان t و H (یا درجه حرارت مطلق و ارتفاع H) است که عقب‌اش می‌گشتیم. ملاحظه می‌شود که خوشبختانه، معادله خطی و بسیار ساده است.

$$T = T_0 - \frac{A}{C} H$$

یا

$$T = T_0 - \frac{H}{JC}$$

T_0 درجه حرارت هوا در سطح مبنا است (تراز دریا یا جوار زمین و هر سطح افقی که به عنوان مبنا برای ارتفاعات گرفته شود). اینک چنانچه به جای حروف ثابت، مقادیر آنها را بگذاریم ($A = \frac{1}{J} = 0.237$ و $C = \frac{V}{28.8}$) به فرمول عددی:

$$T \# T_0 - \frac{H}{100}$$

می‌رسیم که نشان می‌دهد هوا در هر صد متر صعود به اندازه‌ی یک درجه‌ی سانتیگراد خنک می‌شود.^۱

بنا به فرمول فوق، تهران که ۱۱۵۰ متر ارتفاع دارد، باید همیشه ۱۲° از بندر انزلی خنک‌تر باشد و گردنه‌ی کندوان با ۳۰۰۰ متر ارتفاع ۱۸° از تهران سردتر. اما می‌دانیم که عملاً چنین نیست؛ نه اختلاف درجه حرارت این چنین ثابت و لاینغیر است و نه متوسط آن به این اندازه می‌رسد. علت امر اختلال‌های جوی گوناگونی است که مهم‌ترین آنها جذب تشعشع خورشید و مخصوصاً انعکاس از زمین است؛^۲ همچنین

۱. این طریق استفاده از فرمول کلی اصل اول ترمودینامیک برای تحصیل رابطه‌ی مابین فشار هوا و ارتفاع را در زمان تألیف کتاب «ترمودینامیک صنعتی» از کتاب

M. L. Lacoïn

Cours de thermodynamique et de théorie des machines .

(Paris - 1938).

اقتباس نموده بود. این راه در عین کلی بودن، خیلی ساده‌تر و سرراست‌تر از طریقه‌ای است که S. Petterssen در کتاب Introduction to Meteorology اتخاذ نموده است.

مؤلف امریکایی از رابطه $dQ = C' dt + A p dv$ که یک حالت خاص اصل اول است، راه افتاده فرمول تحویل در فشار ثابت $dQ = C dT - A v dp$ را پیدا کرده است و بعد شرط آدیاباتیک بودن ($dQ = 0$)

را وارد ساخته، به نسبت $\frac{-dT}{dH} = \frac{g}{C}$ رسیده است (و اتفاقاً ضریب تبادل A را از قلم انداخته است. صفحات ۷۲ تا ۷۶).

در تألیف کتاب حاضر، صورت سابق را نیز ساده‌تر کردیم. قبل از وارد ساختن p و به کار بردن فرمول آدیاباتیک $p v^\gamma = C^{te}$ بلافاصله عبارت خطی $CT + AH = C^{te}$ را استخراج نموده میزان تنزل درجه حرارت برحسب ارتفاع را به دست آوریم - و همین استدلال را با وارد کردن m در باره‌ی هوای اشباع به کار خواهیم برد. بند ۱۵. سپس در یک بند جداگانه و با استفاده فوری از فرمول انبساط آدیاباتیک گازهای ساده، یعنی:

$$p T^{\frac{\gamma}{\gamma-1}} = C^{te}$$

به رابطه‌ی مطلوب p برحسب H می‌رسیم. اما کتاب آمریکایی به سراغ p نرفته است و در ترسیمه‌های جوی خود (صفحه ۷۸ - Adiabatic chart) از ارتفاع H به فشار p رسیده است که برای فهمیدن و قبول آن ناچار باید به معادله‌ی هیدروستاتیک متوسل شد.

۲. هوای خشک، اشعه‌ی وارده از خورشید را، تقریباً بدون جذب عبور می‌دهد ولی مانند شیشه‌ی گلخانه‌ای بوده، اشعه حرارتی با طول موج بلند را که از زمین برمی‌گردد جذب می‌کند و گرم می‌شود.

وجود بادهای جانبی مخلوط شونده‌ی سرد و گرم و بالاخره رطوبت هوا. به علاوه در جوار زمین، تماس با اشیاء و عوارض، شرط $dQ = 0$ و $dW = 0$ را به هم می‌زند. نظر به اینکه معمولاً هوا در جوار زمین گرم می‌شود و وقتی اختلاطی رخ دهد هوای گرم روی هوای سرد می‌رود و به این ترتیب کمک به گرم شدن طبقات هوا می‌گردد، تنزل طبیعی و عادی درجه حرارت هوا در ارتفاع به جای یک درجه در هر ۱۰۰ متر یک درجه در هر ۱۶۰ متر (یا ۶ در هر کیلومتر) است. فرمول فوق که با فرض خشک بودن هوا و عدم تبادل حرارت (یعنی عدم اختلاط و اصطکاک، $dQ = 0$ و $dW = 0$) استخراج شده است در عمل و برای هوای راکد صدق نمی‌کند، مگر در صورت تحقق شرایط آدیاباتیک یا برونکار^۱ بودن تحویل و تحرک هوا. پس به طور کلی در شرایط برونکار و غیر برونکار، رابطه‌ی خطی T برحسب ارتفاع را می‌توانیم چنین بنویسیم:

$$T = T_0 - \tau H$$

ضریب ثابت:

$$\tau = \frac{T - T_0}{H} = \frac{-\Delta T}{\Delta H}$$

را که ممکن است مقدار متوسط یا میزان ثابتی باشد، سرعت سرمایش هوا^۲ می‌گویند. سرعت سرمایش هوا اگر در شرایط خشک و برونکار باشد $\frac{1}{100}$ است و آن را سرمایش برونکار خشک^۳ می‌نامند و در شرایط معمولی و واقعی، سرمایش واقعی^۴ نامیده می‌شود که^۵ مقدار آن $\frac{1}{160} = 0.00625$ است.

۱. اصطلاح برونکار که اینک به جای آدیاباتیک اصطلاح نموده، از جهت آن است که در تحویل‌های موسوم به آدیاباتیک، سیستم در درون خود کاری انجام نمی‌دهد و کاری که دریافت یا تولید می‌نماید با خارج مبادله می‌شود. بعضی از مؤلفین یا معلمین، آدیاباتیک را «بی‌دررو» ترجمه کرده‌اند. این تعبیر صحیح نیست زیرا اولاً تحویل آدیاباتیک ($dS = 0$) بی‌دررو نیست و با خارج مبادله‌ی کار به عمل می‌آورد و ثانیاً اگر بی‌دررو بودن فقط به لحاظ حرارت باشد، باز ممکن است یک سیستم عایق شده تحویل با حرارت ثابت ($dQ = 0$) انجام دهد ولی دچار اصطکاک و عوارض غیر ارتجاعی بوده آدیاباتیک نباشد.

۲. Taux de refroidissement (Laps rate of cooling).

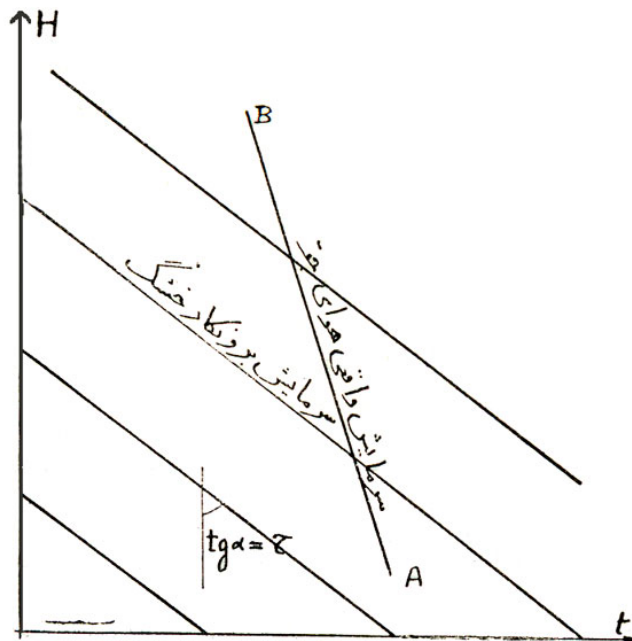
۳. Taux de refroidissement adiabatic en état (Dry adiabatic rate of cooling).

۴. Taux de refroidissement réel (Actual rate of cooling).

۵. کلمه‌ی سرمایش که در اینجا به کار برده‌ایم اگر غیر مصطلح است و در اثر تازگی نامأنوس به گوش می‌آید اشکالی ندارد؛ در همه‌ی زبان‌ها برای بیان مفاهیم جدید و اندیشه‌های علمی همین کار را می‌کنند ←

نمایش تغییرات درجه حرارت هوا بر حسب ارتفاع که ضمن صعود برونکار رخ می‌دهد، به صورت یک عده خطوط مستقیم مورب در می‌آید (شکل ۲۳). البته برای هر درجه حرارت اولیه‌ی هوای مجاور زمین، یک خط مورب جداگانه وجود دارد.

شکل ۲۳- نمایش خطی تغییرات درجه حرارت هوا با ارتفاع



شیب این خطوط روی محور H ها سرعت سرمایش را نشان می‌دهد. هر قدر طرز تحویل و شرایط هوای صعود کننده به خشکی و برونکاری نزدیک‌تر باشد، سرعت تنزل درجه حرارت یا میزان سرمایش بیشتر است و خطوط خوابیده‌تر روی افقی خواهند بود. تغییرات واقعی درجه حرارت جو در ارتفاع ممکن است مطابق خط AB باشد. در این صورت میزان سرمایش واقعی کمتر از سرمایش خشک برونکار است.

→ و بعد مأنوس و مصطلح می‌شود. کلمه‌ی سرمایش یا کلمه گرمایش که به جای (Heating) Chauffage این جانب به کار برده است یک نوع اسم مصدر مانند بخشایش، درخشش، گرایش، پیرایش و پالایش است و مخالف اصول دستور زبان فارسی نیست. مسلماً اصطلاح گرمایش مرکزی بهتر از حرارت مرکزی است که بعضی‌ها به کار می‌برند، زیرا کلمه‌ی حرارت مفهوم گرم کردن را که در Chauffage هست نمی‌رساند؛ البته اسم مصدر، از صیغه امر ساخته می‌شود و از این جهت گرمایش و سرمایش صحیح نیست ولی چون لغت دیگری نداریم و ناخوش آیند نیست استعمال آن ضرر ندارد.

۱۴- رابطه‌ی فشار هوا با ارتفاع (در شرایط خشک)

اینک که تکلیف درجه حرارت هوا و تغییرات آن بر حسب ارتفاع صعود معلوم شد، فشار هوا را می‌توانیم با استفاده از فرمول انبساط برونکار گاز ساده فوراً به دست آوریم:

$$p = p_0 \left(\frac{T}{T_0} \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

($\gamma = \frac{C_p}{C_v}$ نسبت حرارت مخصوص‌های در فشار و در حجم ثابت است و اندیس معرف حالت اولیه‌ی گاز می‌باشد).

$$p = p_0 \left(\frac{T_0 - \frac{A}{C} H}{T_0} \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

یا:

$$p = p_0 \left(1 - \frac{H}{JCT_0} \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

یا بر حسب H:

$$H = JCT_0 \left[1 - \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \right]$$

چنانچه درجه حرارت در سطح مبنا را « θ » بگیریم و به جای حروف ثابت، مقادیر عددی بگذاریم چنین خواهیم داشت:

$$p = p_0 \left[1 - \frac{H}{29200} \right]^{3/33}$$

از اینجا می‌توانیم سرعت تنزل فشار هوا در ارتفاع یا ω را که نظیر τ می‌باشد، به دست آوریم:

$$\omega = \frac{-dp}{dH} = \frac{3/33 p_0 \left[1 - \frac{H}{29200} \right]^{2/33}}{29200}$$

$$\omega = \frac{p_0 \left[1 - \frac{H}{29200} \right]^{2/33}}{8850}$$

ω بر خلاف τ ثابت نبوده تابع نزولی خفیفی از H می باشد. در سطح تراز مبنا ($H = 0$)،
چنین داریم: ($p_0 = 1000 \text{ mb}$)

$$\omega_0 = + \frac{1000}{8850} = \frac{1}{8.85}$$

یعنی در هر 8.85 متر صعود، فشار جو 1 میلی بار تنزل می نماید. یا 100 میلی بار در 885 متر صعود.

تبصره- البته فرمول های:

$$T = T_0 - \frac{H}{JC} \quad \text{یا} \quad CT + AH = C^{te}$$

که T را بر حسب H می دهد و:

$$p = p_0 \left(1 - \frac{H}{JCT_0}\right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

که p را بر حسب H معلوم می کند، کلیت دارد و در هر دو مورد حرکت صعودی و حرکت نزولی توده ی هوا صادق است؛ منتهی در مورد نزول هوا H منفی خواهد بود. ولی اگر خواسته باشیم مقدار مطلق ارتفاع را همیشه به طور مثبت بگیریم اندیس صفر و حالت مبنا را در بالا باید بگیریم و فرمول ها را برای احتراز از اشتباه به این صورت بنویسیم:

$$\begin{cases} \theta_b = t_0 + \frac{H}{JC} \\ \omega_b = p_0 \left(1 + \frac{H}{JCT_0}\right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}} \end{cases}$$

θ_b و ω_b درجه حرارت و فشار هوا را پس از نزول آن به سطح مبنا (تراز دریا)، بیان می کنند. θ_b را درجه حرارت استعدادی هوا^۱ و ω_b را فشار استعدادی آن می گویند. θ_b درجه حرارتی است که پس از نزول آدیاباتیک خشک به سطح 1000 میلی بار، رخ خواهد داد.

۱. Potential temperature .

دو فرمول فوق ممکن است برای محاسبات تحویل به دریا در مورد اندازه‌گیری‌های هواسنجی ایستگاه‌های کوهستانی و فلات به کار برده شود. چه در نقشه‌های عمومی هوشناسی برای آنکه اطلاعات و ارقام حاصله از ایستگاه‌های مختلف، با هم قابل مقایسه باشند و مأخذ محاسبات و رسم منحنی‌های مربوطه قرار گیرد، تمام آنها را به سطح افقی مشترکی که همان تراز دریاست می‌گیرند، یعنی تحویل به دریا می‌کنند. تحویل به دریا ممکن است با فرض برونکار خشک بر طبق فرمول‌های فوق باشد یا بر اساس تغییرات واقعی متوسط محل.

فرمول‌های p مانند فرمول‌های t با فرض شرایط خشک و برونکار به دست آمده است؛ مع‌ذکک نتایج حاصله و رقمی که به دست می‌دهد همیشه با اختلاف بسیار جزئی با عمل و واقع تطبیق می‌نماید. علت مسأله این است که گرم و سرد شدن غیربرونکار هوا- که سبب سلب اعتبار فرمول T می‌شد- فقط ذرات را قدری جا به جا می‌کند و اصولاً اختلاف فشار زیاد مابین نقاط مختلف سطوح افقی امکان‌پذیر نیست و چند میلی‌متر آب اختلاف فشار، توفان‌ها برمی‌انگیزد. به عبارت دیگر در سطوح افقی جو- چه در زمین و چه در بالا- تغییرات درجه حرارت امر کاملاً طبیعی و دوام کردنی است ولی تغییرات یا اختلافات فشار بلافاصله از بین می‌رود. به طوری که اگر محاسبه p و فرمول فوق در طی یک ستون خشک هوا و با شرایط برونکار به عمل آمده باشد، نتیجه‌ی حاصله و فشاری که به دست می‌آید همان است که در ستون‌های دیگر هوا و با شرایط دیگری رخ می‌دهد. به علاوه به طوری که از فرمول:

$$p = p_0 \left(\frac{T}{T_0} \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

برمی‌آید چنانچه طرز تحویل هوا در یک ستون جو به صورت غیربرونکار و با تنزل ملایم‌تر T یعنی برزخ مابین آدیاباتیک و ایزوترم باشد، در این صورت اکسیژان n نیز که به جای γ می‌آید، از آن کوچک‌تر است و بالتیجه مضرب‌های:

$$\left(\frac{T'}{T_0} \right)^{\frac{n}{n-1}} \quad \text{و} \quad \left(\frac{T}{T_0} \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

مثال عددی: شرایط سطح زمین

$$\begin{cases} t_0 = 51 & T_0 = 288 \\ p_0 = 1.033 \text{ kg/cm}^2 = 1.013 \text{ mb} \end{cases}$$

و ارتفاع صعود $H = 6000 \text{ m}$ در این صورت:

$$\begin{cases} T_{6000} = 288 - 60 = 228 = 273 - 45^\circ \\ P_{6000} = \left(1 - \frac{6000}{29200}\right)^{3/3} \times 1.013 = 0.547 \text{ mb} \end{cases}$$

رقم اخیر فشار، با میزان متوسطی که از تجربیات مختلف به دست آمده است، تقریباً وفق می دهد ولی نتیجه ی قبلی یعنی درجه حرارت $45^\circ -$ از میزان واقعی کمتر و سرمای بیشتری را نشان می دهد. درجه حرارت واقعی عملاً براساس 6° سرمایش در کیلومتر، یعنی در حدود $21^\circ -$ می شود.
برای تهران ($H = 1150 \text{ m}$)، فرمول فوق، فشار:

$$p_{\text{تهران}} = 0.875 \times \begin{cases} 760 \text{ mmHg} \\ 1.033 \text{ kg/cm}^2 \\ 1.013 \text{ mb} \end{cases} = \begin{cases} 665 \text{ mmHg} \\ 0.903 \text{ kg/cm}^2 \\ 886 \text{ mb} \end{cases}$$

را می دهد که با متوسط سالیانه به خوبی تطبیق می نماید.
در جدول شماره ۲ (استخراج از ارقام سالیانه ی سال «۳۷-۱۳۳۶» اداره ی کل هواشناسی)، برای بعضی از شهرهای عمده ی ایران، میزان ارتفاع از سطح دریا و متوسط فشار هوا را نشان داده ایم.

جدول شماره ۲- ارتفاع و فشار متوسط بعضی از شهرهای ایران
با تعیین عرض و طول جغرافیایی هر یک

| شهر کرد | کرمان | زنجان | اصفهان | شیراز | تهران | کرمانشاه | یزد | تهران | مشهد | ع | اهواز | رشت | |
|---------|-------|-------|--------|-------|-------|----------|------|-------|------|-----|-------|------|-----------------------|
| ۲۰۷۰ | ۱۷۵۱ | ۱۶۳۰ | ۱۵۸۰ | ۱۵۳۰ | ۱۴۰۰ | ۱۳۰۰ | ۱۲۳۳ | ۱۲۰۰ | ۹۸۵ | ۹۴۰ | ۲۰ | ۳ | ارتفاع (متر) |
| ۷۸۹ | ۸۲۴ | ۸۳۴ | ۸۴۰ | ۸۴۶ | ۸۵۷ | ۸۶۷ | ۸۷۲ | ۸۸۶ | ۹۰۴ | ۹۰۸ | ۱۰۱۰ | ۱۰۱۶ | فشار متوسط (مب) |
| ۳۲ | ۳۰ | ۳۷ | ۳۳ | ۳۰ | ۳۸ | ۳۴ | ۳۲ | ۳۶ | ۳۶ | ۳۵ | ۳۱ | ۲۰ | عرض جغرافیایی (شمالی) |
| ۵۱ | ۵۷ | ۴۸ | ۵۲ | ۵۳ | ۴۶ | ۴۷ | ۵۴ | ۵۱ | ۶۰ | ۵۱ | ۴۸ | ۴۰ | طول جغرافیایی (شرقی) |

ضخامت قشر جو:

به طوری که از عبارت

$$H = JCT_0 \left[1 - \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \right]$$

برمی آید ارتفاع نقاط مختلف یک سطح ایزوبار ($p=C^{te}$) متناسب است با درجه حرارت مطلق هوا در سطح زمین که در زیر آن نقاط باشد. بنابراین در قطبین، قشر هوای جو کمتر از استواست و در هر محل، در زمستان کمتر از تابستان است. چنانچه ضخامت یا ارتفاع کل هوای دور زمین را خواسته باشیم کافی است در فرمول‌ها p را مساوی صفر بگذاریم:

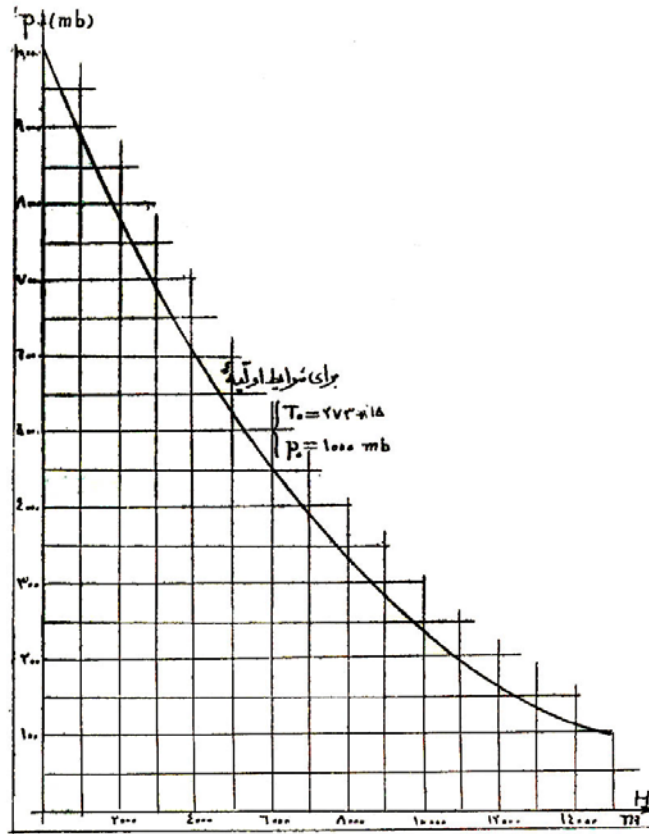
$$\begin{cases} p = 0 \\ T = T_0 \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} = 0 \\ H = JCT_0 = 427 \times 0.24 \times (273 + 15) = 29200 \text{ m} \end{cases}$$

یعنی با فرض $t_0 = 15^\circ$ ، تقریباً نزدیک به ۳۰ کیلومتر است.

نمایش تغییرات p و t بر حسب ارتفاع

نمایش تغییرات p بر حسب H ، برخلاف نمایش t بر حسب H ، بنا به فرمول‌های آدیاباتیک فوق، خط مستقیم به صورت منحنی سهمی در می‌آید (شکل ۲۴).

شکل ۲۴- نمایش تغییرات فشار جو بر حسب ارتفاع



همچنین است نمایش p بر حسب t .
در صورتی که بخواهیم معادله‌ی ساده خطی داشته باشیم ناچار باید لگاریتم بگیریم.

$$\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} = 1 - \frac{H}{JCT_0} = \frac{1}{JCT_0} (JCT_0 - H)$$

پرانتهز اخیر ارتفاع منفی هر نقطه از جو یا فاصله‌ی آن تا آخرین قشر و سقف هوا می‌باشد. ما آن را H' می‌نامیم:

$$\left(\frac{p}{p_0}\right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} = \frac{H'}{JCT_0}$$

پس از لگاریتم گرفتن:

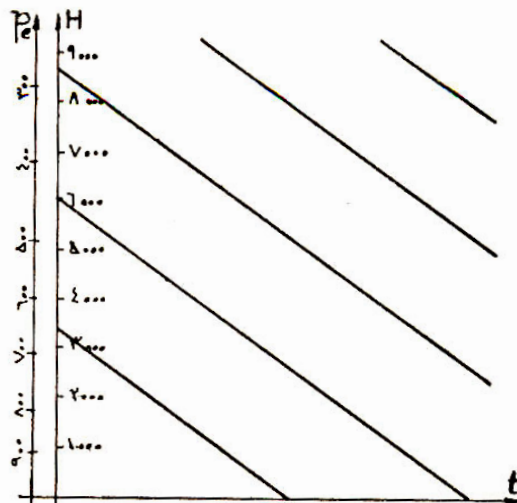
$$\frac{\gamma-1}{\gamma} \text{Log} \frac{p}{p_0} = \text{Log} H' - \text{Log} JCT_0$$

عبارت p به صورت زیر در می‌آید:

$$p = \text{colog}[k - k' \log H']$$

که در آن k و k' مقادیر ثابت‌اند.

شکل ۲۵- نمایش خطی تغییرات t بر حسب H و مقیاس لگاریتمی p



به این ترتیب می‌توانیم در مختصات H و t سابق در کنار محور H ، یک محور عرض دیگر که با تقسیمات لگاریتمی بر حسب p مدرج شده باشد، اضافه نماییم و از خطوط مورب سابق استفاده کنیم.

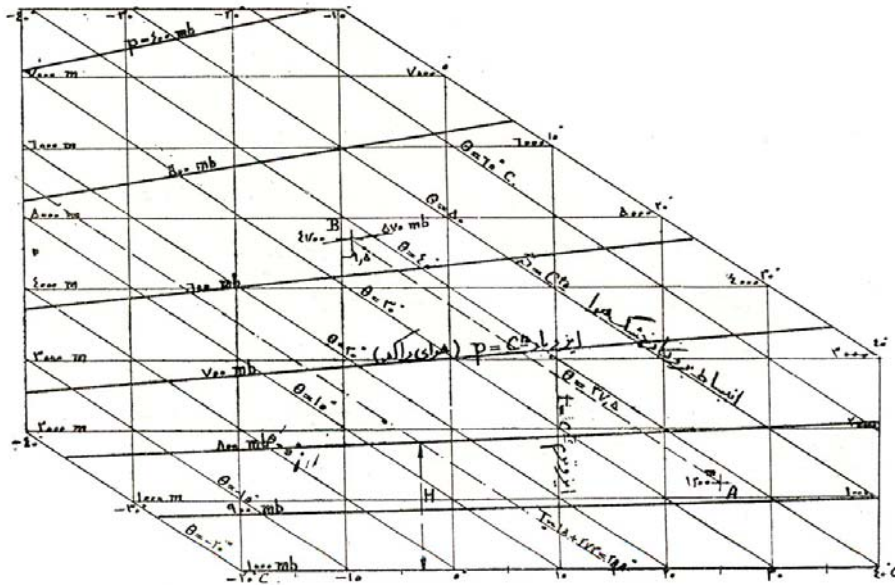
نظر به اینکه برطبق فرمول $p = p_0 \left(1 - \frac{H}{JCT_0}\right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$ فشار p ، تابعی از T_0 یا درجه حرارت اتخاذی برای هوای مجاورتر از مبنا می‌باشد، مدرج کردن لگاریتمی محور جدید موازی عرض‌ها فقط برای آن خط مورب برونکار خشک که از نقطه T_0 حساب و رسم

۱۸۶ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 شده است ، صادق می‌باشد و برای غیر آن ارقام تقریبی خواهد داد. برای آدیاباتیک
 دیگری که از نقطه‌ای به درجه حرارت T_0' شروع می‌شود ، همان مقدار فشار p نظیر
 ارتفاع دیگری خواهد بود مانند H' به طوری که :

$$H' = H \frac{T_0'}{T_0}$$

بنابراین ، چنانچه خواسته باشیم خطوط ایزوبار صحیح را رسم کنیم کافی است طبق
 شکل (۲۵ الف) روی هر خط مورب برونکار خشک، ارتفاعات H ایزوبارها را به نسبت
 $\frac{T_0'}{T_0}$ بزرگ‌تر بگیریم. بدین ترتیب به جای خطوط افقی منطبق با خطوط $H=C^{te}$ ، یک
 عده منحنی‌های نزدیک به خطوط مستقیم مورب با شیب ملایم پیدا می‌کنیم.

شکل ۲۵ الف- نمایش خطی تغییرات t بر حسب ارتفاع
 و تعیین p بر حسب H و t (هوای غیر اشباع)



مثال عددی :

در تهران ($H = 1200$ m) درجه حرارت $t = 25^\circ$ است ، معلوم کنید در 3500 متر بالاتر
 چه خبر است ؟

نقطه A در شکل (۲۵ الف) ، معرف جو تهران در جوار زمین است . در ارتفاع
 $p = ۵۷۰ \text{ mb}$ و $t = -۹/۵^\circ$ می‌رسیم که برای آن $(۱۲۰۰ + ۳۵۰۰ = ۴۷۰۰)$ متر به نقطه B می‌رسیم که برای آن $t = -۹/۵^\circ$ است.

ضمناً درجه حرارت استعدادی تهران (تحویل برونکار به تراز دریا)، $۳۷/۵^\circ$ می‌شود.

۱۵- تغییرات درجه حرارت و فشار جو بر حسب ارتفاع ،

در شرایط مرطوب و برونکار

اگر هوا دارای رطوبت زیاد و درجه اشباع باشد دیگر فرمول قبلی

$$CT + AH = C^{te}$$

و سایر فرمول‌ها مشتق شده از آن ، صادق نبوده باید مقدار رطوبت m را با توجه به امکان تقطیر آن دخالت داد.

وجود بخار آب در هوا که به حالت اشباع رسیده و آماده تقطیر باشد، سبب می‌شود که در اثر تقطیر ، مقداری حرارت به هوا پس داده شود و هوا خیلی دیرتر و کمتر از صعود خشک ، سرد گردد. زیرا همان طور که غلیان و تبخیر آب ، جاذب حرارت است ، پدیده‌ی تقطیر- که عکس آن می‌باشد- دافع حرارت و موجب گرم شدن نسبی هوای حامل آن می‌شود. بنابراین میزان سرمایش صعود یک هوای مرطوب یا خیس، خفیف‌تر از سرمایش خشک و برونکار است و به طوری که در شکل ۲۶ دیده می‌شود خطوط برونکار خیس دارای شیب بیشتری از خطوط برونکار خشک‌اند.

این کیفیت را در ترسیمه‌های رطوبی هوا (بند ۵) می‌توان به خوبی مشاهده و محاسبه نمود. مادامی که هوا خشک است صعود آدیاباتیک و سرد شدن آن بر طبق یک منحنی $S = C^{te}$ صورت می‌گیرد و قاعدتاً باید در نقطه تلاقی با منحنی اشباع $h = ۱۰۰\%$ ، تقطیر شروع شود. به طوری که می‌دانیم پدیده‌های تأخیر، باعث حالت تعادل کاذب یا ناپایدار فوق اشباع می‌گردد و انبساط بدون تقطیر، ممکن است تا $D = ۳۰\%$ (شکل ۱۶) و نقطه‌ی D پیش رود. اما به محض شکسته شدن تعادل ناپایدار و بروز تقطیر نقطه‌ی معرف هوا در فشار ثابت DH بر روی منحنی اشباع برمی‌گردد (یعنی چند درجه گرم می‌شود) و از آن پس ، تنزل درجه حرارت و فشار، بر طبق منحنی $h = ۱۰۰\%$ که نسبت به منحنی‌های $S = C^{te}$ شیب کمتری دارد، ادامه می‌یابد.

برای جستجوی رابطه T و p بر حسب H و با فرض انبساط برونکار خیس، دیگر نمی‌توانیم هوا را گاز ساده تلقی کرده برای مجموعه هوای خشک و بخار آب محتوی در آن، فرمول‌های:

$$U = C'T \quad \text{و} \quad \lambda = CT$$

را به کار بریم، بلکه لازم است انرژی درونی نظیر m گرم بخار آب اشباع آماده به تقطیر را که همراه یک kg هوای خشک است اضافه نماییم. عبارت دیفرانسیل اختصاری اصل اول ترمودینامیک برای هوای در حال صعود برونکار به صورت:

$$d \left[\left(\lambda_{\text{هوا}} + \frac{m}{1000} \lambda_{\text{بخار آب}} \right) + AH \right] = 0$$

در می‌آید. اما:

$$\lambda_{\text{بخار آب}} = 606/5 + 0/305 t$$

که در این مورد چون جمله‌ی دوم در جنب جمله‌ی اول بسیار ضعیف است، می‌توانیم با تقریب قابل قبولی، مقدار متوسط آن را مثلاً برای $t = 10^\circ$ در نظر بگیریم:

$$\lambda \# 606/5 + 0/305 \times 10$$

$$\lambda \# 610$$

و از آنجا معادله‌ی حرکت برونکار هوای مرطوب را چنین می‌نویسیم:

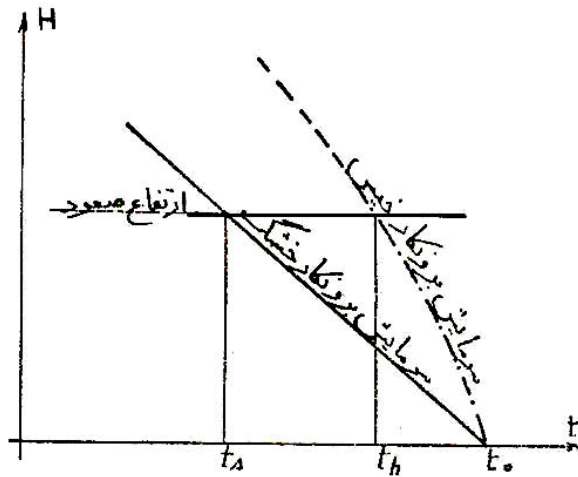
$$CT_h + AH + 0/61m = C^{te}$$

(اندیس h که در زیر T گذارده‌ایم برای بیان رطوبت و خیس بودن هواست و برای هوای خشک اندیس S را به کار خواهیم برد).

معادله‌ی تحویل برونکار هوای خیس از صورت خطی دو پارامتری مخصوص حالت خشک، خارج شده، پارامتر سومی که متغیر نیز می‌باشد اضافه شده است. به تدریج که

توده‌ی هوا صعود می‌نماید و تقطیر بخار آب ادامه پیدا می‌کند از مقدار m کاسته می‌شود. به این ترتیب چون تنزل جمله‌ی سوم معادله‌ی فوق تا حدودی جبران ترقی جمله AH را می‌نماید، جمله‌ی اول، یعنی CT_h تقریباً ثابت می‌ماند و در حقیقت تنزل خیلی ملایم‌تری از صعود هوای خشک دارد. به عبارت دیگر - و همان‌طور که قبلاً گفتیم - سرعت سرمایش برونکار هوای خیس خیلی کمتر از سرعت سرمایش برونکار هوای خشک است و منحنی نمایش آن در مختصات H و t بالای خط سرمایش خشک قرار می‌گیرد (شکل ۲۶).

شکل ۲۶- نمایش منحنی‌های برونکار هوا در حالات خشک و خیس



فرمول فوق را اگر بر حسب T حل کنیم و مقدار بخار آب تقطیر شده را Δm بنامیم، چنین نوشته می‌شود:

$$T_h = T_0 - \frac{H}{JC} - 3\Delta m$$

یا:

$$T_h = T_s - 3\Delta m$$

حال چنانچه فشار p را خواسته باشیم علاوه بر آنکه فرمول آدیاباتیک

$$p = p_0 \left(\frac{T_h}{T_0} \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

دیگر صادق نیست، در عبارت T_h پارامتر جدید Δm نیز وارد می‌شود به طوری که محاسبه T و p مستلزم شناسایی m می‌شود و محاسبه‌ی حجم نظیر یک kg هوای خشک را در ارتفاعات و حالات مختلف ایجاب می‌نماید. محاسبه‌ی مستقیم و فرمول ساده‌ای وجود ندارد مگر آنکه از طریق ترسیمی و با استفاده از آباک و ترسیمه، این کار را انجام دهیم.

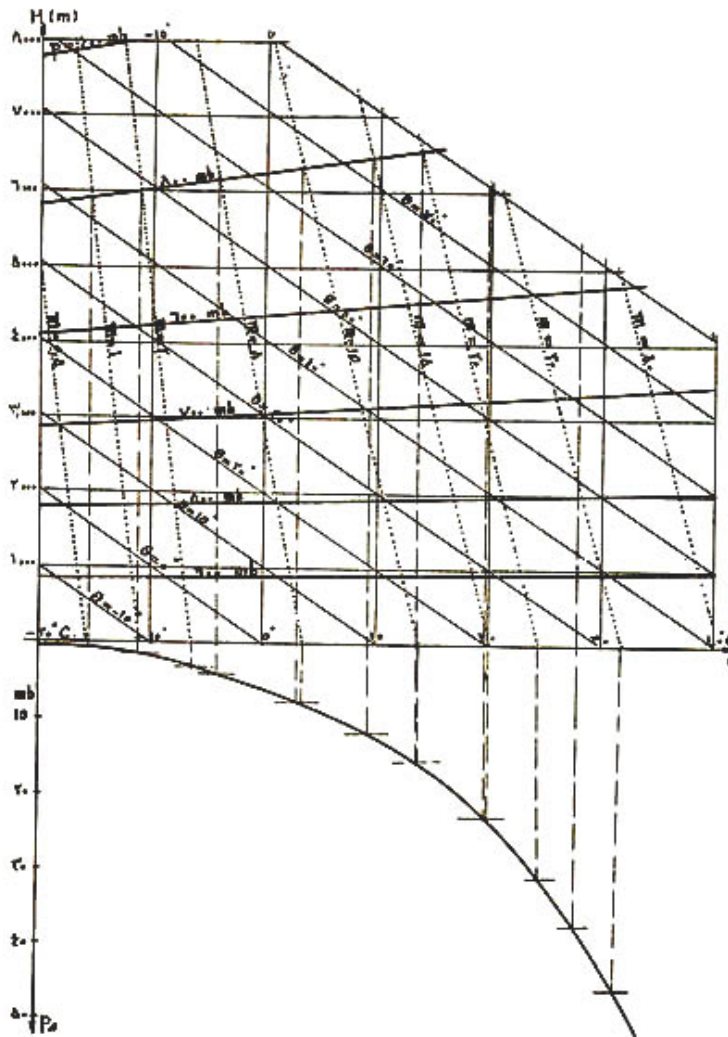
۱۶- ترسیمه‌ی جوئی (ترسیمه‌ی آدیاباتیک یا ترسیمه‌ی برونکار جو)
منظور ترسیم و تهیه‌ی صحیفه یا دیاگرامی است که روی آن منحنی‌های مختلف ایزوترم‌ها، ایزوبارها، سرمایش برونکار خشک ($CT + AH = C^{te}$)، سرمایش برونکار خیس ($CT_h + AH + 0.61m = C^{te}$) و خطوط شبنم ($m = C^{te}$) رسم شده باشد در هر نقطه از جو بتوانیم با داشتن دو مشخصه یا پارامتر، حالت کامل هوا و سایر مشخصات و کیفیات را بشناسیم.

چنین ترسیمه‌ای در شکل ۲۹ با توضیحات مربوطه داده شده است و چند مثال عددی برای فهمیدن و به کار بردن آن زده شده است.

اینک برای مزید اطلاع و استفاده، به شرح طرز محاسبه و رسم آن می‌پردازیم. اگر درجه حرارت t را به‌عنوان محور طول و ارتفاع H را به‌عنوان محور عرض انتخاب کنیم تکلیف ایزوترم‌ها و ایزوبارها فوری روشن می‌شود. ایزوبارها خطوط افقی و ایزوترم‌ها خطوط قائم. خطوط معرف سرمایش برونکار خشک را نیز قبلاً دیدیم مستقیم و مورب هستند (شکل ۲۵). پس برویم به سراغ منحنی‌های شبنم یا خطوط $m = C^{te}$ تا بتوانیم بعداً تکلیف منحنی‌های برونکار خیس را معلوم نماییم.

همان طور که گفتیم m برای صعود خیس هوا، آن مقدار بخار آبی است که به حالت اشباع همراه یک کیلوگرم هوای خشک وجود دارد و یا آن مقدار آبی که تحت فشار اشباع p_s حجمی را که یک کیلوگرم هوای خشک اشغال نموده است پر می‌کند.

شکل ۲۷



نظر به اینکه در شرایط جوی مورد مطالعه درجه حرارت و فشار اشباع بخار مقادیر نازلی هستند می‌توانیم بخار آب را مانند گازها تابع قوانین آوگادرو و دالتون دانسته اوزان ذره‌ای m گرم بخار آب و ۱ کیلوگرم هوای خشک را که حجم مشترک دارند متناسب فشارهای اختصاصی مربوطه بگیریم.

$$\frac{\frac{m}{1000} \times \frac{1}{18}}{1 \times \frac{1}{28.8}} = \frac{p_s}{p - p_s}$$

که به یکی از دو صورت زیر حل می‌شود :

$$\begin{cases} m = 625 \frac{p_s}{p - p_s} \\ p = \frac{625 + m}{m} p_s \end{cases}$$

از طرف دیگر برای p که تابعی از H و t است توانستیم ایزوبارها را در شکل (۲۵ الف) ، ترسیم نماییم. برای p_s نیز که صرفاً تابعی از t می‌باشد می‌توانیم یک محور به موازات محور طول اضافه و درجه‌بندی کنیم، آنگاه به m مقادیر ثابت معینی داده برای هر ایزوبار p ، مقدار p_s را تعیین کرده ، درجه حرارت نظیر آن را روی ایزوبار ببریم و منحنی‌های $m = C^{te}$ را رسم نماییم : شکل ۲۷.

به طوری که دیده می‌شود، منحنی‌های $m = C^{te}$ یک عده خطوط مستقیم تقریباً موازی - ولی با فواصل غیر مساوی- در آمده است. علت تصادف این است که p_s و p توابع لگاریتمی مشخص از t و H هستند و تقسیمات محورهای مربوطه تقسیمات لگاریتمی است و لگاریتم معادله خطوط $m = C^{te}$ نیز یک معادله خطی است :

$$\log p = \text{Log} \frac{625 + m}{m} + \log p_s$$

این خطوط را از آن جهت خطوط شبنم^۱ می‌گویند که هر وقت بخار آب موجود در یک هوایی، مساوی با رقوم این خطوط گردید، به حالت اشباع رسیده است و شبنم یا مه می‌زند، و روی این خطوط است که درجه حرارت شبنم هر هوایی را در امتداد افقی ($p = C^{te}$) ، نقطه‌ی معرف آن هوا می‌خوانیم. شیب خطوط شبنم زیاد و نزدیک به قائمه است. بنابراین تنزل درجه حرارت شبنم در صعود آدیاباتیک ، هوای خشک بسیار ضعیف است :

$$1/3 \text{ c./Km}$$

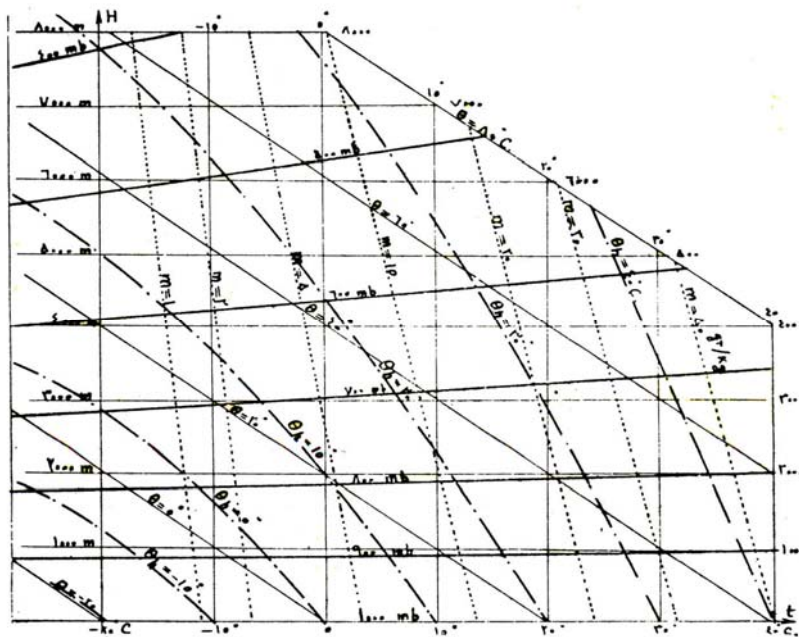
اینک با در دست داشتن m در هر نقطه از صفحه (یعنی در هر حالت و محل جو)، می‌توانیم منحنی‌های برونکار خیس را نیز خط به خط ترسیم نماییم. کافی است هر یک از خطوط m یا t و H را به قطعات مساوی کوتاه تقسیم کرده ، در سر هر تقسیم مقدار :

۱. Lignes de point de rosée (Dew point line)

$$K = CT + AH + 0.68m$$

را حساب و پهلوی آن نقطه یادداشت کنیم و سپس نقاط دارای عدد k ی مساوی با k ی نقاط روی ایزوبار، را به یکدیگر وصل نماییم: شکل ۲۸.

شکل ۲۸- منحنی‌های برونکار خیس در ترسیمه جوی

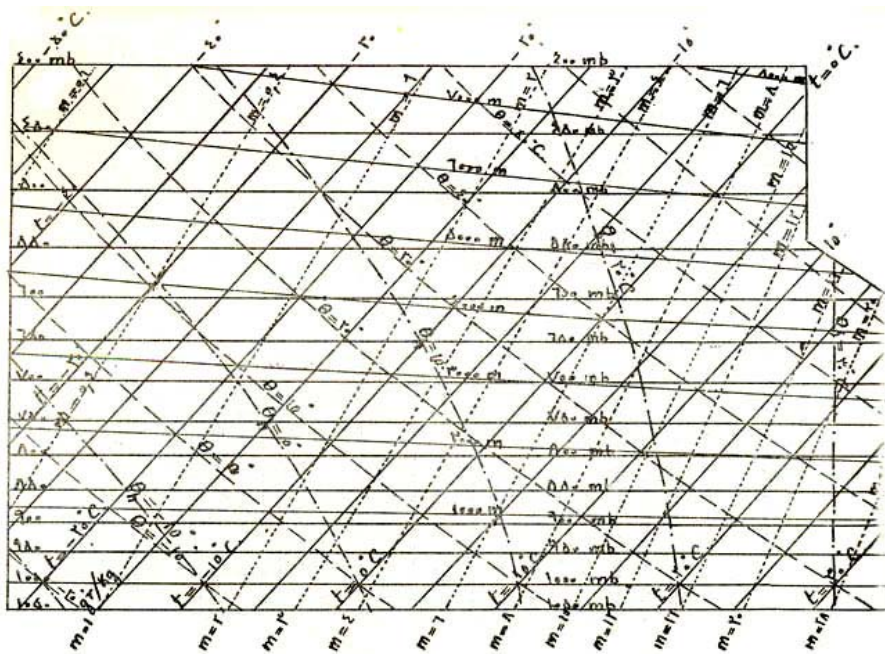


منحنی‌های آدیاباتیک خیس، طرز خنک شدن ابرهای صعود کننده را نشان می‌دهند و در هر ارتفاع می‌توانیم روی خطوط شبنم مقدار بخار آب باقی مانده را خوانده، از اختلاف آن با m ، نقطه مبدأ آنچه را که تقطیر شده است حساب کنیم.

نظر به اینکه غالب منحنی‌ها و خطوط مورد عمل متمایل به چپ و در هم شده‌اند و اصولاً منطقه‌ی مورد مراجعه صفحه‌ی مختصات به موازات خطوط $\theta = C^{te}$ به طرف چپ کاغذ می‌رود، برای روشنی ترسیمه و سهولت کار محور عرض‌ها را به سمت راست می‌گردانند تا کلیه‌ی منحنی‌ها و خطوط نیز به طرف راست برگردند. البته ایزوترم‌ها دیگر خطوط قائم نخواهد بود، بلکه خطوط موازی مایل به راست می‌شود. ضمناً نظر به

اینکه تعیین محل هواپیماها و ابرها معمولاً به وسیله فشارسنج انجام می‌گیرد و ارتفاعات را برحسب فشار بیان می‌کنند، محور عرض‌ها را به جای H برحسب p و با درجات لگاریتمی مدرج می‌نمایند. به این ترتیب، ایزوبارها افقی در می‌آیند و بالاخره به ترسیمه شکل ۲۹ می‌رسیم. البته انتقال از ترسیمه شکل ۲۸ (که روی آن کلیه منحنی‌های H ، t ، p ، θ_h و m رسم شده است) به هر ترسیمه دیگری که دو پارامتر از پارامترهای مزبور را مینا گرفته باشد، دیگر اشکال ندارد.

شکل ۲۹- ترسیمه جوی (با مختصات حاده t و p)



ترسیمه شکل ۲۹ را از کتاب S. Petterssen گرفته و با افزودن خطوط $H = C^{te}$ تکمیل کرده‌ایم. در این شکل :

- ایزوبارها خطوط افقی هستند و فشار جو را روی آنها می‌خوانیم.
- ایزوترمها خطوط مورب سر بالا از چپ به راست.
- خطوط شبنم $m = C^{te}$ خطوط نقطه چین پر شیب.
- صعود برونکار هوای خنک به موازات منحنی‌های خط چین مورب از راست به چپ که ضمناً معرف درجه حرارت پتانسیل می‌باشد.
- صعود برونکار هوای مرطوب به موازات منحنی‌های خط نقطه با شیب زیاد خوابیده به طرف چپ.
- ارتفاعات، خطوط تقریباً افقی خوابیده است.

چند مثال عددی :

مثال ۱- هوای خشکی به مشخصات :

$$\begin{cases} t = 25^{\circ}\text{C} \\ h = 35\% \end{cases}$$

از سطح زمین به فشار $p = 1000\text{ mb}$ برمی‌خیزد. می‌خواهیم بدانیم وقتی به ارتفاع

$$H_1 = 1800\text{ m}$$

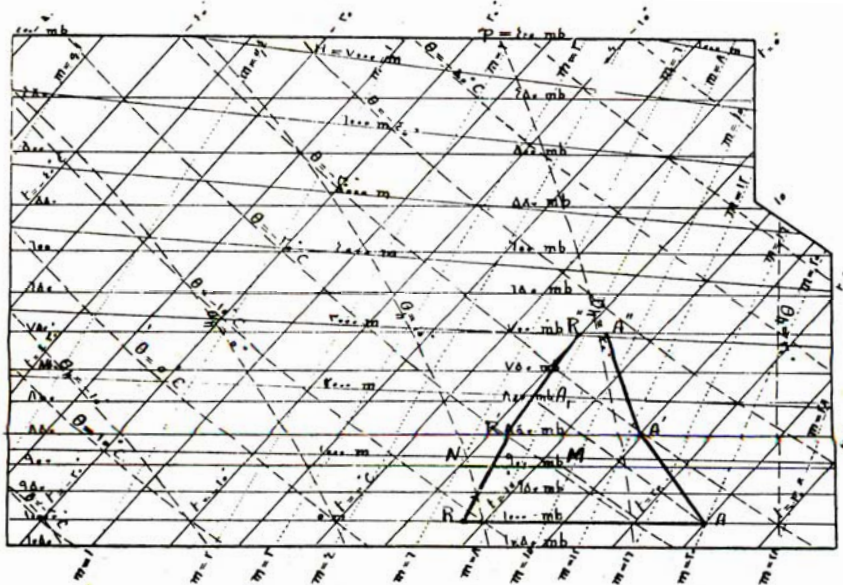
رسید مشخصات آن چه خواهد شد.

نقطه A، معرف هوای مفروض در ترسیمه جوی (شکل ۳۰) است که در تقاطع $t = 25$ و $p = 1000\text{ mb}$ قرار دارد. چنانچه هوا اشباع می‌شود، مقدار رطوبت آن $m_s = 20\text{ gr}$ که اندیس خط شبنم ماربر نقطه A است، می‌شود و چون درجه رطوبت ۳۵٪ است مقدار رطوبت آن :

$$m = h \times m_s = 0.35 \times 20 = 7\text{ gr/kg}$$

می‌باشد. نقطه شبنم این هوا، روی ایزوبار 1000 mb و خط شبنم $m = 7$ ، یعنی در R به دست می‌آید.

شکل ۳۰- حل چند مسأله هواشناسی به وسیله ترسیمه جوی



صعود برونکار خشک این هوا تا ارتفاع 1800 m آن را به نقطه A_1 می‌رساند. فشار هوا در این نقطه $p_1 = 800\text{ mb}$ می‌باشد. ایزوترم ماربر A_1 ، $t_1 = 6/5^\circ$ است و درجه رطوبت جدید از روی خط شبنم ماربر آن یا $m_{1s} = 7$ حساب می‌شود.

$$h_1 = \frac{m}{m_{1s}} = \frac{7}{8.5} = 81\%$$

اگر قدری بیشتر بالا رود مه ظاهر خواهد شد.

مثال ۲- در یک محل کوهستانی فشار $p = 900\text{ mb}$ ، درجه حرارت $t = 12^\circ$ و درجه شبنم $t_r = 5^\circ$ است. معلوم کنید اولاً مقدار رطوبت و درجه رطوبت هوا چقدر است و ثانیاً درجه حرارت استعدادی θ یا درجه حرارت آدیاباتیک تحویل یافته به دریای آن چیست و پس از فرود آمدن تا سطح دریا، درجه رطوبت چه اندازه خواهد شد. نقطه معرف این هوا، نقطه M در شکل ۳۰ است و نقطه N که روی ایزوبار ۹۰۰ و ایزوترم 5° است، نقطه شبنم آن را معین می‌کند.

اولاً، مقدار رطوبت را روی خط شبنم N می‌خوانیم: $m = 6$ ، و درجه رطوبت:

$$h = \frac{m_N}{m_M} = \frac{6}{9.5} = 63\%$$

ثانیاً، درجه حرارت استعدادی θ (درجه حرارت پتانسیل) که همان درجه حرارت برونکار خشک در تراز 1000 mb است، روی منحنی S_s ماربر M خوانده می‌شود.

$$\theta = 21^\circ\text{C}.$$

و چون پس از فرود آمدن تا ایزوبار ۱۰۰۰، m_s مساوی ۱۵ می‌شود، بنابراین:

$$h_p = \frac{m_N}{m_s} = \frac{6}{15} = 40\%$$

مثال ۳- قشر هوای بالای یک محل در سه ارتفاع مختلف به وسیله‌ی اسباب‌های اندازه‌گیری بالارونده، گمانه‌زنی^۱ شده و مشخصات زیر به دست آمده است:

| p | t | tr |
|---------|-------|------|
| ۱۰۰۰ mb | ۲۵°C. | ۸°C. |
| ۸۵۰ mb | ۱۵°C. | ۷°C. |
| ۷۰۰ mb | ۷°C. | ۵°C. |

خطوط مشخص (یا منحنی گمانه) این قشر هوا را تعیین و اظهار نظر نمایید.
 نقاط A و A' و A'' نقاط معرف واقعی جو در سه ارتفاع مختلف است و خط "AA'A''
 منحنی گمانه جو مورد بحث در لحظه‌ای که اندازه‌گیری به عمل آمده می‌باشد. خط "RR'R''
 که نقاط شبنم را به هم متصل می‌کند، خط مشخص دیگر جو است و حالت رطوبی هوا
 یا دوری و نزدیکی آن را به اشباع و تشکیل ابر نشان می‌دهد. هر جا که A و R منطبق
 شوند هوا اشباع است و امکان مه و ابر می‌رود.

این جو از صعود (یا نزول) ساده برونکار یک توده‌ی هوا که بدون اختلاط و بدون
 انتقال حرارت به عمل آمده باشد، تشکیل نشده است و الا خط گمانه یا منحنی مشخص
 آن منطبق با منحنی برونکار خشک $\theta = C^{te}$ می‌شد. سرعت سرمایش خیلی خفیف‌تر از
 سرمایش آدیاباتیکی خشک است و معلوم می‌شود طبقات بالای هوا، در نتیجه‌ی توقف
 در محل و تشعشع از آسمان و زمین یا در اثر اختلاط با هوای گرم مجاور، دریافت
 حرارت زیادی کرده‌اند. از نقطه A' به بعد تنزل درجه حرارت باز هم کمتر و نزدیک
 سرمایش برونکار خیس شده است (ولی بدون آنکه حالت اشباع و پدیده تقطیر رخ داده
 شده باشد). در ارتفاع ۷۰۰ mb، یعنی در ۳۱۰۰ متری زمین، هوا نزدیک به اشباع است و
 در صورت صعود، امکان مه شدن را دارد.

۱۷- موارد استعمال ترسیمه‌ی جوی

ترسیمه‌ی جوی وسیله مناسب و راحتی برای محاسبه شرایط هوا در ارتفاعات و
 پیش‌بینی امکانات ابر و باران و توفان می‌باشد که در فصول آینده مورد استفاده قرار
 خواهد گرفت.

چند نمونه ساده را ضمن مثال‌های عددی در بند ۱۶ دیدیم اینک به ذکر چند
 مورد جدید می‌پردازیم:

الف) تراز تقطیر^۱ یا ارتفاع تشکیل ابر و محاسبه‌ی مقدار بارش

تراز تقطیر یا ارتفاع تشکیل ابر برای یک توده‌ی مشخص هوا، سطحی است که وقتی هوا به آن ارتفاع یا فشار برسد بخار آب موجود حالت اشباع پیدا کرده تقطیر می‌شود و شرایط تشکیل ابر شروع می‌گردد.

بدیهی است که برای تعیین ایزوبار نظیر تراز تقطیر کافی است نقطه‌ی تقاطع خط شبنم ($m = C^{te}$) و خط برونکار خشک ($\theta = C^{te}$) آن هوا را به دست آوریم و رقم ایزوبار آن نقطه را بخوانیم.^۲

صعود توده‌ی هوای مفروض تا قبل از رسیدن به نقطه‌ی تقطیر، یا تراز تقطیر به محاذات آدیاباتیک خشک خواهد بود و از آن پس - به شرط عدم بروز تعادل کاذب و حالت فوق اشباع - منحنی آدیاباتیک خیس ($S_h = C^{te}$) را باید تعقیب نماییم. به تدریج که توده هوای اشباع شده مه گرفته بالا می‌رود، از مقدار رطوبت آن - که در هر ارتفاع عیناً در روی خطوط $m = C^{te}$ خوانده می‌شود - کاسته می‌شود. بنابراین می‌توان معلوم کرد چه اندازه از بخار آب به صورت باران در آمده و نازل شده است. چنانچه قشر یا ضخامت توده‌ی بالارونده معلوم باشد، می‌توانیم با محاسبه‌ی حجم مخصوص هوا، حساب کنیم بر هر مترمربع زمین چند میلیمتر باران ریخته است.

مثال عددی:

یک قشر یا توده‌ی هوای وسیع، واقع مابین ارتفاعات ۱۰۵۰ mb و ۹۵۰ mb که به درجه حرارت متوسط $t_s = 20^\circ C$ و $t_r = 7^\circ C$ است در اثر سبکی وزن یا عوامل دیگری که در فصول ۴ و ۵ خواهیم دید از زمین صعود می‌کند. تراز تقطیر آن (یا ارتفاع تشکیل ابر) و مقدار بارانی را که احیاناً و پس از صعود و انبساط یافتن تا ۶۰۰ میلی‌بار به زمین خواهد ریخت، معلوم کنید.

۱. Lifting Condensation level

۲. تراز تقطیر را به وسیله فرمول و با توجه به اینکه در هر ۱۰۰ متر صعود، تنزل آدیاباتیک خشک، ۱ درجه و تنزل درجه حرارت شبنم ۰/۱۷ است نیز می‌توان حساب کرد:

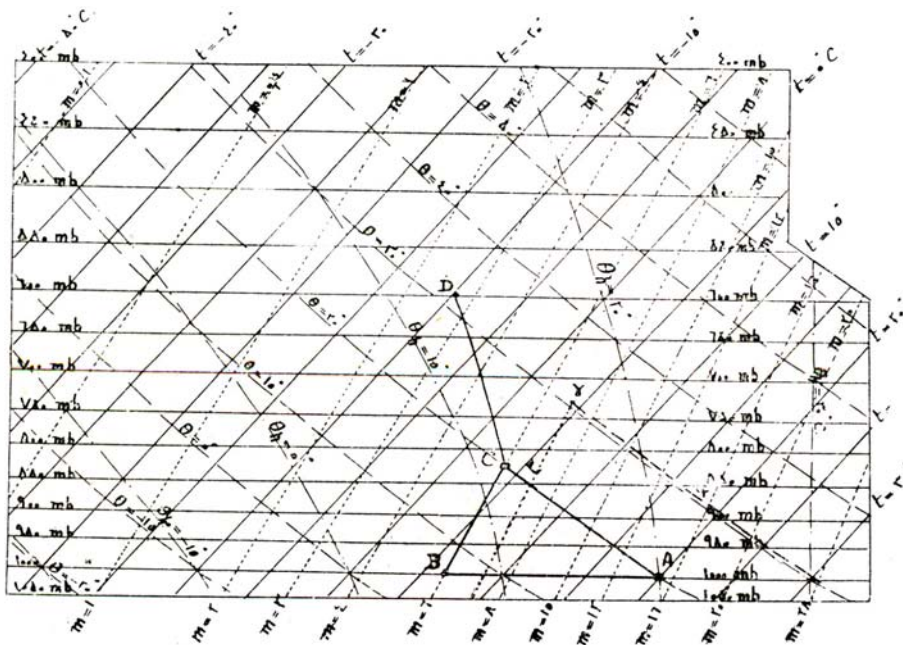
$$\frac{1 - 0/17}{100} = \frac{t - t_r}{H}$$

یا:

$$H = 120(t - t_r)$$

نقاط معرف این هوا در ایزوبار مینا را قبلاً نشان می‌کنیم (شکل ۳۱):

شکل ۳۱



$$m_B = 6 \text{ gr/kg} \quad B \begin{cases} p = 1000 \text{ mb} \\ t_r = 7^\circ\text{C} \end{cases} \quad A \begin{cases} p = 1000 \text{ mb} \\ t_0 = 20^\circ\text{C} \end{cases}$$

تراز تقطیر، فوری به دست می‌آید: ایزوبار نقطه C یعنی ۸۳۰ میلی‌بار در تقاطع منحنی‌های:

$$m = C^{te} = m_B = 6 \quad \text{و} \quad S_s \quad \theta = C^{te} = 20^\circ$$

از تراز C به بعد، نمایش صعود قشر هوا، منحنی برونکار خیس $S_h = C^{te}$ و در طی CD تا ایزوبار ۶۰۰ میلی‌بار خواهد بود.

در نقطه D، $m_s = 2/7 \text{ gr}$ است بنابراین از هر kg هوای خشک ابر، به اندازه

$$\Delta m = m_B - m_D = 6 - 2/7 = 3/3 \text{ gr}$$

باران خارج شده است.

اینک باید حجم مخصوص قشر بالاروندهی هوا را حساب کنیم تا با توجه به ضخامت قشر، بدانیم هر کیلوگرم آن چه مساحتی از زمین را می پوشانیده است.

$$v_A = v_0 \frac{p_0}{p_A} \frac{T_A}{T_0}$$

$$v_A = \frac{1}{1/293} \times \frac{1.013}{1.000} \times \frac{273+20}{273} = 0.845 \text{ m}^3/\text{kg}$$

اما ۱۰۰ میلی بار اختلاف فشار، از ۱۰۵۰ تا ۹۵۰، بنا به منحنی p بر حسب H (شکل ۲۷) تقریباً معادل ۱۰۰۰ متر ضخامت می شود. بنابراین تصویر افقی هر کیلوگرم قشر هوا:

$$\frac{0.845 \text{ m}^3}{1.000 \text{ m}} = 8 \times 10^{-4} \text{ m}^2$$

می شود. یعنی در ۸ سانتی متر مربع زمین، $\Delta m = 3/3 \text{ gr}$ آب و در هر متر مربع آن، به اندازه:

$$\frac{1.0000}{8} = \frac{3/3}{1.000} = 4/1 \text{ mm}$$

باران آمده است.

ب) اختلاط هوا

هوا استثنائاً ممکن است آرام و به کلی راکد باشد. همیشه یک وزش یا بادی وجود دارد و باد نیز استثنائاً به لحاظ سرعت و سمت وضع ثابت دارد. باد اصولاً پدیدهی لرزان نامنظم و متغیر در زمان و مکان بوده، از یک سلسله بادچه^۱ یا ضربات تند و کند باد ترکیب می شود که دارای هر دو مؤلفهی افقی و قائم هستند و سبب اختلاط و یکنواخت شدن توده های هوا می گردند.^۲

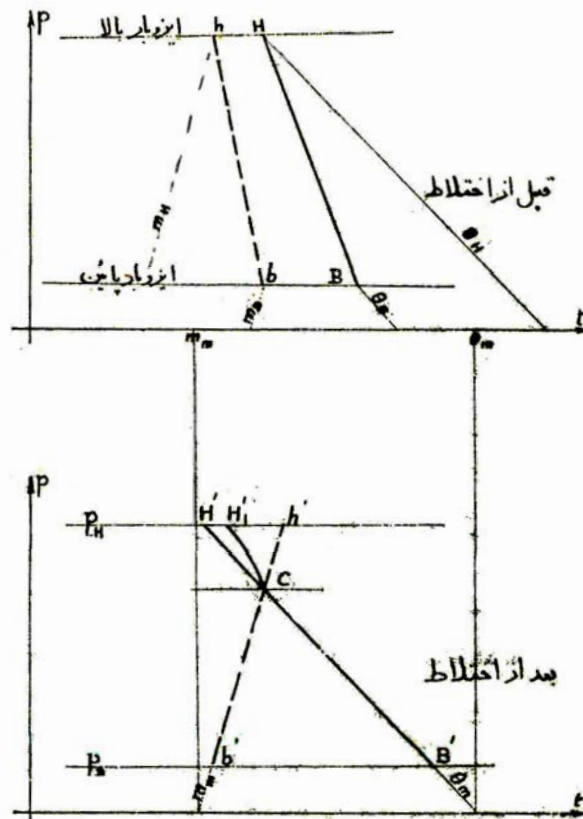
معمولاً همان طور که در بند ۱۳ دیدیم، میزان سرمایش واقعی هوا کمتر از سرمایش برونکار خشک است زیرا هواهای گرم و سبک خود را به بالای هواهای سرد و سنگین می رسانند. همچنین مقدار رطوبت در پایین، غالباً بیشتر است و به طور کلی و عادی

۱. Laps rate of cooling

۲. Eddies

طبقات بالا خشک‌تر و به لحاظ درجه حرارت استعدادی (θ) گرم‌تر از پایین هستند. ولی پس از بهم خوردگی و اختلاط و امتزاج کامل، طبقات مختلف قشر هوا یکنواخت گردیده، مانند توده متجانسی که در حال صعود باشد، سراسر آن دارای m و θ ی یکسان می‌گردد. m و θ یی که معدل m و θ های مختلف قبل از اختلاط باید باشد و چون $\theta = C^{te}$ یا $S_s = C^{te}$ برای تمام قشر مساوی می‌گردد، ناچار منطبق با منحنی آدیاباتیک $\theta = C^{te}$ خواهد بود. ضمناً در نتیجه‌ی اختلاط طبقات و زیاد شدن رطوبت در ارتفاعات، ممکن است حالت اشباع پیش آید و ابر تشکیل شود.

شکل ۳۲- استفاده از ترسیمه‌ی جوی برای تعیین وضع هوا بعد از اختلاط



شکل ۳۲ یک چنین وضعی را برای زمان قبل از اختلاط و بعد از اختلاط نشان می‌دهد. فرض کنیم برای قشر هوای راکد خطوط گمانه یا منحنی‌های مشخص دو خط

۲۰۲ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی

BH و bh باشد. برای سطح پایین قشر درجه حرارت استعدادی θ_B است و برای سطح بالای آن θ_H . مقادیر رطوبت نیز به ترتیب m_B و m_H است. اما بعد از اختلاط و بهم خوردن تمام توده‌ی هوا، خطوط مشخص $B'H'$ و $b'h'$ می‌شوند.^۱

روی $B'H'$:

$$\theta_m = \frac{\theta_B + \theta_H}{2}$$

و $b'h'$ روی:

$$m_m = \frac{m_B + m_H}{2}$$

واقع است. از نقطه C محل تقاطع این دو خط ($t = t_r$)، هوای مخلوط شده حالت اشباع پیدا کرده است و از آن بالاتر، خط مشخص ابر تشکیل شده CH_1' خواهد بود.

مثال عددی:

شاهد مثال شماره ۳ در بند ۱۶ را مجدداً در نظر می‌گیریم. خطوط مشخص آن هوا، به‌طوری‌که در شکل ۳۰ نمایش داده شده است، دو خط $AA'A''$ و $RR'R''$ است. چنین توده‌ی هوایی پس از انقلاب و در آمیختگی کامل دارای θ و m واحدی که متوسط سابق است خواهد شد.

$$\theta = \frac{\theta_A + 2\theta_{A'} + \theta_{A''}}{4} = \frac{۲۶ + ۲ \times ۳۰ + ۳۸}{4} = ۳۱^\circ$$

$$m = \frac{m_A + 2m_{A'} + m_{A''}}{4} = \frac{۶/۵ + ۲ \times ۷ + ۷/۵}{4} = ۷۱^{gr}$$

خطوط مشخص آن که در شکل ۳۱ نمایش داده شده است، خط α و خط μ است که در نقطه ۷ در ارتفاع ۷۳۰ میلی‌بار یکدیگر را قطع می‌کنند.

ج) پایداری و ناپایداری هوا^۲

به نظر می‌آید هوای معلق در جو، بی‌بندوبارترین جسم یا به اصطلاح عامیانه، شل و ول‌ترین چیزی باشد که با کمترین بهانه و نسیم، وضع آن به هم می‌خورد. اما برخلاف

۱. Dry adiabatic rate of cooling .

۲. Stability and Instability

تصور ما، چون هر قطعه از جو و هر ذره هوا تحت فشار و تأثیر قطعات و ذرات مجاور است، حرکات آن ناچار تبعیت از شرایط موجود می‌نماید. ممکن است شرایطی برقرار باشد که اجازه‌ی بالا و پایین رفتن هیچ قطعه یا توده‌ای از هوا را ندهد و هوا کاملاً پایدار باشد. یا بالعکس شرایطی پیش آید که کمترین تکان و تموج منجر به شدیدترین انقلاب جوی و بروز توفان گردد.

۱- یک هوایی که مدت‌های طولانی در محلی مستقر بوده، حالت تعادل با زمین و اطراف پیدا کرده و به طور ملایم صعود آدیاباتیک نموده باشد، برای چنین هوایی تنزل درجه حرارت طبقات آن در ارتفاع مطابق با سرمایش برونکار خشک یا

$$\gamma_a = \frac{1^\circ\text{C.}}{100\text{m}}$$

است و حالت بی‌تفاوت یا «خنثی»^۱ دارد. زیرا که بالا و پایین رفتن احیانی هر قطعه یا توده‌ای از این هوا، آن را به همان درجه حرارتی می‌رساند که ذرات موجود مجاور دارند. تعویض ذرات یک سطح از جو، تغییری در درجه حرارت و فشار و حجم مخصوص نمی‌دهد؛ مثل این است که اصلاً حرکتی رخ ندهد.

۲- چنانچه هوای موجود در یک منطقه در اثر آنکه مثلاً زمین آنجا در ساعات شب، سرد شده یا مستور از برف بوده، حرارت زیادی به آسمان تشعشع کرده، طبقات مجاور خود را رفته رفته خنک نموده است خیلی سرد باشد، در چنین جوی تنزل درجه حرارت هوا برحسب ارتفاع یا میزان سرمایش ارتفاعی واقعی^۲، γ کندتر از میزان سرمایش آدیاباتیک خواهد بود.

$$\gamma < \gamma_a$$

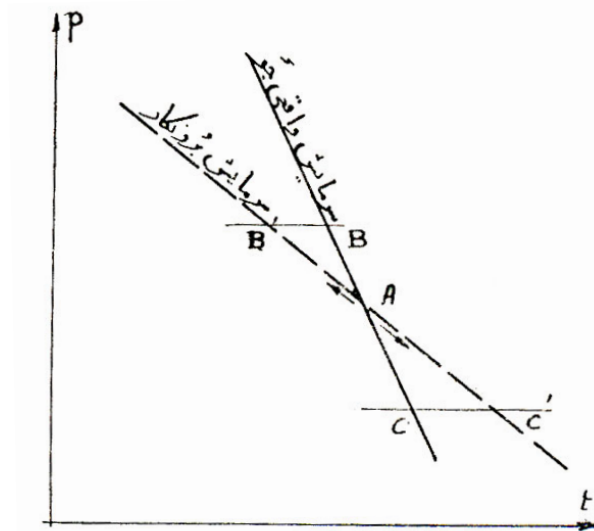
نظر به اینکه طبقات پایین هوا در اثر سردی سنگین می‌شوند، طبعاً استقرار بهتر پیدا می‌کنند و هوا پایدار^۳ خواهد بود.

۱. Neutrality

۲. Actual laps rate of cooling

۳. Stable

شکل ۳۳- نمایش هوای پایدار

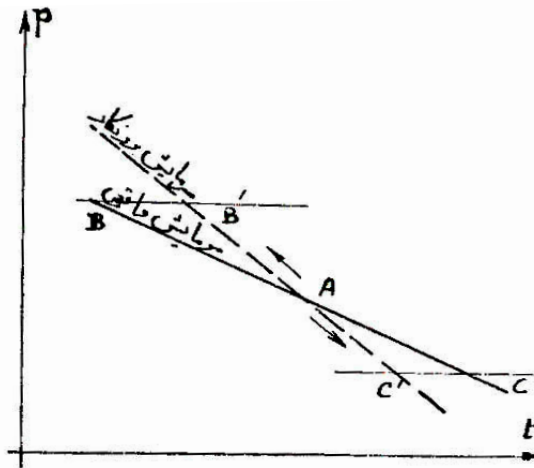


نمایش چنین جو در مختصات p و t خطی می‌شود با شیب تندتر از خطوط برونکار خشک (شکل ۳۳).

حال چنانچه قطعه هوای نظیر نقطه A به دلایلی به بالا رانده شود، حرکت آن ناچار آدیاباتیک و در امتداد AB' خواهد بود. چون هوای صعود کرده نظیر نقطه B' سردتر از هوای مجاور نظیر نقطه B می‌باشد در اثر سنگینی به پایین برخواهد گشت. همچنین است اگر یک حرکت نزولی AC' پیش آید. چون هوای نزول یافته نظیر نقطه C' گرم‌تر و سبک‌تر از هوای اطراف است نمی‌تواند در آنجا ماندگار باشد و به موضع قبلی برخواهد گشت و پایدار خواهد ماند.

۳- اما اگر سرمایش ارتفاعی جو سریع‌تر از آدیاباتیک باشد (یعنی $\gamma > \gamma_a$) و این وضع در صورتی پیش می‌آید که سطح زمین یا دریا خیلی گرم‌تر از هوای وارده به آن منطقه بوده طبقات مجاور خود را رفته رفته گرم نماید، در این صورت طبقات گرم شده و سبک پایین پا به صعود می‌گذارند و هر چه بالاتر می‌روند با وجود سرد شدن، برونکار بیش از بیش نسبت به نقاط همسطح گرم‌تر و سبک‌تر بوده میل آنها به صعود زیادتر می‌شود. چنین هوایی ناپایدار است، زود به هم می‌خورد و اوج می‌گیرد و هوا انقلابی می‌شود.

شکل ۳۴- نمایش جو ناپایدار



نمایش جوی که در آن سرعت سرمایش ارتفاعی $\gamma > \gamma_a$ باشد یک منحنی خوابیده‌تر از خط برونکار خشک است. چنانچه قطعه هوایی نظیر نقطه A به دلیلی بالا برود وقتی به حالت B' می‌رسد از هوای همسطح مجاور خود (یعنی نقطه B) گرم‌تر و سبک‌تر بوده و به بالاتر رانده خواهد شد و هر قدر بیشتر صعود کند اختلاف وزن و نیروی بالادهنده‌ی آن، شدیدتر خواهد گشت.

اگر به عکس هوای نظیر نقطه A به دلیلی پایین بیاید، چون حالت C' را که سردتر و سنگین‌تر از C است پیدا می‌کند، حرکت سقوطی آن تقویت خواهد شد. بنابراین هیچ نقطه از نقاط جو، حالت تبادل نداشته از بالا و پایین، انقلاب و توفان پدیدار می‌گردد.

پس به طور خلاصه :

- (۱) سرد شدن جو از پایین یا گرم شدن آن از بالا؛
- سبب تخفیف سرعت سرمایش ارتفاعی و پایداری هوا می‌گردد. $\gamma > \gamma_a$
- (۲) گرم شدن جو از پایین یا سرد شدن آن از بالا؛
- سبب تسریع سرعت سرمایش ارتفاعی و ناپایداری هوا می‌گردد. $\gamma < \gamma_a$
- (۳) عدم تبادل و تغییر درجه حرارت هوا؛
- سبب تثبیت سرعت سرمایش ارتفاعی و بی تفاوتی هوا می‌گردد. $\gamma = \gamma_a$

وضع واقعی و طبقات هفتگانه جو

در قسمت اول این فصل برای سهولت و سرعت بحث و با استمداد از اصول و قوانین کلاسیک فیزیک و شیمی، هوا را گاز ساده‌ای گرفتیم که درجه حرارت مطلق و انرژی دورنی آن در خلاء مطلق در ارتفاع تقریباً ۳۰ کیلومتری به صفر می‌رسد و ذرات آن حالت مولکولی داشته هادی و بی تفاوت نسبت به اشعه‌ی وارده از خورشید می‌شود.

با فرضیات فوق به نتایجی رسیدیم که با تقریب خیلی کافی، از نظر عملی و در قسمت عمده‌ی جو زمین، صحیح و مورد تأیید آزمایش‌ها و مشاهدات مستقیم قرار دارد و قابل استعمال در محاسبات هواشناسی و پیش‌بینی‌های جوی می‌باشد.

اما به تدریج که از قشر قابل سکونت و قابل تنفس و قابل پرواز جو خارج می‌شویم و فشار هوا خیلی رقیق می‌گردد عوامل و آثار تازه‌ای وارد میدان می‌شوند.

اولاً فشار هوا هیچگاه به صفر نمی‌رسد. ذرات مجزای پراکنده، محیط آزادی برای جولان در فضا و فرار به لایتناهی پیدا می‌کند. علت ادامه‌ی هوا در طبقات خیلی بالا، آزادی نسبی حرکات ذرات در اثر رقت فوق‌العاده و امکان فرار آنها از حوزه‌ی ثقل است به طوری که نظراً حدودی برای جو هوا وجود نداشته تا بی‌نهایت ادامه دارد. در سطح دریا، مسیر آزاد یک مولکول به اندازه $10^{-6} \times 8$ میلیمتر است در حالی که در ۶۰ کیلومتری ۰/۱۰ میلیمتر می‌شود و در ۱۰۰ کیلومتری به ۲۵ میلیمتر می‌رسد و در ۳۰۰ کیلومتری ۱/۸۰ متر است.

ثانیاً، امواج فوق بنفش و الکترون‌ها و ذرات هسته‌ای که از خورشید می‌رسند منشأ یک سلسله آثار فیزیک و شیمیایی جدیدی می‌گردند؛ از جمله آنکه درجه حرارت که در طبقات پایین نیز تبعیت از تنزل آدیاباتیک خشک نمی‌نمود، در طبقات بالا دچار بی‌نظمی، یا نظم خاصی می‌شود. به این ترتیب، به لحاظ درجه حرارت - و خواص تشعشی و الکترونی - طبقات کاملاً متمایزی در جو به وجود می‌آید که آنها را کرات یا افلاک می‌نامیم.

۱۸- تغییرات واقعی مشخصات هوا بر حسب ارتفاع

بنا به مشاهدات جوی و آزمایش‌ها و همچنین مطالعاتی که از طریق محاسبه یا عملاً با وسایل مختلف به دست آمده است، وضع واقعی هوای بالای زمین یا آتمسفر^۱ به طور خلاصه و تقریب چنین می‌نماید:

۱- سه ربع هوا که وزن کلی آن پنج میلیون میلیارد تن = یک میلیونیم وزن کره‌ی ارض است، از ارتفاع ۰ تا ۱۰ کیلومتری، طبقات مجاور زمین را اشغال می‌نماید و محل بروز و ظهور باد و باران و ابر و پرواز پرندگان می‌باشد (در قطبین ۸/۵ کیلومتر و در استوا ۱۶/۵ کیلومتر).

بالاترین ارتفاعی که مسکن انسان قرار گرفته است ۵۶۰۰ متر می‌باشد ولی از ۳۰۰۰ متری رقت اکسیژن سبب ناراحتی خاص^۲ می‌گردد و پرواز از ۶۰۰۰ متر به بالا باید در اتاق بسته تحت فشار باشد.

ترکیب دقیق هوا که قسمت اعظم آن ازت و اکسیژن و مختصری گاز کربنیک و گازهای نادر است و بخار آب بر آن اضافه می‌شود (از ۰/۱٪ تا ۴٪)، برخلاف تصور سابق تا ارتفاعات بالا نیز ثابت می‌ماند و به قرار زیر است:

| | | |
|----------|----------|---------------------------------|
| ۱۰۰٪ # { | ۷۸/۰۹٪ | ازت |
| | ۲۰/۹۵٪ | اکسیژن |
| | ۰/۹۳٪ | ارگن |
| | ۰/۰۳۷٪ | [انیدرید کربنیک (به طور متوسط)] |
| | ۰/۰۰۲۳٪ | نئون |
| | ۰/۰۰۱۰٪ | ئیدرژن |
| | ۰/۰۰۰۵٪ | هلیوم |
| | ۰/۰۰۰۱٪ | کریپتن |
| | ۰/۰۰۰۰۱٪ | کزنون |

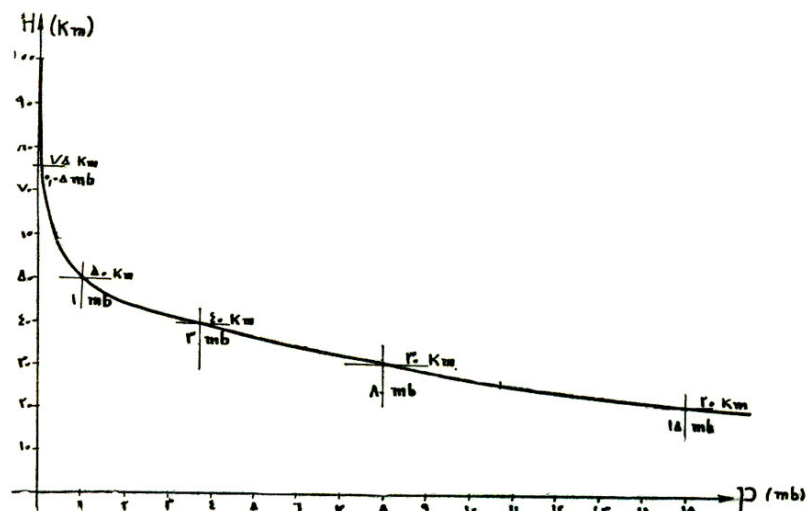
۱. Atmosphere (Atmosphere)

۲. Anoxémie

مشخصات جوئی (h و p، t) که تابعی از ارتفاع است، برحسب زمان و مکان تغییر می‌کند. تغییرات زمانی مشخصات جو در یک محل معین، یک نوع نوسان در اطراف میزان متوسط می‌باشد. اصولاً تغییرات در سطح افقی خیلی ضعیف‌تر از تغییرات در ارتفاع است؛ مخصوصاً فشار که با تقریب قابل قبولی از محاسبات ترمودینامیک سابق‌الذکر تبعیت می‌کند.

فشار جو در ارتفاع ۱۰ کیلومتر به ۲۶ درصد مقدار مجاور دریا می‌رسد ولی در ۳۰ کیلومتری که بنا به فرمول ترمودینامیک، فشار باید صفر شود، هنوز ۸ میلی‌بار وجود دارد. در ۵۰ کیلومتری به ۱ میلی‌بار، یعنی به $\frac{1}{1000}$ می‌رسد و در ۱۰۰ کیلومتری به یک میلیونیم (شکل ۳۵).

شکل ۳۵- تغییرات واقعی فشار هوا در طبقات خیلی رقیق و مرتفع جو



در ارتفاع ۱۰ کیلومتر، درجه حرارت که به طور منظم در تنزل بوده است تا ۵۰- می‌رسد- البته به طور متوسط- ولی از آن پس و برخلاف انتظار ثابت می‌ماند. ثابت ماندن درجه حرارت هوا و پیدایش قشر جدید را، اول دفعه در ۱۸۹۸ تسران دوبور^۱ توجه نموده حد فاصل را تروپوپوز^۲ نامید و طبقه‌ی ماقبل آن یعنی طبقه

۱. Téisserenc de Bort

۲. Tropopause

زیرین جو را تروپوسفر^۱ اسم گذاشت. ما آن را «زیرین جو» یعنی جو پایین که محل زندگی است اصطلاح می‌کنیم و تروپوپوز را «برین مرز» می‌نامیم.

علت ثابت ماندن نسبی درجه حرارت در این قشر از جو، تعادلی است که مابین برودت حاصله از انبساط برونکار هوا از یک طرف و جذب قسمتی از تشعشع خورشید به صورت اشعه‌ی فوق‌بنفش در طبقات دارای ازن برقرار می‌شود. اشعه‌ی فوق بنفش که سبب تبدیل اکسیژن دو اتمی به اکسیژن سه اتمی یا ازن می‌گردد، به نوبه‌ی خود به وسیله‌ی ازن جذب گردیده، فقط جزء بسیار ضعیفی از آنها به سطح زمین می‌رسد.

زیرین جو (تروپوسفر) به واسطه‌ی گرما و فشاری که در پایین دارد می‌تواند بخار آب کافی همراه خود برداشته در اثر صعود و سرما، ایجاد ابر و باران نماید. به این ترتیب زیرین جو، معرض و مرکز پدیده‌های جوئی عمده می‌باشد و تا اوایل این قرن تمام توجه معطوف به آن بوده است.

۲- بعد از این برین مرز (تروپوپوز) که قشر نازکی به ضخامت ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر می‌باشد، درجه حرارت که در ابتدا ثابت است از حوالی ۳۰ کیلومتر ارتفاع، رو به افزایش می‌گذارد و در ۵۰ کیلومتری به ماکزیمم (۵۰°C) رسیده است، مجدداً تا ۴۰°- تنزل می‌کند.

این طبقه را که خود از سه قشر ایزوترم، گرم و سرد تشکیل می‌شود و سقف آن در حوالی ۸۰ کیلومتری است، استراتوسفر^۲ نامیده‌اند. استراتوسفر از این جهت که سابقاً تصور می‌کردند عناصر متشکله‌ی هوا برحسب وزن مخصوص‌های مربوطه، به صورت لایه‌های جدا از یکدیگر روی هم یا ورقه ورقه^۳ قرار گرفته‌اند، ما اصطلاح برین جو را برای آن پیشنهاد می‌کنیم، یعنی جو برتر و بالا.

در این قشر که هوا بسیار رقیق است و با وجود هفت هشت برابر ضخامت، شامل تقریباً یک ربع هوای جو می‌باشد، اشعه‌ی فوق بنفش آفتاب، ذرات اکسیژن را متلاشی و ایجاد اکسیژن اتمی و ازن می‌نماید؛ ضمناً سبب گرم شدن هوا می‌گردد. ازن حاصله

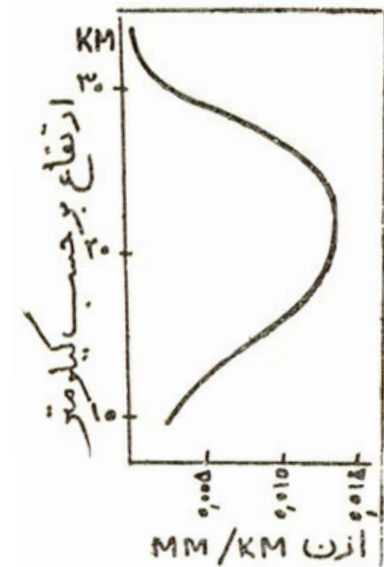
۱. Troposphère

۲. Stratosphère

۳. Strate

که خود جاذب اشعه‌ی فوق بنفش است، حجابی در برابر طبقه پایین جو برای حفاظت موجودات زنده برقرار می‌سازد. اشعه‌ی حامل انرژی‌های با طول کمتر از ۰/۲۴ میکرون، اکسیژن ذره‌ای را تبدیل به اکسیژن اتمی می‌نمایند و از ترکیب اکسیژن اتمی با اکسیژن ذره‌ای، ازن به وجود می‌آید. ولی ذره‌ی ازن نیز چون تعادل ضعیفی دارد، به نوبه‌ی خود و با دریافت انرژی‌های با طول موج کمتر از ۱/۱ میکرون، متلاشی می‌گردد و اکسیژن تولید می‌کند. در نتیجه، این دو پدیده‌ی مخالف تشکیل دهنده و تخریب کننده غلظت ازن ثابت نخواهد ماند و بر طبق

منحنی شکل ۳۶ حداکثری در ارتفاعات ۲۰ کیلومتری پیدا می‌کنند.



ازن در جو مجاور زمین نیز، مقارن رعد و برق ابرها در اثر تخلیه‌ی الکتریسته در هوا موقتاً تشکیل می‌شود.

فشار هوای برین جو ثابت نبوده، دارای تغییرات متناوب سالیانه و شبانه‌روزی، مصادف با حوادث جوئی طبقات پایین می‌باشد.

۳- بالاتر از برین جو، شدت اشعه‌ی فوق بنفش و نفوذ اشعه‌ی کیهانی و غیره، سبب یونیزاسیون ذرات هوا و ایجاد الکترون‌های آزاد می‌گردد (خروج الکترون‌های منفی

اتم‌ها و ایجاد یون‌های مثبت تا حدود چندین میلیون در سانتی‌متر مکعب). به این ترتیب طبقه‌ی متمایزی که نام یونوسفر^۱ روی آن گذارده‌اند، تشخیص داده می‌شود. یونوسفر محل بروز و ظهور ابرهای فسفرسان یا نقره‌ای^۲ و نورهای قطبی^۳ می‌باشد و تا ۵۰۰ الی ۹۰۰ کیلومتر ارتفاع- بر حسب عرض جغرافیایی و فصول و حتی ساعات

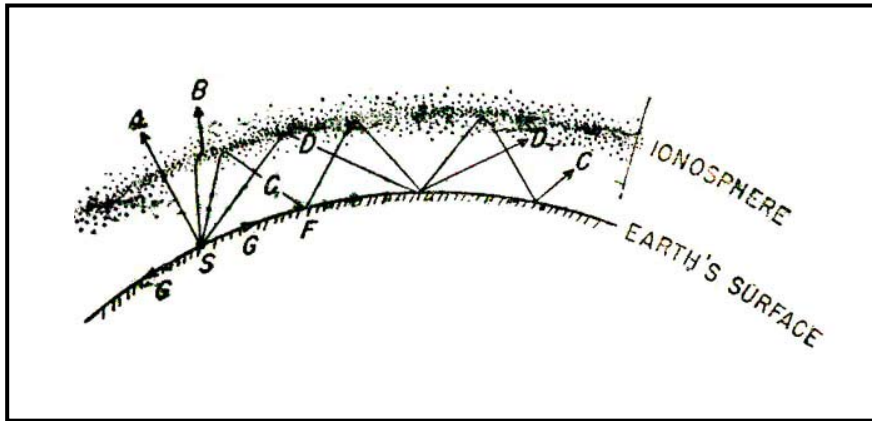
۱. Ionosphère

۲. Nuages argentès

۳. Aurores boréales ou polaires (Borealis Auroral)

شبانه روز) ادامه داشته فقط شامل ۰/۰۰۳ هوای جو است. این طبقه یا این کره را که آثار تابش خورشید و تابش‌های کیهانی را بروز می‌دهد، تابان جو می‌گوییم. وجود تابان جو (یونوسفر) ، یعنی طبقه‌ی خاص محتوی ذرات یونیزه‌ی هادی الکتریسیته ، اولین بار در سال ۱۹۰۲ به وسیله‌ی هُورساید و کنلی^۱ در اثر مطالعات رادیویی و مشاهده‌ی انعکاس امواج هرتز به سمت زمین، کشف گردید (شکل ۳۷ و توضیحات زیر آن):

شکل ۳۷- انعکاس امواج رادیو در تابان جو



اشعه‌ی صادره از یک پست فرستنده‌ی S آنچه مستقیماً به اطراف پراکنده می‌شود در برخورد با عوارض زمین به زودی خاموش می‌گردد. اشعه‌ی قائم A مستقیماً رد می‌شوند. اشعه‌ی نیمه‌مایل B در اثر اختلاف سرعت امواج ، در محیط جدیدی انکار یافته و سپس خارج می‌شوند. ولی اشعه‌ی مایل C و D اتسارشان منجر به انعکاس کامل می‌شود و به سطح زمین بر می‌گردند. به این ترتیب در یک کمربندی از زمین به شعاع SF دستگاه‌های گیرنده‌ی رادیو می‌توانند صدای پست فرستنده را بشنوند، در صورتی که در فواصل نزدیک‌تر صدایی احساس نمی‌شود . مجدداً در فاصله‌ی بعید دیگری امکان دریافت امواج هست.

در همین طبقه و در نتیجه‌ی تغییرات، شدت یونیزاسیون قشرهای خاصی با غلظت بیشتر یون‌ها تشکیل شده است: قشر یا لایه E در ارتفاع ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر و سه قشر

۱. Heaverside and Kennelly

F در ارتفاعات ۱۸۰ تا ۳۵۰ کیلومتر .

شکل جدولی ۳۸- نمایش تغییرات ترکیب هوا در ارتفاع

| | | | | |
|-----|----------------|----------------|----------------|--|
| ۳۰۰ | N | O | | |
| ۲۵۰ | N | O | | |
| ۲۰۰ | N | O | | |
| ۱۵۰ | N _r | N | O | |
| ۱۰۰ | N _r | N | O | |
| ۵۰ | N _r | O _r | O _r | |
| | N _r | | O _r | |

علاوه بر یونیزاسیون فوق‌الذکر، ازت نیز رفته رفته به حالت اتمی در می‌آید. شکل جدولی ۳۸، تغییرات حالت اتمی عناصر هوا را در ارتفاعات مختلف نشان می‌دهد. تا ۵۰ کیلومتری غیر از اکسیژن و ازت، ذره‌های ازن وجود دارد. در ۱۰۰ کیلومتری، اکسیژن یک سره حالت اتمی پیدا کرده است و در ۲۰۰ کیلومتری، ازت نیز به صورت اتم متلاشی شده است و از آن به بعد، مولکول دیده نمی‌شود.

در عالی‌ترین طبقات وجود نیدرژن اتمی و هلیوم احتمال داده شده است.

شکل ۳۹ یک نمایش تقریبی از طبقات دور زمین یا کرات جو را با قشرهای مختلف نشان می‌دهد و تغییرات درجه حرارت و فشار و سرعت صوت و عمق نفوذ وسایل مختلف روی آن دیده می‌شود.

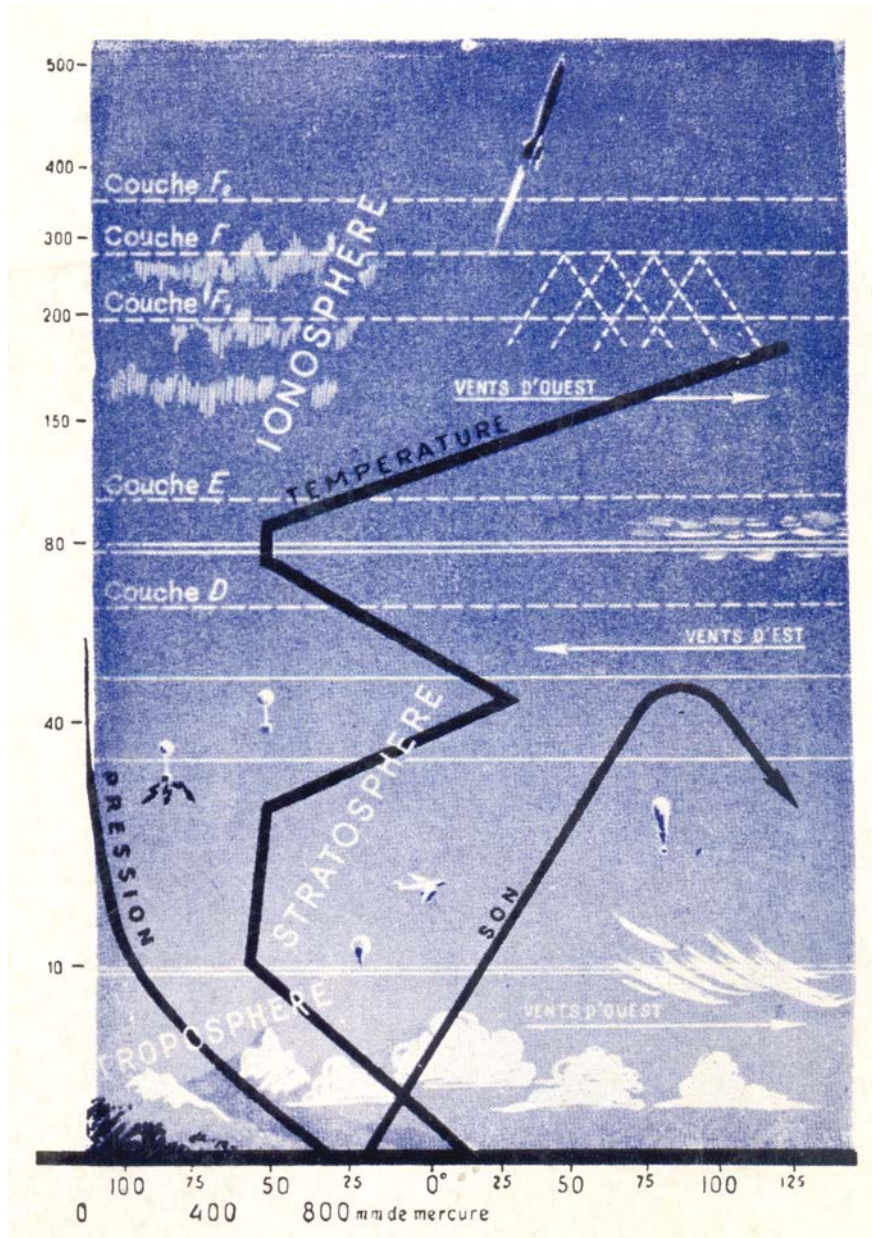
۴- آخرین طبقه‌ی جو که دامنه‌ی آن تا فضای لایتناهی جولانگا کواکب و خلاء مطلق کشیده می‌شود و یک صد میلیاردیم جرم هوارا در بردارد، برون جو (اگزوسفر)^۱ نامیده می‌شود.

در این محیط خلوت، ذرات مادی هوا تقریباً بدون برخورد با یکدیگر و برگشت یا انحراف، سیر مستقیمی صدها متر ادامه داده، گاهی نیز از جو زمین خارج می‌گردند. اشعه‌ی فوق‌بنفش و اشعه‌ی ایکس خورشید و اشعه‌ی کیهانی صادره از کهکشان‌ها، به حد وفور و خلوص در این فلک وجود داشته، نفوذ آنها و کثرت سنگریزه‌های آسمانی^۲ که به قطر ۰/۵ تا ۱۳ میلی‌متر و سرعت ۷۵ تا ۱۰ کیلومتر در ثانیه در پرتاب می‌باشند، سد بزرگی برای فرار انسان و موجودات ارضی از جو زمین

۱. Exosphère ou sphère de dissipation.

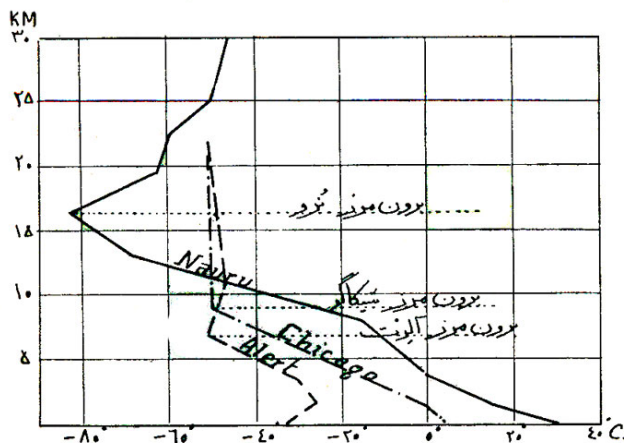
۲. Météores ou aërolithes

شکل ۳۹- نمایش تقریبی کرات جو
با تعیین حدود و صعود پدیده‌های مختلف و وسایل آزمایشی



تشکیل می‌دهند. فقط با تدابیر و مصالح استحفاظی مخصوص توانسته‌اند آن را بشکافند و عبور ماهواره‌ها و موجودات زنده داخل آنها را ممکن سازند.

شکل ۴۰- تغییرات درجه حرارت جو و ارتفاع برین مرز در عرض‌های جغرافیایی مختلف (آوریل ۱۹۵۱)



سنگریزه‌های آسمانی در حوالی ارتفاع ۱۵۰ کیلومتری، با سرعت فوق‌العاده‌ای که دارند هوای جلوی خود را طوری متراکم و داغ (تا حدود $20^{\circ}000^{\circ}$) می‌نمایند که خود می‌سوزند و به دنبال آنها ایجاد لومینسانس و یونیزاسیون می‌شود و نرسیده به زمین در ارتفاعات ۸۰ تا ۴۵ کیلومتری خاموش می‌شوند. حداکثر تعداد خاموشی و زوال در ۶۰ کیلومتری است.

تبصره- ارتفاعات و ارقامی که در این بند ذکر شد، مقادیر متوسط است. اندازه‌ی دقیق آنها تابعی از زمان و مکان می‌باشد. یعنی برین مرز (تروپوپوز) و فصل مشترک افلاک مختلف جو، برحسب عرض جغرافیایی محل و فصول سال و حتی ساعات شبانه‌روز بالا و پایین می‌رود. برین مرز در استوا که هوا گرم و منبسط است، خیلی بلندتر می‌شود تا در قطبین.

شکل ۴۰ تغییرات اندازه‌گیری شده‌ی درجه حرارت جو را در روی دو سه شهر مختلف نشان می‌دهد.

۱۹- اسباب‌ها و طریقه‌های تحقیق در طبقات بالای جو

با پیشرفت ارتباط و احتیاجی که بشر به هوای جو و طبقات مختلف آن پیدا کرده است، دامنه‌ی تحقیقات و تدابیر و وسایل اندازه‌گیری توسعه و تنوع پیدا کرده، نظریات ناقص

یا غلط تا حدودی تکمیل یا تصحیح شده است. برای کسب اطلاعات از وضع هوا در طبقات بالاتر که هم از جهت کنجکاوی علمی و هم از جهت پیش‌بینی‌های عملی برای هواپیمایی و هواشناسی - و فضا پیمایی - ضرورت داشت، لازم بود اسباب‌های اندازه‌گیری را روانه‌ی جو نمایند و یا به بررسی‌های غیرمستقیم از سطح زمین پردازند. در زیر چند فقره از اسباب‌ها و روش‌های آزمایش و تحقیق در طبقات بالای جو را مختصراً شرح می‌دهیم.

الف) توپ‌های بالارو^۱

ساده‌ترین و زودترین وسیله‌ای که برای صعود دادن اسباب‌های اندازه‌گیری به کار رفت توپ بالاروی ساده‌ی کوچک بود. بالون‌های کوچکی مملو از هیدروژن موسوم به توپ هواسنجی^۲ را به هوا می‌فرستادند که در گاهواره‌ی آن به جای مسافر انواع اسباب‌های اندازه‌نگار مانند فشارنگار، گرمانگار، رطوبت‌نگار و غیره (یا به‌طور خلاصه یک جونگار)^۳ جا می‌دهند. سپس حرکات افقی یا زاویه انحراف بالون را از امتداد قائم نقطه‌ی پرواز به وسیله‌ی یک طول‌یاب (تئودولیت) و ساعت دقیق، مرتباً ثبت می‌نمایند تا جهت بادها و سرعت آنها در ارتفاعات مختلف معلوم شود. با توجه به اینکه سرعت صعود توپ ثابت است، ارتفاع پرواز را از روی ساعت حساب می‌کنند و زاویه‌ی انحراف محلی آن را تعیین می‌نمایند تا سرعت باد به‌دست آید. علاوه بر اینها کیسه‌های مخصوصی در گاهواره جای می‌دهند که در ارتفاع معین باز می‌شود و از هوای آنجا نمونه‌برداری می‌نماید.

ب) توپ هواسنجی و رادیوسنج^۴

در ابتدا، توپ‌های بالارو را با ریسمانی رها می‌کردند تا از دست نرود و به دلخواه پایین آورده شود. در عوض ارتفاع آنها از ۴ تا ۵ کیلومتر نمی‌توانست تجاوز نماید. بعداً توپ هواسنجی یا بالون‌سوند را اختراع کردند که به‌طور آزاد رها می‌شد، جدار مخزن گاز از جنس کائوچوی قابل ارتجاع بود تا به تدریج اتساع پیدا کرده همیشه

۱. Ballon (Balloon)

۲. Ballon- sonde

۳. Météorographe

۴. Ballon- sonde, Radio- sonde

سبک تر از هوا بماند و بالاخره یک توپچه‌ی شاهد یا بالون کوچکی به آن می‌آویختند که پس از ترکیدن توپ اصلی، مانند یک چتر نجات مانع سقوط سریع گاهواره‌ی محتوی اسباب‌ها گردد و پس از نشستن به زمین در بالای آن معلق مانده مثل شاخصی جویندگان را راهنمایی نماید.

این توپ‌های هواسنج، تا ۳۰ کیلومتر بالا می‌رود و اطلاعات تا آن حدود را در اختیار ایستگاه‌ها می‌گذارد.

شوروی‌ها در سال ۱۹۳۰ توپ رادیوسنج (رادیسوند) را اختراع کردند - به وسیله‌ی مولتچانوف^۱ - که کمک شایانی به پیشرفت تحقیقات و اطلاعات هواشناسی نمود. رادیوسنج، به عوض دستگاه هوانگار، با استوانه‌ی گردان و نوار ثابت، دارای یک فرستنده‌ی موج کوتاه است که به‌طور خودکار و مرتب اندازه‌گیری‌های انجام شده به وسیله‌ی اسباب‌های هواسنجی را، به‌صورت علائم معرف یا رمز، به ایستگاه‌های گیرنده‌ی زمینی مخابره می‌نماید. ارتفاع پرواز توپ و سرعت و جهت باد نیز به وسیله‌ی یک دتکتور الکترو مغناطیسی^۲ مشخص می‌شود.

ج) آزمایشگاه‌های پرنده^۳

البته خود هواپیما نیز به‌عنوان ناقل اسباب‌های هواسنجی و حتی به‌صورت آزمایشگاه پرنده‌ی مجهز به وسایل اندازه‌گیری و نمونه‌برداری و تجزیه و تجربه‌های فوری در هوا، به کار برده می‌شود و می‌تواند وضع ابرها را گزارش دهد.

سقف صعود هواپیما شش تا هفت هزار متر است ولی توپ‌های برین‌جوی^۴ که دارای گازدان بزرگ و گاهواره‌ی بسته‌ی تحت فشار و چند جاشی است، تا ۲۲ کیلومتر هم بالا رفته، اطلاعات مستقیم و تازه‌ای آورده‌اند (در ۱۹۳۴ بالون روسی Ossoviakhim به ۲۲ کیلومتری و در ۱۹۳۵ بالون آمریکایی Explorer به ۲۲/۰۵۰ کیلومتری ارتفاع از زمین رسیده است).

د) استفاده از موشک

برای دسترسی به طبقات وسط و بالای برین‌جو و داخل تابان‌جو، از موشک استفاده می‌شود. بزرگ‌ترین نوع روسی آن - که در سال ۱۹۵۸ و تا سال ۱۹۶۱ - تا ۴۷۳ کیلومتر

۱. Moltchanoffe

۲. Détecteur électro magnétique

۳. Laboratoires volants

۴. Ballons stratosphériques à ionisation

پیش رفته حامل اسباب‌های زیر بوده است :

فشارسنج مغناطیسی برای فشار هوا^۱، ترمومتر گرماسنج الکترون‌ها، طیف‌نگار خورشیدی^۲ برای منطقه‌ی فوق‌بنفش، شمارنده‌ی یون‌های جو و یون‌های مثبت، اندازه‌گیر غلظت الکترون‌های آزاد تابان جو^۳ و بالاخره اسباب‌های شمارنده و نگارنده‌ی سنگریزه‌های کیهانی.

بعد از موشک فوق، سقف صعود موشک‌ها چند صد کیلومتر بالاتر رفته و سرعت به ۱۱ km/s رسیده است.

اندازه‌گیری مستقیم درجه حرارت هوای خارج موشک، در اثر اصطکاک و گرمای حاصله از سرعت فوق‌العاده، نمی‌تواند اطلاعات صحیح طبیعی بدهد. درجه حرارت هوای رقیق محیط پرواز موشک را از طریق اندازه‌گیری فشار به وسیله‌ی فشارسنج مخصوص فشارهای ضعیف یا میکروبارومتر^۴ و تغییرات فشار بر حسب ارتفاع محاسبه می‌نمایند. سپس برای تفتیش و تطبیق ارقام حاصله وسیله‌ی دیگری را کمک می‌گیرند: مقایسه‌ی فشار هوا در دهانه‌ی جلوی موشک با فشار عقب آن که همان فشار موجود محیط است. اصولاً در محیط‌های فوق‌العاده رقیق بالای جو، اندازه‌گیری درجه حرارت هوا با ترمومترهای مخزن‌دار معمولی عملی نیست، زیرا اصابت ذرات هوا دیر به دیر صورت می‌گیرد و گرماسنج تحت تأثیر تشعشع‌های گرم و سرد واقع می‌شود. بنابراین درجه حرارت را از طریق اندازه‌گیری وزن مخصوص یا تعداد ذرات در واحد حجم تعیین می‌نمایند. در موشک دیگری، یک شمارنده‌ی ذرات کیهانی^۵ قرار دادند تا اطلاعاتی از اشعه‌ی کیهانی بیاورد.

برای تشخیص ترکیب هوا در ارتفاعات فوق ۱۰۰ کیلومتر که دیگر با نمونه‌گیری مستقیم امکان‌پذیر نیست، طیف‌سنج جرمی^۶ به کار برده‌اند تا از راه شمارش یون‌های دارای عدد جرمی معین، مقدار یون‌های اکسیژن و ازت اتمی موجود را بشناسد.

-
۱. Manomètre magnétique
 ۲. Spectrographe solaire
 ۳. Radiointerferomètre à dispersion à ondes très courtes
 ۴. Microbaromètre
 ۵. Compteur de particules cosmiques
 ۶. Spectromètre de masse

ه) ماهواره‌ها یا اقمار مصنوعی

اقمار مصنوعی را که مدار آنها از برین جو به برون جو کشیده می‌شود حامل اسباب‌های گوناگونی می‌نمایند که اطلاعات دریافتی را با علایم رادیویی مخابره می‌نمایند. اسباب‌های زیر برای این قبیل کارها هستند:

ثابت تعداد ضربات سنگریزه‌های کیهانی، فشارسنج الکترونی، ترکیب هوا، تعداد یون‌های مثبت، شدت حوزه‌های الکتروستاتیک و الکترومانیتیک زمین، تشعشع بدنه‌ی خورشید، وزن اتمی و وزن ذره‌ای برخورد شده ...

به علاوه، در جلوی ماهواره اسباب بسیار مهم مغناطیس‌سنج^۱ قرار می‌دهند که از مناطق عبوری، نقشه‌برداری مغناطیسی انجام می‌دهد.^۲

دورترین فاصله‌ای که تا سال ۱۹۶۱ از آنجا اطلاعات علمی از طریق ارتباط رادیویی دریافت شده است، در ۵۰۰,۰۰۰ کیلومتری زمین از موشکی بوده که در تاریخ ۲ ژانویه ۱۹۵۹ سیاره شوری را در مدار خورشید قرار داده است.

در نتیجه‌ی مطالعاتی که به وسیله‌ی ماهواره‌های مصنوعی به عمل آمده، معلوم شده است که طبقات خیلی‌اعلای جو، دارای درجه حرارت شدید (۲۰۰۰°C) و جرم مخصوص بیش از انتظار می‌باشد. ولی رقت هوا به قدری است که معذک ایجاد اصطکاک و گرمای مزاحم برای اجسام پرتاب شده نمی‌نماید و اصولاً درجه حرارت مزبور چیز محسوسی نبوده، به معنای فیزیک کلمه باید تعبیر شود. جرم مخصوص هوا در آن ارتفاعات و ظاهراً در اثر تشعشع خورشید، در ساعات روز یا در تابستان چندین برابر شب یا زمستان می‌شود. علاوه بر آن گاه‌گاه توفان‌های شدید مغناطیسی که ناشی از جریان‌های ذرات خورشید می‌باشد، سبب افزایش درجه حرارت و جرم مخصوص هوا می‌شود. علت اینکه جرم مخصوص طبقات اعلاهی فوق‌قطبین نیز پنج برابر طبقات نظیر فوق‌استوا می‌باشد نیز معلول همین ذرات خورشید شناخته شده است. ضمناً قشر هوای دور زمین، نه تنها با ضخامت ثابت و به صورت کروی نیست بلکه همیشه یک استتاله‌ی خیلی بلندی به طول ۱۰۰,۰۰۰ کیلومتر در طرف تاریک شبانه ایجاد می‌شود که شاید معلول فشار اشعه خورشید بر طبقات رقیق و اعلاهی جو باشد. حلقه‌های الکترونیک چندی نیز اطراف زمین را احاطه کرده است که منشأ پدیده‌هایی در طبقات تابان جو می‌گردد.

۱. Magnétomètre

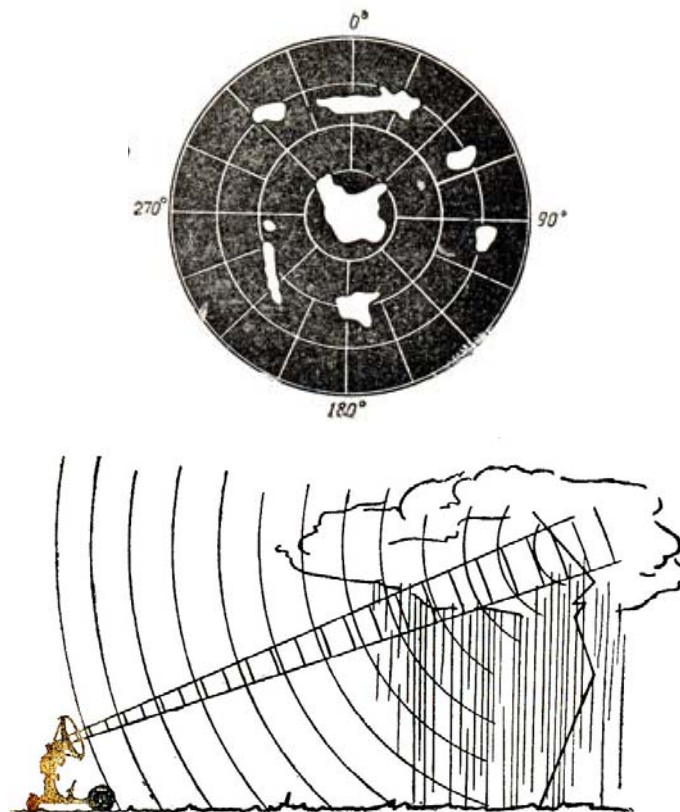
۲. سومین Spoutnik شوری که در سال ۱۹۵۸ پرتاب شد و حامل ۱۳۲۷ کیلوگرم لوازم آزمایشی بوده است در مداری با شعاع اوج ۱۸۸۰ کیلومتر و شعاع حضيض ۴۶۵ کیلومتر گردش می‌کرده است.

در هر حال، فضای خارج زمین که سابقاً خالی و بیکاره تصور می‌شد، مرکز پدیده‌ها و آثار بسیار پیچیده‌ای است.

و) رادیو و رادار

ایستگاه‌های جوشناسی علمی مهم، مجهز به وسایلی هستند که اطلاعات مربوط به وجود ابر و باران و توفان و غیره را از فواصل دور (افقی یا قائم) دریافت می‌دارد؛ اهم این وسایل، رادیو و رادار است. گیرنده‌های معمولی رادیو به واسطه‌ی حساسیتی که به پارازیت‌های جوی دارند- و منشأ این پارازیت‌ها غالباً تخلیه‌های برق در فضا (رعد و برق) می‌باشد که صدای مخصوصی ایجاد می‌نماید- سبب شده است که اسباب‌های دقیقی برای دریافت صدای برق از فواصل بیش از ۱۰۰ کیلومتر بسازند. با به کار انداختن چندین پست دور از هم و با طریقه‌ای شبیه به گونیومتری، محل و مسیر ابرهای توفانی رعد و برق‌زا را دقیقاً معلوم می‌نمایند.

شکل ۴۱- استفاده از رادار و عکس‌برداری از ابرهای توفانی دور



همچنین دستگاه رادار با دریافت انعکاس امواجی که خود می‌فرستد می‌تواند در تاریکی شب و از پشت ابرها وجود سفره‌های باران و برف و تکاثف آنها را تشخیص دهد و از کلیه‌ی ابرهای موجود در افق گسترده دورادور، عکس‌برداری نماید (شکل ۴۱)

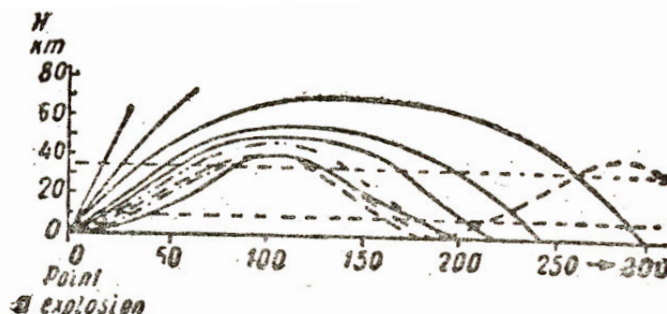
علاوه بر آن، رادار اجازه می‌دهد در تاریکی شب و تیرگی ابرها رادیوسنجی را که به بالا فرستاده‌اند در تمام سیر صعودی و انتقال افقی آن دنبال کنند و وضع بادهای را در طبقات خیلی بالا بسنجند، همچنین با تعقیب پرواز شهاب‌های ثاقب و دم آتشین آنها (گازهای یونیزه پشت سر) جهت و سرعت بادهای در تابان‌جو را - که به ۲۰۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد - تعیین کرده‌اند.

ز) اندازه‌گیری‌های غیرمستقیم

مطالعات و مشاهداتی که سبب اکتشاف یا تکمیل و تأیید اطلاعات از پاره‌ای کیفیات هوای جو شده است و به‌عنوان اندازه‌گیری‌های غیرمستقیم به کار برده می‌شود مختصراً به شرح زیر است:

۱- دریافت اخبار و علائم رادیویی و تلویزیونی با موج بسیار کوتاه در فواصل غیرمنتظره‌ی بسیار دور از پست فرستنده و توجه به اینکه امواج هرگز یقیناً در بعضی طبقات بالای جو مجدداً به سمت زمین منعکس می‌شوند و این طبقات دارای ضریب هدایت الکتریک بیشترند (یعنی یونیزه می‌باشند)، سبب گردید که به وجود تابان‌جو و قشرهای D و E و F پی ببرند. ارتفاع قشرهای یون‌دار و مشخصات آنها، از روی اندازه‌گیری مدت مراجعت و طول موج امواج ارسالی، محاسبه می‌شود.

شکل ۴۲- انعکاس امواج صوتی در طبقات جو



۲- نظر به اینکه سرعت صوت تابع صعودی از درجه حرارت هوا است (300 m/s) در $55^\circ -$ ، 345 m/s در 15° و 388 m/s در 30° . امواج صوتی نیز که به طور مورب به طرف بالا فرستاده شوند، در برخورد با طبقات گرم انکسار و انعکاس یافته، در فاصله‌ی معینی از نقطه‌ی انفجار مجدداً شنیده می‌شوند و در اطراف یک نقطه‌ی انفجار، متناوباً مناطق شنوایی و سکوت پدیدار می‌شود. به این ترتیب وجود طبقه‌ی گرم برین‌جو، محقق گردیده است و تغییرات آن از طریق ایجاد انفجارهای شدید و ثبت منحنی‌های فشار، ضربات صوتی در ایستگاه‌های مختلف مشخص می‌شود.

۳- مطالعه‌ی فلق و شفق یا بقایای روشنی هوا بعد از غروب آفتاب وسیله‌ای برای تشخیص طبقات متمایز بالای جو و تعیین درجات حرارت مربوطه می‌باشد. توضیح آنکه روشن بودن و تشعشع کردن هوا در روز یا اول و آخر شب، در اثر انتشار اشعه‌ی خورشید به وسیله‌ی ذرات هوا و مخصوصاً غبار و اجسام معلق در فضا می‌باشد (اشعه‌ی انتشاری) و هر قدر جرم مخصوص هوا بیشتر باشد، به همان نسبت درخشندگی^۱ بیشتر خواهد بود. وقتی خورشید در افق یک منطقه‌ای غروب می‌کند و زیر افق می‌رود، اشعه‌ی آن تا مدتی بر طبقات جو می‌تابد ولی رفته رفته طبقات پایین‌تر در تاریکی قرار گرفته و روشنایی منتشره، انحصار به طبقات بالا پیدا می‌کند تا آنکه به کلی محو و تاریکی عمومی برقرار می‌شود. چنانچه مشخصات هوای جو، به‌طور اتصالی و منظم تغییر می‌کرد، شدت این درخشندگی نیز به‌طور اتصالی تنزل می‌نمود ولی با اندازه‌گیری‌های دقیق به وسیله فوتومترهای مخصوص، دیده می‌شود که تغییرات درخشندگی به‌طور انفصالی است و حکایت از طبقات گرم متمایز در ارتفاعات بالا می‌نماید. به این ترتیب توانسته‌اند با توجه به زاویه‌ی افول خورشید در زیر افق، ارتفاع طبقه‌ی روشن هوا و فشار مربوطه را تعیین کرده جرم مخصوص را از روی شدت درخشندگی به دست آورند و بالنتیجه درجه حرارت را حساب کنند.

۱. Lumières diffuses

۲. Eclat

فصل سوم

حرارت دریافتی زمین از آفتاب

۲۰- ترازنامه‌ی کلی حرارتی زمین و آثار گوناگون آفتاب

خورشید منشأ تمام انرژی‌های زمین و مایه‌ی تمام فعالیت‌های آن است، اعم از انرژی‌های ذخیره شده مکتوم و آنچه مشهود و در فعلیت است؛ خواه به صورت حرارت و نور باشد، در حرکت هوا و آب به صورت انرژی سرعتی ظاهر گردد، به شکل انرژی‌های شیمیایی ذخیره شود یا بالاخره به وجوه ضعیف ولی ظریف حیاتی جلوه نماید.

مقدار کل انرژی دریافتی زمین از خورشید فوق‌العاده است: در یک ثانیه معادل احتراق سه میلیون تن بنزین!

مقدار واحد انرژی تابیده از آفتاب در ورود به جو زمین به طور تقریباً ثابت $1/88$ کالری کوچک در دقیقه بر سانتیمتر مربع عمود بر تشعشع است.

از مقدار فوق در حدود ۴۰ درصد از پشت ابرها یا از سطح زمین، بلافاصله به فضا منعکس می‌شود و برمی‌گردد؛ آنچه عاید هوا و زمین می‌شود به طور متوسط برای تمام مدت شبانه روز و برای تمام سطح کره زمین $0/30$ کالری کوچک در دقیقه بر سانتی‌متر مربع است؛ یعنی کمتر از یک ششم آنچه در سرحد جو برای نیمه‌ای از کره زمین که مشرف به آفتاب است می‌رسد.

به موجب اصل اول ترمودینامیک (اصل ثبات انرژی) انرژی‌های مصرفی و موجود زمین همان‌طور که در زمین خلق نمی‌شود و از خارج می‌رسد از بین هم

نمی‌رود. معادل آنچه دریافت می‌گردد خارج می‌شود. در غیر این صورت می‌بایستی زمین رفته رفته یا داغ گردد و به حالت اشتعال در آید و یا سردی و انجماد همه چیز و همه جا را فرا گیرد.

از طرف دیگر چون فاصله‌ی مابین زمین و خورشید خلأ است، این ورود و خروج انرژی راهی جز از طریق تشعشع ندارد. خورشید که دارای درجه حرارت فوق‌العاده زیاد (6000°K در سطح آن) است اشعه را با طول موج‌های کوتاه به نقاط مختلف زمین می‌فرستد ولی زمین که سرد است انرژی را با طول موج بلند پس می‌دهد. واسط خروج یا صدور اشعه زمین به فضا، پوشش هوایی جو زمین (مخصوصاً بخار آب و انیدرید کربنیک) است که جاذب اشعه با طول موج بلند هستند و مانند جسم کدر^۱ عمل می‌کنند.

حال اگر میزان متوسط $0/30$ کالری دقیقه سانتی‌متر مربع را برطبق فرمول استفن^۲ حساب کنیم، به درجه حرارت 240°K یا 33°C می‌رسیم. این رقم، درجه حرارت هوای طبقاتی از هواس است که دارای مقدار کافی بخار آب و CO_2 است و تقریباً ثابت می‌باشد.

اما تبادل انرژی هنگامت فی‌مابین خورشید و زمین با آنکه حساب آن در ظرف یک سال یا چند سال بسته و صفر می‌شود و آنچه می‌رسد تماماً برمی‌گردد ولی این ورود و خروج یا آمد و رفت، عمل ساده و بی‌سروصدایی - که خالی از آثار و نتایج مهم باشد - نیست؛ اول و آخر آن تشعشع است ولی در هر طرف چند دست می‌گردد و واسط‌های گوناگونی با طرق مختلف انتقال حرارت (تشعشع، هدایت، و زش، اختلاط و تغییر حالت) در میان می‌آیند؛ حتی به همه جا و همه وقت به یک میزان نمی‌رسد. اثر حاصله از دریافت حرارت، ترقی درجه حرارت است و چون تغییرات درجه حرارت برای هر چیز متناسب با مقدار حرارت نیست و برحسب طرز دریافت و جنس جسم دریافت‌کننده فرق می‌کند، پس به طریق اولی و با وجود اشتراک منشأ، اثر محسوس حاصله یعنی درجه حرارت اشیاء و اماکن برحسب زمان و مکان اختلافات زیادی پیدا می‌کند. این اختلاف درجه حرارت مابین مناطق و ازمه، به نوبه‌ی خود سبب بروز آثار جدید و متنوعی می‌شود و عامل انتقال‌های درجه دوم حرارت می‌گردد، انتقال‌هایی که غالباً در جهت تعدیل حرارت عمل می‌نمایند.

۱. Corps noir (Black body)

۲. Stefan

منظور آنکه انرژی وارده از خورشید و صادره به فضا، در رهگذر خود هزاران آثار و حرکات و فعالیت‌ها در محیط و اطراف زمین ایجاد می‌نماید که به معنای اعم کلمه همان مفهوم حیات است: بادها از نسیم فرح‌انگیز گرفته تا توفان‌های هلاکت‌بار، ابرها و باران‌ها خواه هوای دم‌دار و ابر سایه‌انداز و خواه سیلاب‌ها و برف و تگرگ، رویدن گیاه‌ها، نشو و نمای حیوانات و بالاخره زندگی انسان با فعالیت‌های غریزی یا عملیات صنعتی و تولیدات انرژی ...

موضوع فصل حاضر تنها بحث در طرز دریافت و صدور انرژی نیست بلکه طرز توزیع و تبادل انرژی و تعدیل درجات حرارت نیز واجد اهمیت می‌باشد و از این راه است که به تشخیص و تعیین درجات حرارت نقاط مختلف زمین و میزان تغییرات آن در شبانه‌روز و سال می‌رسیم.

طرز دریافت انرژی خورشید

و

تأثیر و تغییرات آن در مناطق مختلف زمین

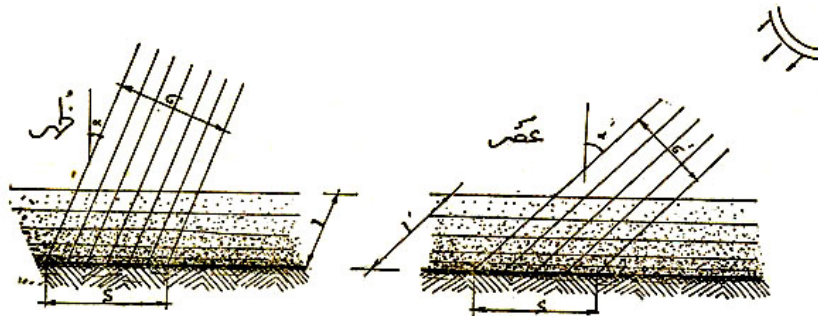
۲۱- تشعشع حرارت به زمین برحسب عرض‌های جغرافیایی

همان‌طور که اصل ثابت انرژی در مورد کل کره‌ی ارض (سیستم «زمین جو») حاکم می‌باشد، در مورد هر یک از عناصر این سیستم نیز ترازنامه‌ی حرارتی^۱ در طی یک واحد زمان کافی، باید بسته شود، یعنی برای جو به طور جداگانه، زمین به تنهایی، و حتی مناطق مختلف زمین که مثلاً به صورت کمربندهایی مابین مدارهای مختلف تقسیم‌بندی شده باشد.

می‌دانیم که انرژی دریافتی هر نقطه زمین از خورشید در مدت یک دقیقه، اولاً بستگی به ساعت روز داشته، ظهر که آفتاب به وسط‌السماء نزدیک می‌شود، بر طبق شکل ۴۳ خیلی بیشتر از طرف عصر و صبح است که اشعه به طور مورب با زاویه‌ی تابش α می‌تابد و از قشر هوای بیشتری عبور می‌کند.

۱. Heat balance

شکل ۴۳



انرژی ساطعه از خورشید که بر مساحت معین مفروض S زمین وارد می شود اشعه ای است که از سطح σ گذر کرده و از قشر هوایی 1 عبور نماید. اما

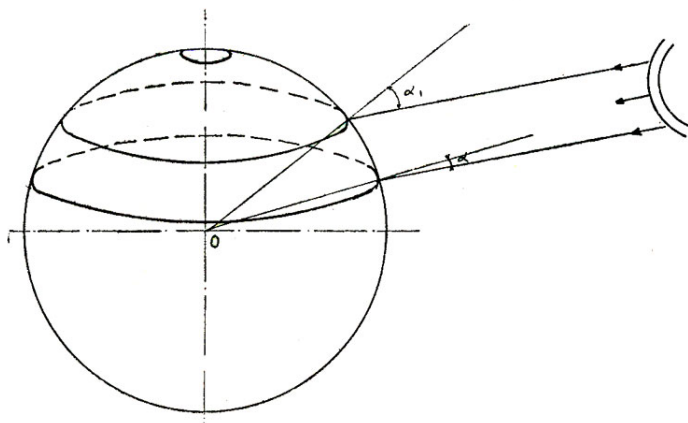
$$1 = \frac{H}{\cos \alpha} \quad \sigma = S \cos \alpha$$

طرف غروب یا صبح چون $\alpha' > \alpha$ پس $\sigma' < \sigma$ و $1' > 1$

* * *

زاویه تابش α ی مربوط به ساعت معینی از روز نیز برای دو محل که روی یک نصف النهار ولی با دو عرض مختلف باشند، فرق می کند؛ هر قدر عرض جغرافیایی بیشتر باشد زاویه تابش α زیادتر و بالنتیجه انرژی دریافتی هر مترمربع زمین کمتر می گردد. مضافاً به اینکه طول مدت روز از استوا تا قطب تغییر کرده مناطق با عرض جغرافیایی بیشتر روزهای زمستانی کوتاه تر دارند.

شکل ۴۴- تنزل زاویه تابش آفتاب بر حسب عرض جغرافیایی



عامل دیگری که سبب اختلاف بیشتر حرارت دریافتی از خورشید بر حسب مکان و زمان می‌شود و سرمای مناطق با عرض جغرافیایی زیاد را ایجاد می‌کند همان‌طور که قبلاً اشاره نمودیم جذب شدن بیشتر اشعه خورشید به وسیله‌ی هوا در اثر تمایل آفتاب و عبور از ضخامت زیادتر هوا است؛ مثلاً چنانچه ضریب شفافیت هوا^۱ به ترتیب ۸۰ درصد یا ۶۰ درصد باشد حرارت‌های تشعشعی دریافتی در سطح زمین با فرض دو ارتفاع مختلف ۴۰° و ۱۰° خورشید، به نسبت‌های زیر خواهد بود:

| | | | |
|--------------------------|-----------------|-----|--|
| ضریب شفافیت ۸۰٪ | ضریب شفافیت ۶۰٪ | | |
| ارتفاع خورشید از افق ۴۰° | ۴۵٪ | ۲۹٪ | |
| ارتفاع خورشید از افق ۱۰° | ۵٪ | ۱٪ | |

ضریب شفافیت ۶۰ درصد بیشتر در مناطق سرد و مرطوب اتفاق می‌افتد.

به این ترتیب و با توجه به پیدایش فصول - که نتیجه‌ی ۲۳/۵° تمایل محور زمین نسبت به سطح مدار آن به دور خورشید است - سطح کره زمین به لحاظ دریافت اشعه‌ی خورشید و تغییرات درجه حرارت هوا در عرض سال و در شبانه روز، قابل تقسیم به پنج منطقه‌ی مشخص می‌باشد. در هر یک از این مناطق حداکثر ارتفاع خورشید وقتی به نصف‌النهار می‌رسد و همچنین طول روز به کلی متفاوت است. هر قدر ارتفاع خورشید پایین‌تر و طول روز کوتاه‌تر باشد، دریافت حرارت آفتاب کمتر و تغییرات شبانه‌روزی درجه حرارت آن محل بیشتر خواهد بود (جدول شماره ۳).

جدول ۳- مناطق پنجگانه‌ی دور تا دوری زمین

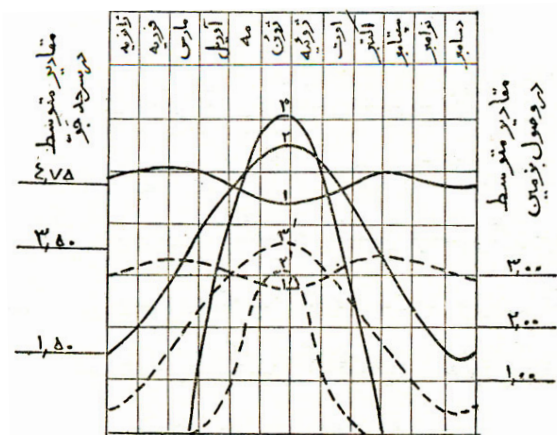
| منطقه | عرض جغرافیایی | | ارتفاع خورشید در نصف‌النهار | | طول روز | | تغییرات درجه حرارت | |
|----------------|---------------|-------------|-----------------------------|--------|-------------|-------------|--------------------|------------|
| | از | تا | حداقل | حداکثر | حداقل | حداکثر | سالیانه | شبانه‌روزی |
| قطبی شمالی | ۶۶/۵° | ۹۰° | ۲۳° ۱/۴ | ۴۷° | ۲۴ ساعت | ۶ ماه | ماکزیمم | مینیمم |
| معتدله‌ی شمالی | ۲۳/۵° | ۶۶/۵° | ۴۷° | ۹۰° | ۱۳ ۱/۴ ساعت | ۲۴ ساعت | متوسط | متوسط |
| حاره | ۲۳/۵° شمالی | ۲۳/۵° جنوبی | ۹۰° | ۹۰° | ۱۰ ۳/۴ ساعت | ۱۳ ۳/۴ ساعت | مینیمم | ماکزیمم |
| معتدله‌ی جنوبی | ۲۳/۵° | ۶۶/۵° | ۴۷° | ۹۰° | ۱۳ ۱/۴ ساعت | ۲۴ ساعت | متوسط | متوسط |
| قطبی جنوبی | ۶۶/۵° | ۹۰° | ۲۳° ۱/۴ | ۴۷° | ۲۴ ساعت | ۶ ماه | ماکزیمم | مینیمم |

۱. Facteur de transparence .

در منطقه استوایی درجه حرارت در فصول مختلف سال تقریباً یکسان است ولی هر قدر به قطبین نزدیک شویم اختلاف درجه حرارت تابستان و زمستان زیاد و اختلاف ظهر تا غروب کم می‌گردد. ضمناً برخلاف انتظار، حرارت دریافتی ماه‌های تابستان منطقه‌ی معتدله و حتی منطقه‌ی قطبی از منطقه‌ی حاره، به علت طولانی‌تر بودن روزها بیشتر است. ولی در عوض و به‌طور متوسط، حرارت دریافتی سالیانه خیلی کمتر است. منحنی‌های انگو^۱ (شکل ۴۵) تغییرات حرارت دریافتی ضمن ماه‌های سال را برای سه عرض مختلف: استوا، ۴۵° و قطب، در دو محل متفاوت سرحد جو و سطح زمین نشان می‌دهد. ما برای سهولت مقایسه مقادیر، متوسط سالیانه محل‌های ششگانه را مشخص ساخته‌ایم. به طوری که دیده می‌شود نسبت‌ها به قرار زیر است:

| در سطح زمین | در سرحد جو | |
|-------------|------------|------------|
| ۳ | ۴/۷۵ | در استوا |
| ۲ | ۳/۵۰ | در عرض ۴۵° |
| ۱ | ۱/۵ | در قطب |

شکل ۴۵- منحنی‌های انگو



ضمناً نباید فراموش کرد که قشر هوای جو، مانند پوششی برای زمین بوده جلوی تغییرات شدید و سریع درجه حرارت را می‌گیرد (برخلاف سطح کره ماه که بلافاصله بعد از غروب آفتاب، یا در سایه، شدیداً سرد است). در ارتفاعات

۱. Angot

کوهستانی که آفتاب از قشر هوای کمتری عبور می‌کند اختلاف درجه حرارت شب و روز شدیدتر است و سنگ‌ها در معرض تجزیه و تلاشی سریع می‌باشند؛ همچنین است در قاره‌های خشک که رطوبت و ضریب جذب هوا معمولاً کم است.

۲۲- انتقال و مبادله‌ی حرارت مابین مناطق جغرافیایی زمین

از استوا که به قطب می‌رویم علاوه بر آنکه تمایل آفتاب و مدت تابش آن تغییر می‌کند، سطح دریافت‌کننده‌ی حرارت نیز کمتر می‌شود. در جدول شماره ۴ با توجه به مساحت مناطق مداری مختلف و تقسیم نیم کره‌ی زمین به چهار منطقه، مقادیر نسبی حرارت‌های دریافتی و صادره تعیین شده است. میزان متوسط واحد حرارت صادره را- بنا بر آنچه گفته شد- همه جا یکسان گرفته‌ایم. به طوری که دیده می‌شود در مناطق با عرض جغرافیایی کمتر، انرژی تشعشی دریافتی نسبت به انرژی صادره فزونی دارد و بنابراین لازم است به نحوی حرارت‌های مازاد این مناطق به مناطق با عرض زیاد منتقل گردد.

جدول ۴- ترازنامه‌ی حرارتی سالیانه مناطق مداری زمین

| انتقال حرارت بین المناطق در جهت قطب | میزان متوسط اشعه صادره (طول موج بلند) | میزان متوسط اشعه دریافتی (طول موج کوتاه) | مساحت نسبی منطقه | مناطق مداری بین عرض‌های جغرافیایی |
|--|---|--|------------------------|---|
| Cal/min | Cal/cm ^۲ /min | | درصد | از تا |
| $۱۰^{۱۵} \times ۵۷$ در عبور از مدار ۲۰° | ۰/۳۰ | ۰/۳۹ | ۳۴ | ۰° تا ۲۰° |
| $۱۰^{۱۵} \times ۷۷$ در عبور از مدار ۴۰° | ۰/۳۰ | ۰/۳۴ | ۳۰ | ۲۰° تا ۴۰° |
| $۱۰^{۱۵} \times ۵۰$ در عبور از مدار ۶۰° | ۰/۳۰ | ۰/۲۳ | ۲۲ | ۴۰° تا ۶۰° |
| | ۰/۳ | ۰/۱۳ | ۱۴ | ۶۰° تا ۹۰° |

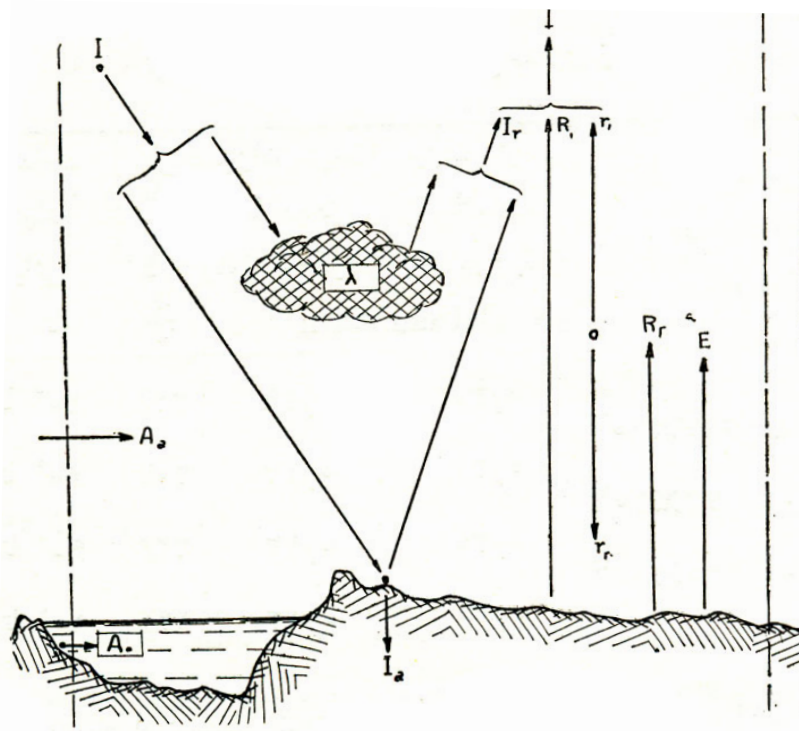
انتقال این مقادیر هنگام حرارت از مناطق استوایی به معتدله و از آنجا تا به قطب ناچار به وسیله‌ی جریان‌های افقی هوایی و دریایی صورت می‌گیرد. جریان‌های هوایی یا بادهای، مازاد حرارت مناطق گرم‌تر زمین را از طریق تماس و تشعشع اخذ و به مناطق سردتر منتقل می‌نمایند و همچنین از طریق تبخیر آب دریاها و تقطیر بعدی آنها در هوا. ولی نظر به اینکه در هر حال انتقال حرارت به‌طور آنی نبوده و در هر لحظه و در هر نقطه متناسب با مقدار اضافی آن نمی‌باشد، ناچار تغییر و ترقیاتی به‌طور متناوب شبانه‌روزی و سالیانه در ذخیره‌ی حرارتی مناطق و درجات حرارت مربوطه

پیدا می‌شود؛ بالعکس مناطق شمالی تا کسری حرارتی خود را دریافت دارند مقدار زیادی درجه حرارت آنها پایین خواهد رفت و اصولاً همین اختلاف درجات حرارت مابین مناطق است که سبب تحریک بادهای و تبادل حرارت‌ها می‌شود. اگر چنین تعدیلی به عمل نمی‌آمد، افراط و تفریط درجه حرارت، حیات را غیرممکن می‌ساخت.

۲۳- نمایش مبادلات و موازنه‌ی حرارتی مابین فضا و هوا و زمین

چنانچه خواسته باشیم کلیه‌ی این مبادلات مختلف خارجی و داخلی را برای منطقه محدودی از کره زمین- که شامل خشکی‌ها و آب‌های سطحی آن و ستون هوای مافوق باشد- مطالعه نماییم، برای این مجموعه مجزا انواع واردات و صادرات حرارتی مربوطه را در حساب مبادلات آن با فضا و با مناطق مجاور، از طریق زمین و هوا، طبق شکل ۴۶ و به شرح آتی در نظر می‌گیریم.

شکل ۴۶- نمایش فرضی مبادلات حرارتی یک قطعه از زمین با فضا و هوا و با زمین‌های مجاور



(طول حامل‌ها با مقادیر حرارت، تناسب ندارد)

الف) واردات از خارج

- ۱- کل انرژی تشعشعی صادره از خورشید به طرف قطعه‌ی مفروضی از زمین و هوای آن I ، ۱۰۰ درصد
- ۲- حرارت انتقالی از اراضی و آب‌های مجاور (جریان‌های دریایی)، به جمع جبری A_0
- ۳- حرارت انتقالی از هواهای مجاور (بادها)، به جمع جبری A_a

ب) صادرات به فضا

- ۱- انعکاس یافته از ابرها و طبقات جو به فضا I_r ، به طور متوسط ۴۰ درصد
 - ۲- انعکاس یافته از سطح زمین مستقیماً به طرف فضا
 - ۳- تشعشع با موج کوتاه زمین به فضا R_1
 - ۴- تشعشع با موج کوتاه جو به فضا r_1
- جمع ۱۰۰ درصد

ج) مبادلات زمین و جو

- ۱- تشعشع زمین به طرف جو و جذب شده در هوا R_v
- ۲- گرم کردن هدایتی و وزشی هوا در تماس با زمین (حرارت محسوس) E
- ۳- تبخیر آب و صعود به طرف جو (حرارت مکتوم) λ
- ۴- تشعشع با موج بلند جو به طرف زمین r_v

حساب حرارتی هر قسمت به ترتیب زیر خلاصه می‌شود:

اول- حرارتی که زمین را گرم می‌کند

$$T = (I_a + r_v + A_0) - (R_1 + R_v + E + \lambda)$$

دوم- حرارتی که هوا را گرم می‌کند

$$A = (A_a + R_v + \lambda + E) - (r_1 + r_v)$$

سوم- حرارتی که محیط (مجموعه زمین و هوا) را گرم می‌کند، جمع $A + T$

$$S = (I_a + A_a + A_0) - (R_1 + r_1)$$

عناصر یا پارامترهای فوق متغیراند، بنابراین حرارت دریافتی و درجه حرارت هر قطعه از زمین یا هوا، تابع تشعشع‌ها و تبادل‌های فوق می‌باشد که خود آنها تابعی از محل و مدت آفتاب، وزش بادها و جریان‌های آبی، جنس زمین و ضرایب تشعشعی آن، مقدار رطوبت و خود درجه حرارت هستند.

در بندهای آینده تشریح بیشتری روی این پارامترها و خواص خواهد شد تا آمادگی بهتر برای درک و محاسبه‌ی پدیده‌های جوی پیدا نماییم.

۲۴- طرز دریافت و تبادل حرارت برای اجزای مختلف زمین و هوا

و نوسان‌های درجه حرارت برای مواد و مناطق مختلف زمین

منظور مطالعه و مقایسه اجزای تشکیل دهنده‌ی زمین و هوا، به لحاظ تغییر درجه حرارت، در اثر دریافت یا تبادل حرارت است.

به‌طور کلی وقتی حرارت به جسمی می‌رسد افزایش درجه حرارت سطحی آن بستگی به کیفیات زیر دارد:

۱- حرارت وارد شده سبب تحویل‌های فیزیکی یا شیمیایی در جسم شود و تماماً یا جزئاً به صورت حرارت مکتوم درآید. مثلاً در تبخیر شدن آب و رطوبت- و بالعکس- درجه حرارت تغییر نخواهد کرد یا کم تغییر خواهد کرد.

۲- حرارت محسوس جسم تغییر فاحش پیدا کند؛ در این صورت تغییر حرارت محسوس کلی جسم، بستگی به ظرفیت حرارتی آن یعنی حاصل ضرب وزن مخصوص در حرارت مخصوص، یا

$$\rho \times C$$

دارد.

۳- حرارت، کم یا بیش، به درون جسم نفوذ کند. عمق نفوذ حرارت^۱ اولاً مربوط به هدایت حرارتی^۲ است و ثانیاً بهم خوردگی ذرات یا درجه اختلاط و اغتشاش جسم عامل مؤثر می‌باشد. حاصل این دو عامل، به طور کلی ظرفیت هدایتی^۳ نامیده می‌شود و متناسب با حاصل ضرب

$$\rho C \sqrt{K}$$

است. مثلاً یک قطعه آهن چون دارای هدایت حرارتی زیاد است، حرارت را به سهولت و سرعت به درون خود نفوذ می‌دهد و سطح خارجی آن دیرتر گرم- یا سرد- می‌شود تا

۱. Distance of penetration

۲. Temperature conductivity

۳. Conductive capacity

یک قطعه چوب؛ هوا و آب نیز برحسب آنکه راکد یا متلاطم باشند، طرز پذیرش و تغییر درجه حرارت آنها به کلی فرق می‌کند. هوای راکد چون ظرفیت و هدایت حرارتی ضعیف دارد، قشر نازکی از آن که در تماس با جسم، داغ است فوری گرم می‌شود؛ ولی اگر هوا از پایین حرارت ببیند و تحرک و تموجی در اثر سبک شدن خود به خود یا جریان‌های مختلف در آن پدیدار گردد ذرات گرم شده حرارت را به اعماق و به داخل قشر هوا می‌برند و جای خود را با ذرات دیگر عوض می‌کنند؛ بالنتیجه تعادل و نقل حرارت خیلی بیشتر خواهد شد و ترقی درجه حرارت خیلی کمتر.

اینک نکات فوق را در مورد خشکی، دریا، هوا و برف یا یخ به کار برده مقایسه‌ای می‌نماییم.

الف) خشکی‌ها

خشکی‌ها در اثر تشعشع خورشید و وزش بادهای گرم، چون از مواد خاکی نسبتاً عایق و کدر تشکیل شده‌اند، درجه حرارت آنها زود و زیاد بالا می‌رود و همین که از دریافت حرارت محروم شدند به سرعت سرد می‌شوند؛ بنابراین درجه حرارت خشکی‌ها در معرض نوسان‌های زیاد است؛ ولی عمق نفوذ و ذخیره‌ی حرارت و نوسان‌های داخلی درجه حرارت، بسیار ضعیف می‌باشد.

ب) دریاها

دریاها- و تا حدودی اراضی مشجر و مرطوب- چون اولاً امکان تبخیر دارند و ثانیاً ظرفیت حرارتی آب نسبتاً زیاد است و ذرات آن به سهولت متلاطم می‌شود، می‌تواند حرارت فراوانی را دریافت نماید بدون آنکه تغییر درجه حرارت چندان بدهد. دریا در آفتاب سوزان تابستان و در تماس با بادهای گرم، تغییر درجه حرارت فوق‌العاده نمی‌دهد. حرارت را یا به صورت مکتوم به وسیله‌ی بخار هوا متصاعد می‌نماید و یا از طریق تلاطم به داخل خود روانه می‌سازد. دریاها و اراضی مرطوب، منابع ذخیره حرارتی و عوامل تعدیل درجه حرارت مهمی هستند.

ج) بادها

بادها در برخورد با خشکی‌ها کسب حرارت می‌کنند و در برخورد با دریاها کسب رطوبت. با سطوح تماس یافته، به‌زودی هم درجه شده حرارت‌های محسوس و مکتوم

۲۳۴ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 را تا ارتفاعات و مسافتات زیاد منتقل می‌سازند. بادهای نقل دهنده و تعدیل کننده
 حرارت، بین مناطق جغرافیایی کره زمین می‌شوند. عمق نفوذ حرارت در بادهای
 فوق‌العاده بیشتر از دریاها است و در دریاها خیلی بیشتر از خشکی‌ها است.
 در تماس و در فصل مشترک باد با خشکی یا با دریا، تقسیم حرارت دریافتی از
 خورشید مابین آنها البته برحسب ظرفیت‌های هدایتی مربوطه صورت خواهد گرفت.
 دریا از همه بیشتر، پس از آن باد و بالاخره خشکی.

د) اراضی قطبی

اراضی قطبی و غیرقطبی مستور از یخ یا برف، چون دارای ضریب جذب تشعشعی
 کم و ضریب انعکاس زیاد هستند، قسمت اعظم اشعه‌ی آفتاب را به طبقات جو
 برمی‌گردانند؛ نه خودشان گرم می‌شوند و نه هوای مجاور، بلکه طبقات نیمه مرتفع
 هوارا گرم‌تر از زمین می‌سازند.
 مطالب و مراتب فوق، در جهت مخالف و با علامت منفی نیز صادق است.

جدول شماره ۵ که از روی مشخصات فیزیکی اجسام مختلف تشکیل دهنده‌ی زمین و
 جو و قوانین و فرمول‌های فیزیک حساب شده است، مقایسه‌ی روشنی از طرز تأثیر و
 عمق نفوذ حرارت در هر یک از این اجسام به دست می‌دهد. در ستون آخر جدول،
 منظور از نفوذ حرارت، عمق نفوذی است که در آنجا پس از مدت یک شبانه روز- یا
 یک سال- تغییر درجه حرارت به میزان $\frac{1}{4}$ درجه حرارت سطح می‌رسد.

جدول ۵- خواص هدایت حرارتی بعضی از اجسام تشکیل دهنده زمین و هوا

| نفوذ حرارت m | | ظرفیت هدایت حرارتی | ضریب نفوذ حرارت K | ظرفیت حرارتی p × c cal/cm ² /C | نام جسم |
|-----------------|-------------|--------------------|----------------------|---|--------------|
| روزانه | سالانه | $\rho C \sqrt{K}$ | cm ² /s | | |
| ۰/۲ | ۴ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۰۱۳ | ۰/۳۰ | ماسه‌ی خشک |
| ۰/۵ | ۱۰ | ۰/۰۴۰ | ۰/۰۱۰۰ | ۰/۴۰ | ماسه‌ی مرطوب |
| ۰/۶ | ۱۱ | ۰/۰۵۰ | ۰/۰۱۲۰ | ۰/۴۵ | یخ |
| ۰/۲ | ۳ | ۰/۰۰۱۵ | ۰/۰۰۱۵ | ۱/۰۰ | راکد |
| ۳۳/۰ | | ۷/۰۰۰۰ | ۵۰/۰۰۰۰ | ۱/۰۰ | متلاطم |
| | | ۰/۰۰۰۱۳ | ۰/۲۰۰۰ | ۰/۰۰۰۳ | راکد |
| ۵/۰ | تا برین مرز | ۰/۱۰۰۰۰ | ۱۰۰/۰۰۰۰ | ۰/۰۰۰۳ | متلاطم |

نظر به اینکه نوسان درجه حرارت در فصل مشترک خشکی و هوا از یک طرف و دریا و هوا از طرف دیگر متناسب با عکس مجموع ظرفیت‌های هدایت حرارتی دو جسم همجوار است، به طوری که از جدول فوق دیده می‌شود این مجموع برای خشکی:

$$0/100 + 0/040 = 0/140$$

و برای دریا:

$$0/100 + 7/000 = 7/100$$

است، یعنی ۵۰ برابر. بنابراین در خشکی‌ها و صحاری، نوسان درجه حرارت مابین حداکثر و حداقل آن، باید ۵۰ برابر سطح اقیانوس‌ها باشد. نوسان روزانه‌ی دریاها ۰/۲ تا ۰/۵°C و خشکی‌ها ۱۰ تا ۲۵°C است. ولی در اثر وزش بادهای سرد روی مناطق گرم و تبخیر آب، نوسان‌های واقعی قدری کمتر از ارقام و نسبت‌های فوق در می‌آید.

همچنین نظر به اینکه مابین زمین و جو، تقسیم حرارت وارده به نسبت ظرفیت‌های هدایت حرارتی اجسام در تماس می‌باشد، سهم باد در فصل مشترک خشکی و هوا به نسبت

$$\frac{0/100}{0/100 + 0/04} = 70\%$$

و در فصل مشترک دریا و هوا مقدار ناقابل

$$\frac{0/100}{7 + 0/100} = 1/4\%$$

می‌گردد.

در دریاها تقریباً تمام حرارت آفتاب مجذوب آب می‌شود؛ مع ذلك تلاطم و تبخیر سبب می‌گردد که درجه حرارت چندان تغییر نکند، حرارتی که به عمق منتقل می‌شود ذخیره می‌گردد ولی حرارتی که ایجاد بخار می‌نماید به صورت حرارت مکتوم به باد منتقل می‌شود.

پس، در خشکی و در دریا، باد همه جا عامل تعادل و انتقال حرارت است. در دریا که وضع تقریباً ثابت و ظرفیت حرارتی فوق‌العاده است، باد به لحاظ درجه حرارت از آن تبعیت می‌کند و حرارت مکتوم همراه خود برمی‌دارد. در خشکی‌ها باد چندین عمل انجام داده، هم عامل تبدیل و تنظیم درجه حرارت می‌گردد و هم تبدیل و تنظیم حرارت و رطوبت را می‌نماید؛ بالنتیجه نوسان‌های درجه حرارت را تخفیف می‌دهد.

البته با وجود عمل باد اختلاف تابش و مدت‌های تابش طوری است که نوسان‌های روزانه و سالیانه محسوس برای درجه حرارت وجود دارد و این نوسان‌ها تابع عرض

جغرافیایی است. هر قدر از مناطق استوایی به طرف مناطق قطبی پیش برویم نوسان‌های روزانه‌ی درجه حرارت - که نتیجه‌ی تغییرات نسبی ارتفاع خورشید و میزان تابش آن در ۲۴ ساعت است - کم می‌شود ولی نوسان‌های سالیانه که نتیجه‌ی اختلاف حرارت‌های جمع شده و تأیید شده در فصول است بیشتر می‌گردد. به عبارت آخری هر قدر از استوا به قطب نزدیک شویم اختلاف شبانه‌روزی یا تفاوت حداقل و حداکثر درجه حرارت ۲۴ ساعته کم می‌شود ولی اختلاف متوسط سالیانه‌ی زیاد می‌گردد. برای آن که مطلب اخیر و تأثیر فصول مختلف سال به رقم و به صورت قابل قیاس درآید، به طوری که در جدول شماره ۶ عمل شده است، می‌توانیم تشعشع‌های دریافتی در مناطق مختلف از خورشید را در تابستان و زمستان، مقایسه کنیم.

در تنظیم این جدول برای سهولت مقایسه و برجسته نمودن نتایج از انتقال‌های افقی حرارت به وسیله‌ی باد و غیره، صرف‌نظر و چنین فرض شده است که هر منطقه‌ای در دو فصل متضاد سال، یعنی وسط تابستان و وسط زمستان، فقط از طریق تشعشع انرژی‌های دریافتی از آفتاب را به فضا مسترد دارد و آنقدر گرم شود که تشعشع حرارتی با موج بلند آن، جبران تشعشع دریافتی با موج کوتاه را بنماید. نظر به اینکه اجسام زمینی و هوای مرطوب و انیدرید کربنیک تقریباً مانند جسم کدر تشعشع می‌نمایند، درجات حرارت فرضی متوسط و اختلاف آنها به تناسب اختلاف ریشه‌های چهارم حرارت‌ها گرفته شده است (ارقام داخل پرانتز).

جدول ۶- مقایسه حرارت‌های دریافتی تابستان و زمستان در مناطق جغرافیایی زمین و درجات حرارت مربوطه

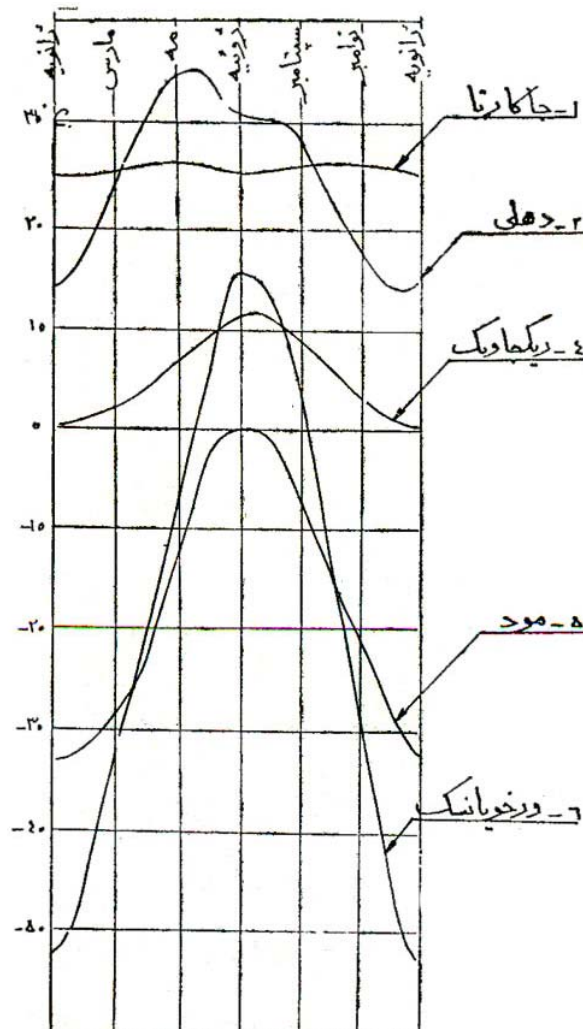
| اشعه با موج کوتاه دریافتی $\text{cal/cm}^2/\text{m}$ | | | مناطق جغرافیایی (مابین عرض‌های زیر) |
|--|--------------|--------------|--|
| اختلاف | زمستان | تابستان | |
| (۰/۰۳۰) ۰/۰۶ | (۰/۷۷۵) ۰/۳۶ | (۰/۸۰۵) ۰/۴۲ | ۰° تا ۲۰° |
| (۰/۰۹۱) ۰/۱۶ | (۰/۷۱۴) ۰/۲۶ | (۰/۸۰۵) ۰/۴۲ | ۲۰° تا ۴۰° |
| (۰/۱۸۰) ۰/۲۳ | (۰/۵۸۹) ۰/۱۲ | (۰/۷۶۹) ۰/۳۵ | ۴۰° تا ۶۰° |
| (۰/۳۲۴) ۰/۲۲ | (۰/۳۷۶) ۰/۰۲ | (۰/۷۰۰) ۰/۲۴ | ۶۰° تا ۹۰° |

به طوری که دیده می‌شود اختلاف مابین تابستان و زمستان به لحاظ درجه حرارت، در منطقه استوایی متناسب با رقم ۰/۰۳۰ است و در منطقه‌ی قطبی متناسب با ۰/۳۲۴ یعنی ده برابر می‌شود.

۲۵- چند نمونه از تغییرات سالیانه درجه حرارت در نقاط مختلف زمین نکات و عوامل مشروحه در بندهای ۲۴ و ۲۵ یعنی تأثیر عرض جغرافیایی و حالت دریایی یا صحرایی، به انضمام تأثیر بارندگی و حصارهای کوهستانی را می‌توان به خوبی در مورد چند شهر نمونه مطالعه نمود.

شکل ۴۷ منحنی‌های سالیانه‌ی درجه حرارت متوسط چند شهر آسیایی را در زیر نشان می‌دهد:

شکل ۴۷- منحنی تغییرات درجات حرارت سالیانه در چند شهر نمونه از قطب تا استوا



| | | |
|---------------------------|---------------|--|
| ۱- جاکارتا | استوایی | ۶° عرض، بحری |
| ۲- ورخویانسک ^۱ | مجاور قطبی | ۶۸° عرض، بری شدید، تنگنای دره |
| ۳- دهلی | مجاور استوایی | ۲۹° عرض، بری ولی باران‌های تابستانی، حصار کوهستانی هیمالیا در شمال |
| ۴- ریکجاویک ^۲ | مجاور قطبی | ۶۳° عرض، بحری |
| ۵- مود ^۳ | نزدیک قطبی | ۷۴° عرض، بحری منجمد |

به طوری که در شکل دیده می‌شود:

۱- جاکارتا، چون محاط در دریای استوایی است، سراسر سال درجه‌ی حرارت تقریباً ثابت و گرم دارد. در این منطقه چون خورشید دوبار در سال به وسط‌السماء می‌رسد و طول روزها ثابت است، دو ماکزیمم درجه حرارت (در اعتدال‌های ربیعی و خریفی) و دو مینیموم نزدیک به یکدیگر داریم (حداکثر اختلاف درجه حرارت ۳° است).

۲- ورخویانسک، نقطه مقابل جاکارتا است که در قلب صحاری سبیری، دور از اقیانوس و محروم از بادهای بری و بحری واقع شده است. درجه حرارت سالیانه‌ی آن از ۵۰°- تا ۱۸°+، (جمعاً ۶۸°) نوسان می‌کند. در آنجا، حداقل ۷۰°- مشاهده می‌شود و به این دلیل ورخویانسک را قطب سرمای دنیا نامیده‌اند.

۳- دهلی، در داخل قاره‌ی هندوستان در منطقه‌ی مجاور استوایی، در پناه رشته جبال بزرگ هیمالیا و در وزش بادهای و ریزش باران‌های موسمی قرار دارد. به واسطه‌ی عرض جغرافیایی کم و محفوظ بودن از بادهای سرد قطبی، درجه حرارت زمستان از ۱۴° پایین‌تر نمی‌رود. در اوایل بهار به ۳۵° می‌رسد. ولی با باران‌های تابستانی سیل آسا و طولانی که از ارتفاعات جو می‌ریزد و جذب حرارت می‌کند، درجه حرارت هوا تنزل و تعدیل پیدا می‌نماید. در تابستان هوا دم‌دار ولی خنک می‌شود. پاییز، با قطع شدن باران‌های موسمی و خشک شدن هوا، مجدداً به ۱۴° برمی‌گردد.

۴- ریکجاویک، به لحاظ دوری از استوا هم عرض ورخویانسک است ولی کنار اقیانوس زیر نواحی قطبی است. زمستان آن از درجه یخبندان سردتر نمی‌شود و تابستان نیز از ۱۱° گرم‌تر نمی‌شود.

۱. Verkhöiansk

۲. Rejkjavik

۳. Maud

۵- مود، شهری که یک هیأت اکتشافات علمی آن را مطالعه کرده است، از نواحی قطبی مستور از یخ و برف دارای زمستان‌های سراسر شب و تابستان‌های سراسر آفتاب است. حرارت آفتاب تابستان صرف ذوب یخ می‌گردد و درجه حرارت متوسط در صفر درجه متوقف می‌ماند. در زمستان طولانی که از بالا حرارتی نمی‌رسد و تشعشع سطح یخ نسبتاً شدید است، معذک مقدار حرارت در اثر جریان‌های آب گرم دریای جنوب، به زیر یخ‌ها می‌رسد و مانع برودت بیش از 33° - می‌گردد. ضخامت یخ‌های قطبی از ۲ تا ۳ متر است و ظرفیت هدایت حرارتی (یا ظرفیت پذیرش حرارتی) یخ نیز نسبتاً خوب است. به طوری که نواحی قاره‌ی قطب شمال^۱ با وجود عرض جغرافیایی زیاد قابل تحمل‌تر از نواحی شمال سبیریه- که کم عرض‌تر است- می‌باشد. استثنائاً در بعضی سال‌ها حرارت قاره قطبی شمال به 50° - می‌رسد.

قاره‌ی قطبی جنوب^۲ که فلات بسیار مرتفع وسیعی، دارای کوه‌های تا ۷ کیلومتر ارتفاع و وسعت ۷ برابر گروئنلند و مستور از چند صد متر برف و یخ است دارای بادهای سرد بسیار شدید بوده، درجه حرارت هیچ‌گاه به صفر نمی‌رسد و تا 60° - تنزل می‌نماید.

به‌طور کلی حداقل درجه حرارت مشاهده شده در دنیا، 69° - در ورخویانسک بوده است و حداکثر گرما 54° + در دث والی^۳ که در منطقه گودالی در کالیفرنیا واقع است.

۲۶- ایزوترم‌های جهان‌نما

انعکاس کلی مطالب فوق به‌خوبی روی نقشه‌های جهان‌نما که در شکل‌های ۴۸ تا ۵۰ ارایه شده است نمایان می‌باشد.

شکل ۴۸- نقشه‌ی ایزوترم‌های متوسط زمستان (ماه ژانویه)، از هان^۴

شکل ۴۹- نقشه‌ی ایزوترم‌های متوسط تابستانی (ماه ژوئیه)، از هان

شکل ۵۰- منحنی‌های نوسان سالیانه، مابین متوسط حداقل و حداکثر

در این نقشه‌ها اعوجاج منحنی‌های ایزوترم از انتقال از قاره‌ها به اقیانوس‌ها کاملاً به چشم می‌خورد.

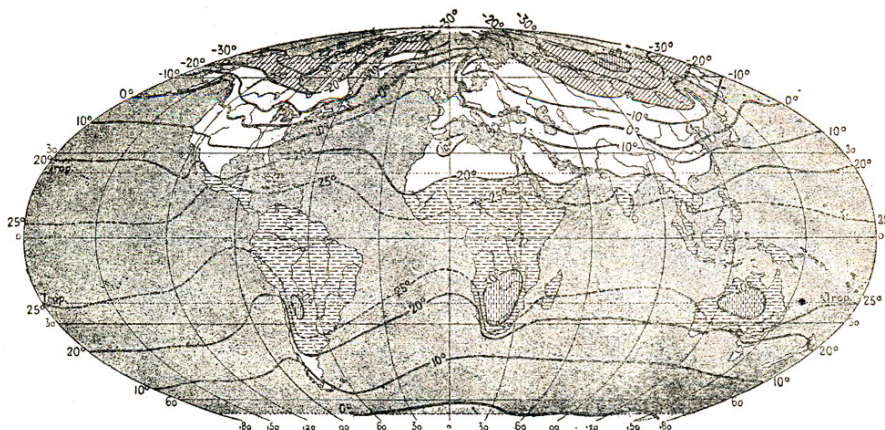
۱. Arctic

۲. Antartide

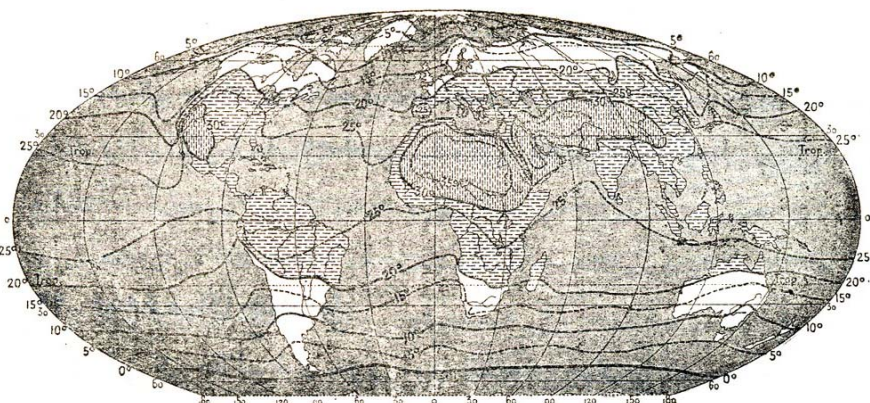
۳. Deathe Valley

۴. Hann

شکل ۴۸- ایزوترم‌های زمستانی متوسط

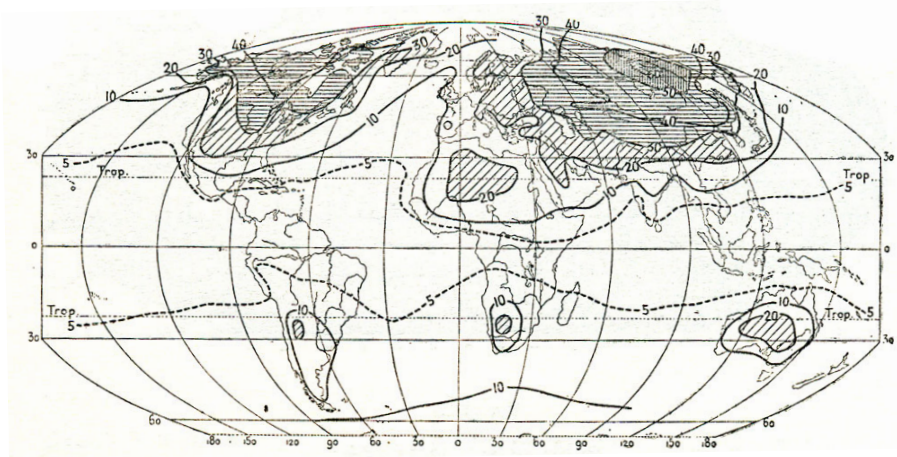


شکل ۴۹- ایزوترم‌های تابستانی متوسط



نکته‌ای که گفتیم نوسان سالیانه‌ی درجه حرارت در مناطق استوایی و اقیانوس‌ها ضعیف بوده و بالعکس در مناطق قطبی و داخل خشکی‌های وسیع زیاد است، در شکل ۵۰ به خوبی دیده می‌شود. اعتدال هوای اروپای غربی نیز مشهود است. ایزوترم‌ها به طور کلی در اقیانوس‌ها منظم و تقریباً منطبق با مدارها است ولی در ورود به خشکی‌ها منحرف می‌شوند و حداکثر شدت خود را به صورت منحنی‌های مینیمم و ماکزیمم بسته نشان می‌دهند.

شکل ۵۰- نوسان‌های سالانه‌ی درجه حرارت، مابین حداقل و حداکثرهای متوسط



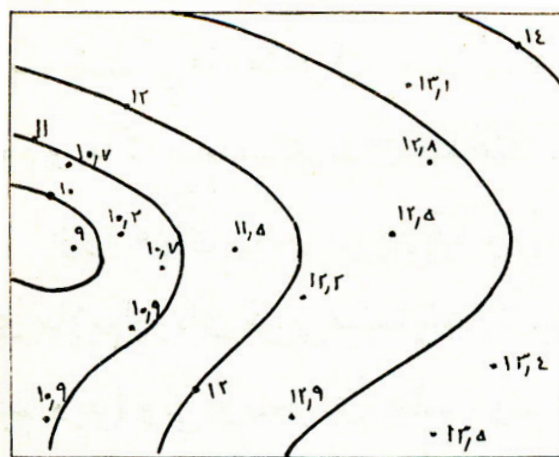
ایزوترم‌های زمستانی در اقیانوس اطلس به طرف شمال رانده شده‌اند و حکایت از سرمای ملایم اروپای غربی می‌نمایند (تأثیر جریان دریایی گلف استریم که در فصل چهارم خواهیم دید)، ولی در صحرای عظیم روسیه و سبیری به طرف جنوب افتاده، دلالت بر سرمای شدید آن نواحی می‌نماید. سواحل غربی آمریکا نیز به طور محسوس تحت تأثیر هوای معتدل و جریان‌های گرم اقیانوس کبیر می‌باشد ولی با مختصر نفوذ به داخل خشکی، ایزوترم‌ها سرازیر می‌شوند و به همان نحو تا سواحل شرقی - خصوصاً در آمریکای شمالی - ادامه یافته تأثیر بادهای سرد خشکی را روشن می‌سازند.

ایزوترم‌های تابستانی در نیم کره‌ی جنوبی روی هم رفته منظم و تقریباً موازی مدارها سیر می‌نمایند. آمریکای شمالی و اروپا و سبیریه تقریباً با اقیانوس اطلس که در اثر جریان گلف استریم گرم شده است، مدرجه هستند، ولی اقیانوس کبیر اختلاف درجه حرارت زیاد با خشکی‌ها ظاهر می‌سازد. گرم‌ترین نواحی، در وسط پهنای سرتاسری خشکی استوایی دیده می‌شود که شامل صحرای آفریقا و عربستان و ایران و چین می‌گردد. در آمریکای شمالی و آمریکای جنوبی که عرض خشکی خیلی کمتر است، ماکزیمم درجه حرارت نیز پایین تر است.

تبصره - وقتی از ایزوترم‌های یک منطقه یا قاره‌ها صحبت می‌شود اولاً منظور متوسط ماهیانه - یا روزانه و سالانه بر حسب تعریف و تصریحی که شده باشد - برای تمام محل یا نواحی مختلف آن منطقه می‌باشد، و ثانیاً درجات حرارت تحویل شده

به تراز دریا است، نه درجات حرارت واقعی که تابع پستی و بلندی زمین بوده باعث اغتشاش منحنی‌ها می‌شود. تحویل تراز دریا ممکن است به طوری که در بند ۱۳ گفتیم، برطبق فرمول آدیاباتیک خشک به عمل آید یا آنچه بیشتر معمول است در هر محل برحسب تغییرات واقعی مشهود درجه حرارت برحسب ارتفاع، مثلاً در پاریس برای هر ۱۰۰ متر صعود، درجه حرارت متوسط سالیانه $0/56^{\circ}$ تنزل می‌نماید (متوسط زمستانی $0/50^{\circ}$ و متوسط تابستانی $0/62^{\circ}$).

شکل ۵۱- طرز ترسیم ایزوترم‌های یک ناحیه



شکل ۵۱ قاعده‌ی ترسیم ایزوترم‌ها را نشان می‌دهد. کافی است در روی خطوط فاصل مابین ایستگاه‌ها، نقاطی را که درجه حرارت آنها به رقم درشت در می‌آید، به دست آورده منحنی‌های هم درجه یا همگرما را رسم نمایید.

۲۷- درجه حرارت تهران و بعضی از شهرهای ایران

در ایران نوسان سالیانه‌ی درجه حرارت، در نواحی ساحلی و کم ارتفاع شمال و جنوب، روی هم رفته متوسط است (۲۳ تا 25°). در نواحی خشک کنار کویر مثل یزد و کاشان و در تهران و دامنه‌های کوهستانی نسبتاً زیاد است (37° تا 40°).

البته در ایران علاوه بر عرض جغرافیایی و دوری و نزدیکی به دریا و حصارهای کوهستانی، موضوع ارتفاع نیز عامل مهمی می‌باشد (ارقام فوق، ارقام محسوس محلی است و تحویل تراز دریا نشده است) ضمناً چون امتداد عمومی سلسله جبال البرز،

شرقی - غربی است و بادهای از مغرب می‌وزد، با وجود دوری از دریا به مقدار کافی باد و تا حدودی رطوبت به فلات ایران می‌رسد.

جدول ۷- درجات حرارت زمستانی و تابستانی بعضی از شهرهای ایران

| معدل سالیانه | تابستان (ژوئیه) | | | | | زمستان (ژانویه) | | | | | اسم شهر | شماره |
|--------------|-----------------|--------|-------|--------|-----------------|-----------------|--------|-------|--------|-----------------|------------|-------|
| | مطلق | | معدل | | معدل شبانه روزی | مطلق | | معدل | | معدل شبانه روزی | | |
| | حداقل | حداکثر | حداقل | حداکثر | | حداقل | حداکثر | حداقل | حداکثر | | | |
| ۱۱/۱ | ۹/۲ | ۳۸/۲ | ۱۴/۸ | ۳۱/۸ | ۲۳/۳ | -۲۳ | ۱۵ | -۶/۲ | ۴ | -۱/۱ | زنجان | ۱ |
| ۱۱/۲ | ۷/۹ | ۳۷/۷ | ۱۴/۷ | ۳۱/۹ | ۲۳/۳ | -۱۵/۲ | ۱۴/۲ | -۵/۲ | ۳/۶ | -۰/۸ | همدان | ۲ |
| ۱۱/۶ | ۸ | ۳۹ | ۱۴/۱ | ۳۳ | ۲۳/۶ | -۱۲ | ۱۶ | -۶/۸ | ۴/۸ | -۰/۴ | شهرکرد | ۳ |
| ۱۲/۵ | ۷ | ۳۸ | ۱۶/۷ | ۳۱/۶ | ۲۴/۱ | -۱۵/۲ | ۱۵/۵ | -۴/۶ | ۳/۷ | -۰/۹ | تبریز | ۴ |
| ۱۳/۸ | ۱۱ | ۴۳/۴ | ۱۸ | ۳۳/۷ | ۲۵/۸ | -۱۵/۵ | ۱۹/۸ | -۳/۶ | ۷/۵ | ۱/۹ | مشهد | ۵ |
| ۱۴/۳ | ۹/۳ | ۴۲ | ۱۵/۹ | ۳۷/۵ | ۲۶/۷ | -۶ | ۱۹ | -۳/۶ | ۷/۷ | ۲ | کرمانشاه | ۶ |
| ۱۵/۵ | ۱۳ | ۴۱/۵ | ۱۹/۵ | ۳۶/۵ | ۲۷/۳ | -۸/۹ | ۹/۶ | -۲/۶ | ۱۱ | ۳/۷ | اصفهان | ۷ |
| ۱۵/۹ | ۹ | ۴۰/۲ | ۱۸/۴ | ۳۵/۵ | ۲۶/۹ | -۱۰ | ۲۰/۶ | -۱/۳ | ۱۱/۱ | ۴/۹ | کرمان | ۸ |
| ۱۶/۳ | ۱۴/۷ | ۴۲/۵ | ۲۱/۹ | ۳۵/۸ | ۲۹ | -۱۰/۳ | ۱۸/۴ | -۱/۳ | ۸/۵ | ۳/۶ | تهران | ۹ |
| ۱۶/۴ | ۱۵/۳ | ۳۳/۲ | ۲۰/۵ | ۲۹/۱ | ۲۵ | -۱/۱ | ۲۳ | ۴/۵ | ۱۱/- | ۷/۸ | بندر انزلی | ۱۰ |
| ۱۶/۶ | ۱۲/۵ | ۴۳ | ۱۹/۴ | ۳۶/۲ | ۲۸ | -۷ | ۱۹/۲ | -۱ | ۱۱/۵ | ۵/۲ | بیرجند | ۱۱ |
| ۱۶/۶ | ۱۷/۸ | ۳۴/۴ | ۲۱/۴ | ۲۹ | ۲۵/۲ | -۱/۱ | ۱۸/۶ | ۴/۴ | ۱۱/۷ | ۸ | بابلسر | ۱۲ |
| ۱۷ | ۱۶/۴ | ۴۱ | ۱۹/۷ | ۳۶/۶ | ۲۸/۱ | -۵ | ۱۸/۵ | ۰/۱ | ۱۱/۷ | ۵/۹ | شیراز | ۱۳ |
| ۱۹/۳ | ۱۸/۲ | ۴۵ | ۲۴/۷ | ۲۹/۹ | ۳۱/۹ | -۷/۲ | ۲۴/۶ | ۰/۳ | ۱۳/۲ | ۶/۸ | یزد | ۱۴ |
| ۲۳/۵ | ۲۳ | ۴۶ | ۲۷ | ۳۹ | ۳۳/۱ | ۳ | ۲۵ | ۹/۶ | ۱۸/۳ | ۱۴ | بندربوشهر | ۱۵ |
| ۲۴/۲ | ۲۲ | ۵۰ | ۲۸ | ۴۴/۱ | ۳۶ | -۱ | ۲۶/۸ | ۷/۳ | ۱۸/۳ | ۱۲/۵ | آبادان | ۱۶ |
| ۲۶/۴ | ۲۸/۷ | ۴۳ | ۳۱/۱ | ۳۸/۵ | ۳۴ | ۷/۷ | ۲۹/۶ | ۱۴/۳ | ۲۳/۳ | ۱۸/۹ | بندرعباس | ۱۷ |

جدول شماره ۷ درجات حرارت زمستانی و تابستانی بعضی از شهرهای عمده یا شهرهایی از ایران را که دارای وضع خاص هستند، نشان می‌دهد. این جدول با معدل گیری از آمار مندرج در چهار جلد سالنامه‌های اداره‌ی کل هواشناسی، مربوط به سال‌های ۳۵-۱۳۳۴ تا ۳۸-۱۳۳۷ تنظیم شده است. ولی حداکثر و حداقل‌های مطلق، عبارت از ارقام حداکثر و حداقل‌های ثبت شده در آن چهار سال است. ضمناً درجه حرارت‌ها، ارقام واقعی محلی می‌باشند نه تحویل شده به تراز دریا.

بنا به فرمول و رویه‌ی اتخاذی اداره‌ی کل هواشناسی، در ایستگاه‌های هواسنجی:
درجه حرارت حداکثر روزانه، درجه حرارتی است که در ساعت ۱۸/۵ (ساعت ۱۵
به وقت گرینویچ) برداشت می‌شود،

درجه حرارت حداقل روزانه، درجه حرارتی است که در ساعت ۶/۵ (ساعت ۳ به
وقت گرینویچ) برداشت می‌شود،

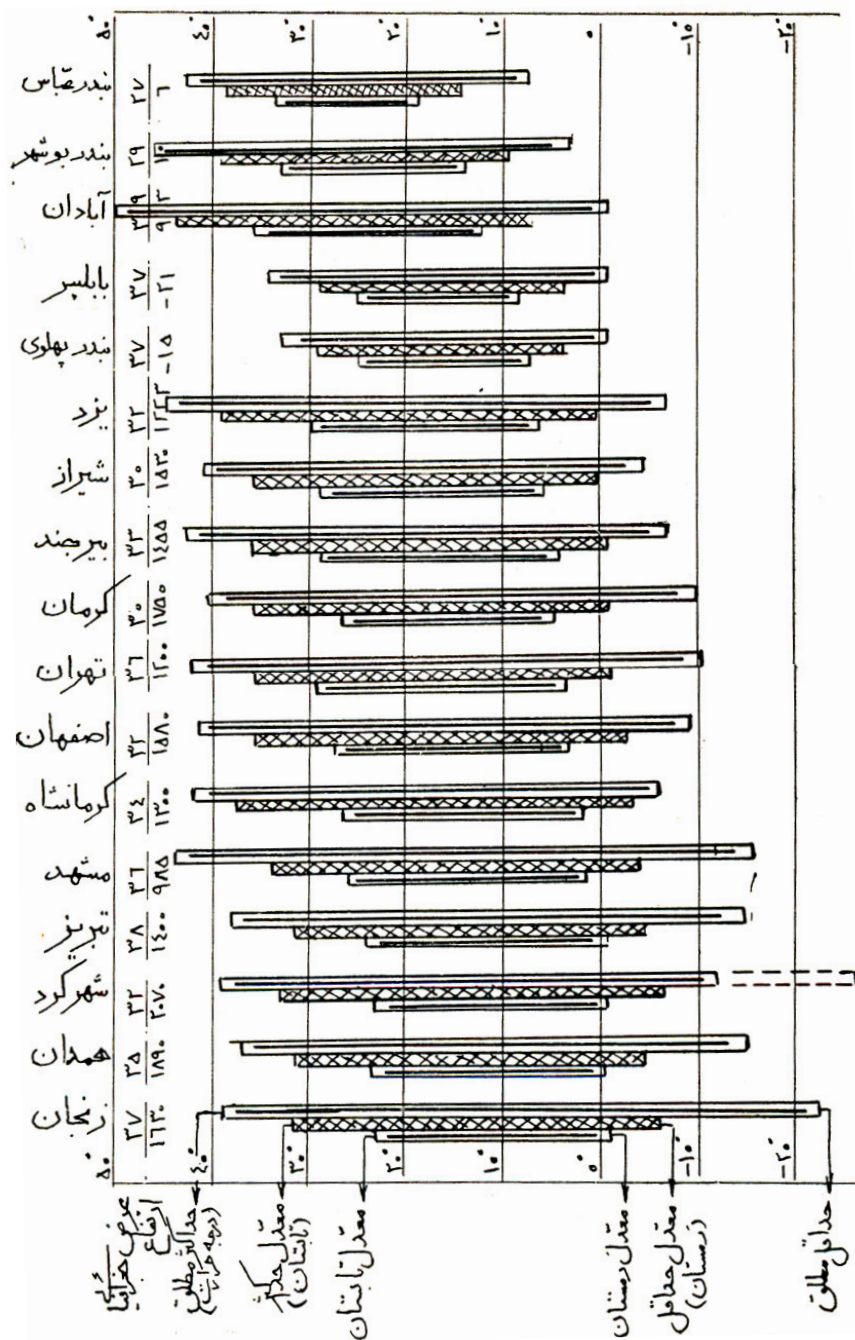
درجه حرارت معدل روزانه، متوسط درجات حداکثر و حداقل فوق است.
البته بعد از معدل‌های روزانه، یک معدل ماهیانه گرفته شده و در سالنامه‌ها وارد
شده است و ما معدل چهار سال آن ماه را (ژانویه برای زمستان و ژوئیه برای تابستان)،
حساب کرده در جدول آورده‌ایم.

برای آنکه ارقام و اطلاعات جدول گویاتر و در نظر مجسم‌تر شود، آنها را به
صورت ترسیمی در شکل ۵۲، و به همان ترتیب درجات حرارت زمستانی صعودی،
نمایش داده‌ایم.

در این شکل، اختلاف آشکار مابین آب و هوای برّی شهرهایی مانند یزد، تهران،
زنجان، اصفهان و مشهد، با آب و هوای بحری شهرهای کنار دریا مانند بندر پهلوی
(بندر انزلی) و بندرعباس به خوبی محسوس است. در اولی‌ها، تفاوت مابین معدل
زمستان و تابستان در اطراف 24° است، در صورتی که برای دومی‌ها حدود 18° و
حتی 15° برای بندرعباس است. تفاوت مابین حداکثرهای سرما و گرمای معدل نیز،
در اولی‌ها همه جا 38° در دومی‌ها 24° است.

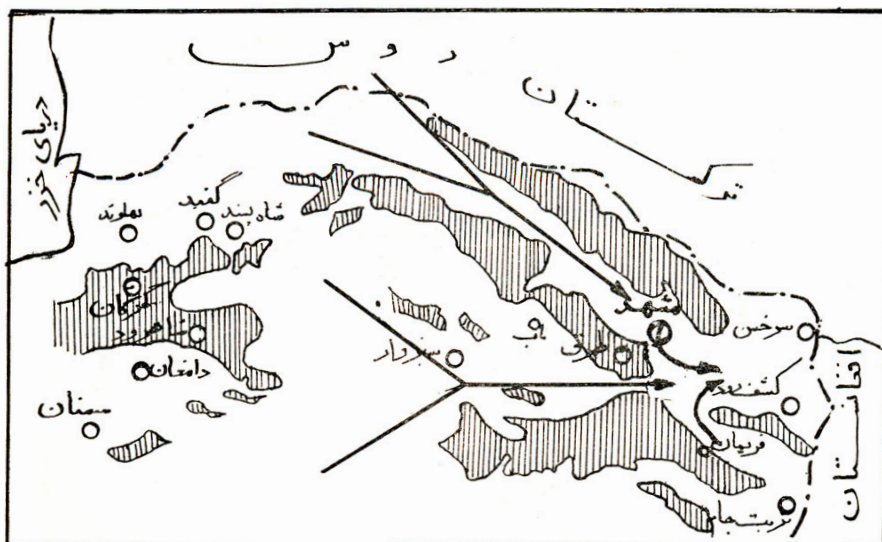
آبادان چون هنوز کنار دریا نیست و به علاوه در مغرب خلیج و بنابراین در مسیر
بادهای خشکی است، زمستان‌های سردتر از بندر بوشهر و بندرعباس دارد و تابستان‌های
گرم‌تر. تأثیر مشترک ارتفاع و عرض جغرافیایی نیز روی خنکی هوا به خوبی دیده
می‌شود. شهرهای مرتفع‌تر و با عرض جغرافیایی کمتر، درجات حرارت متوسط
زمستان و تابستان کمتری دارند و ارتفاع، جبران کمی عرض جغرافیایی را می‌نماید.
مثلاً سه شهر زنجان و همدان و شهرکرد که به ترتیب دارای ارتفاعات بیشتر نسبت به
یکدیگر هستند، چون عرض‌هایشان به ترتیب کمتر می‌شود به لحاظ درجه حرارت
تقریباً معادل در آمده‌اند. همچنین اصفهان و کرمان با وجود ارتفاع بیشتر از تبریز و
تهران چون جنوبی‌ترند شهرهای گرم‌تری هستند. شهر یزد اگر از این جهت وضع
استثنایی داشته، بیش از اقتضای عرض و ارتفاع گرم می‌باشد، علتش مجاورت با
کویر مرکزی است.

شکل ۵۲- نمودار درجات حرارت بعضی از شهرهای ایران (معدل های فصلی و شبانه‌روزی و حداکثرها و حداقل‌ها)



حداکثرهای مطلق که در اینجا نشان داده شده است، اهمیت حداکثرهای معدل را ندارد. مثلاً شهرکرد و کرمانشاه در سال ۱۳۳۵ حداکثر شدت سرما را پیدا کردند (۲۰/۳- برای کرمانشاه و ۲۷/۵- برای شهرکرد) در صورتی که سالهای دیگر همیشه خیلی کمتر از این مقادیر استثنایی و تقریباً ثابت بوده است (۶- برای کرمانشاه و ۱۲- برای شهرکرد) و ما مقادیر اخیر را که طبیعی تر و متناسب تر با درجه حرارت‌های معدل و حداقل‌های معدل بوده است، در جدول و در ترسیمه برده و مبنا قرار داده‌ایم.

شکل ۵۳- موقعیت خاص مشهد به لحاظ معبر بادهای غربی
(مناطق سایه خورده، ارتفاعات بیش از ۱۷۰۰ متر است)



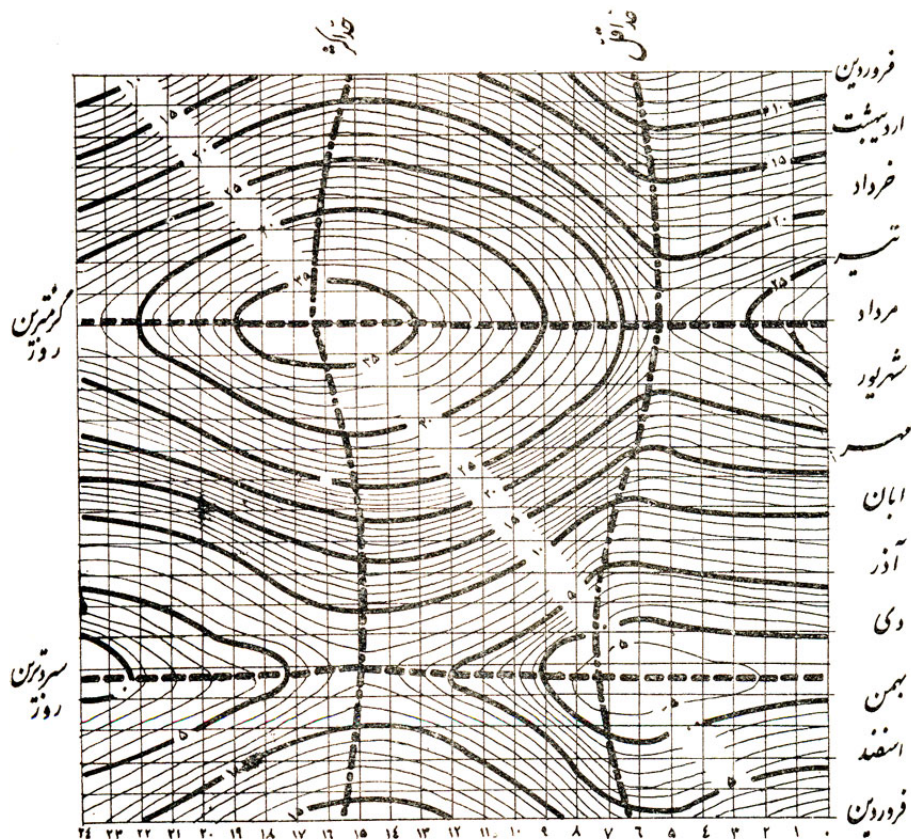
شهر مشهد بزرگ‌ترین نوسان درجه حرارت را نشان می‌دهد. در نزد ساکنین و مسافرن آنجا نیز معروف است که به هوای مشهد نباید اعتماد کرد و چه بسا در یک روز لازم شود لباس زمستانی را با لباس تابستانی تعویض نمایند. علت این کیفیت به احتمال قوی وضع برجستگی‌های کوهستانی (یا توپوگرافی) اطراف مشهد است. به طوری که در شکل ۵۳ دیده می‌شود برای بادهایی که به ناحیه‌ی مشهد می‌وزند، دو معبر وجود دارد: یکی دروازه‌ی غربی یا دره‌ی غربی که رو به کویر باز می‌شود و دیگر دره یا معبر شمال غربی- جنوب شرقی که مشرف به ترکستان روس و بحر خزر است. به این ترتیب با مختصر انحراف و تغییری که در جهت وزش باد پدیدار شود- و این قضیه را در فصل آینده خواهیم دید که عادی است و عامل اصلی سرما و گرما

می‌باشد- یک مرتبه از گرمی و خشکی کویر به خنکی و رطوبت دریای مازندران و بادهای شمال می‌افتد. بادهای مجبورند خود را در یکی از این دو دره یا تنگه بیندازند.

دفتر فنی اداره‌ی کل هواشناسی برای تهران و آبادان، اقدام به ترسیم آباک‌های معرف درجات حرارت ساعات مختلف روز برای تمام ایام سال نموده، اسم آن را دمانما گزارده است. دمانمای تهران که در شکل ۵۴ آورده شده است، نتیجه‌ی اندازه‌گیری‌های مداوم ساعت به ساعت سه ساله‌ی فرودگاه مهرآباد و همچنین مشاهدات ۱۵ ساله‌ی درجه حداقل و حداکثر گرما در همان محل است. به طوری که در سالنامه اشاره شده است، درجات حرارتی که روی این ترسیمه خوانده می‌شود بنا به آزمایش‌های مکرر با اختلاف 1° و منتهی $1/5^{\circ}$ تقریب با مقادیر واقعی تطبیق می‌کند.

شکل ۵۴- دمانمای تهران

(نقل از سالنامه‌ی اداره‌ی کل هواشناسی- شهریور ۱۳۳۹)



۲۴۸ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی

به طوری که روی ترسیمه دیده می‌شود، گرم‌ترین ماه تهران مرداد و سردترین آن بهمن ماه است. ساعات حداقل و حداکثر درجه حرارت نیز در تابستان $۵\frac{۲}{۶}$ و $۱۶\frac{۲}{۶}$ است و در زمستان $۷\frac{۲}{۶}$ و ۱۵ می‌باشد.

فصل چهارم

بادها

۲۸- اهمیت و آثار باد

باد تموج هوا و جابه‌جا شدن توده‌های عظیم آن از ناحیه‌ای به ناحیه‌ی دیگر، در جهات مختلف شمال تا شرق و افقی تا قائم می‌باشد.

به طوری که در فصل گذشته دیدیم باد وسیله‌ی مؤثر مهم انتقال حرارت‌های اضافی از مناطق جغرافیایی با عرض کم به مناطق با عرض زیاد است و وسیله‌ی تعدیل و تبدیل درجات حرارت می‌باشد. در فصل آینده نقش آن را در تکوین ابر و تعدیل رطوبت خواهیم دید.

با آنکه علت اولیه‌ی گرمای تابستان و سرمای زمستان و اختلاف درجه حرارت روز و شب گردش زمین به دور خورشید و به دور خود، یعنی اقتضای فصول سال و ساعات شبانه‌روز است، مع‌ذک این‌که می‌بینیم در چله‌ی زمستان برخلاف انتظار چندروزی هوا معتدل و نسبتاً گرم می‌شود یا در بحبوحه‌ی تابستان روزهای خنک و راحتی بلافاصله بعد از گرمای سوزان خفکان آور می‌رسد، و اصولاً سرما و گرمای هوا تبعیت ثابت و منظمی از حساب ایام و وضع آفتاب نمی‌نماید، تمام این احوال مدیون بادهای عمومی و انتقال حرارت یا برودت- و رطوبت یا خشکی- از مناطق دیگر به محل ما است، اعم از آنکه باد تند مداوم یا نسیم نامحسوس ملایم باشد.

ما برای آنکه نسیم دستی خنک و باد مصنوعی ایجاد نماییم از صفحه‌ها یا پره‌هایی استفاده کرده ذرات لطیف هوا را به جلو می‌رانیم، یا آن را در ظرف با

حجم محدود تحت فشار قرار داده راه فرار و جهشی برایش باز می‌کنیم: بادبزن‌های دستی، بادبزن‌ها و باد رسان‌های موتوری دوار و بالاخره مخازن هوای متراکم. اما در طبیعت جا به جا شدن و وزش هوا در اثر گرم و سرد شدن و اختلاف درجه حرارت، مابین دو ستون یا دو توده‌ی ممتد هوا صورت می‌گیرد و با وجود اختلاف فشارهای ضعیف، منجر به بادهای عظیم تا مسافت صدها و گاهی هزاران کیلومتر می‌گردد به طوری که سرعت حرکت ممکن است به 30m/s یعنی 100km/h و بیش از آن برسد.

در مرحله‌ی نهایی و به طور کلی، وزش باد یعنی حرکت ذرات هوا، مانند هر حرکتی مدیون اثر نیروهای وارده از خارج است و در مورد سیال‌ها مدیون وجود اختلاف فشار مابین نواحی مختلف سیال. از قرن نوزدهم به بعد بود که با توجه به این مسأله تعیین فشار هوا در ایستگاه‌های مختلف و ترسیم خطوط ایزوبار برای یک کشور یا یک قاره متداول شده است.

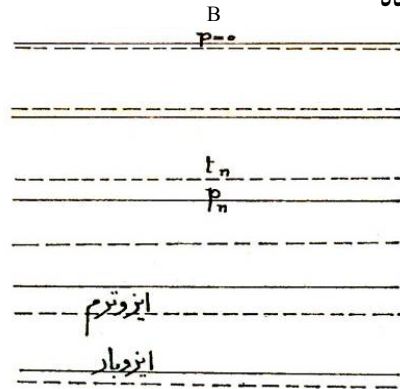
۲۹- چگونگی پیدایش (یا تکوین) باد

اگر تمام مناطق زمین و در هر منطقه، هر طبقه از جو یکنواخت و به درجه حرارت یکسان می‌بود و مکش و رانشی نیز از بالا یا از نواحی مجاور پیش نمی‌آمد، هیچ‌گونه حرکتی در توده‌های هوا رخ نمی‌داد؛ اما همین که ناحیه‌ای - به دلیل تشعشع خورشید یا اختلاف جنس و وضع زمین - هوای روی خود را گرم‌تر از نواحی مجاور نماید، فوراً حرکات قائم و افقی در قشرهای هوا پدیدار می‌شود.

دو ناحیه‌ی مجاور از زمین با جو مربوطه را که به وسیله‌ی خط سرحدی ماربر نقطه‌ای مانند A از هم مشخص شده‌اند، در نظر می‌گیریم. اگر این دو ناحیه در شرایط هموار مشابه قرار داشته باشند، سطوح ایزوترم و ایزوبار در هر دو طرف، افقی و موازی و یک سره است: حالت ابتدایی شکل ۵۵.

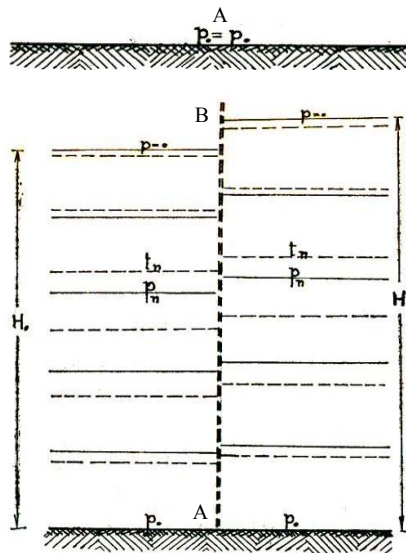
حال چنانچه به دلیلی ناحیه‌ی راست خط مرزی A گرم‌تر از ناحیه‌ی چپ شده هوای مافوق خود را گرم‌تر از آن طرف نماید، چون فشار ثابت است و حجم آزاد می‌باشد، یک انبساط حجم حاصل خواهد شد.

شکل ۵۵



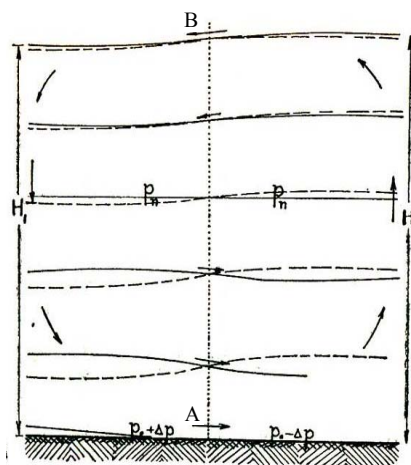
حالت ابتدایی

زمین و جو همه جا یکنواخت و یکسان است. ایزوترم‌ها و ایزوبارها سطوح افقی و موازی هستند. هوا راکد است. (خطوط یکسره، ایزوبارها را نشان می‌دهد و خطوط مقطع ایزوترم‌ها را).



مرحله ۱

هوای گرم ناحیه‌ی راست تا ارتفاع H' بالا آمده است. جدار حایل وسط، مانع ارتباط و انتقال هوا از دو طرف فرض می‌شود، ایزوبارهای طرف راست رفته رفته صعود کرده‌اند ولی فشار در سطح زمین چون وزن ستون هوا تغییر نکرده همان p_s است.



مرحله ۲

هوا در بالای جو از راست به چپ لبریز می‌شود و رو به هم سطحی می‌رود. در بالا جریان از راست به چپ و بنابراین اضافه فشاری وجود دارد. به عکس در پایین در طرف راست چون از ارتفاع و از وزن ستون هوای مافوق کاسته شده، کسر فشاری به وجود آمده است. در فاصله‌ی زمین تا بالای جو در یک سطح خنثی (p_n) ، فشار دو طرف مساوی و ایزوبارهای پایین‌تر از p_n به طرف راست سرازیر شده‌اند و ایزوبارهای بالاتر به طرف چپ.

برای سهولت درک مطلب ابتدا فرض می‌کنیم یک جدار حایل قائم مانند AB دو منطقه را از یکدیگر جدا نماید؛ در این صورت در اثر پیدایش اختلاف درجه حرارت و افزایش حجم هوا در طرف راست، یک اختلاف سطح مابین جو دو طرف جدار در بالا ظاهر خواهد شد. ایزوبارهای سمت راست نسبت به ایزوبارهای طرف دیگر شکستگی و اختلاف ارتفاع تدریجی پیدا می‌کنند. در سطح پایین در هر دو طرف فشار، به مقدار قبلی خود مثلاً $p_0 = 1000^{mb}$ است و اگر منفذی وجود داشته باشد حرکت و انتقال هوا از یک سمت به طرف دیگر صورت نخواهد گرفت. اما همین که جدار حایل را بردارند یا منافذی در سراسر آن باز کنند، ستون هوای ناحیه‌ی راست در بالا به طرف چپ لبریز می‌شود و طرفین هم سطح می‌گردند؛ در این صورت ستون هوا در طرف راست چون هم ارتفاع ولی گرم‌تر از ستون هوای طرف چپ است، سبک‌تر می‌شود. بنابراین فشار مجاور زمین در ناحیه‌ی راست کمتر از ناحیه‌ی چپ خواهد بود و یک کسر فشاری^۱ به اندازه $2\Delta p$ ایجاد می‌گردد: مرحله ۲ شکل ۵۵.

تا زمانی که اختلاف حرارت به همین وضع دوام یابد، کسر فشار $2\Delta p$ در پایین ستون و اضافه فشار بالای جو برقرار مانده یک جریان دایمی هوا، از چپ به راست در پایین و از راست به چپ در بالا، خواهد وزید. البته این دو جریان افقی مخالف در فواصل کافی و مناسبی از خط سرحدی A به وسیله جریان‌های صعودی و نزولی بسته می‌شود و تعادل حاصل می‌گردد.

پس به طور خلاصه، اختلاف تشعشع یا انتقال حرارت از خورشید یا از زمین به هوا، سبب اختلاف درجه حرارت مابین هوای مناطق مختلف می‌گردد. اختلاف درجه حرارت و تغییر وزن مخصوص، اختلاف فشار ایجاد می‌کنند و اختلاف فشار سبب تحریک باد می‌شود.

پدیده‌های فوق چنانچه در وسعت محدودی از زمین و مابین مناطق مجاور نزدیک یا در توالی شب و روز رخ دهد، بادهای حاصله را بادهای محلی گویند و اگر به مقیاس قاره‌ها در نتیجه اختلاف‌های حرارتی مناطق جغرافیایی کره‌ی ارض باشد، آنها را بادهای عمومی گویند.

بادهای محلی

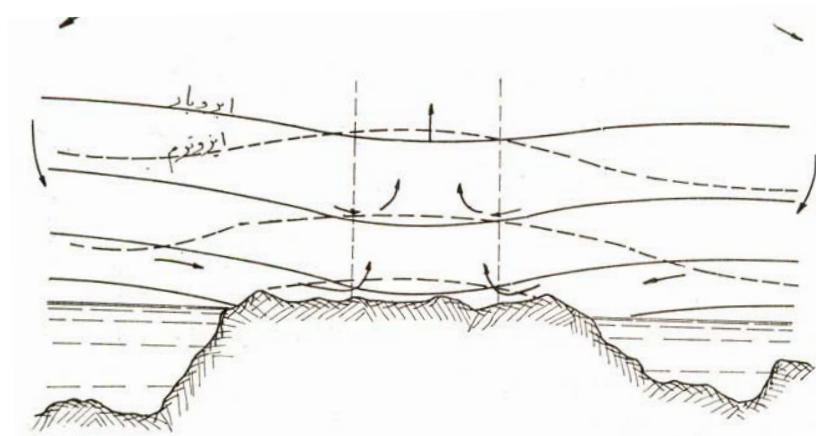
۳۰- بادهای ملایم یا نسیم

در فصل مشترک دریا و خشکی، یا دشت و کوهستان، بادهای ملایم محلی متناوب روزانه و شبانه ایجاد می‌شود که توجه آنها برحسب آنچه در فصل گذشته در زمینه تغییرات درجه حرارت گفته شد آسان است.

الف) نسیم‌های ساحلی

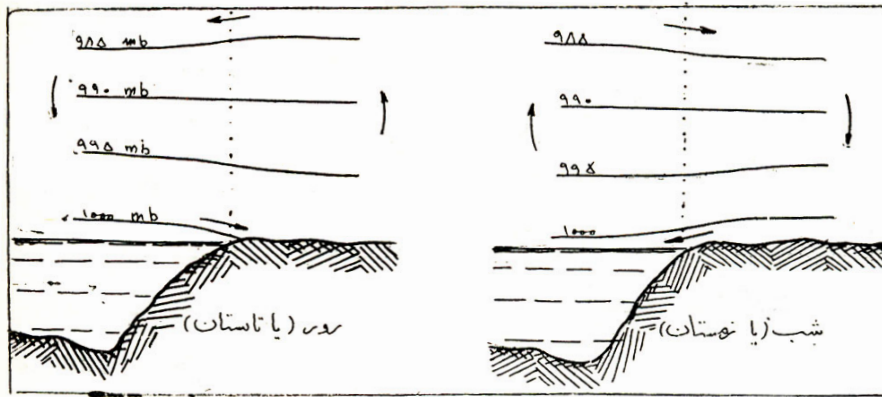
در موقع روز که هوای مجاور خشکی‌ها زودتر و بیشتر از هوای دریا داغ می‌شود، نسیم ساحلی، از دریا به طرف خشکی است و در شب که درجه حرارت هوای دریا تقریباً ثابت می‌ماند، جریان معکوس برقرار می‌شود.

شکل ۵۶- صعود ستون هوای گرم شده داخل جزیره و مکیده شدن و وزش نسیم ملایم دریا در سواحل



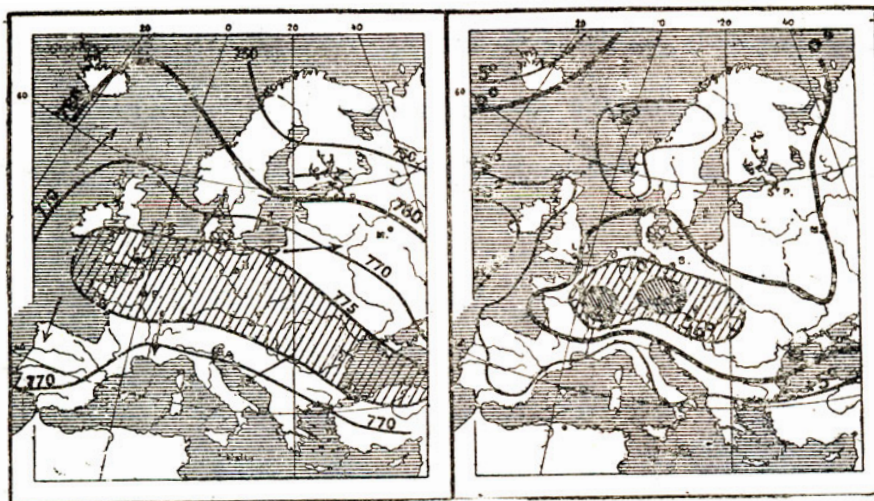
به طوری که در شکل ۵۶ دیده می‌شود تشعشع آفتاب روز سبب گرمی و سبکی هوای جزیره نسبت به دریای اطراف گردیده، ستون صعودکننده‌ای از هوای گرم در وسط خشکی ایجاد می‌گردد و جریان‌های باد خنک افقی، از سواحل دو طرف به طرف داخل کشیده می‌شود. برای جبران انتقال هوا، ناچار یک برگشت از بالا به پایین و مدار یا حلقه‌ای از باد در هر طرف برقرار گردیده است.

شکل ۵۷- تغییر جهت نسیم‌های ساحلی



استدلال فوق را وقتی به مقیاس وسیع‌تری در باره قاره‌ها به کار ببندیم به این نتیجه می‌رسیم که در فصل زمستان فشار هوای سرد قاره‌ها بالنسبه به هوای معتدل دریاها افزایش محسوس پیدا کرده مناطق ماکزیمم فشاری در آنجاها برقرار می‌گردد و بادهای سرد و خشکی به اطراف وزیدن می‌گیرد.

شکل ۵۸- نقشه‌ی هواشناسی از اروپا در ۱۷ دسامبر ۱۸۷۹
(Teisserenc de Bort)



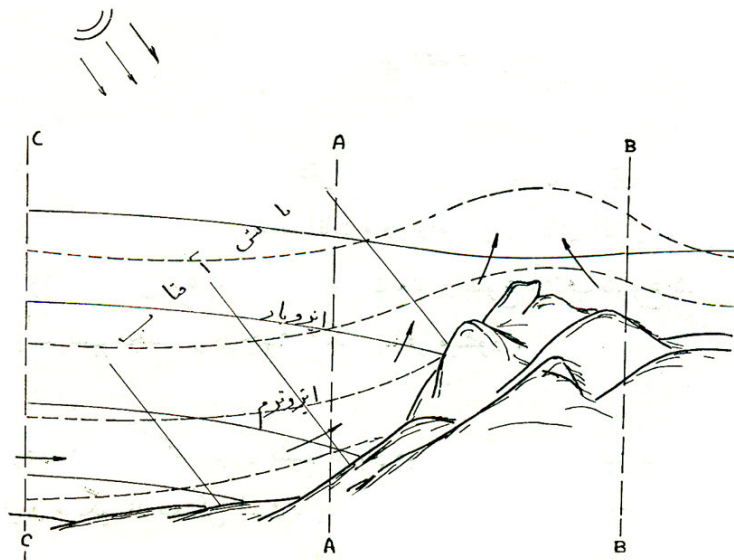
به طور نمونه شکل ۵۸ وضع فشارها و درجات حرارت- و ارتباط آن دو- را در قاره‌ی اروپا و دریاهای اطراف نشان می‌دهد. به طوری که دیده می‌شود در سردترین اراضی قاره (۲۰° تا -۱۰°) یک حوزه‌ی پرفشار (۷۷۵ میلی‌متر جیوه) ایجاد گردیده است و در آنجا که درجه حرارت بین ۵°+ و ۰° است فشار به حداقل (۷۵۰ میلی‌متر) رسیده است. از ناحیه‌ی پرفشار سرد، بادهایی به اطراف می‌وزد.

البته در تابستان تمایل در جهت عکس بوده، روی خشکی‌ها حلقه‌ی ایزوبارهای کم فشار بسته می‌شود و بادهای دریایی به جانب خشکی راه می‌افتند.

ب) نسیم دره‌ای

دامنه‌های کوهستانی به لحاظ دریافت اشعه‌ی آفتاب در واحد سطح تصویر شده افقی مانند نواحی جلگه‌ای هستند ولی به واسطه‌ی شیب داشتن و نزدیک بودن زاویه‌ی تابش خورشید به زاویه‌ی قائمه از یک طرف، و زیادتر بودن سطح تماس با هوا و اختلاف درجه حرارت فی‌مابین از طرف دیگر، بیش از جلگه‌ها هوای مجاور خود را گرم می‌کند: (شکل ۵۹).

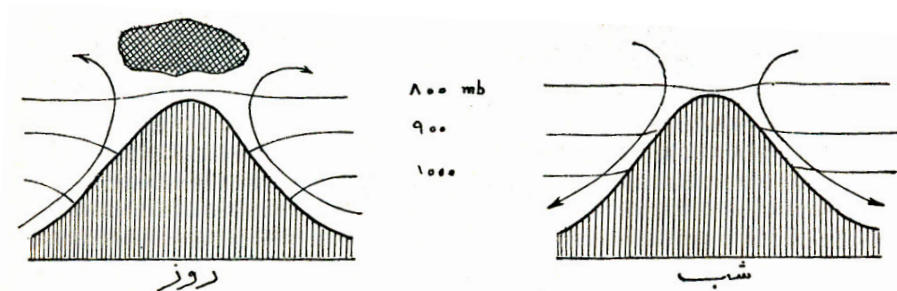
شکل ۵۹



سطح مورب و مضرس کوهستان که بیشتر مشرف و عمود بر اشعه‌ی آفتاب است، زودتر و زیادتر از جلگه داغ شده، هوای روی خود را گرم و متصاعد می‌نماید. بنابراین در دامنه‌های کوهستانی معمولاً پس از بالا آمدن خورشید نسیمی در سر بالایی دامنه و در دره‌ها برقرار می‌شود.

درجه حرارت متوسط ستون هوای AB زیادتر از ستون AC می گردد و ذرات هوا حرکت صعودی پیدا می کنند.

شکل ۶۰- نسیم‌های کوهستانی شب و روز



بادهای عادی و ملایمی که حتی در روزهای تابستان در تهران ایجاد مختصر خنکی و راحتی می نماید و در شمیرانات و در دامنه و دره‌های البرز محسوس تر و فرح انگیز می شوند، از همین نوع اند؛ دو سه ساعت بعد از طلوع آفتاب شروع شده بعد از ظهر می خوابد و سر شب مجدداً و در جهت عکس ظاهر می شود.

کوه‌ها همان‌طور که ایجاد نسیم یا باد می کنند، وقتی در مسیر بادهای موجود یا عمومی قرار می گیرند، ممکن است در باد تغییر جهت و تغییر سرعت و رژیم بدهند یا اصلاً سبب توقف آن شوند؛ البته نه از این بابت که کوه سدی در برابر باد باشد و باد نتواند از روی آن رد شود بلکه به واسطه‌ی اختلاف فشاری که ایجاد می نماید. اگر این اختلاف فشار و جریان باد محلی حاصل از آن، در تأیید اختلاف فشار و در تقویت باد عمومی باشد، آن را شدید می سازد و اگر در جهت خلاف باشد سبب انحراف یا تضعیف و توقف می گردد. عامل اصطکاک نیز بی تأثیر در تخفیف و توقف باد نیست ولی در برابر بادهای عمومی و قوی، اصطکاک اثر سطحی و جزیی دارد و فقط در مجاورت زمین و داخل دره‌ها و گودال‌ها می تواند محسوس باشد.

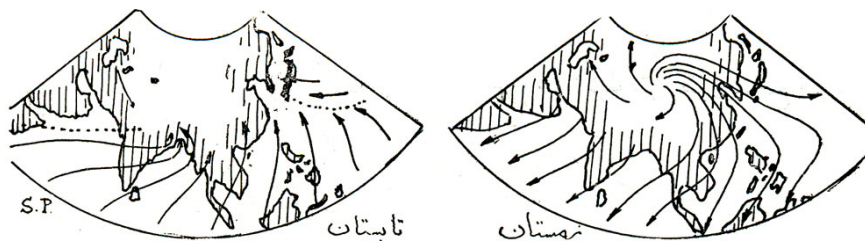
۳۱- بادهای موسمی

خاصیت فوق در مورد سلسله جبال‌های عمده، برای مناطق وسیع‌تر دریایی و خشکی به مقیاس بزرگ‌تری صادق است. حال اگر دو عامل الف و ب (یعنی مجاورت دریا و خشکی از یک طرف و دشت و کوهستان از طرف دیگر) با هم توأم گردد و

علاوه بر آن دریا، در طرف استوا بوده و خشکی به جانب مناطق قطبی کشیده شود، طبیعی است که بادهای حاصله خیلی دامنه‌دار و قوی می‌گردد و به جای آنکه در ظرف شبانه‌روز، انقلاب جهت پیدا کند، تناوب سالیانه و شدت فصلی تابستان و زمستان نشان می‌دهد. این بادهای موسمی^۱ می‌گویند و مخصوص سواحل کوهستانی قاره‌ها، در عرض‌های کم و متوسط (تا حدود ۴۵°) است.

معروف‌ترین و مهم‌ترین بادهای موسمی به لحاظ مدت و شدت و آثار حاصله، بادهای برسات هندوستان است که در فصل مشترک اقیانوس هند با قاره وسیع آسیا در حداکثر پهنای آن که شامل هندوستان و چین و سبیری می‌شود، به وقوع می‌پیوندد (شکل ۶۱).

شکل ۶۱- بادهای موسمی سواحل جنوب و مشرق آسیا
(برسات هندوستان)



در سواحل هندوستان علاوه بر جمع بودن استثنایی سه شرط فوق، چون اقیانوس هند در تنگنای بین سه قاره آفریقا و آسیا و استرالیا، حالت نسبتاً بسته‌ای دارد و از بادهای عمومی محفوظ و برکنار است، بادهای موسمی در آنجا یکه‌تاز میدان و یگانه عامل مهم سردی و گرمی و خشکی و بارندگی می‌باشد؛ منتها شدت آنها در خلیج بنگال مشاهده می‌شود.

۳۲- بادهای مزاحم و خشک سرد یا داغ و توفان‌های غبار

بادهای محلی و موسمی و همچنین بادهای مهاجر که در بندهای آینده خواهیم دید گاهی اوقات به واسطه‌ی سرما و گرما یا غباری که حامل هستند، عنوان و آثار خاص

۱. Les moussons (Mansoon system)

۲۵۸ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
پیدا می کنند. در زیر چند مورد را مختصراً اشاره می نمایم.

الف) سرد باد یا سوز سواحل یا جلگه ها^۱

در سرازیری های جنوب گروئنلند و سپیتزبرگ، فیوردهای نروژ، سواحل شمالی آدریاتیک، جنوب فرانسه، کالیفرنیا جنوبی، سواحل قاره ی بزرگ قطب جنوب و غیره، گاهی اوقات در اثر پیدایش یا عبور مراکز فشار پست دریایی یا جلگه ای در نواحی پایین دست مجاور، بادهای سرد و سنگینی که قبلاً در دره ها و دشت های مرتفع و محفوظ کوهستان انبار شده است، به طرف دریا (یا جلگه) کشیده می شود. این مکش هوا با وجود حرکت نزولی و گرم شدن آدیاباتیک تدریجی آن، چون قبلاً خیلی سرد بوده و از مجاورت سطوح سرد رد می شود، سیل شدیدی از سرما به دامنه های زیر دست و به سواحل سرازیر می نماید. در صورت سقوط فوق العاده ی فشار هوا در جلگه ها یا دریا و سرعت های تند- که گاهی تا ۱۲۰ کیلومتر در ساعت به طور متوسط و مستمر و ۲۰۰ کیلومتر به طور منقطع می رسد- ایجاد ناراحتی زیاد و خسارات فراوان می نماید.

اسم عمومی و علمی این نوع بادهای، فرودی برونکار^۲ است ولی در هر محل و در هر زبان، اسامی مختلف به آن داده شده است:

بادهای افتان^۳ در نروژ، بورا^۴ در سواحل آدریاتیک، میسترال^۵ در فرانسه برای بادهایی که از دره ی رن^۶ راه می افتد، سانا آنا^۷ در آمریکا که گاهی با غبار ماسه ریز نیز همراه است.

ب) گرم باد

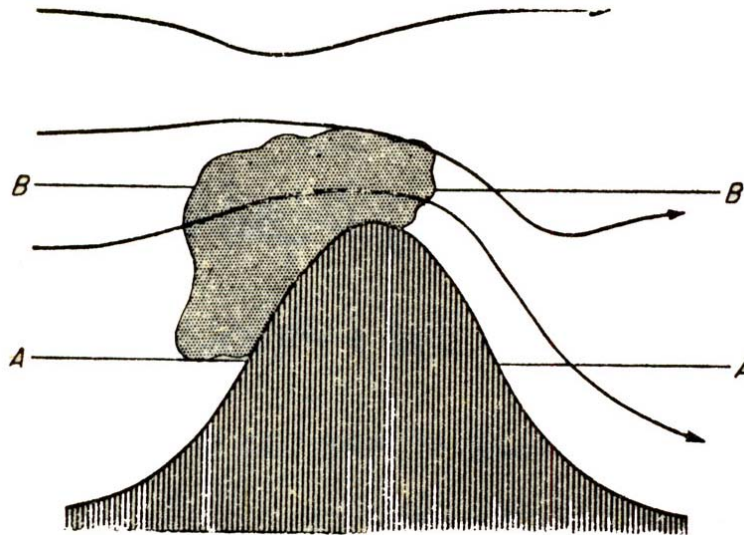
چنانچه در ارتفاعات کوهستانی، و برخلاف بند الف، قبلاً ذخیره هایی از هوای سرد انباشته نشده باشد و بادهای معتدلی طبق شکل ۶۲ از نواحی کم ارتفاع پشت کوه برخاسته، ضمن حرکت صعودی انبساط برونکار خشک و سپس خیس نموده مختصری خنک شده و ترشحاتی ریخته باشد، چنین بادی پس از آنکه در این طرف کوه سرازیر شد، در اثر تراکم برونکار خشک در یک سقوط خیلی بیشتر ارتفاع و ترقی زیادتری به لحاظ درجه حرارت خواهد کرد و بالتیجه یک دوش هوای خشک گرم یا داغ بر سر ساکنین دامنه خواهد ریخت.

۱. Drainage winds
۴. Bora
۵. Santa Ana

۲. Katabatic Winds
۵. Mistral

۳. Fall Winds
۶. Rhône

شکل ۶۲- گرم باد دامنه‌ها



این نوع بادها در اروپا به اصطلاح آلمانی آن، فوهن^۱ معروف است و در آمریکا چینوک^۲ نامیده می‌شود. در دامنه‌های شمالی رشته کوه‌های آلپ و دامنه‌های شرقی روکی مانتین^۳ سرعت و حدت خاص پیدا می‌کنند و غالباً در اثر پدید آمدن مراکز کم فشار فضایی، در ارتفاعات متوسط و بالای جو (بند ۵۲)، یا پیدایش دره‌های هوایی کم فشار^۴ در نزدیک زمین، به وزش در می‌آیند. گرما و خشکی غیرعادی و گاهی غیرقابل تحمل هوا در اثر گرم‌بادهای دامنه‌ای، سبب عوارض عدیده‌ای می‌گردد، از قبیل خراش مجاری تنفس و سردرد برای انسان، آب شدن برف‌های زمستان، خشکاندن و سوزاندن مزارع و باغستان‌ها در تابستان و بالاخره ایجاد شرایط مساعد برای حریق جنگل‌ها.

باد راز جلگه‌ی تهران و دامنه‌های جنوبی البرز که به‌لحاظ سمت و رطوبت و خنکی مخالف باد شهریار (باد منجیل یا باد مه در قزوین) است و ایجاد خشکی و گرمی می‌نماید، به‌احتمال قوی یک جریان فرودی هوا از نوع گرم‌باد دامنه‌ها می‌باشد.

۱. Foehn

۳. Rocky Mountain

۲. Chinook

۴. Trough

ج) داغ باد و سوزباد صحرا

در صحرای آفریقا و عربستان و همچنین در نواحی سردسیر سیبری و روسیه و در قاره قطب جنوب، گاهی اوقات در اثر جلو آمدن مراکز کم فشار (حفره‌ها) تا نواحی دریایی نزدیک و دور مجاور، هواهای خشک داغ شده تابستانی یا سردشده‌ی زمستانی به حرکت درآمده، ساعت‌ها یا روزها نواحی وسیعی را جارو می‌نماید. البته برحسب اختلاف درجه حرارت و میزان سرعت و مدت وزش، آثار مختلفی بروز می‌کند که غالباً مزاحم و خفقان‌آور یا خشک‌کننده و کشنده است و استثنائاً ممکن است مطبوع و ملایم باشد.

بعضی از اسامی محلی که به این نوع بادهای داده شده، به قرار زیر است:

سیروکو^۱ در شمال آفریقا و جنوب ایتالیا، خمسین در مصر، سیمون در عربستان و آفریقا که بسیار غبارآلود و خفه‌کننده و خطرناک است، قره بوران در ترکستان روس ... برای داغ‌بادهای بلیزار^۲ در آمریکا و بوران در روسیه و آسیا برای سوزبادهای که غالباً دانه‌های برف همراه دارد و به دنبال حفره‌ها کشیده می‌شود. بالعکس باد حرمتان^۳ که خنکی شب‌های زمستان قلب صحرای آفریقا را به سواحل استوایی آفریقا می‌برد، مطبوع است و مورد استقبال قرار می‌گیرد.

باد شرجی ناراحت‌کننده و معروف خوزستان، باد گرم و مرطوب سنگینی است که سواحل جنوبی ایران را در اثر اختلاف فشار دریا و خشکی، از هوای راکد داغ و دم‌دار خلیج فارس پر می‌کند و در فصل «خرماپزان» مدتی طول می‌کشد. چنانچه رطوبت و حرارت هوای شرجی در ماه‌های شهریور و مهر نباشد، خرما رطوبت خود را از دست داده، چروکیده می‌شود یا اصلاً نمی‌رسد.

د) توفان‌های خشک خاک و گردبادهای غبار

در هوای گرم و خشک، بادهای تند و گردبادهای حفره‌ای (بند ۳۳) مقدار زیادی خاک و خاشاک و حتی ماسه‌ی صحرایی را به حالت متحرک و معلق با خود بلند کرده هوا را تیره و تاریک می‌نماید. کشانده شدن و رانده شدن چنین هوای اشباع یافته از مواد خاکی، ابری تشکیل می‌دهد که خورشید را می‌پوشاند یا به صورت قرص گداخته‌ی کمرنگ می‌نمایاند. ممکن است هزاران کیلومتر از نزدیک زمین یا در ارتفاعات

۱. Sirocco

۲. Blizzard

۳. Harmattan

مهاجرت نموده به صورت غبار روی اراضی و اشجار بنشیند یا باران گل فرو بریزد. توفان‌های غبار در صحاری آفریقا و عربستان وضع خطرناکی پیش می‌آورد؛ گاهی اوقات کاروان‌ها را از حرکت باز داشته زیر قشری از ماسه و خاک دفن می‌کند. مخصوصاً داغ‌باد سیمون که پیش‌آهنگ آن ابر تاریک و گسترش یابنده‌ای از غبار ماسه و خاک است؛ با گرمی و گرفتگی این باد، شترها سر خود را داخل رمل بیابان می‌کنند و مسافره‌ای سرگشته بی‌حال و بی‌جان می‌شوند.

حرمستان زمستان آفریقا گاهی چنان خاک و ماسه به سواحل غربی آفریقا می‌برد که تا صدها کیلومتر داخل اقیانوس، «دریای ظلمات»^۱ درست می‌شود و بعداً که کشتی‌ها از منطقه‌ی توفان غبار خارج می‌شوند خود را مستور از یک قشر خاک یا گل می‌بینند. باد غبارآلود شمال آفریقا گاهی اوقات از فراز مدیترانه رد شده، همراه حفره‌های توفانی تا ایتالیا و آلمان و استثنائاً تا مجارستان و حتی روسیه پیش می‌راند و برف روی کوه‌های اورال را نارنجی‌رنگ می‌کند.

باد عَجّه که در عراق عرب و خوزستان می‌وزد و غبار سرمه شده‌ی آن حلق و سینه و حتی بسته‌های لباس داخل جامه‌دان‌ها را پر می‌کند قاعدتاً داغ‌باد تندی است که به طرف مراکز کم فشار حفره‌ای بالای جبال زاگرس یا فلات ایران کشانده و از صحاری حجاز کنده شده است.

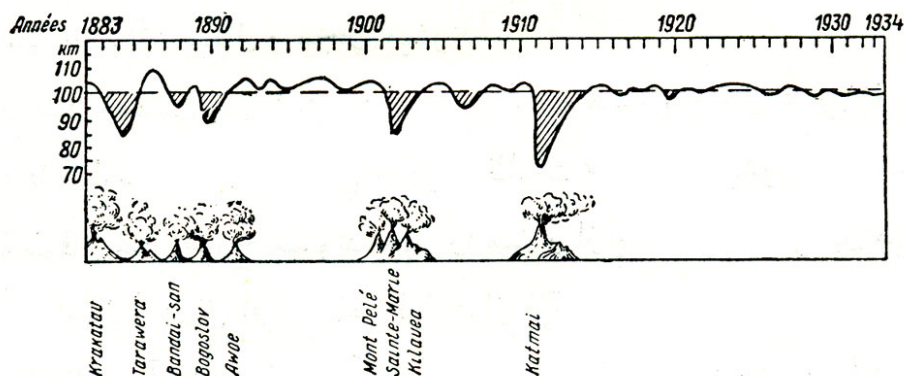
شهر تهران نیز مصون از بادهای حامل غبار نیست؛ در سال ۱۳۴۳ یک بار در تابستان و یک بار در اواخر زمستان، هوای شهر برای چند ساعت تاریک گردید به طوری که ماشین‌های خیابان پیش از غروب، چراغ روشن کردند و شب هنگام ستاره‌های آسمان دیده نمی‌شد. پس از رد شدن این مه غبار، یک پرده خاک روی زمین و اشیاء و حتی سر و روی اشخاص را پوشانده بود. مبدأ باد ملایم حامل خاک، بنا به اعلامیه‌ی اداره‌ی کل هواشناسی، از صحاری ترکیه و آسیای صغیر بوده است. در سواحل جنوبی ایران توفان‌های خاک و هواهای آلوده به غبار خیلی بیشتر از تهران اتفاق می‌افتد.

حضور غبار و آلودگی در هوا ممکن است منشأ دیگری غیر از باد و برخاستن خاک از زمین داشته باشد؛ از آن جمله است حوادث آتش‌فشانی که مقادیر هنگفتی مواد و قطعات درشت و ریز و داغ و مذاب همراه با بخار آب فراوان تا ارتفاعات زیاد پرتاب می‌کند و بعداً قطعات کوچک‌تر و سبک‌تر این مواد و خاکسترهای

۱. Mer de ténébres

۲۶۲ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 مذاب به وسیله‌ی جریان‌های هوایی موجود یا حاصله از آتش‌فشانی به سمتی برده و
 گاهی در تمام جو زمین پراکنده می‌شود. درجه‌ی شفافیت هوا و میزان تشعشع خورشید
 مدت چندین ماه تا چند سال تغییر و تنزل می‌یابد. هاله‌های بسیار وسیعی نیز به دور
 خورشید دیده می‌شود.

شکل ۶۳- شفافیت جو زمین یا تغییرات تشعشع خورشید
 در اثر غبارهای آتش‌فشانی (از Kalitine)



شکل ۶۳ آتش‌فشانی‌های بزرگ تاریخی نیم قرن اخیر و منحنی تغییرات نسبی
 شفافیت هوای جو زمین در برابر اشعه خورشید را نشان می‌دهد.
 شدیدترین آنها که تیرگی حاصله از آن در هوا تا چهار سال ادامه داشته است در
 سال ۱۹۱۲ از آتش‌فشانی کاتمه واقع در آلاسکا ایجاد شده است.
 غبارهای فضایی حاصله از احتراق شهاب‌ها^۱ و سنگریزه‌های کیهانی یا عبور
 کره‌ی زمین از میان توده‌ها یا ابرهای کیهانی غبار^۲ در گردش فضایی به دور
 خورشید نیز احیاناً سبب آلودگی طبقات اعلا‌ی جو، تیرگی هوا و ریزش بعدی این
 غبارها به زمین می‌گردد.

۱. Météores

۲. Nuage de poussière cosmique

شکل ۶۴- فوران ابرمانند آتش فشان پله در مارتینیک در سال ۱۹۰۱



بادهای عمومی

۳۳- پیدایش بادهای عمومی

بادهای عمومی بادهایی را می‌گوییم که محرک اصلی آنها اختلاف درجه حرارت مابین استوا و قطبین بوده متعلق به تمام کره زمین و به مقیاس کلی آن باشد. نظر به اینکه منطقه‌ی عمل و معبر این بادها شامل اقیانوس‌ها و قاره می‌شود و از جلگه‌ها و کوه‌ها عبور می‌نماید اختلاف درجه حرارت و سایر شرایط دریاها و قاره‌ها و همچنین تأثیر کوهستان‌ها، قهراً سبب انحراف و اعوجاج‌های عمده در آنها می‌گردد و جریان‌ها به صورت پیچیده و مغشوش در می‌آید. علاوه بر این، چون شرایط حرارتی هر نقطه زمین دارای تغییرات متناوب ۲۴ ساعته و ۱۲ ماهه است جریان غیرساده‌ی بادهای عمومی وضع و حالت ثابت نیز نخواهد داشت؛ به عبارت دیگر، مجموعه یا سیستم بادهای عمومی^۱ بر حسب حرکت وضعی زمین - که توالی شب و روز را به وجود می‌آورد- و حرکت انتقالی زمین - که سازنده‌ی فصول است - هم دارای یک سیر مغرب به مشرق می‌باشد و هم یک تغییر مکان تابستانی و زمستانی می‌دهد. در زیر مراتب و عوامل فوق را به طور جداگانه و پشت سر هم در نظر می‌آوریم تا به نتیجه‌ی نهایی برسیم و موضوع اخیر را نیز در بند ۳۵ مطالعه خواهیم کرد.

الف) اثر آفتاب یا اختلاف گرمای استوا با سرمای قطب

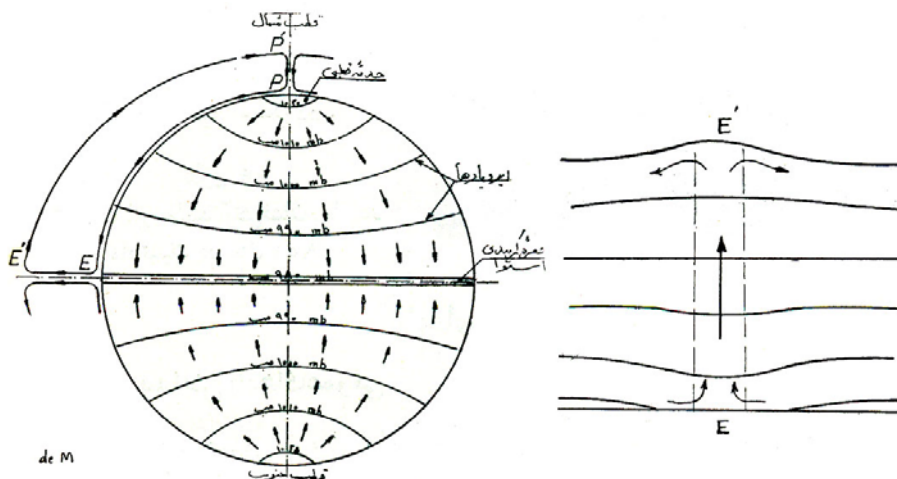
ابتدا فرض می‌کنیم زمین کره‌ی هموار یکنواخت را کدی در فضا و فقط در معرض تشعشع خورشید باشد. بنابر آنچه در بند ۲۹ گفتیم، از سراسر نواحی کمربند گرم استوایی، ستون‌های هوای سبک برمی‌خیزد و به جای آن بادهای منظمی در امتداد خطوط نصف‌النهار از قطبین به استوا سرازیر می‌شود. بر طبق شکل ۶۵ دور تا دور زمین یک نوار یا منطقه‌ی کم‌فشار که آن را حفره^۲ می‌گوییم، در طرفین خط استوا ایجاد می‌شود که محل توجه همه‌ی بادها و صعود به بالا است. دو منطقه‌ی پرفشار یا حذب^۳ نیز در قطبین برقرار می‌گردد که بادها به زمین فرود آمده از آنجا به اطراف پخش می‌شود. در بالای جو وضع معکوس برقرار است و هوای متصاعد شده از استوا به طرف قطبین روان می‌شود.

۱. Major wind systems

۲. Bas (Low)

۳. Haut (Hight)

شکل ۶۵



اثر خورشید در ایجاد بادهای منظم مستمر از قطبین
به استوا در امتداد نصف النهار. صعود هوای گرم و تنزل فشار هوا
در کمربند استوایی. فرود آمدن ستون هوای سرد در قطبین و افزایش فشار

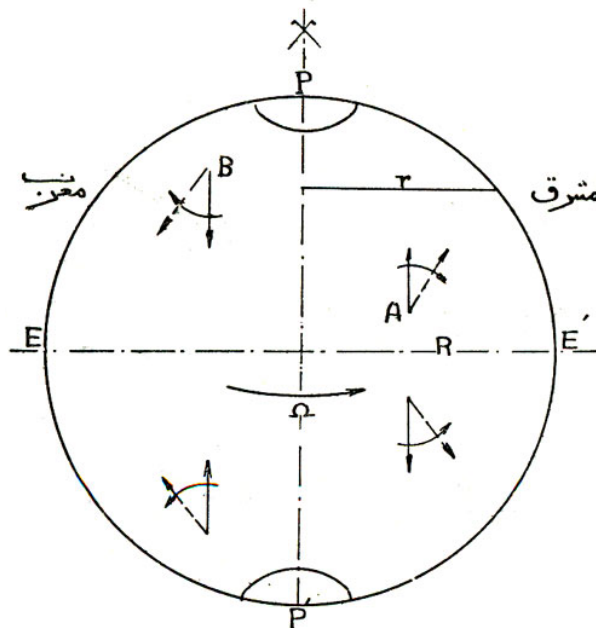
ب) اثر حرکت وضعی یا دوران شبانه روزی زمین

چون کره‌ی زمین دارای یک گردش وضعی با سرعت زاویه‌ای ثابت (Ω) در جهت مغرب به مشرق است و سرعت خطی هر نقطه از سطح زمین متناسب با شعاع مدار مربوطه (r) می‌باشد، هر جسم متحرکی (از جمله ذرات باد) که در داخل جو با فرض عدم اصطکاک از نقطه‌ای مانند A در شکل ۶۶ به طرف قطب پرتاب شود، چون مرتباً از روی نقاطی پرواز می‌کند که دارای سرعت‌های خطی کمتر هستند، برای ناظرین زمینی چنین به نظر می‌آید که آن جسم دائماً به طرف مشرق منحرف می‌گردد. چنانچه جسم به طرف استوا پرتاب شده باشد (از نقطه B) از روی نقاطی رد خواهد شد که دارای حرکت سریع‌تر هستند و بنابراین عقب می‌افتد. انحراف ظاهری یا نسبی آن به سمت مغرب خواهد بود؛ یعنی در هر حال، انحراف جسم پرتاب شده یا باد وزنده به طرف راست مسیر مشاهده می‌شود.

نظیر این استدلال در نیم کره‌ی جنوبی نشان می‌دهد که انحراف‌ها به چپ خواهد

بود.

شکل ۶۶



اثر گردش وضع زمین در انحراف مسیر اجسام پرتاب شده یا وزنده در بالای سطح زمین
(انحراف به راست در نیم کره‌ی شمالی و انحراف به چپ در نیم کره‌ی جنوبی)

روی اصل فوق ، بادهایی که در نیم کره‌ی شمالی به طرف استوا می آیند وزش آنها از جانب شمال شرقی به جنوب غربی خواهد بود و بادهای نیم کره‌ی جنوبی از ناحیه‌ی جنوب شرقی به سمت استوا ، می رسند؛ این بادهای الیزه^۱ می نامند. بالعکس بادهایی که در بالای جو و به منظور بسته شدن حلقه یا مدار کلی به طرف قطب برمی گردد ، در نیم کره‌ی شمالی جهت شمال شرقی را خواهد گرفت و در نیم کره‌ی جنوبی جهت جنوب شرقی؛ این بادهای را ضد الیزه^۲ می گویند. اما تأثیر مهم تر انحراف تدریجی مسیر این است که بادهای ضد الیزه یعنی ذرات فوقانی هوای گرم استوا تا بالای قطب نمی رسند بلکه در حوالی عرض 30° که امتداد تقریباً غربی و شرقی پیدا می کنند در آنجا مجتمع و مجبور به فرود آمدن به طرف

۱. Alizé (Trade winds)

۲. Contre- alizé

$ABB'A'$ بگرداند، ولی از طرف دیگر صعود سریع بادهای قطبی در ستون AA' و فرود بادهای استوایی BB' ، مخالف گردش فوق بوده، مابین کمربند حفره‌ای 60° و کمربند حذب‌ه‌ای 30° نیروی مکانیکی اختلاف فشار بر حرکت حرارتی ترموسیفون^۱ اول غالب آمده جریان را در جهت $BAA'B'$ برقرار می‌سازد. به این ترتیب مدار منطقه‌ی معتدله نمی‌تواند مانند مدارهای مناطق قطبی و استوایی قوی و قاطع و ثابت باشد بلکه در معرض نوسان‌ها و پس و پیش رفتن‌های مکرر قرار می‌گیرد و رژیم آن به طور کلی متغیر و انقلابی خواهد بود.

بنابراین، نتیجه‌ی حرکت وضعی زمین، تبدیل مدار ساده‌ی واحد $PEE'P'$ شکل ۶۵ به سه مدار متمایز مخالف شکل ۶۷ یعنی مدار قطبی $PAA'P'$ ، مدار معتدله $BAA'B'$ و مدار حاره‌ی $BEE'B'$ می‌گردد.

این تبدیل مدار ساده سراسری به سه مدار منطقه‌ای، سبب آثار عملی فراوان می‌باشد:

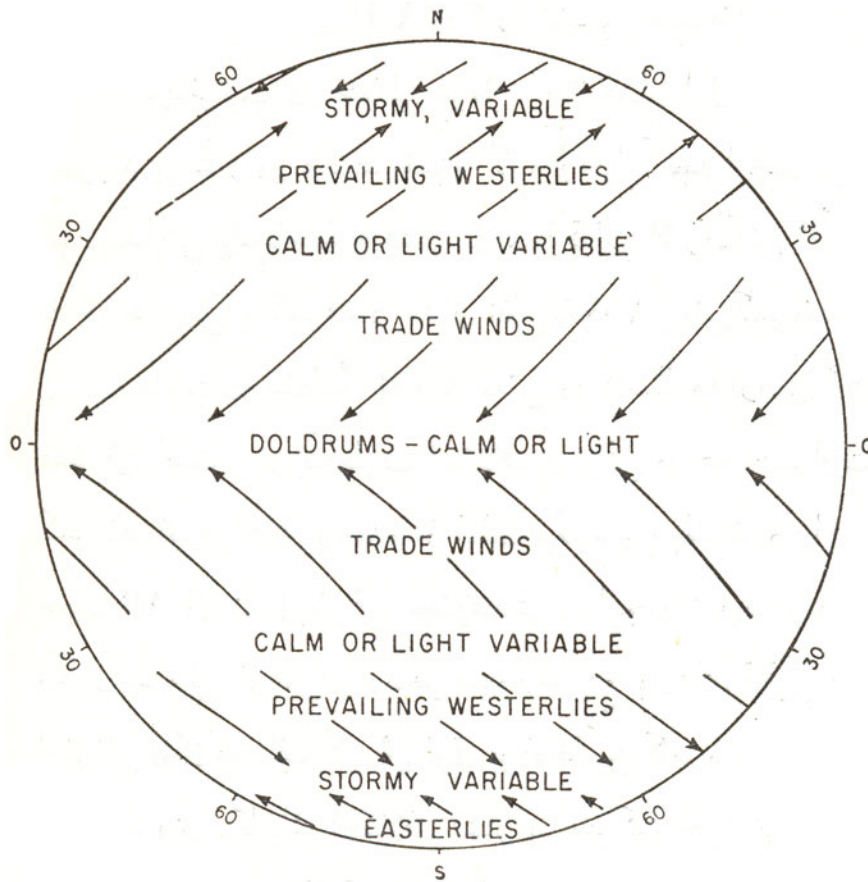
۱- پیدایش سه دسته باد در هر نیم کره‌ی با اسامی و جهات مختلف، به جای بادهای نصف‌النهاری و متغیر، و انقلابی بودن رژیم بادهای منطقه‌ی معتدله در مقابل حالت نسبتاً ثابت و آرام مناطق قطبی و استوایی.

۲- امتیاز یافتن استثنایی و تعدیل هوای منطقه‌ی معتدله بالنسبه به دو منطقه‌ی دیگر که یکی فوق‌العاده سرد و دیگری فوق‌العاده گرم شده است و از این جهت منطقه‌ی معتدله برای سکونت انسان و برای توسعه و پیشرفت تمدن، مناسب‌ترین محل در آمده است.

توضیح آنکه با مدار ساده‌ی فرضی $PEE'P'$ شکل ۶۵ منطقه‌ی قطبی به وسیله‌ی هوای گرم بازگشته از استوا جارو می‌شد و از شدت سرمای آن می‌کاهید، در صورتی که حالا با هوای خنکی که از نقاط مدار 60° برخاسته است، تهویه می‌شود و بنابراین سرد و غیرقابل مسکون می‌ماند. همین طور منطقه‌ی حاره به عوض آن که با بادهای راه افتاده از قطب خنک گردد از بادهای مدار 30° که خود گرم است، استفاده می‌نماید. در عوض در منطقه‌ی معتدله، بادهای جنوب می‌وزد و به تدریج که به عرض 60° و نواحی کم آفتاب و نسبتاً سرد نزدیک می‌شویم، این بادها حامل گرمای مطبوع بوده، سبب تعدیل هوای مطلوب و مؤثری می‌شوند.

البته اختلاط هوایی که در ستون‌های AA' و BB' انجام می‌گیرد، از شدت و تباینی که ذکر شد تا حدودی می‌کاهد ولی در هر حال، مانع حالت ممتاز استثنایی منطقه‌ی معتدله نسبت به مناطق شمال و جنوب نمی‌گردد.

شکل ۶۸

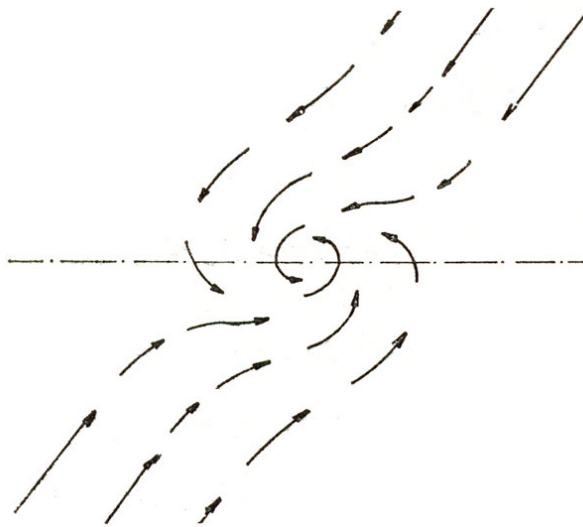


تصویر ساده یا شمای حالت متوسط بادهای و اسامی آنها با فرض یکنواخت بودن سطح زمین

۳- نقاط A و B' که در شکل ۶۷ به وسیله‌ی دوایری مشخص شده‌اند، به لحاظ برخورد بادهای دارای وضع بحرانی هستند و موجب و موجب رژیم‌های انقلابی می‌شوند (شکل ۶۸)؛ زیرا در این نقاط - و در حقیقت در حوالی مدارهای مربوط به این نقاط - که موضع ثابت نیز ندارند (خصوصاً A)، از دو طرف بادهایی می‌رسد که جهت

۲۷۰ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 مخالف و درجات حرارت متفاوت دارند و با یکدیگر تصادم می نمایند. در صورتی که
 در نقاط P و B اصلاً تصادم و تزاومی در کار نبوده، یک ستون فرودی هوا به دو طرف
 پخش می شود، و در نقطه E (یا روی کمر بند استوا) بادهایی که از شمال و جنوب
 می رسند، به لحاظ درجه حرارت، مساوی یا معادل اند و به لحاظ حرکت، دارای تمایل
 موافق هستند، بنابراین به سهولت با یکدیگر ترکیب شده متفقاً جهت صعود صعود را
 اتخاذ می نمایند. اما در A، دو باد رودرو، ناچارند برای کنار آمدن با هم و صعود
 به بالا مختصر انحرافی در جهت سرعت ها به خود داده بر طبق شکل ۶۹ یک حرکت
 گردبادی و صعود مارپیچی پیدا نمایند و به طرف آسمان تنوره بکشند. علاوه بر آن- و
 به طوری که در فصل پنجم خواهیم دید- اختلاف درجه حرارت سبب می شود که
 قضایا به سادگی ختم نشده منجر و موجب ابر و باران های توفانی گردد.

شکل ۶۹



طرز تکوین گردباد (Cyclone) در مواجهه دو دسته باد مخالف مقابل

نظیر این جریان ها در عرض 30° ولی در بالای جو (نقطه B') قابل پیش بینی است؛
 منتهی در آنجا به واسطه عدم مزاحمت اصطکاک عوارض زمینی، انحراف به
 راست سرعت ها و تجمع ذرات سبب می شود که قسمتی از بادهای به طرف زمین فرود

آیند و قسمتی از همان ارتفاعات روانه مشرق گردیده به طوری که در بند ۵۴ خواهیم دید رودبادهای جوی را پدید آورند.

۴- همان طور که تعادل حرارت و اصل ثبات انرژی ایجاب می نمود که اختلاف انرژی‌های حرارتی دریافتی مناطق جغرافیایی مختلف زمین تبادل و تعدیل شود، از نظر مکانیک نیز گردش کلی بادهای بر سطح زمین طوری انجام می گیرد که امتدادها و فشارها روی هم رفته یکدیگر را خنثی کنند؛ نه از طریق فشارها ایجاد نیروی جانبی یک طرفه بر سطح زمین وارد آید و نه اصطکاکها از طریق سرعتها ایجاد یک عزم گردشی مخالف یا مؤید دوران زمین بنماید. این است که می بینیم هر ناحیه‌ی کم فشار، یک ناحیه‌ی پرفشار را مقابل خود دارد و هر دسته باد شمال شرق با یک وزش از جنوب غرب جبران می شود.

ج) اثر تمایل محور زمین

می دانیم که محور دوران وضعی زمین به اندازه 23° نسبت به امتداد قائم بر سطح مدار انتقالی آن تمایل دارد. نتیجه این تمایل پیدایش فصول مخالف در دو نیم کره‌ی شمالی و جنوبی و تغییرات سالیانه‌ی طول روز و شب در نقاط خارج از استوا است (تا ۶ ماه شب و ۶ ماه روز در قطبین). همچنین نوسان کردن مداری از زمین که حداکثر گرما را در اثر قائم بودن تابش خورشید دریافت می دارد از عرض $23^\circ +$ (مدار رأس السرطان) تا عرض $23^\circ -$ (مدار رأس الجدی).

طبیعی است که با نوسان فوق محل کمربندهای حفره‌ای و حدبه‌ای شکل ۶۷ نیز بالا و پایین می رود و نمی تواند ثابت بماند، از جمله کمربند استوایی یا منطقه‌ی تقارب بادهای فقط در اعتدالهای ربیعی و خریفی با عرض 0° منطبق می شود و در فصول دیگر به طرف نیم کره‌ای می رود که در آنجا تابستان است.

د) اثر توزیع نامنظم خشکی‌ها و دریاها

وجود اقیانوسها و قاره‌ها و اختلاف فشاری که مابین آنها به وجود می آید سبب می شود که طبق آنچه در پایان بند (۳۰- الف) گفتیم در فصل تابستان قاره‌ها برای ایجاد مراکز کم فشار و دریاها مساعد برای مراکز یا نواحی پرفشار مساعد گردد؛

یعنی نواحی و مراکز پر فشار به عوض آنکه هریک به صورت حاشیه‌های کمربندی شکل، منطبق با مدارهای جغرافیایی باشند، به صورت حوزه‌های بسته در می‌آیند. در تابستان، حوزه‌های کم فشار بیشتر در خشکی‌ها و حوزه‌های پر فشار غالباً در دریاها دیده شوند.

در زمستان همین وضع در جهت عکس پیش می‌آید؛ یعنی حوزه‌های کم فشار غالباً در وسط اقیانوس‌ها و حوزه‌های پر فشار در قاره‌ها - که خشک و سرد هستند - دیده می‌شود.

ضمناً رشته کوه‌های بزرگ به همان دلایلی که در پایان بند (۳۰-ب) بیان کردیم، چون تقویت‌کننده‌ی اثر خشکی‌ها هستند، حوزه‌های کم فشار تابستانی و پر فشار زمستانی را به جانب خود می‌کشانند.

حوزه‌های کم فشار که محل ورود و صعود هوا است، به نام سیکلون^۱ خوانده می‌شوند و چون حرکت باد در داخل آنها شبیه به چرخیدن و فرو رفتن آب در حفره‌ی وسط تنوره‌ی آسیاهای آبی است، ما کلمه‌ی حفره را برای آنها اصطلاح کرده‌ایم. مراکز حفره‌ای در نقشه‌ها با حرف L یا B^۲ مشخص می‌شوند. در برابر حفره‌ها، آن مراکز و حوزه‌های با فشار ماکزیمم را که از آنجا هوای فرود آمده از جو به اطراف پخش می‌شود، آنتی سیکلون^۳ می‌نامند که ما به قرینه‌ی کلمه‌ی حفره و به قیاس تشابهی که ایزوبارهای مربوطه با خطوط تراز معرف تپه‌ها و برآمدگی‌ها در نقشه‌برداری زمینی دارد، حدبه اصطلاح نموده‌ایم. مراکز حدبه‌ای را در نقشه‌های هواشناسی با حرف H^۴ نمایش می‌دهند.

همان‌طور که گردش به راست بادها از یک طرف و مواجهه‌ی آنها با یکدیگر سبب حرکت گردبادی و صعود تنوره‌های حفره‌ای بر طبق شکل ۶۹ می‌شد پراکنده شدن بادهای فرودی در مراکز حدبه‌ای نیز امتداد شعاعی نداشته از ابتدا با انحراف و چرخش به خارج توأم می‌گردد (شکل ۷۰).

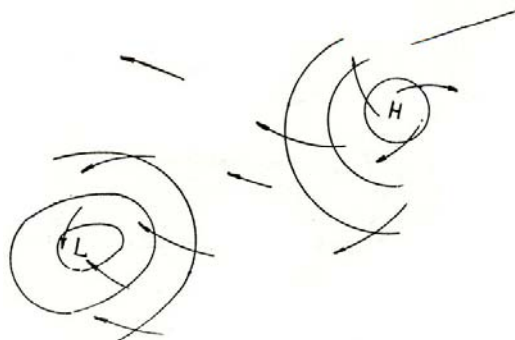
۱. Cyclone ou Aires cyclonales

۲. مخفف Low یا Bas

۳. Anticyclone ou Aires anticyclonales

۴. مخفف High یا Haut

شکل ۷۰



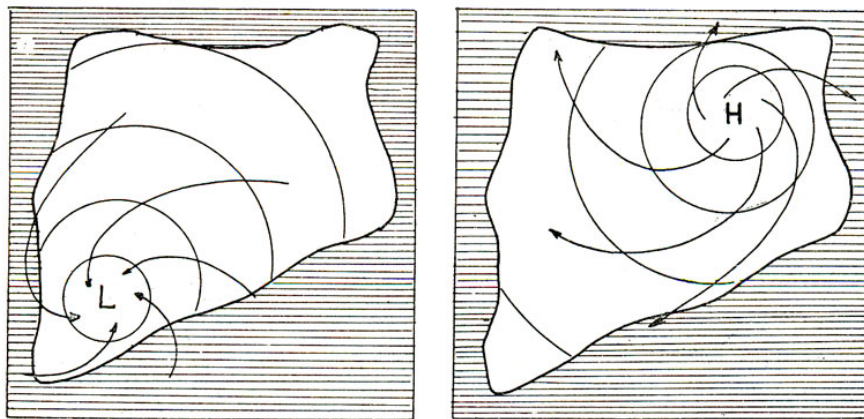
حرکت چرخشی بادهای در مراکز حدبهای و حفره‌ای،
گردش به خارج در حدبها و مکش به داخل در حفره‌ها.

حفره‌ها و حدبها به گفته‌ی تسران دوبور^۱ مراکز مؤثر جریان‌های جوی و مقصد و مبدأ بادهای عمومی می‌باشند. فشار هوا از حدبه به حفره در تنزل می‌باشد و هر قدر این تنزل یا سقوط فشار شدیدتر و سریع‌تر باشد، بادهای حاصله تندتر خواهد وزید. ارتفاع گردباد حفره‌ای به چندین کیلومتر و شعاع آنها به چند صد کیلومتر ممکن است برسد. به طور خلاصه و با توجه به آنچه در بندهای الف تا د گفته شد تا آنجا که مربوط به قاره‌های خشکی می‌شود دو وضع متمایز در تابستان و زمستان مشاهده می‌نماییم: در تابستان برقرار شدن یک حوزه‌ی حفره‌ای L در نواحی جنوبی و در زمستان یک حوزه‌ی حدبه‌ای H در نواحی شمالی (شکل ۷۱) ^۲.

۱. Teisserenc de Bort

۲. از نظر تاریخی و نقش کاشفین مختلف در مطالب بندهای ۳۰ و ۳۱ و ۳۳، به تاریخچه‌ی ابتدای کتاب رجوع شود. علاوه بر آن می‌توانیم مراتب زیر را اضافه نماییم؛ لورویه (Le Verrier) کلمه‌ی سیکلون را که در اقیانوس هند در مورد توفان‌های دریایی وحشتناک خلیج بنگال و جزایر جنوب شرقی آسیا استعمال می‌شد در باره‌ی مراکز و مواقع سقوط ناگهانی فشار که در مناطق معتدله‌ی اروپا رخ می‌داد و گردبادهای وسیع ایجاد می‌کرد، به کار برد و آن نواحی را Aires cyclonales و آن توفان‌ها را Cyclone نامید. به موازات او، دانشمند جوشناس انگلیسی Francis Gaton با توجه به حوزه‌های پرفشار که مصدر پخش بادهای می‌شوند، مفهوم حوزه‌های حدبه‌ای یا حدبها (Anticyclones Areas) را پیش آورد (۱۸۶۰). به این ترتیب و با انتشار بیشتر نقشه‌های جغرافیایی ایزوبارها، رابطه‌ی مابین فشار هوا و سرعت بادهای روشن‌تر گردیده، Buchan فیزیسن هیأت علمی اعزامی Challenger، مفهوم گرادیان (Gradient) را وضع کرد و بالاخره جوشناس هلندی Buys Ballot به‌طور صریح و قطعی، قاعده‌ای که امتداد بادهای را نسبت به مرکز سقوط‌گاه فشار معین می‌نماید، اعلام کرد. اما این نظریات و معلومات انحصار به جریان‌های

شکل ۷۱



برقراری حفره تابستانی در نواحی جنوبی و حدبه‌ی زمستانی در نوای شمالی قاره‌های بزرگ

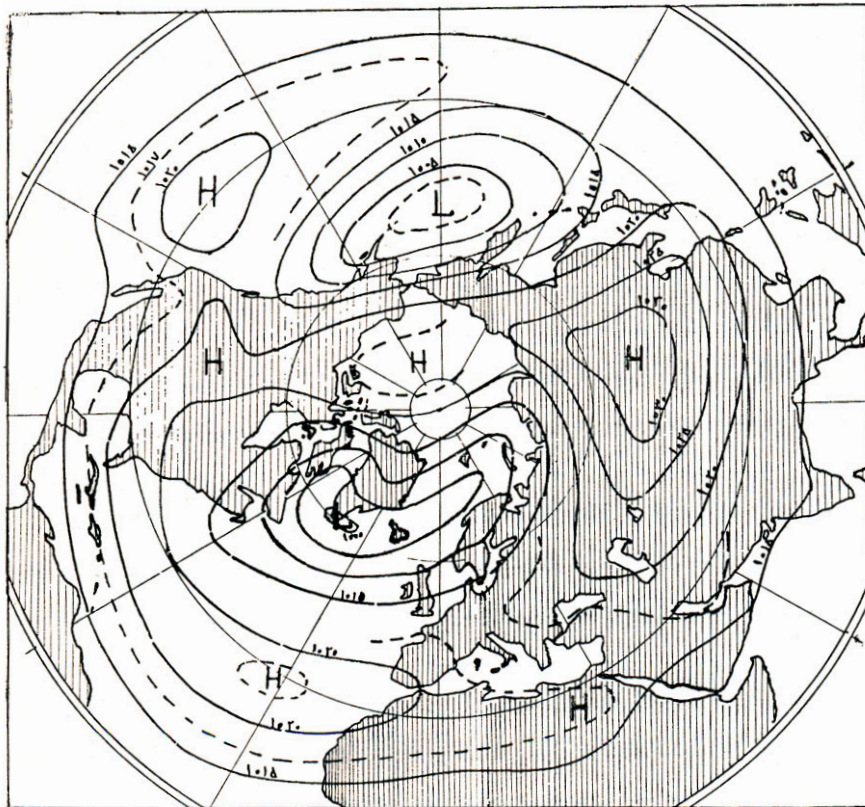
۳۴- نقشه عمومی بادها

خلاصه و نتیجه‌ی مطالب فوق در نقشه‌های اشکال ۷۲ و ۷۳ برای زمستان و ۷۴ و ۷۵ برای تابستان که وضع متوسط ایزوبارها و مراکز فشار حدبه‌ای و حفره‌ای و بادهای عمومی را نشان می‌دهد ارایه شده است.

→ مجاور زمین و منطقه‌ای داشت و زمانی که Ferrel و Hadley تئوری جریان عمومی جو را تنظیم می‌نمودند، هنوز دسترسی و کسب خبری در باره‌ی طبقات بالای جو حاصل نشده بود. وجود مناطق یا مراکز کمربندی پرفشار در عرض‌های متوسط و مراکز کمربندی کم‌فشار در عرض‌های زیاد هنوز صورت معما و مسأله‌ی بدون توجیهی را داشت. دانشمند ریاضی‌دان Poisson با استفاده از قضیه‌ی coriolis و به طور مطلق حرکت یک جسم متحرک روی کره زمین را قبلاً مطالعه نموده بود. Ferrel و Babinet با به کار بردن فرمول او در مورد بادها، به قانون انحراف بادها در داخل ایزوبارها رسیدند و لزوم اندازه‌گیری‌های مستقیم و اکتشافات در طبقات بالای جو را لازم دانستند. پس از اختراع بالون و استعمال بادبادک‌های تحقیق و رادیوسنج، تأمین این منظور آسان شد و ایستگاه‌های مخصوصی در فرانسه (به وسیله‌ی Teisserenc de Bort) و در آلمان و آمریکای شمالی و آرژانتین تجهیز و مشغول به تحقیق گردید، تا آنکه جریان سه مداری یا سه حلقه‌ای باد از استوا تا قطب و همچنین حالت انقطاع و انفصال هوای جو یعنی وجود برین مرز (تروپوپوز) و برون جو (استراتوسفر) معلوم گردید. ضمناً تسران دو بور نشان داد که هوا به وسیله‌ی مراکز فعالیت (Centres d'action)، یعنی حفره‌ها و حدبه‌ها، تنظیم می‌شود و تغییر مکان استمراری آنها است که سبب تغییرات هوا می‌شود.

این سلسله تحقیقات و اکتشافات تازه راجع به مرحله‌ی اول پیدایش بادها تا آنجا که مربوط به اختلاف فشار هوا می‌شود بود. مراحل قبل و بعد یعنی موجبات اختلاف فشار هوا و تبعات بادها را بعداً خواهیم دید.

شکل ۲۲



وضع متوسط ایزوبارهای زمستانی هوا در تراز دریا (ماه ژانویه)
(U. S. Weather Bureau)

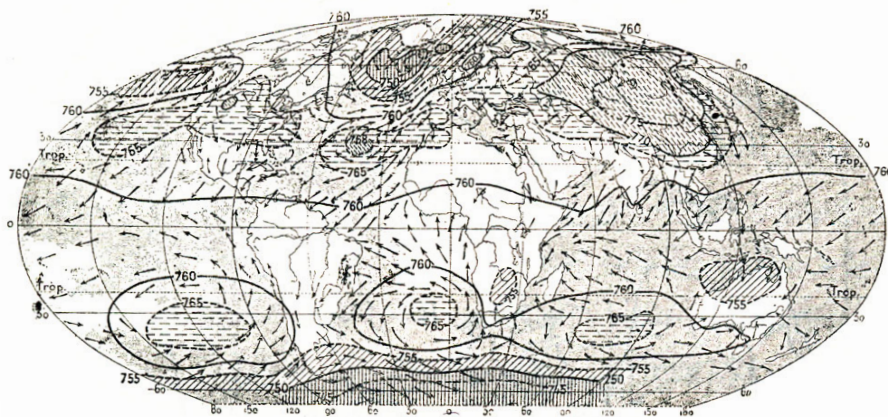
آنچه از مطالعه‌ی این نقشه‌ها می‌توان حکم کرد اجمالاً به قرار زیر است:

۱- به طور کلی در نیم کره‌ی جنوبی که قاره‌ها باریک و محدودند و قسمت اعظم زمین به وضع یکنواختی از دریا پوشیده شده است، ایزوبارها روی هم‌رفته منظم و تقریباً در امتداد مدارها هستند و ماکزیمم فشاری در حوالی عرض 30° و مینیمومی در حوالی 60° نشان می‌دهند. اما در نیم کره‌ی شمالی که قسمت عمده‌ای از آن را قاره‌های بزرگ تشکیل می‌دهد و یکنواختی از بین رفته است، ایزوبارها بسیار نامنظم و دور از توازی و ترتیب کمربندی شکل ۶۷ می‌باشند و در فاصله‌ی زمستان تا تابستان تغییرات فاحش پیدا می‌کنند.

معذک خشکی‌ها باعث شده‌اند که در نزدیک عرض 30° در تابستان (در ماه ژوئیه

که زمستان نیم کره ی جنوبی است) در روی آنها مراکز حداقل فشار یعنی حفره ایجاد گردد (شکل ۷۳). در حالی که در زمستان همان نیم کره ی چون خشکی ها مؤید حذب می باشند، در عرض 30° یک حذب ی کشیده شبیه به مدار کمربندی پیدا شده است.

شکل ۷۳



وضع متوسط ایزوبارها و بادهای زمستانی نیم کره ی شمالی (ماه ژانویه)
[در این نقشه و نقشه ی شکل ۷۵، فشارها بر حسب میلی متر جیوه تعیین شده است]

۲- کمربند استوایی کم فشار شکل ۶۷ یا منطقه ی تقارب بادهای ایزه^۱ در زمستان وضع نسبتاً منظمی داشته به صورت یک ایزوبار متوسط 760 میلی متر جیوه دیده می شود و فقط در عبور از خشکی ها دچار اعوجاج شده است. ضمناً عرض متوسط آن در اثر تمایل محور دوران زمین و خوابیده بودن خورشید به طرف جنوب به مدار رأس السرطان نزدیک شده است؛ اما همین مدار استوایی فشار متوسط، در تابستان علاوه بر آن که تغییر مکان به جانب مدار رأس الجدی داده است، قطعه ای از آن، که باید از اقیانوس اطلس بگذرد، به صورت قلاب وسیعی در آمده، اقیانوس اطلس شمالی را دور زده آمریکای شمالی و اروپا و آفریقا را دربر گرفته است زیرا در این فصل نواحی به عرض 30° که باید طبق شکل ۶۷ دارای فشار حداکثر باشند، در اثر وجود قاره ها فشارشان تنزل یافته به میزان متوسط رسیده، معبر ایزوبار 760 میلی متر شده است.

۱. Zone de Convergence

ضمناً به طوری که در بند ۵۷ خواهیم دید جریان‌های دریایی گلف استریم^۱ گرمای آب‌های استوایی را تا سواحل غربی کانادا و سواحل شرقی اروپا کشانده است.

۳- توزیع حفره‌ها و حذب‌ها در نیم کره‌ی شمالی، تبعیت از اصولی می‌نماید که در بند ۳۳، بندهای فرعی ب تا د گفتیم و اینک مورد بحث قرار می‌دهیم.

در زمستان نیم کره‌ی شمالی (ماه ژانویه - شکل‌های ۷۲ و ۷۳):

یک حذب‌ی وسیع قوی روی سبیریه و چین داریم (۷۷۵ میلی‌متر جیوه یا ۱۰۳۰ میلی‌بار) که دامنه‌ی آن تمام قاره‌ی اورازیا را می‌پوشاند؛ یک حذب‌ی قاره‌ای دیگر روی کانادا و آمریکای شمالی که دامنه‌ی آن وارد اقیانوس کبیر شده به طرف جنوب تا عرض 30° یعنی محل طبیعی حذب‌های زمستانی امتداد پیدا می‌کند؛ و بالاخره یک حذب‌ی دریایی در اقیانوس اطلس در همان عرض 30° در برابر این سه یا چهار حذب‌ی اصلی که دوتای آنها قاره‌ای سرد و دوتای دیگر دریایی منطقه‌ی حاره است، دو حفره‌ی دریایی در عرض 60° یکی در اقیانوس اطلس در جنوب گروئنلند و دیگری در اقیانوس کبیر زیر آلاسکا و کامچاتکا مشاهده می‌نماییم.

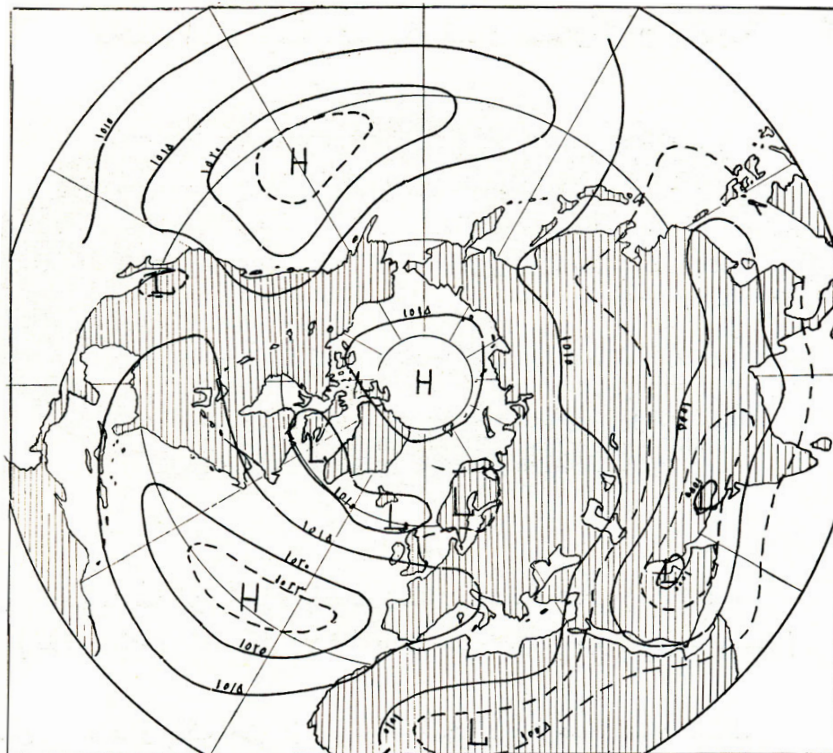
در تابستان نیم کره‌ی شمالی (ماه ژوئیه - شکل‌های ۷۴ و ۷۵):

حذب‌های دریایی به عرض 30° وضع مستقری داشته، اندکی متمایل به شمال شده‌اند، یک حذب‌ی مرکزی در قطب برقرار است. در مقابل این سه حوزه‌ی حذب‌ای، یک حوزه‌ی حفره‌ای وسیع و قوی قاره‌ای داریم که مرکز آن در عرض 30° در دشت گبی است و دامنه‌هایش آسیا و قلب آفریقا را می‌پوشاند و یک حفره‌ی ممتد دریایی در عرض 60° که جزایر ایسلند و جنوب گروئنلند و بافن را می‌گیرد.

۴- وضع بادها از روی ایزوبارها و مراکز حذب‌ای و حفره‌ای و با توجه به نیروی انحرافی و حرکت چرخش مذکور در بند (۳۳-ب) مشخص می‌باشد و در نقشه‌های ۷۳ و ۷۵ نمایان است.

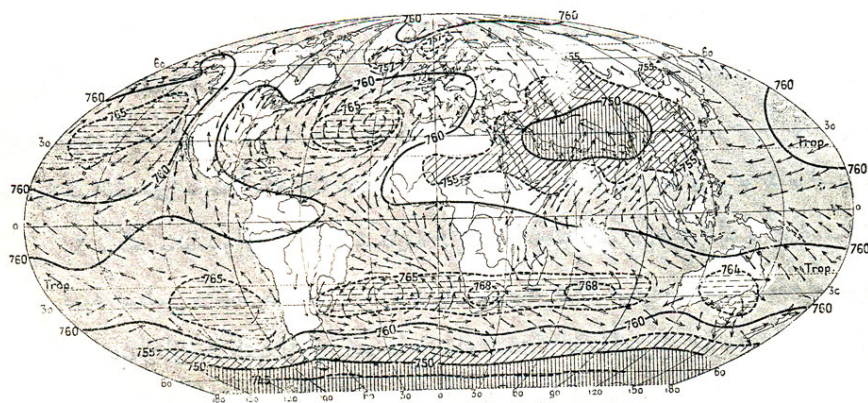
اولاً انحراف به راست در نیم کره‌ی شمالی و انحراف به چپ در نیم کره‌ی جنوبی، جز در نزدیکی‌های مراکز حفره و حذب که نیروهای کششی یا رانشی مربوطه بر نیروی انحرافی غلبه می‌کند، همه جا مشهود است خصوصاً در بادهای الیزه در طرفین استوا. در سواحل جنوبی و شرقی آسیا که این قاعده استثنای آشکار پیدا کرده است، علت آن بادهای موسمی است که از ترکیب عوامل چندگانه‌ی ساحلی، کوهستانی و استوایی قوت خاص یافته است.

شکل ۷۴



وضع متوسط ایزو بارهای تابستانی (ماه ژانویه) در تراز دریا
(U. S. Weather Bureau)

شکل ۷۵



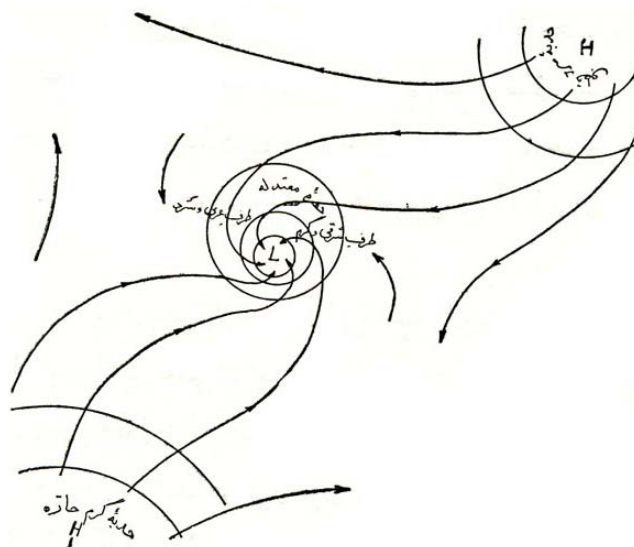
وضع متوسط ایزو بارها و بادها در ماه ژوئیه (تابستان نیم کره ی شمالی) (Hann)

ثانیاً عزیمت بادها از مناطق حدبه‌ای با حرکت پخش‌شونده‌ی چرخشی و مجذوب شدن نهایی آنها در حفره‌ها یا در کمربندهای تقارب، به خوبی دیده می‌شود. ثالثاً نقش اساسی حدبه‌های دریایی مناطق نسبتاً گرم و مرطوب به طرف خشکی‌های اطراف که اثر و اهمیت آنها را در فصل آخر در نزول باران‌ها خواهیم دید، در این نقشه‌ها روشن می‌باشد؛ همین بادها هستند که گرما و سرما و همچنین رطوبت و نزولات آسمانی هر منطقه را تنظیم و تعیین می‌نمایند.

۳۵- تحرک بادهای عمومی و پیش‌بینی هوا

در حوزه‌های حفره‌ای، نظر به جریان مارپیچی باد و گردش در جهت خلاف عقربه‌های ساعت- برای نیم کره‌ی شمالی- و به طوری که در شکل ۷۶ دیده می‌شود نواحی جنوبی

شکل ۷۶



گرم شدن ناحیه‌ی شرقی حوزه‌های حفره‌ای و سرد شدن ناحیه‌ی غربی آنها

و شرقی آنها، چون در معرض بادهای گرمی که از حدبه‌های جنوبی می‌رسند قرار می‌گیرد، همیشه از نواحی شمالی و غربی که در معرض بادهای سرد حدبه‌های شمال واقع می‌شوند، گرم‌تر می‌باشد؛ به این ترتیب حفره‌ها که اصولاً ناشی از تشعشع آفتاب و گرم بودن نسبی هوای آن منطقه است از طرف راست خود، به وسیله‌ی بادهای

جنوب تقویت می‌گردد و از طرف چپ تضعیف می‌شود؛ بالنتیجه حفره تمایل و تحرکی به جانب شرق پیدا کرده نمی‌تواند وضع ثابت داشته باشد و عادتاً از مغرب به مشرق در سیر و تحویل است. در نیم کره‌ی جنوبی نیز باز ناحیه‌ی شرقی حفره‌ها گرم‌تر از غرب بوده سیر عمومی از مغرب به مشرق است.

سرعت انتقال حفره‌ها از مغرب به مشرق، به‌طور متوسط به ۲۷ کیلومتر در ساعت در اروپا و ۴۲ کیلومتر در آمریکا می‌رسد.

به تبعیت از حفره‌ها، وضع کلی بادهای عمومی و نقشه‌ی ایزوبارها نیز دائماً در سیر و تغییر بوده برای پیش‌بینی آب‌وهوا در هر ناحیه، غالباً به جانب مغرب نگاه می‌کنند. البته عوارض مکان و حوادث زمان مانع از آن است که یک نظم و حساب ساده‌ای همیشه در کار باشد، خصوصاً که ابر و باران‌هایی که احياناً در اثر همین حفره‌ها و بادهای حادث می‌شود، اختلال در رژیم حرارتی و عمل آفتاب و اقتضای فصل ایجاد می‌نماید. گردش دایمی زمین از مغرب به مشرق البته باعث این می‌شود که اگر ما به دنبال نقطه‌ای از زمین باشیم که وضع مشخص به لحاظ تابش آفتاب احراز کند (مثلاً همیشه ظهر باشد)، باید از مشرق به مغرب برویم و سیر انتقالی حفره‌ها نیز در همین جهت باشد اما تأثیر کیفیت فوق‌الذکر بر تأثیر گردش زمین می‌چربد.

پس از آنکه یک حفره، تمام عرض قاره‌ای را طی کرد، حفره‌ی دیگری به دنبال آن می‌رسد. این کیفیات مخصوصاً در آستانه‌ی فصول گرما یا سرما، منتهای شدت خود را پیدا کرده برحسب تصادف با عوارض و حوادث تأییدکننده یا تضعیف‌کننده، ممکن است به‌صورت بادهای همه‌جایی و توفان یا بادهای گذرنده‌ی کوتاه درآید. مناطق یا مراکز حده‌ای برخلاف حفره‌ها به ابعاد بزرگ‌تر دیده می‌شوند و در آنجا هوا روی هم رفته آرام و ثابت و آسمان صاف است. ایزوبارها فاصله دارترند و چون باد حرکت فرودی دارد سرعت وزش آن نامحسوس می‌باشد و تراکم هوا سبب گرمی و صافی، یعنی بر طرف شدن ابرها می‌گردد و آن را برای جذب بخار آب مساعد می‌سازد.

برای پیش‌بینی وضع هوای یک محل لازم است کلیه‌ی عوامل فوق را در نظر گرفت و در اختیار داشت. بعضی از این عوامل خاصیت دوری و تناوب منظم دارند، مانند توالی شب و روز یا فصول سال؛ چنانچه فقط این دو عامل در کار می‌بود، در هر نقطه از زمین و در هر ساعت از هر روز شرایط هوایی و جوی، تکرار شرایط

ساعت و روز قبل می‌شد و پیش‌بینی آسان انجام می‌گرفت ولی همان‌طور که گفتیم عوامل تغییردهنده و اخلاص‌کننده‌ای بر عامل اصلی که خورشید است مزید می‌گردد. این عوامل فرعی که مخلوق و معلول عوامل اصلی هستند:

اولاً همان اثر بادها و لغزش از مغرب به مشرق حفره‌ها و حذب‌ها است که دوران آن برحسب پهنای قاره ممکن است برای حفره‌ها به چند شبانه روز یا هفته، و برای حذب‌ها به چند هفته و ماه برسد.

ثانیاً سایه و خنکی که ابرها و بارندگی‌ها باعث می‌شوند.

علاوه بر اینها- و به طوری که در بند ۷۳ خواهیم دید- خود خورشید تشعشع ثابتی نداشته از یک سال به سال دیگر تغییر می‌کند. کلیه‌ی این عوامل یا پارامترها خاصیت تناوبی دارند. حال اگر دوران آنها مساوی یا دارای مضرب مشترکی می‌بود و تمام آنها مثلاً پس از ۱۲ سال به همان صورت از نو تکرار می‌شد، حوادث جوی و آثار حاصله نیز، از قبیل سرما و گرما و توفان و باران، به همان ترتیب و روال تجدید می‌گشت و قابل اقتباس از گذشته می‌بود. اما چنین انطباق دوران و اشتراک مضرب وجود ندارد؛ مضافاً به اینکه بنا به اصل دوم ترمودینامیک (اصل آنتروپی یا کهولت)، زمین و مناطق و مواد تشکیل‌دهنده‌ی آن در یک تغییر یا تحویل برگشت ناپذیری، در جهت همواری و فرسودگی پیش می‌روند، پیشرویی که به صورت اتصالی تدریجی است و گاه آثار جمع شده‌ی آن به نحو انفصالی و ناگهانی در بعضی فروریختن‌ها، زلزله‌ها، جا به جا شدن کوه‌ها و دریاچه‌ها و امثال آن بروز می‌کند؛ بنابراین حوادث و آثار جوی که بر سر ما می‌آید و در مناطق مسکونی ما می‌رسد، در عین آنکه یک سلسله تغییرات تناوبی جزئی شبانه روزی نشان می‌دهد و فصول مشابه تا حدودی مکرر و قابل قیاس به نظر می‌آید، ولی تبعیت قطعی از حساب ساعات و ایام و فصول ندارد. شرایط جوی هر شبانه روز یا هفته و ماه دارای استقلال بوده باید با توجه به عوامل و جریان‌های موجود یا گذشته نزدیک حساب شود.

اما پیش‌بینی هوا با فرمول‌های ریاضی فیزیک از روی عوامل جغرافیایی بسیار مشکل و پیچیده و غیرعملی است؛ آنچه معمول است و درجه‌ی احتمال و تقریب آن قابل قبول می‌باشد، ترسیم نمودن و روی نقشه آوردن مقادیر فشار و درجه حرارت و سرعت و سایر شرایط هوا در یک منطقه‌ی بسیار وسیع، شامل قاره‌ها و دریاهای اطراف است و تعقیب نمودن آن برحسب زمان. نظر به اینکه مراکز اصلی هواسازی یعنی

حفره‌ها و حذب‌ها دارای حرکت نسبتاً منظم اتصالی می‌باشند، کافی است محل این حوزه‌ها و همچنین وضع و شکل ایزوبارها و ایزوترم‌ها را در فواصل زمانی منظم نزدیک (مثلاً هر سه ساعت) روی نقشه‌های بزرگ جغرافیایی بیاورند و سیر و میل آنها را به لحاظ جهت و سرعت تعیین کنند، و نه تنها نقشه از وضع هواشناسی مجاور زمین، بلکه از ارتفاعات مختلف جو تهیه و ترسیم نمایند. سپس با مقایسه و مقابله‌ی نقشه‌ها، با استفاده از سوابق موجود و تجربیات متخصصین ورزیده و با استمداد از استدلال‌ها و محاسباتی که روی شرایط محلی به عمل می‌آید مواضع آینده تا بیست و چهار ساعت بعدی حفره‌ها و حذب‌ها و معبر و میزان ایزوبارها و ایزوترم‌ها را تخمین بزنند. به این ترتیب است که مراکز هواشناسی کشوری و بین‌المللی به پیش‌گویی هوا برای بیست و چهار ساعت آینده و راهنمایی خلبان‌ها برای پروازهای نزدیک و دور و خدمت به کشاورزان و سایر علاقه‌مندان می‌پردازند.

۳۶- اثر شهرها در آب و هوا

شهرها و مناطق مسکونی برای خود ایجاد آب و هوا یا اقلیم خصوصی^۱ می‌نمایند و در مشخصات عمومی هوای محل تغییراتی پیش می‌آورند.

آنچه بیش از هر چیز محسوس است و در موقع ورود به شهر یا خروج از آن - خصوصاً اگر از ارتفاعات به جانب شهر سرازیر شویم - جلب توجه می‌کند، تیرگی هوای روی شهر است. دود بخاری‌ها و اجاق‌های خانگی و صنعتی و انواع موتورها و کانون‌های احتراق از طرف و غبار برخاسته از کف خیابان‌ها و داخل خانه‌ها و کارگاه‌ها با انواع ذرات ریز و درشتی که در فضا پراکنده می‌شود و مجموعاً تنفس شهر را تشکیل می‌دهد، از طرف دیگر، چتری از مه غبار آلود بر سر شهرهای بزرگ می‌گستراند؛ این چتر هوایی آلوده یا پوشش ضخیم را فقط بادهای ملایم و باران‌های ممتد می‌توانند زایل ساخته نظافت و لطافتی موقتاً بیاورند.

پوشش غبار و ذرات غیرگاز در مرحله‌ی اول سبب تخفیف روشنایی محیط و تقلیل تابش مستقیم و مفید اشعه‌ی خورشید و سایر انوار کیهانی می‌گردد، ولی ضمناً تغییرات درجه حرارت هوا را ملایم می‌نماید. در مرحله‌ی دوم و در صورت وجود رطوبت و سرمای کافی، بروز مه تقویت می‌شود.^۲ زیرا که ذرات معلق در هوا

۱. Microclimat

۲. Smog های خطرناک لندن

نطفه‌های تقطیر مؤثری می‌باشند. علاوه بر آن، قطعات شناور در هوا وسایل نقل و پرواز خوبی برای میکروب‌ها بوده، در صورت مرطوب بودن و در برداشتن مواد آلی (مانند ذرات برخاسته از غذاها یا خلط سینه‌ها و ترشح سرفه‌ها)، خوراک مناسبی برای ادامه‌ی حیات و رشد آنها تأمین می‌نمایند. به طوری که محیط برای بروز و سرایت امراض کاملاً مساعد می‌گردد.

در بیلاق‌های کوهستانی نیز در بالای دهکده و آبادی‌های روستایی، بسیاری از اوقات، طرف صبح یک پرده نازک ابر دیده می‌شود که با برآمدن آفتاب و گرم شدن هوا محو می‌گردد.

وجود ساختمان‌ها و دیوارهای داخل شهر ایجاد مانع در سر راه باد می‌نماید. بنابراین در داخل شهرها تا ارتفاع ۱۰۰ و گاهی ۲۰۰ متر از سطح زمین، یک منطقه‌ی نسبتاً آرام، با مختصر اضافه‌ی فشار هوا برقرار می‌شود. بادهای افقی جو در برخورد با شهرها به طرف بالا رانده می‌شود و سرعت باد با ارتفاع زیاد می‌گردد.

نظر به اینکه موج‌های سرما و گرما غالباً به وسیله باد آورده می‌شود، حداکثرهای گرما و سرما در شهرهای بزرگ گاهی تا پنج شش درجه خفیف‌تر از حومه دیده می‌شود. شهرها تا حدودی از سوز و گداز سرما و گرما در امان می‌باشند؛ در عوض رکود هوا و اضافه رطوبت حاصله از تنفس و تبخیرها موجب سنگینی هوا و حالت خفقان می‌گردد، در صورتی که در صحرا و دهات خارج شهر غالباً نسیم تازه طراوت بخشی حتی در فصول داغ وجود دارد.

در تهران بسیاری از مردم آسفالت خیابان‌ها و آهن شیروانی‌ها را عامل داغی و گرفتگی هوا می‌شناسند، در صورتی که اینها هیچ یک ایجاد حرارت نمی‌کنند. حرارت به وسیله‌ی بادهای گرم یا از تابش آفتاب برمی‌خیزد و درخت و سبزی‌کاری و آب‌پاشی از شدت حرارت و تندی و تیزی آن کاسته، حرارت را به مقدار زیادی جذب و صرف تبخیر می‌نماید. آسفالت و شیروانی عملی جز پذیرفتن حرارت و انتقال و انعکاس آن نمی‌نمایند.

بام‌های مسطح حاکی چون ظرفیت یا خزینه‌ی حرارتی خوبی دارند، تا مدتی از روز بالا آمده گرمای آفتاب را می‌گیرند و شب هنگام تدریجاً پس می‌دهند و برای محیط داخل خانه و اتاق‌ها، عایق حرارتی خوبی هستند.

در زمستان، یخ‌بندان شهرها و در داخل محیط‌های بسته خیلی دیرتر و خفیف‌تر از

بیرون شهر صورت می‌گیرد. برف رویی و جا به جا کردن برف نیز سبب تسریع در ذوب آن می‌شود.

محاسبه و نمایش بادها

۳۷- منظور و موضوع

تشکیل و توزیع بادها بر سطح کره زمین، به کیفیتی بود که در بحث‌های گذشته از بند ۲۹ تا بند ۳۶ دیدیم. ولی اطلاع بر کیفیت مسأله و به‌طور اجمالی، کافی نیست. برای پروازهای هوایی و از قدیم الایام برای کشتی‌رانی، احتیاج مبرم به اطلاع از کمیت بادها به لحاظ جهت و شدت و مدت وجود دارد. همچنین است در حساب ساختمان‌های فنی و سیم‌کشی‌های هوایی و امثال آن. به‌علاوه، به‌طوری که در فصل آینده خواهیم دید، چون بادها حامل ابر و عامل باران و خبردهنده از شرایط اقلیمی هر مکان می‌باشند، در کشاورزی، در فعالیت‌های مختلف زندگی، در حمایت علیه سوانح جوی و بالاخره از جهات عدیده علمی، همه جا شناسایی و پیش‌بینی نسبتاً دقیق جریان‌های هوایی ضرورت دارد.

بدیهی است که لطافت هوا و فرار بودن آن و تغییرپذیری باد، در اثر کوچک‌ترین باعث یا مانع، سبب می‌شود که احاطه‌ی کامل و دقیق ما بر جریان باد محال و محتاج به دخالت دادن عوامل و عوارض بی‌شمار باشد.

آنچه در نقشه‌های هواشناسی نمایش داده می‌شود و هر جا که صحبت از امتداد یا سرعت باد خواهیم کرد، منظور میزان متوسط آن در یک فاصله‌ی محدود از زمان و مکان است. و الا باد از لحظه‌ای به لحظه دیگر و از نقطه‌ای به نقطه‌ی مجاور، دائماً در تغییر و نوسان است و تندی و کندی‌ها دارد. ضمناً در داخل محوطه‌های بسته، در خلال ساختمان‌ها، در تماس با عوارض زمینی و شهرها، یا در گودال‌ها و دره‌ها، وضع باد مغشوش می‌باشد؛ به‌طوری که آنچه در مباحث و محاسبات می‌آید برای باد در سطح دریاها و بیابان‌های هموار، یا در ارتفاع کافی بالای ساختمان‌ها و عوارض زمینی است. به‌طوری که می‌دانیم محرک اولیه و منشأ اصلی باد، حرارت وارده بر زمین و منتقل شده به هوا است که سبب افزایش درجه حرارت - یا کاهش آن بر حسب مثبت و منفی بودن حرارت منتقله - در قشرهای مجاور زمین تا ارتفاعاتی از جو می‌گردد.

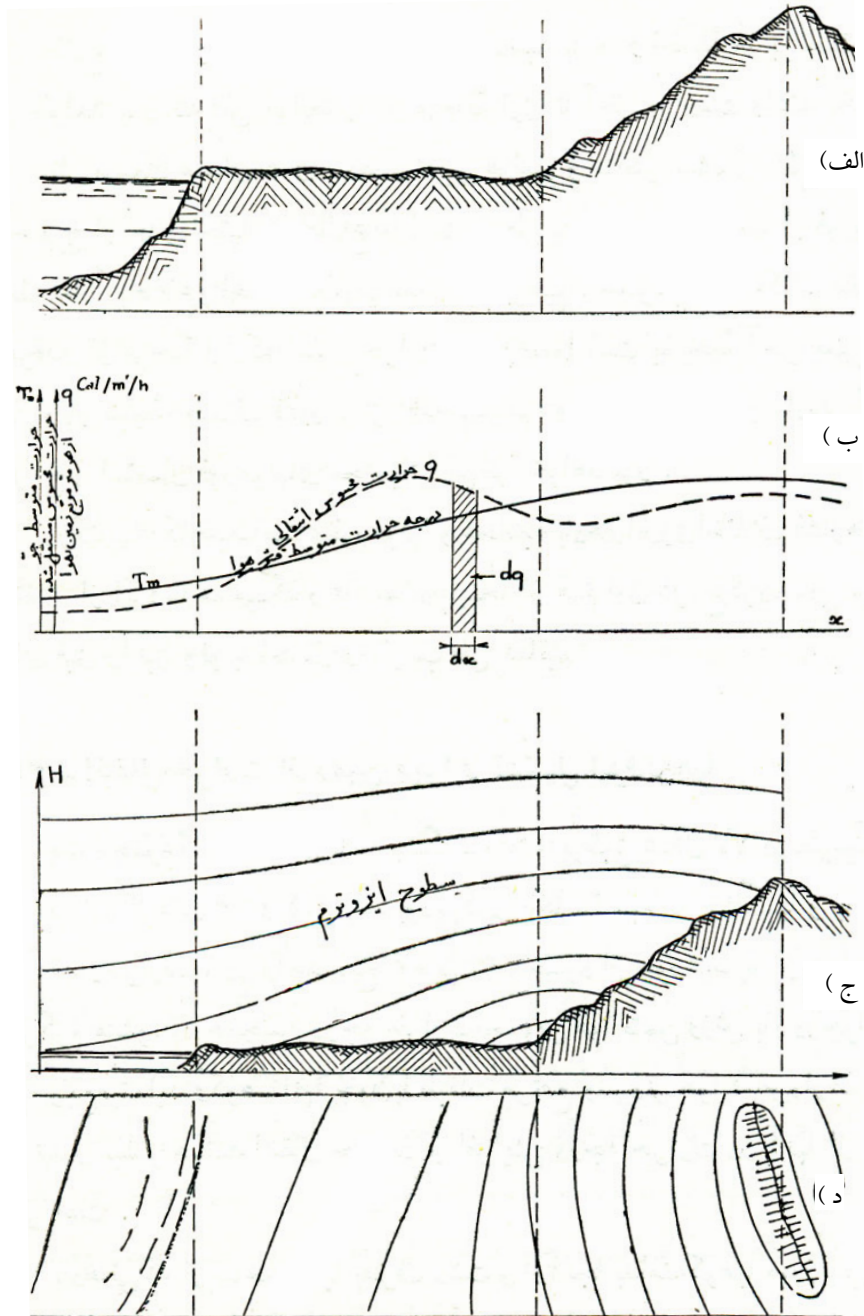
تغییر درجه حرارت به نوبه‌ی خود باعث تغییر فشار هوا، تغییر شکل سطوح هم‌فشار یا ایزوبارها می‌گردد. و بالاخره اختلاف فشار مابین دو ناحیه نیرویی می‌شود که توده‌های هوا را از منطقه‌ی پر فشار به منطقه‌ی کم فشار می‌راند و باد ایجاد می‌شود. اطلاع بر قوانین و فرمول‌های مربوطه به محاسبه بادها و احاطه‌ی ما بر مسأله، وقتی کامل خواهد بود که این روابط را از مرحله‌ی اول تا آخر در دست داشته باشیم. نظر به وسعت میدان عمل بادها و تأثیر عوامل و عناصر بی‌شمار دایم‌التغییری که عادتاً خارج از حدود اختیار و اطلاع ما است و نظر به پیچیدگی هر یک از فرمول‌های مربوطه فعلاً به اطلاع و احاطه مطلوب نمی‌توانیم برسیم - خصوصاً در یک کتاب مقدماتی؛ اما هر قدر از مرحله‌ی اول - که انتقال حرارت زمین به هوا است - به مرحله‌ی آخر، یعنی رانده شدن باد در نتیجه اختلاف فشار، نزدیک می‌شویم روابط مستقیم‌تر و ساده‌تر گردیده استخراج و استعمال فرمول‌های محاسباتی سهل‌تر خواهد بود. در کتاب‌های کلاسیک مبنای فرمول‌ها و محاسبه‌ی بادها را روی اختلاف فشارهای جو و استفاده از ایزوبارها می‌گذارند. ما در اینجا از قدم اول شروع کرده سعی می‌نماییم پله‌های قبل را نیز - ولو با اجمال و تقریب - طی نماییم.

۳۸- انتقال حرارت از زمین به هوا و تشکیل ایزوترم‌ها

یک مجموعه‌ی سه‌گانه‌ی «دریا- جلگه- دامنه» را بر طبق شکل ۷۷ در نظر می‌گیریم. قبلاً در بندهای ۲۴ و ۲۵ دیده بودیم که دریاها نسبت به خشکی‌ها و با دریافت همان مقدار حرارت، در واحد سطح تصویر شده خود از خورشید یا از هوا، دیرتر و کمتر گرم می‌شوند. همچنین درجه حرارت محسوس هوا ضمن وزش باد در جوار زمین، سریع‌تر می‌نماید و کوهستان‌ها چون با طبقات مرتفع و سردتر هوا تماس دارند و دارای سطح تبادل بیشتر هستند، انتقال حرارت و افزایش درجه حرارت در آنها از همه جا زیادتر است.

بادهایی که از ساحل دریا به طرف دشت و از آنجا به دامنه‌ی کوه‌ها می‌وزند، ابتدا که سردترند حرارت زیادتری دریافت می‌نمایند و درجه حرارت آنها پیوسته رو به تزیاید می‌رود. نظر به اینکه درجه حرارت هوا در یک ستون قائم، تابع نزولی از ارتفاع و متغیر است، درجه حرارت متوسط ستون را تا آنجا که تحت تأثیر گرمای زمین قرار دارد در نظر می‌گیریم و آن را T_m می‌نامیم، مثلاً مابین سطح تراز دریا تا ارتفاع نظیر ۵۰۰ میلی‌بار فشار.

شکل ۷۷



مطالعه‌ی یک مجموعه‌ی سه گانه‌ی «دریا- جلگه- دامنه»
 به لحاظ تغییرات درجه حرارت و تبادل حرارت و تعیین سطوح و خطوط ایزوترم

در قسمت ب شکل ۷۷، منحنی تغییرات درجه حرارت متوسط هوا و حرارت دریافتی از زمین را نشان داده‌ایم. روی دریا با فرض آنکه باد سردی از چپ می‌وزد افزایش درجه حرارت و دریافت حرارت محسوس - غیر از حرارت بخار - تدریجی است. در ورود به خشکی و تماس با زمین گرم، ترقی درجه و میزان دریافت حرارت، سریع می‌شود ولی چون رفته رفته اختلاف درجه حرارت روبه نقصان می‌گذارد، ترقی T_m و q ملایم می‌گردد. در دامنه‌ی کوه چون مجدداً اختلاف درجه حرارت مابین زمین و طبقات مرتفع هوا زیاد می‌گردد q افزایش محسوس می‌یابد و T_m نیز که باید در اثر ارتفاع تنزل کند، مختصری بالا می‌رود یا ثابت می‌ماند.

به این ترتیب، گرم شدن تدریجی هوا سبب می‌شود که سطوح ایزوترم (طبق شکل ۷۷، قسمت ج) از حالت افقی خارج گردیده، شیب‌دار و محدب شود. از تقاطع سطوح ایزوترم جو با سطح زمین، خطوط ایزوترم به دست می‌آید (شکل ۷۷، قسمت د) که کمابیش موازی یکدیگر و تابع خط ساحلی و خط الرأس کوه و خطوط تراز نقشه برداری زمین می‌باشند.

محاسبه صحیح و ترسیم دقیق منحنی‌های q و T_m و ایزوترم‌ها، مستلزم حل مسایل و در دست داشتن معلوماتی است که در فصل سوم در زمینه‌ی تشعشع خورشید و تبادل حرارت مابین عناصر مختلف، بحث شد.

۳۹- شیب ایزوترم‌ها

فرض کنیم مقدار انتقال حرارت از واحد سطح زمین به واحد وزن هوا (یعنی ضریب q)، یکنواخت و ثابت باشد. اگر قشر باریکی به عرض یک متر از هوای مجاور زمین را در نظر بگیریم و درجه حرارت آن را T بنامیم، برای واحد وزن هوا

$$Cd_T = q_{dx}$$

$$C \frac{dT}{dx} = q$$

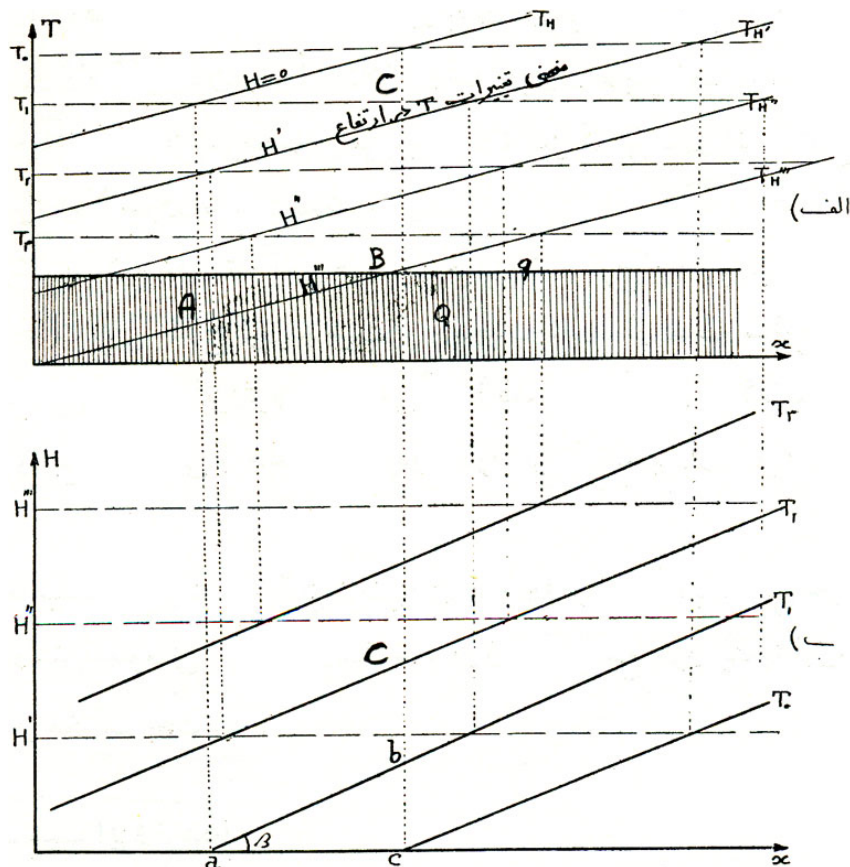
ضریب زاویه‌ی مماس بر ایزوترم‌ها یعنی شیب آنها در مختصات T و X

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dT}{dx} = \frac{q}{C}$$

متناسب با حرارت انتقالی از زمین و معکوس حرارت مخصوص هوا است.
 به این ترتیب، ما خواهیم توانست با اطلاع از میزان یا ضریب انتقال حرارت q از زمین به هوا، ایزوترم‌های یک منطقه را رسم نماییم.

ابتدا فرض می‌کنیم q ثابت باشد و تغییرات طولی درجه حرارت T ی هوا را در ارتفاعات مختلف و H' و H'' و H''' (بر طبق شکل ۷۸-الف) بدانیم. در این صورت به وسیله‌ی خطوط رابط نقاط تقاطع این منحنی‌ها با خطوط T_0 و T_1 و T_2 و غیره ایزوترم‌ها را در مختصات H و x رسم می‌نماییم. با فرض ثابت بودن $\frac{q}{C}$ ایزوترم‌ها دارای شیب ثابت خواهند بود و مستقیم و موازی در می‌آیند.

شکل ۷۸



طرز ترسیم مقطع قائم سطوح ایزوترم از روی ضریب انتقال q و تغییرات درجه حرارت هوا در طبقات افقی مختلف جو

اما بنا به معادله‌ی تبرید هوا در ارتفاع (بند ۱۳):

$$T = T_0 - \tau H$$

یا

$$T - T_0 = -\tau H$$

فاصله‌ی قائم مابین منحنی‌های ایزوترم برای ارتفاعات منظم H' و H'' و غیره، متناسب با سرعت سقوط درجه حرارت هوا یعنی τ می‌باشد.

اینک با ملاحظه‌ی شکل ۷۸ شیب منحنی‌های T_H چنین است:

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{q}{C} = \frac{BC}{AC}$$

شیب ایزوترم T_1

$$\operatorname{tg}\beta = \frac{bc}{ac}$$

نسبت آنها

$$\frac{\operatorname{tg}\beta}{\operatorname{tg}\alpha} = \frac{bc \times AC}{ac \times BC} = \frac{bc}{BC}$$

اما

$$\frac{bc}{BC} = \frac{\Delta H}{\Delta T} = \frac{\Delta H}{\tau \Delta H} = \frac{1}{\tau}$$

پس

$$\operatorname{tg}\beta = \frac{1}{\tau} \operatorname{tg}\alpha$$

یا

$$\operatorname{tg}\beta = \frac{q}{c\tau}$$

شیب ایزوترم‌ها در مختصات H و x نسبت مستقیم با مقدار حرارت انتقال یافته از زمین به هوا و نسبت عکس با میزان تبرید صعودی جو دارد. چنانچه $\frac{q}{C}$ و τ در مسافت قابل ملاحظه‌ای از زمین ثابت باشند، ایزوترم‌ها خطوط مستقیم مورب موازی در می‌آیند. بالعکس در صورتی که از راه اندازه‌گیری مستقیم ایزوترم‌های جوی، سرعت تبرید τ را داشته باشیم می‌توانیم حرارت انتقال یافته از زمین به هوا را تعیین کنیم. از طرف دیگر چنانچه میزان تغییر درجه حرارت هوا در طول زمین را θ بنامیم، یعنی

$$\Delta T = \theta \Delta x$$

باشد (که θ همان $\frac{dT}{dx} = \text{tg}\alpha = \frac{q}{c}$ است) ، در این صورت

$$ac = \Delta x = \Delta T / \theta$$

و

$$\text{tg}\beta = \frac{bc}{ac} = \frac{\Delta T / \tau}{\Delta T / \theta} = \frac{\theta}{\tau}$$

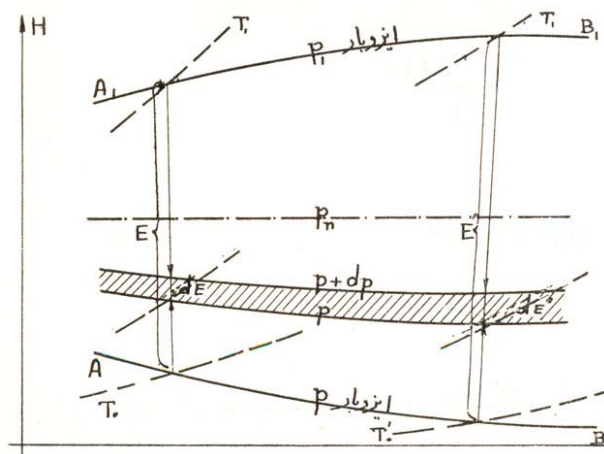
یعنی ، شیب ایزوترمها مساوی نسبت ترقی افقی درجه حرارت هوا در طول زمین به تنزل قائم آن در ارتفاع است.

با توجه به اینکه تنزل درجه حرارت در ارتفاع ، یک واحد در هر ۱۶۰ تا ۱۰۰ متر است، ولی در سطح زمین کیلومترها باید راه رفت تا به یک درجه هوای گرمتر یا سردتر برسیم ، معلوم می شود شیب سطوح ایزوترم همیشه فوق العاده ضعیف است.

۴۰- تغییر شکل ایزوبارها در اثر تغییر درجه حرارت هوا ، استخراج ایزوبارها از ایزوترمها

بروز اختلاف درجه حرارت مابین هوای دو منطقه ، به طوری که دیدیم سبب خروج هوا از حالت یکنواختی و از افقی ماندن ایزوبارها می گردد. فرض کنیم AB و A₁B₁ دو سطح ایزوبار (یا در حقیقت مقاطع قائم دو سطح ایزوبار) به فشارهای p و p₁ باشند (شکل ۷۹). فاصله ی قائم دو ایزوبار یا ضخامت لایه ی هوای فی مابین را اگر E بنامیم به

شکل ۷۹



محاسبه ی ضخامت لایه ی هوا در فاصله ی دو سطح ایزوبار

خوبی واضح است که بنا به معادله‌ی هیدروستاتیک (بند ۱۲) و در فاصله‌ی دو ایزوبار بی‌نهایت مجاور p و $p+dp$ چنین داریم:

$$dE = \frac{-dp}{\delta}$$

به جای وزن مخصوص δ معادل آن

$$\delta = \frac{1}{K} \frac{p}{T}$$

را می‌گذاریم (K عدد ثابت معادله‌ی مشخصه گازهای ساده برای یک کیلوگرم است)

$$dE = \frac{-dp}{p} KT$$

در محل دیگر، ضخامت همان لایه‌ی نازک

$$dE' = \frac{-dp}{p} KT'$$

خواهد بود. پس از تقسیم:

$$\frac{dE}{dE'} = \frac{T}{T'}$$

یعنی نسبت ضخامت‌های لایه هوا در نقاط مختلف، متناسب با درجات حرارت مطلق هوا در می‌آید. با انتگرال‌گیری متوسط، به فرمول:

$$\frac{E}{E'} = \frac{T_m}{T'_m}$$

می‌رسیم. T_m درجه حرارت مطلق متوسط هوا در ستون مربوطه مابین دو ایزوبار p و p' است. نظر به اینکه بر طبق بند ۱۳ فصل دوم، تغییرات درجه حرارت جو، تابع خطی ارتفاع می‌باشد، T_m را می‌توانیم مقدار متوسط عددی درجات حرارت بالا و پایین ستون بگیریم:

$$\frac{E}{E'} = \frac{T_0 + T_1}{T'_0 + T'_1}$$

با توجه به رابطه‌ی خطی

$$T = T_0 - \tau E$$

رابطه‌ی فوق چنین می‌شود:

$$\frac{E}{E'} = \frac{\tau T_0 - \tau E}{\tau T'_0 - \tau E'}$$

اگر بر حسب E' حل کنیم:

$$E' = \frac{T'_0}{T_0} E \frac{1}{1 + \frac{\tau' - \tau}{\tau T_0} E}$$

بنابراین با در دست داشتن ایزوترم‌های جو و یک ایزوبار مبنا (مثلاً ایزوبار AB برای فشار p یا ایزوبار ۱۰۰۰ میلی‌بار)، می‌توانیم کلیه‌ی ایزوبارها را با فرمول E' فوق محاسبه و ترسیم نماییم.

چنانچه سرعت تبرید هوا $\tau = \frac{T_0 - T_1}{E}$ همه جا یکنواخت و یکسان باشد، فرمول ساده‌تر می‌شود:

$$E' = \frac{T'_0}{T_0} E$$

یا:

$$\frac{E'}{E} = \frac{T'_0}{T_0}$$

ضخامت قشر هوا مابین دو ایزوبار مفروض p و p_1 که به‌طور کلی متناسب با مقدار متوسط درجات حرارت مطلق ستون‌ها بود، متناسب با درجه حرارت مطلق پایین ستون می‌شود. هر قدر هوا در برخورد با نواحی داغ گرم‌تر شود، به همان نسبت ضخامت قشر زیادتر و ایزوبار مربوطه شیب‌دارتر می‌گردد.

۴۱- تعیین ایزوبار خنثی

چنانچه ایزوبار خنثی را که افقی است به عنوان ایزوبار مبنا اختیار کنیم و ارتفاع آن را نسبت به سطح تراز، H_n بنامیم، فاصله‌ی ایزوبار p با ایزوبار مبنا

$$E = H_n - H$$

می‌شود و با فرمول فوق می‌توانیم محل آن را به دست آوریم

$$\frac{E'}{E} = \frac{T'_0}{T_0}$$

یا

$$\frac{E' - E}{E} = \frac{T'_0 - T_0}{T_0}$$

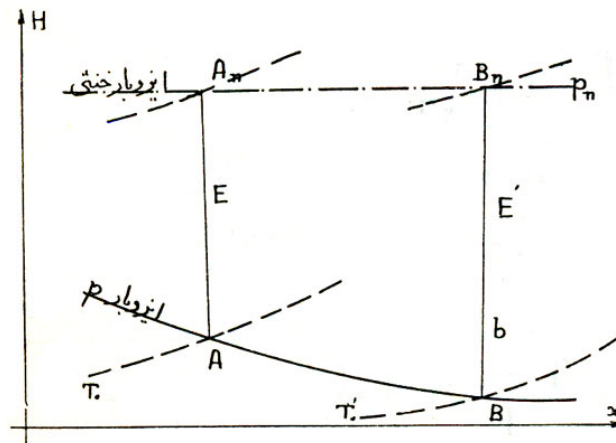
و از آنجا

$$E = (E' - E) \frac{T_0}{T'_0 - T_0}$$

اینک با توجه به نقاط و حروف شکل ۸۰، رابطه‌ی فوق را چنین می‌توان نوشت:

$$E = AA_n = Bb \frac{T_A}{T_B - T_A}$$

شکل ۸۰- ایزوبار خنثی



به این ترتیب یک نقطه از ایزوبار خنثی یعنی A_n به دست می‌آید زیرا که بنا به فرض ایزوبار p و ایزوترم‌های A و B را داریم. همین که نقطه A_n به دست آمد، سراسر ایزوبار خنثی مشخص می‌شود!

۱. نقطه‌ی b روی خط افقی ماربر A قرار دارد.

اما برای محاسبه فشار خشی p_n یا به طور کلی فشار p در هر نقطه از فضا معادله‌ی هیدروستاتیک و رابطه‌ی خطی T و H را به کار می‌بریم.

$$\begin{cases} -dp = \delta dH = \frac{p}{KT} dH \\ T = T_0 - \tau(H - H_0) \end{cases}$$

از رابطه‌ی اول، معادله‌ی دیفرانسیل مابین p و H را در می‌آوریم و به جای T مقدار آن را با استفاده از رابطه‌ی دوم بر حسب H و τ می‌گذاریم

$$-K \frac{dp}{p} = \frac{dH}{T}$$

$$-K \frac{dp}{p} = \frac{dH}{T_0 - \tau(H - H_0)} = \frac{1}{\tau} \frac{d[T_0 - \tau(H - H_0)]}{T_0 - \tau(H - H_0)}$$

پس از انتگرال‌گیری

$$K \tau \text{Log} \frac{p}{p_0} = \text{Log} \frac{T_0 - \tau(H - H_0)}{T_0} = \text{Log} \frac{T}{T_0}$$

و یا

$$p = p_0 \left(\frac{T}{T_0} \right)^{\frac{1}{K\tau}}$$

این معادله همان رابطه‌ی مطلوب است و در هر نقطه از جو مقدار فشار را بر حسب درجه حرارت T در آن نقطه و سرعت سرمایش واقعی τ می‌دهد.

اکسیژان $\frac{1}{K\tau}$ در یک جو آدیاباتیک (صعود برونکار خشک) همان $\frac{\gamma}{\gamma-1}$ و معادله p معادله‌ی آدیاباتیک گاز ساده می‌شود. زیرا که در این صورت بنابر آنچه در بند ۱۳ دیدیم

$$\tau = \frac{A}{C_{Kg}}$$

$$K\tau = \frac{R}{\gamma \lambda / \lambda} \times \frac{A}{C / \gamma \lambda / \lambda} = \frac{AR}{C} = \frac{\gamma - 1}{\gamma}$$

اینک با استفاده از رابطه فوق و فرمولی که قبلاً برای E به دست آورده به نقطه A_n و ایزوترم آن رسیده بودیم، می‌توانیم فشار خشی را حساب کنیم.

$$p_n = p_A \left(\frac{T_{An}}{T_A} \right)^{\frac{1}{k\tau}}$$

که:

$$\tau = \frac{T_{An} - T_A}{E}$$

۴۲- شیب ایزوبارها

چنانچه رابطه‌ی مابین شیب ایزوبارها و ایزوترم‌ها را در هر نقطه از جو خواسته باشیم می‌توانیم فرمول ساده شده و با تقریب کافی زیر:

$$\frac{E'}{E} = \frac{T'_0}{T_0}$$

یا

$$\frac{E' - E}{E} = \frac{T'_0 - T_0}{T_0}$$

که برای دو نقطه‌ی بی‌نهایت مجاور یک ایزوبار به صورت دیفرانسیل زیر در می‌آید، استفاده نماییم

$$\frac{dE}{E} = \frac{dT}{T}$$

طرفین را بر dx تقسیم می‌کنیم تا پای tg ها به میان آید.

$$\frac{dE}{dx} = \frac{E}{T} \frac{dT}{dx}$$

با توجه به نقطه‌ی A در شکل ۸۰ و زاویه α در شکل ۷۸- الف، برای زاویه مماس‌های بر منحنی‌های T بر حسب x

$$tg\gamma = \frac{E}{T} tga$$

در اینجا با آنکه زاویه‌ی γ در جهت x های صعودی، یک زاویه‌ی منفی است و tg آن باید منفی باشد، چون فاصله E در جهت نزولی خوانده شده و منفی است رابطه‌ی فوق به

لحاظ علامت صحیح است (در بحث‌های قبلی ما E را ضخامت قشر یا لایه‌ی هوا و به طور کلی مثبت می‌گرفتیم ولی وقتی ایزوبار خنثی به عنوان سطح مبنا اتخاذ شود بهتر است E را برای ایزوبارهای پایین‌تر از ایزوبار خنثی منفی بگیریم).

در بند ۳۹ در مورد شیب منحنی‌های تغییرات T و ایزوترم‌ها دیدیم که

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{q}{C}$$

یا

$$\operatorname{tg} \alpha = \tau \operatorname{tg} \beta$$

بنابراین شیب ایزوبارها

$$\begin{cases} \operatorname{tg} \gamma = \frac{q}{C} \cdot \frac{E}{T} \\ \operatorname{tg} \gamma = \tau \frac{E}{T} \operatorname{tg} \beta \end{cases}$$

ملاحظه می‌شود که :

اولاً طبق رابطه‌ی دوم و به دلیل منفی بودن E شیب ایزوبارها و ایزوترم‌ها مخالف یکدیگر است و همدیگر را اگر افقی نباشند قطع می‌کنند؛
ثانیاً بنا به رابطه‌ی اول چنانچه q مثبت بوده، باد در جوار زمین رفته رفته گرم شود، ایزوترم‌ها خطوط مورب سر بالا و ایزوبارها خطوط مورب سرایش در می‌آیند؛
ثالثاً به تدریج که به سطح خنثی نزدیک می‌شویم چون E به صفر میل می‌نماید Y نیز به صفر میل کرده ایزوبار افقی می‌شود و از آن به بعد، یعنی بالاتر از ایزوبار خنثی، چون E مثبت می‌شود ایزوبارها سر بالا و به لحاظ شیب موافق ایزوترم‌ها در می‌آیند. (این همان مطلبی است که در بحث اولیه‌ی پیدایش بادها در بند ۲۹ با استدلال حسی رسیده و گفته بودیم)؛

رابعاً شیب ایزوبارها متناسب با سرعت تبرید هوا در ارتفاع است. یعنی در جو آدیاباتیک خشک بیشتر است تا در جوهای به هم خورده و مخصوصاً در جو خیس.
چنانچه شیب ایزوبارها را به طور مستقل از τ و E خواسته باشیم، می‌توانیم به جای E مقدار آن را از روی معادله خطی T بر حسب H قرار دهیم:

$$E = \frac{1}{\tau} (T_N - T_0)$$

در این صورت

$$\operatorname{tg} \gamma = -\left(1 - \frac{T_N}{T_0}\right) \operatorname{tg} \beta$$

یعنی با در دست داشتن ایزوبار خنثی در جو و ایزوترم‌ها می‌توانیم کلیه‌ی ایزوبارها را رسم نماییم. و بالعکس از روی زوایای ایزوبار و ایزوترم ما بر یک نقطه، می‌توانیم محل و درجه حرارت و فشار ایزوبار خنثی را حساب کنیم:

$$\begin{cases} E = \frac{T_0}{\tau} \frac{\operatorname{tg} \gamma}{\operatorname{tg} \beta} \\ T_N = T_0 \left(1 + \frac{\operatorname{tg} \gamma}{\operatorname{tg} \beta}\right) \\ p_N = p_0 \left(\frac{T_N}{T_0}\right)^{\frac{1}{K\tau}} \end{cases}$$

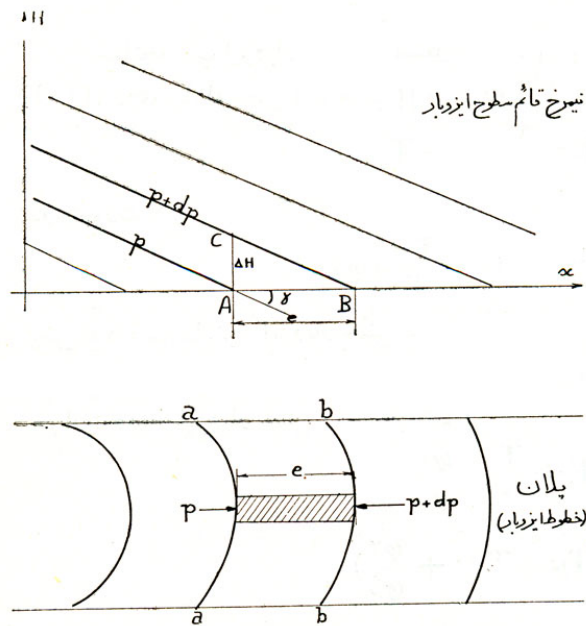
خلاصه آنکه مجموعه‌ی بندهای ۳۷ تا ۴۰، ما را به این نتیجه رساند که چنانچه ضریب انتقال حرارت از زمین به هوا و میزان تنزل ارتفاعی درجه حرارت یا سرعت تبرید هوا معلوم باشد و ایزوبار خنثی را به ما بدهند می‌توانیم ابتدا از نقطه‌ی معلومی برای جمیع نقاط جو از زمین تا بالا، ایزوترم‌ها و ایزوبارها را محاسبه و ترسیم نماییم؛ اما آنچه در عمل پیش می‌آید عکس این مسأله است یعنی، شرایط درجه حرارت و فشار هوا در منطقه‌ای از زمین برای ما با استفاده از اسباب‌های هواسنجی معلوم است و سرمایش واقعی هوا در ارتفاع را اندازه می‌گیرند سپس می‌خواهند ایزوبارها و ایزوترم‌های جو را ترسیم کنند. حل این نوع مسأله را ضمن یک مثال عددی بعد از بند ۴۳ خواهیم دید.

۴۳- رابطه‌ی شیب سطوح ایزوبار با

فشار افقی محرک باد و گرادیان فشار

به طوری که قبلاً گفتیم، اثر سطوح ایزوبار بر سطح زمین یعنی تقاطع آنها با سطح زمین یا با هر صفحه‌ی انتخابی را- که معمولاً افقی گرفته می‌شود- منحنی‌های ایزوبار یا به طور مطلق ایزوبار می‌نامند.

شکل ۸۱



سطح ایزوبار (نیمرخ قائم) و خطوط ایزوبار (پلان یا مقطع افقی)

مابین دو ایزوبار aa و bb (شکل ۸۱) با اختلاف فشار Δp و به فاصله $\Delta x = e$ فشار افقی وارد بر واحد حجم یا p_H چنین است:

$$p_H = \frac{\Delta p}{\Delta x}$$

p_H همان فشار افقی یا اختلاف فشار محرک باد است و سبب انتقال ذرات هوا از A به B می‌شود.

در نقشه‌های هواشناسی رسم بر این است که سطوح و خطوط ایزوبار را برای اختلاف فشارهای ثابتی مثلاً

$$\Delta p = \delta^{mb}$$

همیشه رسم می‌نمایند. بنابراین فشار افقی موجود در سطح زمین در هر نقطه نسبت عکس با فاصله‌ی ایزوبارها دارد. هر قدر ایزوبارها به هم نزدیک‌تر باشند اختلاف یا تنزل فشار در سطح زمین بیشتر و بادهای تندتر خواهد بود.

ضمناً برای اختلاف یا تنزل فشار هوا در طول زمین واحد خاصی انتخاب کرده هر یک میلی‌بار تنزل فشار هوا در یک درجه از دایره‌ی عظیمه‌ی زمین (یعنی ۱۱۱ کیلومتر را) یک گرادیان^۱ می‌گویند. گرادیان را ما پله ترجمه می‌کنیم. به این ترتیب چنانچه در فرمول $p_H = \frac{\Delta p}{\Delta x}$ که در سیستم MKS بیان می‌شود، بخواهیم پله یا گرادیان G را وارد کنیم، باید دو تبدیل واحد انجام دهیم.

$$p_{H \text{ Kg/m}^2} = \frac{\Delta p^{\text{mb}} \times \frac{10^4}{980}}{e^{\circ} \times 111000 \text{ m}} = 9/25 \times 10^{-5} G^{\text{mb/o}}$$

اما رابطه‌ی شیب سطوح ایزوبارها با پارامترهای متعددی را که مورد بحث قرار گرفته است می‌توانیم از طرق چندی نگاه کرده و فرمول‌های مختلفی بدهیم: با توجه به منفی بودن زاویه‌ی γ در شکل ۸۱

$$\text{tg} \gamma = -\frac{AC}{AB} = -\frac{\Delta H}{\Delta x}$$

۱- اگر اختلاف فشار ایزوبارها یعنی Δp را یک میلی‌بار بگیریم و ω میزان تنزل ارتفاعی فشار (بند ۱۴) باشد

$$AB = \frac{111000 \text{ m}}{G} \quad \text{و} \quad AC = \frac{1}{\omega}$$

بنابراین

$$\text{tg} \gamma = -\frac{1}{111000} \frac{G}{\omega}$$

یا

$$(1) \text{tg} \gamma = -9/05 \times 10^{-6} \frac{G}{\omega}$$

برای ω قبلاً فرمولی داده و گفته بودیم که معادله‌ی خطی T برحسب H فقط برای جو برونکار خشک صادق است ولی معادله‌ی اکسپانسیل p و همچنین ω با

۳۰۰ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 تقریب کافی همیشه قابل قبول است. مقدار ω در تراز دریا و تا ارتفاعات ۲۰۰۰ متر
 به طور تقریباً ثابت :

$$\omega_0 = \frac{1}{\lambda/\lambda_0} = 0.113$$

۲- چون

$$p_H = \frac{\Delta p^{kg/m^2}}{\Delta x^m} \quad \text{و} \quad \omega = -\frac{\Delta p^{mb}}{\Delta H^m} = \frac{\Delta p^{kg/m^2} \times \frac{9.8}{1.0}}{\Delta H^m}$$

بنابراین

$$tg\gamma = -\frac{\Delta H}{\Delta x} = \frac{\Delta p \times \frac{9.8}{1.0} - / \omega}{\Delta p / p_H}$$

یا

$$(2) \quad tg\gamma = 0.98 \frac{p_H}{\omega}$$

۳- با استفاده از معادله‌ی هیدروستاتیک چون

$$\Delta H = -\frac{\Delta p}{\delta}$$

پس

$$(3) \quad tg\gamma = \frac{p_H}{\delta}$$

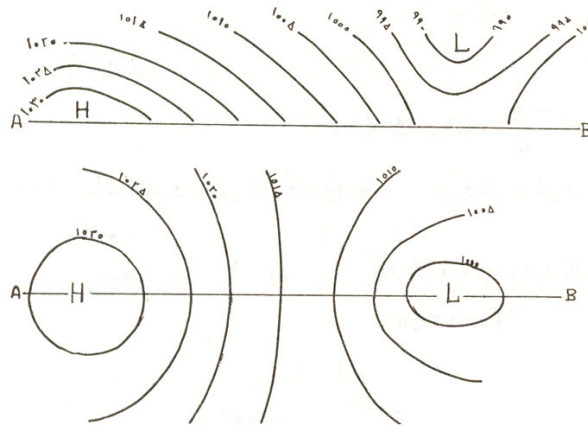
۴- با استفاده از رابطه‌ی p_H برحسب پله‌ی G و با استفاده از معادله‌ی مشخصه‌ی
 گازهای ساده

$$tg\gamma = \frac{9/25 \times 10^{-5} G}{p/KT} = \frac{9/25 \times 10^{-5} G T}{848/28/8 p}$$

$$(4) \quad tg\gamma = 2/75 \times 10^{-2} \frac{T}{p} G$$

به این ترتیب ، چهار نوع رابطه برای تعیین شیب ایزوبارهای جو داده شد. هر قدر
 پله‌ی فشار G و فشار افقی محرک باد p_H بیشتر باشد، ایزوبارها سرازیرترند و هر قدر
 تنزل ارتفاعی فشار و خود فشار هوا زیادتر باشد، شیب آنها کمتر است. به طور کلی و
 نظر به اینکه p_H و G عداً مقادیر بسیار ضعیفی هستند و فاصله‌ی ایزوبارهای ۵
 میلی باری از ۱۰۰ کیلومتر کمتر نمی شود، سطوح ایزوبار هیچ گاه نمی تواند زیاد باشد
 و در اطراف ۰/۰۱ درصد تا ۰/۰۵ درصد است.

شکل ۸۲



نمایش یک سلسله سطوح ایزوبار در مقطع قائم جو (قسمت بالای شکل) و خطوط ایزوبار در تراز دریا (قسمت پایین شکل) با یک حفره L و یک حدهی H

در شکل ۸۲ که نمونه‌ای از نقشه‌ی سطوح ایزوبار جوی و خطوط ایزوبار زمینی را در فاصله‌ی یک مرکز پرفشار یا حدهی H و یک مرکز کم فشار یا حفره‌ی L نشان می‌دهد و سطوح ایزوبار با شیب زیاد دیده می‌شوند، علت‌اش این است که مقیاس طول را خیلی بزرگ‌تر از مقیاس ارتفاع گرفته‌اند و $tg\alpha$ به نسبت دو مقیاس، بزرگ شده است. از H تا L معمولاً چند صد و گاهی چندین هزار کیلومتر فاصله وجود دارد.

مثال عددی و ترسیمی

از قزوین به تهران که فاصله‌ی آنها به خط مستقیم $l = 140 \text{ km}$ است، باد ملایمی می‌وزد. مشخصات هواشناسی این دو شهر و اندازه‌گیری‌های همزمان ایستگاه‌های هواشناسی مربوطه به قرار زیر بوده است:

| ارتفاع از دریا | درجه حرارت به سانتیگراد | فشار برحسب میلیبار | تنزل ارتفاعی درجه حرارت |
|------------------------------|-------------------------|--------------------|---|
| قزوین $H = 1250 \text{ m}$ | $t = 32^\circ$ | $p = 879$ | $\tau = \frac{1^\circ}{155 \text{ m}} = 0.0064$ |
| تهران $H_1 = 1190 \text{ m}$ | $t_1 = 37^\circ$ | $p_1 = 884.5$ | $\tau = \frac{1^\circ}{130 \text{ m}} = 0.0077$ |

می‌خواهیم ایزوترم‌ها و ایزوبارهای جوی (در مختصات x و H) را رسم کنیم. قبلاً لازم است مشخصات فوق را همسطح نماییم. مثلاً ارقام مربوط به تهران را تحویل به تراز قزوین کنیم تا بتوانیم مقادیر θ و G را به دست آوریم و از روی آنها شیب ایزوترم‌ها

$$\operatorname{tg}\beta = \frac{\theta}{\tau}$$

و ایزوبارها

$$\operatorname{tg}\gamma = \frac{-G}{\omega} \times 9/05 \times 10^{-6}$$

را حساب کنیم و سپس از روی tg ها محل ایزوبار خنثی را جستجو نموده کلیه‌ی ایزوبارها را بکشیم.

مشخصات تحویل شده تهران به تراز قزوین را با یک زبر نمایش می‌دهیم.

$$\left\{ \begin{array}{l} H' = H = 1250^m \\ t' = t_1 - \tau(H_1 - H) \\ t' = 37 - \frac{1250 - 1190}{13} = 36/5 \\ p' = p_1 - \omega_{1190} (H_1 - H) \\ p' = 883/5 - \frac{60}{9/7} = 877 \end{array} \right.$$

مشخصات تحویل شده
تهران به تراز قزوین

اکنون می‌توانیم θ و G را حساب کنیم.

$$\left\{ \begin{array}{l} \theta = \frac{t' - t}{1000} = \frac{36/5 - 32}{140000} = 0/0325 \times 10^{-3} \text{ } ^{\circ} \text{ } ^{0/m} \\ G = \frac{p - p'}{1/111} = \frac{(879 - 877)111}{140} = 1/60 \text{ } ^{mb} / 1^{\circ} \text{ } \text{G.C.} \end{array} \right.$$

تغییرات طولی درجه
حرارت و فشار

شیب ایزوترم‌ها و ایزوبارها (ضرب در ۱۰۰):

$$\left\{ \begin{array}{l} \operatorname{tg}\beta_1 = 100 \cdot \frac{\theta}{\tau} = 100 \cdot \frac{0/0325 \times 10^{-3}}{0/0077} = 42\% \\ \operatorname{tg}\gamma_1 = -100 \cdot \frac{G}{\omega_1} \times 9/05 \times 10^{-6} = 9/05 \times 10^{-6} \cdot \frac{1/60}{1/9/7} = 1/4\% \end{array} \right.$$

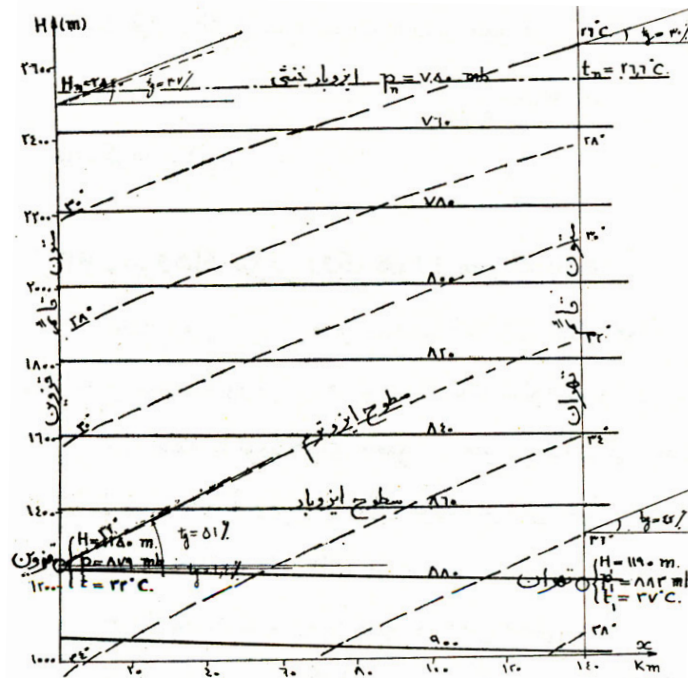
تهران

$$\text{قزوین} \begin{cases} \text{tg}\beta_1 = 100 \cdot \frac{0.325 \times 10^{-3}}{0.0064} = 51\% \\ \text{tg}\gamma = \text{tg}\gamma_1 = 1/4\% \end{cases}$$

تعیین ایزوبار خنثی را می‌توان یا بالای ستون تهران، یا بالای ستون قزوین انجام داد؛ عیناً باید یکی درآید و اگر در محاسبات عددی با خط‌کش محاسبه اختلاف‌های جزئی پیش‌آید متوسط را باید اختیار کرد. برای مشخصات تهران چنین نتیجه می‌شود:

$$\text{ایزوبار خنثی} \begin{cases} E = -\frac{T_1}{\tau_1} \frac{\text{tg}\gamma_1}{\text{tg}\beta_1} = \frac{273 + 37}{0.0077} \times \frac{1/40}{42} = 1350 \text{ m} \\ H_n = H_1 + E = 1190 + 1350 = 2540 \text{ m} \\ T_n = T_1 - \tau E = 310 - \frac{1340}{130} = 299^\circ = 273 + 26/6^\circ \\ p_n = p_1 \left(\frac{T_n}{T_1}\right)^{\frac{1}{K\tau_1}} = 883/5 \left(\frac{299}{310}\right)^{6/41} = 750 \text{ mb} \end{cases}$$

شکل ۸۳



ترسیم سطوح ایزوبار و ایزوترم جوی مابین تهران و قزوین

اینک برای رسم سطوح ایزوترم، با در دست داشتن میزان سرمایش ارتفاعی در ستون‌های هوای روی تهران و قزوین، خطوط قائم‌الزاویه را بر حسب درجات حرارت درجه‌بندی می‌کنیم و نقاط هم‌درجه‌ی روی آنها را با توجه به ضریب زاویه‌ی مماس‌های مربوطه و تعبیر مختصری که از زمین تا سطح خنثی پیدا می‌کند به هم وصل می‌نماییم (شکل ۱۳). همچنین روی ستون‌های قائم قزوین و تهران و در فاصله‌ی زمین تا سطح خنثی که به فشار $p_n = ۷۶۰$ است، ارتفاع فشارهای نزولی ۲۰ میلی‌بار به ۲۰ میلی‌بار را با توجه به مقدار ω تعیین و تقسیم‌بندی نموده با خطوط مورب مستقیم وصل می‌نماییم. شیب ایزوبارها برای خطی که از نزدیکی تهران می‌گذرد $۱/۴۰$ درصد است ولی رفته‌رفته افقی می‌شود.

نظر به اینکه شیب ایزوترم‌ها تابع θ است و اختلاف ارتفاع ایزوبارها تابع ω می‌باشد قبلاً $\text{tg}\beta$ و ω را برای سطح خنثی حساب کرده‌ایم.

$$\left. \begin{array}{l} \text{در ارتفاع ایزوبار خنثی} \\ \text{tg}\beta_n = 100 \left\{ \begin{array}{l} \frac{\theta_n}{T} = \frac{(۲۶/۵ - ۲۳/۸)}{۰/۰۰۷۷ \times ۱۴۰۰۰۰} = ۳۰\% \quad \text{برای تهران} \\ \frac{\theta_n}{T} = \frac{(۲۶/۵ - ۲۳/۸)}{۰/۰۰۶۴ \times ۱۴۰۰۰۰} = ۳۷\% \quad \text{برای قزوین} \end{array} \right. \\ \omega_x = \frac{p_0 \left[1 - \frac{H_n}{۲۹۲۰۰} \right]^{۲/۳}}{۸۸۵۰} = \frac{۱۰۰۰ \left[1 - \frac{۲۵۴۰}{۲۹۲۰۰} \right]^{۲/۳}}{۸۸۵۰} = \frac{۱}{۱۰/۷۵} \end{array} \right\}$$

کما آنکه قبلاً برای ارتفاع تهران ω را بر طبق فرمولی که در بند ۱۴ داده شده است

$$\omega_1 = \frac{1}{۹/۶۷}$$

حساب کرده بودیم.

۴۴- نیروهای مؤثر روی هوا و محرک بادها

بحث روی ایزوبارها و محاسبه‌ی اختلاف فشار هوا مابین دو نقطه بیشتر به خاطر مطالعه و محاسبه‌ی وزش بادها بود و اینک می‌توانیم وارد این بحث بشویم.

یک قطعه یا توده هوای معلق در جو، در حالت کلی تحت تأثیر نیروهای زیر است:

الف) جاذبه‌ی زمین یا وزن توده‌ی مفروض هوا،

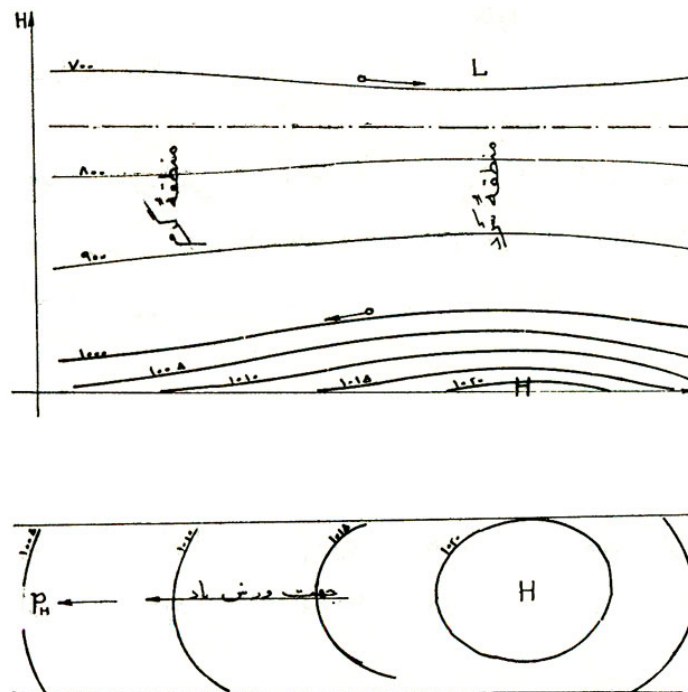
ب) اختلاف فشارهای موجود در طرفین آن قطعه یا نیروی وزشی،

- ج) اصطکاک با زمین و با عوارض محلی ،
 د) قوه‌ی گریز از مرکز (در صورتی که مسیر باد منحنی باشد) ،
 ه) علاوه بر چهار نیروی فوق ، نیروی انحرافی کوریولیس .
 به طوری که اجمالاً در بند (۳۳-ب) توجه کردیم، چون حرکت وضعی زمین سبب انحراف بادها به طرف راست مسیر می‌شود (یا به طرف چپ در نیم کره‌ی جنوبی) ، چنین می‌نماید که یک نیروی انحرافی عمود بر مسیر و در طرف راست آن قرار داشته باشد. به طوری که می‌دانیم این نیروی ظاهری یا نسبی را نیروی کوریولیس^۱ می‌نامند.

الف) جاذبه‌ی زمین یا ثقل هوا

جاذبه‌ی زمین عمل خود را به این ترتیب انجام داده است که هوا را به طرف پایین مجتمع و رفته رفته متراکم ساخته، فشار هوا و سطوح ایزوبار را به وجود آورده است.

شکل ۸۴



تشبیه وزش باد به گلوله‌هایی که روی سطوح شیب‌دار ایزوبار بلغزند و تعیین جهت و اندازه P_H به طرف ایزوبارهای نزولی به نسبت عکس فاصله ایزوبارهای منظم با یکدیگر.

در حال تعادل و مادامی که حرارت‌های وارده سبب سبک کردن و بالا و پایین بردن ذرات هوا نشود، نیروی ثقل، دیگر نمی‌تواند منشأ حرکت و بروز باد باشد زیرا به وسیله‌ی تنزل فشار سطوح ایزوبار از پایین به بالا جبران و متعادل شده است. توده‌ها یا قشرهای هوا، مابین سطوح افقی ایزوبار محبوس و راکد می‌مانند و هیچ‌گونه حرکت افقی یا قائم پیش نمی‌آید. اما چنانچه در اثر اختلاف حرارت منتقله از زمین، سطوح ایزوبار به وضع منحنی یا مورب درآیند، ذرات هوا مانند گلوله‌هایی که روی سطح شیب‌دار قرار داده شده باشد می‌توانند در جهت شیب سطوح ایزوبار بلغزند و طبق شکل ۸۴ از منطقه‌ی سرد به منطقه‌ی گرم پیش روند. به این ترتیب باد تولید می‌شود و در بالاتر از سطح خنثی، جهت باد معکوس می‌گردد.

ب) اختلاف فشار

وجود اختلاف فشار جو سبب می‌شود که ذرات هوا از ناحیه‌ی پرفشار به طرف ناحیه‌ی کم فشار بر روی سطوح ایزوبار و در جهت عمود بر خطوط ایزوبار رانده شوند. مقدار واحد این اختلاف فشار یا نیروی دیفرانسیل به طوری که در اول بند ۴۳ دیدیم:

$$p_H = \frac{\Delta p}{e}$$

بوده نسبت عکس با فاصله‌ی ایزوبارهای متوالی دارد. همچنین بعداً در همان بند ۴۳ نشان دادیم که

$$p_H = \delta \operatorname{tg} \gamma$$

یعنی نیروی افقی مؤثر روی باد، متناسب با شیب ایزوبارها و وزن مخصوص هوا است همان طوری که غلتیدن یک گلوله روی سطح مورب نیز با نیروی متناسب با شیب انجام می‌گیرد.

ج) اصطکاک

قوه‌ی اصطکاک که همیشه در جهت مخالف باد عمل می‌نماید در مجاورت زمین‌های عارضه‌دار زیاد است ولی روی دریاها و دشت‌های چمن‌دار یا صحرا و به طور کلی در ارتفاعات بیش از ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ متر، قابل اغماض است.

د) گریز از مرکز

قوه‌ای که می‌خواهد ذرات باد را به خارج مسیر قوس‌دار پرتاب کند

$$C = \rho \frac{V^2}{r}$$

می‌شود. در اینجا C قوه گریز از مرکز، ρ جرم مخصوص هوا، V سرعت باد و r شعاع مسیر آن است.

ه) نیروی انحرافی کوریولیس

به طوری که می‌دانیم این انحراف مسیر برای جسمی که در بالای سطح زمین از نقطه‌ی استوایی E به طرف قطب p پرواز می‌کند، ناشی از اختلاف سرعت خطی جسم پرتاب شده‌ی A با نقطه‌ی M در زیر پای آن می‌باشد و از M جلو می‌افتد. سرعت خطی نقاط روی زمین حاصل ضرب سرعت زاویه‌ای دوران Ω در فاصله‌ی آن نقاط تا محور گردش زمین است.

$$V_t = r \Omega$$

$$V_t = R \cos \varphi \Omega$$

چنانچه مقدار پیش‌افتادگی جسم پروازکننده‌ی A نسبت به نقطه‌ی زیر پای آن M ، یعنی طول انحراف مسیر یا ε را در طی MM' خواسته باشیم، باید اختلاف سرعت‌های M و M' یعنی دیفرانسیل V_t بر حسب φ را در زمان مربوطه‌ی Z ضرب کنیم:

$$\varepsilon = -\frac{dV_t}{d\varphi} d\varphi \times Z$$

$$\varepsilon = -\frac{d(R\Omega \cos \varphi)}{d\varphi} d\varphi \times Z$$

$$\varepsilon = R\Omega \sin \varphi d\varphi \times Z$$

از طرف دیگر، اگر سرعت باد در امتداد شمال را V بنامیم مقدار پیشروی باد در مدت Z ثانیه یا MM' ، برابر:

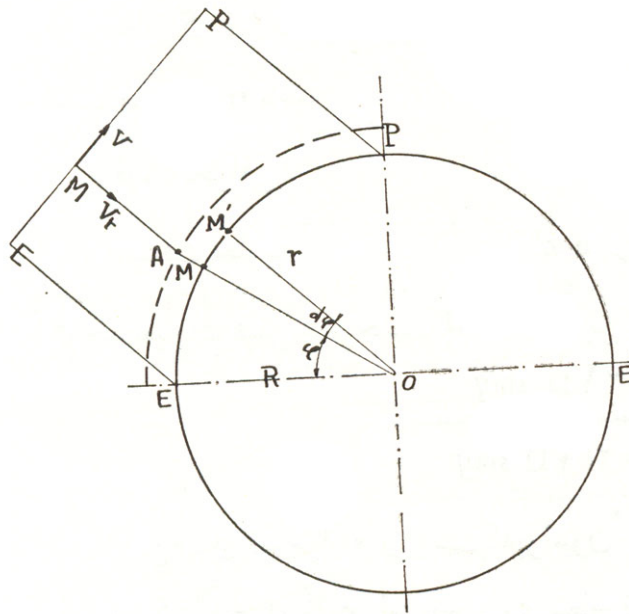
$$MM' = R d\varphi = V \times Z$$

است. $d\varphi$ را استخراج می‌کنیم و در عبارت ε می‌بریم:

$$d\varphi = \frac{V}{R} z$$

$$\varepsilon = \Omega \sin \varphi V z^2$$

شکل ۸۵- لغزش یا انحراف به راست اجسام پرتاب شده در بالای سطح زمین



حال اگر قوه‌ی ظاهری موجود حرکت انحرافی ε روی واحد جرم هوا را D بنامیم و شتاب مربوطه‌ی a باشد:

قوه‌ی انحرافی

$$D = a \times \rho$$

مسافت مطویه

$$\varepsilon = \frac{1}{2} a z^2$$

با توجه به عبارت قبلی ε بر حسب Ω و V ، به این نتیجه می‌رسیم:

$$a = rV\Omega \sin\varphi$$

$$D = r\rho V\Omega \sin\varphi$$

این همان فرمول فرل^۱ است که پواسون^۲ در سال ۱۸۷۳ از روی قضیه ی کوریولیس برای حرکت اجسام مادی لغزنده به روی سطح زمین استنباط نمود و بعداً باینه^۳ و فرل در مورد جریان بادهای به کار بردند و بویس^۴ در رابطه‌ی ایزوبارها با وزش و تعیین مسیر بادهای و توفان‌ها وارد ساخت.

ملاحظه می‌شود که نیروی انحراف‌دهنده‌ی باد در استوا صفر و در قطبین ماکزیمم است و همیشه از طرف راست مسیر و عمود بر آن عمل می‌نماید و متناسب با سرعت است. برای واحد جرم هوا، ρ می‌افتد و

$$D = rV\Omega \sin\varphi$$

می‌شود.

اکنون که نیروهای مؤثر روی توده‌ی هوا را مطالعه نمودیم، می‌توانیم به محاسبه‌ی مکانیک بادهای پردازیم.

۴۵- محاسبه‌ی باد از روی ایزوبارها

قوای پنجگانه‌ی مذکور در بند اخیر [بند ۴۴]، همه‌وقت و همه‌جا حاضر و عامل نیستند و محاسبات می‌تواند ساده شود؛ برحسب آنکه کدام یک از آنها قابل اغماض باشد، نوع و نام باد و همچنین فرمول سرعت مربوطه فرق می‌کند.

الف) بادهای عمومی منظم در مسیرهای طولانی و دور از سطح زمین؛ بادهای موازی یا ژئوستروفیک^۵

در این مورد سه فقره از نیروهای مؤثر سابق‌الذکر غایب یا قابل اغماض‌اند (بند ۴۴)، بندهای فرعی الف و ج و د) و فقط فشار هوا و نیروی انحرافی کوریولیس در بین

۱. Ferrel

۲. Poisson

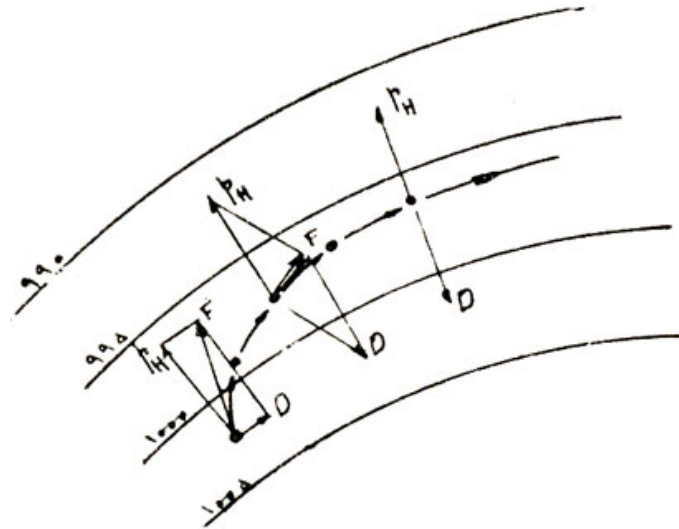
۳. Babinet

۴. Buys- Ballot

۵. Vents géostrophiques (Geostrophic winds)

۳۱۰ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 می آید. چنین موردی با وجود سادگی شرایط، حالت استثنایی ندارد و رژیم دایمی
 غالب، بادهای مناطق با عرض جغرافیایی متوسط و قطبی است.

شکل ۸۶



سرعت گرفتن و منحرف شدن تدریجی باد تا به موازات ایزوبارها

نیروی فشار p_H سبب حرکت اولیه ذرات سبک وزن هوا در امتداد عمود بر ایزوبارها به سمت فشار کمتر می گردد. نیروی ثابت، شتاب ثابت داده، متدرجاً بر سرعت باد افزوده می شود. اما همین که حرکتی به وجود آید نیروی انحرافی کوریولیس وارد عمل شده، به تناسب سرعت متزاید V ، باد را به راست می چرخاند تا جایی که طبق شکل ۸۶ مسیر باد موازی ایزوبارها و دو نیرو مساوی و مخالف هم گشته، نتیجه‌ی قوی شتاب، صفر شود. یعنی تعادل برقرار گردد. در حالت تعادل نهایی:

$$p_H = D$$

$$\frac{\Delta p}{e} = 2\rho V\Omega \sin\varphi$$

بنابراین سرعت نهایی تعادلی که آن را با حرف V_g نمایش می دهیم:

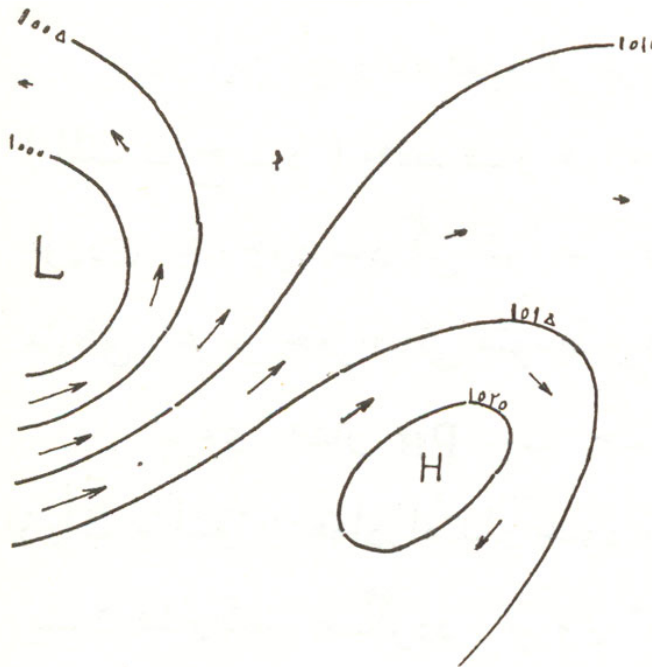
$$V_g = \frac{\Delta p/e}{2\rho\Omega \sin\varphi}$$

یا بر حسب پله‌ی فشار G

$$V_g = 4/125 \times 10^{-5} \frac{G}{\rho \Omega \sin\varphi}$$

چنین سرعت و بادهایی را که با مفروضات و در شرایط فوق‌الذکر حساب شده باشد بادهای ژئوستروفیک می‌گویند و ما «موازی» اصطلاح کرده‌ایم.

شکل ۸۷- بادهای موازی یا ژئوستروفیک



به طوری که در شکل ۸۷ دیده می‌شود، در شرایط بادهای موازی ایزوبارها حکم مجاری یا کانال‌هایی را دارند که باد در میان آنها با سرعت عکس عرض کانال حرکت می‌کند.

بنا به فرمول فوق، هر قدر از استوا به قطبین نزدیک می‌شویم، با فرض ثابت بودن پله فشار، از سرعت باد کاسته می‌شود. مثلاً در عرض 30° دو برابر قطبین است. ضمناً در حوالی استوا که $\sin\varphi$ به صفر می‌رسد و فاصله‌ی ایزوبارها، یعنی اختلاف فشار نیز

۳۱۲ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 بسیار ضعیف و نامحسوس می‌گردد، فرمول فوق دقت و صحت خود را از دست
 می‌دهد.
 بنا به فرمول بادهای موازی، برای یک پله اختلاف فشار (۱ گرادیان) در عرض
 جغرافیایی 30° سرعت، به اندازه:

$$V_g = \frac{9/5 \times 10^{-5}}{2\rho \Omega \sin\varphi} = \frac{9/5 \times 10^{-5}}{2 \times \frac{1/293}{9/81} \times \frac{2\pi}{24 \times 3600} \times 0/5}$$

یا:

$$V_g = 9/4 \text{ m/s یا } 36 \text{ km/h}$$

در می‌آید.

یک تا دو گرادیان پله فشار، بادهای ضعیف می‌دهد، ۲ تا ۳ پله بادهای متوسط و
 ۵ تا ۶ پله فشار بادهای تند ایجاد می‌نماید، بر طبق جدول ۸.

جدول شماره ۸- سرعت و نوع بادهای موازی بر حسب گرادیان در عرض‌های مختلف

| عرض جغرافیایی گرادیان | 30° | 45° | 60° |
|-----------------------------|-------------------------------------|------------------------------|---------------------------|
| ۱ | ۹/۴ m/s ۳۴ km/h نسیم تند | ۶/۷ ۲۴ نسیم حسابی | ۵/۴ ۱۹/۴ نسیم متوسط |
| ۲/۵ | ۲۳/۵ m/s ۸۵ km/h توفان | ۱۷ ۶۰ باد شدید | ۱۳/۵ ۴۸/۵ باد متوسط |
| ۵ | ۴۷ m/s ۱۷۰ km/h هریکن (کولاک) | ۳۳/۵ ۱۲۰ هریکن (کولاک) | ۲۷ ۱۰۰ توفان شدید |

بادهای منظم مرتفع ممتد همیشه باد موازی هستند برخلاف انتظار جهت وزش باد
 مستقیماً از حدبه به حفره نمی‌باشد.

با توجه به اینکه

$$p_H = \frac{\Delta p}{e} = \delta \operatorname{tg} \gamma$$

سرعت بادهای موازی را به عبارت زیر نیز می‌توانیم بنویسیم

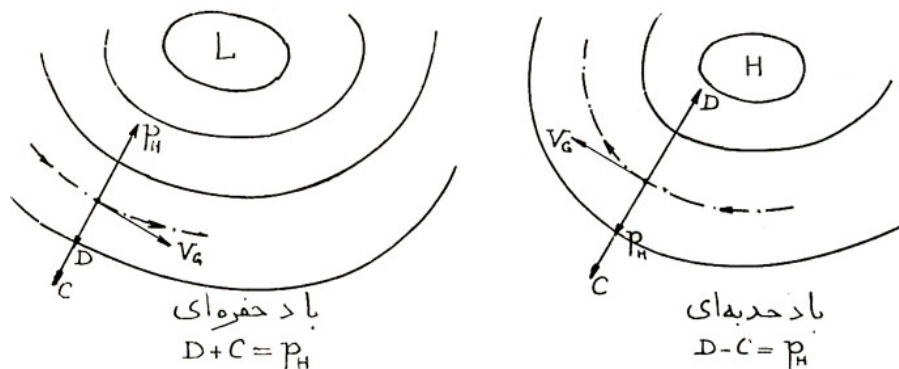
$$V_g = \frac{p_H}{\rho \Omega \sin \varphi} = -\frac{g}{\Omega \sin \varphi} \operatorname{tg} \gamma$$

سرعت باد از یک طرف متناسب با δp_H است و از طرف دیگر متناسب با شیب سطوح ایزوبار یعنی $\operatorname{tg} \gamma$. ذرات هوای تشکیل‌دهنده باد روی سطوح مورب ایزوبار، با سرعتی متناسب سرزیری آنها به حرکت در می‌آیند ولی حرکتشان به عوض آنکه در امتداد خط بزرگ‌ترین شیب باشد، در اثر وجود نیروی کوریولیس عمود بر آن و در امتداد خطوط تراز به عمل می‌آید. مسیر باد قابل تشبیه به جاده‌های کوهستانی بغل‌بر یا خطوط بر روی دامنه‌ها است.

ب) بادهای چرخشی^۱

در نزدیکی حفره‌ها و حذب‌ها و هر جا که مسیر باد انحنای محسوس داشته باشد قوه‌ی گریز از مراکز نیز در میان آمده به طور عمود بر سرعت و در جهت مخالف با فشار (در حفره‌ها) یا موافق با آن (در حذب‌ها) عمل می‌نماید. این نوع بادهای را باد گرادیان یا چرخشی می‌گوییم و برای آنکه سرعت احتسابی آنها از بادهای موازی تشخیص داده شود اندیس G به جای g می‌گذاریم.

شکل ۸۸- بادهای چرخشی



اثر متفاوت قوه‌ی گریز از مرکز در حوزه‌های حفره‌ای (L) و حذب‌ای (H).

۱. Gradient winds

رسیدن به رژیم دائمی تعادل، یعنی خنثی شدن قوای وارده، ایجاد می‌نماید که طبق شکل ۸۸ سرعت V_G عمود بر p_H شود و مسیر تقریباً موازی ایزوبارها گردد. در حرکت حفره‌ای

$$C + D = p_H$$

C و D تابع سرعت واقعی V_G هستند و p_H را می‌توانیم برحسب سرعت باد در شرایط «موازی» یعنی طبق فرمولی که در بند ۱ برای V_g داده بودیم، بنویسیم:

$$\rho \frac{V_G^2}{r} + 2V_G \rho \Omega \sin \varphi = 2V_g \rho \Omega \sin \varphi$$

V_G جواب یک معادله‌ی درجه دوم است. برای سهولت استنباط، معادله را برحسب $\frac{1}{V_G}$ تنظیم نموده و بعد عکس آن را می‌گیرند:

$$V_G = \frac{V_g}{\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} + V_g / 2r \Omega \sin \varphi}}$$

ملاحظه می‌شود که همیشه $V_G < V_g$ است و چنانچه شعاع مسیر بزرگ باشد، V_G به V_g نزدیک می‌گردد. در حرکت حفره‌ای که

$$p_H = D - C$$

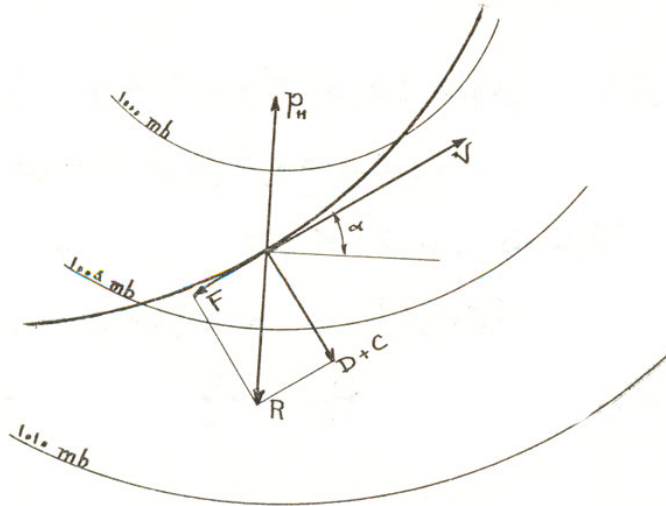
و شعاع را باید منفی گرفت، سرعت باد بیش از حرکت حفره‌ای با فرض p_H مساوی در می‌آید. قوه‌ی گریز از مرکز، به فشار مؤثر p_H کمک می‌کند.

ج) بادهای زمینی

در مجاورت زمین که اصطکاک عوارض طبیعی و مصنوعی در بین می‌آید، باز منتجه قوی در رژیم دائمی و رسیدن به تعادل، باید صفر باشد. یعنی منتجه R از قوای سه‌گانه‌ی D و C و اصطکاک F با نیروی فشار p_H مقابله نماید. به این ترتیب سرعت واقعی باد دیگر موازی ایزوبارها نبوده به اندازه‌ی α درجه، به طرف منطقه‌ی کم فشار متمایل می‌گردد. هر قدر وزش باد، در محل عارضه دارتر و در ارتفاع نزدیک‌تر و با

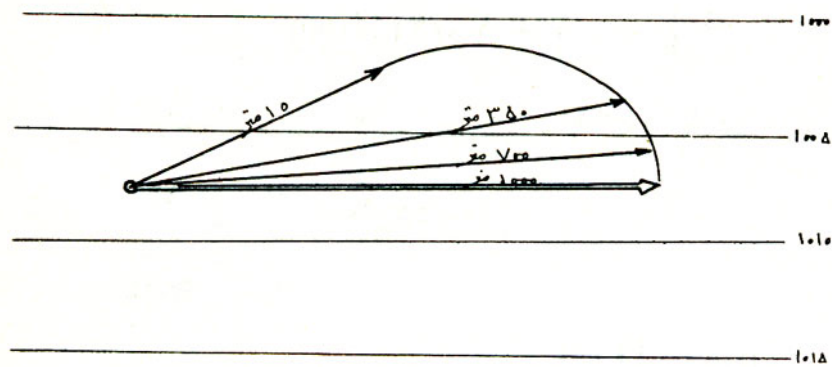
پدیده‌های جوی _____ ۳۱۵
 سرعت کمتر (P_H ضعیف‌تر) صورت گیرد، این تخفیف و تمایل محسوس‌تر خواهد بود.

شکل ۸۹- تأثیر اصطکاک روی باد در حالت کلی



ممکن است بر طبق شکل ۹۰ سرعت واقعی تا ۳۰ درصد سرعت ژئوستروفیک V_g و انحراف آن به 45° برسد، ولی روی دریاها و اراضی مستور از یخ، این تغییرات در حدود ۶۵ درصد و 25° خواهد بود.

شکل ۹۰



کاهش سرعت باد و انحراف آن به طرف ایزوبارهای کم فشار در نزدیکی زمین

بنابراین ارقام سرعت که در جدول ۸، بند (۴۵- الف) دادیم، به همین نسبت‌ها تخفیف پیدا می‌کنند.

به تدریج که از سطح زمین بالا برویم و از مراکز حدبه و حفره دور شویم، سمت و سرعت باد به وضع بادهای موازی برمی‌گردد و فرمول

$$V = \frac{P_H}{2\rho \Omega \sin \varphi}$$

قابل استعمال تر می‌شود. V متناسب با P_H در می‌آید.

P_H نیز به طوری که دیدیم متناسب با شیب سطوح ایزوبار ($\text{tg}\gamma$) یا شیب سطوح ایزوترم ($\text{tg}\beta$) می‌باشد و آنها نیز متناسب با مقدار حرارت انتقال یافته از زمین به هوا هستند و رفته رفته در ارتفاع رو به کاهش می‌رود.

پس به طور خلاصه و کلی، حرکت عمومی بادهای مراکز حدبه‌ای با سرعت ملایم فرفره‌ای خارج از مرکز شروع می‌شود، در حالی که در جهت مراکز حفره‌ای متمایل است. به زودی و مخصوصاً در ارتفاعات کافی، سرعت یافته موازی ایزوبارها می‌شود در حالی که میل خفیفی در جهت حفره دارد. در پایان، متوجه و متمرکز در ناحیه‌ی حفره‌ای شده، با یک حرکت چرخشی سریع و مارپیچی، به صورت گردباد، به طرف بالا صعود می‌کند.

مثال عددی

در مثال عددی و ترسیمی زیر بند ۴۳ راجع به ایزوترم‌ها و ایزوبارهای جو مابین قزوین و تهران، می‌خواهیم معلوم کنیم سرعت بادی که در جهت قزوین به تهران مشغول وزیدن می‌باشد چقدر است؟ در سطح زمین و در ارتفاع ۷۰۰ متری.

فرض می‌شود که بنا به اندازه‌گیری‌ها و تجربیات قبلی وضع عوارض زمین مابین دو شهر و اصطکاک‌های موجود طوری است که سبب 35° انحراف بادهای زمینی نسبت به بادهای موازی و 63% درصد تخفیف سرعت آن می‌گردد و در ارتفاع ۷۰۰ متر برطبق شکل ۹۰ میزان انحراف به 10° و سرعت به 91% درصد می‌رسد.

با توجه به اینکه وزش بادهای ژئوستروفیک به موازات ایزوبارها است اکنون که بادهای زمینی واقعی، نسبت به امتداد بادهای موازی 35° انحراف دارند، معلوم می‌شود که

خطوط ایزوبار بر طبق شکل ۹۱ یک زاویه‌ی 35° با محور قزوین- تهران تشکیل می‌دهند و فاصله‌ی ایزوبارهای مربوطه به طول l نبوده بلکه مساوی

$$e = \frac{l}{\sin 35^\circ}$$

است و از همان قرار، پله فشار یا گرادیان

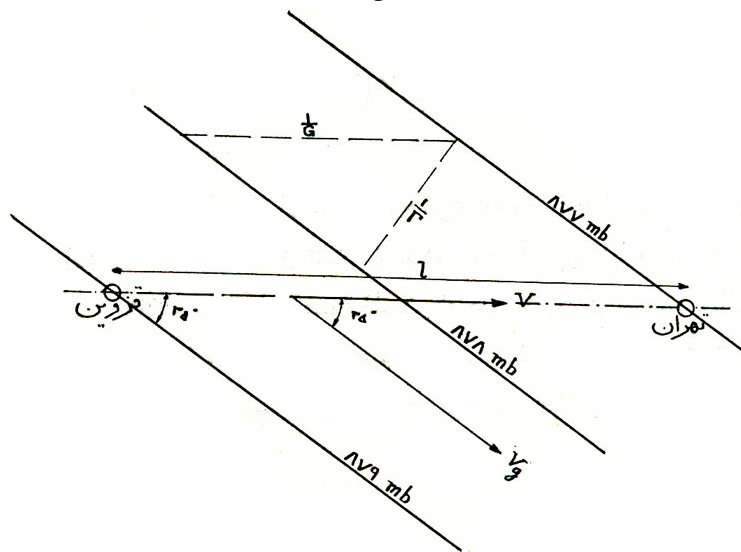
$$\Gamma = \frac{G}{\sin 35^\circ}$$

یا

$$\Gamma = \frac{1/60}{0.575} = 2/78$$

است.

شکل ۹۱



تعیین خطوط ایزوبار مابین قزوین- تهران
(مثال عددی و ترسیمی)

سرعت بادهای زمینی را از فرمول $V = (1 - 0.63) Vg$ به دست می‌آوریم:

$$V = (0.37) \frac{4/125 \times 10^{-5} \Gamma}{\rho \Omega \sin \phi}$$

جرم مخصوص ρ را با توجه به درجه حرارت و فشار واقعی هوای تهران حساب می‌کنیم و می‌دانیم که عرض تهران 36° است :

$$V = 0.37 \frac{4/125 \times 10^{-5} \times 2/78}{\left(\frac{1/293}{9/81} \times \frac{273}{310} \times \frac{883/5}{1013}\right) 7/25 \times 10^{-5} \times 0.59}$$

یا :

$$V = 0.37 \times 26/4 \text{ m/s} = 9/80 \text{ m/s}$$

اما در ارتفاع ۷۰۰ متر همان فرمول با عوض شدن نسبت تنزل سرعت (از ۳۷ درصد به ۹۸ درصد) و جرم مخصوص (با توجه به درجه حرارت و فشار در ارتفاع ۷۰۰ متر مثلاً در بالای تهران) و پله سقوط فشار (با توجه به اینکه ۷۰۰ متر ارتفاع تقریباً در وسط تهران تا ایزوبار خنثی است و بنابراین T نصف می‌شود) قابل احتساب است :

$$V_{v.m} = 0.98 \frac{4/125 \times 10^{-5} \times 2/78}{\left(\frac{1/293}{9/81} \times \frac{273}{304/5} \times \frac{810}{1013}\right) 7/25 \times 10^{-5} \times 0.59} = 14/5 \text{ m/s}$$

وزش باد در ارتفاع ۷۰۰ متری نه تنها به لحاظ مقدار با وزش در سطح زمین اختلاف دارد (حدود ۵۰ درصد تندتر) بلکه سمت آن نیز به اندازه ۲۵° به جنوب می‌پیچد. علاوه بر نکات فوق‌الذکر که در تکمیل و تصحیح مثال عددی در زیر بند ۴۳ بیان شد، به طوری که بعداً در بند ۵۱ خواهیم دید، تغییر طولی درجه حرارت هوا از قزوین تا تهران نیز سبب تغییر شیب و تغییر وضع سطوح ایزوبار، و بالتیجه تغییر سرعت و جهت بادهای ارتفاعی می‌گردد.

۴۶- نمایش بادهای در نقشه‌های جغرافیایی و هواشناسی

ایستگاه‌های هواشناسی مجهز و متعددی که در نقاط مختلف یک کشور و خارج پراکنده‌اند اندازه‌گیری‌ها و اطلاعات حاصله را که در ساعات معین شبانه روز مرتباً ثبت می‌نمایند به وسیله‌ی رادیو و غیره مخابره می‌نمایند. ایستگاه‌های مرکزی یا دفاتر هواشناسی ارقام دریافتی را بلافاصله روی نقشه برده، کنار نقاط نظیر ایستگاه‌های

فرستنده، علامت گذاری می‌نمایند. سپس از روی فشار هوا در ایستگاه‌ها و با سابقه و ورزیدگی که نسبت به تغییرات فی مابین آنها دارند، خطوط ایزوبار را رسم می‌نمایند. به این ترتیب روی نقشه‌های وسیع کشوری و قاره‌ای، حوزه‌های حدبه و حفره و سرعت و جهت بادها معلوم می‌شود. از مقایسه‌ی دو سه نقشه‌ی متوالی که معرف وضع هوا به فواصل کوتاهی از زمان (مثلاً هر سه ساعت) باشد، سرعت و جهت انتقال حفره‌ها و تغییر وضع بادها و درجه حرارت‌ها نیز تعیین و تا حدودی وضع آینده به طوری که در بند ۳۴ گفتیم پیش‌بینی می‌شود.

برای اطلاعات و ارقام حاصله لازم است رقم فشارها را که در ایستگاه‌های واقع در ارتفاعات مختلف اندازه‌گیری می‌شود، قبلاً تحویل به تراز دریا بنمایند. محل ایستگاه‌ها را با دوایر کوچکی در نقشه مشخص می‌نمایند. جهت باد را به وسیله‌ی یک قطعه خط شعاعی که متوجه به ایستگاه است نشان می‌دهند. سرعت باد به وسیله‌ی خطوط موازی شانه‌مانند که هر دنده معرف ۱۰ گره است شناخته می‌شود و نصف دنده معرف ۵ گره (هر گره در حدود 2 km/h) است. در نقشه‌های روسی سرعت باد بر حسب درجات جدول بوفور نشان داده می‌شود:

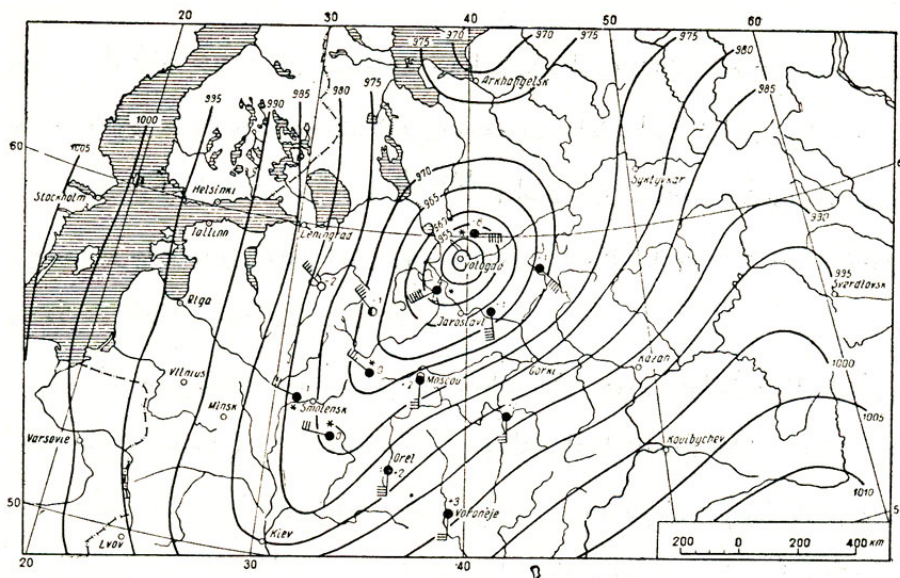
یک دنده بلند = ۲ درجه بوفور و دنده کوتاه = ۱ درجه بوفور، یعنی ۱ تا ۳ گره. نظیر چنین نقشه‌های زمینی برای ارتفاعات بالای جو و در فواصل زمانی طولانی‌تر (مثلاً هر ۱۲ ساعت) نیز رسم می‌شود؛ از جمله برای ارتفاعات ۸۵۰، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ میلی‌بار، به انضمام ارقام مربوط به درجه حرارت، درجه رطوبت، سرعت باد و غیره.

برای نقشه‌های بالای جو، معمول چنین است که به جای ترسیم ایزوبارهای واقع در یک سطح افقی به ارتفاع معین، خطوط تراز یک سطح ایزوبار معین را نمایش می‌دهند. آنجا که خطوط تراز دارای رقم (ارتفاع) حداکثر باشد حدبه است و آنجا که حداقل باشد حفره است.

در زیر، چند نمونه نقشه‌ی هواشناسی ایزوبار نمایش بادها را ارایه می‌دهیم تا ضمن تذکار و تمرین مباحث گذشته، ممارستی با این قبیل نقشه‌ها پیدا شود.

نقشه‌ی شکل ۹۲ ایزوبارهای خیلی منظم و متراکم یک روز توفانی شدید دشت روسیه را نشان می‌دهد.

شکل ۹۲- توفان عظیم ژانویه ۱۹۲۳ روی اروپای شمال شرقی



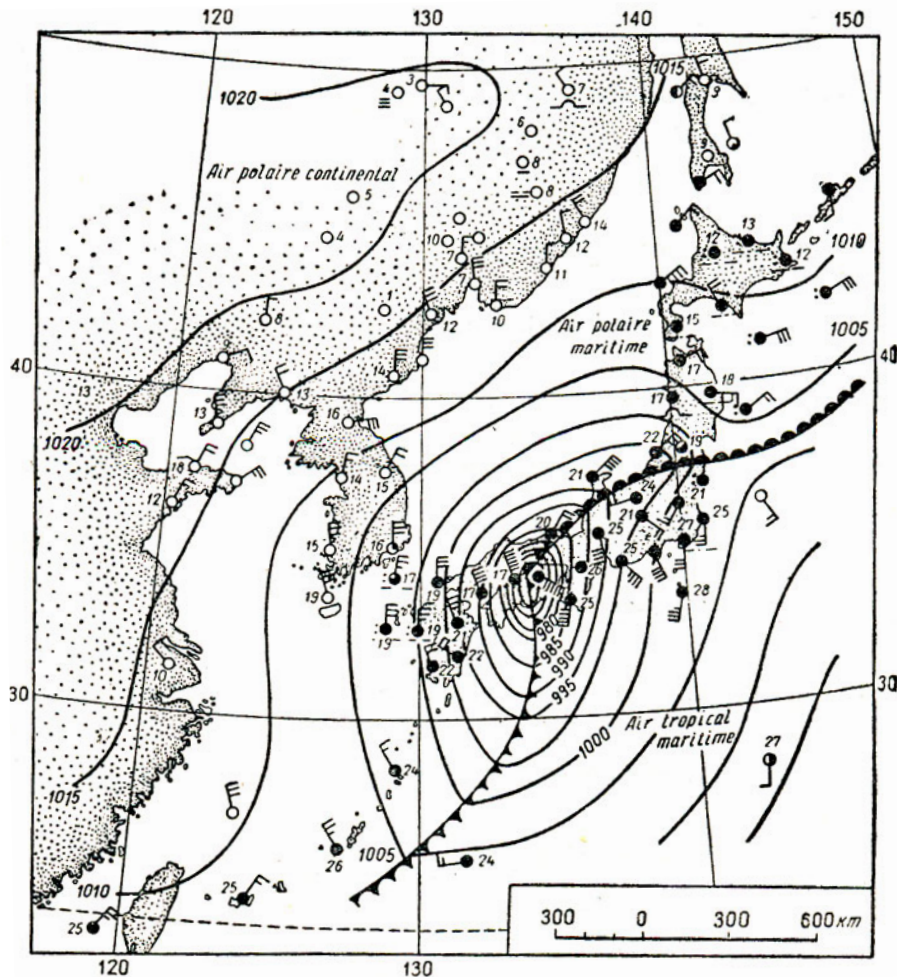
مرکز حفره در شهر ولگا با فشار بسیار نازل ۹۴۵ میلی بار است. عمق کلی حفره در مسافت ۱۲۰۰ کیلومتر به ۶۵ میلی بار سقوط کرده است. فاصله ایزوبارها تا حدود ۵۰ کیلومتر نزدیک شده و پله فشار به مقدار فوق العاده قوی

$$\frac{5 \text{ mb}}{50 \text{ km}} \times 111 \text{ km} = 11$$

رسیده است. بادهای حاصله در نزدیک حفره با سرعت ۱۰ درجه بوفور یعنی 90 km/h می وزد. در سطح زمین در اثر اصطکاک عوارض، جهت وزش بادها نسبت به ایزوبارها انحراف محسوس که گاهی به 70° می رسد پیدا کرده است و باد موازی (ژئوستروفیک) حساب نمی شود.

نقشه‌ی شکل ۹۳ مربوطه به آسیای شرقی است و توفان ۲۱ سپتامبر ۱۹۳۴ را روی جزایر ژاپن نشان می دهد. سقوط فشار در مرکز حفره تا ۹۶۵ میلی بار است و حداکثر پله فشار، طبق مقیاس نقشه، ۱۳ است که کاملاً استثنایی می باشد و بادهای ۱۲ درجه بوفور یعنی هریکن، مافوق ۱۰۰ کیلومتر در ساعت را تولید کرده است!

شکل ۹۳- توفان هولناک ۲۱ سپتامبر ۱۹۳۴ بر روی جزایر ژاپن

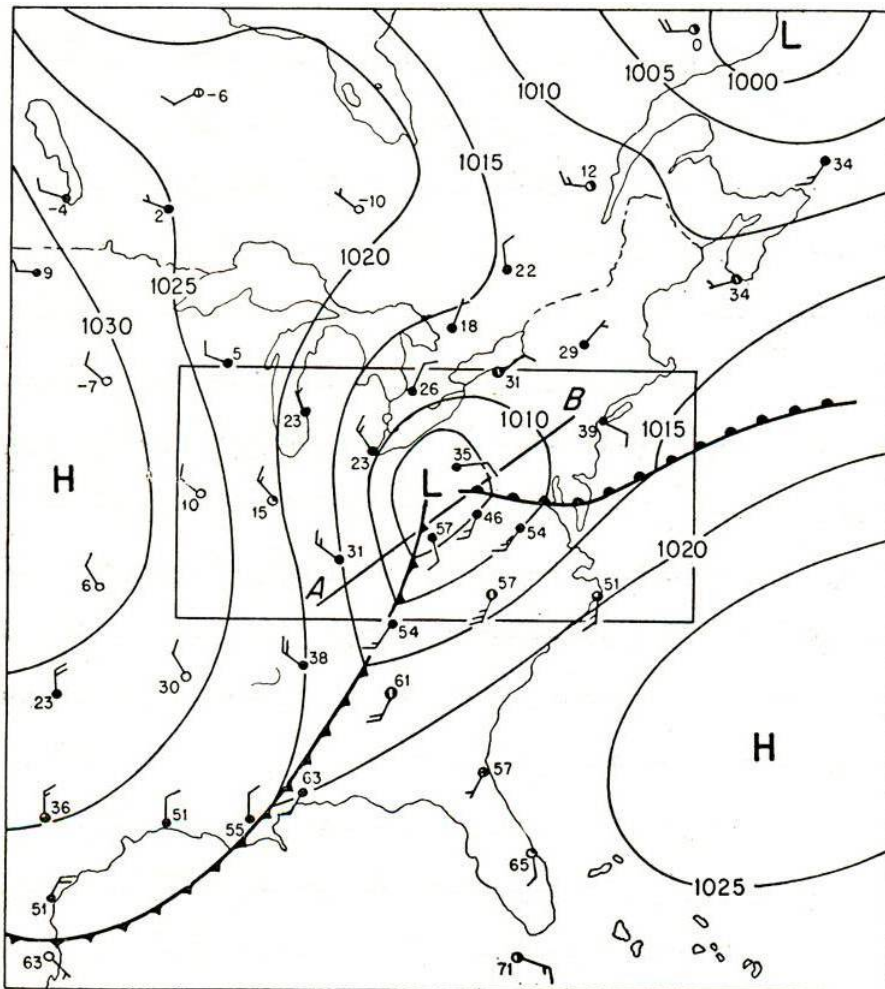


ضمناً در نقشه تفاوت بادهای روی دریا با بادهای روی خشکی مشاهده می‌شود. هر جا دریا است باد حالت موازی دارد و مطابق ایزوبارها می‌وزد ولی در داخل جزایر فوراً به طرف ایزوبار با فشار کمتر متمایل و از سرعت آن کاسته شده است. خط منحنی کنگره‌داری که از روی حفره می‌گذرد، فصل مشترک و محل تلاقی دو جناح باد است. بادهای سرد قطبی که از شمال غربی می‌رسد و بادهای گرم و مرطوب حاره که در جنوب شرقی است. مابین دو جناح باد مخالف به طوری که در

۳۲۲ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 بند ۴۸ خواهیم دید «جبهه‌ای» تشکیل شده است. خط جبهه از روی شکستگی
 ایزوبارها رد می‌شود و از حالت انفصالی که در تغییرات مشخصات هوا رخ می‌دهد
 شناخته می‌شود.

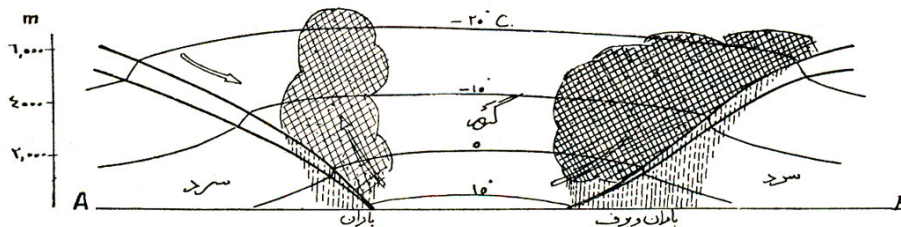
ارقامی که پهلوی ایستگاه‌ها ثبت شده درجه حرارت هوا است و با آنها می‌توان
 ایزوترم‌ها را رسم کرد. درجه حرارت برحسب عرض جغرافیایی و برحسب پیشروی
 باد در حال تغییر است. در جناح سرد ترقی می‌کند در جناح گرم تنزل.

شکل ۹۴- نقشه‌ی هواشناسی یک توفان ملایم
 در سواحل جنوب شرقی ممالک متحده آمریکا (۳۰ ژانویه ۱۹۵۶)



در شکل ۹۴ وضع هوای منطقه‌ی جنوب شرقی ممالک متحده آمریکا در ساحل اقیانوس اطلس در ۳۰ ژانویه ۱۹۵۶ را می‌بینیم. در اینجا دو مرکز حدبه‌ای H و دو حفره‌ی L تشخیص داده می‌شود. یکی از حفره‌ها، حفره‌ی جبهه‌ای بوده در مرکز برخورد جناح‌های گرم و سرد هوا تشکیل شده است و دیگری حفره‌ی ساده داخل جناح سرد شمالی است. در اطراف حفره‌ها، گردش باد طبق معمول در جهت مستقیم یعنی خلاف گردش عقربه‌های ساعت است و در حدبه‌ها، موافق عقربه‌های ساعت یعنی گردش معکوس می‌باشد. حداکثر سقوط فشار یا عمق حفره ۳۵ میلی‌بار است (از ۱۰۳۰ تا ۱۰۰۵) و سرعت باد تا ۲۵ گره (در حدود 50 km/h) ثبت شده است. شکستگی یا تغییر ناگهانی ایزوبار و جهت وزش بادهای، روی خط جبهه کاملاً مشخص است. سایر مشخصات جوی از قبیل درجه حرارت - که برحسب فارنهایت تعیین شده است - و درجه رطوبت نیز همین تغییر روال را پیدا می‌کند. شاخه‌ی جنوب غربی خط جبهه که تقریباً موازی بادهای گرم و عمود بر بادهای سرد است و پیشروی هوای سرد را به داخل منطقه گرم نشان می‌دهد جناح سرد^۱ نامیده می‌شود و شاخه‌ی شرقی را که در حال پیشروی به داخل منطقه سرد است جناح گرم^۲ می‌گوییم.

شکل ۹۵



مقطع قائم هوا در امتداد خط AB نقشه ۹۴ با تعیین ایزوترم‌ها و سطوح جبهه یا فصل مشترک جناح‌های سرد و گرم باد در بالای زمین

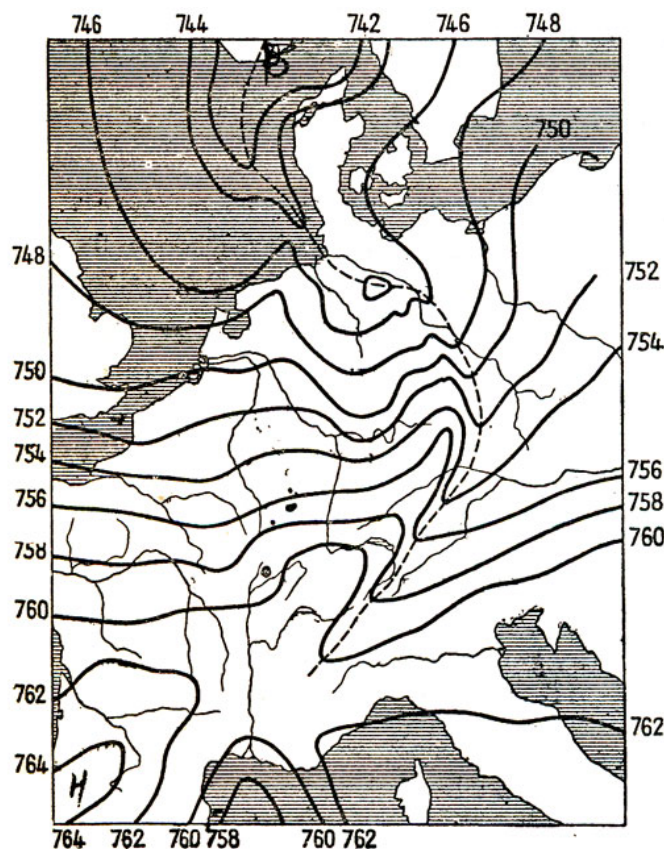
مقطع قائم هوای جو در طی خط AB جبهه در شکل ۹۵ نشان داده شده است. به طوری که دیده می‌شود ایزوترم‌ها در جناح سرد پایین افتاده‌اند و حالت انفصال و شکستگی ایزوترم‌ها در عبور از سطح جبهه کاملاً آشکار است. معمولاً نیمرخ جبهه یا مقطع قائم سطح فصل مشترک دو جناح سرد و گرم، یک سطح مورب با شیب

۱. Front froid (Cold Front)

۲. Front chaud (Warm Front)

۳۲۴ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
 بسیار ملایمی است و برای ناظری که در نقطه‌ی B اقامت دارد مدت‌ها جناح گرم (و
 ابرهای مربوطه به طوری که در فصل پنجم خواهیم دید) از بالای سرش رد می‌شود
 تا خود در داخل آن قرار گیرد و احساس گرما نماید.

شکل ۹۶



ایزوبارهای شکسته‌ی ۷ مانند، یا دره‌ای
 (ضربه توفان)

هر گونه بی‌نظمی و شکستگی ایزوبارها که نشانه‌ی سقوط ناگهانی و تعبیر سریع فشار
 باشد، مستلزم بروز بادهای شدید و تموج و انقلاب هوا است. شکل ۹۶ که اولین بار
 به‌وسیله‌ی دوران گرویل^۱ برای اروپای غربی و مرکزی رسم و تعبیر شده و مربوط به
 ۲۷ اوت ۱۸۹۰ می‌باشد، معرف یک «ضربه توفان»^۲ است. ایزوبارها فرورفتگی خاصی

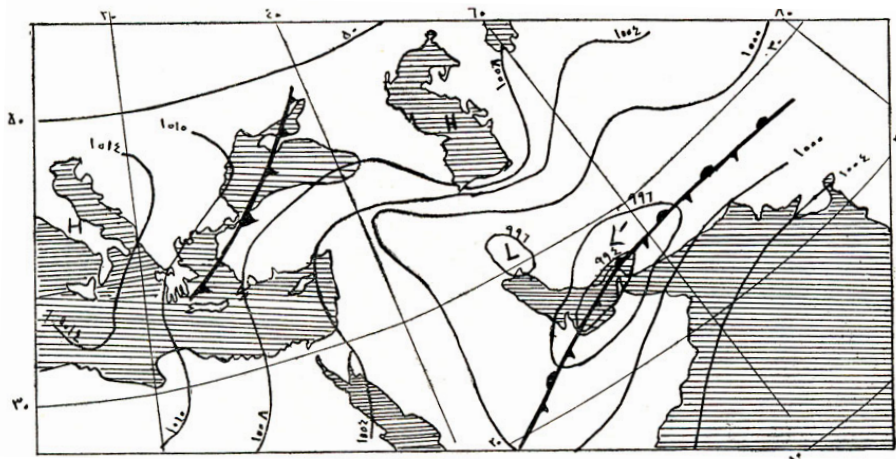
۱. Durant Gréville

۲. Grain d'été

مانند عدد ۷ یا حرف V پیدا کرده‌اند^۱ و تشکیل یک نوع دره^۲ عمیق را می‌دهند. به طوری که در شکل دیده می‌شود، در برابر حذب‌های منظم جنوب غربی، یک حفره در شمال می‌بینیم که استپاله‌دار است و به طرف پایین کشیده شده. به دنبال استپاله‌ای آن، کلیه‌ای ایزوبارها فرورفتگی تند پیدا کرده به شکل V در آمده‌اند و مجموعه از مغرب به مشرق در پیشروی می‌باشد. با نزدیک شدن خط محوری این دره به هر ناحیه، فشار هوا یک سقوط ناگهانی متعاقب یک صعود فوری ظاهر می‌نماید. در ضمن این سقوط و صعود سریع فشار و با توجه به متراکم بودن ایزوبارها، سرعت باد ضربه‌وار شدت پیدا می‌نماید و ناگهان یک تغییر جهت ۱۸۰° می‌دهد و سپس بلافاصله رو به آرامش می‌گذارد. چنین انقلاب کوبنده‌ی هوا را که توأم با تخریب شدید و رگبارهای سیل‌آسا است (رجوع به فصل پنجم شود) Grain می‌گویند که ما «ضربه‌ی توفان» ترجمه کرده‌ایم و گاهی اوقات در تابستان‌ها، قاره‌ی اروپا غربی و مرکزی را از مغرب به مشرق جاروب می‌کند.

در پایان این بند، یک نمونه از نقشه‌های اداره‌ی کل هواشناسی ایران را مطالعه می‌نماییم، نقشه‌ای که وضع جوی ساعت ۱۲ روز ۱۳۴۳/۵/۲۵ (اوت ۱۹۶۴) ایران و خاورمیانه را نشان می‌دهد.

شکل ۹۷



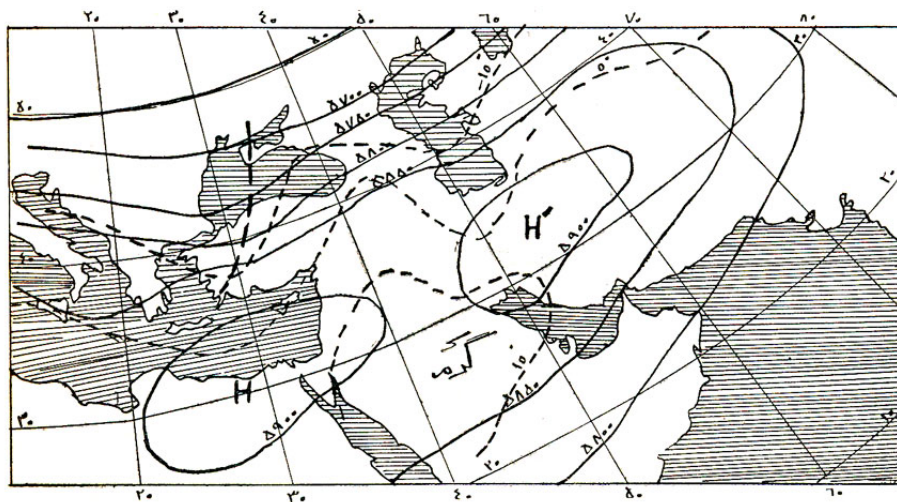
نقشه‌ی هواشناسی منطقه‌ی خاورمیانه با خطوط ایزوبار مربوطه در تراز دریا
(۱۳۴۳/۵/۲۵ هجری شمسی)

۱. Isobarres en v

۲. Troughs

در شکل ۹۷ که راجع به هوای مجاور سطح زمین (تحویل شده به تراز دریا) است یک منطقه‌ی حفره‌ای وسیع که از گرمای تابستان فلات ایران ناشی شده است و خود شامل دو مرکز حفره‌ای L و L' است، مشاهده می‌نماییم. در برابر آنها دو حدبه‌ی دریایی مدیترانه و بحر خزر از یک طرف و اقیانوس هند از طرف دیگر قرار دارد. جبهه‌ی راکدی در جنوب ایران و در عربستان سعودی و پاکستان، در فصل مشترک هوای خشک و گرم فلات و هوای مرطوب و گرم دریای هند، تشکیل شده است. یک جناح سرد نیز از دریای سیاه و آسیای صغیر، در پیشروی به طرف مشرق است. ایزوبارها (که با اختلاف ۴ میلی‌بار رسم شده‌اند) نسبتاً فاصله‌دارند و حداکثر گرادیان را در ساحل جنوبی بحر خزر می‌بینیم که در آنجا سرعت باد به 40 km/h رسیده است.

شکل ۹۸



نمایش ایزوبار ۵۰۰ میلی‌بار روی خاورمیانه با ایزوترم‌های مربوطه
(۱۳۴۳/۵/۲۵ هجری شمسی)

در شکل ۹۸ سطح ایزوبار ۵۰۰ میلی‌بار را می‌بینیم که به وسیله‌ی خطوط تراز مربوطه (از ۵۷۰۰ متر تا ۵۹۰۰ متر) نمایش داده شده است. در بالای منطقه‌ی خشک و داغ فلات ایران و صحرای عربستان (آنجا که ایزوترم ماکزیمم یعنی $10^\circ +$ برقرار است) و به طوری که در بند ۵۲ توضیح داده خواهد شد، به جای حفره‌ای که مجاور سطح زمین بود، حدبه‌های H و H' تشکیل شده است. پس از آن سطح دو گنبدی

ایزوبار ۵۰۰ میلی‌بار دو دامنه، به طرف شمال غربی و جنوب شرقی پیدا کرده است؛ دامنه‌ی شمال غربی پرشیب است و دامنه جنوب شرقی کم شیب.

توده‌های مهاجر بزرگ هوا و جبهه‌های جوی

۴۷- حرکت توده‌های مهاجر

اینک که جریان کلی بادهای عمومی را دیده، تأثیر متفاوت دریاها و خشکی‌ها و تبادل حرارت و رطوبت آنها را با بادهای شناخته، نقش اساسی حفره‌ها و حذب‌ها را دانسته، حرکت بادهای را اجمالاً حساب کرده و با نمایش ترسیمی و طرز استنباط آنها آشنا شده‌ایم؛ می‌توانیم وضع عمومی جریان بادهای اصلی روی کره زمین را با توجه و درک بهتری مطالعه نماییم.

بادهای اصلی و عمومی از مراکز یا از مبدأهایی صادر می‌شوند، مسافت طولانی را در پهنای وسیع فرا گرفته برحسب تبدلی که در طی مهاجرت خود با زمین-اعم از خشکی‌ها و دریاها- به عمل می‌آورند، هر یک سرگذشت مخصوص پیدا کرده اتخاذ حالت و مشخصات می‌نمایند؛ تکوین می‌شوند، سپس در منطقه‌ای که حکم مقصد آنها را دارد و در برخوردی که در آنجا با توده مهاجر دیگری پیدا می‌نمایند، منشأ آثار جوئی مهمی شده و خاموش می‌گردند... هر یک از این دسته‌های مهاجر باد یا مجموعه ذرات هوایی را که اشتراک مبدأ و مسیر و وحدت سرگذشت و مشخصات دارند، توده‌های بزرگ هوا^۱ می‌نامند.

حرکت توده‌های عظیم هوا دائماً به یک روال نیست؛ از انطباق امواج مختلفی تشکیل می‌شود که هر یک دوره‌های متفاوت سالیانه و فصلی و شبانه روزی دارند و پیوسته در تزلزل و تغییر است. ولی در هر دوره یا فصل، می‌توان برای آنها یک وضع متوسط اجمالی در نظر گرفت که تا حدودی معین و میزان کلی باشد. وضع جریان توده‌های هوا طبعاً در زمستان مغایر با تابستان است و بین آنها اعتدال ربیعی و اعتدال خریفی وجود دارد.

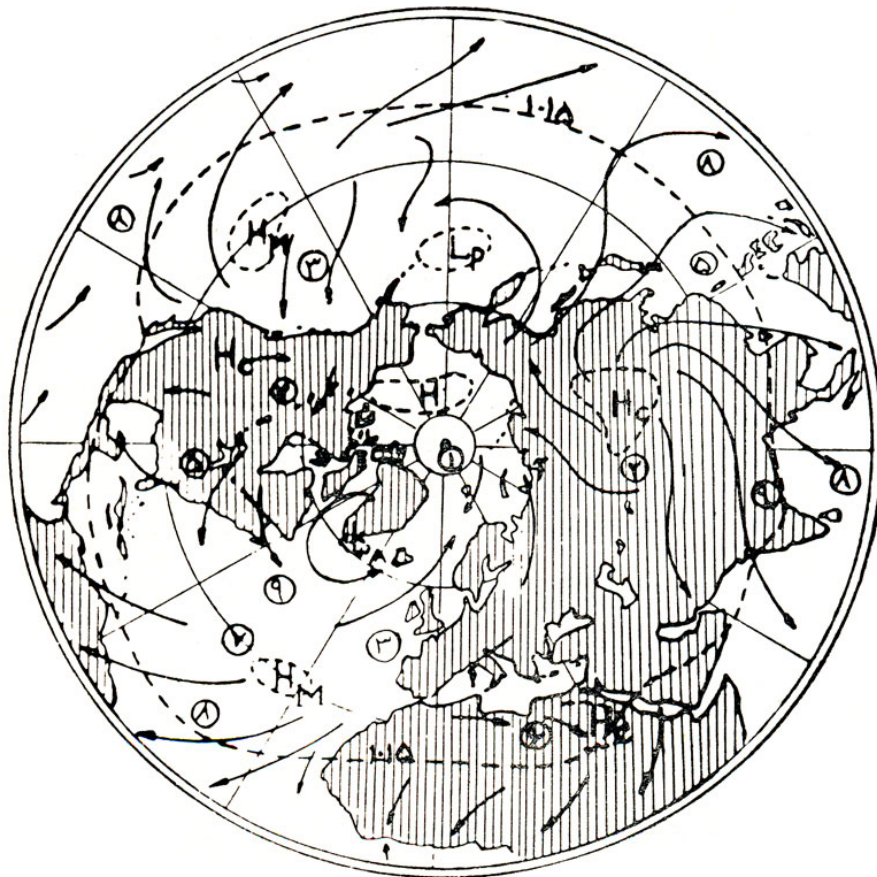
قبلاً در بند ۳۴ یک بار نقشه‌های اجمالی از حالت متوسط ایزوبارها و بادهای عمومی کره زمین برای زمستان و تابستان داده بودیم و روی آن نقشه‌ها (شکل‌های

۱. Masses d'air (Air Masses)

۷۲ تا ۷۵) مراکز حذب و حفره و مسیر بادها را دیده بودیم. حال همان مطلب را با دقت و تفصیل بیشتر نسبت به کیفیت پیدایش و تحویل بادها و با تفکیک و دسته‌بندی توده‌های بزرگ مهاجر هوا، بر حسب مبدأ و مسیر و آثار هر یک از سر می‌گیریم.

الف) مبدأ و مسیر توده‌های مهاجر زمستان (ماه ژانویه)
روی نقشه شکل ۹۹ اولاً یک ایزوبار با فشار نسبتاً ضعیف مشاهده می‌نمایم که سراسر منطقه‌ی فوق استوا را دور زده است و بادهای حاره را به طرف خود می‌کشاند؛ ثانیاً چندین مرکز حذب و حفره وجود دارد.

شکل ۹۹



وضع متوسط توده‌های مهاجر بزرگ هوا در زمستان

از شش مرکز حدبه، یکی از آنها قطبی است (H_a)، دو حدبه با عرض جغرافیایی متوسط در حوالی 30° و دریایی هستند (H_M)، و سه حدبه‌ی دیگر قاره‌ای بوده (H_c) در وسط خشکی‌های بزرگ آسیا و آمریکا و آفریقا برقرار شده‌اند و ناشی از شدت سرمای زمستانی می‌باشند. حدبه‌ها به طوری که می‌دانیم محل فرود هواهای بالای جو و پخش آنها در سطح زمین است.

اما حفره‌های نیم‌کره‌ی شمالی، علاوه بر ایزوبار کمربندی فشار ملایم 15° تا 25° عرض که محصول گرمای استوا است، دو عدد دیگر با عرض نسبتاً زیاد مجاور قطبی و دریایی وجود دارد: یکی در شمال اقیانوس اطلس (L_A) و یکی در شمال اقیانوس کبیر (L_p).

به این ترتیب بایستی ۶ دسته باد صادر از ۶ حدبه داشته باشیم. ولی چون بادهای پخش شده از هر مرکز بر حسب آنکه در چه قسمت و از چه محل‌هایی بودند، مشخصات خاص پیدا می‌کنند و انواع و تعداد آنها بیش از ۶ فقره می‌شود. این توده‌های مهاجر بزرگ هوا را به شرح و شماره‌های زیر و طبق شکل ۹۹ دسته‌بندی و نام‌گذاری کرده‌اند.

دسته ۸، توده‌ی استوایی دریایی (The Equatorial Regions)

دسته بادهای شماره ۸ توده‌های دریایی هستند که از جنوب حدبه‌های H_M به جانب استوا راه افتاده، امتداد نسبتاً منظم شمال‌شرقی - جنوب‌غربی پیدا کرده، بادهای معروف الیزه را تشکیل می‌دهند و پس از ملاقات با الیزه‌های نیم‌کره‌ی جنوب، به طرف بالا صعود می‌نمایند؛ سر راه، رطوبت و حرارت زیاد همراه برداشته حالت ناپایدار پیدا می‌کنند و در موقع صعود ایجاد ابرهای ضخیم متراکم می‌نمایند.

دسته ۶- توده‌ی استوایی قاره‌ای (The Tropical Continental Sources Regions)

این دسته بادهای از حدبه‌ی قاره‌ای شمال آفریقا و از بادهای فرودی^۱ سرچشمه می‌گیرد؛ بنابراین گرم و خشک است و در عبور از صحاری بی‌آب و علف خشک می‌ماند، تا آنکه روی جنگل‌های مرکزی آفریقا می‌رسد و کسب رطوبت می‌کند. گاهی اوقات دامنه‌ی چرخش شمالی بادهای، قسمتی از دریای مدیترانه را فرا می‌گیرد و مقداری رطوبت به شمال آفریقا برمی‌گرداند.

دسته ۹- توده‌ی برسات (The Mansoon Regions)

این دسته نیز در ردیف دسته ۸ ولی ناشی از جنوب حذب‌های قاره‌ای HC است که پس از طی صحاری سبیری و فلات گبی و عبور از هیمالیا وارد اقیانوس هند و دریای جنوبی چین می‌شود. این توده از بادهای ملایم خشک و سرد تشکیل شده در سطح دریا، متدرجاً جذب حرارت و رطوبت می‌نماید. افزایش درجه حرارت در سطوح پایین و تغییر حالت سریع حاصله سبب انتقال رطوبت و حرارت به ارتفاعات زیاد و ناپایداری هوا و توفان‌های فراوان می‌شود.

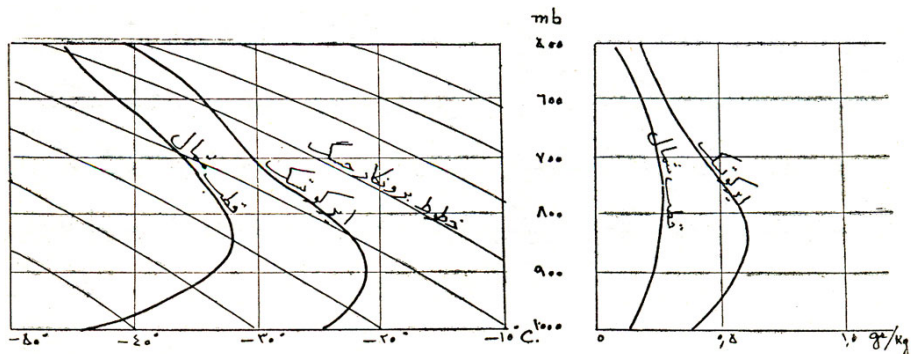
دسته‌های ۴ و ۵- توده‌های ارتحالی (Regions of Transition)

سرچشمه‌های این توده‌ها جمعاً ۴ توده‌ی مهاجر می‌سازند. بادهای از حذب‌های قاره‌ای HC روی آسیا و آمریکا به طرف کمربند فشار ضعیف یا به طرف حفره‌های LP و LA متوجه می‌شود ولی در طی راه پس از عبور از مناطق سردسیر خشکی و دریایی به مناطق گرمسیر دریایی می‌رسد و در معرض تغییرات نسبتاً سریع و عمیق قرار گرفته در مسیر خود سبب تبدیل‌های شدید و مکرر هوا و بروز توفان‌های زیاد می‌شود.

دسته ۷- توده‌های دریایی گرم (The Maritime Tropical Source Regions)

از حذب‌های قاره‌ای شمال آسیا و آمریکا سرچشمه گرفته به اطراف روان می‌گردد، در شب‌های چندین ماهه‌ی زمستانی قطبی از روی صحاری پوشیده از برف و یخ رد می‌شود. بنابراین هوای مجاور زمین بسیار خشک بوده هر چه پیش می‌رود سردتر

شکل ۱۰۰



نمونه تغییرات درجه حرارت و مقدار رطوبت توده‌های قطبی قاره‌ای (جو منعکس)

می‌شود (اتلاف حرارت برف و یخ از طریق تشعشع به فضا) و شاهد مثال بارزی از جو منعکس^۱ نشان می‌دهد (شکل ۱۰۰).

هوا به عوض آنکه بر حسب ارتفاع رفته رفته سردتر باشد، گرم‌تر مشاهده می‌گردد. در ارتفاع ۱۰۰۰ تا ۱۶۰۰ متری به ماکزیمم می‌رسد؛ در این صورت حرارت از بالا به پایین یعنی از هوا به زمین انتقال داده می‌شود و تا حدودی جبران اتلاف تشعشع را می‌نماید. چنین هوایی کاملاً پایدار است و مولد ابرهای مخصوصی می‌شود.

دسته ۱- توده‌ی قطبی (The Arctic Air Mass Sources)

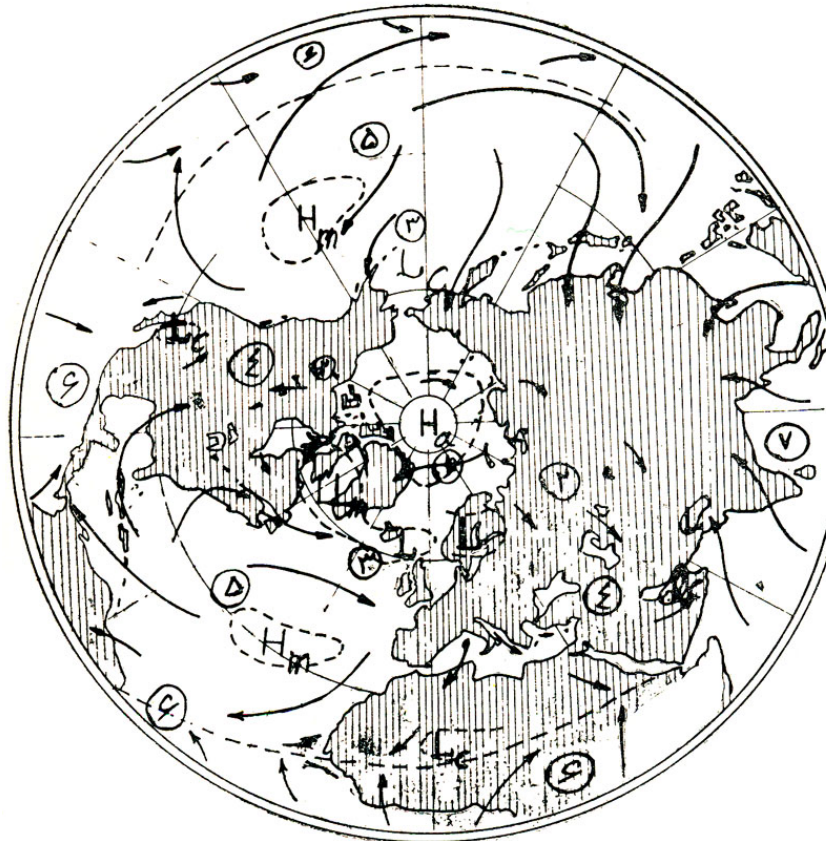
یگانه توده‌ای است که از حده‌ی قطبی سرچشمه گرفته به طرف حفره‌های دریایی نزدیک روان می‌شود. بادهای سرد و ملایم‌اند و چون در تماس با صحاری مستور از یخ می‌باشند، مشخصات ثابتی داشته پایدار هستند. برخورد آنها یکی در طرف اروپا با بادهای توده دسته ۲ سابق‌الذکر است که همین نوع می‌باشند و دیگر در طرف آمریکا است که فاصله و تفکیک بیشتری در بین آنها وجود دارد.

ب) مبدأ و مسیر توده‌های عظیم تابستانی و دسته بندی آنها

در تابستان مراکز حده و حفره کمابیش جای خود را با مواضع زمستانی عوض می‌کند: شکل ۱۰۱. به جای حده قاره‌ای، سه حفره‌ی قاره‌ای LC می‌بینیم که ضمناً به دلیل آنچه در بند (۳۳-د) گفته شد، به طرف جنوب و کوهستان‌های ساحلی رانده شده‌اند. در عوض، دو عدد حده‌های دریایی H_m به طرف شمال بالا آمده‌اند و یک حفره‌ی دریایی L_m با عرض بیش از 60° از شمال اروپا تا جنوب گروئنلند و شمال شرقی کانادا کشیده شده است. در قاره قطبی کماکان یک حده‌ی H_a وجود دارد. مابین آن و حده‌ی دریایی اقیانوس کبیر حفره‌ی ضعیفی در جنوب آلاسکا دیده می‌شود. کمربند کم فشار مناطق حاره منقطع‌تر و مغشوش شده خیلی به شمال آمده است.

اما توده‌های عظیم هوایی به تدریج که از استوا به قطب سیر نماییم به شرح زیر دسته‌بندی می‌شوند.

شکل ۱۰۱



وضع متوسط توده‌های مهاجر بزرگ هوا در تابستان

دسته ۶- توده‌ی استوایی دریایی (The Equatorial Source Region) از حدبه‌های دریایی H_m منطقه معتدله‌ی سرچشمه گرفته به طرف استوا روان می‌شود ولی کمربند تلاقی با الیزه‌های نیم کره‌ی جنوبی خیلی بالا آمده است. حرکت هوا روی کمربند تقارب صعودی است و رطوبت و حرارت فراوانی به ارتفاعات زیاد بالا می‌برد.

دسته ۷- توده‌ی برسات (The Monsoon Region) مانند زمستانی است ولی در جهت عکس؛ حرارت و رطوبت دریا را تا عمق زیادی به داخل قاره می‌برد.

دسته ۵- توده‌ی مناطق دریایی (The Tropical Maritime Source Regions)
از حدبه‌های دریایی H_m سرچشمه گرفته تقریباً تمام سطح اقیانوس‌های اطلس و کبیر را می‌پوشاند. مشخصات آن مانند توده‌های زمستان است جز آنکه گرم‌تر و گسترده‌تر به طرف شمال می‌باشد.

دسته ۴- توده‌ی مناطق حاره‌ی خشکی (The Tropical Continental Source Regions)
نظر به اینکه در تابستان اختلافات درجات حرارت و فشار به طور کلی خفیف‌تر از زمستان است، بادهای قاره‌ای حاره شدت چندان ندارند. در قسمت اورازیا^۱ قطعه آب‌های چندی از دریاچه و دریا وجود دارد که به وسیله‌ی حدبه‌های محلی و هواهای فرودی محفوظ شده‌اند. بنابراین غلبه با هوای خشک است و فقط در کناره‌های شمالی این دو توده، رطوبت به میزان کافی و فراوان می‌رسد.

دسته ۲ و ۳- توده‌های قطبی (قاره‌ای و دریایی) (The Polar Source Regions)
در حد فاصل مابین مناطق حاره و قاره‌ی قطبی توده‌های قاره‌ای شماره ۲ و دریایی شماره ۳ را داریم که شدت و وسعت فوق‌العاده ندارند.

دسته ۱- توده‌ی قاره قطبی (The Arctic Source Regions)
به وسیله‌ی آنتی‌سیکلون قطب شمال مشخص شده است. سردی آن از زمستان کمتر و در حدود صفر درجه و به قدر کافی مرطوب است. حالت تقریباً راکد دارد و به وسیله‌ی بادهای نسبتاً گرم احاطه شده است.

ج) دسته‌بندی کلی توده‌های مهاجر

پس به طور کلی هفت نوع یا هفت دسته توده‌های بزرگ هوایی مهاجر داریم که اسامی و مواقع آنها به شرح مندرج در جدول ۹ خلاصه می‌شود.
معمولاً به دنبال اسم اختصاری معرف مبدأ و مسیر یک توده مهاجر، یکی از دو حرف k (سرد) یا W (گرم) را برحسب آنکه سردتر از زمین زیرپای خود یا گرم‌تر از آن باشد اضافه می‌نمایند. مثلاً $P_m K$ یعنی توده‌ی مهاجری که از دریای قطبی راه افتاده سردتر از زمین زیرپای خود (خشکی یا دریا) است، بنابراین رفته رفته کسب

جدول ۹- توده‌های بزرگ مهاجر هوا با علایم اختصاری مربوطه

| موقع | شماره نقشه | | اسم | علامت اختصاری |
|---------------------------------|--------------|----------------|----------------------|--------------------------------|
| | زمستانی (۹۹) | تابستانی (۱۰۱) | | |
| در تمام فصول | ۱ | ۱ | Arctic | A قاره قطبی |
| بیشتر در زمستان | ۲ | ۲ | Polar Continental | P _C قطبی قاره‌ای |
| تمام فصول | ۳ | ۳ | Polar Maritime | P _m قطبی دریایی |
| بیشتر در تابستان | ۴ | ۶ | Tropical Continental | T _C حاره‌ای قاره‌ای |
| تمام فصول | ۵ | ۷ | Tropical Maritime | T _m حاره‌ای دریایی |
| تمام فصول | ۶ | ۸ | Equatorial | E استوایی |
| خشک در زمستان- مرطوب در تابستان | ۷ | ۹ | Monsoon | M برسات |

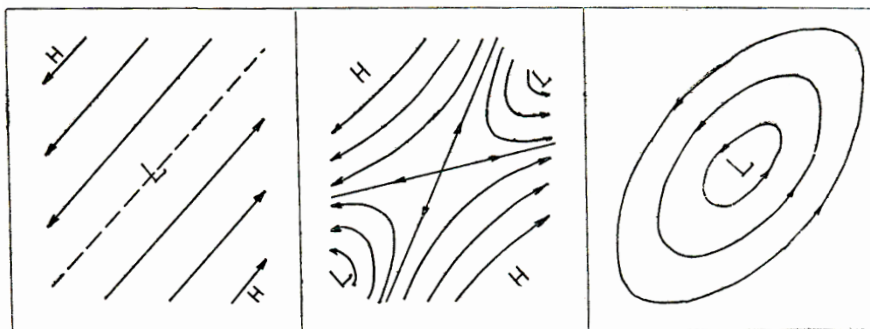
حرارت و رطوبت کرده گرم می‌شود و سرماییش ارتفاعی آن (۷) بیش از میزان برونکار خشک (۷_a) است. چنین توده‌ای ناپایدار و انقلابی خواهد بود (بند ۱۷-ج) و رطوبت و حرارت را به بالا می‌برد. بالعکس توده‌ی T_m W هوای مهاجر گرمی است که از دریاهاى حاره سرچشمه گرفته حرارت به زمین می‌دهد و در قشرهای پایین سرد و پایدار می‌باشد.

۴۸- برخورد توده‌های هوا و تشکیل جبهه

توده‌های مهاجر هوا که به شرح بند گذشته [بند ۴۷] به دور مراکز حده‌ای به چرخش در می‌آیند و هر کدام به جانب یک مرکز حفره‌ای روان می‌شوند چنانچه متعلق به سیستم‌ها یا زوج‌های مختلف باشند (مقصود از زوج، مجموعه یک حده H و یک حفره L است) ممکن است مسیرهای آنها با یکدیگر تلاقی پیدا کرده و برخوردی پیش آید. کمتر اتفاق می‌افتد که هر دو توده دارای مشخصات واحد و سرعت‌های کاملاً متقابل بوده مانند سدی یکدیگر را متوقف و خنثی سازند و یا با هم در آویخته از هر جهت مخلوط شوند. همیشه به واسطه اختلاف درجات حرارت و درجه تمایل سرعت‌های مربوطه نسبت به یکدیگر هر توده یا هر جناح راه مخصوصی در ارتفاع و در طول پیش گرفته به سمتی منحرف می‌شود و به نحوی با هم کنار می‌آیند. یک سطح مرزی یا فصل مشترک مابین آنها برقرار می‌شود که «جبهه» نامیده می‌شود.

قبلاً در بند ۴۶ در زمینه شکل‌های ۹۳ و ۹۴ به این کیفیت و به این نام برخوردیم. جبهه در حقیقت یک سطح ضخیم یا یک حجم کم ضخامتی از هوا است که در فاصله دو توده مختلف هوا، حالت ارتحال و انفصال شدید^۱ را نشان می‌دهد.

شکل ۱۰۲



حالات و صورت‌های مختلف تشکیل جبهه در برخورد دو توده مهاجر باد

برای تشکیل یک جبهه معمولاً دو زوج مراکز H و L لازم است. حال بر حسب جهت و شدت بادهای طبق انواعی که در شکل ۱۰۲ ارایه شده ممکن است دو توده برخوردکننده به موازات یکدیگر و در سمت مشترکی روان شوند یا دو جهت مخالف را پیش گیرند. در هر دو حال یا فصل مشترک تقریباً ثابتی اتخاذ می‌نمایند و در این صورت جبهه «نیمه راکد»^۲ نامیده می‌شود یا آنکه یکی از توده‌ها که دارای سرعت تقریباً موازی جبهه است از پهلو حرکت کرده و توده‌ی دیگر که از مقابل می‌رسد جبهه را پس بزند و معوج نماید. گاهی اوقات نیز دو توده با هم ترکیب شده به دور یک حفره بیضی‌شکل به گردش در می‌آیند.

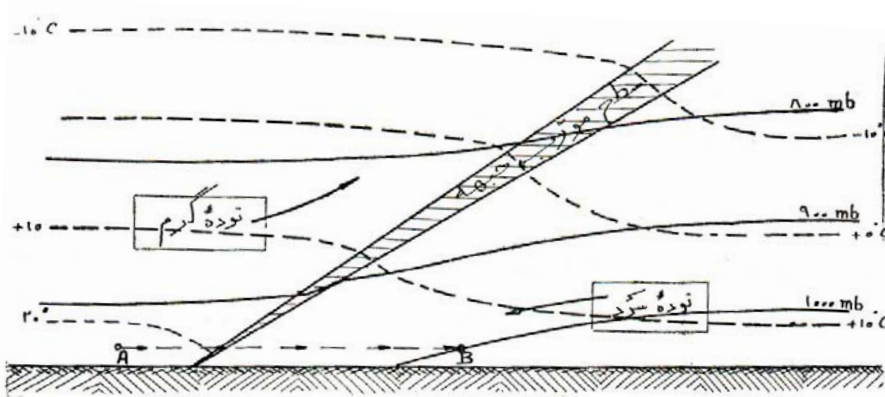
تازه چنین جبهه‌ای پس از تلاقی و تصادم یا توافق توده‌ها و اتخاذ صورت و موضع معین، حالت ثابتی ندارد. در اثر جابه‌جا شدن مراکز زوج‌های مربوطه یا شدت و ضعف یافتن هر یک تغییر حالت می‌دهد و حرکت انتقالی می‌نماید.

اختلاف درجات حرارت دو توده هوا سبب می‌شود که جناح سرد قسمت پایین جو را بیشتر اشغال نموده خود را مانند گاو یا کله قوچ در زیر جناح گرم بیندازد و جناح گرم به ارتفاعات بالا رانده شده جبهه یا حد فاصل بین دو جناح به صورت مورب کم شیبی بر طبق شکل ۱۰۳ درآید.

۱. Discontinuité

۲. Quasi- Stationary

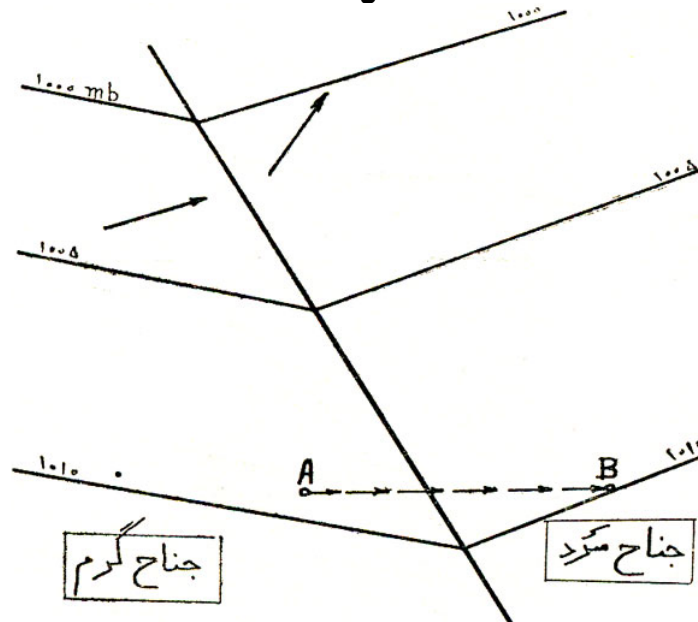
شکل ۱۰۳



سطح مورب جبهه‌ی ما بین دو توده‌ی سرد و گرم هوا
و تغییر شکل ایزوترم‌ها و ایزوبارها در عبور از جبهه

در طرف جناح سرد چون هوا سنگین‌تر است فشار بیشتر خواهد بود و سطوح ایزوبار به‌طور سربالا از جناح گرم وارد جناح سرد می‌شوند و سطوح ایزوبار و سطوح ایزوترم در عبور از جبهه شکستگی نشان می‌دهند. روی زمین نیز ایزوبارها در برخورد با خط جبهه

شکل ۱۰۴



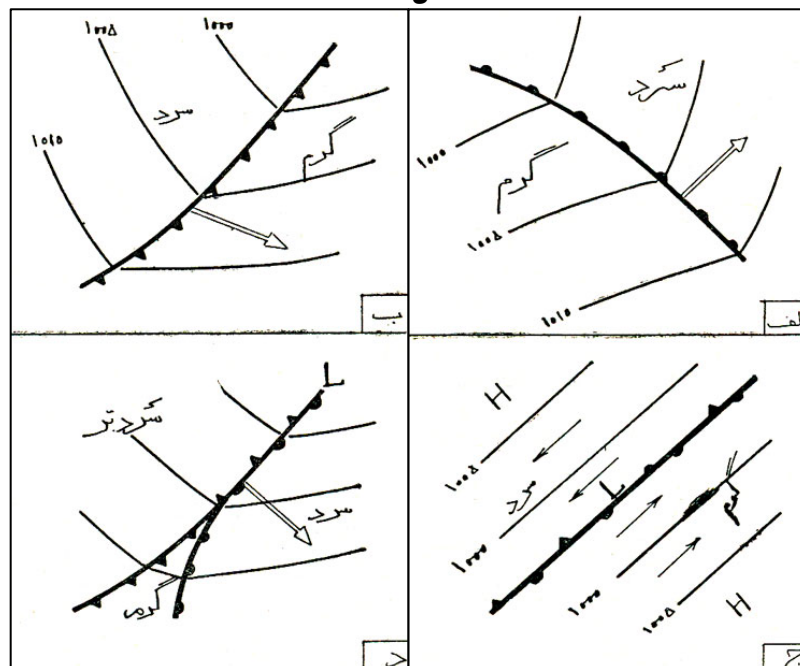
شکستگی ایزوبارها و تغییر جهت سرعت باد در روی جبهه

شکستگی پیدا می‌کنند، زیرا مثلاً اگر با توجه به شکل ۱۰۴، فرض کنیم شخص مسافری از نقطه A در ناحیه‌ی گرم به طرف ناحیه‌ی سرد حرکت کند باید در ورود به جناح سرد که رفته رفته در اثر ازدیاد ارتفاع ستون سرد زیادتر می‌شود، احساس فشار بیشتر بنماید، یعنی منتهاالیه خط AB به ایزوبار نظیر فشار مافوق A بخورد.

همین طور امتداد بادها که اصولاً موازی، یا مختصری متمایل به ایزوبارها است، دچار تغییر ناگهانی می‌شود. همین امر (یعنی پدیدار شدن انفصال و شکستگی در ایزوترم‌ها و ایزوبارها و امتداد بادها) است که وجود و محل جبهه را روی زمین یا در فضا تعیین می‌نماید.

البته وضع جبهه ثابت نبوده بر حسب آنکه امتداد کلی متوسط بادها از جناح سرد به طرف جناح گرم یا از جناح گرم به طرف جناح سرد باشد به یکی از آن دو سمت پیش می‌رود. هرگاه پیشروی جبهه طوری باشد که توده‌ی سرد جای توده‌ی گرم را بگیرد و سرما بیاید آن را جبهه‌ی سرد^۱ می‌گویند و در نقشه‌ها با کنگره‌های نوک نمایش می‌دهند؛ در صورت عکس و پیشروی جناح گرم آن را جبهه‌ی گرم^۲ نامیده با کنگره‌های نیمگرد مشخص می‌سازند.

شکل ۱۰۵



الف) جبهه‌ی گرم (ب) جبهه‌ی سرد (ج) جبهه‌ی نیمه راکد (د) جبهه‌ی جمع شده

۱. Front froid (Cold Front)

۲. Front chaud (Warm Front)

در شکل ۱۰۵ چهار نوع جبهه با توجه به امتداد باد و وضع ایزوبارها مشاهده می‌شود؛ جبهه‌ی گرم، جبهه‌ی سرد، جبهه‌ی نیمه راکد، و جبهه‌ی جمع‌شده^۱. به طوری که از انواع و اشکال جبهه‌ها برمی‌آید تغییر جهت بادها طوری است که برای شخص ناظری که پشت به باد کرده باشد وقتی جبهه از او رد می‌شود باد همیشه به طرف راست او می‌چرخد.

قوت و ضعف یک جبهه بستگی به میزان تغییرات ناگهانی مشخصات هوا و باد دارد. هر قدر اختلاف درجه حرارت مابین دو توده‌ی هوا زیادتر باشد، جبهه قوی‌تر است و منحنی سرمایش یا تغییرات درجه حرارت هوا برحسب ارتفاع در عبور از سطح جبهه، تغییر شیب تندتری را نشان می‌دهد که ممکن است معکوس نیز بشود (شکل ۱۰۶).

شکل ۱۰۶



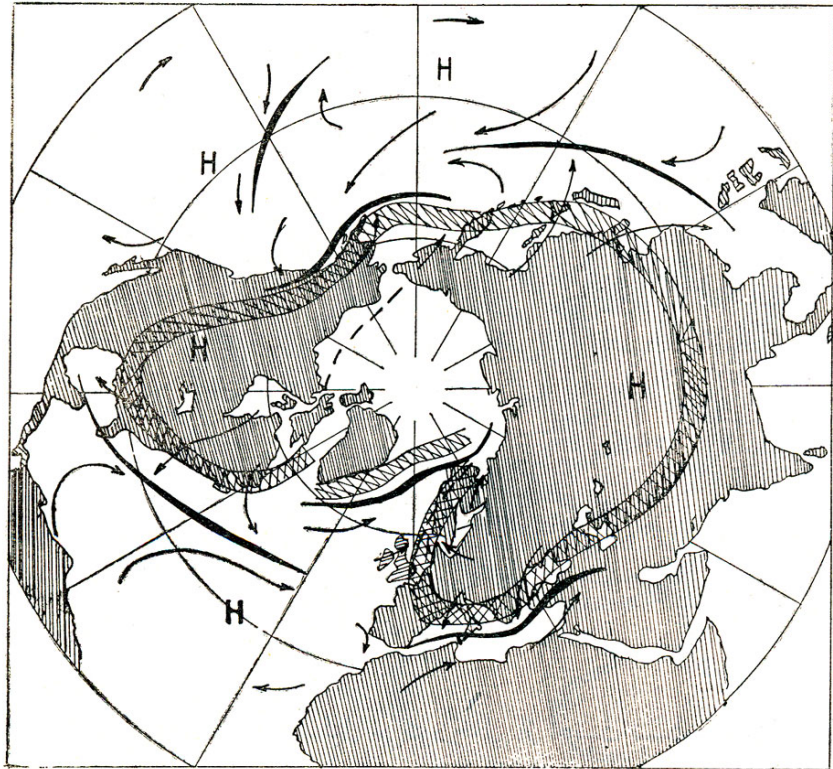
سه درجه جبهه، بر حسب شدت تغییر تنزل ارتفاعی درجه حرارت

نظر به اینکه در هر حال، سرعت سرمایش ارتفاعی تنزل می‌یابد، تحرک قائم هوا در داخل جبهه خفیف می‌شود و به همان قرار تبادل و انتقال حرارت و رطوبت از زمین به هوا کم می‌شود.

۴۹- جبهه‌های اصلی و عمده در نیم‌کره‌ی شمالی

در شکل ۱۰۷ نقشه‌ی عمومی برخورد توده‌های بزرگ هوا در نیم‌کره‌ی شمالی و محل عادی جبهه‌ها در زمستان (ماه ژانویه) دیده می‌شود.

شکل ۱۰۷- جبهه‌های عمده‌ی زمستانی



نظر به اینکه بیشتر توده‌ها در اقیانوس‌ها است جبهه‌های اصلی و عمده نیز در اقیانوس‌ها تشکیل می‌شود. در اقیانوس اطلس جبهه‌ی طولی به نام «جبهه‌ی اطلس قطبی»^۱ در برخورد $P_c K$ و $T_m W$ (شماره‌های ۷ و ۲ نقشه، در شکل ۹۹) درست شده است که طبق شکل ۱۰۷ از خلیج مکزیک به جانب اروپای غربی کشیده شده گاهی اوقات دامنه‌ی آن به سواحل پرتغال و داخل اروپا هم نفوذ می‌کند و جابه‌جا شدن آن به شمال و جنوب است. بالاتر و شرقی‌تر از آن، تلاقی توده‌های $P_m W$ و $A K$ (شماره‌های ۳ و ۱) «جبهه‌ی اطلس قاره‌ای»^۲ را می‌سازد. جبهه‌ی مدیترانه که از تلاقی توده‌ی گرم آفریقایی $T_c W$ (شماره ۶) با توده‌ی سرد جنوب اروپا $P_c K$ (شماره ۲) تشکیل می‌شود خالی از اهمیت نیست و دامنه‌ی آن گاهی جنوب آسیا را از بالا، و کشورهای خاورمیانه را از پایین، تا حدود پاکستان و شمال هندوستان می‌گیرد.

۱. Atlantic Polar

۲. Atlantic Arctic

شکل ۱۰۸- جبهه‌های عمده‌ی تابستانی



در اقیانوس کبیر «جبهه‌ی ساکن قطبی»^۱ و «جبهه‌ی ساکن قاره قطبی»^۲ را داریم که منبع توفان‌های شدید سواحل شرقی آسیا و سواحل غربی آمریکا است. اولی از تلاقی EW و P_c K به وجود می‌آید و دومی از برخورد T_mW و AK.

وضع جبهه‌ها در تابستان که نقشه‌ی شکل ۱۰۸ آن را روشن می‌سازد ساده‌تر و برخوردارها ملایم‌تر است. جبهه‌های منطقه‌ی معتدله از بین رفته و به جای آنها کمربند تقارب حاره به موازات مدار رأس‌السرطان پیش آمده است و در حوالی عرض ۶۰° دور تا دور منطقه‌ی قطبی جبهه‌های پایداری دیده می‌شود که گاهی اوقات سرما را - خصوصاً در طرف اقیانوس اطلس - به نواحی جنوبی‌تر می‌کشاند.

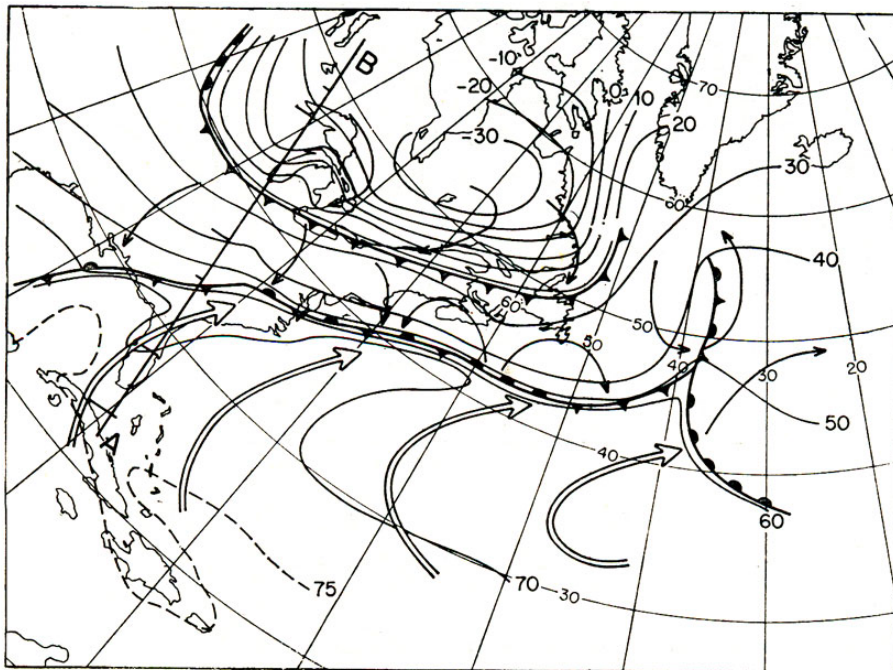
۱. Pacific Polar

۲. Pacific Arctic

۵۰- نمایش جبهه‌ها روی نقشه‌های هواشناسی

برای مزید آشنایی، یک نقشه‌ی هواشناسی^۱ از یک جبهه‌ی واقعی وسیع مرکب که در ۲۸ ژانویه ۱۹۵۲ از اقیانوس اطلس برداشت و ترسیم شده است، در شکل‌های ۱۰۹ تا ۱۱۱ آرایه می‌نماییم.

شکل ۱۰۹

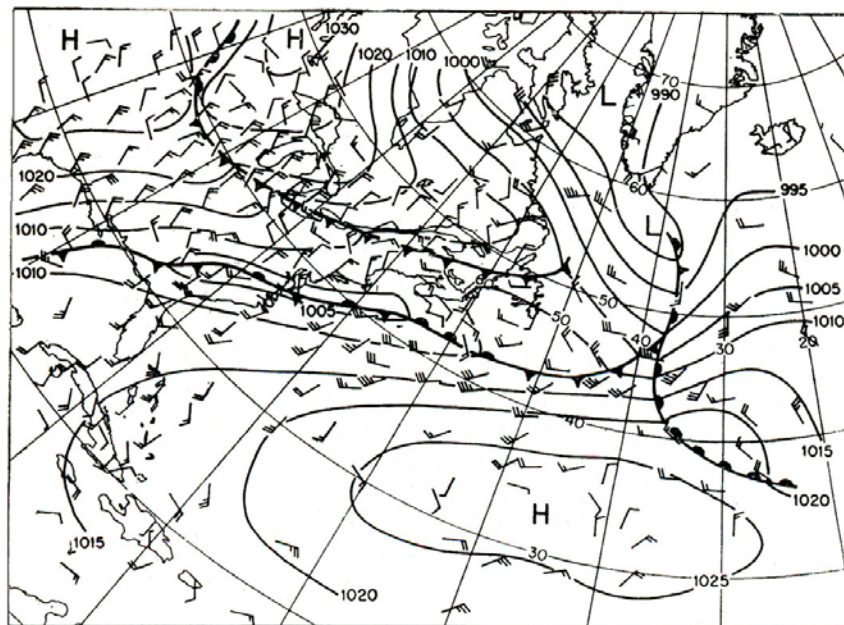


نمایش ایزوترم‌ها و جریان بادها در جبهه‌ی مرکب حاصله از برخورد سه توده‌ی مهاجر در اقیانوس اطلس در مشرق کانادا و امریکای شمالی (۱۹۵۲/۱/۲۸)

این جبهه مضاعف از برخورد سه توده‌ی هوایی T_mW ، P_mK و A_cK ناشی از سه زوج H و L به وجود آمده است. توده‌ای که از جنوب می‌رسد گرم و یکنواخت است (ایزوترم‌های فاصله‌دار)؛ توده میانه که از شمال شرق وارد می‌شود معتدل است؛ ولی توده‌ی بالایی بسیار سرد و سریع‌السیر می‌باشد. اختلاف درجه حرارت و اختلاف

۱. Carte météorologique (Weather chart)

شکل ۱۱۰

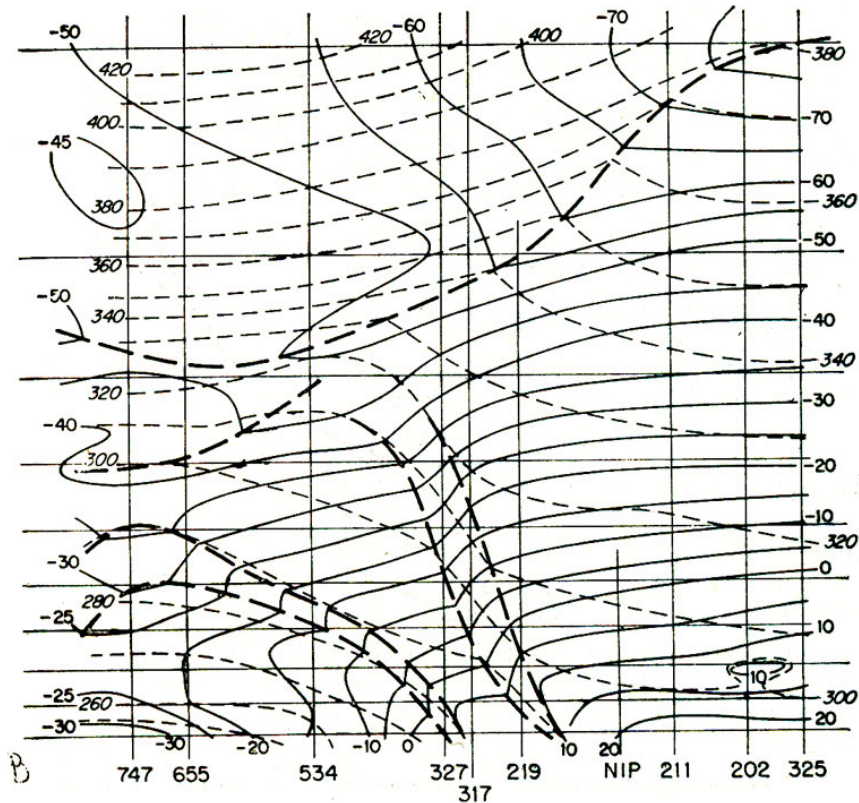


نمایش ایزوبارها و جهت و سرعت بادها در جبهه‌ی مرکب ۵۲/۱/۲۸ اقیانوس اطلس
(سه مرکز حدبه‌ای و دو مرکز حفره‌ای در نقشه دیده می‌شود)

تغییرات آنها در سه توده‌ی برخوردکننده، سبب شده است که ایزوبارها وضع متقارب و متلاطم پیدا کرده بادها از این طرف جبهه بدان طرف گاهی موافق و گاهی عمود و مخالف هم باشند و آنجا که ایزوبارها فشرده هستند سرعت باد تا ۳۵ گره (۷۰ km/h) برسد.

برای آشنایی با اوضاع جوی کشور خودمان یک نمونه از تشکیل یک جبهه‌ی بهاره‌ی توفانی و بارانی خاورمیانه را که در تاریخ ۱۳۴۳/۱/۲۸ در سراسر نواحی جنوبی و مرز غربی ایران برقرار شده است و ناشی از یک حفره‌ی مرکزی در منطقه کرمانشاه و سه حدبه‌ی دریایی بوده است، در شکل ۱۱۲ نشان می‌دهیم. یک حدبه سرد شمالی روی بحر خزر تشکیل شده است، یک حدبه‌ی معتدل و مرطوب غربی روی مدیترانه و یک حدبه‌ی گرم و مرطوب در دریاهای جنوب (خارج از حدود نقشه).

شکل ۱۱۱



مقطع قائم از جبهه‌ی مرکب اقیانوس اطلس (در طی خط AB شکل ۱۰۹).

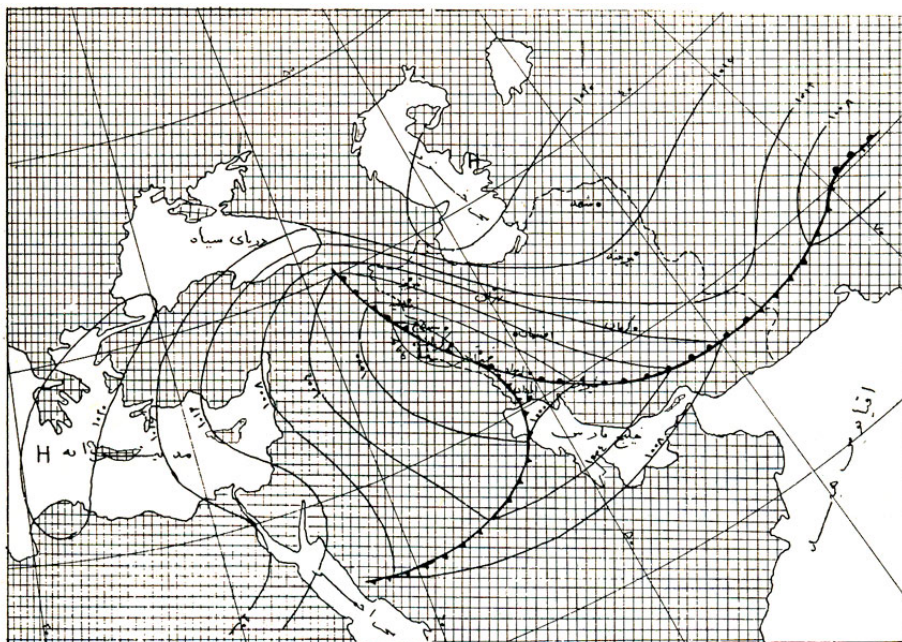
خطوط نازک ممتد ایزوترم‌ها را نشان می‌دهند (درجه سانتیگراد) و خطوط منقطع نازک درجات حرارت استعدادی یا پتانسیل هستند (درجه‌ی مطلق). خطوط منقطع درشت معرف جبهه - در پایین- و یا برین مرز (تروپوپوز)- در بالا- هستند.

جریان‌های مرتفع هوایی بالای جو

در طبقات دور از زمین و بالای جو تا آنجا که هوا هست امکان حرکت و تموج یعنی باد هست؛ در عین آنکه مابین بادهای مرتفع طبقات وسط و بالای جو ارتباط و تأثیرهای متقابل و وجود دارد ولی به هیچ وجه الزامی نیست که بادهای بالا مطابق و متصل با بادهای پایین باشد؛ گاهی ممکن است معکوس و مخالف هم درآید. در اینجا باز

عامل محرک اولاً حرارت است که منشأ آن می‌تواند از پایین و زمین باشد یا از تشعشع‌های خارجی و ثانیاً اثر مکانیک یعنی رانش و مکش بادهای مجاور یا اختلاف فشارهای موجود.

شکل ۱۱۲



نقشه هوایی یک جبهه‌ی بزرگ بهاره در خاورمیانه (۱۳۴۳/۱/۲۸)
(اقتباس از نقشه‌های اداره‌ی کل هواشناسی ایران)

بادهای مرتفع به‌لحاظ هواپیمایی و به‌لحاظ تحریک و تأثیر روی پدیده‌های جوی حائز اهمیت شایان است. اندازه‌گیری و تشخیص آنها همان‌طور که می‌دانیم به وسیله بالن سنج، رادیوسنج، هواپیماهای ناقل وسایل هواسنجی، و یا مشاهدات الکترونی و غیره به عمل می‌آید.

۱- بادهای حرارتی یا ارتفاعی^۱

همان‌طور که از پایین به بالا در طبقات مختلف جو، فشار و درجه حرارت هوا و سایر مشخصات آن تغییر می‌کند، سطوح ایزوترم و ایزوبار نیز تغییر شکل داده، جریان

۱. Thermal winds

فرض شده است که خطوط تراز، مستقیم و موازی باشند یعنی سطوح ایزوبار را صفحات مستوی با شیب ثابت گرفته‌ایم.

شیب سطح ایزوبار پایین (۱۰۰۰ مب) از جنوب شرقی به شمال غربی است، در صورتی که ایزوبار بالایی ۵۰۰ مب شیب تندتری دارد که از جنوب به شمال است.

ضخامت لایه‌ی هوا یا قشر مابین دو سطح ایزوبار، در هر نقطه مساوی اختلاف رقوم خطوط تراز ماربر آن نقطه بوده، می‌توان آن را به وسیله‌ی، خطوطی به شکل نقطه چین، مشخص ساخت. این خطوط یا منحنی‌ها را خطوط ضخامت^۱ می‌نامند. این خطوط به تعبیری معرف و منطبق با ایزوترم‌های متوسط لایه هستند (بند ۴۰) و یا چنانچه رابطه تقریبی ساده شده‌ی

$$\frac{E'}{E} = \frac{T_0'}{T_0}$$

را صادق بدانیم خطوط ضخامت به منزله ایزوترم‌های سطح ایزوبار پایینی هستند و از رقوم آنها و با در دست داشتن درجه حرارت یک نقطه می‌توان درجه حرارت سایر نقاط را حساب کرد.

بادها در ارتفاعات نسبتاً زیاد، همیشه موازی (ژئوستروفیک) هستند و چون سرعت باد مناسب با شیب سطوح ایزوبار است حرکت آن به موازات خطوط تراز و با سرعت مناسب با عکس فاصله‌ی آنها صورت می‌گیرد. چنانچه سطوح ایزوبار افقی باشد، حرکتی صورت نمی‌گیرد و اگر مورب ولی موازی یکدیگر باشند، باد در همه جا به یک روال می‌وزد و تغییری به لحاظ جهت بر حسب ارتفاع رخ نمی‌دهد ولی همین که اختلاف درجه حرارت هوا در امتدادهای افقی زمین یا فضا پیش آید، نتیجه‌ی آن اختلاف ضخامت لایه‌ی هوا و متمایل و معوج شدن سطوح ایزوبار نسبت به یکدیگر است؛ بادها که همیشه مانند گلوله‌های رها شده بر سطح مورب روی سطوح ایزوبار در جهت عمود بر خط بزرگ‌ترین شیب می‌لغزند، تغییر جهت پیدا می‌کنند و «تاب برمی‌دارند». علت این اختلاف مقدار و جهت سرعت باد، به واسطه‌ی همان گرم و سرد بودن نسبی مناطق مختلف لایه‌ی هوا و حرکات صعودی و نزولی داخل لایه است که با حرکات افقی قبلی باد ترکیب شده، در ارتفاع بالاتر سرعت دیگری را ایجاد می‌نماید.

۱. Lignes d'épaisseur (Thickness lines)

به طوری که در شکل ۱۱۳ دیده می‌شود اضلاع مثلثی که از تقاطع سه دسته خطوط نقشه درست شده است هر کدام آنها، با فواصل مربوطه، نسبت عکس دارد و می‌تواند به عنوان حامل معرف سرعت باد روی ایزوبار مربوط محسوب شود. چنانچه سرعت باد را در ایزوبار بالایی V_s و در ایزوبار پایینی V_i بنامیم در مثلث حاصله

$$\vec{V}_s = \vec{V}_i + \vec{V}_t$$

سرعت V_t که به این ترتیب به دست می‌آید و موازی با خطوط ضخامت و متناسب با عکس فاصله آنها است، همان مؤلفه‌ی ارتفاعی یا حرارتی سرعت باد از ایزوبار پایین تا ایزوبار بالایی است. V_t را باد ارتفاعی یا باد حرارتی^۱ می‌نامند.

اختلاف حرارت هوا سبب انحراف باد در جهت صعود روی سطوح ایزوبار شده است. به تدریج که از ایزوبار پایینی ۱۰۰۰ مب به طرف ایزوبار ۵۰۰ مب بالا می‌رویم باد از جانب منطقه‌ی گرم‌تر به طرف منطقه‌ی سردتر تاب برمی‌دارد و به‌وزش از منطقه‌ی سرد به منطقه‌ی گرم متمایل می‌شود. هر قدر تغییر درجه حرارت هوا در امتداد افقی شدیدتر باشد V_t بزرگ‌تر و بنابراین انحراف سرعت در طبقات بالا در جهت منطقه‌ی سرد به منطقه‌ی گرم بیشتر خواهد بود. مرحله نهایی تعادل و توازی خطوط تراز دو سطح ایزوبار وقتی است که حرکت باد یک‌سره در جهت منطقه سرد به منطقه گرم و خارج از تأثیرهای مکانیک و اختلاف فشارهای غیرحرارتی باشد.

در نیم‌کره‌ی جنوبی، جهت وزش بادهای حرارتی برعکس نیم‌کره‌ی شمالی و طوری است که منطقه‌ی گرم (یا پرضخامت) در طرف چپ قرار می‌گیرد.

مثال عددی و ترسیمی

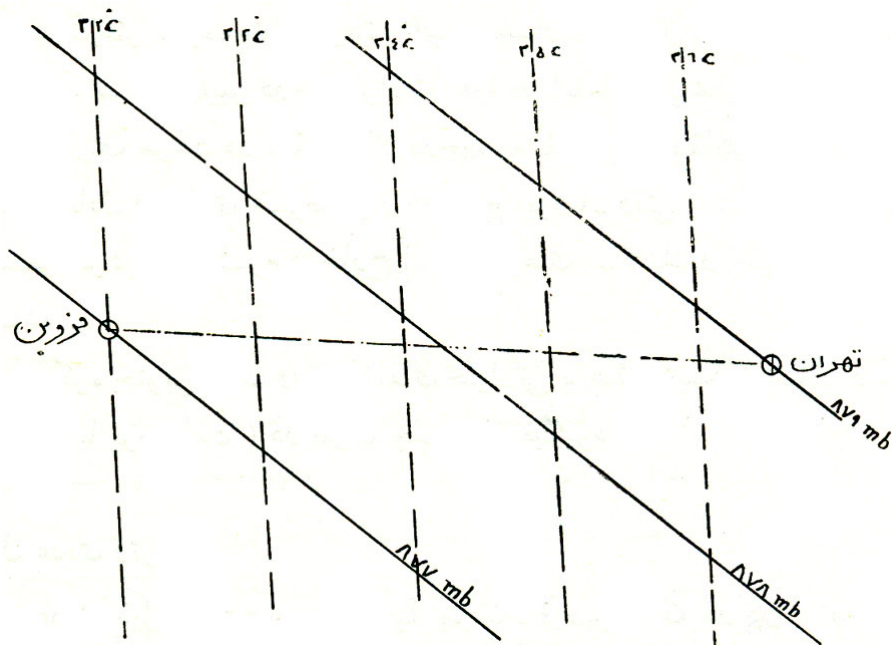
مثال عددی مربوط به بند ۴۳ راجع به ناحیه‌ی تهران- قزوین را که در بند ۴۵ تصحیح و تکمیل نمودیم و خطوط ایزوبار و سرعت بادهای زمینی را به دست آوردیم، مجدداً به دست می‌گیریم.

۱. Thermal Winds

آقای S. petterssen مصنف محترم کتاب مورد استفاده‌ی ما، متذکر این نکته نشده است که سرعت بادهای موازی، علاوه بر تبعیت از شیب ایزوبار معکوس جرم مخصوص هوای نیز می‌باشد؛ بنابراین سرعت‌های فوق را باید با فرض تساوی p تلقی کرد.

فرض می‌کنیم ایزوترم‌های سطح زمین تحویل شده به تراز قزوین، برطبق شکل ۱۱۴ باشد، می‌خواهیم به طور صحیح‌تری سرعت و جهت باد را در ارتفاع ۷۰۰ متری بالای تهران بدانیم.

شکل ۱۱۴



خطوط ایزوبار و ایزوترم ناحیه- تهران قزوین (مثال عددی و ترسیمی)

برای این کار لازم است سطح ایزوبار ۷۰۰ متری بالای تهران (یا یک ایزوبار نزدیک آن) به وسیله‌ی خطوط تراز مربوطه برایمان روشن و رسم شده باشد. خطوط تراز ایزوبار فوقانی ۷۰۰ متری بالای تهران، از ترکیب خطوط تراز ایزوبار تحتانی همسطح تهران- یا یک ایزوبار نزدیک آن- با خطوط ضخامت قشر هوای فی‌مابین به دست می‌آید.

با توجه به شکل ۱۳ سابق، ایزوبار ۸۱۰ میلی‌بار را که کمی پایین‌تر از قزوین است به عنوان ایزوبار تحتانی اختیار می‌نماییم و ایزوبار ۸۱۰ میلی‌بار را به عنوان ایزوبار فوقانی می‌گیریم.

خطوط تراز ایزوبار ۸۸۰ مب موازی خطوط ایزوبار مجاور زمین است و خطوط ضخامت لایه‌ی هوای ۷۰ میلی‌باری مابین دو ایزوبار مورد نظر، موازی ایزوترم‌های سطح زمین می‌باشد. برای تعیین آنها کافی است در دو نقطه تهران و قزوین مقادیر ارتفاع ایزوبارهای ۸۸۰ مب و ضخامت‌های لایه‌ی هوا را بدانیم و از آن قرار محور تهران- قزوین را برحسب ارتفاعات و ضخامت‌ها با اختلاف‌های ده متر به ده متر تقسیم کرده از نقاط تقسیم خطوطی به موازات خطوط ایزوبار و ایزوترم شکل ۱۱۴ رسم نماییم. آن‌گاه از تقاطع آن دو دسته منحنی و جمع کردن ارقام نظیر، خطوط تراز ایزوبار فوقانی ۸۱۰ مب را ترسیم کنیم. سرعت‌های ژئوستروفیک نیز از ترکیب حامل‌هایی که به نسبت عکس فواصل خطوط تراز و خطوط ضخامت رسم شده باشد، بلافاصله به دست می‌آید و بالاخره سرعت و جهت واقعی وزش باد با توجه به جرم مخصوص هوا و میزان انحراف و اصطکاک در ارتفاع ۷۰۰ متری تعیین می‌شود.

وضع ارتفاعات یا رقوم نقاط ایزوبار ۸۸۰ مب و درجات حرارت مربوطه در روی ستون‌های قائم ماربر تهران و قزوین بنا به شکل ۸۳ چنین است :

| | | |
|-----------------------|--------------------------|--|
| ارتفاع ایزوبار ۸۸۰ مب | در تهران ۱۱۶۰ متر | در قزوین ۱۱۹۰ متر |
| درجه حرارت ۸۸۰ مب | در تهران $37/5^{\circ}C$ | در قزوین $32/5^{\circ}C$ |
| ضخامت لایه هوای ۷۰ مب | $E = 720$ متر | $E' = \frac{273 + 22/5}{273 + 37/5} = 705$ متر |

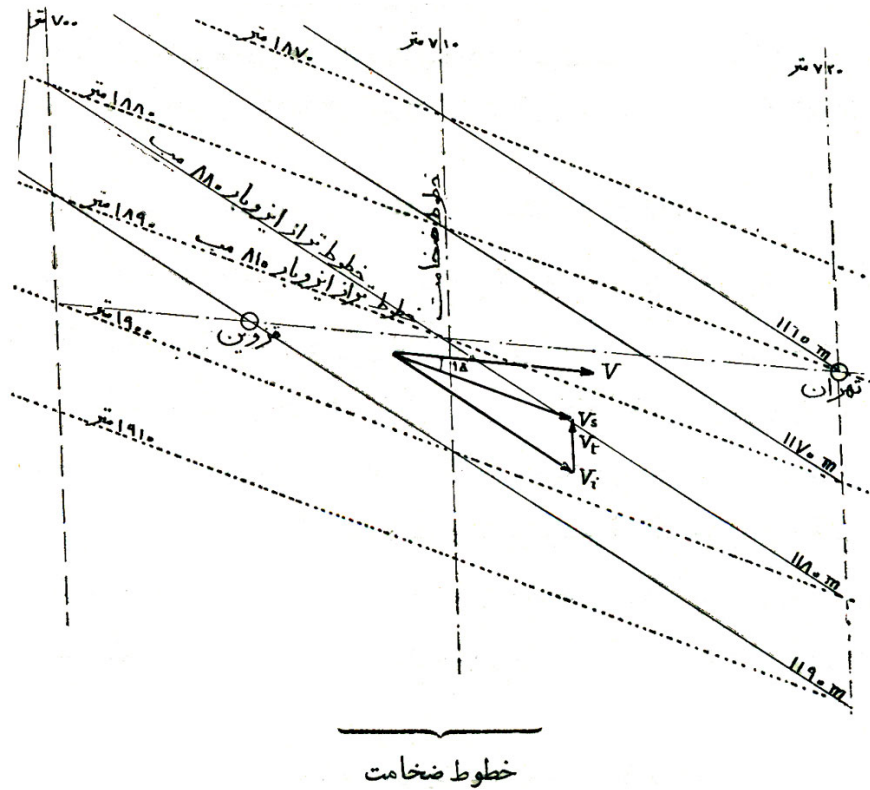
ضخامت لایه هوای مابین دو ایزوبار در بالای قزوین را می‌توانستیم از روی شکل ۸۳ اندازه‌گیری و تعیین نماییم ولی چون در آنجا ما فرض کرده بودیم شیب ایزوبارها در فاصله‌ی تراز قزوین تا ایزوبار خنثی منظمماً و به تناسب ارتفاع کم شود و ایزوبارها را تقریبی رسم کرده بودیم، ترجیح دادیم به طور صحیح‌تر و با استعمال فرمول

$$\frac{E'}{E} = \frac{T'_0}{T_0}$$

که در بند ۴۰ دیده بودیم، حساب نماییم.

اینک کافی است محور تهران- قزوین را طبق شکل ۱۱۴ مکرر، از یک طرف به چهار قسمت مساوی تقسیم کرده خطوط تراز ۱۱۶۰ متر تا ۱۱۹۰ متر را از نقاط تقسیم به موازات ایزوبارها رسم نماییم، و از طرف دیگر با توجه به اینکه روی تهران ضخامت لایه ۷۲۰ متر و روی قزوین ۷۰۵ متر است، محل خط ضخامت ۷۱۰ متر را در دوسوم فاصله‌ی تهران به قزوین قرار داده خطوط ضخامت را به موازات ایزوترم‌ها بکشیم. سپس

شکل ۱۴ مکرر



طرز تعیین و ترسیم خطوط تراز ایزوبار فوقانی و بادهای ژئوستروفیک و حرارتی
(مثال عددی و ترسیمی)

از جمع کردن رقوم این دو دسته منحنی و اتصال نقاطی که دارای ارتفاع مساوی می‌شوند، خطوط تراز ایزوبار فوقانی ۸۱۰ مب را (خطوط نقطه‌چین شکل ۱۱۴ مکرر) مشخص سازیم. سرعت بادهای موازی ژئوستروفیک در مثالی که اضلاع آن به موازات سه دسته خطوط فوق کشیده شده‌اند، فوراً تعیین می‌گردد و چون V_i را مطابق عددی که قبلاً برای سرعت بادهای موازی زمینی به دست آورده بودیم، $۲۶/۴$ میلی‌متر گرفته‌ایم، سرعت بادهای موازی در ارتفاع ۸۱۰ مب یعنی V_s را به مقیاس نقشه معادل $۲۲/۵$ m/s می‌خوانیم. برای رسیدن به سرعت واقعی و جهت بادهای ارتفاعی مطلوب، باید عدد فوق را در عکس نسبت جرم‌های هوا در ارتفاع ۸۱۰ مب و ۸۱۰ مب و در ضریب تخفیف ۹۸ درصد مربوط به اصطکاک، ضرب نماییم و ۱۵° انحراف به طرف سرازیری ایزوبار قایل شویم

$$V = 0.98 \frac{\rho_{\text{تهران}}}{\rho_{810}} \times 22/5$$

یا

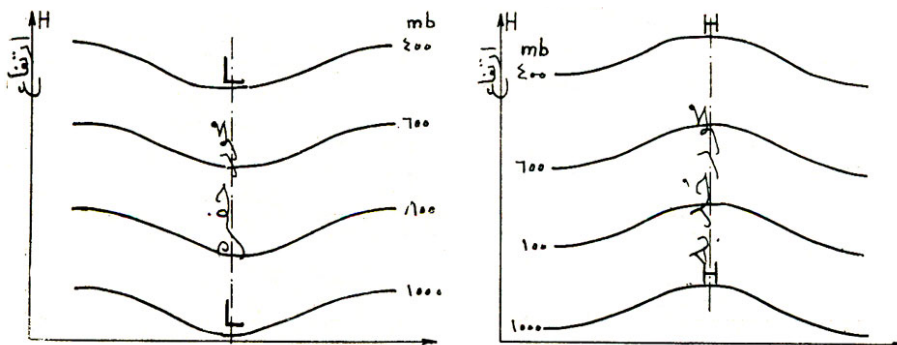
$$V = 0.98 \left(\frac{305/5}{310/5} \times \frac{883/5}{810} \right) 22/5 = 24 \text{ m/s}$$

سابقاً (در بند ۴۵) سرعت ۱۴/۵ متر در ثانیه و ۲۵ انحراف به سمت جنوب پیدا کرده بودیم حالا معلوم می‌شود باد ارتفاعی با سرعت ۲۴ متر در ثانیه و تقریباً موازی محور قزوین-تهران می‌وزد.

۵۲- تغییر محل و تبدیل حفره‌ها و حدبه‌ها در ارتفاع

تغییرات جهت و سرعت باد در ارتفاع، تا آنجا ممکن است پیش رود که در سطوح بالا، وضع مخالف تراز دریا پیش آید یعنی حفره‌ها و حدبه‌های سطوح ایزو بار بر حسب حالات مختلف به همان حال تکرار شوند، تضعیف یا تقویت شوند، تمایل به راست و چپ و تغییر مکان نشان دهند و یا بالاخره معکوس و مخالف گردند. فرض‌های مختلف و موارد متفاوت از تغییر وضع مراکز حفره‌ای و حدبه‌ای، بر حسب ارتفاع در اشکال ۱۱۵ تا ۱۱۸ آورده و توضیحاتی در زیر آنها داده شده است.

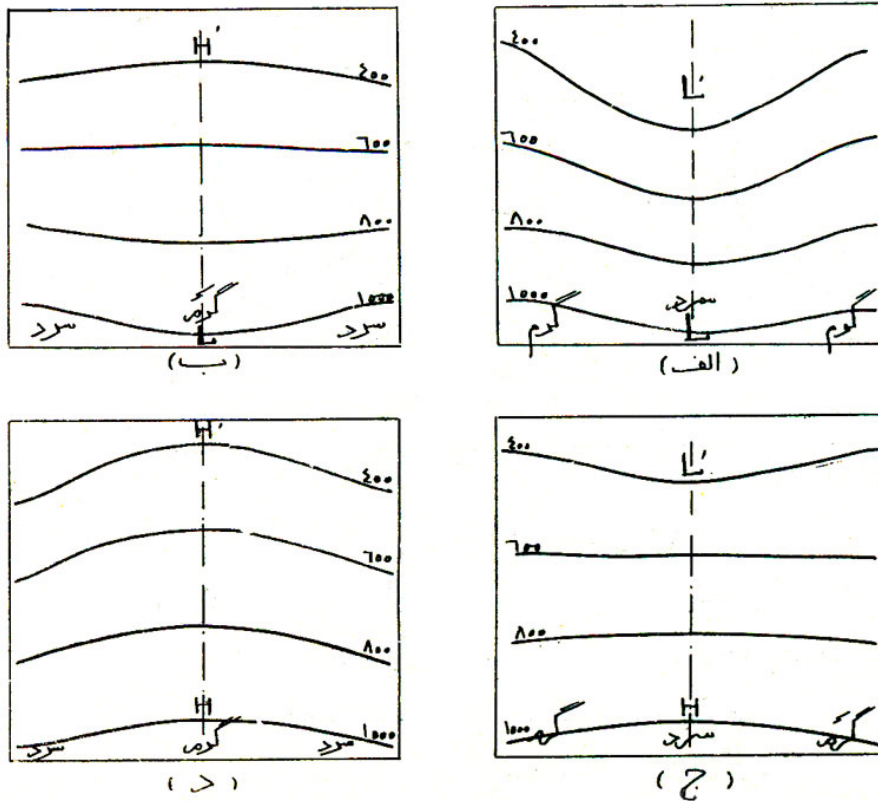
شکل ۱۱۵- حالت اول، یکنواختی درجه حرارت



در صورت ثابت بودن درجه حرارت هوا در سطح افقی، سطوح ایزو بار هم‌شکل و موازی بوده، حفره و حدبه در ارتفاعات مختلف عیناً تکرار می‌شود

عامل تقویت و تضعیف یا تمایل و تبدیل، سردتر بودن و گرم‌تر بودن هسته یا محور حفره و حدبه است.

شکل ۱۱۶- حالت دوم ، تغییرات متقارن درجه حرارت

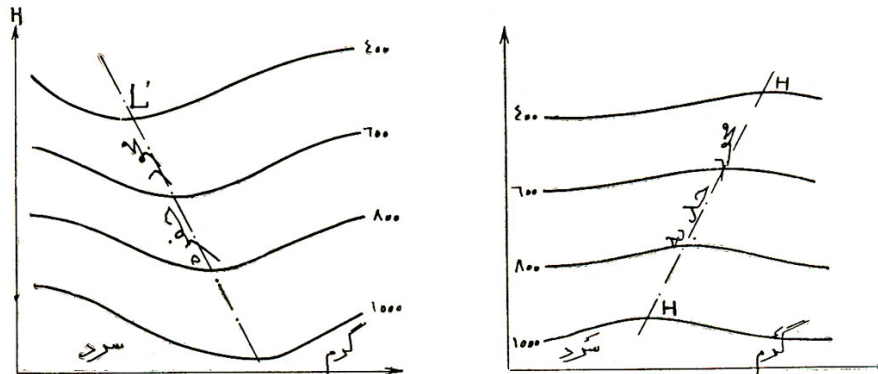


در صورت اختلاف درجه حرارت هسته‌ی حفره‌ها و حذب‌ها با اطراف، شدت آنها تغییر می‌نماید و ممکن است به هم تبدیل شوند. حفره‌ی سرد رفته رفته در بالا گودتر و شدیدتر می‌گردد و حفره‌ی گرم ضعیف و تبدیل به حذب می‌شود. حذب‌های گرم با ارتفاع تقویت می‌شود و حذب سرد تضعیف و به حفره منقلب می‌گردد.

به طوری که در اشکال دیده می‌شود چنانچه محور حفره گرم‌تر از اطراف باشد (مثال کلاسیک بند ۲۹) چون بر ضخامت لایه هوا در این منطقه باید افزوده شود، ایزوبارها از گودی به برآمدگی می‌گریند و در بالا، حفره تبدیل به حذب می‌شود (شکل ۱۱۶، حالت ب). انبساط هوا سبب جبران کسر فشار و پر کردن خلأ نسبی پایین جو می‌گردد. اما اگر محور حفره سردتر از مناطق اطراف باشد، سطوح ایزوبار گودتر گشته حفره تشدید می‌شود (شکل ۱۱۶، حالت الف). در اینجا سردی و انقباض هوا، کمبود فشار و مکش هواهای اطراف را زیاد می‌کند. در مورد حذب‌های زمینی اوضاع معکوس

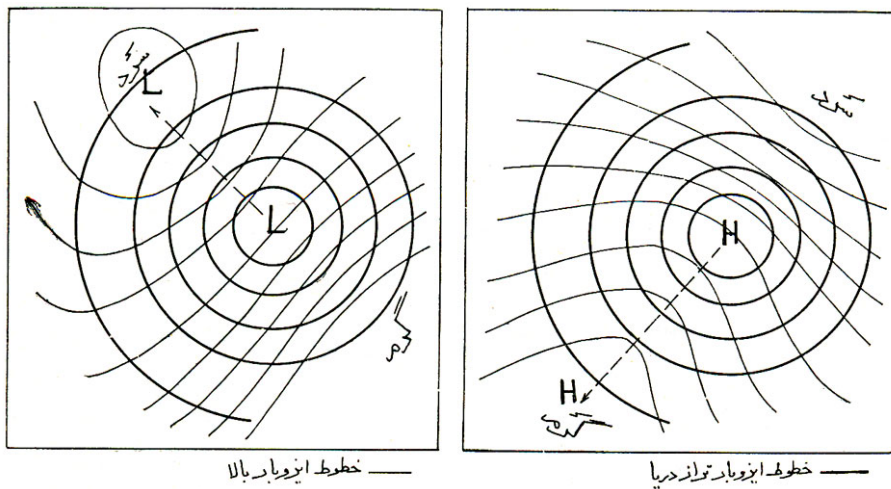
مشاهده می‌گردد (۱۱۶، حالات ج و د)؛ گرمای هسته سبب تشدید تدریجی آن بر حسب ارتفاع می‌شود و سرمای هسته منجر به تبدیل حذب به حفره می‌گردد.

شکل ۱۱۷- حالت سوم، تغییرات غیرمتقارن درجه حرارت.



تغییر محل حفره و حذب در ارتفاع در اثر اختلاف درجات حرارت طرفین آن. تغییر و اختلاف درجه حرارت هوا در سطوح افقی سبب زیاد شدن فاصله‌ی ایزوبارها در منطقه‌ی گرم و خم شدن محور حفره‌ها به طرف منطقه‌ی سرد و محور حذب‌ها به طرف منطقه‌ی گرم می‌گردد.

شکل ۱۱۸



نمایش خطوط ایزوبار در یک سطح مرتفع بالا برای مراکز حفره‌ای و حذب‌ای در صورت تغییرات غیرمتقارن درجه حرارت هوا در امتداد افقی. انحراف و انتقال مرکز حفره به طرف منطقه سرد و مرکز حذب به طرف منطقه گرم

تحقیق حالت سوم و مورد وقوع شکل‌های ۱۱۷ و ۱۱۸ یعنی تغییرات غیرمقارن درجه حرارت سطوح افقی مجاور زمین متداول‌تر و قابل توجه‌تر از حالت دوم و مورد شکل ۱۱۶ می‌باشد. زیرا حفره‌ها و حذب‌ها معمولاً یک طرف آنها دریا و طرف دیگر خشکی است و یا اصولاً در شمال غربی آنها (طبق بند ۳۵، شکل ۷۶) بادهای سرد می‌وزد و در جنوب شرقی بادهای گرم؛ بنابراین کمتر اتفاق می‌افتد که مراکز حفره‌ای و حذب‌های وضع مقارن و محور قائم داشته باشند. محور حفره‌ها همیشه به طرف ناحیه‌ی سرد و محور حذب‌ها به جانب ناحیه‌ی گرم متمایل می‌شود. نقشه‌های هواشناسی منطقه خاورمیانه مورخ ۱۳۴۳/۵/۲۵ که در زیر بند ۴۶ بر طبق شکل‌های ۹۷ و ۹۸ یکی برای تراز دریا و یکی برای ارتفاع ۵۰۰ مب داده بودیم، می‌تواند شاهد مثال خوبی برای بحث حاضر باشد:

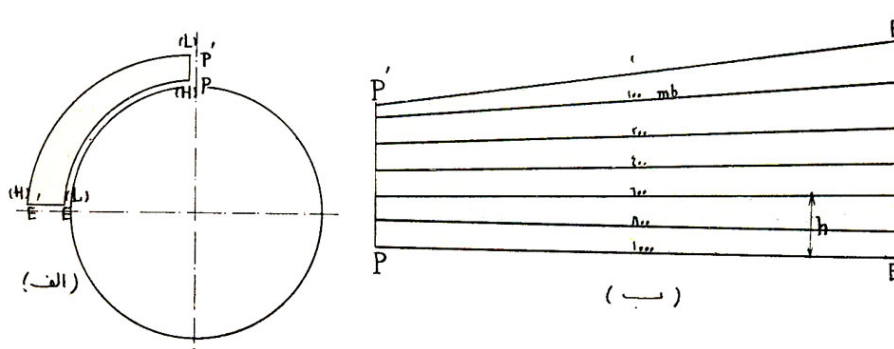
در سطح تراز دریا روی نواحی جنوبی ایران یک جفت حفره گرم L و L' می‌بینیم و از طرف دیگر ایزوبار ۱۰۱۲ مب روی اروپای شرقی و آفریقای شمالی با دو انحنای خود تشکیل دو نیم‌حذب را داده است که شمالی آن سرد و جنوبی اش گرم است. در ارتفاع ۵۰۰ مب، اولاً حفره‌های گرم L و L' تبدیل به حذب‌های واحد H شده‌اند که ضمناً تمایل و انحرافی به طرف نواحی سرد شمال پیدا کرده است. ثانیاً نیم‌حذب‌های پایینی، آن که روی اروپا و با هسته‌ی سرد بوده می‌بایستی تدریجاً تبدیل به حفره گردد، در این ارتفاع از بین رفته و خنثی شده است ولی نیم‌حذب آفریقای که گرم است در بالا شدت یافته حذب‌های H را تشکیل داده در ردیف H قرار گرفته است. بالنتیجه سطح ایزوبار حالت تقریباً استوانه‌ای که خطوط مولد آن امتداد شمال شرقی - جنوب غربی را دارند پیدا کرده عمود بر محور تقارن ایزوبارهای تراز دریا که در امتداد شمال غربی به جنوب شرقی است شده‌اند. ضمناً در طرف جنوب - که هوا گرم‌تر است - شیب سطح ایزوبار ۵۰۰ مب کمتر از طرف شمالی و سرد آن می‌باشد.

۵۳- ایزوبارها و بادهای عمومی در طبقات بالای جو

به طوری که در بحث اولیه بادهای عمومی (بند ۳۳) دیدیم، چنانچه حرکت وضعی زمین وجود نداشت و سراسر کره‌ی زمین یکنواخت می‌بود، جریان بادهای در هر نیم کره به صورت یک حلقه مدار ساده نصف النهاری مابین استوا و قطب در می‌آمد. ضمناً نظر به اینکه هوای بالای قطب سرد و منقبض و سنگین است و هوای بالای استوا گرم و منبسط و سبک می‌باشد، اولاً یک حفره یا منطقه‌ی کم‌بندی کم فشار (L)

در استوا و یک حذب یا مرکز پرفشار (H) در قطب در تراز دریا تشکیل می‌گردید. و عکس آنها در بالای جو مشاهده می‌شد. ثانیاً نیمرخ جو (یا مقطع قائم جو در سطح نصف النهار) به شکل دوزنقه منحنی الاضلاع PEE'P' در می‌آمد. اما سطوح ایزوبار که باید دو ستون EE' و PP' را به تقسیمات مساوی تقسیم کنند، از پایین به بالا و به تدریج شیب‌دار می‌شوند. منتهی نظر به سبک تر بودن ستون استوایی EE' و به طوری که می‌دانیم، یک اختلاف فشار افقی مختصر از P تا E وجود دارد که موجب همان جریان مداری شکل بادها است؛ بنابراین سطوح ایزوبار جو بر طبق شکل (۱۱۹-ب)، شیب ضعیفی در مجاورت زمین از قطب به استوا داشته به زودی (در ارتفاعی مانند h) افقی می‌شوند و سپس شیب معکوس و تصاعدی پیدا می‌کنند.

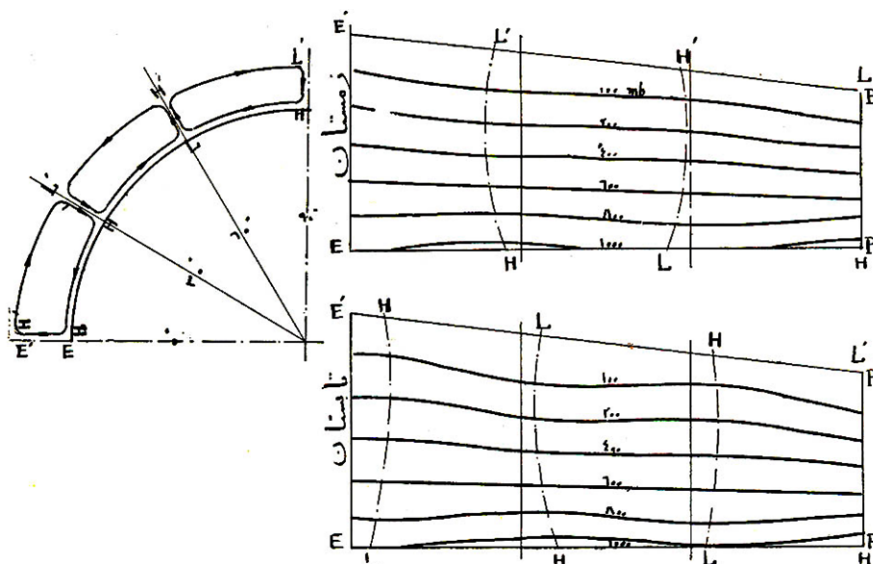
شکل ۱۱۹



حلقه مدار دایمی ساده بادهای عمومی و وضع و شیب سطوح ایزوبار در صورت عدم حرکت وضعی زمین

حال اگر حرکت وضعی زمین را در نظر بگیریم مدار ساده‌ی استوا-قطب تبدیل به سه مدار متوالی بر طبق شکل ۱۲۰ می‌گردد. نیم رخ قائم جو و تقسیمات و شیب سطوح ایزوبار در ارتفاعات مجاور جو، وجود دو کمربند کم فشار L در عرض‌های 0° و 60° و یک کمربند و یک مرکز پرفشار H در عرض‌های 30° و 90° را نشان می‌دهد. ولی به تدریج که در ارتفاع بالا می‌رویم، هم شیب عمومی سطوح ایزوبار معکوس و متمایل به طرف قطب می‌شود و هم حذب‌ها و حفره‌ها ضعیف و محو گردیده پس از آن در جهت مخالف و با انتقال به چپ یا به راست بر طبق شکل ۱۲۰ ظاهر می‌شود.

شکل ۱۲۰



شمای مدارهای سه گانه بادهای عمومی در یک ربع نصف النهار
و نیمرخ جو با ایزوبارهای مربوطه در زمستان و تابستان
(با فرض حرکت وضعی زمین و یکنواختی آن)

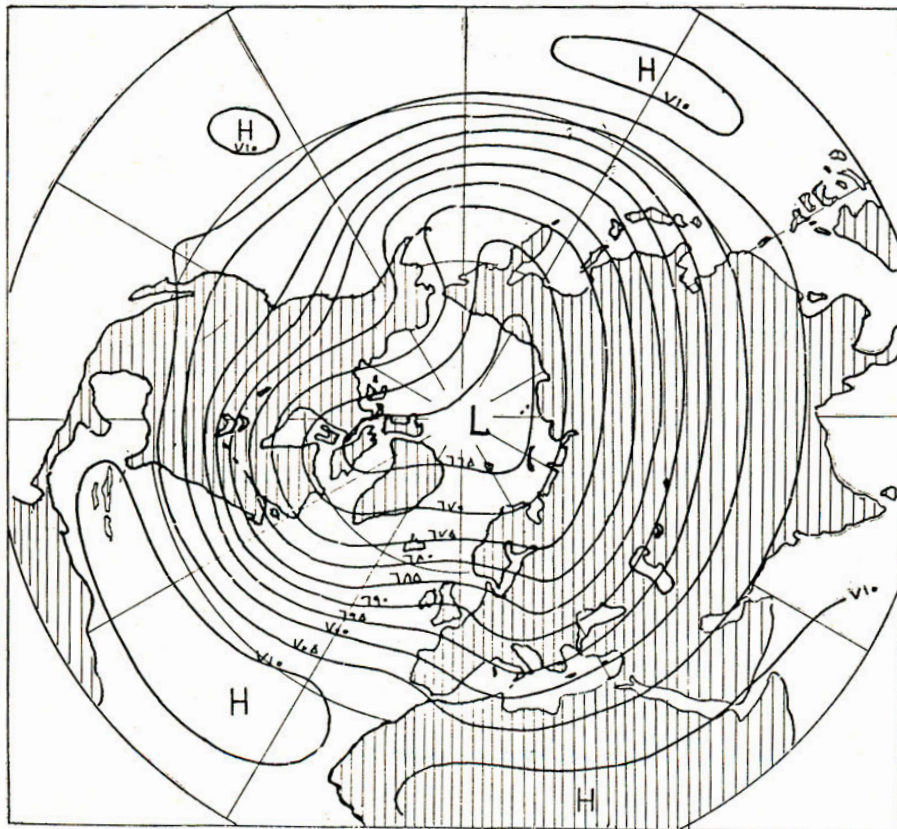
چنانچه موضوع سوم یعنی بی نظمی حاصله از قاره‌ها را اضافه نمایم، شمای کلی، باز مطابق شکل ۱۲۰ خواهد بود و فقط کمربندهای حدبه و حفره‌ی مجاور سطح زمین به صورت مراکز حدبه و حفره در می‌آید که بر حسب طول نصف النهار مربوطه جلو و عقب برده شود.

در هر حال نتایج و آثار عمده‌ی حاصله به قرار زیر خواهد بود :

- ۱- وقتی از سطح زمین به بالای جو می‌رویم، در ابتدا از شیب عمومی ایزوبارها و از اهمیت حفره‌ها و حدبه‌ها و بنابراین سرعت بادها کاسته می‌شود و موقعی می‌رسد (مثلاً در ارتفاع ۱۵۰۰ متر یا کمتر و بیشتر، بر حسب عرض محل) که سطح ایزوبار تقریباً افقی و سرعت باد صفر می‌شود؛ این همان ارتفاع یا سطح خنثی است.
- ۲- از سطح خنثی به بالا، سطوح ایزوبار به تدریج منظم و شیب‌دار می‌شوند و حفره‌ها و حدبه‌های خفیفی ظاهر می‌گردد. ولی شیب ایزوبارها و محل حفره‌ها و حدبه‌ها برخلاف وضع مجاور زمین بوده، علاوه بر آن حفره و حدبه‌های محلی و جزئی،

دیگر انعکاسی در بالا نخواهند داشت. بادهای - مجدداً و در جهت مخالف زمین - پدید می‌آیند و هر قدر بالا برویم شدیدتر می‌شوند.

شکل ۱۲۱- ایزوبارهای متوسط زمستانی در ارتفاع ۳۳۰۰ متر



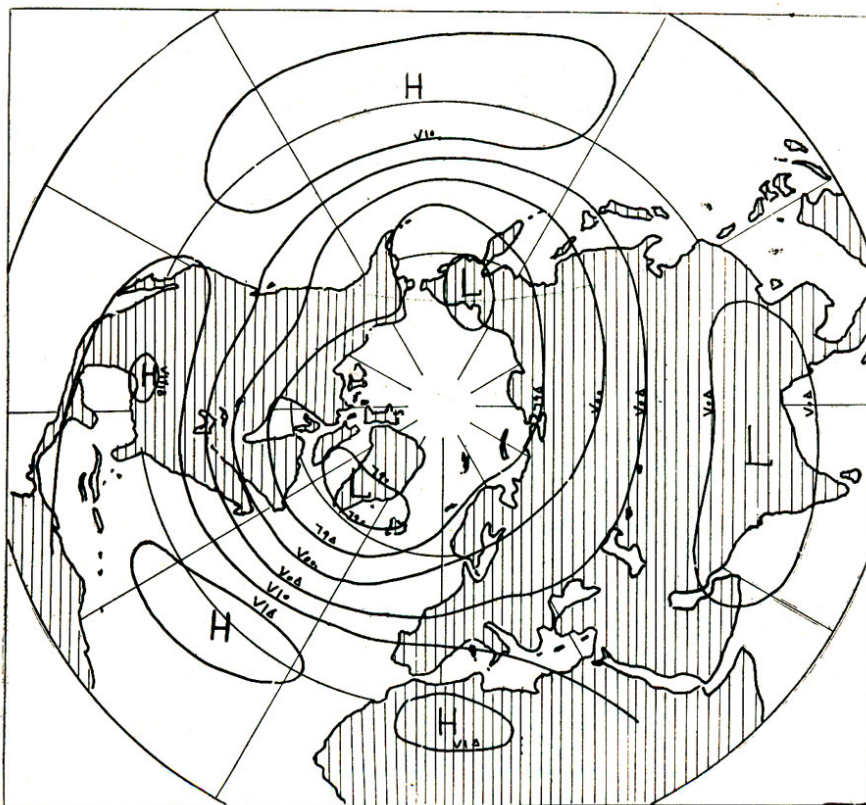
نظر به هموار بودن سطوح ایزوبار و دور شدن عوارض و اصطکاک‌های زمین، خطوط ایزوبار در ارتفاع معین، رفته رفته به شکل دایره متحدالمرکز در حول حفره قطبی در می‌آیند. بنابراین بادهای بالای جو، بادهای موازی و مداری^۱ تقریباً غربی به شرقی^۲ می‌شوند؛ جز در جنوب مراکز حذب‌های بالای مناطق حاره که شرقی غربی^۳ خواهند بود.

۱. Zonal

۲. Westerlies

۳. Easterlies

شکل ۱۲۲- ایزوبارهای متوسط تابستانی کره زمین در ارتفاع ۳۳۰۰ متر



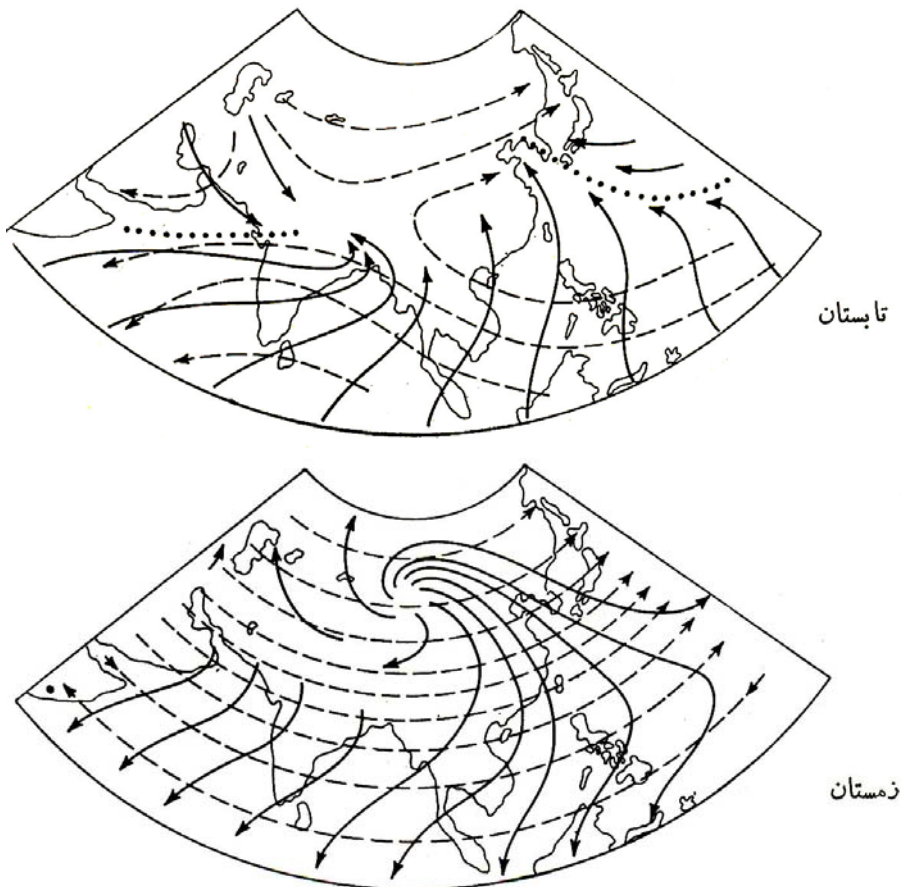
۳- نظر به اینکه در تابستان اختلاف درجه حرارت متوسط مابین استوا و قطب کمتر از زمستان است، شیب برین مرز و شیب ایزوبارهای بالای سطح خنثی، کمتر از زمستان بوده، به طور کلی بادهای ارتفاعی تابستان ملایم تر از بادهای زمستان هستند.

۴- حفره‌ای به عرض 60° چون حالت غیرمقارن داشته طرف شمال آنها سردتر و طرف جنوب گرم تر است، محور حفره‌ها به طرف منطقه‌ی شمالی سرد (قطب) خم می‌شود و محور حدبه‌ها تمایل مختصری به طرف استوا پیدا می‌کند (خصوصاً در زمستان).

شکل‌های ۱۲۱ و ۱۲۲ دو نقشه از ایزوبارهای متوسط زمستانی و تابستانی در ارتفاع ۳۳۰۰ متری را نشان می‌دهد.

نقشه‌های سابق (شکل‌های ۷۲ و ۷۴) حالت متوسط ایزوبارهای زمستانی و تابستانی در تراز دریا را نشان می‌داد. با مطالعه و مقایسه این نقشه‌ها، استنباط‌های چهارگانه

شکل ۱۲۳



بادهای تابستانی و زمستانی برسات
در تراز دریا (خطوط یک سره) و در ارتفاع ۷۰۰۰ متر (خطوط مقطع)

در شکل ۱۲۳ بادهای برسات در تراز دریا و در ارتفاع ۷۰۰۰ متر تابستانی و زمستانی را مشاهده می‌نماییم. در حالی که امتداد عمومی بادهای تراز دریا، موازی نصف النهار بوده در تابستان از جنوب به شمال و در زمستان از شمال به جنوب است، بادهای مرتفع ۷۰۰۰ متری کاملاً عمود بر آنها بوده عموماً شرقی و غربی - در تابستان و در عرض‌های متوسط - یا غربی و شرقی - در زمستان و در عرض‌های متوسط و زیاد - است و خیلی منظم‌تر و موازی می‌باشد.

۵۴- رودبادهای جوی^۱

مباحث و نتایج مذکور در بند گذشته را اگر با ارتفاعهای خیلی بالا (مثلاً ۱۰ کیلومتر) انطباق دهیم، به منطقه‌ای می‌رسیم که هوا بسیار رقیق ولی بادها بسیار شدید است و سراسر در جهت غربی به شرقی می‌وزند (و احياناً شرقی به غربی برحسب عرض جغرافیایی و فصل). نظر به اینکه حفره‌ها و حذب‌ها مجدداً- و برخلاف حالتی که در جوار زمین داشتند- قوت می‌گیرند، سطح ایزوبار شیب متغیر پیدا کرده آنجا که ماکزیمم شیب را نشان می‌دهد، حداکثر سرعت باد را خواهیم داشت. این بادهای یک سره بسیار شدید که تا ۲۰۰ کیلومتر در ساعت نیز می‌رسند، مانند تونل طولی یا رودخانه‌ای از باد جلوه می‌کنند که دارای ضخامت و عرض کم هستند و آن را جت استریم^۲ می‌گویند که ما «رودباد» ترجمه کرده‌ایم.

شیب سطوح ایزوبار در ارتفاع- بنا بر آنچه در بند ۴۰ گفته شد- بستگی به اختلاف درجه حرارت متوسط ستون‌های هوا در امتداد افقی دارد. نظر به اینکه در مناطق قطبی بادهای مجاور زمین از نواحی سرد شمالی سرازیر و رفته رفته گرم می‌شوند، تغییرات افقی درجه حرارت نسبتاً ملایم است. همچنین است طرز وزش بادها و تغییرات طولی درجه حرارت در منطقه‌ی استوایی؛ در صورتی که در منطقه‌ی حاره وزش باد در جهت مخالف است.

دانشمندان اروپا پیش از آنکه رادیوسنج اختراع شود و اندازه‌گیری مستقیم سرعت بادهای خیلی بالا امکان پذیر باشد پی به وجود رودبادهای جوی مرتفع برده بودند. مشاهده‌ی حرکت سریع ابرهای پشمکی (سیروس) و همچنین پراکنده شدن سریع ذرات و غبار آتش‌فشان کراکاتوا^۳ در سال ۱۸۸۳ نشان می‌داد که در ارتفاعات نزدیک به ۱۰ کیلومتر، بادهای مداری^۴ خیلی تند وجود دارد. بعداً در جریان جنگ جهانی دوم با هواپیماهای جت بلند پرواز، واقعیت این مسأله بیشتر مسلم گردید و از نظر عملی مورد توجه قرار گرفت.

آزمایش و مطالعه‌ی رودبادهای جوی نیز اول دفعه به وسیله‌ی هواشناس نروژی بیرکنس به عمل آمد. مشارالیه از تجزیه و تحلیل مقاطع قائم جو در امتداد نصف‌النهارها، براساس اطلاعاتی که از چند ایستگاه مجهز به رادیوسنج به عمل آمده بود، حجم و طول و سرعت تونل‌های باد را محاسبه نمود. از سال ۱۹۴۰ که شبکه‌های رادیوسنج

۱. Fleuve aérien

۲. Krakatao

۳. Jet Streams

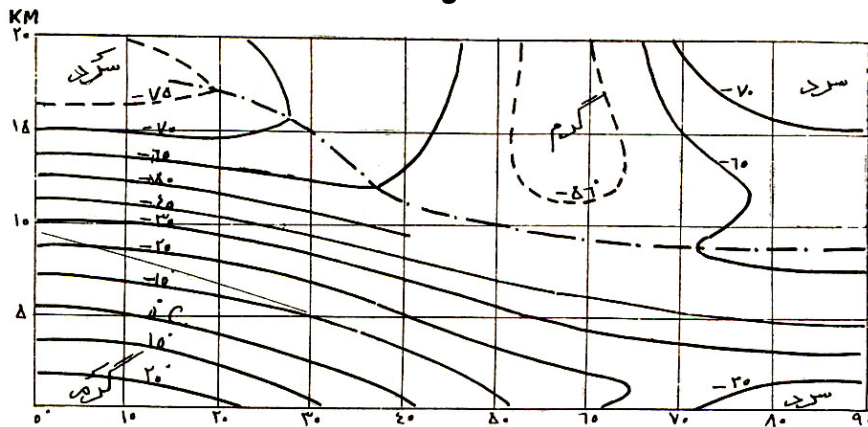
۴. Zonal

توسعه یافت، ابتدا انگلیسی‌ها و بعد آمریکایی‌ها تحقیقات دامنه‌دار و نقشه‌های مفصل در این زمینه انجام دادند.

شناسایی رودبادها، هم به لحاظ انتخاب مسیر هواپیماهای بلند پرواز- استفاده در جهت موافق و احتراز در جهت مخالف- و صرفه جویی در وقت و مصرف سوخت برای هواپیمایی جت حائز اهمیت است و هم در هواشناسی، به لحاظ تأثیر و راهنمایی که روی بادها و حفره‌های پایین دارد، روز به روز مؤثرتر و با اهمیت‌تر تلقی می‌شود. با توجه به اینکه رودبادها مسیر باریک متمرکز و سرعت‌های فوق‌العاده دارند که در زمستان گاهی به 230 km/h و استثنائاً تا 360 km/h هم می‌رسد، اثر خاص آنها در هواپیمایی ثابت می‌شود.^۱

نکته‌ی دیگری که بر مطالب و استنتاج‌های بند گذشته راجع به بادهای ارتفاعی باید اضافه نماییم، به میان آمدن قوه‌ی گریز از مرکز در سرعت‌های فوق‌العاده زیاد رودبادها است. در حقیقت ذرات متحرک هوا در مدارهای مربوطه، به طرف خارج از زمین پرتاب می‌شوند و به این ترتیب یک شکستگی یا فروریختگی در برین مرز در بالای محور رودباد پدیدار می‌شود.^۲

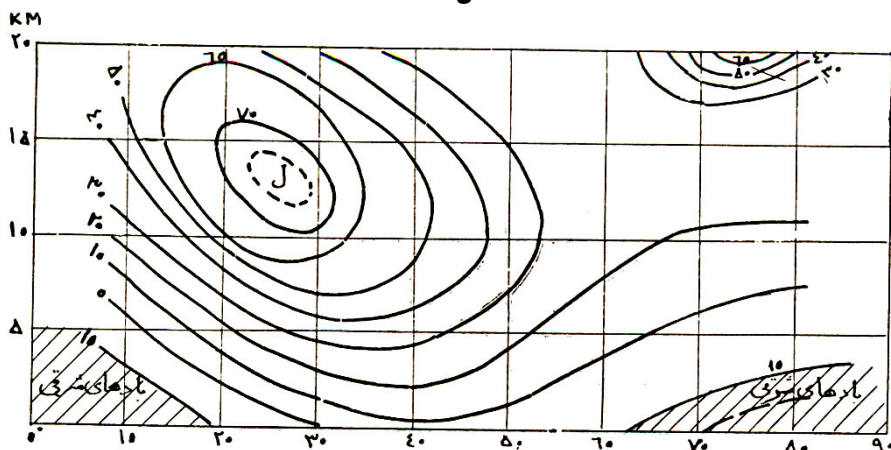
شکل ۱۲۴



نیم رخ قائم جو از استوا تا قطب با ایزوترم‌های متوسط هوا (در زمستان)

۱. 200 km/h در 60° حرارت و 200 مب فشار، به لحاظ مقدار حرکت معادل است با یک باد 50 km/h در سطح زمین، و به لحاظ فشار برخورد با یک باد 105 km/h .
۲. و شاید به نوبه‌ی خود سبب ایجاد حفره یا شرایط مساعد برای تشکیل حفره‌های مهاجر در طبقات زیرین و خلأ نسبی توأم با مکش هوا به طرف بالا بشود.

شکل ۱۲۵



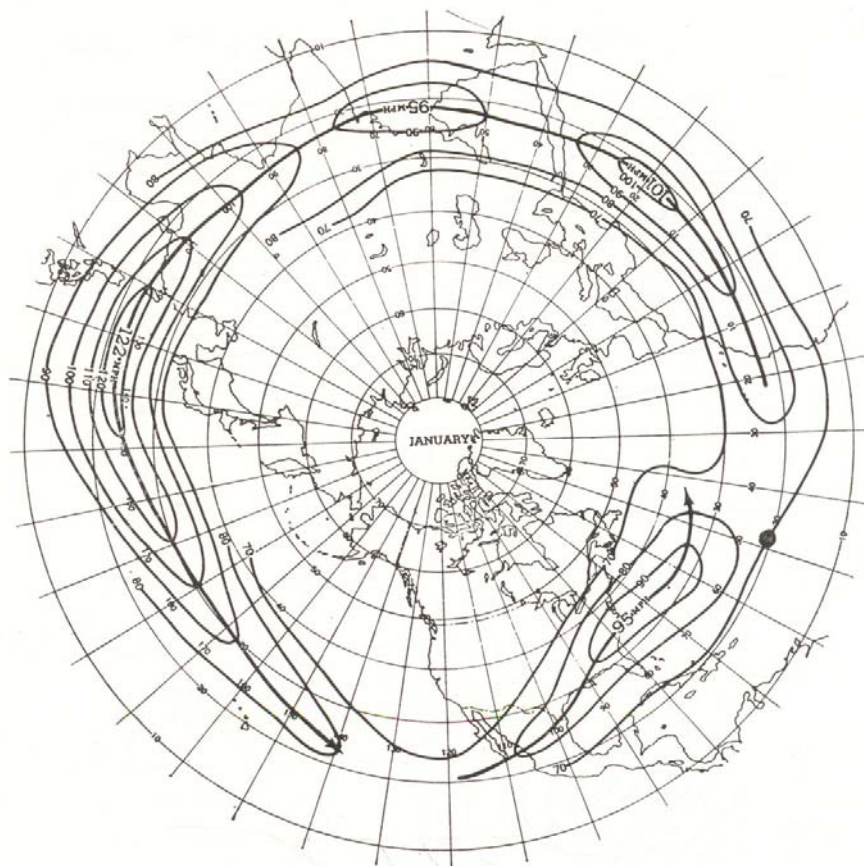
سرعت بادهای ارتفاعی زمستانی در عرض‌ها و ارتفاعات مختلف جو.
رودبادهای حاره و قطبی

شکل‌های ۱۲۴ و ۱۲۵ نیم‌رخ کلی یا مقطع قائم جو در امتداد استوا به قطب، تا ارتفاع بالای برین‌مرز را با ایزوترم‌ها و ایزوتاک‌ها^۱ (خطوط هم‌سرعت) در فصل زمستان برای نیم‌کره‌ی شمالی نشان می‌دهد.

در حوالی استوا، ایزوترم‌ها تقریباً افقی هستند و از منطقه‌ی حاره شروع به تمایل به طرف قطب، یعنی در امتداد اقیانوس تنزل می‌نمایند. از عرض 60° به بعد، مجدداً افقی می‌شوند. در حوالی 30° شیب ایزوترم‌ها و اختلاف درجه حرارت افقی از همه جا بیشتر است و همانجا است که سطح برین‌مرز، نقطه عطف پیدا کرده و به طوری که در بند ۵۱ دیدیم، بادهای ارتفاعی حداکثر سرعت خود را پیدا می‌کنند. نظر به اینکه در این عرض، بادهای مجاور زمین فوق‌العاده خفیف هستند، بادهای بالا که دارای حداکثر سرعت‌اند یک‌سره باد حرارتی می‌باشند. ضمناً چون سرعت بادهای بنا به فرمول مندرج در بند ۴۵ به نسبت عکس $\sin \varphi$ است، ماکزیمم آنها به طرف عرض‌های کمتر از 30° منتقل شده، هسته جت با محور رودباد در عرض 27° در ارتفاع ۱۳ کیلومتر و با سرعت بیش از ۱۱۰ km/h دیده می‌شود.

۱. Isotach

شکل ۱۲۶



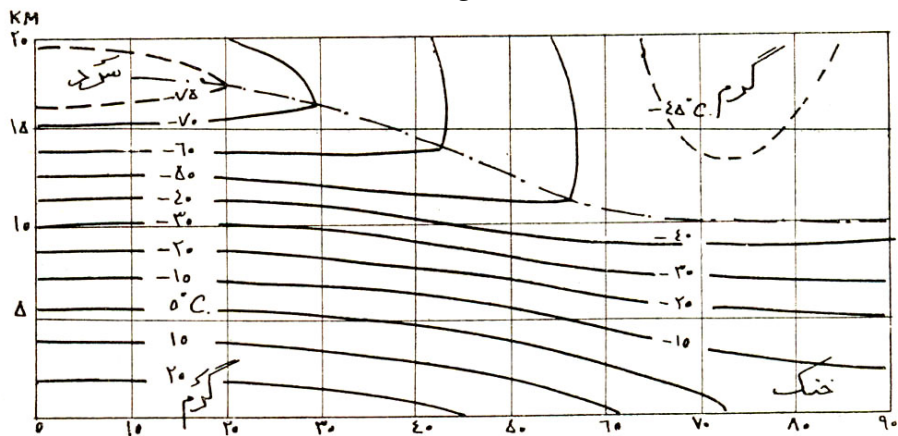
رودبادهای سراسری نیم کره‌ی شمالی در زمستان
(سرعت‌ها بر حسب میل در ساعت است)

در عرض 75° نیز یک رودباد قطبی با ارتفاع بیشتر وجود دارد که نتیجه‌ی شیب زیاد ایزوترم‌های 60° و 70° در حوالی عرض 70° و کمربند حفره‌ای 60° مجاور زمین است. صعود هوای گرم‌شده در پایین تنوره‌ی گرم 56° را در بالای برین‌مرز به وجود آورده است.

این رودبادها در واقع همان برگشت هوای گرم‌شده‌ی استوا به طرف قطب در بالای جو است که تحت تأثیر گردش زمین بر طبق قضیه‌ی کوریولیس یک انحراف تقریباً 90° به راست پیدا کرده و یک حرکت چرخشی سریع در آنجایی که تغییر افقی درجه حرارت زیادتر می‌باشد، ایجاد نموده است.

نقشه‌ی شکل ۱۲۶ رودباد اصلی سراسری نیم کره‌ی شمالی را با محور و ایزوتاک‌ها و مراکز مربوطه نشان می‌دهد. نیم‌رخ قائم شکل قبلی، وضع متوسط بادهای مرتفع بود که البته برحسب طول جغرافیایی و ماه‌های سال تغییر می‌کند و در مدت روز و حتی ضمن ساعات، یک حالت موجی دارد. در این نقشه حالت رودخانه‌ای یا تونل‌مانند بادهای جت که فقط 20° و گاهی 10° درجه عرض را اشغال می‌کند و در خارج مسیر باریک خود، دارای سواحل نسبتاً آرام می‌باشد، کاملاً مشهود است.

شکل ۱۲۷

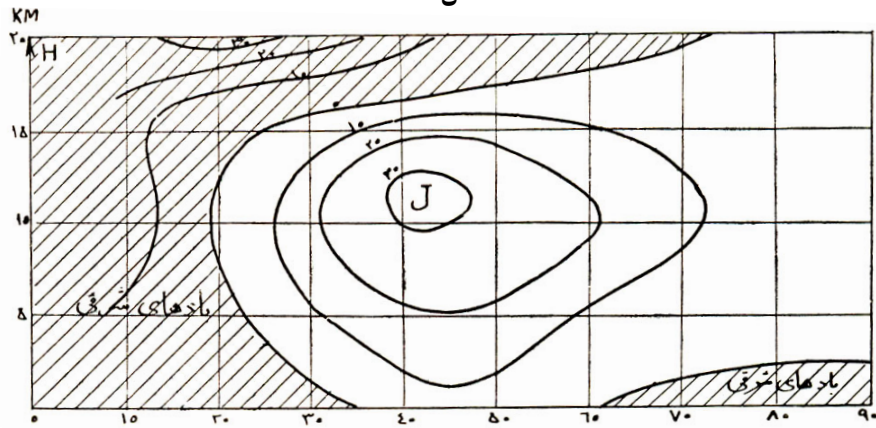


نیم رخ قائم جو از استوا تا قطب در تابستان و ایزوترم‌های متوسط

حداکثر سرعت رودباد زمستانی، در بالای آسیای شرقی و مغرب اقیانوس کبیر است (۱۲۲ میل یا ۱۸۰ کیلومتر در ساعت) که اختلاف درجه حرارت از همه جا حداقل سرعت محوری نیز در سواحل شرقی اقیانوس اطلس و اقیانوس کبیر دیده می‌شود.

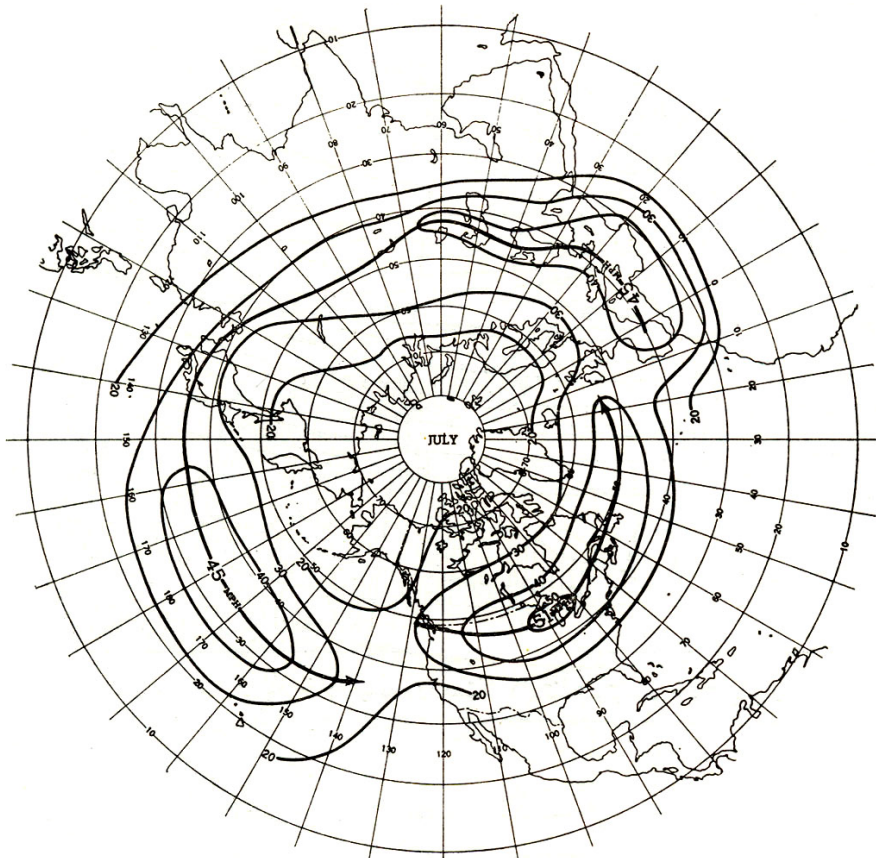
در تابستان در اثر بالا آمدن آفتاب در مناطق قطبی و کم شدن اختلافات گرما مابین قطب و استوا، به‌طور کلی بادهای حرارتی و رودبادهای جوئی خفیف می‌شوند و حداکثر سرعت متوسط به 50 km/h نمی‌رسد؛ ضمناً چون ماکزیمم اختلاف درجه حرارت طولی در زیرین جو منتقل به عرض 50° شده است، محور رودباد را در عرض 43° می‌بینیم. علاوه بر آن، نظر به پیش آمدن حده‌های استوایی و تغییر شیب ایزوترم‌ها در عرض‌های کم، جهت بادهای زمینی و جوئی و فوق برین مرز، در این قسمت شرقی-غربی شده است و یک رودباد شرقی مناطق حاره در بالای برین مرز پدیدار گشته است.

شکل ۱۲۸



سرعت بادهای ارتفاعی تابستانی در عرض‌ها و ارتفاعات مختلف رودبادهای حاره‌ای و استوایی

شکل ۱۲۹

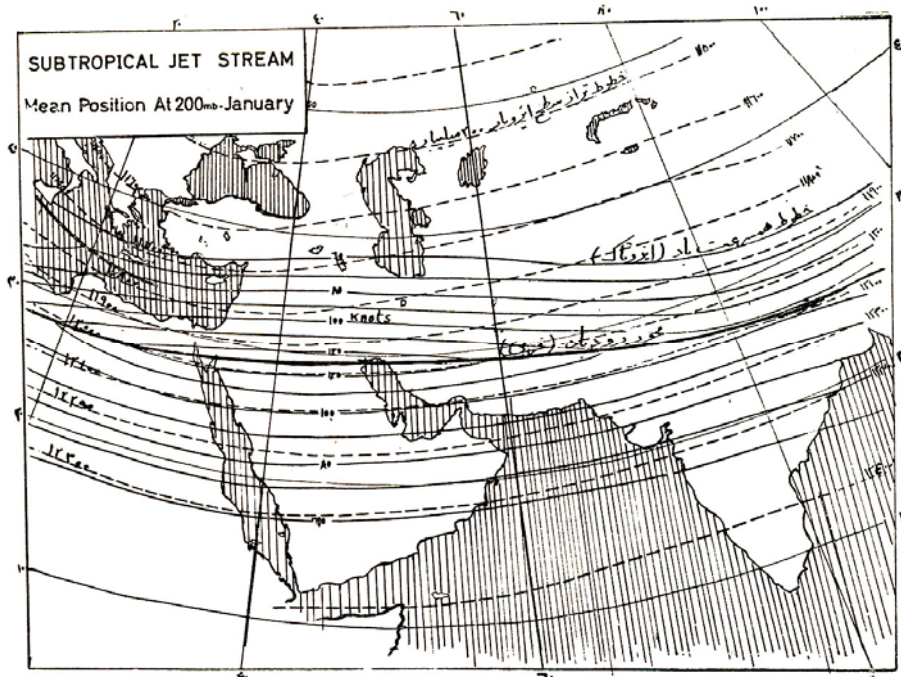


رودبادهای سراسری نیم کره‌ی شمالی در تابستان (سرعت‌ها بر حسب میل در ساعت است)

در نقشه‌ی شکل ۱۲۹ رودبادهای اصلی سراسری نیم‌کره‌ی شمالی، یعنی منحنی‌های هم‌باد^۱ (ایزوتاک) دیده می‌شوند. رودباد مدیترانه که در بالای خاورمیانه به اندازه‌ی ۵° به شمال تغییر مکان داده است، ناشی از اختلاف شدید گرمای صحاری آفریقا و عربستان با خنکی اروپا می‌باشد.

۵۵- رودبادهای خاورمیانه و تأثیر آنها روی فصول و بادهای فلات ایران
 رودبادهای بالای ایران و خاورمیانه، بنا به اندازه‌گیری‌ها و مطالعاتی که از طرف مؤسسات هواشناسی علمی و بین‌المللی و اداره‌ی کل هواشناسی ایران (توسط آقای لودویک وایکمن^۲) کارشناس سازمان ملل متحد به عمل آمده است، روی نقشه‌های اشکال ۱۳۰ و ۱۳۱ نمایش داده شده است.^۳

شکل ۱۳۰



رودباد خاورمیانه در زمستان (ارتفاع متوسط ۲۰۰ میلی‌بار)

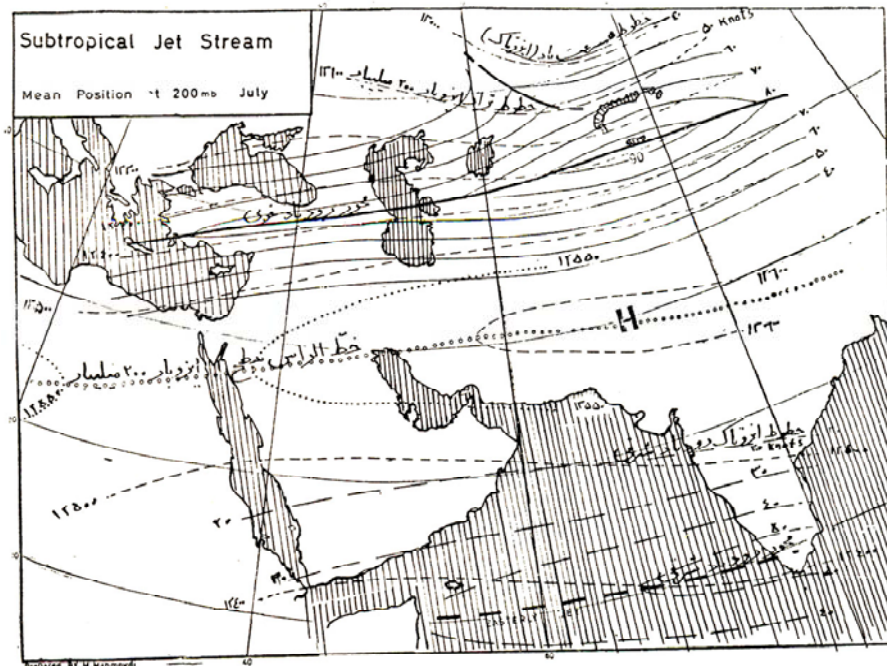
۱. Isotach اصلاً یعنی با سرعت مساوی یا هم‌سرعت، ولی چون صحبت از بادهای و مقصود نقاطی است که روی یک باد با سرعت مساوی قرار گرفته‌اند ما ترجمه‌ی هم‌باد را ترجیح دادیم.

۲. L. Weickmann

۳. نقل از نشریه‌ی اداره‌ی کل هواشناسی، فروردین ۱۳۴۰ (مشخصات جت استریم).

در این نقشه‌ها سطح ایزوبار ۲۰۰ مب به وسیله‌ی خطوط تراز مربوطه ارایه شده است. در زمستان بر طبق نقشه‌ی شکل ۱۳۰ فقط یک رودباد- که همان رودباد بالای مناطق حاره^۱ است- دیده می‌شود ولی استتاله‌ی یک مؤلفه‌ی رودباد قطبی در قسمت مرکزی و شرقی مدیترانه دیده می‌شود. در تابستان علاوه بر رودباد اصلی غربی به شرقی مناطق حاره که تا عرض ۴۰° بالا رفته، از کمر بحر خزر می‌گذرد، رودباد ملایم شرقی- غربی استوایی را در عرض ۱۰° با بادهای ۵۰ km/h می‌بینیم. این دو رودباد در دو دامنه‌ی ایزوبار پشته‌مانند^۲، ۲۰۰ مب که خط‌الرأس آن از روی آبادان و ایران مرکزی می‌گذرد، در دو جهت مخالف جریان دارند.

شکل ۱۳۱



رودباد خاورمیانه در تابستان (ارتفاع متوسط ۲۰۰ مب)

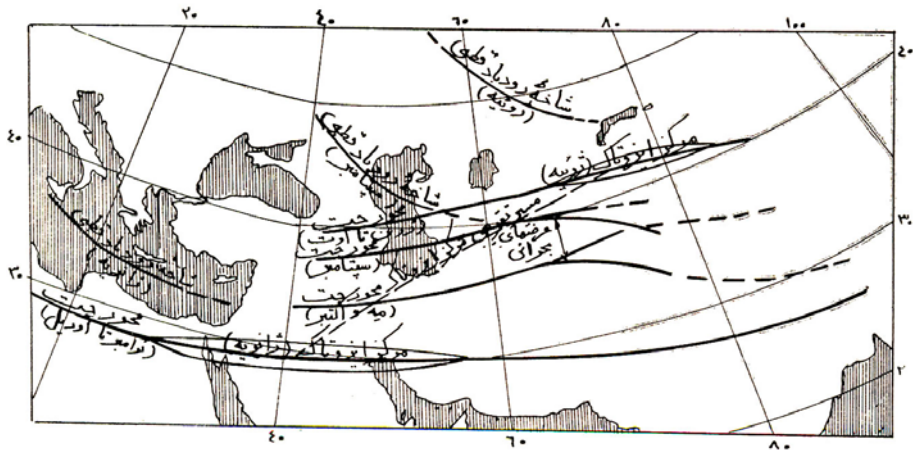
نکته‌ی جالب‌تر از همه بیلاق و قشلاق کردن یا «انتقال مکان»^۳ نسبتاً وسیع (به عرض ۱۵° و طول ۳۵°) و سریع (کمتر از یک ماه) محور رودباد حاره‌ای، در انتقال از فصول گرم به سرد بر طبق شکل ۱۳۲ است که قبلاً در نقشه‌های عمومی نیم کره‌ی شمالی نیز

۱. Subtropical Jet

۲. Ridge

۳. Shift

شکل ۱۳۲



انتقال مکان (Shift) یا حرکت بیلاق و قشلاقی محور رودباد حاره‌ای خاورمیانه

منعکس بود (شکل‌های ۱۲۶ و ۱۲۹). در ظرف ماه مه، رودباد یک مرتبه از مدار 30° خود را تا حدود مدار 45° می‌رساند و سه ماه در موضع جدید توقف داشته در اعتدال

خریفی پله پله پایین آمده در ماه نوامبر مجدداً در موضع زمستانی برای مدت ۶ ماه مستقر می‌شود. عامل این تغییر مکان دامنه‌دار سریع، وجود رشته جبال ممتد و مرتفع هیمالیا در طرف هندوستان است که رودباد را وادار می‌کند روی یکی از دامنه‌های آن و دور از قله خط الرأس موضع بگیرد.

| طول جغرافیایی مرکز رودباد | سرعت بر حسب گره* | ماه‌های سال |
|------------------------------|---------------------|----------------|
| ۳۰ | ۱۲۰ | ژانویه |
| ۲۹ | ۱۲۰ | فوریه |
| ۲۹ | ۱۰۰ | مارس |
| ۲۹ | ۹۰ | آوریل |
| T | ۹۰ | مه |
| ۳۹ | ۸۰ | ژوئن |
| ۴۰ | ۷۰ | ژوئیه |
| ۴۰ | ۶۰ | اوت |
| ۳۹ | ۵۰ | سپتامبر |
| T | ۶۰ | اکتبر |
| ۳۰ | ۷۰ | نوامبر |
| ۳۰ | ۹۰ | دسامبر |

* هر گره برابر با $1/9 \text{ km/h}$ است.

به‌طور کلی، ارتفاع محور رودباد در حدود ۱۲ کیلومتر بالای تراز دریا است و در ایزوبار ۲۰۰ مب جریان دارد. حرارت هوا در اطراف 50° - دور می‌زند. مقادیر متوسط ماهیانه حداکثر سرعت باد و مواضع هسته یا مرکز رودباد به شرح مندرج در جدول مقابل است.

در ماه‌های اکتبر (مهر و آبان) و مه (اردیبهشت و خرداد) انتقال از مواضع زمستانی به تابستانی و بالعکس می‌باشد که در مدت‌های بسیار کوتاه صورت می‌گیرد و همین امر تا حدودی علت کوتاهی فصول بهار و پاییز در ایران است.

توضیح مطالب فوق که از نشریه‌ی فروردین ماه ۱۳۴۰ اداره‌ی کل هواشناسی اقتباس شده است، به نظر می‌آید چنین باشد:

می‌دانیم در تابستان که بادهای گرم و مرطوب برسات (بند ۳۱، شکل ۶۱) از دریاهای حاره به طرف شمال سراسر شبه قاره هندوستان و تا حدودی بر جنوب شرقی ایران و سواحل جنوبی عربستان می‌وزد، و رطوبت خود را- به طوری که در فصل آینده خواهیم دید- بر دامنه‌های هیمالیا می‌ریزد، تغییر درجه حرارت ملاحظیم است. ولی بعد از عبور از خط‌الرأس جبال هیمالیا، هوای دریایی که رطوبت خود را از دست داده و خشک شده، ضمن نزول به جانب دشت چین و سیبری و در تماس با جلگه‌های داغ، به سرعت تغییر درجه حرارت می‌دهد و به این ترتیب جو مساعدی برای ایجاد بادهای حرارتی یا ارتفاعی و کشیده شدن محور رودباد به دامنه‌های شمال هیمالیا فراهم می‌شود. بالعکس در زمستان مناطق شمال هیمالیا که یک‌سره خشکی و سرما است، همین‌که بادها از خط‌الرأس جبال به طرف اقیانوس هند و استوا سرازیر می‌شوند، رو به گرمی می‌گذارند و این دفعه جو مساعد برای بادهای ارتفاعی حرارتی و «جا به جا شدن» محور رودباد به دامنه‌ی جنوبی تأمین می‌گردد. یکنواخت بودن نسبی هوای دریا سبب می‌شود که به محض برگشت وزش بادهای برسات در بهار، سراسر سواحل شمال و قاره‌های خشک زیردست سلسله جبال‌ها تغییر اقلیم داده، شرایط گرم بحری را احراز نماید و رودباد از مدار ۳۰° جاکن شده در مدت کوتاهی به آن طرف هیمالیا رحل اقامت اندازد. اما در اعتدال پاییز که مناطق جنوب شرقی آسیا مسخر بادهای خشک قاره‌ای می‌گردد، چون هوای خشکی وضع ثابت یکنواخت نداشته و با سیر زمان به طرف زمستان، ماه به ماه سردتر می‌شود تغییر شرایط هوا و تغییر مکان محور رودباد تدریجی‌تر از فصل بهار انجام می‌شود. ضمناً چون در فصل زمستان میزان سرمای قاره مرکزی آسیا و اختلاف درجه حرارت و سرعت تغییرات افقی آن به حداکثر می‌رسد، می‌بینیم سرعت رودباد نیز در حد اعلا ۹۰ تا ۱۲۰ گره (۱۷۰ تا ۲۳۰ کیلومتر) در ساعت است ولی در تابستان که رطوبت بادهای دریا ایجاد اعتدال می‌نماید، سرعت رودباد به نصف می‌رسد.

اما دوره‌های کوتاه ارتحال^۱ اکتبر و مه که بنا به مطالعات کارشناس اداره کل هواشناسی ایران آقای وایکمن^۲ موجب کوتاهی فصل پاییز و مخصوصاً بهار در ایران می‌باشد، به عقیده‌ی ما علت بادهای شدید و فراوان توت‌ریزان اردیبهشت و خرداد و برگ‌ریزان خزان (مهرماه) نیز به شمار می‌رود. حالت انقلابی غیرپایدار و تغییر محل و سرعت جریان‌های فوق‌جو تأثیر القایی و مکشی روی طبقات پایین داشته، سبب تضعیف یا تشدید و تزلزل مراکز یا نوارهای حفره‌ای می‌گردد.

۵۶- شرایط اقلیمی و ایزوبارها و رژیم بادهای ایران^۳

اوضاع اقلیمی^۴ و رژیم بادهای ایران از یک طرف تابع موقع جغرافیایی این کشور (یعنی عرض و طول آن و قرب و بعد به دریاها و قاره‌های مجاور) است و از طرف دیگر بستگی به ساختمان توپوگرافی یعنی پستی و بلندی‌های آن دارد و بالاخره به طور متقابل تحت تأثیر بادهای ارتفاعی و رودباد است.

کشور ایران به لحاظ عرض جغرافیایی، مابین $25/2^{\circ}$ و $39/5^{\circ}$ نیم‌کره‌ی شمالی واقع شده و در کمربند منطقه‌ی زیر حاره^۵ است و به لحاظ طول، مابین 44° و $63/4^{\circ}$ درجه شرق نصف‌النهار گرینویچ قرار دارد. جنوب ایران را خلیج فارس و دریای عمان محدود می‌کند و سرحد شمالی قسمتی از آن سواحل بحر خزر است.

به لحاظ توپوگرافی، ایران به طور کلی یک فلات کوهستانی است که رشته جبال‌های متصل نسبتاً مرتفع، نواحی غرب و شمال آن را اشغال می‌کنند (زاگرس و البرز) و از طرف مشرق دامنه فلات به طرف افغانستان و پاکستان غربی ادامه دارد. فلات مرتفع با شیب نسبتاً زیاد و ناگهانی وارد دریا می‌شود و فقط در خوزستان است که به جلگه‌ی پست وسیع برمی‌خوریم. بنابراین، قسمت اعظم فلات ایران به انضمام کوه‌های دور تا دور آن شکل یک کاسه یا بشقاب توگودی را پیدا کرده است.

بادهای مهاجر واردشونده به فلات ایران، مجبورند قبلاً از سد کوهستانی اطراف رد شوند و مقدار عمده رطوبتی را که حیثاً حامل باشند در دامنه‌های پشت کوه‌ها

۱. Transition

۲. L. Weickmann

۳. استفاده از نشریه‌های سال‌های ۱۹۵۷ (۳۶-۱۳۳۵) و ۱۹۶۲ (۴۱-۱۴۴۰) اداره کل هواشناسی ایران.

۴. Climatologie

۵. Subtropical

فرو ریخته با حالت خشک و حرکت فرودی گرم‌شونده به طرف دشت‌های آفتابی مرکزی سرازیر گردند. بالعکس، خشکی هوا و ارتفاع زیاد فلات در ساعات پوشش یا ضعف آفتاب، یعنی شب هنگام و در زمستان سبب تشعشع و اتلاف سریع حرارت می‌گردد. به این ترتیب داخله‌ی فلات دارای اقلیم شدید قاره‌ای، در برابر اقلیم بحری حاشیه‌های باریک سواحل شمال و احیاناً جنوب می‌باشد.

جا به جا شدن پردامنه و سریع رودباد جوی به طوری که در بند گذشته دیدیم، سال ایران را به لحاظ شرایط اقلیمی، تقریباً به دو فصل متمایز گرم و سرد تقسیم کرده است.

الف) در فصل گرما

شرایط اقلیمی وضع پایداری احراز می‌نماید. ایزوبارهای سطحی معمولاً یک پیش‌آمدگی فشار کم یا حفره‌ی دره‌ای^۱ که از شمال هندوستان به خلیج فارس امتداد دارد، و یک حدبه‌ی پشته‌ای^۲ فشار زیاد از دریای سیاه تا دریای خزر، نشان می‌دهد. غالباً مراکز محلی گرم کم‌فشار روی فلات، در اواخر بهار و اوایل تابستان پدیدار می‌شود. بادهای ترازهای پست نسبتاً تند و عادتاً، از مغرب یا شمال می‌وزند که در نزدیکی رشته‌های کوهستانی، دچار انحراف یا اختلال‌هایی می‌شوند. در طول روز معمولاً تغییرات سمت و سرعت در بادهای مشاهده می‌شود ولی در ارتفاعات جو به تدریج که اثر مراکز گرمای زمین محو می‌شود و در بالاسر ایزوبارهای دره‌ای کم‌فشار که دامنه‌های حدبه‌ای ایجاد می‌گردد، بادهای خفیف و متغیر می‌گردند.

بادهای نسبتاً تند زمینی توأم با ناپایداری قائم هوا و بروز گردبادهای صحرا، ایجاد توفان‌های غبار مکرر و گاهی توفان ماسه و خاک می‌نماید و بالتیجه فضا تیره می‌شود، خصوصاً طرف صبح و قبل از آنکه جریان‌های صعودی گرم هوا قوت گرفته ذرات را متفرق نماید.

این ناپایداری هوا یا اغتشاش‌های قائم که در ساعات ظهر و بعد از آن به حداکثر خود می‌رسد و تا ارتفاع ۲۰۰۰ متری را به هم می‌زند، مشکلی برای تعادل هواپیماها و مسافرین ایجاد می‌نماید. خصوصاً وقتی در برخورد با پست و بلندی‌های کوهستانی با ابرهای انباشته (بند ۶۰) توأم می‌گردد. همچنین باز به لحاظ پرواز طیارات و هواپیماهای جت، داغی هوای تابستان و ارتفاع فرودگاه‌ها، دست‌به‌دست هم داده، وزن مخصوص

۱. Trough

۲. Ridge

هوا و بنابراین نیروی برخاست جت‌ها را تقلیل فاحش می‌دهد. «ارتفاع معادل» فرودگاه‌های ایران را باید ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر بیش از ارتفاع واقعی آنها گرفت^۱.

ب) در فصل سرما

در پاییز (ماه اکتبر) که رودباد به موضع قشلاقی جنوبی نقل مکان می‌نماید حفره‌ها یا دره‌های کم فشار روی مدیترانه، به طرف فلات ایران کشیده می‌شوند. تا مدت چهار ماه این وضع ادامه داشته در اواسط بهمن (یعنی بعد از گذشتن چارچار و شروع چله بزرگه، بنا به اصطلاح و اطلاعات عامیانه قدیمی) فعالیت‌های توفانی حفره‌ای ضعیف می‌شود. از اواسط اسفند که ناپایداری هوای صحاری وسیع آفریقا و خاورمیانه و خاور نزدیک عامل تکوین مجدد توفان‌های حفره‌ای^۲ می‌شود بادها قوت می‌گیرند تا وقتی که هسته‌ی رودباد به موضع ییلاقی برگردد.

در فصل سرما غالباً حفره‌هایی ایجاد می‌شود که با حذب‌های قاره‌ای آسیا و با نزدیک شدن مراکز پرفشار که از اروپای شرقی می‌آید، ارتباط دارد. سیل هوای سرد اروپا وقتی به نواحی شرقی مدیترانه می‌رسد حفره‌های توفانی مکرر برپا می‌شود. در طول زمستان، شرایط جوی فلات تحت تأثیر و تبعیت از مرکز حذب‌های قاره‌ی آسیا است که به طرف ایران دامنه پیدا می‌کنند ولی بسیاری اوقات نیز جبهه‌های سرد روی فلات تشکیل می‌شود.

بادهای متوسط زمستان معمولاً ضعیف بوده سطح زمین به شدت سرد می‌شود و هر وقت درجه حرارت با ارتفاع افزایش می‌یابد، طبقات کم ارتفاع مه در بالای زمین تشکیل می‌گردد. ولی اختلال‌های حرارتی به زودی قطع و شفافیت هوا و درجه دید، در بالا خوب می‌شود. شفافیت و درجه دید هوا در پایین نیز در زمستان خیلی بهتر از تابستان است. اما در صورت بالا آمدن و دور شدن از سطح زمین، بادهای ارتفاعی

۱. برای فرودگاه مهرآباد تهران:

وزن مخصوص متوسط هوا (در شرایط ۸۸۰ مب و ۱۶°C) $1/062 \text{ kg/m}^3$ است و نظیر ۱۴۶۳ متر ارتفاع معادل می‌شود.

وزن مخصوص متوسط اقل هوا (در شرایط ۸۶۰ مب و ۴۰°C) $0/964 \text{ kg/m}^3$ است و نظیر ۲۴۲۷ متر ارتفاع معادل می‌شود.

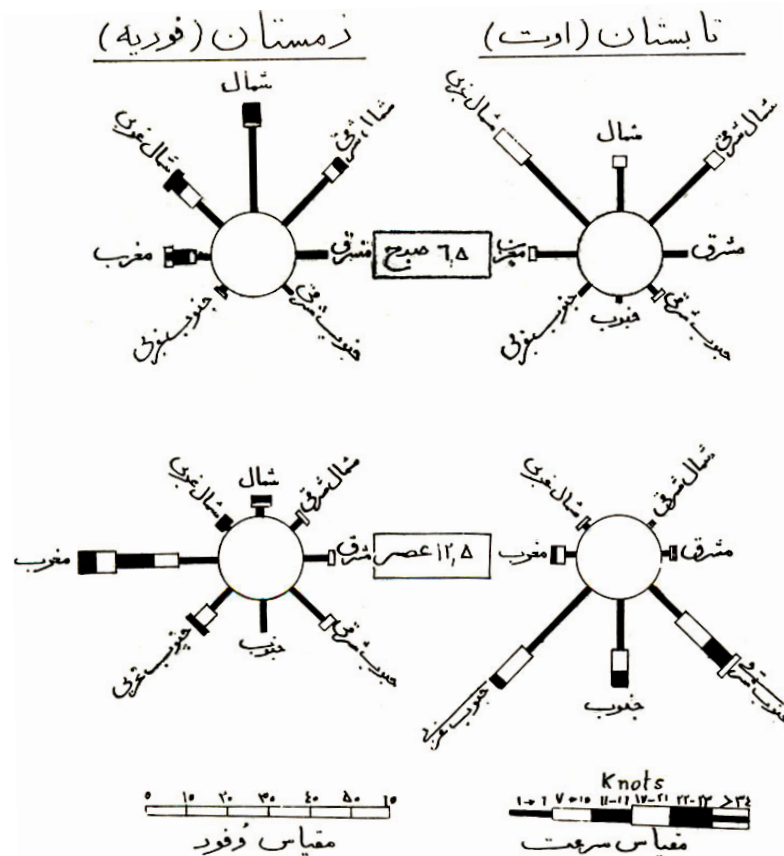
وزن مخصوص متوسط اکثر هوا (در شرایط ۸۹۳ مب و ۱۰°C-) $1/183 \text{ kg/m}^3$ است و نظیر ۳۶۲ متر ارتفاع معادل می‌شود.

رفته‌رفته ظاهر می‌گردند و گاهی به سرعت‌های فوق‌العاده ۱۰۰ گره در سطح ۲۰۰ مپ در جنوب ایران می‌رسد. در این فصل عبور هواپیماها از بالای کوهستان‌ها - خصوصاً اگر مصادف با جبهه‌های حفره‌ای باشد - مواجه با بادهای انقلابی سخت خواهد بود. غالباً در زمستان اتفاق می‌افتد که مراکز کم‌فشار بین‌النهرین یا خلیج فارس به داخل فلات ایران رانده شوند؛ در این صورت تغییرات ناگهانی و مخالف شرایط عادی ممکن است پیش آید و در دامنه‌های رو به باد، شدت خاصی پیدا کند.

نمودار بادهای تهران

جریان کلی بادهای در شهر تهران به لحاظ سمت و سرعت در تصاویر شکل ۱۳۳ که متوسط آمارگیری‌های پنج ساله ۱۹۵۱ تا ۱۹۵۵ اداره کل هواشناسی می‌باشد، دیده می‌شود.

شکل ۱۳۳



بادنمای تهران در صبح و ظهر برای زمستان و تابستان

شاخه‌های شعاعی که در هشت سمت قطب‌نما یا گلباد رسم شده است، و فور بادهایی را که از آن سمت می‌وزد و سرعت‌های مربوطه را نشان می‌دهد. طول هر قطعه از شاخه‌ها معرف و فور است و ضخامت و رنگ آن نشانه‌ی سرعت بر طبق مقیاس‌ها و ارقام مندرج در زیر شکل می‌باشد. به طوری که دیده می‌شود وزش باد صبح‌ها با ظهر و عصر به کلی متفاوت است، همچنین زمستان با تابستان.

صبح‌ها اعم از زمستان و تابستان عادتاً مؤلفه‌ی شمالی باد غالب است؛ این همان بادهای دامنه‌ای یا فرودی برونکار البرز^۱ است. ولی رفته رفته که آفتاب بالا می‌آید و کوه گرم‌تر از جلگه می‌شود، مخصوصاً در تابستان، مؤلفه‌ی جنوبی باد محلی و وزش معکوس ظاهر می‌شود. البته مؤلفه غربی که مربوط به بادهای مهاجر عمومی ایران است و تحت تأثیر بادهای ارتفاعی غربی به شرقی مدار کمربندی متوسط می‌باشد، در غالب اوقات وجود داشته با مؤلفه‌ی محلی ترکیب می‌شود. این مؤلفه‌ی غربی عمومی، به طوری که می‌دانیم و در اشکال ۱۲۵ و ۱۲۸ نمایان است در زمستان خیلی شدیدتر از تابستان می‌وزد؛ حتی در تابستان وزش معکوس شرقی، تحت تأثیر بادهای ارتفاعی شرقی نیز رخ می‌دهد.

نظیر چنین مطالعات و آمارگیری پنج ساله در فرودگاه آبادان نیز به عمل آمده است. در آنجا تمایل غالب در سراسر سال و در ساعات شبانه روز به جانب بادهای شمال غربی است که طرف بعد از ظهر شدت می‌یابد و تمایل درجه دوم برای بادهای مقابل یعنی جنوب شرقی است که بیشتر در زمستان مشاهده می‌شود.

اثر آفتاب و باد در تحرک آب دریاها و نتایج آن روی خشکی‌ها

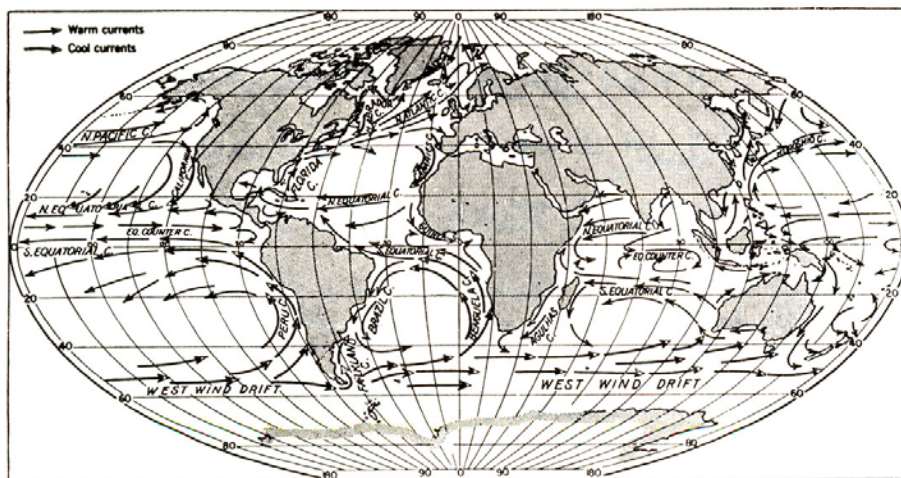
۵۷- جریان‌های دریایی

همان‌طور که تابش آفتاب بر سطح زمین و انتقال حرارت از زمین به بالا سبب جریان‌های هوایی و بادهای در فضا می‌گردد، گرم شدن آب دریا نیز ایجاد جریان‌هایی می‌نماید. با این تفاوت که گرم شدن از پایین به بالای سیال، همیشه برای انتقال حرارت و

ایجاد حرکت مساعد است و گرم بودن سطح آب اقیانوس‌ها مانع رکود آب نمی‌شود؛ مع‌ذلک با توجه به اختلاف درجه حرارت مابین مناطق استوایی و قطبی، بالاخره از طریق ترموسیفون^۱ یک جریان دایم آب سرد عمقی از نواحی قطبی به طرف استوا، و آب گرم سطحی از مناطق حاره و استوایی به طرف قطب برقرار می‌گردد. این جریان در اثر آنکه آب شور اقیانوس سنگین‌تر از آب خالص حاصله از ذوب یخ‌های قطبی است، تضعیف می‌شود.

به‌طور خلاصه، نیروهای حرارتی محرک آب در سطح اقیانوس‌ها، چندان قوی و جریان‌های حاصله چندان شدید نمی‌باشد ولی نیروی دیگری در بین می‌آید که هر جا موافق با تأثیرهای حرارتی و مساعد با شرایط محلی باشد، جریان‌های دریایی را سمت و قوت می‌دهد. این همان اصطکاک بادهای عمومی مهاجر است که ذرات سطح آب را همراه خود می‌کشاند. بالنتیجه جریان‌های دریایی یک نوع تصویر یا انعکاسی از جریان‌های هوایی می‌شود. از مقایسه‌ی شکل ۱۳۴ جریان‌های دریایی اصلی کره

شکل ۱۳۴- جریان‌های دریایی اصلی کره‌ی ارض



زمین با شکل‌های ۹۹ و ۱۰۱ توده‌های مهاجر بزرگ هوا (بند ۴۷)، این حقیقت روشن می‌شود. حدهای بزرگ دریایی منطقه‌ی حاره‌ی اقیانوس اطلس و اقیانوس کبیر آنها را در اطراف خود بر وفق عقربه‌های ساعت- و بالعکس در نیم‌کره‌ی جنوبی- از

۱. Thermosiphon

کنار سواحل به گردش در می‌آورد. سواحل غربی اقیانوس‌ها در اثر هدایت مستقیم آب و مخصوصاً وزش حرارتی بادهای، از جریان‌های دریایی گرما دریافت می‌کنند و سواحل شرقی، خنکی دریافت می‌دارند. در مناطق شمالی که حوزه‌ی حفره‌ها، به عرض 60° است، مدارها معکوس شده هوای ملایم نصیب سواحل شرقی و هوای سوزان بهره‌ی کناره‌های غربی می‌گردد.

مهم‌ترین و ممتدترین جریان‌های دریایی جریان معروف گلف‌استریم^۱ است که سرچشمه‌ی آن از خط استوا در فاصله آفریقا و آمریکای جنوبی است و پس از انحراف تدریجی در سواحل شمالی آمریکای جنوبی و 90° درجه گردش در داخل خلیج مکزیک، خود را به فلوریدا و به سواحل شرقی ممالک متحده آمریکا چسبانده به طور مورب قطر جنوب‌غربی به شمال شرقی اقیانوس اطلس را می‌پیماید و بالاخره از دریای نروژ تا داخل دریای بارنتز نفوذ می‌نماید. هوای معتدل مرطوب و مطبوع اروپای غربی مدیون این جریان است. همچنین ملایم بودن دریاهای قطبی بالنسبه به داخل سبیری شمالی، فرو رفتن این آب‌های شور و گرم در کنار جزیره‌های یخی^۲، عامل دیگر تبدیل‌کننده و انتقال‌دهنده‌ی حرارت از مناطق استوایی به مناطق قطبی است. جبران جریان دریایی گلف‌استریم در قسمت‌های خیلی شمالی اقیانوس اطلس به وسیله‌ی جریان لابرادور، و در قسمت‌های جنوبی زیر استوا به وسیله‌ی جریان کاناری صورت می‌گیرد.

در اقیانوس کبیر دو مدار مخالف گرم و سرد وجود دارد که معروف است؛ یکی جریان کوروشیو - کالیفرنیا، از مشرق جزایر ژاپن تا سواحل کالیفرنیا و دیگر جریان اویشیو - آلاسکا می‌باشد.

در اقیانوس هند و دریایی که مابین سه قاره‌ی آفریقا، آسیا و اقیانوسیه فاصله است نیز جریان‌های دریایی با مدارهای مخالف چند دیده می‌شود که به وسیله‌ی بادهای محلی و بادهای مهاجر بزرگ غربی به شرقی مدار 60° نیم کره‌ی جنوبی تقویت می‌شوند.

۱. Gulf Stream

۲. Iceberg

فصل پنجم

ابر و باران

و سایر نزولات جوی و پدیده‌های وابسته

۵۸- کلیات مقدماتی

در فصول گذشته قدم به قدم با اشعه‌ی آفتاب راه افتادیم؛ در تماس با زمین و تبخیر دریاها، کیفیت انتقال حرارت از خورشید به قشر جامد یا مایع زمین و از زمین به قشر هوا را مطالعه نمودیم و بالاخره به تکوین بادها و گردش آنها رسیدیم. دیدیم چگونه باد- و تا حدود مختصری جریان آب- حرارت‌های نامتعادل زمین را پخش می‌نماید و درجات حرارت کره زمین را تعدیل و تنظیم می‌کند.

اما باد غیر از حرارت، حامل چیز دیگر و عامل تعدیل و تأثیر مهم‌تری نیز هست؛ پخش کردن رطوبت در فضا و پس دادن و رساندن آب به جاهایی که فاقد و محتاج آن هستند یعنی تشکیل ابر و تنزیل باران (یا برف و امثال آن).

بخار آبی که باد از دریاها- و احیاناً از گیاه‌زارها- همراه برمی‌دارد، برای تبدیل شدن به آب و بازگشت به زمین، لازم است به صورت مایع منفک از بخار و به صورت قطرات سنگین‌تر و جداشونده از هوا در آید و این قطرات به قدر کافی درشت باشند تا از ابر خارج و به زمین ساقط گردند.

بنابراین برای تبدیل باد به باران، دو مرحله باید طی شود. مرحله‌ی اول، تقطیر بخار آب اشباع، به صورت ذرات ریز معلق، یعنی تشکیل ابر، و مرحله دوم، آزاد شدن و فرو ریختن قطرات.

مورد ۲ سبب تشکیل ابر می‌شود و تشکیل ابر همیشه ملازم و متعاقب وزش باد و صعود توده‌های هوا و انقلاب درونی جو می‌باشد، اعم از آنکه یک هوای مرطوب در نتیجه‌ی گرمای روزانه محلی یا به صعود بگذارد، برجستگی‌های کوهستانی سبب بالا رفتن باد گردد، بادهای دریایی در اصطکاک با زمین گرفتار کندی سرعت و مجبور به ارتفاع گرفتن و انبساط شوند و یا بالاخره در برخورد جناح‌های سرد و گرم باد، جناح گرم مرطوب به بالا رانده شود. در تمام حالات، لازمه‌ی تشکیل ابر و تقطیر باران، وجود باد و صعود در ارتفاع یعنی انبساط برونکار هوای مرطوب می‌باشد. البته عکس قضیه صحیح نیست یعنی هر بادی ابر نمی‌شود.

ابرها برحسب محل و طرز تشکیل دارای اشکال و اسامی مختلف هستند. برای آنکه ابر آستن باران و منتهی به نزولات جوی شود، لازم است به قدر کافی ضخیم و غلیظ بوده آماده برای دانه‌بندی بشود، یعنی «برسد». طبیعی است که در ارتفاعات کمتر و درجات حرارت معتدل هوا، ممکن است از ابر باران بریزد ولی در ارتفاعات بالاتر که درجه حرارت خیلی از زیر صفر می‌گذرد، به عوض قطرات مایع مدور باران، پفک‌ها و برگه‌های یخ‌زده‌ی برف خواهیم داشت، و در شرایط خاصی دانه‌های به هم بسته‌ی تگرگ. باز هم عکس قضیه صحیح نیست، یعنی از هر ابری باران یا برف نمی‌ریزد.

۵۹- پیدایش ابر و ریزش باران

قاعدتاً و ظاهراً پیدایش ابر و ریزش باران مسأله‌ی ساده‌ای است: هر وقت درجه حرارت هوا در اثر تبادل حرارت (با زمین یا تشعشع به فضا) و یا معمولاً در اثر صعود و انبساط، آنقدر تنزل یافت که درجه رطوبت به حد اشباع ($h = 100\%$) رسید، قسمتی از مولکول‌های بخار آب محلول در هوا، به صورت مایع درآمد در اثر سنگینی نسبی خود، به زمین می‌ریزند...

اما با این ترتیب و توجیه، اصلاً ابری نباید تشکیل و دیده شود، زیرا قطرات مایع بلافاصله از هوا جدا، و روانه‌ی زمین می‌گردند...

البته اساس و نهایت پدیده طوری است که گفته شد ولی همیشه موانع و مراحل واسطی پیش می‌آید که ناشی از حالات تأخیر تعادل یا تعادل کاذب و دخالت عناصر و عواملی غیر از تقطیر ساده و ثقل زمین می‌باشد.

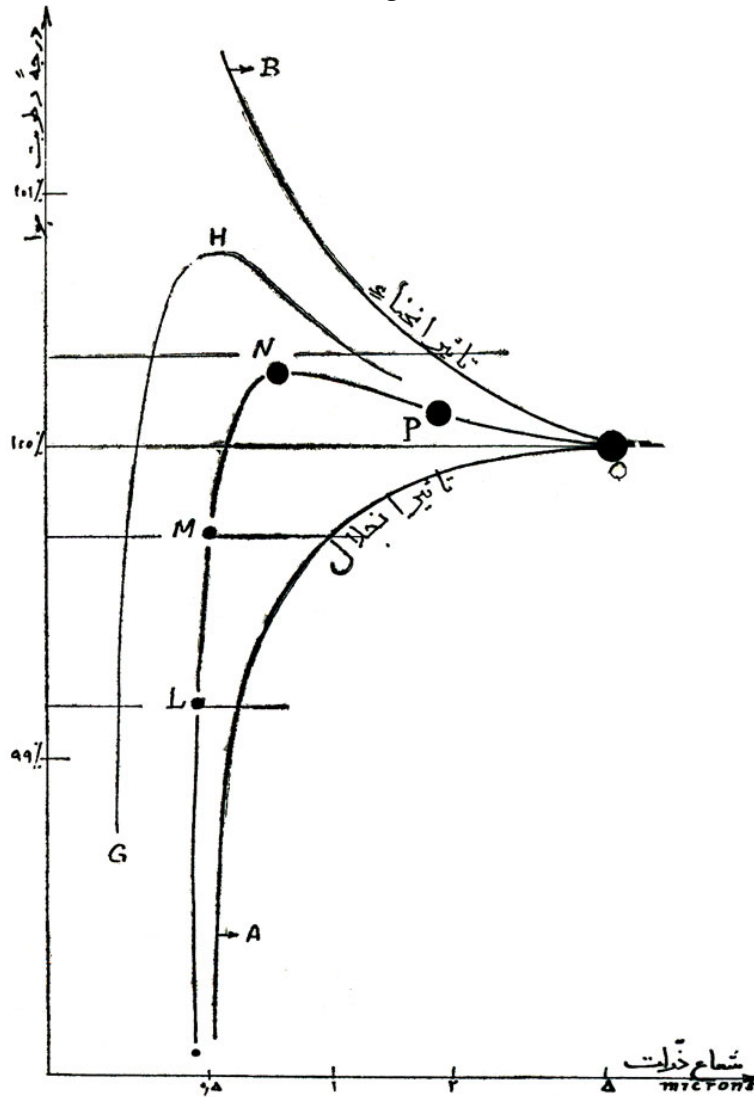
اگر هوا کاملاً خالص و راکد می‌بود درجه رطوبت می‌توانست به ۱۱۰ درصد، یعنی به حالت فوق اشباع^۱ برسد و تراکم و تقطیری رخ ندهد و بعد که تقطیر با تأخیر پیش آید ذرات بسیار ریز آب به واسطه‌ی کوچکی خود و وجود اصطکاک نسبی فوق‌العاده با هوا و خنثی شدن نیروی ثقل در برابر جاذبه‌ی ذره‌ای سطحی، روزها و ماه‌ها در فضا معلق بمانند تا با تغییر شرایط و گرم شدن هوا مجدداً بخار و محو گردند. ولی در جو همیشه مقدار زیادی ذرات جامد نامرئی غبار و مخصوصاً نمک پراکنده است که نقش هسته یا نطفه‌های تقطیر^۲ را ایفا می‌نمایند و پیش آهنگ تکوین ابر و ریزش باران می‌گردند. منشأ غبار و دوده البته معلوم است (صحراها و شهرها) ولی منشأ نمک از آب دریاها است. آب دریا با وزش باد کف کرده حباب‌های آن در هوا می‌جهد و شکفته و برده و تبخیر گردیده و بالاخره اجزای نامرئی نامحسوسی از آن به صورت ذرات نمک همسفر با بادهای می‌شود.

نمک جسمی است جاذب الرطوبه، زودتر از آنکه درجه رطوبت هوای محیط بر آن به حد اشباع برسد، نم می‌کشد و خیس می‌شود (بند ۸)، یعنی در یک درجه حرارت مفروض مادامی که فشار اختصاصی بخار آب موجود در هوا (p_e) از فشار اشباع جذب در نمک بیشتر باشد، نمک به خود رطوبت گرفته، به حد اشباع می‌رسد و بخار آب را در داخل خود تبدیل به مایع می‌کند. به این ترتیب دانه‌های نامرئی نمک که قطر اولیه‌ی آنها اعشار میکرون است، در اثر جذب رطوبت حالت خمیری پیدا می‌کنند و سپس به صورت دانه‌های مایع محلول غلیظ در می‌آیند که با ادامه‌ی جذب رطوبت از هوای محیط، رفته رفته درشت‌تر و رقیق‌تر می‌گردند تا بالاخره به یک حالت تعادل بر طبق منحنی AQ (شکل ۱۳۶) می‌رسند. هر یک از نقاط منحنی AQ معرف حالت تعادل و عدم تبادل آب مابین هوای با درجه رطوبت کمتر از ۱۰۰ درصد و محلول غلیظ نمک است که از دانه به قطر اولیه ۰/۵ میکرون درست شده است. منتهی‌الیه این منحنی و موقعی که محلول نمک خیلی رقیق و نزدیک به آب خالص شده باشد، نقطه‌ای مانند Q روی هوای $h=100\%$ است. اما این منحنی که رابطه‌ی درجه‌ی غلظت آب نمک و درجه رطوبت هوا را در حال تعادل نشان می‌دهد برای محلولی است که فراوان و مسطح باشد؛ چنانچه محلول به صورت ذرات کروی ریز

۱. Sursaturation (Supersaturation)

۲. Germes de condensation (Cond^{ion} Nucleus)

شکل ۱۳۶



نقش هسته‌های ریز یا نقطه‌های نمک و تقطیر بخار آب و تکوین مه و ابر

در آمده باشد یک خاصیت و تأثیر دیگری علاوه بر تأثیر انحلال، و در جهت مخالف آن، بروز می‌کند: خاصیت جذب ذره‌ای یا مقاومت غشاء منحنی در برابر نفوذ بخار آب به داخل حباب (مانند حباب‌های صابون در هوا یا کف روی مایعات که مدتی باقی می‌مانند و نمی‌ترکند). برای آنکه بخار آب موجود در هوا بتواند داخل قطره‌ی

کروی شکل با شعاع فوق العاده کوچک ذرات نمک گردد، لازم است فشار اختصاصی آن خیلی زیاد و مافوق فشار اشباع عادی هوا در درجه حرارت موجود باشد. منحنی نزولی BQ چنین تعادل و تأثیر شعاع انحناى سطح محلول نمک را نشان می‌دهد و آن نیز عملاً برای قطرهای زیاد به نقطه‌ی Q و $h = 100\%$ می‌رسد. نتیجه آنکه تحت تأثیر دو نیرو یا دو خاصیت مخالف انحلال و انحنا، حالات تعادل نهایی ذرات نمک در هوای مرطوب بر طبق منحنی متوسط LMNPQ می‌شود.

چنانچه قطر عزیزمت و نقطه معرف دانه‌ی اولیه نمک، نقطه‌ای غیر از A بود منحنی منتجه تعادل یا نمایش رشد تدریجی نمک، منحنی دیگری مثلاً GHQ می‌شد. بنابراین وجود دانه‌های بسیار ریز نمک در فضا، سبب می‌شود که قبل از رسیدن هوا به حالت اشباع معمولی، تشکیل یک ابر رقیق یا مه روی دانه‌های درشت‌تر نمک شروع گردد و سپس با سرد شدن بیشتر هوا و گذشتن از حالت 100% اشباع، همین که رشد قطرات خیس نمک به حالت نظیر N رسید سرعت پیشروی بیشتر گردد. بنا به آزمایش و شمارشی که به عمل آمده است برای آنکه قطر یک هسته نمک به 10 میکرون برسد به طور متوسط 1 ثانیه طول می‌کشد، برای رسیدن به 100 میکرون چند دقیقه، برای 1000 میکرون یعنی 1 میلیمتر شدن 3 ساعت وقت لازم است و تشکیل دانه‌های معمولی رگبارها که به قطر 3 میلیمتر است تقریباً یک روز فرصت می‌خواهد. اما غالباً دیده می‌شود که رگبارهای سنگین، یکی دو ساعت بعد از شروع تکوین ابر فرو می‌ریزد؛ بنابراین تأثیر نطفه‌های نمک اگر برای ایجاد مه و نزول باران‌های ریز کافی باشد برای باران‌های درشت و رگبار و تگرگ کافی نبوده باید پدیده‌ها و عوامل دیگری را نیز جستجو نماییم.

پدیده یا عامل دیگری که در تسریع رشد دانه‌های اولیه باران و ضخیم و سنگین کردن ابر دست دارد، برخورد و ترکیب خود دانه‌ها با یکدیگر در اثر حرکات سقوطی و صعودی ابر و اختلاف سرعت‌های مربوطه است.

جدول شماره 10 سرعت سقوط آزاد قطرات آب و اسامی مربوطه را برحسب قطر دانه‌ها می‌دهد. هر قدر قطر بیشتر می‌شود تناسب سطح خارجی قطر به حجم یا به وزن آن کمتر و بنابراین نیروی اصطکاک و نیروی چسبندگی حاصله از جذب ذره‌ای ضعیف‌تر می‌گردد و بالتیجه سقوط سریع‌تر می‌شود.

جدول ۱۰- سرعت نهایی سقوط آزاد قطرات مه و باران در هوای آرام

| نوع و نام قطرات | سرعت سقوط m/s | قطر μ |
|--|------------------|----------|
| Nuclei ذرات نطفه‌ای و «ریزدانه»ها | ۰/۰۰۰۰۴ | ۱ |
| | ۰/۰۰۰۱۲ | ۲ |
| | ۰/۰۰۰۳ | ۱۰ |
| Cloud Droplet ریزدانه معمولی ابرها | ۰/۰۷۶ | ۵۰ |
| Large Cloud Droplet ریزدانه ابرهای وسیع | ۰/۳ | ۱۰۰ |
| Drizzle شه یا مه دانه | ۱/۵ | ۲۰۰ |
| Large Drizzle Or Fine rain شه غلیظ یا باران‌های ریز (طل در عربی) | ۲/۸ | ۵۰۰ |
| Small raindrop دانه باران کوچک | ۴/۰ | ۱۰۰۰ |
| Large raindrop دانه درشت باران (وابل عربی) | ۸/۹ | ۵۰۰۰ |

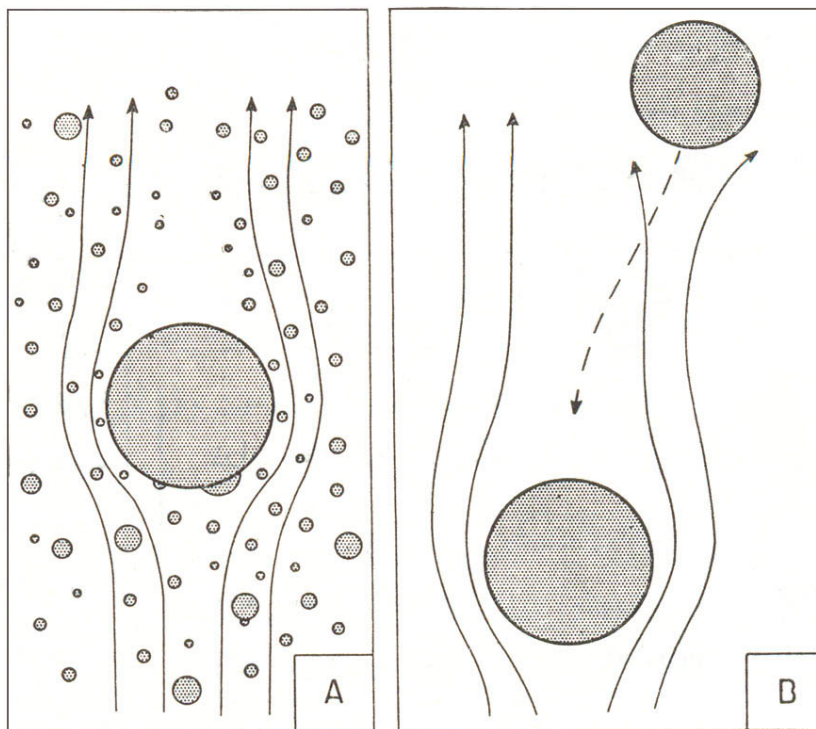
وقتی با گذشت زمان و کثرت تراکم و تقطیر، دانه‌ها به اندازه‌های بیش از ۱۰ میکرون و سرعت سقوط آنها به چند سانتیمتر در ثانیه رسید، هوا صورت ابر را پیدا می‌کند ولی باران نازل نخواهد شد مگر آنکه سرعت سقوط دانه‌ها از سرعت صعود ابر یا بادی که حامل آن است بیشتر باشد و در طبقات پایین که گرم‌تر و خنک‌تر است تبخیر مجدد رخ ندهد.

ریزدانه‌ها نظر به اختلاف قطر و بنابراین اختلاف سرعتی که دارند ضمن سقوط- یا صعود همراه باد- با یکدیگر برخورد می‌نمایند. همیشه ذرات و قطرات کوچک‌تر، چه در مرحله جذب و انحلال اولیه و چه در مرحله‌ی تلاقی و ترکیب بعدی، طعمه‌ی درشت‌ترها می‌شوند، زیرا قطرات درشت که دارای سرعت بیشتر هستند بر طبق شکل ۱۳۷ (A) در سر راه خود قطرات خیلی ریز را پس می‌زنند و قطرات متوسط را می‌گیرند؛ شکار مستقیم^۱ و یا در اثر خالایی که پشت سر خود ایجاد می‌کنند قطرات نیمه درشت را به طرف خود می‌کشند؛ بلع ضعیف^۲، شکل ۱۳۷ (B).

۱. Direct Capture

۲. Wake Capture

شکل ۱۳۷

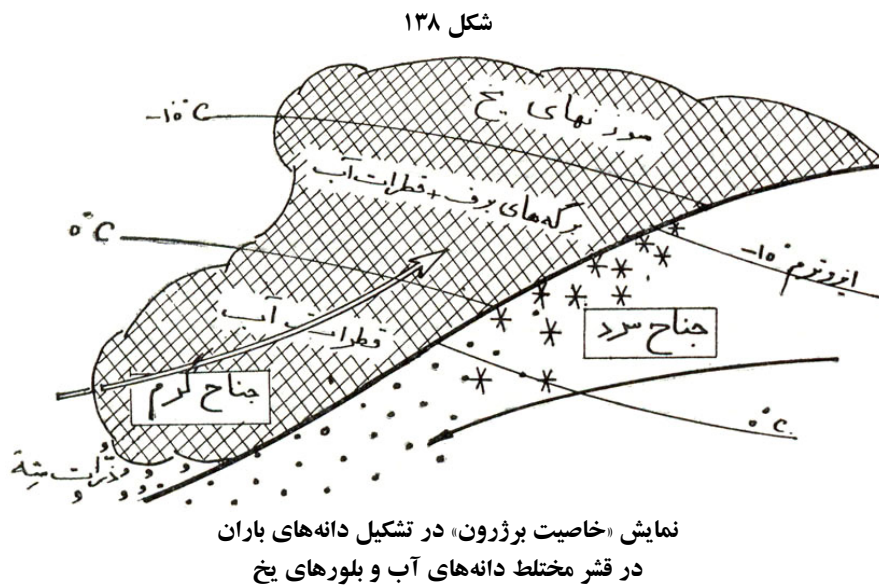


دو طریق برای بزرگ شدن دانه‌های باران به خرج دانه‌های کوچک تر :
 A- سقوط سریع دانه درشت و شکار کردن و جذب دانه‌های کوچک
 B- ایجاد خلأ نسبی در عقب و مکیدن و بلعیدن دانه‌های نیمه درشت

چنانچه ابر دارای حرکت قائم تند نبوده و در معرض و مهد بادهای شدید نباشد و دانه‌بندی با تانی پیش رود، همین‌که قطر قطرات به حدود میلیمتر رسید، بارندگی شروع می‌شود و با امدادهایی که می‌آید ادامه پیدا می‌کند. این همان بارندگی عادی توده‌های بزرگ ابری و جریان‌های مهاجر هواست که سرعت قائم آنها ۵ تا ۱۰Cm/s می‌باشد. اما اگر ابر، توفانی و گرفتار حرکات صعود و نزول شدید و متوالی باشد، دانه‌ها مرتباً بالا و پایین انداخته می‌شوند و احتمال تصادم و اتساع و تکثیر آنها زیاد می‌شود، تا آنجا که به قدر کافی درشت و سنگین گردیده در اولین آرامش هوا یا تخفیفی که در انقلاب پیش آید از لابلای ابر خارج و با سنگینی و سرعت به روی زمین ساقط می‌گردند؛ باران‌های درشت رگبار و سیلابی از این نوع است.

بنا به تعریف هر وقت شدت بارندگی بیش از ۱ میلی‌متر در دقیقه باشد رگبار^۱ نامیده می‌شود.

اما تکوین اولیه و تکثیر و توسعه‌ی قطرات باران در داخل ابر، تنها مدیون و مربوط به دو خاصیت فوق‌الذکر (جذب رطوبت به وسیله‌ی نطفه‌های نمک و برخورد و ترکیب دانه‌ها در اثر اختلاف سرعت) نیست؛ پدیده یا کیفیت دیگری نیز غالباً در بین می‌آید که دخالت عمده در بارور کردن یا آبستنی و لقاح ابر^۲ دارد و آن «خاصیت برزرون»^۳ است که در شکل ۱۳۸ نمایانده شده است.



توضیح آنکه وقتی یک توده یا جناح هوای گرم مرطوب مشغول بالا رفتن بر دوش توده‌ی سرد زیرین و در حال انبساط برونکار است، هر قسمت آن بر حسب ارتفاع صعود و درجه حرارت مربوط، به وضع خاصی تقطیر می‌شود: در پایین و حتی تا حدود -10°C در اثر پدیده‌ی تأخیر تعادل، ابر هنوز حامل دانه‌های ریز آب است، بدون آنکه نزولاتی از آن بریزد. در طبقات وسط در فاصله‌ی ایزوترم‌های 0°C و -10°C دانه‌های مایع یخ بسته فراوان است و ابر از مخلوطی از یخ و آب تشکیل می‌شود و

۱. Averse (Showers)

۲. Germination

۳. Bergeron Effect

تماس و تداخل این دو عنصر باعث درشت شدن دانه‌ها یا بارور شدن ابر و ریزش باران می‌گردد. برژرون در ۱۹۲۸ به این مطالب توجه نموده مسأله‌ی اختلاف فشار اشباع بخار در جوار یخ و آب را که یک آزمایش کلاسیک فیزیک است علت باروری ابر دانست. زیرا بخار آب از روی سطح مایع - که دارای فشار اشباع زیادتر است - برمی‌خیزد و روی سطح جامد یخ نشسته قطرات جامد را درشت‌تر می‌کند.

به احتمال قوی تخلیه الکتریسیته که همراه با رعد و برق است و در بند ۷۳ صحبت خواهیم کرد، بی‌دخالیت در تکثیر و توسعه‌ی قطرات نیست. اغلب دیده می‌شود که چند ثانیه بعد از درخشش برق، غرش رعد شنیده می‌شود و دقیقه‌ای یا چند دقیقه‌ای نمی‌گذرد که دانه‌های باران تند و پرصدا یعنی درشت می‌شوند. تا زمانی که تخلیه‌ی الکتریسیته به عمل نیامده است، قطرات باران به واسطه‌ی بار الکتریسیته‌ی متجانسی که دارند، یکدیگر را دفع می‌کنند اما با خنثی شدن بار الکتریک، مانع برطرف می‌گردد. به علاوه، الکتریسیون و یونیزاسیون کمک به ایجاد نطفه‌های تشکیل دانه‌ها می‌نماید.

این نکته را نیز باید دانست که تشکیل ابر از دو جهت مانند غالب پدیده‌های فیزیک روی عواملی که موجب آن شده است اثر مخالف و خنثی کننده دارد، زیرا اولاً تقطیر بخار آب در فضا، سبب تخلیه‌ی مقداری حرارت و تخفیف تنزل درجه حرارت برحسب ارتفاع می‌شود؛ ثانیاً پوشش در برابر آفتاب و جذب اشعه‌ی خورشید، درجه حرارت هوای بالای ابر را افزایش می‌دهد و سبب پایداری می‌شود؛ به این ترتیب تا حدودی جلوی تقطیر کامل و فوری و بازگشت آب را به همان محلی که از آنجا برخاسته یا ابر درست شده است می‌گیرد و احتمال نقل باران به مناطق دور از دریا را بیشتر می‌کند.

۶۰- انواع و اسامی ابرها (برحسب محل و طرز تشکیل آنها)

با آنکه ابرها به لحاظ علت وجودی و شرایط کلی تشکیل و عناصر متشکله، یکسان می‌باشند و در نظر اول اختلافی در میان‌شان نیست ولی به لحاظ منظره - که خود نماینده‌ی طرز ساختمان و چگونگی درونی و کیفیات دیگر است - و حرکات و حالت و همچنین محل و شرایط تشکیل و آثار ناشیه، دارای انواع و اسامی مختلف می‌باشند و روی آنها علمی یا لاقلاً تخصصی بنا شده است.

۱- ابرهای پشمکی

وقتی ابر در ارتفاعات خیلی زیاد و سرحدات زیرین جو تشکیل شود، به واسطه رقت و برودت شدید هوا، نازک و مشبک و منجمد خواهد بود و از رشته‌های باریک یا شبکه شفاف یخ تشکیل می‌شود، شبیه پشمک باز شده یا دسته‌های پر است؛ آن را سیروس^۱ می‌گویند و ما ابرهای پشمکی ترجمه می‌نمایم (شکل ۱۳۹).

شکل ۱۳۹- ابرهای پشمکی



رشته‌های سفید و ابریشمی پر مانند که همراه بادهای ارتفاعی کشیده شده‌اند

۲- ابرهای سفره‌ای

بالعکس ابرهایی که در پایین تشکیل می‌شوند به واسطه‌ی غلظت هوا و وفور بخار آب از یک طرف و امکان ضخامت زیاد منظره‌ی متراکم پیدا می‌کنند و حاجب ماوراء می‌شوند. تیرگی رنگ آنها از سیاه تاریک تا خاکستری و حتی شیری تغییر می‌کند. ابرهایی که همراه توده‌های بزرگ هوا به حرکت و تقطیر در آمده، مسیر تقریباً افقی دارند و در فضای وسیع گسترده می‌شوند و حالت سفره‌ای، صفحه‌ای یا موجی پیدا می‌کنند و موسوم به استراتوس^۲ می‌باشند که به معنای سفره و لایه می‌باشد. (شکل ۱۴۰).

۱. Cirrus

۲. Stratus

شکل ۱۴۰- ابر سفره‌ای



منظره‌ی یک ابر سفره‌ای که در ارتفاعات پایین جو تا دامنه‌ی کوه و تپه‌ها تشکیل شده است

۳- ابرهای انباشته

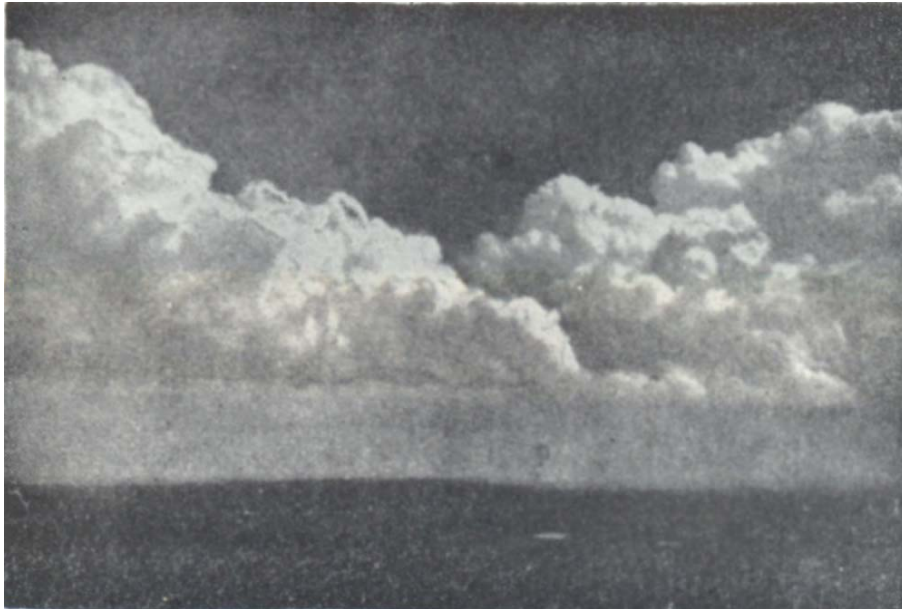
ابرهایی که از صعود هوای دم‌دار محل به وجود می‌آیند یا عروج و انقلاب توده‌های گرم و مرطوب مهاجر سبب تقطیر و تشکیل آنها می‌شود و حرکت قائم دارند، شکل برج و توده‌های بالارونده را پیدا می‌کنند که همراه با برآمدگی‌های جانبی و جوشش‌های فوقانی، به شکل گنبد یا گل کلم می‌باشد؛ مانند غبار غلیظ یا بخار سفیدی است که از خرابی و فروریختن یک ساختمان یا از دهانه‌ی زمین و دیگ‌های منفجر شده برمی‌خیزد؛ این نوع ابرها را کومولوس^۱ می‌نامند و ما انباشته می‌گوییم. (شکل ۱۴۱).

پس در مرحله‌ی اول سه نوع ابر بر حسب ارتفاع و طرز تشکیل داریم:

- ۱- ابرهای پشمکی (سیروس) در ارتفاعات ۷۰۰۰ تا ۱۳۰۰۰ متر؛
- ۲- ابرهای سفره‌ای (استراتوس) در ارتفاعات ۳۰۰۰ تا ۷۰۰۰ متر؛
- ۳- ابرهای انباشته (کومولوس) با تشکیل و توسعه‌ی قائم.

۱. Cumulus

شکل ۱۴۱- ابرهای انباشته

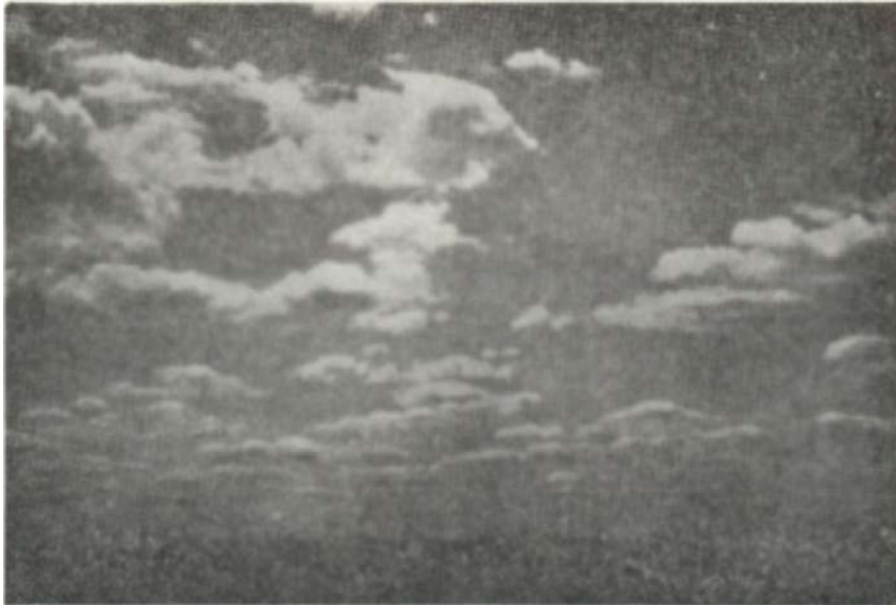


ابرهای انباشته‌ی متصاعد شونده‌ی جوشان
(Cumulus Congestus)

ابرهای انباشته برحسب طرز ولادت و رشد بعدی، انواع و آثار گوناگون و متضاد دارد. ممکن است حالت متفرق و حرکت افقی داشته و دلالت بر خشکی و صافی هوا بنماید (شکل ۱۴۲) و یا به طوری که بعداً خواهیم دید صورت‌های دیگر داشته محصول انقلاب‌های توفانی و مولد رگبارهای سیلابی یا تگرگ و مصایب آسمانی باشد.

در تهران ابرهای پشمکی را در روزهای آفتابی تابستان یا بهار، گاه‌گاه به صورت دسته‌های شفاف موازی پراکنده در آسمان، یا به‌طور واضح‌تر در طرف صبح و عصر به صورت رشته‌های ممتد سرخ‌رنگ در افق مشاهده می‌نماییم. این ابرها ضخامت و ظرفیت کافی برای ریختن باران ندارند و غالباً نشانه‌ی هوای صاف هستند. مگر آنکه در حال افزایش و گسترش و پیش‌آهنگ و جارچی ابرهای دیگر باشند. ابرهای سفره‌ای تهران، ابرهای مهاجر زمستانی و بهاره هستند که سفید تیره رنگ و پوشاننده‌ی آسمان‌اند؛ در صورت ادامه و توسعه‌ی کافی در سطح و عمق، ممکن است باران‌های ممتد مفید یا برف بریزند.

شکل ۱۴۲



ابرهای انباشته‌ی مسطح مهاجر، نشانه‌ی هوای صاف
(Cumulus humilis)

ابرهای انباشته غالباً در آسمان تهران دیده می‌شوند. خصوصاً طرف شمال روی دامنه‌های البرز که از جنوب غربی می‌آیند و بالا می‌روند، یا گاهی اوقات در تابستان از نواحی کنار دریا می‌رسند و قله البرز را گذرانده به طرف فلات سرازیر می‌شوند و رو به زوال و محو شدن می‌روند. در بهار و تابستان نیز ابرهای انباشته زیاد دیده می‌شود که توأم با گرما و دم کردن هوا می‌باشد؛ مانند توده‌های درهم‌رونده و تیره‌شونده‌ی بهار که گاهی منتهی به توفان با ترشحات باران یا رگبار می‌شوند، یا گله‌ابره‌ای پاره‌پاره‌ی تابستان که شب‌ها کمی به غروب مانده پیدا می‌شوند و تا نزدیکی‌های صبح آسمان تهران را تسخیر و هوا را بسیار سنگین می‌نمایند.

بدیهی است که برای کلیه‌ی ابرها، حالات برزخ و موارد مختلط و متوسط، مابین سه صورت فوق وجود دارد:

۱- ب) ابرهای سفره‌ای و انباشته وقتی اوج بگیرند نازک و مشبک می‌شوند و در صورت پوشش تمام یا قسمتی از آسمان، پرده نازکی تشکیل می‌شود که از پشت آن

شکل ۱۴۳



پرده‌ی باریک ابرهای پشمکی سفره‌ای با هاله خورشید
(Cirrostratus)

شکل ۱۴۴



یک نمونه ابر پشمکی انباشته با موج‌ها و پارگی‌های تاریک و روشن

خورشید یا ماه رنگ پریده جلوه می‌نماید و گاهی هاله می‌بندد. این ابرها، ابرهای پشمکی سفره‌ای^۱ (Cs) نامیده می‌شوند (شکل ۱۴۳).

۱- ج) ابرهایی که از اوج گرفتن ابرهای انباشته راه می‌افتند و با وجود سفیدی و برآمدگی‌ها، شکل رشته‌ای متخلخل و موجی پیدا می‌کنند، به پشمکی انباشته^۲ (Ce) موسوم‌اند (شکل ۱۴۴).

ابرهای سفره‌ای و انباشته در ارتفاعات متوسط، زیر دست ابرهای پشمکی در حالت برزخ، مابین شکل کامل خالص خود و پشمکی، انواع و نام‌های زیر را پیدا می‌کنند که با شماره‌های ۲.۱ و ۳.۱ مشخص کرده‌ایم:

۲.۱- سفره‌ای بلند^۳ (As) ضخیم‌تر و پایین‌تر از Cs است ولی کم‌رنگ‌تر از سفره‌ای ساده و دارای تیرگی متوسط می‌باشد (شکل ۱۴۵).

شکل ۱۴۵



پرده‌ی یکنواخت ابر سفره‌ای بلند با چهره‌ی نیمه مخفی مات خورشید در عقب ابرهای کم ارتفاع

معمولاً Cs و Asها به طوری که در بند ۶۶ خواهیم دید، پیش آهنگان قطار ابرهای مهاجر بوده بعد از ابرهای پشمکی می‌رسند و مقدمه‌ی بارندگی‌های ممتد می‌باشند.

۱. Cirrostratus

۲. Cirrocumulus

۳. Altostratus

۳.۱- انباشته بلند^۱ (Ac) از نوع کلی ابرهای انباشته مشتق می‌شود. پایین‌تر از Cc و به رنگ روشن‌تر از Sc است و معمولاً از فرود آمدن و انحلال Cs به‌وجود می‌آید (شکل ۱۴۶).

شکل ۱۴۶



موج ابرهای انباشته بلند، پهلوئی ابرهای سفره‌ای بلند گسترده در افق

اما متفرعات ابرهای سفره‌ای :

۲- ب) ابرهای سفره‌ای انباشته^۲ (Sc)
موقعی که بادهای افقی به کمر ابرهای انباشته‌ی صعودی برخورد و این ابرها در ارتفاعات پایین گسترده شوند، به‌صورت سفره‌های ضخیم پاره پاره شده، در می‌آیند (شکل ۱۴۷).

۱. Altocumulus

۲. Stratocumulus

شکل ۱۴۷



تکه پاره ابرهای سفره‌ای انباشته که در ارتفاعات متوسط و به رنگ تیره خاکستری هستند

۲-ج) ابرهای سفره‌ای فشرده^۱ (Ns)؛
ابرهای سفره‌ای که به واسطه‌ی وجود رطوبت و برودت زیاد، در سطوح نسبتاً پایین و به صورت ضخیم متراکم و تاریک تشکیل می‌شوند؛ غالباً آبستن باران زیادند و روی آنها را طبقات As می‌پوشاند. گاهی در زیر آنها تکه‌های روان ابرهای فشرده^۲ موسوم به فراکسیونیمبوس^۳ وجود دارد.
از ابرهای انباشته، ابری که در ارتفاع کم متفرع می‌شود، نوع زیر را می‌توانیم اسم ببریم:

۳-ب) ابرهای انباشته‌ی فشرده^۴ (Cb)؛
توده‌های بزرگ ابرهای انباشته که خیلی پایین تشکیل می‌شوند، مانند برج یا کوه، قسمتی از فضا را اشغال کرده زیر آنها کمابیش صاف است و گاهی اوقات در بالا،

۱. Nimbostratus
۲. Fractionimbus

۳. Nimbus
۴. Cumulonimbus

شکل ۱۴۸- قطعات ابر انباشته‌ی فشرده‌ی بدون سندان



برآمدگی‌های طولی شبیه به سندان^۱ نشان می‌دهد. در چنین صورت- و مخصوصاً اگر داخله‌ی صاف و دوره‌های مغشوش و متلاطم داشته باشد- خبر از انقلاب و انقباض هوا می‌دهد و توفان‌های شدید، پیش‌بینی می‌شود. اشکال ۱۴۸، ۱۴۹ و ۱۵۰ سه رقم ابرهای انباشته فشرده بی‌سندان، با سندان و سیاه توفانی را نشان می‌دهد.

شکل ۱۴۹- توده ابر انباشته‌ی فشرده، با سندان



۱. Enclume (Anvil)

شکل ۱۵۰- قطار ابر انباشته فشرده فوق العاده متراکم و توفانی شدید



جدول ۱۱- انواع و اسامی و ارتفاع ابرها (دسته بندی ابرها)

| حدود ارتفاع به متر | علامت اختصاری | | اسم | مشخصه |
|-----------------------------------|---------------|---------|---------------|-----------------|
| | روی نقشه | در کتاب | | |
| ابرهای مرتفع ۷۰۰۰ تا ۱۳۰۰۰ متر | ☞ | Ci | Cirrus | پشمکی |
| | ☞ | Cs | Cirrostratus | پشمکی سفره‌ای |
| | ☞ | Ce | Cirrocumulus | پشمکی انباشته |
| ابرهای متوسط ۱۳۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر | ☞ | As | Altostratus | سفره‌ای بلند |
| | ☞ | Ac | Alto cumulus | انباشته بلند |
| ابرهای پایین کمتر از ۳۰۰۰ متر | ☞ | St | Stratus | سفره‌ای |
| | ☞ | Sc | Stratocumulus | سفره‌ای انباشته |
| | ☞ | Ns | Nimbostratus | سفره‌ای فشرده |
| توسعه قائم در ارتفاع | ☞ | Cu | Cumulus | انباشته |
| | ☞ | Cb | Cumulonimbus | انباشته فشرده |

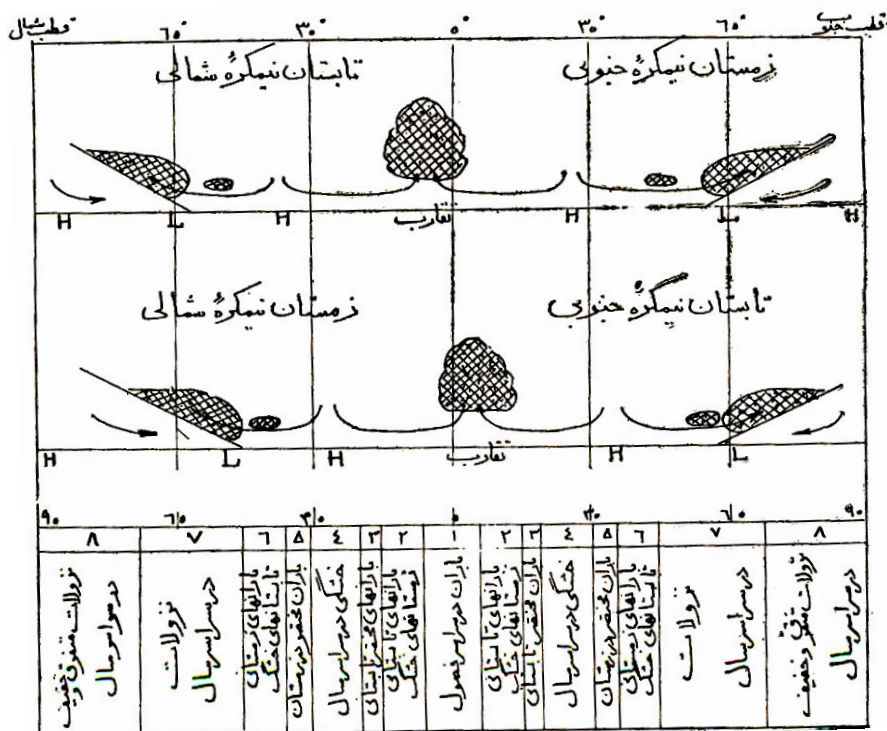
به‌طور خلاصه، جدول شماره ۱۱ اسامی و انواع ابرها را دسته‌بندی کرده و حدود ارتفاعات مربوط به آنها را تعیین می‌نماید.

۶۱- مواقع بارندگی در مناطق مختلف کره زمین

اینک که معلوم شد تشکیل ابر و ریزش باران در قسمت اعظم موارد معلول مرطوب بودن کافی و حرکت صعودی هوا است، می‌توانیم به‌ترتیب زیر و از روی آنچه در مباحث گذشته راجع به مشخصات و مسیر بادهای و عوامل ناپایداری و صعود آنها دیدیم، تا حدودی تشخیص دهیم بارندگی در کجاها و در چه فصولی است.

۱- اگر همان‌طور که در تشریح بادهای عمومی گفتیم، کره زمین هموار و سراسر دریا بود و محور زمین تمایلی نداشت، بر طبق شکل ۶۷، هوای جو روی دو مدار 0° و 60° حرکت صعودی پیدا می‌کرد و روی دو مدار 30° و 90° حرکت فرودی می‌داشت؛

شکل نمایشی (شماتیک) ۱۵۱



مقطع گسترشی و ساده شده‌ی یک نصف‌النهار زمین با وضع بادهای و ابرها و تعیین اقلیم‌ها به لحاظ بارندگی (با فرض یکنواخت بودن زمین)

بنابراین سه کمربند بارش در عرض‌های $60^{\circ} + 0^{\circ}$ و $60^{\circ} - 0^{\circ}$ می‌داشتیم و سایر مناطق زمین دچار خشکی می‌بود. اما همان‌طور که در بند ۳۳- ج گفتیم، تمایل محور دوران زمین، سبب جابه‌جاشدن سالیانه‌ی کمربندهای حفره‌ای و حذب‌های و دامنه پیدا کردن کمربندهای بارش طبق شکل نمایشی (شماتیک) ۱۵۱ و جدول زیر آن می‌گردد.

در این نمای گسترده مواضع نهایی کمربندهای صعودی و فرودی هوا و محل تشکیل ابرها نشان داده شده است. مدارهای مختلف زمین برحسب آنکه تا چه اندازه و در چه فصل‌هایی از بادهای صعودی مولد باران برخوردار باشند، به هشت منطقه نسبتاً متمایز در هر نیم‌کره‌ی تقسیم می‌شوند.

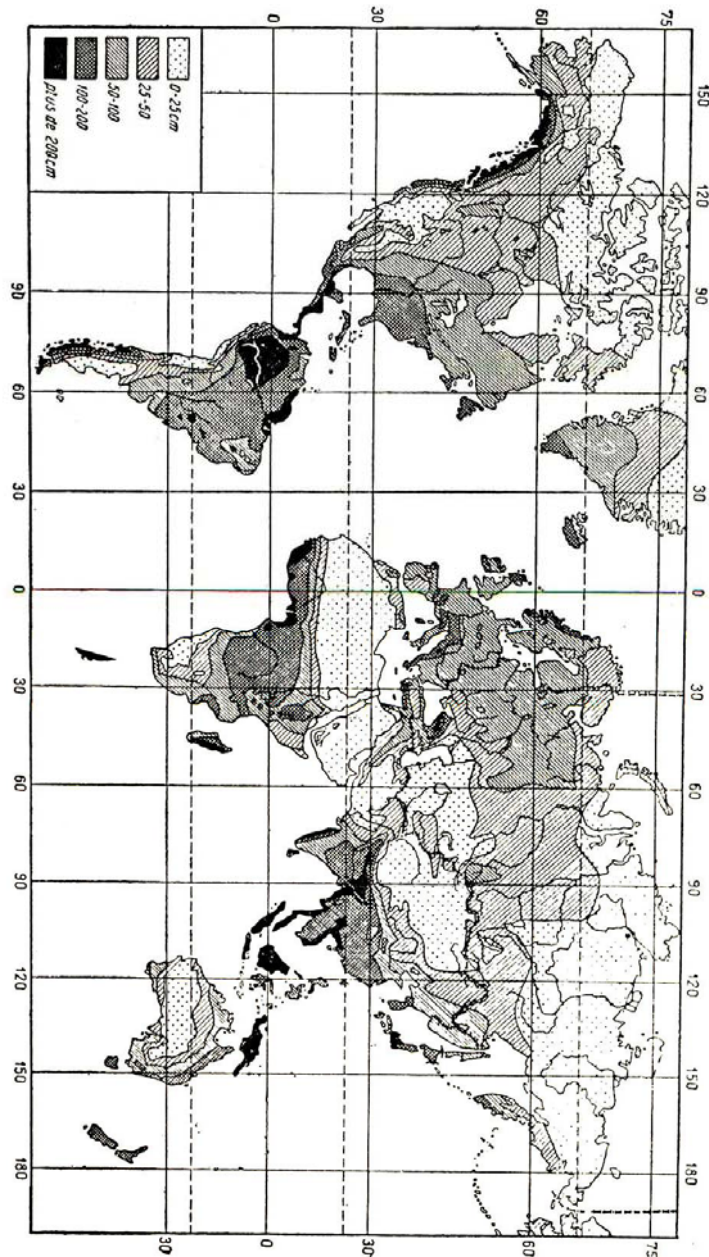
۲- وجود قاره‌ها و سلسله جبال‌ها، نظم ساده‌ی فوق را به هم زده به عوض چهار کمربند پرفشار در عرض‌های $30^{\circ} \pm$ و در قطبین و سه کمربند کم فشار در عرض‌های $60^{\circ} \pm$ و استوا، زمین دارای یک کمربند حفره‌ای نوسانی استوایی و یک عده مراکز یا مناطق حذب‌های و حفره‌ای می‌شود که در زمستان و تابستان تغییر یا تعویض مکان می‌دهند؛ همین مراکز هستند که وضع هوا و حوزه‌های بارندگی را تعیین می‌کنند. کمربند استوایی تا آنجا که روی اقیانوس‌ها است خاصیت خود را بر طبق شمای شکل ۱۵۱ حفظ می‌کند. اثر مراکز یا مناطق بزرگ حذب‌های و حفره‌ای، ارسال توده‌های عظیم هوا و ایجاد جبهه‌هایی است که در شکل‌های ۹۹، ۱۰۱، و ۱۰۷، ۱۰۸ دیدیم. این خطوط جبهه‌ای جانشین کمربندهای کم فشار $60^{\circ} \pm$ می‌شوند و محل بارش‌های فراوان هستند.

۳- حاشیه قاره‌ها و خشکی‌ها غالباً بنا به قوانین زمین‌شناسی از رشته کوه‌های مرتفع ساخته می‌شود (مانند هندو کش و البرز و فلات ایران، آندها، راکی مونتینز و غیره)؛ این دیواره‌های کوهستانی، سبب صعود بادهای و ریزش باران‌های شدید در دامنه‌های مشرف به دریا می‌گردد و بادهای پس از آنکه عرق‌شان گرفته شد به داخله‌ی فلات و خشکی سرازیر می‌شوند؛ بنابراین یک عدم تعادل محسوس مابین مناطق ساحلی پیش کوه با مناطق داخلی پشت کوه به وجود می‌آید.

۴- جریان‌های دریایی به شرحی که در بند ۵۷ و شکل ۱۳۴ گفته شد نیز سهمی در تعیین مناطق بارش دارند. در نیم‌کره‌ی شمالی در اقیانوس اطلس و اقیانوس کبیر تا حدود 40° ، سواحل غربی (مانند فلوریدا و جزایر ژاپن) مرطوب‌تر از سواحل شرقی (مانند کالیفرنیا در آمریکا و آسامی در آفریقا) هستند ولی از عرض 40° به بالا سواحل شرقی (مانند انگلستان و نروژ) مرطوب‌تر و خوش‌بخت‌تر از سواحل غربی (مانند کانادا)

می‌شوند.

نتیجه و خلاصه‌ی مراحل و مطالب چهارگانه‌ی فوق چنان است که در نقشه‌ی شکل ۱۵۲ ارایه شده است و میزان متوسط نزولات سالیانه هر ناحیه را نشان می‌دهد.



شکل ۱۵۲- نقشه‌ی جهان‌نمای میزان متوسط نزولات سالیانه در قاره‌ها

آنچه در مرحله‌ی اول جلب نظر می‌کند انطباق نواحی پرباران با مناطق کم فشار و با برجستگی‌های کوهستانی است.

همان‌طور که سابقاً در بند ۲ در باره‌ی مقدار بخار آب موجود در هوا اشاره کرده بودیم، میزان متوسط سالیانه‌ی بارندگی روی خشکی‌ها در حدود ۱۸۰۰ میلیمتر است و این میزان ۳ برابر کل بخار آب موجود در جو می‌باشد که اگر به تمامه و یک دفعه تقطیر و تخلیه به زمین می‌شد؛ اما نقاط مختلف زمین نسبت به هیچ یک از پدیده‌های جوی دچار اختلاف و تضاد به اندازه بارندگی نیستند. میزان نزولات برای پاره‌ای نواحی، پانزده برابر مقدار متوسط فوق است و برای بعضی نواحی دیگر، یک پنجاهم و حتی کمتر از آن.

حداکثر بارش در اطراف کمربند استوایی در آمریکای جنوبی و آفریقا و جزایر اقیانوسیه دیده می‌شود و دنباله‌ی آن در امتداد سلسله جبال‌های ساحلی به شمال و جنوب کشیده می‌شود؛ از این قرار:

| در آمازونی و گویان متجاوز از ۲۰۰۰ میلیمتر در سال (Georgetown, Manaos, Para) | | | |
|---|------|---|--------------------------|
| در آمریکای مرکزی | ۲۰۰۰ | " | در (Celon) |
| در آمریکای مرکزی | ۱۵۰۰ | " | در (San Salvador, Haiti) |
| در ساحل برزیل | ۳۰۰۰ | " | در (Pernambucs) |
| در آفریقا | ۴۲۰۰ | " | در (Cameroun) |
| در آفریقا | ۲۲۰۰ | " | در (Gabon) |
| در اقیانوسیه | ۴۵۰۰ | " | در (Soumatra) |
| در اقیانوسیه | ۱۸۰۰ | " | در (Batavia) |

در آب‌های جنوبی به واسطه‌ی توأم شدن تأثیر ساحل و کوهستان روی بادهای برسات، حداکثر بارندگی وجود دارد:

| | | | |
|-------------|-------|----------------|------------------|
| در هندوستان | ۱۹۰۰ | میلیمتر در سال | (Bombay) |
| در هندوستان | ۸۰۰۰ | " | (Mahaba leshwar) |
| در هندوستان | ۱۲۰۰۰ | " | (Tcherrapounji) |
| در سایگون | ۱۸۰۰ | " | |
| در هوئه | ۲۶۰۰ | " | |

تأثیر برسات تا ایالات شرقی چین و سواحل استرالیا و ماداگاسکار نیز پیش می‌رود:

| | | |
|------------------------|---|------|
| در کانتون | " | ۱۷۰۰ |
| در ژاپن | " | ۱۰۰۰ |
| در کوک‌تاون (Cooktown) | " | ۱۷۰۰ |
| در تاماتاوا | " | ۳۰۰۰ |

سواحل اقیانوس اطلس و شرق اقیانوس کبیر به‌واسطه جریان‌های دریایی و جهت بادها و وجود رشته کوه‌ها رطوبت نسبی زیاد مافوق ۱۰۰۰ میلیمتر دریافت می‌دارد (کلمبیای انگلیس، آلاسکا، اسکاندیناوی، اکوس و ایلیری)

در مقابل اماکن پر آب فوق، بعضی نواحی وجود دارد که در سال ۱۰۰ میلیمتر آب نصیب‌شان نمی‌شود. مانند پورت نولوت (Port Nolloth) ۵۸ میلیمتر، قاهره ۳۴ میلیمتر و سوئز ۲۵ میلیمتر در آفریقا. در صحرای آفریقا و در عربستان نقاطی هست که سال‌ها می‌گذرد و قطره‌ای نمی‌بارد.

از طرف دیگر در یک منطقه و با فاصله چند صد کیلومتر، ممکن است میزان نزولات سالیانه به نصف و ثلث تقلیل پیدا کند.

در مسأله‌ی بارندگی، علاوه بر میزان متوسط کلی سالیانه نزولات جوی یک ناحیه، طرز پخش نزولات در ضمن سال و فصول، اهمیت فراوانی به‌لحاظ زراعت و زندگی دارد. بدیهی است هر قدر منحنی نزولات سالیانه به‌خط افقی نزدیک‌تر یا لااقل فصول خیس گسترده‌تر باشد، بهره‌برداری از بارندگی بهتر و زیان‌های آن کمتر خواهد بود. همچنین اختلافات سالیانه و دوری و نزدیکی مجموعه نزولات یک سال نسبت به میزان متوسط چندین ساله، دارای اهمیت خاص است. اتفاقاً از این جهت مناطق خشک بیشتر از جاهایی که بارندگی سالیانه فراوان دارند دچار اختلافات نسبی سالیانه می‌شوند. به عقیده‌ی علمای اقلیم‌شناسی، تغییرات میزان بارندگی در هر ناحیه نسبت عکس با مقدار متوسط سالیانه دارد. به این دلیل محاسبات اقلیم‌شناسی و تعیین اندازه متوسط نزولات یک محل باید لااقل مبنی بر آمار سی سال متوالی باشد. مع‌ذلک اروین بیل^۱ که در باره اقلیم مدیترانه‌ای در سواحل شرقی آن مطالعات عمیق به عمل آورده، معتقد است که در این قسمت از زمین - که ایران هم از بسیاری

۱. Erwin Biel

جهات شبیه و تابع آن است- بعد از ۸۰ سال آمارگیری مستمر، می توان معدل سالیانه اطمینان بخشی به دست آورد. به عبارت دیگر، در این نواحی تغییرات سالیانه نزولات، فوق العاده زیاد و نامنظم و پرنوسان است.

برای آنکه مقایسه ای از اقلیم های مختلف و مورد استعمالی از بحث های حاضر به دست آمده باشد، در شکل ۱۵۳ چند نمونه از نمودار نزولات شهرهای مختلف جهان به انضمام چند شهر ایران داده شده است :

شکل ۱۵۳- نمودار نزولات ماهیانه متوسط در چند شهر مختلف



میزان متوسط نزول باران در چند شهر جهان و ایران

| نام شهر | وضعیت اقلیمی | عرض جغرافیایی (درجه) | باران سالانه (میلی متر) | وضعیت پخش | زمان حداکثری |
|------------|---------------------|----------------------|-------------------------|-------------|----------------|
| سپیتزبرگ | شهر قطبی | ۷۸ | ۳۰۰ | نسبتاً منظم | زمستان |
| برلن | قاره‌ای معتدله | ۵۲ | ۵۷۰ | منظم | تابستان |
| نیویورک | دریایی معتدله | ۴۰ | ۱۰۵۰ | خیلی منظم | پاییز |
| تهران | فلات قاره‌ای معتدله | ۳۶ | ۲۰۵ | نامنظم | بهار |
| برگن | دریایی معتدله | ۶۰ | ۲۱۰۰ | نسبتاً منظم | پاییز و زمستان |
| پرت‌سمپسون | دریایی معتدله | ۵۴ | ۱۶۰۰ | نسبتاً منظم | اواخر پاییز |
| بندرانزلی | دریایی معتدله | ۳۷ | ۱۹۰۰ | نسبتاً منظم | پاییز |
| موگادور | معتدله | ۳۲ | ۴۰۰ | نامنظم | زمستان |
| تمبوکتو | قاره‌ای حاره | ۱۷ | ۲۱۵ | نامنظم | تابستان |

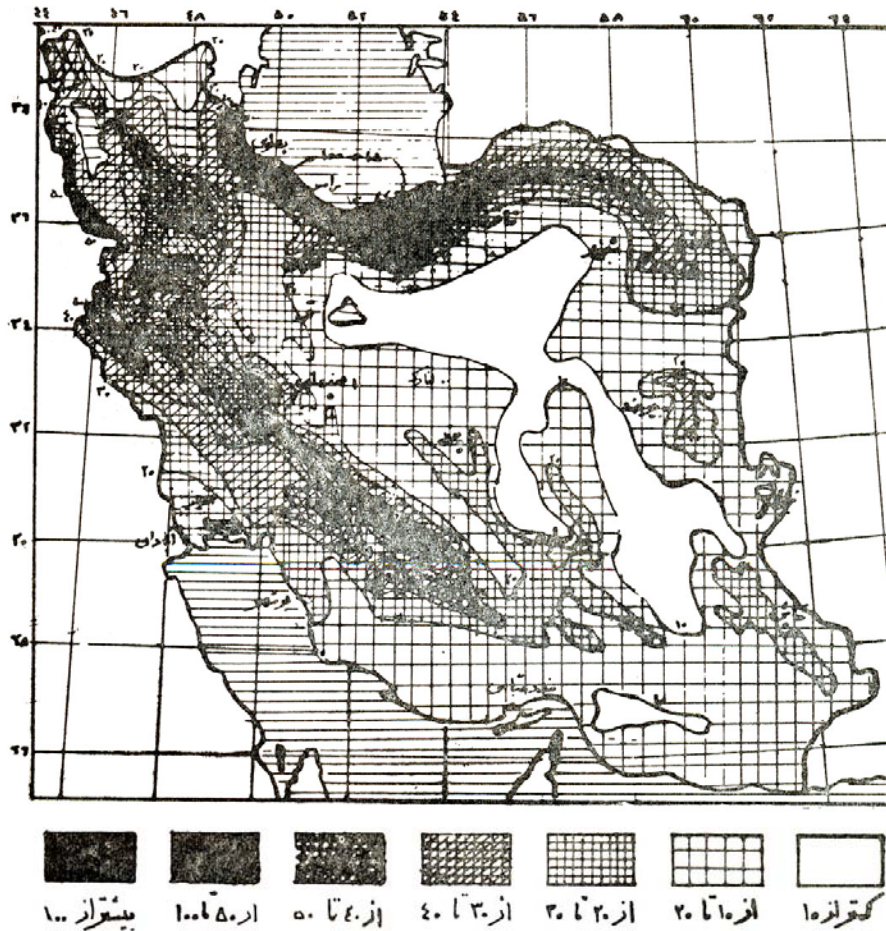
به طوری که دیده می‌شود، لازمه‌ی باران، سرمای زمستان یا باد بهار نیست.

۶۳- مواقع و میزان بارندگی در ایران

آمارگیری منظم صحیح از شرایط جوی و اقلیم‌شناسی در ایران- همان‌طور که در تاریخچه اشاره کردیم- از سال ۱۳۲۱ هجری شمسی در بعضی ایستگاه‌ها شروع شده است و آمار مربوط به تهران که تا سال ۳۵-۱۳۳۴ آن در اختیار ما قرار گرفته است (نشریه‌ی شماره ۳ مرکز تحقیقات علمی مناطق خشک، مورخ بهمن ۱۳۲۸) فقط روی ۱۴ سال متوسط‌گیری شده است.

به‌طور کلی، شکل ۱۵۴ نقشه‌ی پراکنندگی باران سالیانه را در ایران به‌وسیله‌ی خطوط هم‌باران نشان می‌دهد.

شکل ۱۵۴- میزان بارندگی متوسط سالیانه‌ی نواحی مختلف ایران (بر حسب سانتی متر)



کلیات مذکور در بند ۶۱، در این نقشه صدق می‌کند، مخصوصاً از مقایسه‌ی نقشه‌ی بارندگی‌ها با نقشه‌ی برجستگی‌های ایران (شکل ۱۵۵)، رابطه‌ی نزدیک و تأثیر محسوسی که ارتفاعات کوهستانی روی میزان بارندگی دارد، به خوبی ظاهر می‌گردد. مناطق پرباران ایران همان مناطق پراارتفاع در دامنه‌های خارجی حصارهای کوهستانی دور تا دور فلات می‌باشند. یعنی دامنه‌های شمالی البرز مشرف به دریای مازندران - که حداکثر بارندگی یعنی سالی ۲۰۰۰ میلیمتر را داریم - و دامنه‌های غربی زاگرس مشرف به بادهای غربی مدیترانه‌ای که به ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ میلی‌متر می‌رسد؛ در مشرق

۴۰۵ پدیده‌های جوی

ایران نیز که ارتفاعات قابل ملاحظه‌ای در خراسان وجود دارد (ناحیه مشهد و ناحیه بیرجند) میزان نزولات تا ۳۰۰ و ۴۰۰ میلیمتر ترقی کرده است ، در حالی که نواحی مرکزی کویر و جنوب شرقی ، از ۱۰۰ میلیمتر در سال کمتر است.

شکل ۱۵۵- نقشه‌ی برجستگی‌های فلات ایران
(استفاده از اطلس سحاب)



به لحاظ فصل بارندگی ، کلیه‌ی نواحی ایران شبیه به هم است و طبق بند فرعی ۱ از بند ۶۱ ، و جدول شکل ۱۵۱ ، بارندگی‌ها بیشتر در زمستان و مختصری در بهار می‌ریزد و تابستان‌ها خشک است. البته به تدریج که از شمال به جنوب می‌رویم بر خشکی

تابستان اضافه می‌شود و جز بارندگی‌های استثنایی هر چند سال یک بار ایالات جنوب شرقی که ارتباط با کمربند تقارب حاره دارد، چیزی دیده نمی‌شود. همچنین گاه‌گاه و برای مدت‌های کوتاه، از ابرهای انباشته‌ی توفانی که از گرماهای موضعی برمی‌خیزند و قله‌ی آنها تا ۱۳۰۰۰ متر می‌رسد، رگبارهایی می‌ریزد و هوا موقتاً خنک می‌شود. در تابستان سال ۱۳۳۲ (۱۹۵۴) از این رگبارها در بسیاری از ییلاق‌های شمال تهران و حتی در شهرهای مرکزی، سیلاب‌های عظیم راه افتاد و تلفات و ویرانی‌های زیاد به یادگار گذاشت. در آمار ایستگاه‌های هواسنجی شهرهای زیر در ماه‌های تیر و مرداد این حادثه به صورت برجسته و استثنایی نسبت به سال‌های قبل و بعد و نسبت به ماه‌های مجاور ثبت شده است:

| | | | |
|--------------|-------|-----------------------------|---|
| تهران | ۲۲+۷ | میلیمتر روی متوسط $0/4+0/3$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| لبنان | ۴۲+۳۲ | میلیمتر روی متوسط $2+5$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| بن کوه | ۳+۱۲ | میلیمتر روی متوسط $0+0$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| اصفهان | ۷+۳ | میلیمتر روی متوسط $1+0/3$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| اصفهانک | ۱۰+۶۷ | میلیمتر روی متوسط $0+0$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| کرمان | ۱۰+۱۱ | میلیمتر روی متوسط $0/1+2$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| سبزوار | ۱+۱ | میلیمتر روی متوسط $0+0$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| شاهرود | ۲+۷ | میلیمتر روی متوسط $0/2+1/4$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| کرج (بیلقان) | ۴+۲۱ | میلیمتر روی متوسط $0/4+1$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| ده صومعه | ۱۱+۱۷ | میلیمتر روی متوسط $0/1+3/3$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| همدان | ۱۰+۶ | میلیمتر روی متوسط $1+0$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| اراک | ۵+۷ | میلیمتر روی متوسط $0/1+0/1$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| عباس‌آباد | ۳+۰ | میلیمتر روی متوسط $0+1/4$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| رضائیه | ۵+۱ | میلیمتر روی متوسط $2/7+0/3$ | میلیمتر نسبت به سنوات دیگر در آن دو ماه |
| تبریز | ۳+۷ | میلیمتر روی متوسط $0/5+6$ | میلیمتر نسبت به سنوات (عادی بوده است) |
| لوشان | ۶+۱۴ | میلیمتر روی متوسط $2/5+6$ | میلیمتر نسبت به سنوات (عادی بوده است) |

ملاحظه می‌شود که سال و ماه‌های کاملاً استثنایی و غیرعادی بوده است و در بند ۷۳ علت آن را خواهیم دید.

در سال بعد (۱۹۵۶ یا ۱۳۳۴) در تیرماه سیلاب‌های زیادی در مناطق جنوب و جنوب شرقی ایران جریان پیدا کرد که در ایستگاه‌های زیر ثبت شده است:

| | | | | | | | | |
|-----------|----|---------|-----------|-----|---------|-----------------------------------|--------|--------------|
| زاهدان | ۶۳ | میلیمتر | روی متوسط | ۰/۲ | میلیمتر | متوسط | تیرماه | سال‌های دیگر |
| اصفهان | ۴۵ | میلیمتر | روی متوسط | ۰/۱ | میلیمتر | متوسط | تیرماه | سال‌های دیگر |
| شیراز | ۱۲ | میلیمتر | روی متوسط | ۰ | میلیمتر | متوسط | تیرماه | سال‌های دیگر |
| کرمان | ۱۴ | میلیمتر | روی متوسط | ۰/۳ | میلیمتر | متوسط | تیرماه | سال‌های دیگر |
| قم | ۸ | میلیمتر | روی متوسط | ۰ | میلیمتر | متوسط | تیرماه | سال‌های دیگر |
| عباس‌آباد | ۷ | میلیمتر | روی متوسط | ۰/۴ | میلیمتر | متوسط | تیرماه | سال‌های دیگر |
| احمدآباد | ۲۳ | میلیمتر | روی متوسط | ۰ | میلیمتر | متوسط | تیرماه | سال‌های دیگر |
| لتیان | ۲۸ | میلیمتر | روی متوسط | ۶/۶ | میلیمتر | (استثنا برای دامنه‌ی جنوبی البرز) | | |
| ورامین | ۳ | میلیمتر | روی متوسط | ۰ | میلیمتر | (استثنا برای دامنه‌ی جنوبی البرز) | | |
| پل کله | ۱۶ | میلیمتر | روی متوسط | ۰ | میلیمتر | (استثنا برای دامنه‌ی جنوبی البرز) | | |

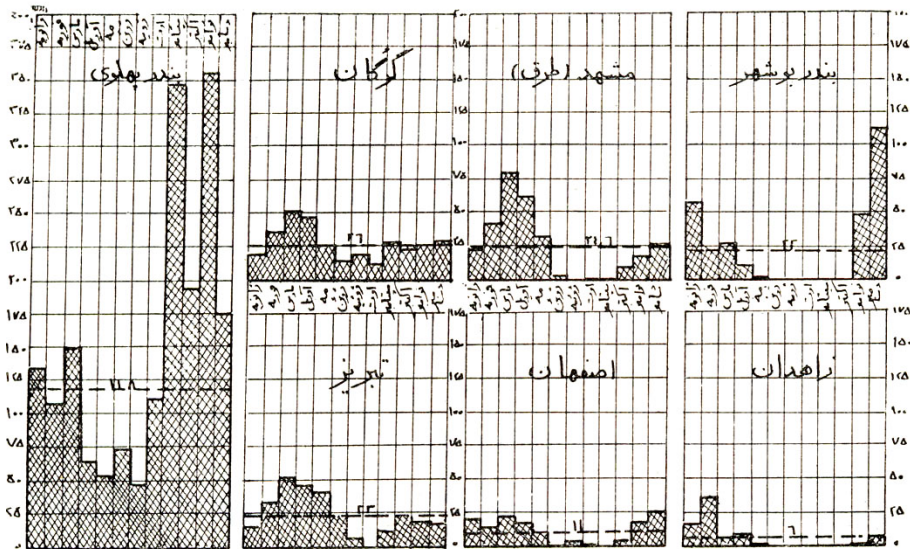
اینک برای آنکه توزیع بارندگی سالیانه‌ی نقاط مختلف کشور برحسب ماه‌های سال به وسیله‌ی رقم معلوم باشد آمار و محاسباتی را که از نشریه‌ی اداره‌ی کل هواشناسی ایران استخراج و متوسط‌گیری کرده‌ایم در جدول شماره ۱۲ می‌آوریم.

جدول ۱۲- توزیع نزولات جوی بعضی از شهرهای عمده‌ی ایران برحسب ماه‌های مختلف سال، و میزان تغییرات نسبی سالیانه

| نام ایستگاه | متوسط آمار سال‌های | | دی | بهمن | اسفند | فروردین | اردیبهشت | مهر | مهر | شهریور | مرداد | بهر | آذر | دی | تغییرات سالیانه بر مبنای مقیاس متوسط | | | |
|-------------|--------------------|---------|------|------|-------|---------|----------|-----|-----|--------|-------|-----|-----|------|--------------------------------------|----------|---------|----------|
| | سال‌های | | | | | | | | | | | | | | حد اقل | | حد اکثر | |
| | سال‌های | سال‌های | | | | | | | | | | | | | میلیمتر | % اختلاف | میلیمتر | % اختلاف |
| بندر انزلی | ۱۳۲۸-۱۳۳۵ | ۱۳۱ | ۱۰۹ | ۱۵۰ | ۶۴ | ۵۴ | ۷۳ | ۴۸ | ۱۱۱ | ۳۴۵ | ۱۹۴ | ۳۵۶ | ۱۷۵ | ۱۹۰۰ | ۱۳۰۰ | ۳۱ | ۲۱۳۴ | ۱۲ |
| گرگان | ۱۳۳۱-۱۳۳۵ | ۲۱/۵ | ۳۷/۵ | ۵۱ | ۴۶ | ۲۶ | ۱۳ | ۱۹ | ۱۲ | ۲۸ | ۲۳ | ۲۶ | ۲۹ | ۳۳۲ | ۱۲۳ | ۶۳ | ۵۱۳۳ | ۶۰ |
| مشهد(شرق) | ۱۳۲۹-۱۳۳۵ | ۲۳ | ۴۲ | ۸۰/۵ | ۶۲ | ۳۱ | ۳ | ۰ | ۰ | ۰/۵ | ۰ | ۰ | ۲۷ | ۲۹۶ | ۲۰۹ | ۳۰ | ۴۰۲ | ۳۵ |
| سنندج | ۱۳۲۲-۱۳۳۴ | ۷۸ | ۸۳ | ۱۱۷ | ۸۶ | ۴۷ | ۰/۵ | ۰ | ۰ | ۰/۵ | ۰ | ۰ | ۶۱ | ۵۴۰ | ۳۷۸ | ۳۰ | ۹۹۶ | ۸۴ |
| کرمانشاه | ۱۳۲۱-۱۳۳۱ | ۵۵ | ۶۷ | ۸۵ | ۵۴/۵ | ۲۹ | ۴ | ۴ | ۴ | ۱ | ۴ | ۶۵ | ۴۰۰ | ۲۳۳ | ۴۱ | ۵۸۳ | ۴۶ | |
| همدان | ۱۳۲۵-۱۳۳۵ | ۴۴ | ۵۶ | ۶۰ | ۶۰ | ۳۴ | ۱ | ۰/۵ | ۱ | ۰/۵ | ۱ | ۳/۵ | ۴۴ | ۳۴۲ | ۱۴۵ | ۵۷/۵ | ۴۷۰ | ۳۷/۵ |
| تبریز | ۱۳۲۶-۱۳۳۵ | ۱۶ | ۳۲ | ۵۱/۵ | ۴۶ | ۴۰ | ۲۳ | ۶ | ۰/۵ | ۰ | ۰ | ۱۰ | ۲۳ | ۲۸۰ | ۲۰۰ | ۲۸ | ۳۳۹ | ۵۰ |
| تهران | ۱۳۲۱-۱۳۳۵ | ۳۸/۵ | ۲۶ | ۳۷ | ۲۹ | ۱۴ | ۱/۵ | ۱ | ۱ | ۱/۵ | ۲ | ۳ | ۲۵ | ۲۰۵ | ۹۱ | ۵۵ | ۳۰۷ | ۵۰ |
| اصفهان | ۱۳۲۵-۱۳۳۵ | ۲۱ | ۱۳ | ۲۱/۵ | ۱۶ | ۱۱ | ۰/۵ | ۴/۵ | ۱ | ۰/۵ | ۱ | ۲/۵ | ۲۶ | ۱۳۵ | ۷۱ | ۴۷ | ۳۲۴ | ۱۴۰ |
| زاهدان | ۱۳۲۵-۱۳۳۲ | ۱۷ | ۳۴ | ۵ | ۶/۵ | ۲ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰/۳ | ۱ | ۵/۲ | ۳۰ | ۵۸ | ۱۱۹ | ۶۸ |
| آبادان | ۱۳۲۳-۱۳۳۵ | ۲۷ | ۱۹/۵ | ۲۵ | ۱۴/۵ | ۸/۵ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۲ | ۴۲/۵ | ۹۴ | ۴۴ | ۳۲۱ | ۹۱ |
| بندر بوشهر | ۱۳۲۸-۱۳۳۵ | ۵۸ | ۲۲/۵ | ۲۷/۵ | ۸ | ۱ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | ۴۸ | ۲۷۵ | ۱۲۵ | ۵۵ | ۴۹۱ | ۸۰ |

در شکل ۱۵۶ نیز نمودار بارندگی ماهیانه بعضی از شهرهای ایران را می‌بینیم.

شکل ۱۵۶- توزیع بارندگی ماهیانه و فصلی بعضی از شهرهای ایران
با تعیین میزان متوسط ماهیانه



شهرهایی مانند بندر انزلی و گرگان و مشهد که بارندگی نسبتاً خوب و منظم دارند، تغییرات حداقل و حداکثر آنها در طی سنوات مختلف، یعنی نوسان‌های سالیانه‌ی آنها نیز شدید نیست (مخصوصاً بندر انزلی) ولی شهرهای با تابستان طولانی و خشک مانند بوشهر، زاهدان و اصفهان نوسان‌های سالیانه زیاد دارند.

حداکثر بارندگی بندر انزلی در پاییز است، برای گرگان و تبریز و مشهد و سنندج و همدان و کرمانشاه در بهار، بندر جنوب در زمستان، شهرهای مرکزی ایران مانند تهران و اصفهان و یزد و زاهدان در زمستان و بهار.

بارندگی‌های تابستانی ایران، آنچه در سواحل شمال است مربوط به رطوبت بحر خزر می‌باشد و ناحیه آذربایجان از طریق مجاورت و اختلاف درجه حرارت، رطوبت بحر خزر را دریافت می‌دارد. احياناً حفره‌های سقوط فشار توده‌های غربی نیز به این نواحی می‌رسد^۱.

۱. Westerly depressions or cold Pools

در ماه‌های زمستان شرایط بحرانی در نتیجه‌ی حرکت مراکز یا مدارهای کم فشار از بین‌النهرین یا خلیج فارس به‌داخل ایران رخ می‌دهد. ابرهای ناشی از جبهه‌ها غالباً سفره‌ای هستند. ابرهای انباشته تقریباً انحصار به دامنه‌های غربی زاگرس دارد. نواحی که در آنجا ابرهای غیرجبهه‌ای مهاجر دیده می‌شود عبارت است از دشت خوزستان، آذربایجان غربی اطراف رضاییه، ایالات گیلان و مازندران و همچنین نواحی مشهد در شمال شرقی خراسان.

تکوین ابرها و ریزش نزولات جوی

به طوری که قبلاً (در بند ۵۸) گفتیم، لازمه‌ی تشکیل ابر و ریزش باران، وزش باد مرطوب و سرد شدن کافی آن است، برحسب آنکه چه نوع باد یا بادهایی بوزد و عامل صعود چه چیز و چگونه باشد، ابرهای حاصله و نزولات ناشیه، اسامی و انواع مختلف به لحاظ کمیت و کیفیت پیدا می‌کنند:

۱- چنانچه صعود باد در برخورد با برجستگی‌های زمین یعنی کوهستان‌های مرتفع باشد، باران حاصله را «باران کوهستانی»^۱ می‌گویند که ممکن است کوهستانی ساده یا کوهستانی ساحلی^۲ باشد.

۲- در صورتی که اثر برخورد دو جناح سرد و گرم باد باشد، بارانی که احیاناً بریزد «باران‌های جبهه‌ای»^۳ نامیده می‌شود.

۳- هرگاه داغی محل و صعود هوای گرم مرطوب، سبب انقلاب و منتهی به رگبار شود، «باران توفانی»^۴ خوانده می‌شود.

در زیر به مطالعه و تشریح انواع باران‌ها و ابرهای حامل آنها خواهیم پرداخت و قبلاً یک بند را به مه و شبنم اختصاص می‌دهیم.

۶۳- مه

هوا ممکن است بدون آنکه پوشش ابر جلوی نور را گرفته باشد تیره و تار جلوه نماید و درجه رؤیت^۵ یا «بُرد دید» کاهش فوق‌العاده پیدا کند.

عامل تاری هوا در مرحله اول دودهای صنعتی و غبارهای شهری یا صحرائی است که در اثر غلظت کافی و در حالت خشک (درجه رطوبت کمتر از ۷۰ درصد)

۱. Pluies de relief

۲. Pluies littorales

۳. Pluies frontales

۴. Pluies d'orage

۵. Visibilité (Vtsibility)

۴۱۰ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
ایجاد یک پرده نیمه حایل در برابر نور آفتاب یا چراغ و شعاع‌های منعکس شده از
اشیاء می‌نماید. این نوع هوای دودآلود تیره‌شده را به انگلیسی Haze می‌گویند و ما
اصطلاح «خشکه مه» یا «گرد مه» (به فتح گ) را برای آن پیشنهاد می‌کنیم.
در مرحله دوم عامل تیرگی هوا می‌تواند کثرت رطوبت و وجود ذرات آب
باشد.

در هوای آغشته به ذرات غبار و دود، همین که درجه رطوبت به ۷۰ درصد رسید
عمل تقطیر و تشکیل ریزدانه‌های آب به دور قطعات معلق شروع و بر تیرگی هوا
افزوده می‌شود (نمونه‌ی معروف و خطرناک آن تیره مه‌های لندن است که Smog
می‌گویند). ابتدا هوا را مه رقیقی فرا می‌گیرد که زیاد تاریک نمی‌شود و اصطلاح آن
Mist بوده ما کلمه‌ی «تره‌غبار» را عنوان می‌نماییم. وقتی درجه رطوبت از ۹۰ درصد
تجاوز کرد و بُرد دید از یک کیلومتر کمتر شد، رسماً مه نامیده می‌شود (Fog).
در دریاها که هوا عادتاً پاک و خالص است، مه و تیرگی هوا دیرتر از شهرها و
در شرایط نزدیک‌تر به حالت اشباع، عارض می‌شود.
اما بروز مه که اصولاً فرقی با ابر ندارد و ناشی از تنزل درجه حرارت هوا و رسیدن
بخار آب موجود در آن به حالت اشباع و گذشتن از تقطیر است علل مختلفی به شرح
زیر می‌تواند داشته باشد:

۱- مه‌های تشعشی^۱؛ در شب‌های لطیف صاف که زمین حرارت خود را از طریق
تشعشع به فضا از دست بدهد، هوای مجاور رفته‌رفته سرد شده در صورت وجود
رطوبت قبلی کافی، به سرحد اشباع و بروز مه خواهد رسید.
این نوع مه در دشت‌ها و دره‌هایی که بهره‌مند از نسیم‌های دریایی یا تبخیرهای
گیاهی محلی باشند اتفاق می‌افتد.

۲- مه‌های وزشی^۲؛ وقتی هوای نسبتاً دمدار بر نواحی سرد بوزد و از طریق هدایت و
وزش حرارت خود را به زمین بدهد، پدیده‌ی تقطیر و تشکیل مه معلق در هوا بروز
خواهد کرد. چنین پیش‌آمدی غالباً در اقیانوس‌ها، در کنار جریان‌های دریایی گرم
اتفاق می‌افتد. بادهای نیم‌گرم و مرطوبی که از روی این جریان‌ها برمی‌خیزد، همین که

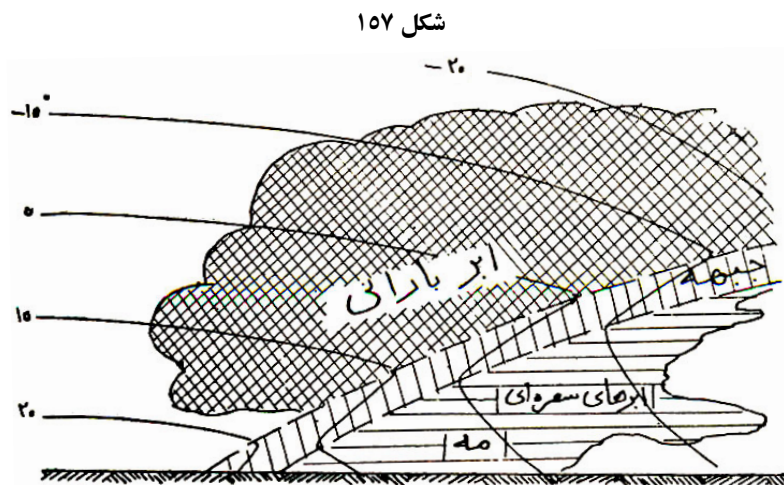
۱. Radiation Fog

۲. Advection Fog

به آب‌های سرد و راکد نزدیک برسد تبادل و تنزل درجه حرارت ایجاد می‌کند و غلیظ می‌نماید. مورد آشکار و وافر آن گراند بنک^۱ در فصل مشترک جریان گلف استریم با آب‌های یخ‌زده لابرادور است.

۳- مه‌های کوهستانی یا دامنه‌ای^۲؛ بادهای دریایی یا جنگلی که بر دامنه‌های کوهستانی بالا می‌روند در اثر انبساط برونکار خنک و منتهی به مه می‌شوند. این نوع مه در دامنه‌های شمالی البرز و در بیلاقات ما زیاد دیده می‌شود.

۴- مه‌های تبخیری^۳؛ چنانچه هوای غیراشباع بر روی آب‌های گرم‌تر از خود قرار گیرد و یا در هوای سردی از ابرهای متعلق به یک توده‌ی گرم‌تر باران بریزد، نظر به اینکه فشار اشباع نظیر درجه حرارت آب بیش از فشار اشباع نظیر درجه حرارت هوا می‌شود، عمل تبخیر ادامه یافته پس از آنکه هوا به حد اشباع خود رسید بخار آب‌های اضافی متصاعد شده از آب به صورت تقطیر در می‌آیند.



بروز مه در داخل هوای سرد بارانی در نتیجه‌ی تبخیر سطحی دانه‌های نسبتاً گرم باران

این مورد در دریاها در مواقع حمله‌ی بادهای قطبی و سرد پیش می‌آید و همچنین در خشکی‌ها در زمستان در مواقع باران‌های جبهه‌ای گرم (شکل ۱۵۷).

۱. Grand Bank
۲. Evaporation Fog

۳. Mountain Fog
۴. Frontal Fog

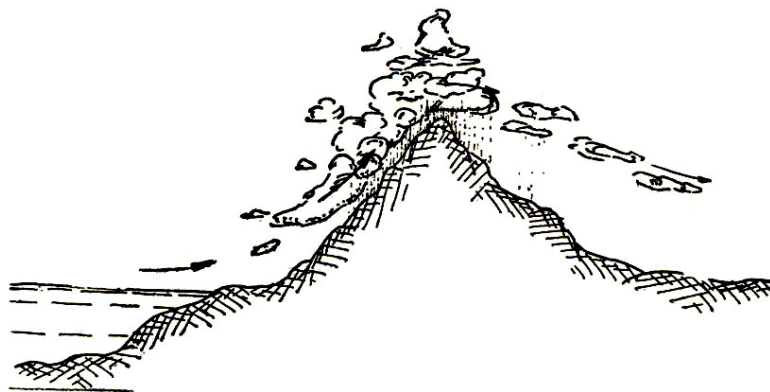
نظیر تشکیل مه در هوا، پدیده‌ی شبنم در زمین است. لازمه شبنم سردتر بودن زمین و اشیاء و گیاهان زمینی نسبت به هوا و رطوبت کافی در هوا است. البته این پدیده بیشتر در شب‌های صاف خنک و در نواحی برخوردار از نسیم‌های ساحلی یا جنگل و باغستان، در آنجاهایی که اختلاف درجه حرارت شب و روز محسوس می‌شود اتفاق می‌افتد.

با منحنی‌های هوای مرطوب و ترسیم‌ی آدیاباتیک جو، مسایل مربوط به حدوث مه و شبنم را به سهولت می‌توان بحث و حل کرد.

۶۴- ابرها و باران‌های ساحلی و کوهستانی

در بندهای ۳۰ و ۳۱ فصل گذشته که از بادهای محلی صحبت می‌کردیم، گفتیم که در سواحل دریا و در دامنه کوه‌ها جریان‌هایی در دو جهت مخالف در شبانه‌روز- یا در فصول سرد و گرم سال برای بادهای موسمی- برقرار می‌شود. این جریان‌ها چنانچه در اثر برخورد به موانع زمینی و صعود در ارتفاع به حد اشباع و تقطیر برسند، ایجاد

شکل ۱۵۸



ابرها و باران‌های کوهستانی

ابر و احیاناً باران می‌نمایند. وجود برجستگی‌های مرتفع که در مسیر بادهای مهاجر مساعد برای بارندگی قرار گیرند همیشه سبب تقویت ابر و باران می‌شوند (همان‌طور که در مورد فلات ایران دیدیم). بادهای موسمی نیز که از رشته کوه‌ها بالا می‌روند رطوبت خود را در آنجا خالی کرده بارش‌ها و سیلاب‌های مکرر ایجاد می‌نمایند؛ نمونه‌ی بارز آن که حداکثر نزولات روی زمین را می‌دهد و قبلاً نیز اشاره کردیم در

دامنه‌های جنوبی هیمالیا در پای قله‌ی اورست است: شهر چراپونجی با ۱۲۰۰۰ میلیمتر نزولات متوسط سالیانه. قسمتی از بارندگی‌های ولایات ساحلی بحر خزر ایران نیز از همین نوع است.

۶۵- ابرها و باران‌های جبهه‌ای مهاجر

در بندهای ۴۶ و ۴۸ آنجا که از نمایش بادها و توده‌های بزرگ هوا صحبت می‌کردیم گفتیم که در برخورد و فصل مشترک آنها جبهه‌ای تشکیل می‌شود و جبهه‌ها معمولاً مناطق شدید انقلابی و محل بروز و ظهور پدیده‌های جوی عمده (مخصوصاً در مناطق معتدله و اطراف مدار ۶۰° بر طبق بند ۳۳-ب) می‌باشد. پدیده‌های جوی مورد بحث، از نوع توفان، ابرهای مهاجر یا قطار ابر^۱ و بارندگی‌های مختلف است.

مهاجرت دسته‌جمعی یا قطار ابر را اول دفعه شرشویگ^۲ اعلام نمود و اول کسی که با توجه به ارتباط این پدیده‌ها با توالی و تکوین ابرها و با بیان علمی منطقی موفق به توجیه بارندگی‌ها و توفان‌های روی اروپا و اقیانوس اطلس شد، ژ. بیرکنس^۳ در سال ۱۹۱۸ بود. تحقیقات و نظریات بیرکنس و تکمیل‌هایی که به وسیله‌ی برژرون^۴ و سولبرگ^۵ به عمل آمد بعدها با اختراع و استعمال رادیوسنج در ۱۹۴۰ و مشاهدات مستقیم در ارتفاعات جو تأیید گردید، دامنه‌ی اکتشافات و استفاده‌های جوشناسی وسعت فوق‌العاده یافت و هنوز هم مورد توجه و استناد می‌باشد.

بیرکنس مطالعات و نظریات خود را در یک تصویر نمونه یا حفره‌ی الگو^۶ بر طبق شکل ۱۵۹ خلاصه کرده، چنین اعلام داشت:

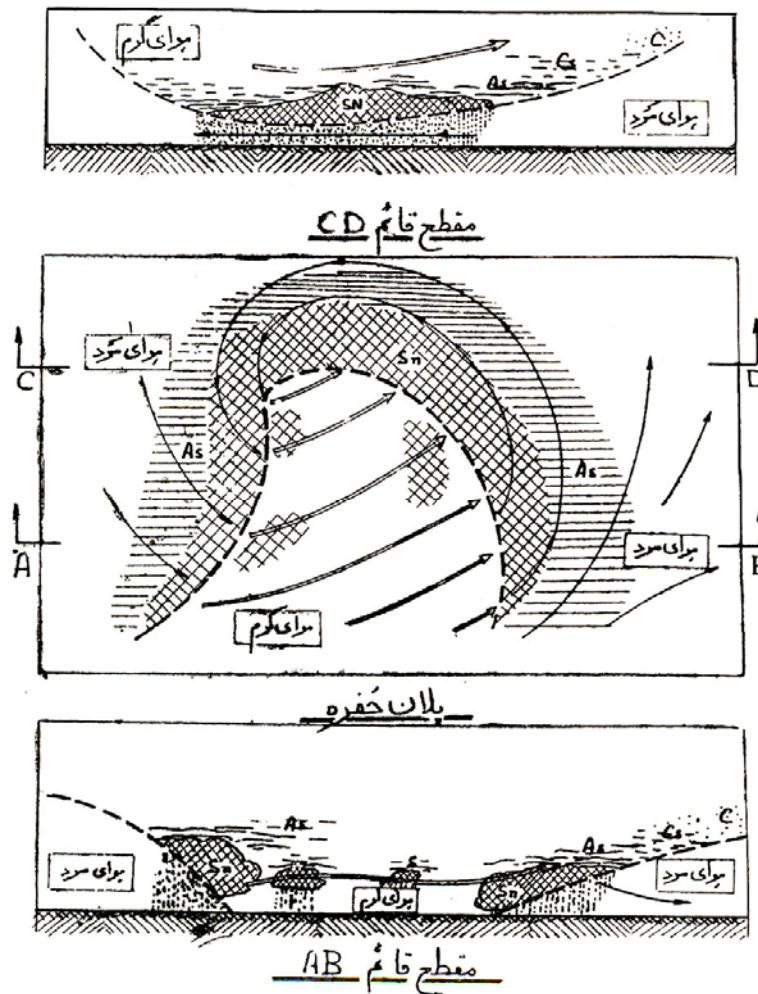
همیشه در برخورد توده‌های سرد که از نواحی قطبی و شمال سرازیر می‌شوند و توده‌های گرم و مرطوب که از دریا‌های غربی و جنوب می‌رسند حفره‌های بزرگ توفانی پدیدار می‌شود. پیدایش حفره از نفوذ زبانه‌ای از هوای گرم به داخل توده‌ی سرد، و صعود سریع آن در اثر اختلاف وزن مخصوص، حاصل می‌شود. هوای مرطوب که به این ترتیب به وسیله‌ی هوای سرد سنگین از جا کنده و به بالا رانده می‌شود بخار آب خود را در اثر انبساط برونکار تقطیر و تبدیل به ابر و باران می‌نماید. به تدریج که توده‌ی مرطوب گرم اولیه بالاتر می‌رود ابرهای حاصله رقیق و پراکنده

۱. Système de nuage
۳. J. Bjerkeness
۵. Solberg

۲. Schereschewig
۴. Bergeron
۶. Bjerkeness Cyclone model

مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی می‌شوند. از طرف دیگر جابه‌جا شدن توده‌ها که منتهی به صعود توده گرم و به زیرافتادن توده‌ی سرد می‌شود چون مستلزم تغییر مکان مرکز ثقل کلی و تنزل انرژی پتانسیل قسمتی از هوا است جبران آن به وسیله‌ی افزایش انرژی سینتیک کلی یعنی ایجاد ضربه‌های باد یا توفان‌های کوتاه مدت شدید به عمل می‌آید.

شکل ۱۵۹- الگوی بیرکنس



نمایش تشکیل حفره‌های توفانی بارانی

در قسمت وسط شکل ۱۵۹ پلان حفره یا زبانه‌ی جناح گرم که به داخل جناح سرد نفوذ کرده است دیده می‌شود و به هم درآمیختگی و اغتشاش عجیب سرعت‌ها را با

تغییرات انفصالی فشار و درجه حرارت مشاهده می‌نماییم. در بالا و پایین شکل دو مقطع قائم از حفره داده شده است؛ یکی در عقب زبان‌های گرم و دیگری در جلو و از کمر آن. منظره‌ی قطار ابرهایی که از صعود هوای گرم مرطوب تشکیل شده است در این دو محل یکسان نیست، همچنین نوع و نام ابرها که بستگی به ارتفاع و تحرک آنها دارد.

البته حفره، وضع و محل ثابت نداشته در حال تحول و پیشروی عمومی (مثلاً از چپ به راست یعنی از مغرب به مشرق) می‌باشد. برای شخص ناظری که روی زمین در پیشاپیش و در مسیر حفره قرار گرفته، آسمان صاف را تماشا می‌کند، ورود جبهه برای او ابتدا با مشاهده‌ی ابرهای پشمکی مرتفع (Ci) در افق اعلام می‌گردد. این ابرها رفته‌رفته به بالای سر آمده به زودی متصل و گسترده می‌شوند (CS)؛ طولی نمی‌کشد که آسمان را تار و پوشیده می‌بیند زیرا نوبت به ابرهای سفره‌ای مرتفع (AS) رسیده و ممکن است قطرات ریز باران به سر و دست بخورد. با رسیدن ابرهای تاریک سفره‌ای فشرده (SN)، تمام آسمان گرفته می‌شود در حالی که باران بر شدت و مدت خود افزوده است. پس از چند ساعت که خوب زمین‌ها خیس و مزارع سیراب شد تاریکی تبدیل به روشنایی شفاف گردیده به طوری که از مقطع قائم AB ظاهر است ابرها جا باز می‌کنند و هوا صاف و ملایم می‌شود. ولی پاک بودن آسمان خیلی دوام نیاورده لکه‌ها و تکه ابرهای پنبه‌ای از افق مغرب می‌رسند (Ac یا S). این بار با عجله‌ی بیشتر از دفعه‌ی قبل هوا تاریک، و بارندگی از سر گرفته می‌شود ولی پس از تعطیل بارش و رفتن ابرها، هوای صاف بعدی دوام دار و سرد خواهد بود.

مشاهدات فوق که متضمن عبور دو بار جناح سرد و یک بار جناح گرم در میان آنها و دو بارندگی متصل بود برای شخص و ناحیه‌ای است که در محور مسیر حفره واقع شده باشد. فاصله‌ی دو طرف قطار از ۵۰۰ کیلومتر تا ۲۵۰۰ کیلومتر و بیشتر می‌تواند برسد؛ از همان قرار مدت ادامه یا عبور جبهه از چند ساعت تا یکی دو شبانه روز می‌تواند طول بکشد.

برای نواحی عقب حفره که زیاد دور از محور مسیر نباشند پیش‌گویی و پیش‌آمد اوضاع جوی، بر سیل مقطع CD که در قسمت بالای شکل ۱۵۹ است خواهد بود. در اینجا توده‌ی سرد، قیفی تشکیل داده است که پر از هوای گرم مرطوب متصاعد شونده و تحویل یابنده به ابر و باران (یا برف در زمستان) می‌باشد. پیش‌قطار مهاجر

ابرها، باز به همان ترتیب Ciها، CSها و ASها بوده، بارندگی شروع می‌شود و در زیر SNها مدت نسبتاً مدیدی طول می‌کشد. سپس با اوج گرفتن بیشتر و رقیق شدن ابرها هوا متدرجاً روشن می‌شود و همین که ASها رد می‌شوند آسمان دیگر صاف و هوا کماکان سرد است... تا نوبت به حفره و قطار دیگری برای چند ساعت یا چند روز بعد برسد، یا به جبهه‌ی دیگر و به هفته‌ها و ماه‌ها یا به سال بعد موکول گردد.

بارندگی‌های عمومی وسیع که در مناطق معتدله و فوق‌حاره^۱ متداول می‌باشد- و دیدیم که نظیر آن را ما چند بار در ماه‌های زمستان و اوایل بهار در ایران داریم و مربوط به جبهه‌ی مدیترانه بوده از آذربایجان و کرمانشاه شروع می‌گردد و دامنه‌اش تا حدود کاشان و یزد را گاهی می‌گیرد و به سوی خراسان سیر می‌نماید- از این نوع ابرهای مهاجر می‌ریزند و محل تشکیل چنین ابرها در اطراف جبهه‌های برخورد و فصل مشترک توده‌های بزرگ هوایی برطبق اشکال ۱۰۷ و ۱۰۸ می‌باشد.

چنانچه شخص ناظر در فاصله‌ی نسبتاً زیادی از محور حفره، مسکن داشته باشد ممکن است چیزی جز تماشای رژه زیبای ابرها و تغییر صورت و منظره‌ی آنها- از لکه‌های مشبک نازک تا سفره‌های روشن و تیره- و سپس بازگشت به صورت‌های اولیه و آسمان صاف، نصیب‌اش نگردد؛ همچنین مقداری باد و غبار، که غالباً تصور می‌نمایند همان‌ها باعث برهم زدن و پراکندگی ابرها شده است، دریافت دارد. در صورتی که همراه و لازمه‌ی توفان‌های جبهه‌ای- چه در داخل و چه در اطراف حفره- وزش باد است. منتهی در اثر اصطکاک با عوارض زمین، جناح بادی که در بالا می‌رسد و تشکیل ابرها را داده است همیشه با مدتی تأخیر در جوار زمین احساس می‌شود. حال اگر فعالیت جبهه‌ای کافی و شخص ناظر در محور حفره باشد توفان و باد تمام می‌گردد و بارندگی دیده می‌شود ولی بسیاری اوقات نیز ابرها در بالاسر آن ناحیه دوام‌دار و زاینده نبوده بدون بارندگی متفرق و منقضی می‌گردند. به علاوه، در قلب و کناره‌های حفره، حرکت صعودی و گردبادی بر مؤلفه‌ی افقی بادها غلبه پیدا می‌کنند.

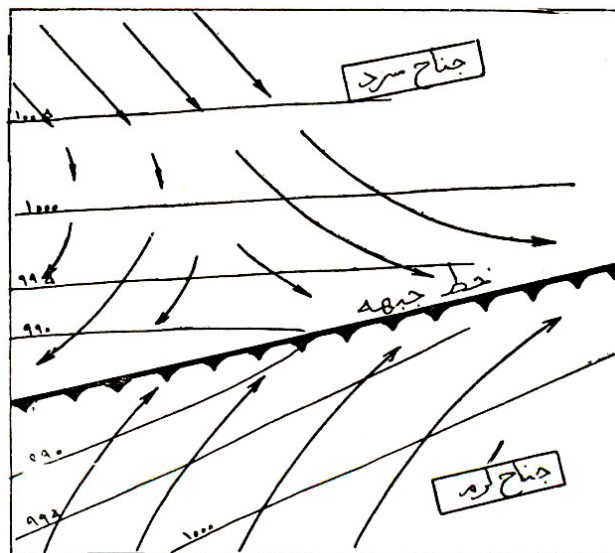
۶۶- چگونگی بروز و تغییر و تکرار حفره‌های جبهه‌ای

مشاهدات و نظریات بیرکنس (و برزرون و زولبرگ) مقارن بودن بارندگی‌های ممتد مناطق معتدله را با ورود و عبور جبهه‌های حاصله از برخورد جناح‌های سرد و گرم و با تشکیل

۱. Extra tropical

حفره‌های توفانی مخصوص نشان می‌داد. الگوی کلاسیک بیرکنس^۱ نیز تصویر حفره را در مرحله‌ی کمال خود (یا به اصطلاح در دوران بلوغ و جوانی) تشریح می‌کرد. ولی مطالعه‌ی مراحل قبل و بعد حفره‌ها و ترکیب و توالی آنها بیشتر در سال‌های بعد به عمل آمد. ما در زیر تحول این مراحل را ضمن بیان علت و چگونگی پیدایش حفره به اختصار توضیح می‌دهیم. این قسمت در تکمیل مطالبی خواهد بود که در فصل چهارم راجع به تشکیل بادهای و انقلاب‌های جوی حاصله از انتقال حرارت زمین به هوا بحث کردیم. در اینجا نیز باز به مراکز حفره‌ای و حدبه‌ای برمی‌خوریم که به لحاظ قوانین سینماتیک مثل حفره‌های بزرگ قاره‌ای و دریایی می‌باشند ولی برای تشخیص آنها از مراکز اصلی حفره و حدبه که مقصد و مبدأ توده‌های بزرگ هوا هستند این مراکز فرعی موقت سیار را که در جبهه‌ها در اثر انتقال حرارت از هوا به هوا، پدیدار می‌شود حفره‌ها (یا حدبه‌ها)ی جبهه‌ای می‌نامیم. در بند ۴۸ و نقشه‌های نیم کره‌ی شمالی (اشکال ۱۰۷ و ۱۰۸) دیدیم که دو توده بزرگ هوا وقتی به هم می‌رسند چگونه با هم کنار آمده هر توده سمتی را به موازات دیگری در جهت مخالف یا غالباً موافق اتخاذ می‌نماید و یک خط سرحدی بر طبق شکل ۱۶۰ درست می‌شود.

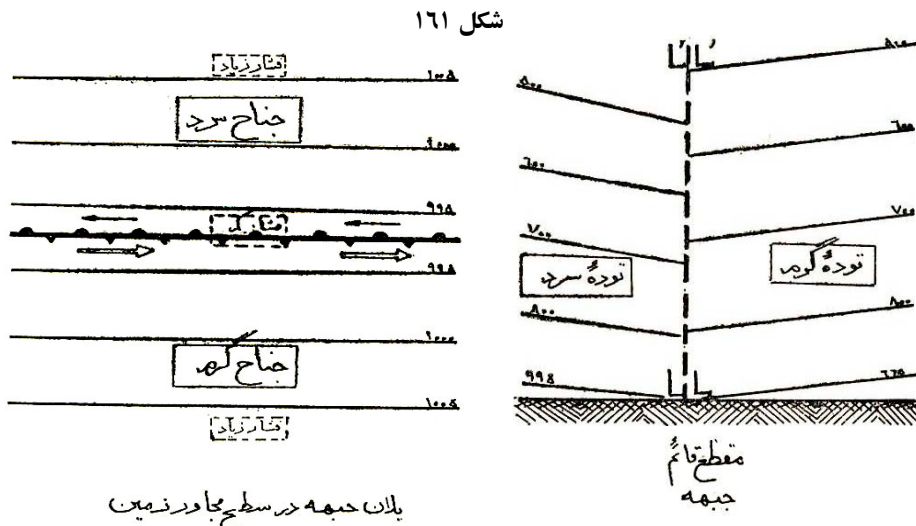
شکل ۱۶۰



نمایش یک جبهه سرد در تلاقی و توافق دو جناح سرد و گرم هوا

۱. Bjerkness Cyclone model

اما قضایا به اینجا ختم نمی‌گردد؛ اختلاف درجه حرارت و وزن مخصوص مابین دو توده هوا سبب تبادل حرارت و تعویض مکان‌هایی مابین آنها شده، سطح جبهه مانند پرچم گسترده در باد، به‌تدریج در می‌آید و کنگره کنگره می‌شود و چین برمی‌دارد. انقلاب‌هایی بروز می‌کند که غالباً موجب بارندگی است و گاهی به شدت و مصیبت می‌رسد. برای تصور بهتر مطلب همان فرضیات و مراحل را که در تشریح پیدایش بادها به کار می‌بردیم پیش می‌کشیم:

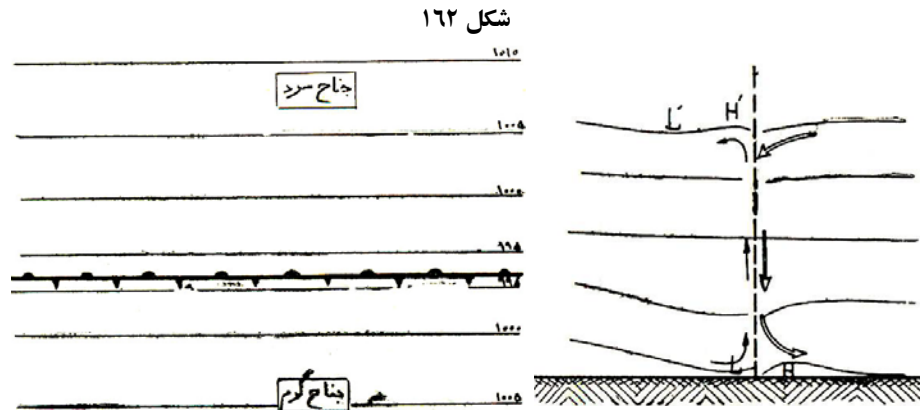


مرحله فرضی اول جبهه - قبل از تبادل حرارت‌ها و قبل از تداخل توده‌ها

۱- اول فرض می‌کنیم در فصل مشترک توده‌های سرد و گرم که به موازات و از پهلو هم رد می‌شوند و فشارها از دو طرف بر طبق ایزوبارهای منظم رو به‌تنزل می‌رود، جدار نازک قائم عایقی بر طبق شکل ۱۶۱ قرار داده باشند. در دو طرف خط جبهه فشارها یکسان است و بنابراین جناح گرم دارای ارتفاع بیشتری بالنسبه به جناح سرد خواهد بود و اگر آزاد می‌بود به آن طرف لبریز می‌شد و فشار مجاور زمین در جناح گرم تنزل نموده جناح سرد به داخل و زیر جناح گرم رخنه می‌کرد.

۲- اینک فرض می‌کنیم جدار خیالی قبلی برقرار و مانع اختلاط هوا باشد ولی از هدایت و انتقال حرارت جلوگیری نکند. در این صورت ذرات پشت جدار که متعلق به توده‌ی سرد

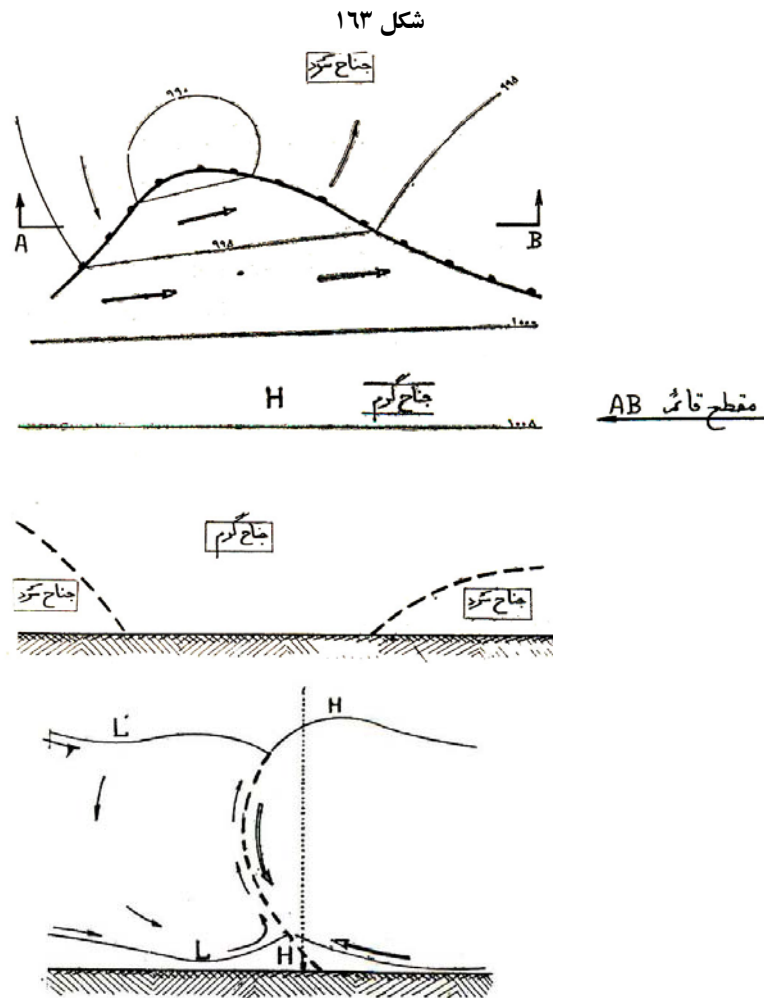
هوا و در حرکت افقی موازی جبهه هستند از توده‌ی گرم کسب حرارت کرده گرم و سبک می‌شوند و یک مؤلفه‌ی قائم سرعت به طرف بالا پیدا می‌کنند. بالعکس ذرات گرم جلوی جدار به طرف زمین متمایل می‌شوند (شکل ۱۶۲).



مرحله‌ی دوم - تبادل حرارت و تغییر فشارها بدون تداخل توده‌ها

حرکت صعودی پشت جدار و حرکت نزولی جلو، سبب تنزل فشار در طرف توده‌ی سرد و ترقی فشار در توده‌ی گرم می‌گردد و تا حدودی مانع از لبریز شدن که در مرحله‌ی ۱ گفتیم می‌شود؛ یک ایزوبار کم فشار جزیی در جناح سرد و یک ایزوبار پرفشار محلی در جناح گرم در طرفین جبهه پدیدار می‌شود.

۳- حال اگر جدار برداشته شود تعادل فشارها باید فوراً برقرار گردد و ایزوبارهای نظیر دو طرف به هم پیوسته شوند. بدیهی است که تبادل حرارت و میزان سرعت‌ها در سراسر جبهه یکسان نیست. در ناحیه‌ای که تبادل حرارت و تنزل فشار بهتر انجام شده باشد و ضمناً جناح گرم سرعت بیشتر داشته و عوارض محلی مساعد باشد قسمتی از آن به داخل جناح سرد به سمت ایزوبار کم فشار رخنه می‌نماید و مختصر فرورفتگی یا زبانه‌ای در جناح سرد ایجاد می‌شود (شکل ۱۶۳) ایزوبارهای جناح گرم که در نتیجه لبریز شدن هواهای بالا تنزل کرده‌اند جلو می‌آیند و با ایزوبارهای جناح سرد که در اثر حرکت صعودی کنار جبهه تنزل یافته‌اند پیوستگی پیدا کرده با آنها تشکیل حلقه می‌دهند و حفره درست می‌شود. حرکات از صورت مستقیم‌الخط افقی خارج گشته در اطراف حفره، مؤلفه‌ی قائم پیدا می‌کنند، در جناح گرم رو به پایین و در جناح سرد رو به بالا و چرخشی.

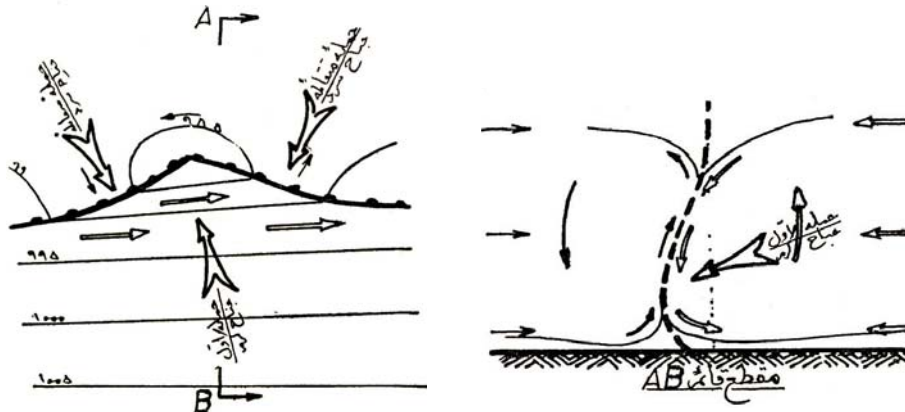


مرحله سوم: نفوذ جناح گرم به داخل جناح سرد و تشکیل حفره

البته در بالا و دور از سطح زمین که سرعتها و تبادل حرارت بیشتر است، پیشرفتگی زبانه زودتر و زیادتر بوده، حالت قیفمانندی بر طبق مقطع قائم طولی AB پیدا می کنند.

۴- نفوذ جناح گرم به داخل جناح سرد و دوشادوش قرار گرفتن سیالهای مختلفالوزن نمیتواند حالت متعادل و مداوم داشته باشد. هوای گرم سبک باید بالا برود و هوای سرد سنگین زیر آن را بگیرد. بنابراین مقارن حملهی زبانهای جناح گرم به داخل جناح سرد

شکل ۱۶۴



حمله‌ی زبان‌های جناح گرم به داخل جناح سرد از رو به رو
و حملات متقابله‌ی جناح سرد از دو پهلو

که از رو به رو انجام شده است یک حمله متقابله‌ی از ناحیه جناح سرد و از پهلو، طبق شکل ۱۶۴ به عمل می‌آید، حمله‌ای که نتیجه‌ی آن صعود توفانی و انبساط برونکار هواهای گرم و مرطوب و تشکیل ابرهای انباشته یا سفره‌ای است که با ارتفاع گرفتن بیشتر، طبق شکل ۱۶۵ به صورت پشمکی سفره‌ای یا پشمکی متفرق در می‌آیند.

شکل ۱۶۵

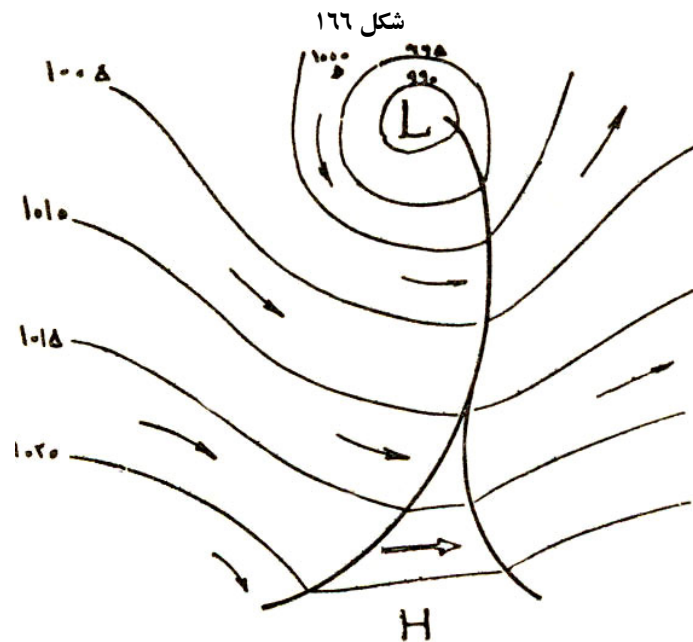


حمله‌ی کله قوچی جناح سرد به زیر جناح گرم و ایجاد ابرهای صعودی باران ریز

بنا به مطالعات جدیدتر پیشروی و نفوذ جانبی جناح سرد زیر جناح گرم مانند گاو نه نبوده بلکه به صورت کله قوچ است و حداکثر سرعت و عمل بادهای در قسمت وسط یعنی جلوی آن می‌باشد. در قسمت‌های پایین اصطکاک عوارض زمین ایجاد تأخیر و تعدیل می‌نماید.

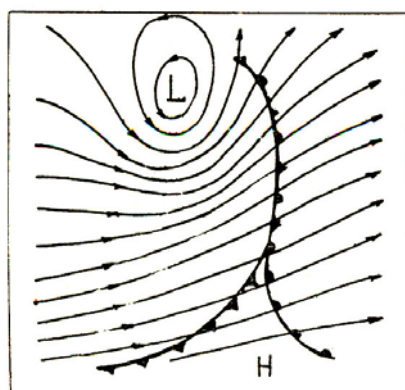
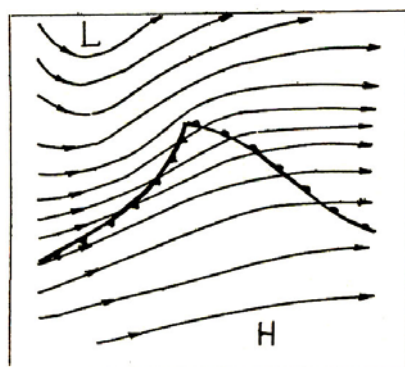
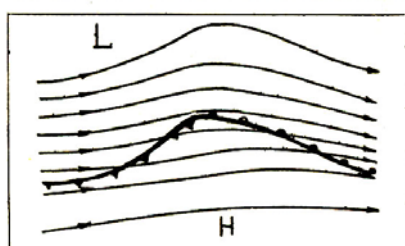
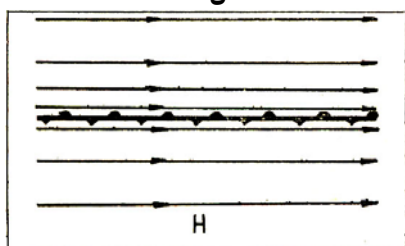
۵- نفوذ عمیق جناح گرم به داخل جناح سرد و جمع شدن و بالا رفتن دامنه‌های آن، توأم با توفان و تشکیل ابر و تقطیر باران در قسمت خارجی و احياناً در داخل زبانه، همین حالت و هیأت حفره‌ی جبهه‌ای بیرکنس است که به مرحله بلوغ رسیده و در شکل ۱۵۹ از بند گذشته، پلان و دو مقطع از آن را داده بودیم.

۶- حمله‌ی جانبی جناح سرد از دو طرف، زبانه و ادامه‌ی صعود جناح گرم، سبب بسته شدن زبانه در مجاورت سطح زمین و تشکیل جبهه‌ی ناف بسته^۱ طبق شکل ۱۶۶ می‌گردد. این آخرین مرحله‌ی حفره‌ی جبهه‌ای توفان در سطح زمین و ابتدای خاموشی آن و برگشت خط جبهه به امتداد اولیه است.



آخرین مرحله‌ی حفره توفانی جبهه‌ای
(جبهه ناف بسته)

شکل ۱۶۷



مراحل چهارگانه‌ی یک حفره‌ی جبهه‌ای مجاور زمین، با نمایش تحول یک سطح ایزوبار مرتفع به وسیله‌ی خطوط تراز مربوطه

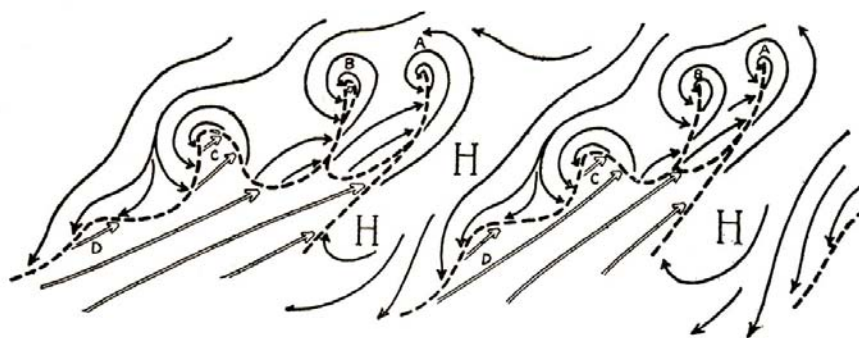
۷- وضع خطوط ایزوبار در ارتفاعات بالا و حفره‌ای که تشکیل می‌شود، با آنچه در پایین می‌بینیم، البته فرق دارد. سابقاً در بند ۵۲ و شکل ۱۱۷ گفته و دیده بودیم که وقتی درجه حرارت هوا در امتداد افقی متغیر باشد، محور حفره به طرف منطقه سردتر خم می‌شود. شکل‌های ۱۶۲ و ۱۶۳ اخیر نیز در مقاطع قائم عرضی جبهه نشان می‌داد چگونه حفره‌ی مرتفع L' در جناح سرد عقب رفته است. اینک در شکل ۱۶۷ مراحل تحول خطوط تراز یک ایزوبار مرتفع بالا سر حفره‌ی جبهه‌ای (مثلاً ایزوبار ۵۰۰ مب) را به موازات مراحل چهارگانه تحول حفره‌ی توفانی ملاحظه می‌نماییم. این چهار مرحله که به وسیله‌ی خود، خط جبهه‌ی مجاور زمین نشان داده شده، عبارت است از مرحله‌ی قبل از تشکیل حفره، ابتدای حفره، بلوغ حفره و بالاخره انسداد آن.

۸- به‌طور کلی تکوین حفره‌های جبهه‌ای با مراحل و آثار مربوطه، یک پدیده‌ی ثابت در مکان و زمان نیست. بلکه به تبعیت از سیر عمومی مغرب به مشرق، جبهه پیش می‌رود و تغییر شکل می‌دهد.

پس از آنکه یک دوره تحول کامل آن، طبق مراحل ۲ تا ۶ فوق‌الذکر، به‌تمام رسید و نوار طولانی نسبتاً عریضی از زمین را طی و آب‌پاشی کرد، به‌دنبال موج اول، موج دوم

و حتی سومی ممکن است رخ داده و به آن ناحیه برسد. منظور آنکه حفره‌های جبهه‌ای در حالت کامل منظم خود، یک پدیده‌ی موجی متناوب بوده گله‌وار و به صورت طایفه یا دسته^۱ برطبق شکل ۱۶۸ حرکت می‌کنند. موقعی که پیش‌آهنگ دسته یا طایفه در حال انسداد و محو شدن است در عقب جبهه حفره‌ی جدیدی در حال ولادت می‌باشد. به این ترتیب، مجموعه‌ی دستگاه که معمولاً یک امتداد کلی جنوب غربی-شمال شرقی دارد با سرعت خیلی ملایم‌تری نسبت به تک تک حفره‌ها در حال پیشروی خواهد بود. در عقب، مجموعه هوای قطبی سرد به طرف مناطق فوق حاره سرازیر می‌شود.

شکل ۱۶۸



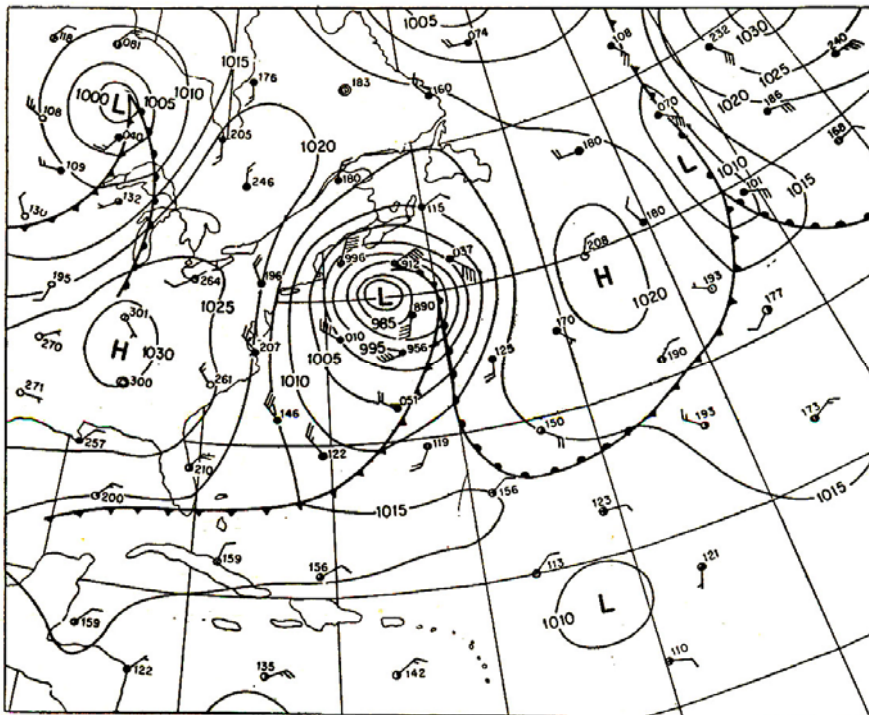
طایفه یا دسته حفره‌های جبهه‌ای

هجوم هوای منطقه‌ی قطبی یا قاره قطبی به طرف مناطق معتدله یا حاره که متعاقب یک دسته حفره‌های جبهه‌ای توفانی باشد «یورش قطبی»^۲ نامیده می‌شود. به‌طور مثال، شکل ۱۶۹ یک جبهه بزرگ گسترده بر اقیانوس اطلس در غرب آمریکا را نشان می‌دهد که دارای دو زبانه‌ی حفره‌ای بزرگ و حدبه و حفره‌های فرعی طرفین است. زبانه‌ی سمت راست در حال بسته شدن و خاموشی است، در حالی که زبانه‌ی وسط در منتهای شدت خود و حرکت گردبادی با سرعت‌های ۴۵ گره (۸۰ km/h) و سقوط تا فشار ۹۸۰ مب می‌باشد. تبادل حرارت هوایی در سطح گسترده و قائم فی‌مابین جناح‌های گرم و سرد، چنین حفره‌ای را ایجاد نموده است و متقابل آن و برای جبران، حدبه‌ی فرعی H را در فاصله‌ی دو زبانه و در داخل جناح سرد می‌بینیم، در آنجا که تبادل حرارت با جناح گرم به عمل نیامده، ذرات هوا کماکان سرد مانده است. جناح گرم نیز به نوبه‌ی خود در قسمت‌های جنوبی‌تر- که گرم مانده است- یک حفره‌ی فرعی نشان می‌دهد.

۱. The Cyclone family

۲. Polar Outbreak

شکل ۱۶۹



نقشه‌ی هواشناسی یک جبهه‌ی گسترده‌ی بر روی اقیانوس اطلس
با دو زبانه حفره متوالی و حذب و حفره‌های فرعی
(۲۰ نوامبر ۱۹۵۵ ساعت ۱۲ G.C.T.)

در گوشه‌ی نقشه و شمالی‌تر از جبهه‌ی کنگره‌دار روی اقیانوس اطلس، سر و کله‌ی یک جبهه‌ی قاره‌ای روی کانادا دیده می‌شود که به سمت شرق در حال پیشروی است و زبانه‌ی تیزی نشان می‌دهد.

۶۷- ضربه‌ی توفان‌های جبهه‌ای^۱

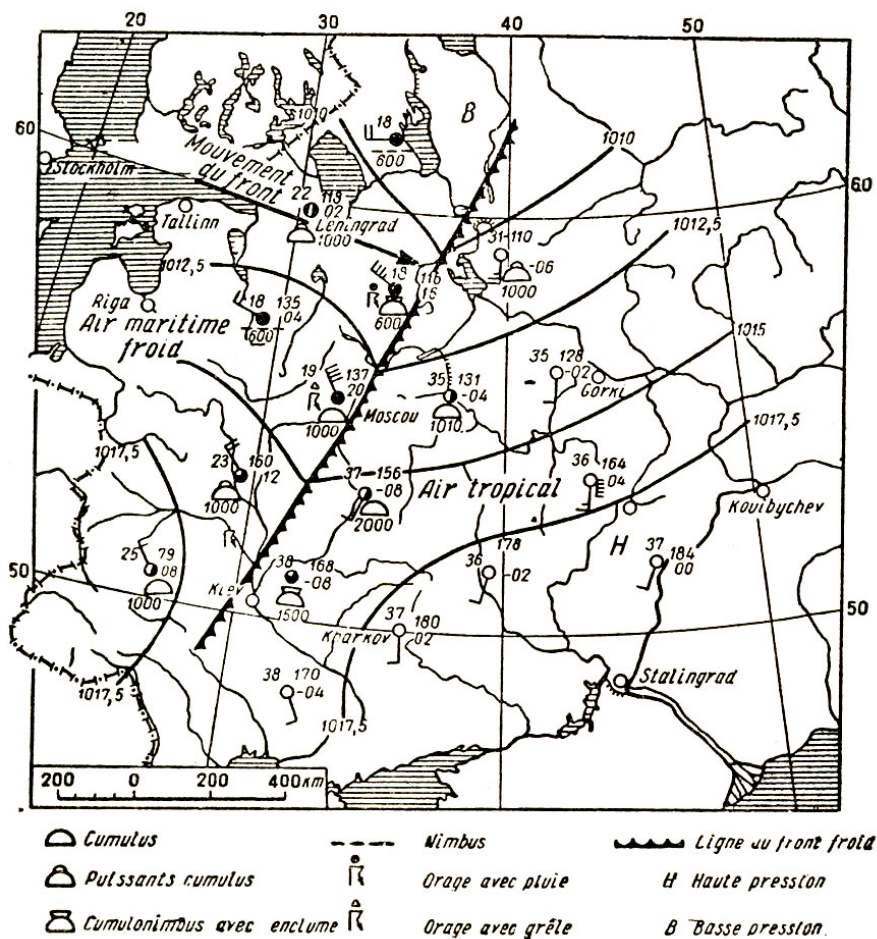
موقعی که اختلاف درجه حرارت مابین دو جناح سرد و گرم زیاد، و برخورد آنها ناگهانی باشد دیگر فرصت برای تموج‌ها و تبادل و تحولات گذشته وجود نداشته تغییرات تند و شدیدی در بادها پیش می‌آید و نزولات رگباری حادث می‌شود. در مسیر

۱. Les Grains (Squall- Line)

بسیار باریک و مدت خیلی کوتاه خود، خرابی‌های فراوان به یادگار می‌گذارد. چنین انقلاب‌های جوی ناگهانی، محدود ولی قوی را که در بند ۴۶ و شکل ۹۶ آشنا شدیم، Grain و جبهه‌ی مربوطه را Front de grain می‌گویند که ما ضربه‌ی توفانی ترجمه کرده‌ایم.

نقشه‌ی هواشناسی یک نمونه از جبهه، با ضربه توفانی شدید را که در ۲۸ مه ۱۹۳۷ روی مسکو فرود آمده است، عیناً در شکل ۱۷۰ نقل کرده‌ایم. در این نقشه کلیه ایستگاه‌های

شکل ۱۷۰ -



نقشه‌ی هواشناسی ضربه توفان جبهه‌ای ۲۸ مه ۱۹۳۷ روی اروپای شرقی

ایستگاه‌های هواسنجی با اطلاعات ثبت شده و علایم مربوطه، از قبیل سمت و سرعت باد، منظره هوا، نوع ابرها، نزولات، ایزوبارها و غیره نمایان است. سه رقم یا سه عددی که در اطراف هر ایستگاه یادداشت شده است: رقمی که طرف چپ و متمایل به بالا است درجه حرارت را نشان می‌دهد؛ اعداد طرف راست آنکه در بالا است دو رقم آخر و اعشار فشار هوا برحسب میلی‌بار است، و رقم پایینی تغییرات فشار در سه ساعت اخیر^۱ را بیان می‌کند، مثلاً برای ایستگاه مسکو عدد سمت چپ که ۱۹ است درجه حرارت هوا برحسب سانتیگراد را تعیین می‌نماید؛ عدد بالایی طرف راست که ۱۳۷ است، از اینکه فشار ۱۰۱۳/۷ میلی‌بار است حکایت می‌نماید؛ و بالاخره از عدد پایینی طرف راست، یعنی ۲۰، چنین استفاده می‌شود که فشار هوا در ظرف سه ساعت قبل از اندازه برداری به مقدار ۲/۰ میلی‌بار سقوط کرده است. سیاهی دایره ایستگاه‌ها نیز میزان پوشیدگی آسمان را از ابر بیان می‌کند؛ عددی که زیر علامت مشترک ابرها گذارده شده ارتفاع برحسب متر است.

جبهه‌ی مورد بحث در حال پیشروی از مغرب به مشرق است و از برخورد مابین یک جناح دریایی نسبتاً سرد (۱۸ تا ۲۳ درجه از شمال تا جنوب) و یک جناح حاره‌ی مرطوب و گرم (۳۱ تا ۳۸ درجه از شمال تا جنوب) با اختلاف شدید درجه حرارت (۱۳ تا ۱۵ درجه) تشکیل شده است. ایزوبارها و بادها در عبور از خط جبهه دچار انفصال شدید به لحاظ سمت و سرعت شده‌اند؛ مثلاً در طرف راست جبهه، وزش باد از جنوب به شمال و نسبتاً ملایم است (۱۰ km/h) در صورتی که با رسیدن جبهه یک مرتبه جهت باد از شمال غربی و سرعت آن ۳۵ و ۴۰ km/h می‌شود و بلافاصله پس از رد شدن خط جبهه به ۲۰ و ۱۵ km/h می‌افتد. همین تغییر سریع و شدت باد که مثل ضربه و کوبیدن است و در لحظاتی به ۱۲۵ km/h نیز می‌رسیده، تیرها و درخت‌ها و شیروانی‌ها را از جا می‌کنده است و پنجره‌ها را خرد و اشیاء را به هم می‌کوبیده است.

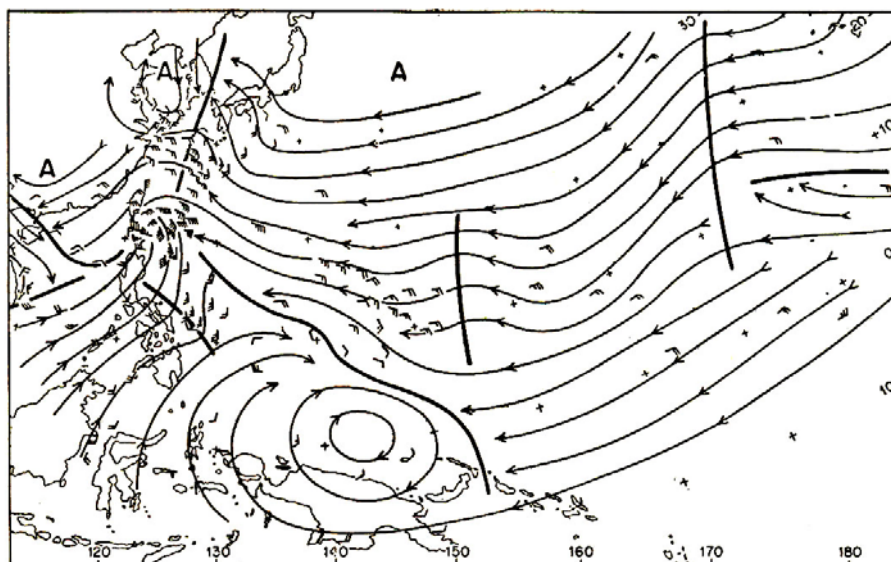
ابره‌های جبهه‌ی ضربه‌ای اگر از صعود سریع هوای خیلی مرطوب پدیدار شوند دارای قاعده‌ی پست و قله‌ی مرتفع خواهند بود؛ آسمان را یک سره می‌پوشانند و تاریک و سیاه فام می‌کنند و چون فشرده و متلاطم و پر ضخامت هستند، باران‌های درشت سیل‌آسا با تگرگ‌های خطرناک فرو می‌ریزند. قطار ابر انباشته فشرده‌ی شکل ۱۵۰ که وحشتناک‌ترین نوع ابرهای انباشته می‌باشد، محصول همین جبهه‌های با ضربه‌ی توفان است.

۱. Tendence barometrique (Barometric Tendency)

۶۸- باران‌ها و توفان‌ها مناطق حاره

رژیم بادها و ابر و بارندگی مناطق واقع در کمربند استوایی و حاره، به کلی با آنچه در مناطق معتدله و قطبی می‌گذرد، فرق دارد. در اینجا جریان بادها نسبتاً منظم و یکنواخت است و تقریباً با بادهای الیزه انطباق دارد. از آن نوع توده‌های مشخص و مهاجر هوا با توفان‌های جبهه‌ای که در بند ۶۵ شرح دادیم، دیده نمی‌شود. بادهای مهاجر اگر باشد ضعیف و آرام است، اما هوا غالباً حامل بخار آب و آماده برای اتخاذ حالت ناپایدار است (بند ۱۷-ج). بنابراین با مختصر تزلزل و تغییر شرایط و موجی که در ایزوبارها پدیدار شود، توفان‌هایی در دریا و روی جزایر کوچک بروز می‌کند که احیاناً فوق‌العاده شدید و خطرناک و پرخسارت می‌شود.

شکل ۱۷۱



نقشه‌ی ایزوبارها روی اقیانوس کبیر غربی
با نمایش سه نوع اختلال‌های جوی

این توفان‌های انقلابی خسارت‌بار مخصوص دریا‌های حاره، اسامی مختلفی در مناطق و زمان‌های مربوطه پیدا کرده است که همیشه توأم با وحشت و تجدید خاطرات هلاکت و مصیبت است. در آمریکا آن را هریکن^۱، در آسیای شرقی تی‌فون^۲

۱. Hurricane

۲. Typhoon

و در هندوستان سیکلون^۱ می‌گویند؛ ساکنین سواحل مدیترانه اسم آن را تورناد^۲ گذاشته‌اند و در زبان عربی «اعصار» نامیده می‌شود. سرعت باد از ۱۲۰ km/h (۶۵ گره) تجاوز می‌کند و به ۳۰۰ km/h هم می‌رسد. نقشه‌ی شکل ۱۷۱ سه نوع یا سه طرز تکوین انقلاب‌های جوی مناطق حاره و استوایی را که هر کدام از آنها می‌تواند منتهی به هریکن یا تیفون شود نشان می‌دهد. این یک نقشه‌ی هواشناسی واقعی از اقیانوس کبیر در مشرق جزایر ژاپن و فیلیپین است.

در این نقشه سه سیستم جریان باد با ایزوبارهای مربوطه را می‌بینیم:

(۱) در سمت راست و در وسط، بادهای شرقی الیزه می‌وزند که در مسیر خود دچار مختصر انحنای یا اعوجاج شده ایزوبارها حالت دره‌ای^۳ پیدا کرده‌اند؛ این پدیده را چین‌خوردگی بادهای^۴ می‌نامند.

(۲) در طرف مغرب شکل، مابین جزایر ژاپن و فیلیپین در برخورد بادهای شرقی الیزه با بادهای موسمی برسات، یک حالت انفصال و شکستگی در بادهای ایزوبارها رخ داده است که آن را بریدگی فشار^۵ می‌گویند.

(۳) در پایین نقشه یک حفره‌ی گردبادی دیده می‌شود که از برخورد و گردش دو سیستم بادهای الیزه نیم‌کره‌ی شمالی و نیم‌کره‌ی جنوبی پدیدار شده است و حفره‌ی استوایی^۶ خوانده می‌شود.

۱- چین‌خوردگی بادهای و دره‌ی ایزوبارها که تشکیل شده، سبب می‌شود که در طرف راست چین‌خوردگی، تقارب ایزوبارها و تسریع و تجمع بادهای ایجاد یک حرکت صعودی هوای مرطوب و تشکیل ابرهای انباشته یا رگبارهای توفانی پراکنده بنماید. اما در طرف چپ خط القعر دره که ایزوبارها از هم باز و سرعت بادهای معتدل می‌گردد، حرکت فرودی هوا موجب گرمی و خشکی هوا و معکوسی^۷ درجه حرارت و برطرف شدن ابرها خواهد شد. بنابراین برای ناظری که در معبر خط القعر دره یا موج چین‌خوردگی ایزوبارهای الیزه قرار دارد و نزدیک شدن آن را از سمت مشرق می‌بیند ابتدا طبق شکل

۱. Cyclone

۴. Easterly waves

۷. Inversion

۲. Tornado

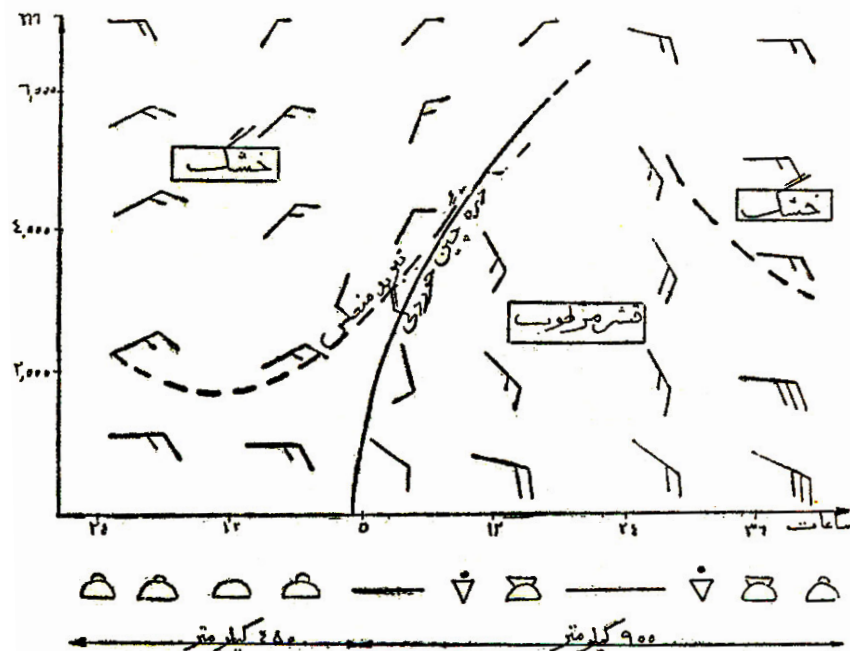
۵. Shear line

۳. Trough

۶. Tropical Depression

۱۷۲ که مقطع قائم جو را نشان می‌دهد بادهای شرقی و ابرهای انباشته‌ی متفرق کم قطر را مشاهده می‌کنند. پس از آن با رسیدن محور چین‌خوردگی بر سرعت بادهای ضخامت قشر مرطوب و ابرها که به صورت CN در می‌آیند و رگبار توفانی می‌ریزند اضافه می‌شود. قریب ۲۴ ساعت بعد که موج به کلی رد شده است، حرکت فرودی هوا با تبرید منعکس^۱ و آسمان صاف جایگزین جریان‌های گذشته می‌شود.

شکل ۱۷۲



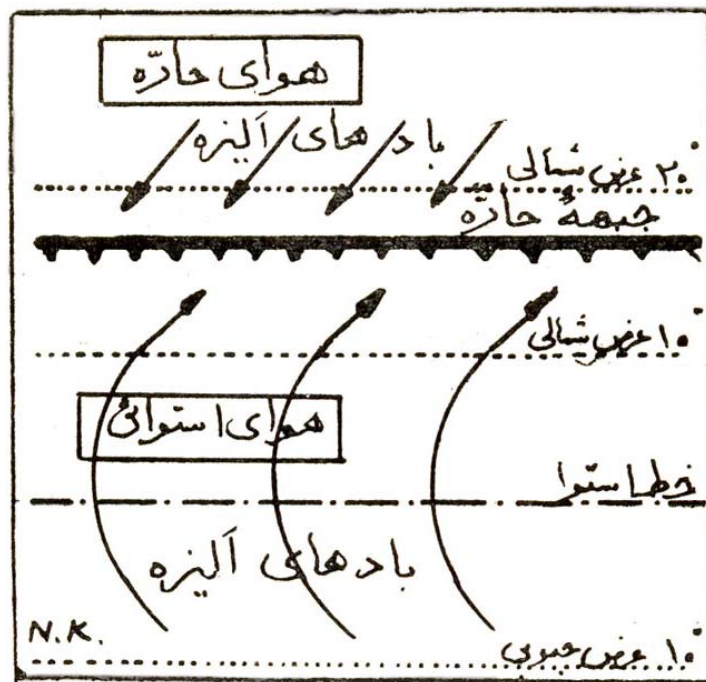
مقطع قائم طولی جو در موقع عبور یک چین‌خوردگی باد
(با تعیین سمت و سرعت بادهای و نوع ابرها و نزولات)

۲- پدیده بریدگی فشارها، با آنکه متضمن اختلاف فشار و سرعت‌های زیاد مانند مناطق معتدله نیست، معذک به‌لحاظ ریزش باران‌های فراوان قابل توجه است، خصوصاً وقتی با بادهای ساحلی و کوهستانی توأم می‌شود. این همان مورد خلیج بنگال است که در بند ۳۱ و شکل ۶۱ تشریح شده بود و حداکثر بارندگی روی زمین را می‌دهد.

۳- حفره‌های حاره یا استوایی که یا به صورت ضعیف در یک دره‌ی ایزوبارها پدیدار می‌گردد و یا در فصل مشترک دو دسته الیزه‌های شمال و جنوب رخ می‌دهد، تهدید و انقلاب‌های بیشتری را در بر دارد و سرعت بادهای برحسب موارد، از ۳۵ کیلومتر در ساعت^۱ تا ۱۲۰ کیلومتر در ساعت^۲ و بیش از آن^۳ تغییر می‌کند.

شکل ۱۷۳ کیفیت حدوث یک کولاک دریای حاره را که با جلو و عقب رفتن جبهه‌ی تلاقی جناح‌های شمال و جنوب بادهای الیزه، در اثر تغییر شرایط حرارت و فشار رخ داده است، نشان می‌دهد. بادهای الیزه‌ی جنوبی در اثر تجاوز در نیم‌کره‌ی شمالی، فوق‌العاده گرم و مرطوب شده و حرکت وضعی زمین به آنها امتداد غربی به شرقی داده است؛ بالنتیجه دو جناح باد مقابل، با اختلاف درجه حرارت محسوس به هم درآمیخته، به هوا حالت رمیدگی خصمانه و لجام‌گسیختگی عجیب داده است.

شکل ۱۷۳



بروز توفان دریایی در مناطق حاره

۱. Tropical Depression

۲. Tropical storms

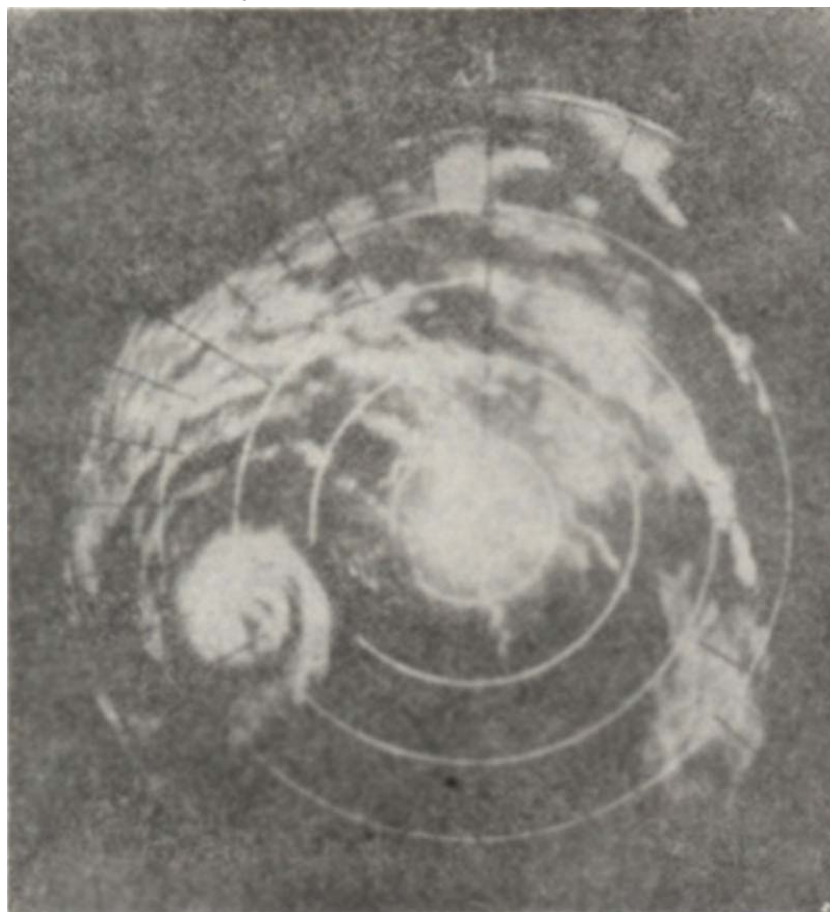
۳. Hurricanes

این همان پدیده‌ی مهم هریکن و مصیبت مهیب دریا‌های حاره و مناطق استوایی است. متأسفانه نظر به مبهم و متغیر بودن فشارها و حرکات هوا در کمربند استوایی، پیش‌بینی آن به اشکال زیاد برمی‌خورد. بروز هریکن همیشه مسبوق به اختلال‌هایی در جو است که غالباً ضعیف و بادوام می‌باشد و بدون خطر می‌گذرد. ولی ناگهان تحول سریع و شدت‌یافته‌ی یک مرکز سقوط فشار، در دریا پدیدار می‌گردد و هوا شدیداً کولاکی می‌شود. در اطراف مرکز گردباد، تا شعاع ۳۰ الی ۶۰ کیلومتر، بادهای پر زور عجیب، به وزیدن و چرخیدن در می‌آید، در آسمان ابرهای دواری جولان می‌دهد و کولاک دریا دایره‌وار موج‌های بلند برمی‌دارد! چنین می‌نماید که آب شکاف می‌خورد. وقتی حرکات به حداکثر شدت رسید (بادهای ۱۲۰ تا ۳۰۰ کیلومتر در ساعت) آن وقت بر وسعت منطقه افزوده گشته، گردباد و کولاک تا شعاع ۳۰۰ کیلومتر، به‌طور غیرمتقارن با تمایل بیشتر به طرف شمال و جلو کشیده می‌شود.

هریکن معمولاً از مشرق به مغرب با سرعت ۴۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتر در شبانه‌روز جا به جا می‌شود و بعد که متوجه شمال شد خاموش می‌گردد. موج‌های آب که پیشاپیش هریکن گاهی تا ۱۵۰۰ کیلومتر جلوتر دیده می‌شود تا اندازه‌ای کشتیبانان و ساحل‌نشینان را خبردار می‌کنند. کمتر ساختمانی تاب تحمل فشار هریکن را دارد و کشتی‌ها در اثر باد یا در اثر کولاک دریا تکه پاره می‌شوند. در جزایر و سواحل، بالا زدن آب (تا حدود ۳ متر در اثر نیروی رانش باد) یا بالا رفتن آن (تا حدود ۵ الی ۷ متر در مرکز هریکن) سبب هجوم آب دریا به خشکی و بروز سیلاب‌های عظیم می‌گردد.

خسارات حاصله از هریکن غالباً از حدود تخمین می‌گذرد. در هریکن سال ۱۹۳۸ نیوانگلند، خسارات از ۴۰۰ میلیون دلار متجاوز بوده است. جمعاً ۲۰۰۰ کشتی و ۱۴۰۰۰ خانه خراب شده، تلفات انسانی ۵۰۰ نفر و جراحات ۱۷۵۰ نفر بوده است. با ایجاد ایستگاه‌های هواشناسی در سواحل و جزایر و روی کشتی‌ها و هواپیماهای کشتی و مراقبت دایمی هوا به وسیله‌ی رادیوسنج و غیره، موفق شده‌اند خسارات حاصله از هریکن را در طی ۲۰ ساله‌ی ۱۹۲۶ تا ۱۹۴۵، به نسبت ۱۶۱ به ۴ تقلیل دهند. البته جلوگیری از هریکن - که خوشبختانه در ورود به خشکی خفیف می‌شود - هنوز امکان‌پذیر نیست ولی با اخطار و اطلاع قبلی می‌توانند به جمع‌آوری افراد و ااث و در پناه گذاردن کشتی‌ها و احتیاط‌کاری‌های دیگر پرداخته از خسارات آن بکاهند.

شکل ۱۷۴- عکاسی رادار از ابرهای دوار در یک توفان هریکن



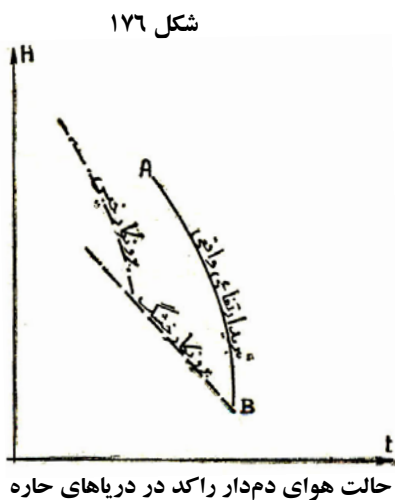
خوشبختانه گردبادها و توفان‌های این نوع که در دریاهای استوایی و حاره دیده می‌شود به لحاظ وسعت دارای ابعاد کوچک‌تر از حفره‌های مهاجر مناطق معتدله- که به طور عادی تا شعاع ۱۰۰۰ کیلومتر می‌رسد- هستند و هم به لحاظ کمیت تعدادشان قلیل است؛ مثلاً در دریای چین به طور متوسط فقط سالی ۲۸ تیفون دیده می‌شود که نصف آن در فصل گرما است.

برای توجیه کیفیات فوق‌شاید بتوانیم چنین استدلال کنیم:
اصولاً هر عامل طبیعی یا مصنوعی که محصول و اثر آن مخالف با خود و وسیله‌ی تضعیف باشد عمل آن تعدیل خواهد شد و به صورت یک پدیده‌ی نزولی یا صعودی ولی

اشباع و تقطیر گردیده، تبرید آن مطابق منحنی برونکار خیس یعنی PQ که به خط قائم نزدیک‌تر است خواهد شد. به عبارت دیگر، در اثر حرارت حاصله از تقطیر بخار، تنزل درجه حرارت برای ابر بطئی‌تر از هوای صاف و اختلاف آن با هواهای هم‌ارتفاع اطراف خیلی زیادتر می‌شود.

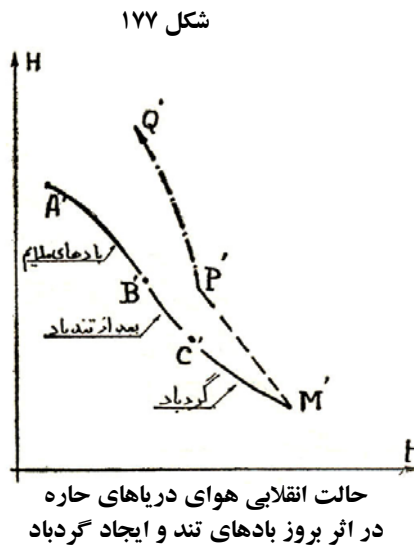
اما مکش هواهای اطراف محل به طرف مرکز گردباد، چون موجب تشدید سرعت و تماس بهتر هوا با آب می‌شود، انتقال حرارت که مبدأ و عامل اولیه این کیفیات شده بود بهتر صورت می‌گیرد. پس از آنکه درجه‌ی اشباع توده‌های صعودکننده و تقطیر آنها به مرحله‌ی بارندگی رسید، قطرات فراوان باران که از طبقات نسبتاً سرد بالا فرو می‌ریزد مانند دوش آب سرد، هوای پایین را خنک و منقبض می‌سازد، یعنی به‌عنوان پنجمین عامل سبب سقوط فشار در ناحیه‌ی گردباد و مکش هوای اطراف می‌شود.

عوامل فوق‌الذکر نمی‌توانند اثر ممتد داشته باشند و توفان و گردباد به‌زودی خاموش یا به منطقه‌ی دیگر منتقل می‌گردد زیرا پوشش آفتاب و ریزش باران سرد شرایطی را که موجب این غوغا شده بود زایل می‌کند و هوا از تب و تاب می‌افتد.



اینک به مرحله‌ی قبل از توفان برگردیم و ساعات و روزهایی را در نظر بگیریم که هوای آرام و راکد، فرصت کافی داشته است در مجاورت دریای گرم کسب حرارت نموده از راه هدایت و وزش، مقدار زیادی گرما به طبقات بالا و نزدیک مثلاً تا ۵۰۰ متر برساند. در این شرایط نمایش تبرید هوا خط BA (شکل ۱۷۶) است که قسمت‌های پایین آن نزدیک به قائم و حالت ایزوترم است؛ چنین هوایی پایدار می‌باشد. اما اگر به واسطه وزش باد جدید یا تغییر شکل ایزوبارها و

تغییر سرعت بادهای طبق یکی از سه حالت چین خوردگی، بریدگی یا فرورفتگی شکل ۱۷۱ آرامش ناحیه به هم بخورد، یک حرکت صعودی نسبتاً تند پیش خواهد آمد. انتقال حرارت از آب‌های گرم دریا به بادهای نسبتاً سرد که از شمال شرق می‌وزند در آن منطقه‌ی محدود کندتر و منحنی مربوطه کم شیب‌تر می‌شود، تا آنجا که شیب آن به خط برونکار خشک



می‌رسد. ورود بعدی توده‌های سردتر از محیط که از شمال شرق می‌رسند باعث می‌گردد که حتی هوای بالا سردتر از آن مقدار که صعود برونکار خشک ایجاد می‌نماید بشود. به این ترتیب شیب منحنی واقعی تبرید جو از برونکار خشک هم کمتر شده هوا حالت ناپایداری مطلق بر طبق شکل ۱۷۷ پیدا می‌کند.

به طوری که ملاحظه شد توفان‌های دریایی استوایی و حاره، با توفان‌های مناطق معتدله به کلی فرق دارد. در اینجا مختصر تموج هوا و اختلال شرایط جوی^۱ ممکن

است منتهی به حالت انقلابی و گردبادهای توفانی فوق‌العاده شدید شود و پس از مدت کوتاهی به حالت آرامش برگردد بدون آنکه مقدمات مشخص ممتد و امکان پیش‌بینی راحت داشته باشد. اما در مناطق معتدله توده‌های بزرگ هوا و جبهه‌های مشخص مداومی درست می‌شود که در طول آنها توفان‌های رگبار رخ می‌دهد و چون مایه و نیرو مرتباً می‌رسد دوام و نظام بیشتر و شدت و خرابی کمتر دارند.

۶۹- ابرهای توفانی و رگبارهای محلی تابستانی

در روزهای آفتابی گرم تابستان یا اواخر بهار مناطق خودمان چند ساعتی از روز بالا نیامده یک نوع جنبش و لرزش در هوای مجاور زمین‌های داغ پدیدار می‌شود که از دور به خوبی محسوس است. حال اگر منابع امدادی رطوبت، مانند رودخانه و جنگل در آن حدود و خطوط وجود داشته باشد و از آنجاها مرتباً بخار گرم برخیزد، جریان‌های قائم مدارمانندی، بر طبق شکل ۱۷۸ برقرار می‌شود. این جریان‌های صعودی ممکن است ابرهای انباشته شبیه توده‌های پنبه ایجاد نماید. در حال عادی که ابرها توسعه زیاد در سطح و ارتفاع نداشته به همان حال بمانند، یا به وسیله‌ی بادهای افقی پراکنده شوند؛ چنین منظره‌ای نشانه‌ی هوای خوش و خالی از خطر خواهد بود.

۱. Perturbation (Disturbance)

شکل ۱۲۸



ابرهای انباشته‌ی محلی ساده در هوای خوش یک روز تابستانی

اما چنانچه گرما و رطوبت در طبقات مجاور زمین زیاد و هوای اطراف ستون عروج کننده سرد باشد، به طوری که می‌دانیم هوا حالت ناپایدار پیدا می‌کند. صعود برونکار هوا سبب تسریع حرکت می‌گردد و وقتی نوبت به تشکیل ابر می‌رسد عمل تقطیر و تخلیه حرارت مربوطه سبب گرم نگاهداشتن توده‌ی صعودی و ناپایداری و سرعت آن می‌گردد. به این ترتیب، ابرهای انباشته توسعه یافته تا ارتفاعات ۱۵۰۰ و ۲۰۰۰ متر اوج می‌گیرند. در صورت مساعد بودن شرایط (گرما و رطوبت زیاد در نزدیک زمین و سردی و ناپایداری تا سه چهارم کیلومتر بالا)، برخاست ابر ممکن است آن قدر تند شود که یک چتر باز را ساعت‌ها در هوا معلق نگاه داشته بالا و پایین ببرد. به این ترتیب ضخامت ابر تمام یا قسمت عمده‌ای از زیرین جو را می‌گیرد و قسمت‌های بالای ابر، کوهی از یخ و برف می‌شود و در ارتفاعات وسط، دانه‌بندی باران بر طبق نظریه برژرون (شکل ۱۳۸) افزایش می‌یابد. در این موقع روشنی برق و غرش رعد جهیدن می‌کند و اولین قطرات پراکنده و درشت باران از خلال ابرها خارج گشته، پشت سر آن رگبار شدید توأم با طنین‌های متوالی رعد و ضربات برق می‌رسد.

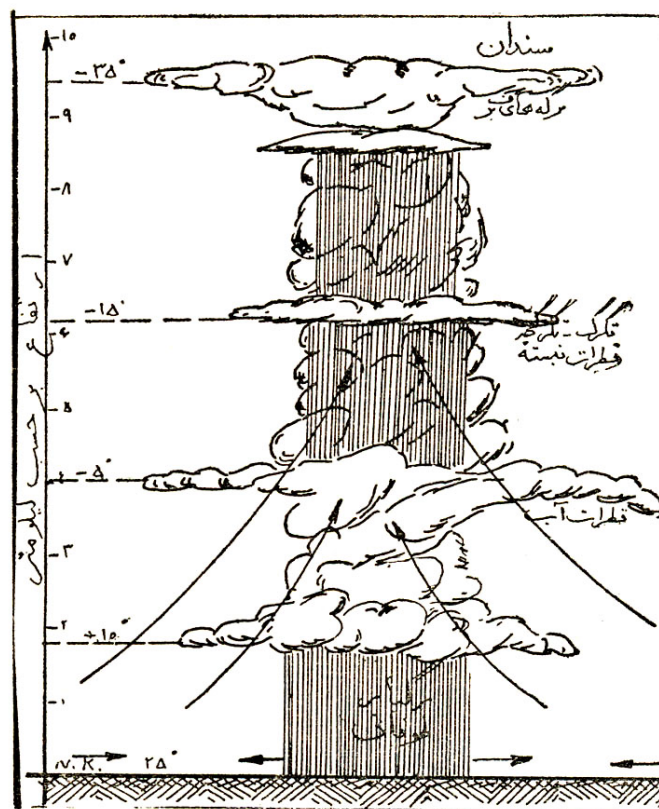
ابرهای انباشته‌ی توفانی غالباً به شکل برج‌های چند طبقه درآمده در پایین، درهم پیچیده و تیره رنگ است و در وسط‌ها چند قسمت گسترده از ابرهای سفره‌ای یا پشمکی دیده می‌شود.

توفان‌های رگباری ابرهای انباشته، ممکن است محلی بوده بعد از ظهر روزهای گرم و مرطوب تابستانی - یا اواخر بهار - اتفاق افتند و پس از یکی دو ساعت سر و صدا راه انداختن و خالی کردن محتویات خود و خنک کردن هوا متفرق^۱ و یا در طول جبهه‌های عمومی تشکیل شوند؛ در آنجاها که توده‌های مرطوب و گرم وارد مناطق

۱. Scattered Thunderstorms

سرد می‌شوند و سریع صعود می‌نمایند.^۱
 در هر حال، شرط حدوث توفان‌های رگباری غرش کننده وجود ابرهای انباشته‌ی فشرده (CN) است که تا طبقات بالای زیرین جو و سرماهای بیش از 20° - عروج نموده قتل آن یخ بزند و برف بدهد، در کمر و پایین قطرات آب ایجاد شود و مابین توده‌های بار مثبت و منفی که به واسطه‌ی ناپایداری و اختلاف درجه حرارت در صعود و نزول‌های شدید هستند، تخلیه‌ی برق با غرش رعد به وقوع پیوندد (شکل ۱۷۹).

شکل ۱۷۹



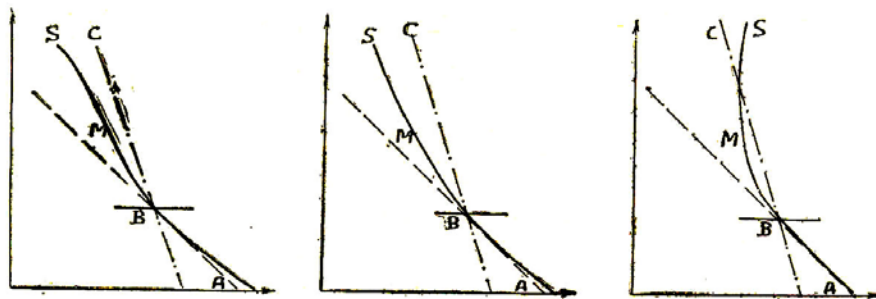
مقطع قائم یک ابر و رگباری توفانی

شناسایی ابرهای انباشته‌ی توفانی بیشتر، بعد از اختراع هواپیما و امکان پرواز به بالا و به داخل آنها امکان‌پذیر گردید و همچنین به استعانت معادلات ترمودینامیک و ترسیمه‌های آدیاباتیک هواشناسی.

۱. Line or frontal thunderstorms

اینک با استفاده از ترسیمه‌ی جوی و مطالبی که در بند ۱۷ گفته شد می‌توانیم به مطالعه توفان‌های رگباری بپردازیم و چون این توفان‌ها و رگبارها محصول ابرهای انباشته‌اند، شرایط تشکیل و تحول یا انواع آن ابرها را بررسی می‌نماییم. برحسب وضعی که منحنی برونکار خشک و خیس ABC (در شکل ۱۸۰) هوای صعودکننده و تقطیرشونده یک محل بالنسبه به منحنی تبرید ارتفاعی واقعی قبلی جو یعنی AMS پیدا می‌کند وضع ابرهای انباشته و نتایج حاصله فرق خواهد کرد.

شکل ۱۸۰



حالت ۳

حالت ۲

حالت ۱

ابرهای انباشته که در سه حالت فوق تکوین میشوند شکل‌های ذیل است



Cumulonimbus

حراتظامی که بلایباری شدیداً (دوری) مغزی تبرید MS از خط BC ابرها میگیرد. در پائین رانداها باقی‌مانده کدوش و نموا برآورده شرایط برای رگبار و دمد و برق مسلط میشود.



Cumulus congestus

ناپایداری چوب ادامه دارد توده گرم و رطوبت زیاد بالا می‌رود و برآمدگی و گنبد ایجاد میکنند. ابر در حال جوش و غرورش است.



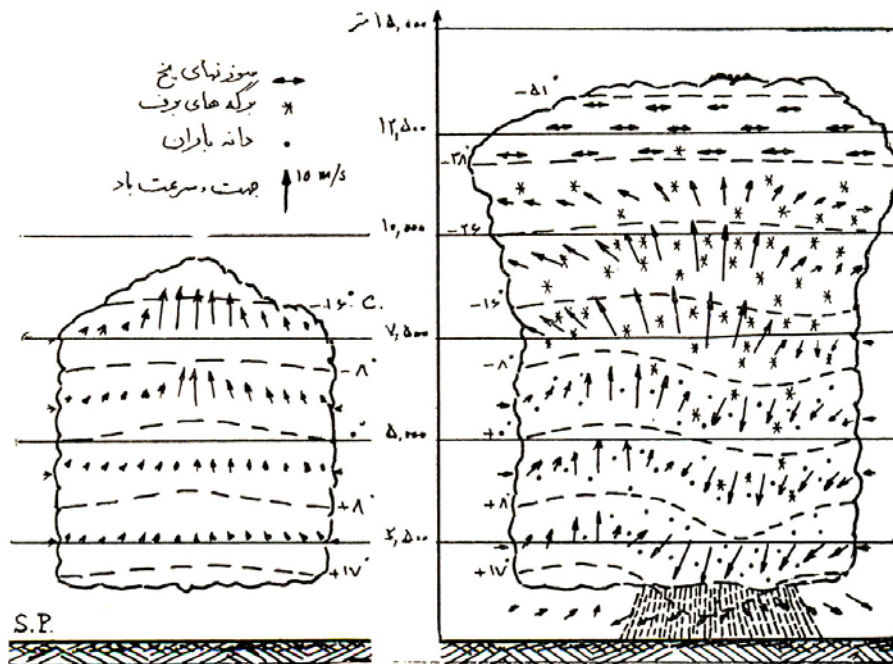
Cumulus humilis

تا آنجا که تعادل ناپایدار است ابر بالا می‌رود. سپس متوقف و محدود می‌ماند. موی خوب است

حالات مختلف شرایط هوا و انواع ابرهای انباشته‌ای که تشکیل گردیده ممکن است نشانه‌ی خوبی هوا، تیرگی هوا یا توفان و رگبار باشد

فرض می‌کنیم درجه حرارت واقعی هوای جو، در طبقات مجاور زمین مطابق خط برونکار خشک در تنزل بوده باشد؛ تا وقتی که تنزل ارتفاعی واقعی درجه حرارت جو مطابق خط برونکار خشک است، هرگونه صعود هوای گرم و مرطوب که از پایین صورت گیرد، با تانی و تعادل خواهد بود تا به ارتفاع تراز تقطیر (LCL) یا نقطه B برسد. از آن به بعد، تنزل درجه حرارت توده صعودکننده تقطیرشونده، با کندی و برطبق خط پرشیب BC انجام می‌شود. مادامی که تنزل درجه حرارت واقعی و قبلی جو ملایم باشد (یعنی تا حدود نقطه M)، توده‌ی متصاعدشونده بر سرعت صعود و تقطیر خود می‌افزاید و ابر توسعه پیدا می‌کند. از ارتفاع نظیر نقطه‌ی M به بعد، برحسب آنکه تبرید ارتفاعی هوای جو متوقف شود، ملایم بماند یا تسریع شود، سه حالت مختلف بر طبق صورت‌های شکل ۱۸۰ خواهیم داشت.

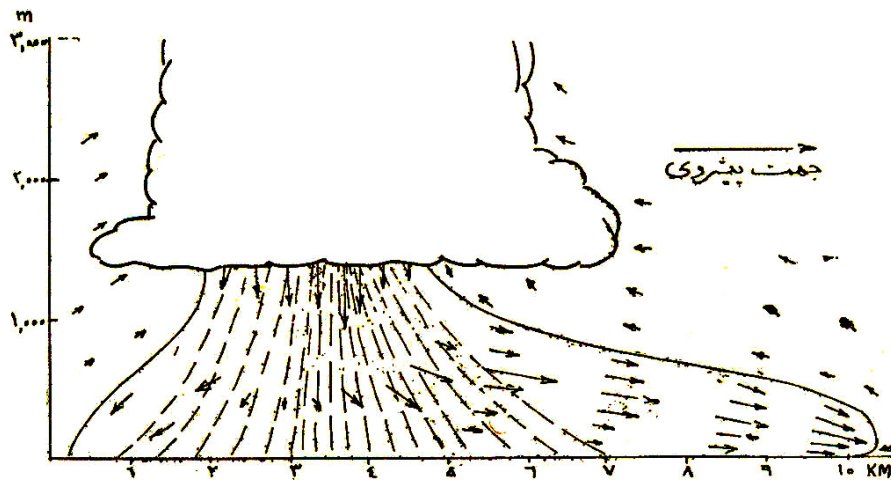
شکل ۱۸۱



دو مرحله‌ی متوالی از تشکیل و توسعه یک ابر انباشته‌ی رگباری با ارایه‌ی ارتفاع صعود و ایزوترم‌های داخل ابر و دانه‌بندی و ریزش باران

حالت سوم فوق‌الذکر مولد ابرهای انباشته‌ی مرتفع و گسترده‌ای می‌شود که ممکن است از آن رگبارهای سیل‌آسا فرو ریزد. همان‌طور که می‌دانیم در ارتفاعات بالا است که سوزن‌های یخ و برگه‌های برف تشکیل می‌شود و در ارتفاعات متوسط که مخلوط دانه‌های یخ و باران وجود دارد، عمل لقاح و تکثیر و توسعه دانه‌ها شدت یافته دانه‌ها درشت گردیده به محض سبک شدن باد و تخفیف سرعت صعودی از لابه لای ابر خارج می‌شوند؛ ابتدا تک تک و سپس دسته‌جمعی به زمین می‌ریزند (شکل ۱۸۱). اما همین سقوط دسته‌جمعی و سیل‌آسای قطرات درشت که در منطقه‌ی کم‌باد ابر صورت می‌گیرد قسمتی از توده‌ی ابر را پایین می‌کشاند و سرمای طبقات مرتفع را به پایین آورده حرکت نزولی داخل ابر را سریع می‌نماید. دوش آب سرد سبب انقباض و برودت هوا در طبقات محاور زمین و ایجاد اغتشاش در ایزوترم‌ها و ایزوبارها می‌گردد (شکل ۱۸۲). هوا شدیداً انقلابی می‌شود و گردبادهای ناگهانی و محلی بروز می‌کند.

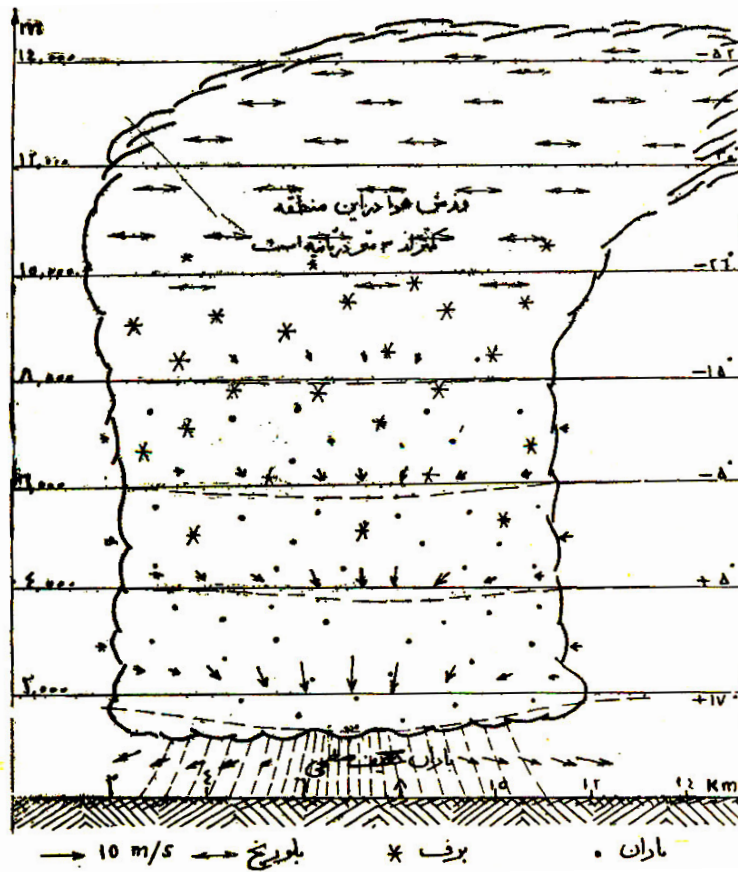
شکل ۱۸۲



مرحله‌ی فعالیت ابر انباشته و رگبار و توفان

پس از آنکه ابر انباشته‌ی توفانی، بارهای خود را خالی کرد و از پایین و اطراف خوراک جدیدی نرسید، از فعالیت می‌افتد و به وسیله‌ی بادهای افقی عمومی، متفرق و محو می‌شود (شکل ۱۸۳).

شکل ۱۸۳



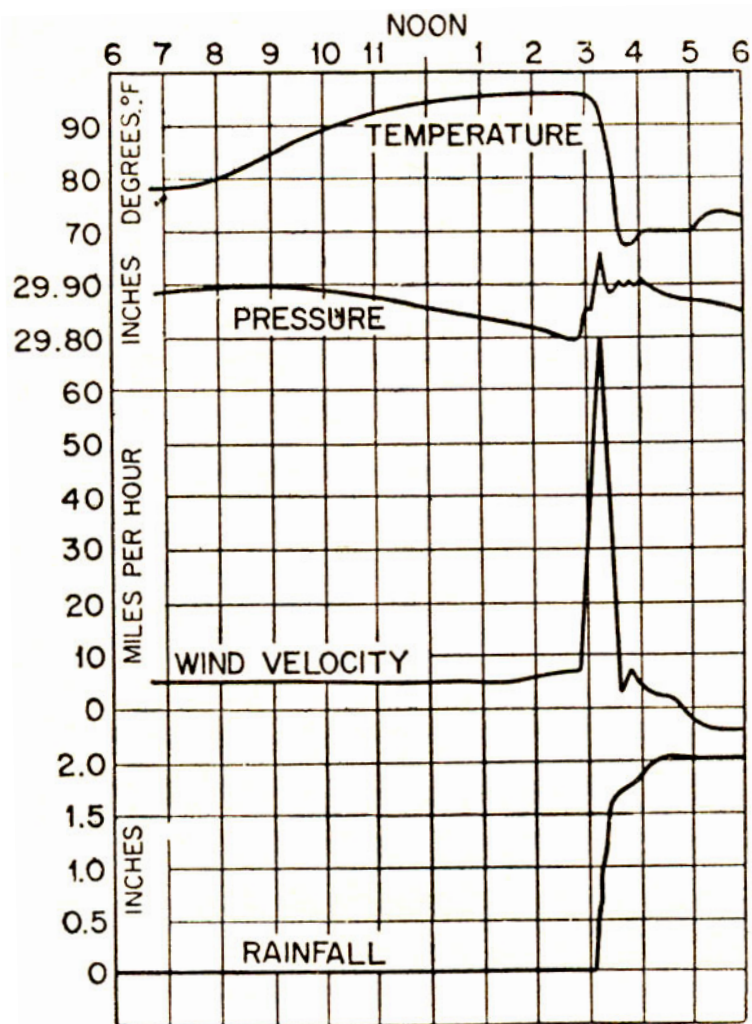
ابر انباشته‌ی رگباری در مرحله پیری و زوال

در جبهه‌های توفانی، ابرهای انباشته رگباری به شکل دسته یا خوشه و برطبق مراحل متوالی فوق در حرکت و تحول می‌باشند و هر کدام به نوبت خود رعد و برقی برپا می‌کند و رگباری می‌ریزد.

به‌طور کلی توفان‌ها و رگبارها، یک پدیده‌ی نیمه‌انفصالی بوده با وجود تدارکات قبلی و مراحل مقدماتی، ملازم با تغییر ناگهانی شرایط جوی و مخصوصاً سقوط سریع فشار می‌باشند. شکل ۱۸۴ منحنی ثبت شده تغییرات درجه حرارت و فشار هوا و سرعت باد و میزان بارندگی در یک توفان شدید را که در واشنگتن روی داده است نشان می‌دهد. زودتر از هر چیز، بالا رفتن درجه حرارت هوا از ۸ ساعت قبل محسوس بوده

و ثبت شده است. در حدود 10°C ترقی گرما بوده و پس از شروع باد و باران رو به تنزل گزارده بعد از رد شدن توفان، 5°C هم سردتر گردیده است. دو ساعت بعد از شروع ترقی درجه حرارت، فشار رو به تنزل گذارده بیش از ۳ میلی بار در عرض ۶ ساعت سقوط کرده و مقارن حداقل فشار، توفان با وزش تند باد و ریزش رگبار (یک ربع ساعت پس از آن) اعلام گردیده، جمعاً یک ساعت طول کشیده، ۵۰ میلی متر باریده و بعد باران و گرما و فشار و باد، جمعاً خوابیده است.

شکل ۱۸۴



منحنی هوانگاری در زمان حدوث یک توفان رگباری در واشنگتن (۳۰ ژوئیه ۱۹۱۳)

در آمریکای شمالی، در آمریکای جنوبی و در هندوستان، در دامنه‌ی رشته جبال‌های ساحلی، گاهی اوقات در فصل مشترک جناح‌های سرد و گرم، آنجا که توده‌ی سرد به‌زیر افتاده ابرهای انباشته‌ی کوه‌پیکر توفانی را بلند می‌کند، در زیر ابرهای انباشته گردبادهای متمرکز و ناگهانی وحشتناکی به‌نام تورنادو^۱ به‌قدر چندین متر تا چند صد متر، به چرخش در می‌آید که در سر راه خود به‌هیچ چیز ابقا نمی‌کند و کسی یا موجودی را سالم و پا بر جا نمی‌گذارد، زیرا سرعت باد در محور آن تا ۳۰۰ km/h می‌رسد و فشارهای حاصله 3000 kg/m^2 می‌شود.

توفان‌های گردباد و رگبار ممکن است از آتش‌فشانی‌ها و حتی از حریق‌های شهری بزرگ سرچشمه بگیرد. همیشه در فوران‌های آتش‌فشانی علاوه بر خاکسترهای مذاب موسوم به گدازه^۲، مقدار هنگفتی بخار آب نیز خارج می‌شود. در چنین شرایطی، یعنی با جمع بودن رطوبت و حرارت، ابرهای انباشته مرتفع تشکیل می‌شود و متعاقب آن گردباد و رگبار حادث می‌گردد؛ رگباری که دانه‌های خاکسترهای گل شده و گرم همراه دارد.

۷۰- تگرگ

تگرگ، باران یخ بسته متراکم است که طبق نمونه‌های شکل ۱۸۵ دارای یک هسته

شکل ۱۸۵



نمونه‌های مختلف دانه‌های تگرگ

۱. Tornadoes

۲. Lave

مات در وسط و قشرهای متوالی شفاف یا تیره در دورتادور آن می‌باشد. تگرگ غالباً با رگبار باران همراه است ولی گاهی اوقات به تنهایی به زمین می‌ریزد (تگرگ خشک). اندازه‌ی قطعات معمولاً در حدود یک عدس تا یک نخود است ولی دانه‌های به قطر ۱۰ میلی‌متر و استثنائاً ۱۰۰ میلی‌متر نیز دیده می‌شود.

در تاریخ ۱۱ مه ۱۹۲۱ در هندوستان تگرگی بارید که بعضی قطعات آن ۱۳۰ میلی‌متر قطر و یک کیلوگرم وزن داشت!

ریزش تگرگ مانند رگبارهای سیلابی، مدیون توفان‌های شدید محلی یا جبهه‌ای و ملازم با تکوین ابرهای انباشته‌ی فشرده (CN) بلند قامت است.

اگر صعود ابر و سرعت بادهای بالابرنده‌ی داخل ابر، به حدی برسد که قطرات باران را که در طبقات مختلف متوسط تشکیل شده‌اند، به حالت فوق‌ذوبان^۱ تا ارتفاعات بیش از ۱۰ کیلومتر و سرماهای متجاوز از 30° - پرتاب کند، در آنجا دانه‌های باران دفعتاً منجمد می‌گردند. سپس قطرات منجمد بسیار سرد، در ضمن سقوط خود و عبور از طبقات پایین‌تر، به ذرات مایع یا به برکه‌های برف برخورد آنها را به خود ملحق و منجمد می‌کنند. عبور از میان طبقات و برخورد با قطرات، تنها یک بار نبوده بلکه ممکن است شدت توفان و نوسان‌های صعود و نزول باد توده‌هایی از آن را مکرر بالا و پایین بیندازد و قطرات کاملاً درشت را دقیق‌زیادی به حالت معلق متحرک نگاه بدارد. یک سرعت 10 m/s باد صعودی، می‌تواند دانه‌های ۱۰ میلی‌متری را با خود بالا ببرد و برای دانه‌های به قطر ۱۰۰ میلی‌متر باد با 30 m/s سرعت کافی است، در صورتی که به وسیله‌ی عکس‌برداری‌های هوایی از داخل ابرهای تگرگ‌بار، سرعت‌های تا 50 m/s را هم که برای بالا انداختن گلوله‌های یک کیلویی لازم است مشاهده کرده‌اند. البته علت و منشأ نوسان‌های صعود و نزول معلوم است: هر خروج از حالت تعادل و مخصوصاً وقتی با ضربه و شدت توأم باشد به دنبال خود و بنا به خاصیت جبر و جرم^۲ افراط در انحراف و بازگشت به اعتدال و تکرار نوسان را همراه می‌آورد و چون هوا ارتجاعی‌ترین جسم است قهراً تغییرات ناگهانی فشار، ایجاد تحریک‌های افراطی و نوسانی در باد می‌نماید.

چنان طرز برخورد و جمع‌آوری قطرات مایع و بقای طولانی در درجات سرد است که تشکیل قشرها یا برآمدگی‌های دانه‌های تگرگ را توجیه می‌کند.

همین که بادهای صعودی از شدت بیفتند یا به قسمت دیگر ابر منتقل شود، دانه‌های درشت تگرگ از توده‌ی ابر جدا گردیده مانند نارنجک به زمین می‌خورند. ابرهای انباشته‌ی فشرده‌ی قوی، همیشه حامل جریان‌های تگرگ هستند ولی گاهی اوقات، کوچکی دانه‌ها یا معطل شدن در طبقات نسبتاً گرم پایین، سبب ذوب شدن قبل از رسیدن به زمین می‌گردد.

پس به‌طور خلاصه، شرط پیدایش و ریزش تگرگ وجود هوای گرم و مرطوب در پایین جو و صعود ابرهای انباشته تا ارتفاع و سرمای زیاد بالا طبق حالت سوم شکل ۱۸۰ و مراحل متوالی اشکال ۱۸۱ تا ۱۸۳، توأم با ادامه شرایط حداکثر ناپایداری هوا با توفان‌ها و بادهای متغیر است.

نظر به اوج زیادی که ابر تگرگ بار پیدا می‌کند، سلسله جبال‌های تا دو سه هزار متر ارتفاع نیز جلوی مسیر آن را نمی‌گیرد بلکه سبب تقویت و تشدید هم می‌شود. ضمناً دامنه‌ی کوه‌ها نسبت به جلگه‌ها، شرایط مساعدتری برای پیدایش و ریزش تگرگ ایجاد می‌نماید.

خوشبختانه ابرهای تگرگ‌بار، حاشیه‌ی باریکی از مجموعه یا قطار ابرها را اشغال می‌نمایند. عرض منطقه‌ی تگرگ‌زده کمتر ممکن است از ۱۵ کیلومتر تجاوز کند - اغلب در حدود ۱ کیلومتر است - ولی مسیر ابر و طول نوار تگرگ‌خورده ممکن است به ۴۰۰ کیلومتر هم ممکن است برسد.

تگرگ‌های ناحیه‌ی تهران، مانند رگبارهای سیلابی آن، بیشتر در ماه‌های وسط و آخر بهار دیده می‌شود و غالباً موضعی هستند.

۷۱- صدمات رگبارهای توفانی و حوادث شدید جوی

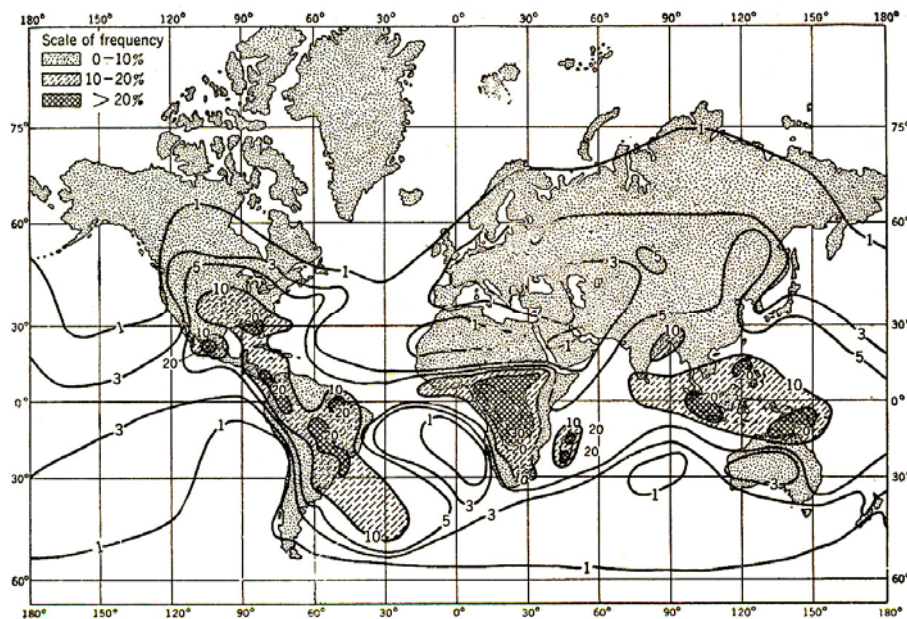
در عین آنکه آب مایه‌ی حیات است و باد و باران عوامل طراوت و برکت هستند، زیادی آنها مصیبت‌آور و یک نوع بلا می‌شود؛ خواه به‌صورت گردبادهای ریشه‌کن خانه‌برانداز یا شکننده‌ی کشتی باشد، خواه سیلاب‌های غلتاننده‌ی اشیاء و غرق‌کننده‌ی شهرها راه بیفتد و خواه تگرگ‌های کوبنده بر زراعت و مواشی و مردم بزند و یا سرما و گرماهای هلاک‌کننده همراه بیاورد...

اینها تماماً مصایب طاقت‌فرسا و مظاهر قدرت و عظمت قهار طبیعت یعنی خالق آن

است!

چنین حوادث مهیب و نیرومند در تمام ادوار و اماکن اتفاق افتاده و می‌افتد، ولی بعضی نواحی مساعدترند و بیشتر در معرض خطر قرار دارند: آنجاها که شرایط ناپایداری هوا زیادتر رو می‌دهد، یعنی جزایر و سواحل واقع در مناطق حاره و معتدله، برعکس مناطق قطبی و داخل قاره‌های خشک مانند شمال آفریقا، عربستان، کویر ایران، دشت چین، سیبری، کانادا و جزایر قطبی، از این جهت تا حدودی مصونیت دارند. جزایر شرقی و جنوبی آسیا، شبه جزیره هندوستان و بیرمانی، اروپای غربی، سواحل دریای کاراییب و مناطق استوایی آفریقا هرچند بار گرفتار مصیبت‌های خانه برانداز جوئی می‌شوند.

شکل ۱۸۶

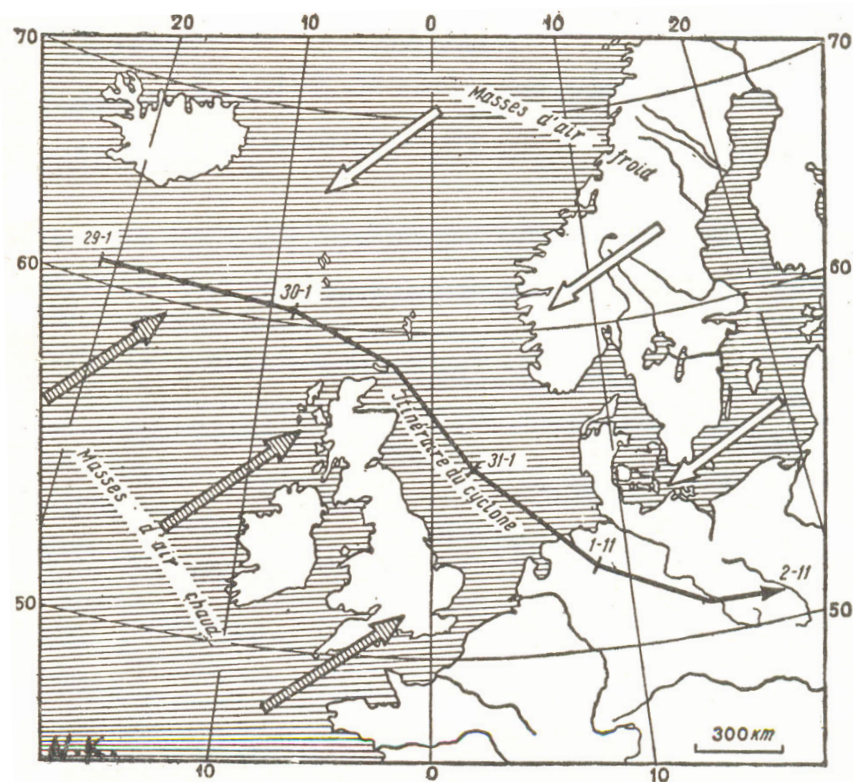


نقشه‌ی جهان‌نمای وفور توفان‌های رگباری
(ارقام روی منحنی‌ها میزان درصد روزهای توفانی است)

نقشه‌ی شکل ۱۸۶ درجه‌ی احتمال بروز یا درصد روزهایی را که توفان‌های خطرناک رگباری رخ می‌دهد برای نقاط مختلف گیتی نشان می‌دهد. اینک برای تجسم و توجه بیشتر به حوادث هولناک جوئی، به چند فقره از آنها که در تاریخ هواشناسی به طور برجسته ثبت شده است، اشاره می‌نمایم.

در ۲۹ ژانویه ۱۹۵۳ یک توفان جبهه‌ای عمیق در اقیانوس اطلس شمالی در زیر جزیره‌ی ایسلند پدیدار گردید و بعداً رفته رفته شدید شده طبق نقشه‌ی شکل ۱۸۷ منطقاً به طرف جنوب شرقی پیش‌روی نمود و در سر راه خود همه‌جا خرابی‌های هولناک وارد ساخت.

شکل ۱۸۷



نقشه‌ی پیش‌روی جبهه توفانی عمیق ۱۹۵۳ در اروپا

شدت توفان مقارن ورود آن به دریای شمال بود که حداکثر سرعت تندباد به ۱۲۰ کیلومتر در ساعت رسید. در خشکی، مختصر تخفیف یافته پس از رسیدن به آلمان مجدداً شدت یافت.

امواج بلند قوی حاصله از کولاک دریا که توأم با رانش بادها شده بود به تمام سواحل شرقی انگلستان و سواحل غربی اروپا که مواجهه بوده است حمله می‌نماید به طوری که در انگلستان هیچ محلی از سیل یا از غوطه‌ور شدن در زیر آب مصون نماند.

در هلند سدهای ساحلی حافظ اراضی زراعتی مسخر شده از دریا، در نقاط متعدد پاره گردیده آب دریا که ارتفاع آن به ۹ متر می‌رسیده است تا ۵۵ کیلومتر به داخل خشکی نفوذ کرد و بزرگ‌ترین خسارات را وارد نمود؛ چندین جزیره نیز در اثر شکسته شدن سدهای ساحلی زیر آب رفت؛ بندرگاه‌ها و از جمله روتردام، بندر بزرگ هلند خراب شد.

در بلژیک ساختمان‌های ساحلی و پلاژهای تابستانی صدمات فراوان دیده، خانه‌های مردم را سیلاب دریا فرا گرفت.

مجموعاً در شهرهای ساحلی اروپای غربی ۳۰۰۰ نفر از بین رفتند، صدها هزار نفر بی‌خانمان شدند و خسارات مالی وارده غیر قابل تخمین بود.

در ممالک شرقی اروپا، ارمغان جبهه توفانی مهاجر، سوز و سرمای فوق‌العاده بود. برف‌های سنگین ۲ تا ۴ متری، عبور و مرور و ارتباطات را به کلی فلج ساخت.

در ۲۹ ژوئن ۱۹۲۴ رگباری به مدت یک ساعت و نیم روی محلات مرکزی مسکو، ۹۵ میلی‌متر آب ریخت در حالی که محلات دیگر و حومه کاملاً خشک بوده است. رگبار فوق، خسارات زیادی بار آورده خیابانی که در قسمت گود شهر واقع بوده است با خانه‌های اطراف به کلی زیر آب رفت. مجاری فاضلاب قادر به تخلیه‌ی آب‌های باران نبوده سیلاب به زیرزمین‌ها و انبارها هجوم برد و کوجه‌ها تبدیل به رودخانه شد.

در سال‌های بعد از جنگ، سیلاب‌های عظیم در اثر توفان‌های رگباری کانادا، ممالک متحده آمریکا، ایتالیا، آلمان و کره رخ داده است:

الف) در ماه مه ۱۹۵۰ طغیان رد ریور^۱ در جنوب کانادا سبب بی‌خانمان شدن بیش از ۱۰۰٬۰۰۰ نفر و تلف شدن تعداد هنگفتی از چارپایان و پرندگان گردید. یک ششم شهر وین‌پگ^۲ زیر آب رفت و بخش جنوبی این شهر تبدیل به دریاچه‌ای به وسعت ۶۰۰ میل مربع شد و ده‌ها شهر کوچک به کلی غرق گردیده، صدها هزار دلار زیان رسید.

ب) یک سیل زدگی عظیم، معلول توفان‌های رگباری توأم با ذوب شدن برف‌ها در آوریل ۱۹۵۲ در آمریکای شمالی به نواحی می‌سی‌سی‌پی و می‌سوری روی آورد

۱. Red river

۲. Winnipeg

۴۵۰ _____ مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی
به طوری که یک سوم خاک اتازونی به زیر آب رفت: ایالت‌های مونتانا، داکوتا،
مینه‌سوتا، ویسکانسین، نبراسکا، یووا، کانزاس، میسامری^۱ و مناطق اطراف
رودخانه‌های میسوری و حوزه‌ی علیای می‌سی‌سی‌پی.

ج) سیلاب نوامبر ۱۹۵۱ ایتالیا یکی از وحشتناک‌ترین سیلاب‌های اروپا در قرن
اخیر بود، زیرا بیش از یک ماه طول کشید و رگبارهای مستمر بیش از یک هفته ادامه
داشت. آب رودخانه پو^۲ به قدری بالا آمد که دیوار حافظ رودخانه خوابیده و تمام
دره‌ی پو، با خانه‌ها و ساکنین و ساختمان‌ها زیر آب رفت. شهرهای روویگو، آدریا
و گوارزر^۳ و صدها دهکده را سیل گرفت. رودخانه‌ی آدیژ^۴ که در شمال پو جریان
دارد به پو متصل شده دریاچه‌ی وسیعی به وجود آمد؛ ۶۰۰۰ کیلومتر مربع از اراضی
مستور از آب و محروم از محصولات خود شدند. طبیعی است که تعداد تلفات
فوق‌العاده بوده است و چند صد هزار نفر از مردم خانه و دارایی خود را از دست دادند.

در مناطق حاره طغیان رودخانه‌ها بیشتر قابل پیش‌بینی می‌باشد زیرا در فصل
معمولی بارندگی اتفاق می‌افتد و آمادگی پذیرش، و حتی بهره‌برداری از آنها وجود
دارد^۵، ولی گاهی اوقات از حد معمول و قابل تحمل ظرفیت منطقه تجاوز می‌نماید.
مثلاً در ژانویه ۱۹۵۲ جزیره‌ی جاوه در مدت ۳ روز به اندازه‌ی خوراک معمولی ۷
ماه خود یعنی ۴۰۰۰ میلی‌متر باران دریافت داشت، میزانی که از ۲۰ سال به آن طرف
بی‌سابقه بوده است؛ صحراها را همه جا آب گرفت و تمام گیاهان و کشتزارها را از
بین برد. البته عبور و مرور با راه آهن و جاده نیز بند آمده عده‌ای تلف شدند. سه سال
بعد، اندونزی گرفتار رگبارهای سیل‌آسای بی‌سابقه‌ای شد که به بیشتر جزایر آن
خسارات فوق‌العاده وارد ساخت. از همه بدتر وضع جزیره‌ی سوماترا بود؛ در این
جزیره در منطقه‌ی جامبی^۶ از ۴۰۰٬۰۰۰ نفر ساکنین ۳۵۰٬۰۰۰ نفر قربانی شدند!

* * *

۱. Montana , Dakota , Minnesota , Wisconsin , Nebraska , Iowa , Kansas , Missameri

۲. Po

۳. Ronigo , Adria , Gavarzere

۴. Adige

۵. مثل طغیان‌های سالیانه نیل

۶. Djambi

صدمات و تلفات تگرگ نیز بسیار موحد است ولی خوشبختانه محدود به مناطق باریک می‌شود.

شاید شدیدترین و وسیع‌ترین رگبار تگرگ که در تاریخ جوشناسی ثبت شده مصیبتی باشد که در ۱۸ ژوئیه ۱۷۸۸ بر کشور فرانسه وارد آمد: رگبار تگرگ به صورت دو نوار با سرعت ۷۰ km/h از جنوب غربی تا شمال شرقی فرانسه را کوبید. نوار اول ۷۳۰ کیلومتر طول و ۱۵ کیلومتر عرض متوسط داشته است؛ دومی در شرق اولی، به طول ۸۴۰ و پهنای ۸ کیلومتر بوده است. در فاصله آن دو نوار، تقریباً به عرض ۲۰ کیلومتر بارش شدیدی نازل شده است. خسارت متجاوز از ده‌ها میلیون فرانک بوده است. دانه‌های تگرگ در پاره‌های نقاط به ۲۵۰ گرم می‌رسیده است. در سراسر نوارهای تگرگ زده، کلیه درخت‌ها عربان و کشتزارها مالا مال شده بود؛ دام‌های کوچک به کلی تلف شدند و حیوانات بزرگ زخم و جراحت برداشتند؛ حتی شکارهای وحشی جنگل‌ها تا مدتی مفقود بودند. حجم کلی یخی را که به این ترتیب از آسمان به زمین ریخته شده بود، ۴ میلیون متر مکعب تخمین زدند.

* * *

زمستان ۱۹۵۶ اروپا، بسیار وحشت‌زا و خسارت‌بار از سرما بود و کولاک‌های برف و یخ‌بندان‌های عمیق و طولانی، مدت‌ها حمل و نقل و خطوط ارتباط را مسدود کرد. تنها در ۲۰ روز اول فوریه ۸۰۰ نفر از سرما در اروپای غربی جان دادند. در آن سال از یکی دو ماه قبل، ایستگاه‌های هواسنجی قطب شمال، تنزل بی‌سابقه‌ی درجه حرارت را (تا -۴۸°C) نشان می‌داد و معلوم بود که توده‌های هنگفت هوای سرد در حال ذخیره شدن برای هجوم به مناطق جنوبی است. سال بعد موج عظیم دیگر سرما، به تمام اروپا حمله‌ور شد که دامنه‌ی آن به آسیای صغیر و آفریقای شمالی نیز کشیده بود و تقریباً دو ماه ادامه یافت^۱. شروع حمله در

۱. غالباً در روزنامه‌ها خبر موج سیل و سرما یا گرماهای شدید اروپا را می‌خوانیم در حالی که در ایران هیچ خبری نیست و بعداً هم خبری نمی‌شود؛ حتی شرایط معکوس برقرار است. اما گاهی اوقات پس از یکی دو هفته، آثاری در کشور بروز می‌کند. توضیح مطلب با آنچه در فصول گذشته در زمینه‌ی مراکز هواسازی کره زمین و توده‌ای مهاجر و جبهه‌ها گفته شده مشکل نیست. (بند ۴۹). شرایط جوی هوای اروپا اگر معلول حده‌های سرد قطبی و حده‌های گرم و مرطوب اقیانوس اطلس باشد و جبهه‌های اطلس قطبی (Atlantic Polar - برخورد Pck و Tmw) و اطلس قاره قطبی (Atlantic Arctic - برخورد Ak و Pmw) تشکیل شود کاری به‌فلات ایران ندارد و به‌صفحات ما نمی‌رسد؛ اما آنچه مربوطه به جبهه‌ی مدیترانه (برخورد Pck و Tcw) باشد دامنه‌ی آن ممکن است ایران و حتی پاکستان را بگیرد.

۲۹ ژانویه با سرمای 40°C - در شمال قسمت اروپایی روسیه اعلام گردید. ۳۱ ژانویه سردترین روز بود که در حومه مسکو به 45°C - رسید. در هلند درجه حرارت تا 20°C - سقوط کرد. در دانمارک کشتیرانی مابین جزایر قطع گردید؛ همچنین در آلمان در رودخانه‌ها و کانال‌ها و در سوئد که شمالی‌تر است 35°C - را ثبت کردند. یک هفته بعد، سرما تا درون اروپای غربی نفوذ کرده از آنجا به طرف آسیای صغیر و آفریقا، به صورت یخبندان‌های خطرناک رو آورد. در فرانسه در کوهستان‌های ژورا^۱، 30°C - شد. بندر نانت^۲ در اثر یک متر یخبندان، مسدود گردید. در شهرهای آفتابی جنوب، مردم در خیابان‌ها اسکی بازی می‌کردند. در اسپانیا و ایتالیا نیز مردم بعد از سال‌ها در شهرهایی مانند ساراگوزا^۳ و رم برف دیدند و در پاره‌ای از ایالات، ارتفاع برف به ۴ متر رسیده بود. در یونان بهار مبدل به زمستان پرسوز 20°C - و افتادن ۴ متر برف شد. در لبنان و سوریه نیز ارتباطات قطع گردید.

چنین سرمای دامنه‌دار طولانی، امر استثنایی است و کمتر اتفاق می‌افتد که توده‌های بزرگ و قطبی از امتداد معمولی مغرب به مشرق خود، به جانب جنوب تغییر جهت بدهند و تا ورای مدیترانه پیش روند. عکس‌العمل هجوم استثنایی سرمای آن سال این بود که توده‌های بزرگ هوای مناطق حاره نیز امتداد شمال را پیش گرفته از طریق دریای برینگ^۴، خود را به قاره قطبی رسانده، درجه حرارت زمستان شبانه‌ی قطب را تا 0°C بالا آورده بودند.

* * *

شدیدترین و کوبنده‌ترین گردبادهای توفانی، معمولاً در مناطق حاره اتفاق می‌افتد. وقتی باد با سرعت‌های ۶۰ تا ۷۰ متر در ثانیه (۲۱۵ تا ۲۵۰ کیلومتر ساعت) می‌وزد، فشار ناشیه از آن، از ۲۰۰ کیلومتر بر متر مربع تجاوز می‌نماید. درخت‌های کهن ریشه کن، خانه‌ها به هم ریخته و اثاث‌البیت به هوا پرتاب می‌شود. باد جریان رودخانه‌ها را برمی‌گرداند، کشتزارها را منهدم می‌کند، شهرهای ساحلی و جزایر دریایی در اثر بلند شدن آب دریا غرق در سیل می‌شوند. کشتی‌ها از جا کنده و به صخره‌ها یا به وسط امواج دریا کوبیده و متلاشی می‌گردند.

۱. Jura

۲. Nantes

۳. Saragosa

۴. Bering

در تیفونی که ۲۱ اکتبر ۱۹۵۲ بر جزیره لوسن فیلیپین گذر کرد، ۹۰۰ نفر از مردم تلف و ۵۰۰'۰۰۰ نفر محروم از سرپناه شدند. شهر آلبی^۱ که دارای ۸۰'۰۰۰ جمعیت بود به کلی ویران شد؛ خسارات وارده در ایالت آلبی را از ده‌ها هزار میلیون دلار بیشتر تخمین زدند.

* * *

در ایران ما نیز هرچند سال یک بار توفان‌ها و سیلاب‌های کوچک و بزرگ اتفاق می‌افتد که البته به شدت نمونه‌های فوق‌الذکر نیست ولی بالاخره دهات و قصبات و محلاتی از شهرها را زیر می‌گیرد و تلفات مالی و جانی حیوانی و انسانی که گاهی از ۱۰۰۰ نفر متجاوز می‌شود، به بار می‌آورد. در سنوات اخیر رگبارهای توفانی مکرر تابستانی ۱۳۳۴ (۱۹۵۶) که مانند برنامه‌ی منظمی بیلاقات و شهرهای متعددی از ایران- خصوصاً در منطقه مرکزی حتی نظنز و قمصر کاشان- را به وضع وحشتناکی کوبیده بود، قابل ذکر است (تابستان ۱۹۵۶ مابین دو زمستان سرمای فوق‌العاده شدید اروپا است که در بالا شرح دادیم). تاریخ این مصیب جوی و میزان شدت نزولات مربوطه را با استخراج از آمار اداره کل هواشناسی ایران در بند ۶۲ نشان داده بودیم. با خوی عدم پیش‌بینی و با فقدان اقدامات احتیاطی اساسی که بر ملت و دولت ما حکمفرما است خوشبختانه میزان وفور و شدت و وسعت مصایب جوی ایران مانند کشورهای دیگر دنیا نیست....

۷۲- مبارزه با توفان‌ها و با حوادث مهیب جوی

نمونه‌هایی که اشاره شد از صدها حادثه‌ی هولناکی است که در هر قرن سراغ ساکنین سرزمین‌های نواحی معتدله یا حاره می‌آید و همراه و به دنبال خود وحشت، ویرانی، ورشکستگی و مرگ‌های دسته جمعی می‌آورد!

البته این حوادث به لحاظ کمیت نسبی، در مقیاس زمان و مکان پهناور کره خاکی، چندان مهم نیست ولی به لحاظ کیفیت یعنی شدت عمل و اثر و ناگهانی بودن و مخصوصاً دست‌بستگی و بیچارگی که بشر- حتی بشر متمدن مجهز امروزی- در برابر آن پیدا می‌کند، بسیار وحشتناک و دردناک است؛ انگار طبیعت یا گرداننده‌ی آن می‌خواهد

لحظه‌ای پرده از یک گوشه‌ی چهره‌ی قهار برداشته، ذره‌ای از نیروی نامتناهی جهان‌شکن خود را نشان دهد و انسان‌ها را از خواب غفلت و غرور بیدار نماید!

طبیعی است که بشر در کلیه‌ی اعصار درصدد فرار از چنگ چنین آثار برآمده، در جستجوی چاره و پناه بوده و به هر تدبیری دست زده است، از دعا و طلسم و نذر و قربانی گرفته تا تخلیه مناطق و تحقیق و تتبع؛ در قرن اخیر پا از این حد فراتر گذارده، به فکر جلوگیری یا تسلط و تسخیر نیروهای جوی نیز افتاده است. اما متأسفانه هنوز به موفقیت چندان و روزنه‌ی امیدی نایل نیامده است. در عوض، در زمینه پیش‌بینی حوادث جوّی و پیش‌گیری خطرات و صدمات مربوطه، به پیشرفت‌های شایانی رسیده است.

تجربیات روزمره در طی قرون متمادی کسانی که روزی چشم به آسمان می‌دوختند و حرکت کشتی و برکت کار خود را در دست باد لرزان می‌دیدند، یا خاطراتی از خانه خرابی‌ها و غرق کسان خود در سیلاب‌های توفانی داشتند، با دقت و امانت مقدمات و مقارنات این پیش‌آمدهای خیر و شر را که بر انسان در دو حد حیات و ممات قرار دارد، حفظ و حکایت می‌کردند. به این ترتیب رفته رفته، نسل به نسل و قوم به قوم، یک سلسله قراین و قواعد کم و پیش مورد اعتماد، جمع‌آوری شده است؛ مخصوصاً ملاحان حس تشخیص خاصی شبیه به‌غریزه‌ی حیوانات پیدا می‌کردند (مثلاً ترکمن‌های کشتیران دریای مازندران از بوی آب دریا نزدیک شدن کولاک را خبر می‌دادند) گاهی اوقات نیز از پرواز طیور و حرکات جانوران یعنی از غریزه‌ی آنها استمداد می‌جستند؛ ولی بیشتر این حدسیات و تشخیص‌ها، مبتنی به وضع هوا و جریان بادها و حالت ابرها می‌باشد و تناسب و ارزش محلی دارد.

امروزه نیز پاره‌ای از این اطلاعات و علایم مورد استفاده قرار می‌گیرد، خصوصاً بعد از اختراع بارومتر وسیله‌ی خوبی به دست آمده است.

از جمله علایم یا قواعد عامیانه که ممکن است مقرون به حقیقت شود و بعضی از آنها در ایران نیز معروف است، اینکه وقتی خورشید یا ماه هاله می‌بندد، می‌گویند باران خواهد آمد. به طوری که می‌دانیم هاله انکسار نور آفتاب یا مهتاب در عبور از ورقه‌ی نازک یخ‌بسته‌ی بلورین ابرهای پشمکی سفره‌ای (CS) است که تمام یا قسمت عمده‌ای از سطح آسمان را پوشانده باشد و این نوع ابر برطبق نظریه و نمونه بیرکنس (بند ۶۵) معمولاً قطار ابرهای حفره‌ای است و جزئی از جبهه‌های مهاجر

باران آور می‌باشد. ضرب‌المثل دیگری نیز که اروپاییان می‌گویند «تگرگ بهاره سرما می‌آورد» در آنجاها صحیح است، زیرا در مناطق اروپا تگرگ و توفان‌های بهاره، توأم با ورود جناح‌های سرد قطبی است، در صورتی که توفان‌های تابستانی در اثر ازدیاد رطوبت و گرما رخ می‌دهد. در تهران از قدیم می‌دانستند که ابرهای سفید شمال که از البرز سرازیر می‌شود، منشأ باران نمی‌شود ولی هر وقت ابر از طرف قبله بیاید (یعنی جنوب غربی و در حقیقت از مغرب) و دوام‌دار بوده رفته‌رفته تیره شود، امکان بارندگی حسابی می‌رود. در ییلاقات نیز توده‌های مه را که روز روی بستان‌ها و مزارع و دره را می‌گیرد و با بالا آمدن آفتاب زایل می‌شود، دلیل بر آفتابی و صاف شدن هوا در آن روز می‌گیرند و این درست است.

موقعی که قرار است هوا بارانی شود زنبورهای عسل دست از مکیدن گل‌ها برداشته به کندو برمی‌گردند. شبدر قرمز برگ‌های خود را حتی در روز می‌بندد و اگر نیلوفر خود را جمع کرد باید انتظار بارش نزدیک را داشت، به طوری که گل‌های باغ و صحرا قبل از باران بیشتر عطرشانی می‌کنند؛ بالعکس، صبح روزهای آفتابی صاف، مورچه‌ها زیاد جنب و جوش می‌نمایند، عنکبوت به فعالیت بیشتر روی بندهایی که مابین شاخه‌ها تنیده است می‌پردازد، پشه زیاد به پرواز در می‌آید و خروس‌ها شب قبل تا نیمه شب می‌خوانند.

اما طبقه‌های علمی تو و قطعی تو برای پیش‌بینی توفان:

فشار سنج (بارومتر) هر زمان که سقوط سریع فشار را نشان دهد، خبر نزدیک از گردباد و توفان‌های شدید است (شکل ۱۸۴) و در هر حال، تنزل فشار، توأم با وزش باد و به هم خوردن هوا می‌باشد.

توفان‌ها، به طوری که می‌دانیم، غالباً حوادث محلی هستند که به وسیله‌ی مراکز بین‌المللی یا کشوری نمی‌توانند به‌طور دقیق و یقین پیش‌بینی شوند. برعهده‌ی ایستگاه‌های شهری و برعهده‌ی ناظرین و علاقه‌مندان است که با مشاهده‌ی ابرها و مطالعه‌ی تغییرات درجه حرارت و رطوبت هوا و سرعت باد از روی قراین و علایم خاصه و نوع آنها از شش-هفت ساعت جلوتر حدس بزنند.

البته هیچ وقت با ملاحظه‌ی یک علامت نباید حکم کرد بلکه تعدد و تطبیق علایم ضروری است؛ هر قدر اطلاعات و علایم مؤید یکدیگر، زیادتر باشد، درجه‌ی احتمال بیشتر است.

درجه رطوبت هوا یکی از نشانه‌های اصلی توفان است که باید در نظر گرفته شود و هوا خیلی دم‌دار باشد.

ابره‌های انباشته‌ی بلند (Ac) شبیه به برج که در ظرف چند ساعت تشکیل و توسعه یابد، دومین علامت نزدیک شدن توفان است؛ معمولاً این ابرها ۱۰ تا ۱۲ ساعت قبل از توفان، در یک هوای کاملاً صاف ظاهر می‌شوند و شروع به جوانه‌زدن می‌کنند؛ یعنی برآمدگی‌های مدور در اطراف و بالای آنها به سرعت توسعه و تحول پیدا می‌کند (در حالت ۲ شکل ۱۸۰).

ابره‌های انباشته‌ی بزرگ، خبر از نزدیکی خطر تا دو-سه ساعت دیگر می‌دهد (حالت ۳ شکل ۱۸۰). مخصوصاً وقتی علاوه بر آلتوکومولوس‌ها در ارتفاع ۴ کیلومتری، کومولوس‌هایی هم در پایین پدیدار و به آنها ملحق شود، باید انتظار رعد و برق و توفان را داشت.

موقعی که ابر انباشته‌ی بلند دارای سندان^۱ باشد، این سندان که از رشته‌های پشمکی است دلیل بر طبقات یخ در بالای ابر و احتمال ریزش تگرگ می‌باشد. خصوصاً اگر سندان به سرعت بزرگ شود و هوا به قدر کافی خنک باشد. ابرهای تگرگ‌بار به رنگ خاکستری هستند و اگر کناره‌های سفید رنگ در پیشاپیش آنها جلو بیاید، این کناره‌های پرده مانند، منظره‌ی ریزش قطرات یخ است.

در عرض‌های متوسط، گاهی اوقات رگبارهای تگرگ شبانه نیز بعد از یک روز آفتابی اتفاق می‌افتد. مقدمه‌ی آنها پرده‌ی نازک پشمکی در طرف عصر است که آسمان را می‌پوشاند و Asهایی در افق دیده می‌شوند. البته هوا لازم است قبلاً گرم و وزش باد شروع شده، بارومتر در حال نزول باشد. همچنین، هرگاه ابرهای انباشته‌ی متفرق روزانه تا عصر محو شدند و به صورت ابرهای پشمکی سفره‌ای (Sc) در آیند و زیاد بشوند.

برعکس، نشستن شب‌ها زیاد بر گل‌ها و خنک شدن شب‌ها بعد از روزهای دم‌دار گرم، دلیل بر تغییر هوا و ادامه‌ی صافی آسمان برای چند روز است.

* * *

گردبادها و توفان‌های هولناک دریا‌های حاره نیز از یک روز قبل خبر می‌کنند؛

موقع طلوع و غروب آفتاب، آسمان از رنگ‌های روشن متمایل به قرمز پوشیده می‌شود و بعد مانند مس گداخته، سرخ شده یک نوار تیره در افق پدیدار می‌گردد؛ از ۲۴ ساعت قبل احساس گرمای زیاد و هوای خیلی آرام می‌شود؛ مرغ‌های هوا از آن منطقه دور می‌شوند و حیوانات ساحلی به لانه می‌روند؛ حتی خرچنگ‌های کوچک دریایی که نسبت به ارتعاشات فوق صوت حاصله از هریکن حساسیت دارند، زیر خزه‌ها پناه می‌گیرند و مدوزها خیلی از ساحل دور می‌شوند.

صدای لرزش و بعد غرش هریکن از دورادور شنیده می‌شود. فشارسنج از یک شبانه‌روز و گاهی دو شبانه‌روز مانده به توفان، رو به تنزل می‌گزارد و با نزدیک شدن آن بر سرعت تنزل فشار افزوده می‌شود تا آنکه در مرکز یا در مجاورت مرکز هریکن قرار گیرد. بلافاصله ابر سیاهی می‌رسد که اطراف آن پاره پاره است؛ ضربات باد تکرار و رگبار شدید سرازیر می‌شود؛ صدای رعد و برق پشت هم به وحشت و اضطراب می‌افزاید و کمتر آدمیزاد و مصنوعات آدمی است که جان سلامت به در برد.

* * *

اما پیش‌گیری حوادث و انقلاب‌های عظیم جوی از دو راه انجام می‌شود، یکی، ایجاد تأسیسات و ساختمان‌هایی که جلوی سیل‌ها و موج‌ها را بگیرد و آب‌ها را ذخیره یا تخلیه و منحرف به محل‌های بی‌خطر و مفید نماید و کشتی‌ها و ساختمان‌ها را در برابر کولاک و باد و غیره حمایت کند؛ دیگر، خبر کردن به موقع اهالی و مقامات مسئول برای جابه‌جا کردن یا مهار کردن اشیاء در معرض خطر، مانند کشتی و هواپیما است و ایجاد هر گونه تدابیر احتیاطی و پناه‌گیری‌های لازم، و در صورت ضرورت، کوچ دادن اشخاص و حیوانات و اثاث از محل‌های پر خطر.

اقدامات نوع اول در قلمروی عملیات فنی و ساختمان‌های استحفاظی است که هر کشور زنده و ایالت و شهری که دارای متصدیان منتخب مسئول باشد برطبق برنامه‌های وسیع منظم و مطالعات صحیح قبلاً انجام می‌دهند و دائماً در مراقبت و حفاظت آنها می‌کوشند.

اقدامات نوع دوم همان وظیفه‌ی سرویس‌های هواشناسی و خبررسانی است و موضوع پیش‌بینی‌های جوی می‌باشد که اصولی از آن را در بند ۳۵ اشاره کردیم.

پاره‌ای پدیده‌های وابسته به ابر و باران

۷۳- رعد و برق

تشکیل ابر و بارندگی، همیشه همراه با پدیده‌های الکتریکی و تغییر و تخلیه‌ی برق در فضا است. وقتی انقلاب هوا و حالت توفانی و رگبار پیش می‌آید شدت و سرعت عملیات تخلیه‌ی الکتریسیته موجب ظهور و بروز جرقه‌های عظیم به نام برق^۱ و غرش‌های مخصوص رعد^۲ می‌گردد. در صورتی که برق به سطح زمین خالی شود آن را صاعقه^۳ می‌گویند.

تخلیه و تبادل برق که در مدت‌های بسیار کوتاه در مدت یک‌هزارم ثانیه صورت می‌گیرد، در اثر اختلاف سطح‌های شدید از ۱۰ تا ۱۰۰ میلیون ولت و تا فاصله‌هایی که به چندین کیلومتر برسد، رخ می‌دهد. تعداد دفعات تخلیه‌ی الکتریسیته و ضربات رعد و برق در مدت یک ساعت، بستگی به کمیت و کیفیت توفان و شرایط محیط داشته از دو سه بار در ساعت- در مناطق قطبی و شمالی- تا حدود ۱۰۰۰ مرتبه در کوهستان‌های آلپ- و ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ مرتبه در مناطق آفریقایی و استوایی- تغییر می‌کند.

عامل اصلی اختلاف سطح الکتریکی، وجود باد و انقلاب هوا است که سبب اصطکاک قطرات باران و برف و قطعات خاشاک و غبار و غیر با زمین یا با یکدیگر می‌شود؛ بالنتیجه بارهای مثبت و منفی در دو طرف ایجاد می‌گردد. وقتی اختلاف سطح زیاد شد، سرعت یون‌های الکتریزه به حدی می‌رسد که مولکول‌های هوا را متلاشی کرده کانال هدایت‌کننده‌ای برای تخلیه‌ی الکتریسیته ایجاد می‌نماید.

اول کسی که پی به وجود الکتریسیته در هوای توفانی برد و با آزمایش ساده‌ای آن را اثبات کرد و برق‌گیر را برای حفاظت ساختمان‌ها اختراع نمود، دانشمند آمریکایی بنیامین فرانکلین^۴ در سال ۱۷۵۲ بود.^۵

۱. Éclair (Lighting)

۲. Tonnerre (Thunder)

۳. Foudre (Thunderbolt)

۴. Benjamin Franklin

۵. آزمایش فرانکلین این بود که بادبادکی را که دارای بند ابریشمی بود در روز توفانی هوا کرد و سر بند را به کلید فلزی بست. وقتی دست را به کلید نزدیک می‌کردند جرقه زده می‌شد. شوروی‌ها اولین آزمایش برق‌گیر و کشف و مطالعه‌ی الکتریسیته جو را به دو دانشمند روسی لومونوزوف (Lomonosov) و ریشمن (Richman) نسبت می‌دهند و زمان آن را همان سال ۱۷۵۲ ذکر می‌کنند.

اصولاً کره زمین که قسمت اعظم آن را آب پوشانیده و نسبتاً هادی الکتریسیته است، با غشاء نازک هوای عایقی که آن را احاطه می‌نماید و طبقه‌ی یونیزه‌ی هادی الکتریسیته که در ارتفاعات ۸۰ کیلومتر وجود دارد، در حقیقت یک کندانساتور عظیم‌الجثه را تشکیل می‌دهد؛ این کندانساتور می‌تواند اختلاف سطح زیادی را مابین زمین و طبقات بالای هوا حفظ نماید. فضا حتی در هوای صاف، حالت کهربایی (الکتریزه) پیدا کرده، خازن بارهای الکتریک بی‌نهایت می‌باشد. معمولاً هوا دارای بار مثبت و زمین بار منفی است. بنابراین وقتی توده‌های هوا در اثر بادهای صعودی و نزولی تغییر ارتفاع می‌دهند رژیم اختلاف سطح‌های الکتریک به هم می‌خورد. حال هر قدر هوا مرطوب و حامل ذرات بیشتر آب باشد، اصطکاک‌ها سبب تشدید اختلاف سطح و بروز پدیده‌های حاد می‌گردد.

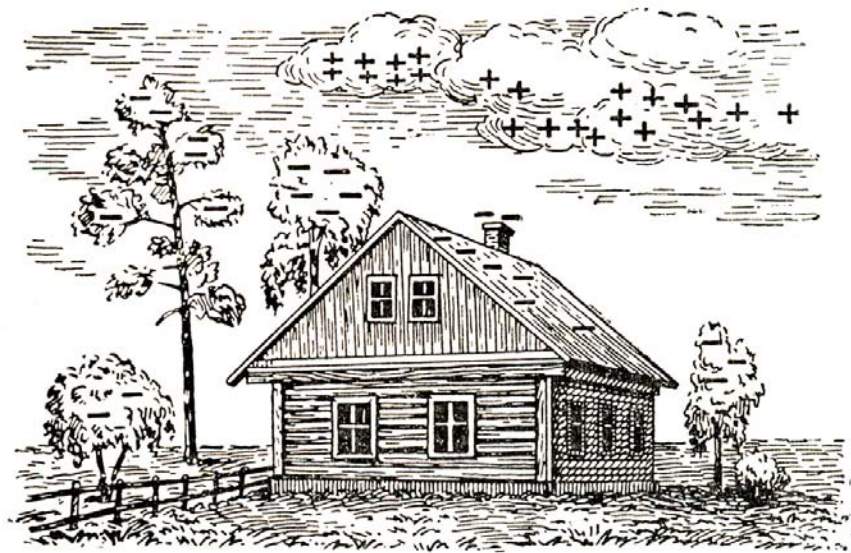
بنا به تجربیات و نظریات گزخوس^۱ هر وقت قطرات آب در اثر برخورد به زمین یا لغزش روی سطح آب دریا و مخصوصاً تصادم با بادهای صعودی شدید (سرعت‌های مافوق ۳ تا ۸ متر در ثانیه) متلاشی گردد، حالت کهربایی پیدا می‌کند. کیفیت قضیه از این قرار است که وقتی باد شدیدی زیر قطرات کروی باران می‌زند اول آنها را به شکل سرپوش توگود یا کلاهک درمی‌آورد و به زودی سقف کلاهک که رفته رفته نازک می‌شود، منفجر می‌گردد. سپس ذرات غبارمانندی که به اطراف و بالا پرتاب می‌شوند حامل بار منفی بوده و حلقه‌های سنگین‌تر با بار مثبت خود، سقوط را ادامه می‌دهند. با ادامه‌ی تقطیر بخار آب و تولید باران و تصادم بیشتر توفان به درون ابر، عمل تفکیک و تجمع بارهای الکتریک در دو منطقه‌ی مثبت و منفی بیشتر می‌شود و اختلاف سطح فی‌مابین رو به فزونی می‌گذارد.

علاوه بر خاصیت گزخوس که ذکر کردیم، ذرات آب معلق در طبقات بالای هوا، وقتی درشت می‌شوند و سرعت سقوط بیشتر پیدا می‌کنند، بنا به نظریه‌ی فرنکل^۲ چون سطح فوقانی آنها منفی و سطح تحتانی مثبت است، در اثر برخورد با یون‌های شناور در هوا، یون‌های منفی را جذب می‌نمایند و نتیجتاً دارای بار منفی می‌شوند و در مقابل، ذرات معلق باقی مانده که غوطه‌ور در یون‌های مثبت‌اند، دارای بار مثبت می‌گردند (شکل ۱۸۸).

۱. Guezekhous

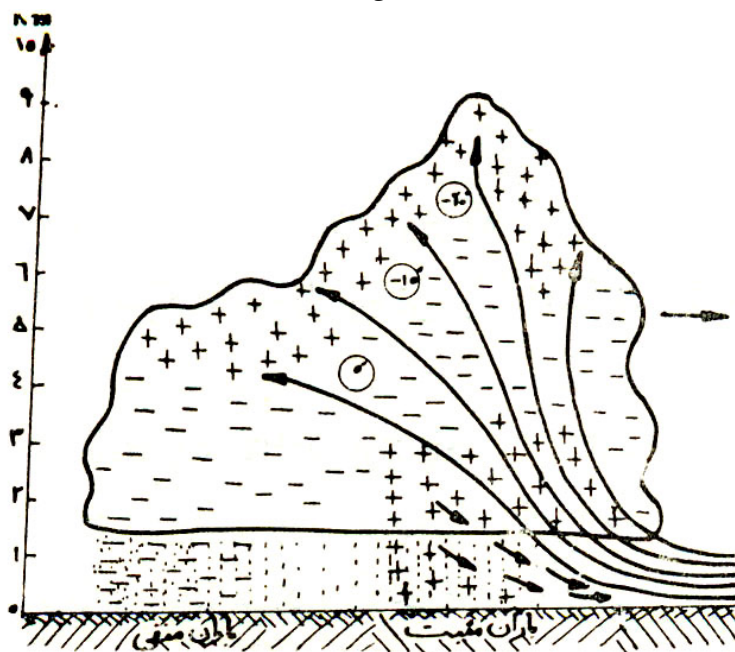
۲. Frenkel

شکل ۱۸۸



جدا شدن و مقابل هم قرار گرفتن بارهای مثبت و منفی الکتریسته در توده‌های ابر و در اشیاء زمینی

شکل ۱۸۹



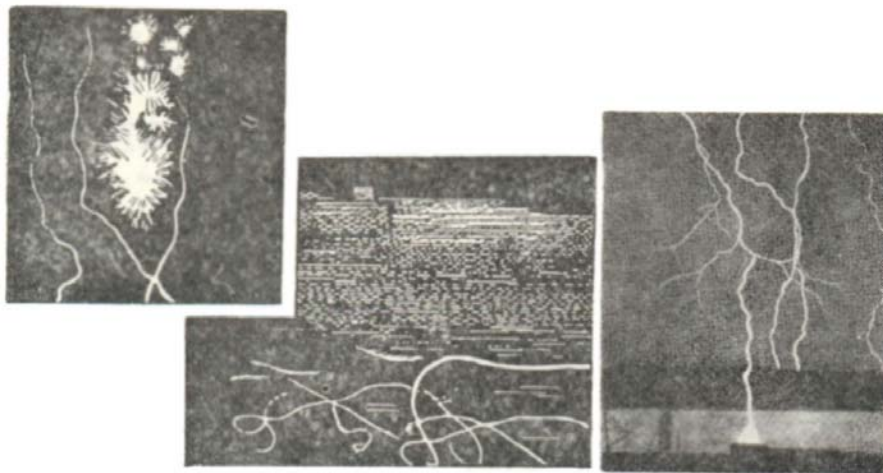
نمایش حالت کهربایی (الکتریکی) یک ابر توفانی

ضمناً در قسمت مرتفع ابر که از پولک‌ها یا صدف‌های نازک یخ تشکیل شده است، این پولک‌ها در اثر تلاطم‌های باد خرد شده، ریزه‌های با بار مثبت متفرق می‌گردند و درشت‌های با بار منفی و سنگین، پایین می‌ریزند.

مجموعه کیفیات و خاصیت‌های مختلف فوق‌الذکر سبب می‌شود که طبق شکل ۱۸۹ در یک توده ابر توفانی، مناطق متمایزی دارای بارهای الکتریکی مخالف شده، اختلاف سطح آنها به سرعت افزایش یابد و لحظه‌ای برسد که علی‌رغم عایق بودن هوا با یک تخلیه شدید، بارها خنثی شوند. این قضیه و پدیده، مادامی که بخار آب و باد در فضا وجود دارد مرتباً تکرار می‌گردد و همراه باد به مناطق دیگر رانده می‌شود.

نظر به اینکه همیشه پس از حدوث رعد و برق است که رگبار تند می‌شود و تخلیه برق سبب تسریع و تقویت دانه‌بندی باران می‌گردد، همان‌طور که سابقاً نیز اشاره شده بود می‌توان چنین نتیجه گرفت که قبلاً حالت کهربایی و همجنس بودن سبب دفع و دوری قطرات از یکدیگر می‌شد ولی همین که قطرات حالت خنثی پیدا می‌کنند، می‌توانند به سهولت به هم پیوسته و درشت و ساقط شوند؛ یا آنکه ضربه‌های حاصله از تخلیه‌ی برق، سبب شکستن حالت تعادل ناپایدار تأخیر تقطیر می‌شود.

شکل ۱۹۰



چند نوع از اشکال برق

(خطی در طرف راست، گلوله‌ای در طرف چپ با مسیر آن در وسط)

برق‌های در جو، انواع مختلف دارد؛ خفیف‌ترین شکل آن هاله یا نور ملایمی است که دور میله‌ها و اشیاء مرتفع دیده می‌شود و جرقه‌های سوزن سوزنی متصل می‌دهد؛ شکل متداول‌تر و قوی‌ای آن خطوط منکسر و شکاف‌های طویل برق یک‌سره یا شاخه‌دار است که ناگهان در لابه‌لای ابرها با نور خیره‌کننده‌ای ساطع می‌شود و می‌ترکد (شکل ۱۹۰).

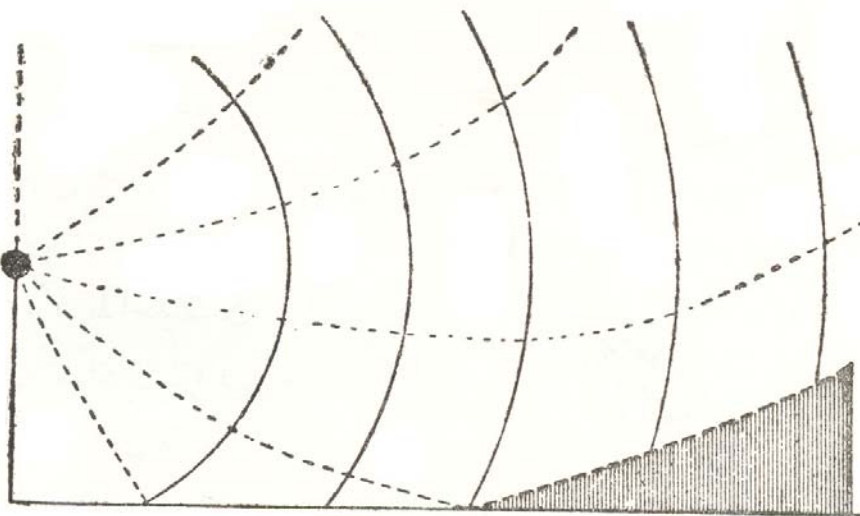
تخلیه برق که در یک لحظه‌ی کوتاه ممکن است حامل جریان‌هایی با شدت ۲۰۰'۰۰۰ آمپر باشد، چون همراه با یونیزاسیون هوا و رها شدن الکترون‌ها و بالا رفتن فوق‌العاده درجه حرارت (تا $20,000^{\circ}\text{C}$) در مسیر خود می‌باشد، فنومن‌های دیگر را نیز همراه دارد؛ مثلاً بوی مخصوص ازن استشمام می‌شود و گاهی تجزیه‌ی بخار آب و اکسیداسیون ازت گلوله‌های غلتان سبک وزن متحرکی را به وجود می‌آورد که از گازهای سوزان قابل انفجار است؛ این خود نوع مخصوصی از برق یا از عوارض استثنایی آن می‌باشد که بسیار جالب و خطرناک است.

غرش رعد البته مقارن با تخلیه و تشعشع برق است ولی به تناسب فاصله‌ی مبدأ آن با ما، دیرتر به گوش مان می‌رسد. صدای رعد اصولاً از نوع صدای جرق-جرق ماشین‌های الکتروستاتیک کوچک آزمایشگاه فیزیک است و شبیه به تخمه شکستن می‌باشد. موج آن، امواج انفجاری ناگهانی است که در اثر گرم و سرد شدن سریع و متوالی هوای کانال معبر برق، رخ می‌دهد. موج صوتی که در لحظات اولیه‌ی ظهور برق منتشر می‌شود، دارای سرعت عادی صوت است (340m/s) و همان موج انفجار می‌باشد که مانند ترکیدن خشک به گوش می‌رسد و بعد از گذشتن دو-سه دهم ثانیه، به موج‌های صوتی عادی متعدد تبدیل می‌شود. جبهه‌ی مقدم این موج همراه با پدیده‌های تراکم و انبساط سریع متوالی می‌باشد که به زودی ضعیف و مستهلک می‌گردند. امواج صوتی که به سطح زمین و پشت هم به گوش ما می‌رسند، ایجاد چنین حالت مخصوص غرش و طنین‌های متصل را می‌نماید. به علاوه، چون از تمام مسیر نسبتاً دراز برق، امواج انفجاری و صوتی سرچشمه می‌گیرد این خصوصیت نیز موجب تمدید رعد می‌گردد به طوری که ممکن است به ۴۰ و گاهی به یک دقیقه هم برسد.

امواج رعدی که از هوای رقیق در ارتفاعات مافوق ۱۵۰۰ متر سرچشمه می‌گیرند چون حامل انرژی کمتر هستند با صدای خیلی خفیف‌تر از رعد و برق‌های نزدیک زمین شنیده

می‌شوند. ضمناً امواج رعدی که از بالا می‌رسند در اثر نفوذ در طبقات غلیظ‌تر جو، که سبب تغییر سرعت صوت می‌شود، یک کیفیت انکسار و انعکاس روبه بالا - برخلاف انعکاس امواج هرتز در برخورد به تابان جو و برگشت آن به زمین - پیدا کرده طبق شکل ۱۹۱ مناطق سکوت ایجاد می‌شود.

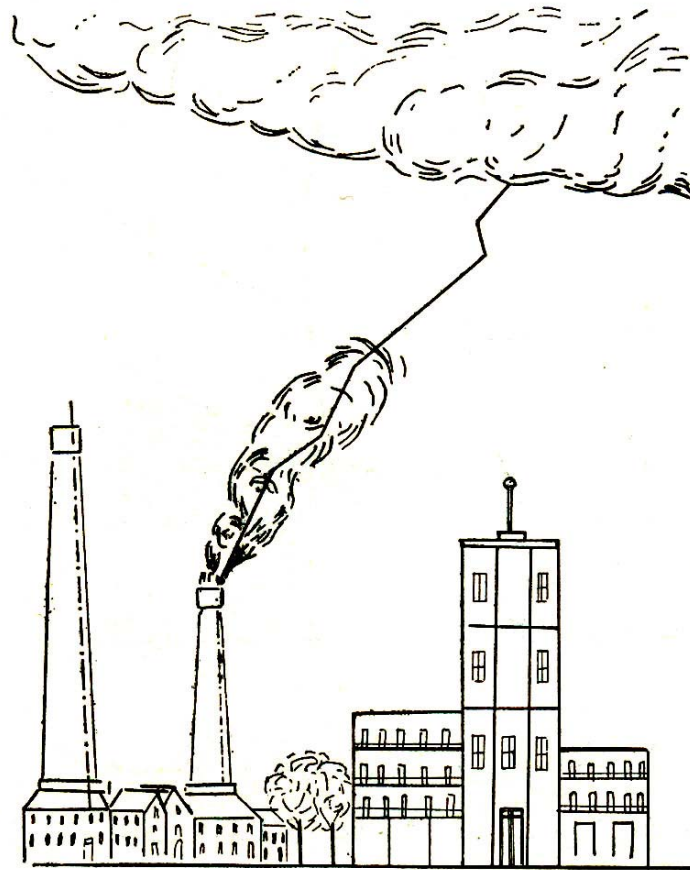
شکل ۱۹۱



خاصیت انکسار تدریجی و انعکاس کلی امواج صوتی رعد و ایجاد مناطق سکوت

همین که ابر کهربایی دارای بار الکتریکی به علامت مخالف، بالاسر منطقه‌ای از زمین قرار گیرد، اختلاف سطح شدیدی مابین ذرات معلق در هوا با زمین پدیدار می‌شود و احتمال صاعقه می‌رود (البته توفان‌های خشک هم وجود دارد و لابه‌لای گردبادهای غبار متصاعد از زمین یا خاکسترهای آتشفشانی و امثال آن نیز رعد و برق ایجاد می‌شود). بار الکتریکی که خزینه شده است، در جستجوی کوتاه‌ترین و راحت‌ترین راه برای تخلیه خود می‌گردد. عمارات مرتفع با پوشش فلزی و درخت‌های شاداب پر ریشه و بلند یا تپه‌های رسی سربه‌هوا که دارای هدایت الکتریکی بیش از گازهای هوا هستند، نقاط و قطعاتی می‌شوند که مسیر تخلیه برق را کوتاه می‌نمایند. مخصوصاً اگر هوا مرطوب و مه‌آلود باشد، تخلیه‌ی برق آسان‌تر صورت می‌گیرد. گاهی اوقات مرطوب بودن زمین یا بالا بودن آب‌های زیرزمینی در یک منطقه، سبب توجه و تواتر بیشتر صاعقه در آن حدود می‌گردد.

شکل ۱۹۲

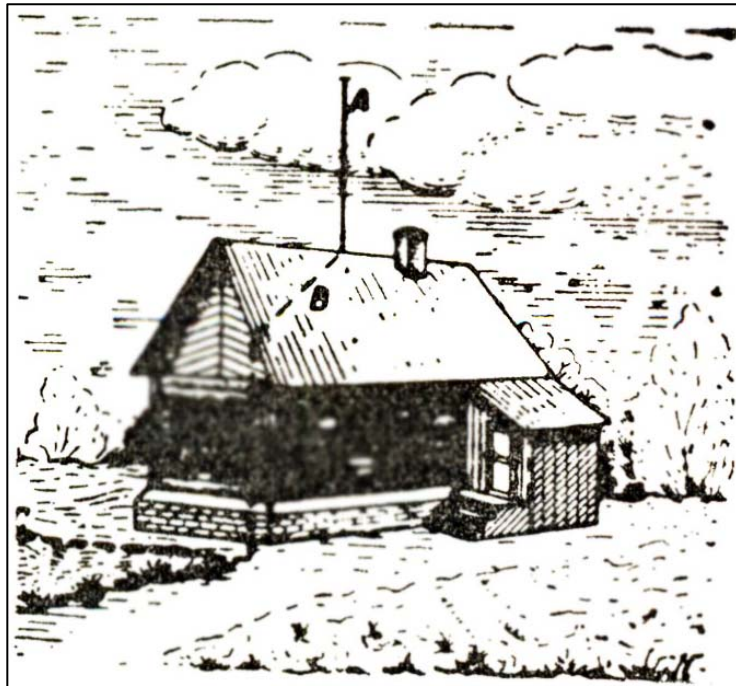


توجه و سقوط یک صاعقه به روی دودکش در حالت فعالیت

عبور برق از میان مصالح یک ساختمان یا شاخه‌ها و تنه‌ی یک درخت، در اثر حرارت فوق‌العاده و ضربات آبی که ایجاد می‌شود در لحظه‌ای آنها را ذوب می‌نماید، یا منفجر و محترق و دود می‌شوند؛ غالباً بالای جبران ناپذیری به بار می‌آید. اشخاصی که داخل محل یا مجاور آن قرار گرفته‌اند کمتر جان سالم به در می‌برند. ولی گاهی نیز اتفاق می‌افتد که فقط لباس‌های شخص می‌سوزد و دود می‌شود و بدن فرصت احتراق و احساس حادثه را نمی‌کند. همچنین ممکن است شخص در اثر امواج فشار بیهوش و خفه شود و با تنفس مصنوعی به حال بیاید. شرط احتیاط آن است که در هواهای توفانی برق‌زا، از نزدیک شدن به اشجار و ابنیه‌ی بلند

و مجاورت اشیاء فلزی مخصوصاً شبکه‌های برق و پناه گرفتن در زیر ساختمان‌های فلزی مجزا احتراز نمایند و کفش و لباس خیس نباشد؛ لوازم برقی و رادیو را نیز بهتر است به زمین اتصال دهند.

شکل ۱۹۳



برقگیر برای حمایت یک ساختمان در برابر صاعقه

به طوری که می‌دانیم برای حفاظت ساختمان‌ها در برابر صاعقه، برق‌گیر^۱ به بالای عمارات نصب می‌کنند. برق‌گیر یک میله‌ی آهنی نسبتاً قطور به مقطع حداقل ۵۰ میلی‌متر مربع است که به پایه‌ای بسته می‌شود و به وسیله‌ی کابل یا نوار مسی کاملاً هادی و ضخیم که از روی بام و سطح خارجی دیوار ساختمان کشیده خواهد شد، به عمق زمین اتصال داده می‌شود. در زمین مرطوب و رسی، کافی است ۱۰ متر فرو رود ولی در اراضی ماسه‌ای و خشک باید آن را ۱۵ تا ۲۵ متر پایین داد. در صورت لزوم، دو سه انشعاب یا کوره ۱۰ تا ۲۰ متری هم حفر می‌نمایند تا اطمینان به اتصال و انتقال راحت برق به قشر زمین حاصل شود. منطقه حفاظت هر برق‌گیر دایره‌ای است به شعاع

۱. Paratonnerre- Parafoudre (Lightning rod)

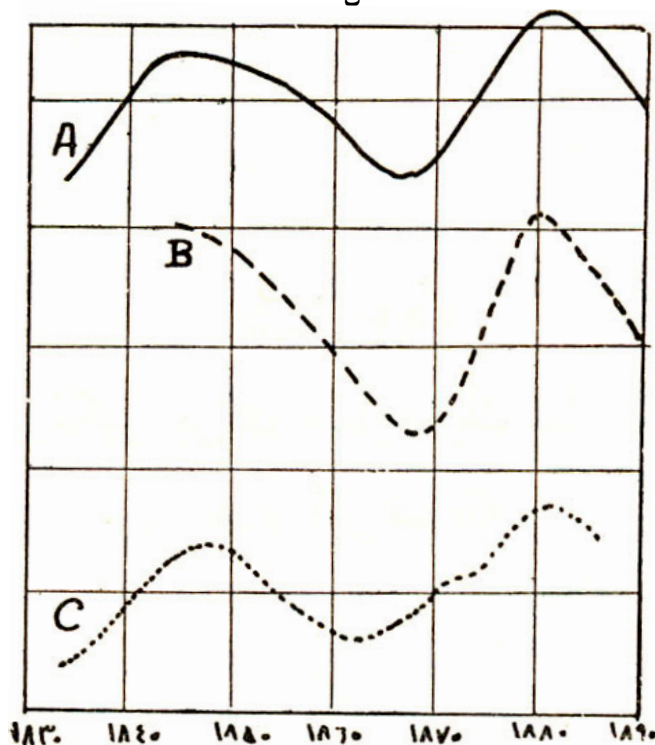
مساوی ارتفاع میله در بالای بام.

در ایران و در مناطق مانند تهران، ما غالباً شاهد رعد و برق و رگبارهای بهاره و استثنائاً تابستانی و پاییزه می شویم که در ابرها رخ می دهد اما صاعقه به ندرت اتفاق می افتد، مخصوصاً در فلات و نواحی غیر کوهستانی. هوای قسمت های مرکزی داخلی ایران عادتاً خشک است و رطوبت ها و بادهای شدید مناطق معتدله و دریایی اروپا و آمریکا یا مناطق حاره بحری آسیا و آفریقا را نداریم. فعالیت های جوی موجد رعد و برق بیشتر در همان طبقات مرتفع سرد صورت می گیرد.

۷۴- تغییرات تناوبی آب و هوای زمین

از سابق بنا به آثار و خاطرات تاریخی و از جمع آوری آمار مشاهده شده بود که قحطی ها و خشک سالی ها تقریباً به طور منظم هر ۱۰ تا ۱۲ سال یک بار اتفاق افتاده

شکل ۱۹۴



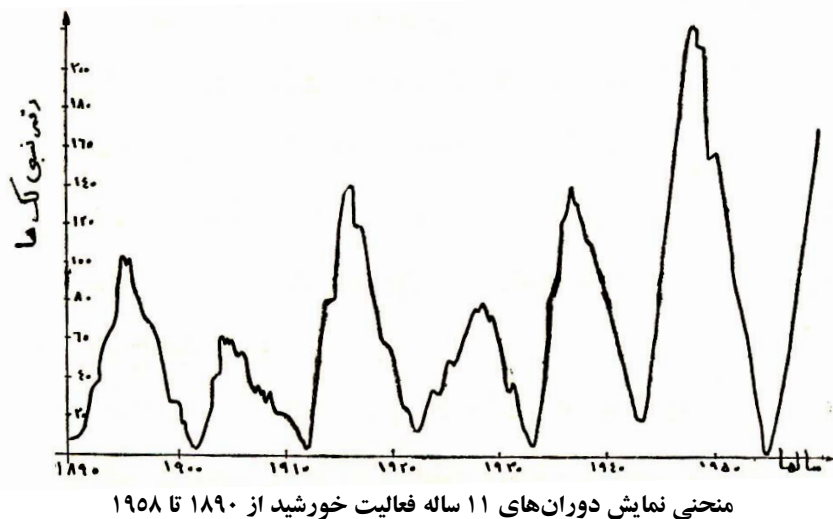
انطباق تغییرات تناوبی لکه های خورشید (منحنی A)
با میزان بارندگی (منحنی B) و شدت مانیتسیم (C)
(Lockyer)

است، و یا فواصل فی مابین آنها مضربی از ۱۱ بوده است. همچنین سال‌های برکت و فراوانی محصول یا سیلاب‌ها و توفان‌های شدید نیز با دوره‌های تناوبی تقریباً ۱۱ سال روی می‌دهد.

از طرف دیگر، دانشمندان آسمان‌شناس و منجمین پی به وجود لکه‌هایی به نام «کلف» در خورشید برده بودند که وضع ثابتی نداشته، از قرن هفدهم به بعد معلوم شده بود که با دوران خورشید در حول محور خود که ۲۵ تا ۳۰ روز طول می‌کشد، ارتباط داشته تغییر مکان می‌دهد و وسعت و درجه تیرگی آنها از سالی به سال دیگر تغییر می‌نماید. این تغییر نیز تناوبی بوده دارای دوره متوسط تقریباً ۱۱ سال می‌باشد (شکل ۱۹۴).

مشاهدات بعدی و مطالعات دقیق علمی اخیر نشان داده است که وسعت و اهمیت لکه‌های خورشید در طول ۴ تا ۵ سال رو به افزایش می‌رود و به حداکثر خود می‌رسد، سپس در طی ۷ تا ۶ سال رو به نقصان می‌گذارد و به حداقل و امحاء می‌رسد. ضمناً علاوه بر دوران تناوبی متغیر ۹ تا ۱۴ سال مذکور، دوران‌های تناوبی جزئی به میزان متوسط ۵/۷ سال نیز وجود دارد. این تغییرات منظم کوتاه دوگانه، به نوبه خود در معرض یک تغییرات تناوبی طویل‌المدت دیگر با دوره‌ی ۸۰ تا ۹۰ سال^۱ می‌باشد (شکل ۱۹۵).

شکل ۱۹۵



۱. Cycle séculaire

در سال ۱۹۵۴ میلادی در اثر انطباق ماکزیمم و می نیمم های این دو مدار، آثار حاصله در حداکثر شدت خود مشاهده شد، کما آنکه دیدید (بند ۶۲) در تابستان آن سال در بسیاری از شهرها و بیلاق های ایران نیز سیلاب های متعدد و عظیم بی سابقه جاری گردید. در نتیجه ی عکس برداری و تجزیه های طیفی معلوم گردیده است که این لک ها یا برآمدگی ها، منظره دورادور فوران های هیولای گازهای درونی خورشید است که با سرعت های حدود 300 km/s و به صورت گردبادهای جوشان تا ارتفاع یک میلیون کیلومتر پرتاب می شود و ابرهایی از هیدرژن و کلسیم سوزان به ابعاد صدها هزار کیلومتر تشکیل می دهد که چند روز و گاهی چند ماه طول می کشد.

فعالیت خورشید یا تغییرات تناوبی آثار خارجی آن منحصر به گازفشانی های فوق نیست؛ انفجارهایی نیز رخ می دهد که گاهی همواره و زمانی بعد از لکه ها بوده تشعشع های ذره ای خاص دارای بارهای مثبت و منفی^۱ به اطراف - و از جمله به فضای زمین - می باشد؛ چون این ذرات الکترونیکی دارای سرعت فوق العاده 1500 km/s است در مدت کمتر از ۲۴ ساعت به زمین می رسد.

اثر فوری و وسیله ای احساس و اندازه گیری این پدیده های خارق العاده اولاً توفان های مغناطیسی است که در سطح زمین ایجاد می شود، ثانیاً تغییراتی از قبیل میزان نسبی اشعه فوق بنفش ساطعه از خورشید، ازن موجود در تابان جو و غلظت یونیزاسیون آنجا و مخصوصاً وضع قشر F_2 که اهمیت خاص برای امواج هرتز دارد. بدیهی است که رابطه بین دو پدیده ی تناوبی یازده ساله ی فوق یک امر تصادفی نبوده تغییرات فعالیت خورشید که منبع و منشأ اصلی تمام انرژی ها و آثار و حرکات روی زمین است قهراً نمی تواند بلااثر بگذرد. کم و زیاد شدن تناوبی بارندگی ها و خشکسالی ها و بروز حوادث استثنایی مانند خود بارندگی و خشکی و باد و غیره باید معلول خورشید باشد.

دوره ی تناوب یازده ساله نه تنها در قحطی های تاریخی و توفان ها و بلاهای آسمانی یاد شده است بلکه در مقطع کلیه ی درخت های کهن چند هزار ساله و در رسوب های زمین شناسی نیز به طور وضوح ثبت است. قطر حلقه های معرف عمر درختان و قطر طبقات رسوبی زیر دریاها و دریاچه ها ماکزیمم و می نیمم هایی دارد که هر یازده سال تکرار می شود. محققین شوروی در مطالعه ی زندگی ملخ ها و در

مبارزه با هجوم آنها به این نکته برخوردند که تکثیر و توالد ملخ که هر ساله از صحاری چین و هندوستان به طرف آسیای صغیر و ایران و ترکستان سرازیر می‌شود دارای دوره‌ی تناوبی یازده ساله است: شدت هجوم آنها منطبق با سال‌هایی است که که باران‌های برسات در دامنه‌های هیمالیا حداکثر ریزش را داشته شرایط مناسب و خوراک فراوان برای زاد و ولد ملخ‌ها فراهم است.

پس مسلم بودن رابطه میان فعالیت جو زمین، به طور کلی و اصولی معلوم است و احتیاج به دلیل خاص ندارد؛ فقط کیفیت یا طریق این ارتباط است که باید بررسی شود؛ در زیر به طور اختصار شرح می‌دهیم:

۱- چنان که دیدیم آثار جوی باد و باران و حالت شدید آنها که توفان همراه با رگبار و تگرگ است، مخلوق حفره‌های فضایی می‌باشد که تحت تأثیر جریان‌های هوایی و برخورد جبهه‌های سرد و گرم به روی دریاها و خشکی‌ها به حرکت در می‌آیند و این جریان‌های هوایی، خود معلول اختلاف درجه حرارت مناطق استوایی و قطبی یا تفاوت نسبی انرژی‌های حرارتی دریافتی از خورشید است. بنابراین وقتی فعالیت خورشید و حرارت ساطعه به زمین، زیاد و کم می‌شود قهرآ میزان اختلاف‌ها و درجات حرارت و فشارها که موجد بادهای و انقلاب‌ها هستند نیز افزوده یا کاسته می‌شود. در هر حال، اختلال حاصله رژیم بادهای را دگرگون کرده سبب گرما و خشکی یا سرما و رطوبت در مناطق وسیع می‌شود.

۲- اما تابش اضافی خورشید قبل از آنکه به سطح زمین برسد و اثر مستقیم آن احساس شود طبقات فصل مشترک زیرین جو و برین جو جذب گردیده، ایجاد گرما و سرماهای غیر عادی (گاهی اوقات تا ۴۰° اختلاف) و بنابراین اتساع و انقباض‌هایی می‌نماید که اثر آن به اطراف و به طبقات پایین تا سطح زمین سرایت می‌کند. این تأثیر اضافی سبب اختلال‌هایی در رژیم فشارها و شدت و ضعف حفره‌ها یعنی در بارندگی‌ها و سایر آثار جوی منطقه‌ی مسکون می‌گردد. هرگاه تنزل فشار طبقات رقیق بالا با محور یک حفره‌ای که در طبقات غلیظ پایین در حرکت است منطبق شود در آن سال و ایام و در آن منطقه توفان‌ها و سیلاب‌های خانه‌خراب‌کن یا بارندگی‌های برکت‌زا رخ خواهد داد و اگر به عکس با محور یک حده تصادف کند، جریان‌های جوئی تخفیف یافته ممکن است سبب خشکسالی و قحطی گردد.

شکل ۱۹۶



دو منظره‌ی مختلف از انواع نورهای قطبی
(عکس برداری در اسلو و در نور کرپ نروژ)

به طوری که می‌دانیم در عرض‌های جغرافیایی 10° و 40° و 65° (برحسب زمان و مکان) که محل بروز و ظهور عادی حفره‌های توفانی یا جبهه‌ای است در قشرهای بالای زیرین جو رودبادهایی به سرعت‌های 150 تا 200 کیلومتر غالباً در جریان است (در حوالی 25° و 75° در زمستان و 45° و 20° در تابستان-بند 54) و همین مناطق است که حساسیت خاص و قابلیت تحریک فوق‌العاده نسبت به فعالیت‌های خورشید داشته مبدأ تغییرات ناگهانی یا منظم در پدیده‌های جوی روی زمین می‌گردد.

بدیهی است که فعالیت‌های مخصوص و تناوبی خورشید آثار دیگری در جو زمین غیر از اختلال در رژیم‌ها و حدود توفان‌ها و رگبارهای شدید دارد. مخصوصاً در طبقات خیلی بالا و تابان‌جو؛ منتهی چون تأثیر و تماس آن طبقات با ما خیلی کمتر و دور از دسترس است دیرتر از حوادث زمینی درک شده و فقط در قرون اخیر با وسایل و مشاهدات دقیق امکان‌پذیر گردیده است. اهم این آثار عبارت است از توفان مغناطیسی، ابرهای نقره‌ای و نور قطبی^۱ که هر سه‌ی آنها معلول فوران یا پاشش ذرات خورشید^۲ به طرف زمین در سال‌های حداکثر فعالیت آن و مقارن با قرار گرفتن «کلف‌ها» در وسط قرص مرئی خورشید است.

توفان‌های مغناطیسی نوسان‌های نامنظم دو-سه درجه تا ده-بیست درجه است که مدت چند روز عقب‌روی مغناطیسی قطب نماها دچار آن می‌شود. به حدی که استفاده از قطب‌نما در کشتی‌ها ناراحت می‌گردد. علت قضیه تغییر وضع الکتریک فلک تابان‌جو در اثر جریان‌های اتم‌ها و یون‌های تازه وارد است که بیشتر متوجه قطب مغناطیسی زمین می‌شوند و در آن حوالی حداکثر تزلزل و تأثیر را ایجاد می‌نمایند.

ابرهای نقره‌ای که در آسمان‌های نواحی شمالی بعضی از شب‌ها به صورت پرده‌های مشبک شفاف به رنگ آبی فولادی دیده می‌شود نیز ثابت شده است که از تقطیر بخارات حاصله از ترکیب اتم‌های هیدروژن رسیده از خورشید با اتم‌های اکسیژن موجود در هوا در ارتفاعات 15 کیلومتری تشکیل می‌گردد.

نور قطبی که در مناطق قطبی بیش از جاهای دیگر محسوس می‌باشد روشنایی‌های ضعیف مخصوص و متنوع است که به صورت پراکنده، قوسی و یا پرده‌های چین‌دار لرزان در آسمان مناطق شمالی با منظره‌ی بدیع و زیبایی دیده می‌شود. به لحاظ رنگ شبیه به

۱. Orage magnétique, Nuages argentés, Aurores boréales.

۲. Courants ou éruption corpusculaire

تألو حاصله از تخلیه‌ی الکتریسیته در گازهای رقیق (لوله‌های گیسلم) می‌باشد و عملاً نیز در اثر الکتریسیون و تشعشع ذرات پراکنده هوای فوق‌العاده رقیق طبقات تابان جو در ارتفاعات ۳۰۰ تا ۱۲۰۰ کیلومتر است و باعث آن، همان ذره‌فشانی خورشید در مواقع شدت فعالیت آن می‌باشد.

۷۵- باران مصنوعی و مسأله‌ی مهار کردن هوا

این سال‌ها مکرر از باران مصنوعی صحبت می‌شود و چون چنین تصور یا وعده داده می‌شود که می‌توان به دلخواه در هر جا و هر وقت و هر اندازه، باران مورد احتیاج را به سادگی ایجاد نمود، امیدواری و انتظار زیادی روی آن گزارده شده است. اصولاً بشر از دیر زمان و پیش از آنکه در صدد ایجاد باران بوده باشد آرزومند جلوگیری از رگبارهای سیلابی و توفان بوده می‌خواست است اختیار هوا و پدیده‌های جوی را در دست داشته باشد.

با توجه به اینکه منشأ و محرک اصلی کلیه‌ی این حوادث، انرژی عملاً بی‌نهایت ساطعه از خورشید است و تشکیل یک قطعه ابر و نزول مختصری باران به تنهایی ملازم و محتوی میلیون‌ها کیلو وات ساعت انرژی است که همراه اشعه‌ی خورشید به زمین تابیده است، در باد به صورت انرژی سینتیک وزیده، در برق و رعد جهیده و غریده و خالی شده یا با تقطیر باران انرژی حرارتی به هوا برگشته و انرژی پتانسیل در آنجا معلق مانده است و ... معلوم می‌شود اعمالی که انسان مصنوعاً انجام می‌دهد، و حتی انفجارهای توپخانه‌ی میدان‌های بزرگ جنگ بین‌الملل - که بعضی‌ها تصور می‌کردند عامل انقلاب‌های جوی در آن سال‌ها و بعداً شده است - اثرشان در توقف یا تسریع قطارهای مهاجر ابر و باد مانند اثر تیراندازی به یک قطار راه‌آهن با یک مشت ماسه است.

در این مورد نیز مانند هر مبارزه‌ای که بشر علیه قوای طبیعت در پیش می‌گیرد موفقیت او، جز با استفاده از قوانین و عناصر طبیعت و اختصاص دادن توقعات و عمل خود به حدود مشخص بسیار کوچک، و آن هم با حوصله و تجربه و پشتکار طولانی تأمین نمی‌شود.

کاری که بشر از قدیم کرده است برکنار گرفتن خود از حوادث مخرب نیرومند طبیعت بوده (از قبیل خانه و پناهگاه ساختن، سدبندی، سیل‌گیر، برق‌گیر و غیره) و به استقبال مراکز مطبوع و مطلوب رفتن (بیلاق قشلاق‌ها، سواحل رودخانه‌ها، مناطق معتدل و باران‌دار، عملیات آبیاری و قنایی و امثال آنها). با ایجاد دریاچه‌های مصنوعی بزرگ و احداث جنگل‌های حاشیه‌ی رودخانه‌ها و دامنه‌ی کوه‌ها، البته امکان تغییر شرایط جوی و اعتدال و انحراف آن در جهت مطلوب وجود دارد.

در قرن اخیر پس از توسعه‌ی علم جوشناسی و تسلط در کسب اطلاعات و پیش‌بینی‌های مربوطه، فکر دخالت در پدیده‌های جوی از عالم آرزو و وهم وارد قلمروی تحقیق و تجربه شده است. ولی بالاخره به این نتیجه رسیده‌اند که فقط با مقیاس محدود کوچک می‌توان در پاره‌ای آثار جوی مقدمات تسریع یا تأخیر را فراهم کرد، مثلاً تقطیر بخار آب و درشت شدن دانه‌ها و انجماد قطعات برف و یخ را که شرط تشکیل ابر و ریزش باران و رگبار است و مانند کلیه‌ی پدیده‌های فیزیکی دچار تعادل کاذب و تأخیر می‌گردد، می‌توان به طریقی تحریک و تقویت کرد.

برای این منظور چنانچه در هوا قبلاً بخار آب کافی و آمادگی لازم یعنی جریان‌های صعودی وجود داشته باشد با پاشیدن گردهای مبرد مانند یخ جامد (انیدرید کربنیک به درجه حرارت -80°C) به وسیله‌ی هواپیما ممکن است ایجاد مه نمود و احیاناً مه به غلظت ابر درآمده، بیارد (در حقیقت خاصیت برزرون را عملی سازند). چنانچه هوا ابری و آبستن بارندگی باشد احتمال موفقیت بیشتر است، زیرا با تحریک ابرها در یک قسمت، از طریق سرعت تقطیر و درشت کردن و منجمد ساختن دانه‌ها ممکن است مانند یک فعل و انفعال زنجیری، عملیات به سایر قسمت‌ها سرایت کرده توده‌های ابر انباشته بالا بیایند و ضخیم‌تر و باردارتر شوند تا آنکه یک باران واقعی دوام‌دار و حتی رگباری فروریزد. البته ممکن است بادهای موجود ابرهای بارور شده را به مناطق دیگر براند و بیاراند.

در این زمینه مطالعات و تجربیات در ممالک مختلف ادامه دارد. موفقیت‌هایی نیز به دست آمده است، ولی هنوز خیلی اطمینان‌بخش و از نظر اقتصادی ثمربخش نشده است. بدیهی است که عملیات باید توأم با اطلاعات دقیق و با استفاده و استمداد از همان عواملی که موجب بارندگی می‌گردد، تعقیب شود و وجود بادهای قائم و جهت بادهای افقی را در نظر بگیرند.

به جای گرد یخ، یدور دارژان (AgI) هم مورد آزمایش قرار گرفته و مشاهده کرده‌اند که در حوالی 6°C - روی آن به سهولت برف زدگی و پوشش یخ حاصل می‌شود. با پاشیدن کلرور دوکلسیم و آب سرد تحت فشار نیز توانسته‌اند هوای آماده را تحریک نمایند و ایجاد مه مصنوعی جهت حفاظت باغ‌ها و مزارع از سرما و استثنائاً ریزش باران بکنند.

یک طریقه‌ی ابتکاری و در عین حال کلاسیک، مأخوذ از طبیعت در یکی از مجلات فارسی - به نقل و ترجمه از مجلات علمی آمریکایی - عنوان گردیده، اظهار شده بود که به وسیله‌ی مرکز مهندسی و تحقیقات شرکت استاندارد اوپل (نیوجرسی) مورد مطالعه قرار گرفته و در جزیره‌ی بارباروس هند غربی انگلیس در دریای کارائیب مورد آزمایش واقع شده است. در اراضی لم یزرع مناطق خشک سوزان نزدیک دریا قیر و آسفالت روی زمین می‌باشند؛ پوشش قیر و آسفالت ضریب جذب زمین و درجه حرارت هوا را بالا می‌برد (بیش از 10°C) و به این ترتیب مصنوعاً ایجاد ناحیه‌ی کم فشار می‌شود و هوای مرطوب بالای دریا به آن سمت کشیده شده صعود می‌کند و بنابراین در آن حوالی می‌بارد. در مقاله ادعا شده است که در مناطق خشک اطراف مدیترانه و جزایر نواحی گرمسیر - و قاعدتاً در سواحل خلیج فارس - هزینه‌ی هر متر مکعب آب باران در حدود یک ریال در می‌آید. بیابان لم یزرع باید طوری آسفالت شود که چندین سال دوام داشته باشد. ضمناً اشاره شده است که بابلی‌های قدیم نیز سرزمین‌های کشت شده خود را پس از برداشت خرمن آتش می‌زدند تا سطح آن سیاه شود و برای کشت بعدی بارندگی زیادتری ایجاد نماید.

در ایران، سازمان سد کرج به وسیله‌ی بنگاه‌های آمریکایی و به منظور تأمین ذخیره آب پشت سد، تأسیسات ایجاد ابر مصنوعی در دره‌ی کرج دایر نموده است.

۷۶- فرضیه پیشروی خشکی‌ها

تغییرات متناوب منظم و غیرمنظم شرایط عمومی جو و میزان نزولات، این سؤال را پیش آورده است که تغییرات و اختلاف مشهود آیا در اطراف مقادیر متوسطی دور می‌زند و کسری‌ها و اضافی‌ها یکدیگر را جبران می‌کنند یا به طور کلی در جهت معینی پیش می‌روند.

مشاهده‌ی توسعه‌ی نسبتاً دایمی خشکی‌ها (مانند صحرای آفریقا، عربستان و همچنین

فلات ایران و دشت ترکستان روس) خیلی از صاحب‌نظران را به این فکر انداخته است که تاریخ بشریت حاکی و شاهد تنزل دائمی رطوبت در این مناطق و خشک‌شدن دریاچه‌ها و از بین رفتن مراتع و جنگل‌ها است. وجود ابنیه‌ی تاریخی مخروبه در صحاری غیرقابل سکونت و لم یزرع فعلی در ترکستان و عربستان و آفریقا و جنوب‌ایران، حکایت از آن می‌نماید که در ازمنه‌ی گذشته چشمه‌سارها و چراگاه‌های خرم در آن نقاط وجود داشته است.

این قضیه در ایران کاملاً محسوس است؛ هر وقت انسان در کوهستان‌های البرز و زاگرس در مجاورت امام‌زاده‌ها و اماکن محفوظ، درخت‌های کهن سرو و جنگلی را می‌بیند که به واسطه‌ی مراقبت مخصوص یا عدم مزاحمت و بریدن، سر پا مانده است فوراً به این نتیجه می‌رسد که تمام آن نواحی و کوهسار، در گذشته مستور از درخت و جنگل بوده است. همچنین است وقتی در سیاحت‌نامه‌های اروپایی‌هایی که در زمان صفویه به ایران آمده، کمربند سبز دور اصفهان را ۶۰ کیلومتر تا حوالی مورچه‌خوارت وصف کرده‌اند. انسان می‌خواند و حسرت می‌خورد که چرا حالا ۶ کیلومتر هم نیست. بدون آنکه به کتاب‌های تاریخ و به بقایای آثار قدیم مراجعه نمایم، در طول عمر کوتاه خود نیز می‌بینیم و می‌شنویم که مثلاً سطح سفره‌ی آبی زیر شهرها (از جمله تهران) مرتباً پایین می‌رود و چه بسا دهات زیادی که قنات آنها در نتیجه‌ی پایین افتادن سطح آب خشک و ده متروک شده است...

اما علی‌رغم تمام این مشاهدات و شواهد ظاهراً مسلم، معلوم نیست نتیجه‌گیری که می‌شود خیلی قطعی و صحیح باشد. مطالعات انتقادی و آماری دانشمندانی مانند هربت در باره‌ی آسیا^۱ و گزل در باره‌ی آفریقای شمالی^۲ نشان داده است که اضمحلال آثار آبادی، علل دیگری غیر از تغییر و تنزل کلی پدیده‌های جوی و نزولات آسمانی دارد. در نواحی صحرایی و حواشی آنها که آب‌ها راه به دریا ندارند دره‌ها به زودی از مواد آبرفتی پر می‌شود و چشمه‌ها و منابع آب آنقدر ضعیف هستند که چند سال متوالی تصادفی کمبود نزولات آنها را به کلی خشک می‌نماید. به این ترتیب گیاهان و جانوران که در سرحد بحرانی شرایط محیطی مساعد زندگی می‌نمایند، وضع حساسی داشته همین که یک بار از بین بروند دیگر امکان احیا و بازگشت و جبران مافات

۱. Herbet, Le Problème du déssechement de l'Asie interieure (1914).

۲. Gsell, Le climat de l'Afrique du Nord dans l'antiquité (Revue Africaine 1911).

برایشان میسر نیست. وقتی جنگل و سبزی از بین رفت خود سبب تشدید خشکی می گردد. خصوصاً به طوری که در بند ۶۱ گفتیم برای مناطق خشک، نوسان‌های سالیانه بارندگی خیلی شدیدتر است.

البته ممکن است به قیاس عهد چهارم زمین‌شناسی که شمال صحرا مشروب از بارش‌های فراوان و دارای رطوبت نسبتاً زیاد بوده است، وضع فعلی به فقر و خشکی گراییده باشد؛ ولی فرق است میان ازمه به مقیاس زمین‌شناسی با ازمه‌ی تاریخ معاصر بشری. در هر حال، تغییرات سالیانه‌ی شرایط جوی یا چند سال متمادی در یک جهت معین، قابل قبول است ولی این تغییرات غالباً در جهات متضاد در نواحی مختلف دیده می‌شود و در زمان طولانی کافی، بازگشت‌هایی پیدا می‌کند. اتفاقاً اقلیم‌های مدیترانه‌ای که شامل چنین نواحی می‌شود وضع متغیرتری نسبت به سایر جاها داشته، قبلاً هم اشاره کرده بودیم که طی ۸۰ سال آمارگیری ممکن است میزان متوسطی به دست ما بدهد.

| | | | |
|----------------------|------------|----------------------|----------------|
| Strong gale | توفان شدید | Stratus | ابرهای سفره‌ای |
| (Violente tempête) | | Cumulus | ابرهای انباشته |
| Hurricane (Ouragane) | کولاک | Nimbus | ابرهای فشرده |
| Squall- Line (Grain) | ضربه توفان | Thunderclouds | ابرهای رگباری |
| | | Whole gale (Tempête) | توفان |

| | |
|---|-----|
| مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی | ۴۸۰ |
| 67. Frontal Squall- Lines | 425 |
| 68. Tropical Rains and Storms | 428 |
| 69. Thunderclouds and Local Summer Showers | 436 |
| 70. Hail | 444 |
| 71. Damages caused by Storms, Showers and other Furry atmospheric Catastrophes | 446 |
| 72. Man Struggle against atmospheric Catastrophes..... | 453 |

**Some Cloud and Precipitation Related
Phenomena**

| | |
|---|-----|
| 73. Thunder and Lightning..... | 458 |
| 74. World Periodical Climate Changes | 466 |
| 75. Artificial Precipitation and Weather Overcoming Problem | 472 |
| 76. Desert Extension Theory | 474 |

۴۸۱ _____ پدیده‌های جوی

52. Displacement and Interchange of High and Lows aloft 351

53. Isobars and General Winds aloft 354

54. The Jet Stream 360

55. Middle- East Jet Stream and its influence upon IRAN winds
Regime 366

56. IRAN's Climate Conditions, Isobars and Winds Regime 370

**Sun and Winds Action on Sea Water Currents
And its effects upon the Continents**

57. The Main Ocean Currents 374

**CHAPTER V
CLOUDS & PRECIPITATIONS**

58. Preliminary Features 377

59. Formation of Clouds and rain droplets Fall 379

60. Clouds Classification 386

61. Precipitation Regimes and Rainfall Regions in the World 397

62. Rainfall Regime and Regions in IRAN 403

Cloudgenesis and Precipitation Processes

63. Mist and Fog 409

64. Land – and - Sea and Mountain clouds and Precipitation 412

65. Frontal Clouds and Precipitation 413

66. Stages in Cyclone Development 416

مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی ۴۸۲

35. L. S. W. Mobility and Weather Forecasting..... 279
36. Influence of Cities in the climate (Microclimate) 282

Wind Equation and Representation

37. Object 284
38. Earth to Air Heat Transfer and the Isotherms Formation..... 285
39. Isotherms Slope 287
40. Isobars Modification with temperature Change. Deduction of
Isobars from Isotherms 290
41. Neutral Isobar Determination..... 292
42. Isobars Slope 295
43. Isobaric Surfaces Slope related to Horizontal Pressure Force, and
the Gradient..... 297
44. Air Blowing Forces 304
45. Wind Calculation from Isobars 309
46. Wind Representation in Weather Charts 318

Great Air Masses and Fronts

47. Air Masses Motion 327
48. Air Masses Meeting and the Frontogenesis 334
49. Principal Frontal Zones in Northe Hemisphere..... 338
50. Illustrating the Fronts in Weather Charts 341

Upper - Air Currents

51. Thermal Winds 344

| | |
|--|-----|
| 25. Typical examples of Temperature annual Variations | 237 |
| 26. The World - wide Temperature Distribution – Isotherms | 239 |
| 27. Temperature Conditions of TEHRAN and some other Cities of IRAN..... | 242 |

CHAPTER IV THE WINDS

| | |
|---------------------------------|-----|
| 28. Importance and Effects..... | 249 |
| 29. Windgenesis | 250 |

Local Wind Systems

| | |
|--|-----|
| 30. Breezes | 253 |
| a) land and Sea Breeze..... | 253 |
| b) Mountain and Valley winds..... | 255 |
| 31. Monsoon Systems..... | 256 |
| 32. Unpleasant and Harming winds | 257 |
| a) Drainage winds | 258 |
| b) Foehn and Chinook..... | 258 |
| c) Desert warm or cold winds..... | 260 |
| d) Dust winds and Storms..... | 260 |

Major Wind Systems

| | |
|--|-----|
| 33. Large Scale Winds Genesis | 264 |
| 34. General Pattern of Large Scale winds | 274 |

| | |
|--|-----|
| مجموعه آثار (۱۴)، آثار صنعتی و علمی | ۴۸۴ |
| 15. Variation of t and p with Height (Wet adiabatic Condition) | 187 |
| 16. The Temperature- Height Diagram (Adiabatic Chart) | 190 |
| 17. Some Adibatic Chart Applications : | 197 |
| a) Lifting Condensation Level | 198 |
| b) Mixing | 200 |
| c) Stability and Instability | 202 |

**Actual Air Conditions and the Seven
Spheres if the Space**

| | |
|---|-----|
| 18. Actual Variation of Air Characteristics with Height | 207 |
| 19. Upper - Air Observations and Instruments | 214 |

**CHAPTER III
EARTH SOLAR HEAT GAINS**

| | |
|---|-----|
| 20. Earth Heat- Budget and some effects of the Sunshine | 223 |
|---|-----|

**Solar Heat Gain Process, its effects and
Variation in different Zones**

| | |
|--|-----|
| 21. Heat Radiation Changes with Latitude | 225 |
| 22. Heat Transfer and Exchanges in Latitude zones | 229 |
| 23. Representation of Heat - Exchange and Balance between Space, Air and Ground | 230 |
| 24. Earth Constituants Heat gain Processes and their Temperature Fluctuation | 232 |

| | |
|---|-----|
| 6. Determination of relative humidity , saturation point and dew- point by Psychromeric charts | 156 |
| 7. Evaporation Measurement..... | 159 |
| 8. Vapor Penetration in the Soil | 160 |

Air Motion

| | |
|--|-----|
| 9. Wind Velocity and Direction | 161 |
| 9. bis Beaufort Scale and Pressure of the Wind | 164 |

Sun Effect

| | |
|-------------------------------|-----|
| 10. Sunshine Measurement..... | 166 |
|-------------------------------|-----|

Precipitations

| | |
|---|-----|
| 11. Snow and Rainfall Measurement | 168 |
|---|-----|

CHAPTER II

AIR SPHERES

**Influence of the Height upon
Pressure and temperature**

| | |
|--|-----|
| 12. Hydrostatic Equation..... | 172 |
| 13. Relation of Temperature with Height (Dry - adiabatic Rate of Cooling) | 174 |
| 14. Relation of Pressure with Height (Dry Conditions)..... | 179 |

CONTENTS

Preface
Historical

CHAPTER I

OBSERVATION AND MEASUREMENTS

Main Characteristics of the Air

| | |
|---|-----|
| 1. Composition of the Air | 133 |
| 2. Weight and Pressure of the Air | 135 |
| 3. Temperature..... | 137 |

Wet Air

| | |
|---|-----|
| 4. Relative Humidity | 139 |
| 4.bis Psychrometric Charts..... | 145 |
| 5. Illustrating of the Wet Air in p't coordinate..... | 148 |

ATMOSPHERIC PHENOMENA

M. BAZARGAN

Professor and Ex - Dean
of Technical College of
Tehran University.

(Danesh-kadeh Fanni)

1967