فصل چهارم

توده‌ها و جبهه‌های هوا

توده‌های هوا
منشاء و نوع توده‌های هوا
حرکت توده‌های هوا
جبهه‌های هوا
خصوصیات کلی جبهه‌های هوا
انواع جبهه‌های هوا
چرخند، واچرخند و بادهای محلی
توده‌های هوا در ایران
مسائل
منابع برای مطالعه بیشتر

۴-۱ توده‌های هوا

توده‌های هوا و جبهه‌هائی که از برخورد آنها بوجود می‌آید بزرگترین نقش را در تولید نزولات جوّی هر منطقه برعهده دارند. یک **توده هوا** (air mass) به حجم بسیار وسیعی از هوای جوّ گفته می‌شود که خصوصیات آن از نظر دما و رطوبت در جهات افقی یکسان باشد. از نظر وسعت یک توده هوا ممکن است سطحی معادل هزارها کیلومتر مربع را دربرداشته باشد. ارتفاع توده هوا نیز ممکن است بالغ بر چند ده کیلومتر باشد. تشخیص توده‌های هوا در جوّ شاید به آسانی تمایز جریانهای دریائی در داخل اقیانوسها نباشد. مثلاً جریان آب گرم گلف‌استریم از روی حرکت آب، رنگ، دما و یا گیاهان دریازی قابل تشخیص می‌باشد اما برای توده‌های هوا این کار در جوّ امکان‌پذیر نیست. با این حال اکثر ما وجود توده‌های هوا را در زندگی خود بارها تجربه کرده‌ایم. بعنوان مثال برخورد با چند روز هوای خنک و مرطوب در تابستان و یا چند روز هوای گرم و مطبوع در زمستان ناشی از ورود توده‌های هواست که در مسیر حرکت خود وضعیت هوای محل زندگی ما را تحت تأثیر قرار می‌دهند. در هیدرولوژی تحلیل خصوصیات توده‌های هوا و حرکت و جهت آنها و تغییراتی که ممکن است طی حرکت در آنها بوجود آید از اهمیت زیاد برخوردار است. بهمین دلیل برای آشنایی کلی با توده‌های هوا اختصاراً به شرح آنها می‌پردازیم.

گرچه توده‌های هوا مرتبط با ساختار جبهه‌های هوا و *سیکلونها* (چرخندها) می‌باشند اما ساده‌تر آن است که ابتدا توده‌های هوا و سپس چرخندها را بطور مجزا تشریح کرده و پس از آن

اطلاعات بدست آمده در همدیگر تلفیق شوند. البته بحث توده‌های هوا و چرخندها یک بحث هواشناسی است و از هیدرولوژیست‌ها انتظار نیست که این مطالب را بطور کامل فراگرفته باشند لذا آنچه در این بخش آمده است بیشتر جنبه اطلاعات کلی را دارد.

۴-۱-۱ منشأ و نوع توده‌های هوا

اگر هوا بمدت زیاد روی سطح زمین ساکن باقی بماند کم کم از نظر دما و رطوبت خصوصیات مربوط به همان سطح را بخود گرفته و در نهایت یک توده هوای مشخص را بوجود می‌آورد. بنابراین توده‌های هوا خصوصیات اولیه خود را از محلی کسب می‌کنند که روی آن بوجود آمده‌اند. بدین ترتیب که دما و رطوبت توده هوا مستقیماً از سطحی که زیر آن قرار گرفته است اخذ می‌شود.

باتوجه به‌بزرگی توده‌های هوا و قابلیت بسیار کم هدایت گرما در هوا مسلم است که تشکیل یک توده هوا نمی‌تواند به سرعت شکل گیرد. یعنی حجم وسیع هوا می‌بایست برای مدت بسیار طولانی بطور ساکن و یا در حال چرخش در بالای یک سطح باقی بماند تا بتدریج خصوصیات دما و رطوبتی ویژه‌ای بخود بگیرد. آنوقت است که در واقع یک توده هوا شکل گرفته و به حرکت درمی‌آید.

توده‌های هوا در همه‌جا شکل نمی‌گیرند بلکه برخی مناطق دنیا نسبت به سایر جاها در ایجاد و توسعه توده‌های هوا بیشتر اهمیت دارند. مثلاً سیبری از مناطقی است که توده‌های هوای سرد روی آن تشکیل می‌شود و این توده‌های هوا در هنگام حرکت به سمت جنوب در مسیر خود بخشی از ایران را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهند. مناطقی در دنیا که توده‌های هوا روی آنها شکل می‌گیرد **منشاء** یا **سرچشمه** (source regions) نام دارند و توده‌های هوا با نام منطقه‌ای که از آن منشاء می‌گیرند نامیده می‌شوند. یعنی مثلاً یک توده هوای سیبریائی، توده‌ای است که منشاء تشکیل آن منطقه سیبری می‌باشد. با توجه به سرچشمه توده‌های هوا در نیمکره شمالی شش نوع توده هوا طبقه‌بندی شده‌اند که عبارتند از:

هوای شمالگان (A) توده هوای شمالگان (Arctic) همان‌طور که از اسم آن مشخّص است از قسمتهای شمالی کره زمین و مناطق قطبی یعنی نواحی اقیانوس منجمد شمالی و یخهای گرینلند، منشأ می‌گیرد. از خصوصیات این توده هوا دمای بسیار سرد آن است. گاهی اوقات، توده‌های شمالگان در دورترین منطقهٔ اقیانوس اطلس شمالی و آرام شمالی شکل می‌گیرند و بجز در موارد بسیار استثنایی، هوای عرضهای میانی جهان مانند ایران کمتر تحت تأثیر هوای شمالگان قرار می‌گیرد. امّا وقتی این مسأله اتفاق افتد، سردترین روزهای زمستان بوقوع خواهد پیوست و دما بمدت چندین روز بسیار پایینتر از نقطه یخبندان خواهد بود. توده‌های هوای شمالگان روی نقشه‌های هواشناسی با علامت A مشخص می‌شوند.

هوای قطبی - بریّ (cP) توده‌های هوای قطبی - بریّ (Polar continental) توده‌هایی هستند که از قسمتهای قطبی ولی روی خشکیها سرچشمه می‌گیرند. این توده‌ها سرد و خشک می‌باشند. در زمستان، این هوا از مناطق سرد، و اغلب یخزدهٔ آسیای مرکزی و کانادا سرچشمه می‌گیرد. در طول تابستان، این توده‌های هوای سرد محدودتر می‌شوند زیرا منابع تولید کننده آنها نیز به طرف شمال عقب‌نشینی می‌کنند. در زمستان، تودهٔ حجیمی از هوای قطبی از آسیا سرچشمه گرفته و به سمت جنوب و شرق پخش می‌شود. هوایی که به طرف جنوب در حرکت است با هوای شمال شرقی موسمی هند همراه می‌شود و هوای سردی را روی اقیانوس هند پخش می‌کند ، حتی به اقیانوس آرام جنوبی نیز می‌رسد. هوایی که به طرف شرق به راه می‌افتد، به اقیانوس آرام شمالی می‌رسد، و در آنجا نقش مهمی را در شکل دادن هوای اقیانوس آرام، و غرب آمریکای شمالی، ایفا می‌کند. هوای قطبی بریّ در سرچشمهٔ خود بسیار پایدار و صاف است، زیرا سطح زیر آن مانع از هرگونه جابه‌جایی می‌شود. دما در چنین هوایی اغلب با افزایش ارتفاع، زیاد شده و ایجاد وارونگی می‌کند. این مسأله به خاطر سردبودن زیاد هوای سطح زمین است. پس از ترک منطقهٔ سرچشمه، تغییر وضعیت توده بستگی به شرایط سطحی دارد که هوا از روی آن عبور می‌کند. هوای قطبی بریّ زمستانه در عبور از سطوح سرد تغییر چندانی نمی‌کند ولی با رسیدن به مناطق گرمتر زمینی، گرم‌شدن محلی باعث تشکیل ابرهای کومولوس می‌شود که در اثر تراکم، تشکیل ابرهای استراتوکومولوس را می‌دهند. وقتی این هوای سرد به سطوح آب دریاها می‌رسد، در سطوح پایینی تودهٔ هوا، تشکیل مه دود مانند می‌دهد، بخصوص اگر آب دریا گرم باشد این وضعیت بسیار محسوس خواهد بود. با تبخیر آب دریا به داخل این هوا، تودهٔ هوای قطبی قارّه‌ای تبدیل به هوای قطبی دریایی می‌شود. بر روی سطوح سرد، این هوا پایدار می‌ماند، امّا ابرهای نوع استراتوس را تشکیل می‌دهد که باران ملایمی به همراه دارد. در اثر تشکیل ابر استراتوس، ممکن است مه نیز به وجود آید. بر روی آبهای گرم اقیانوسها، ابرهای همرفتی شکل می‌گیرند که همراه با رگبار خواهند بود. توده‌های هوای قطبی - بریّ روی نقشه‌های هواشناسی با علامت cP نشان داده می‌شوند. که علامت c نشان دهنده بریّ بودن و علامت P مربوط به قطبی بودن توده هواست.

هوای قطبی - دریایی (mP) هوای قطبی - دریایی (Polar maritime) هوایی است که در عرضهای جغرافیایی بالا و برای مدت طولانی بر روی سطوح دریاها باقی می‌ماند تا مقادیر نسبتاً زیادی رطوبت جذب کند. چون به خاطر گردش زمین، تمام توده‌های هوا نهایةً به سمت شرق حرکت می‌کنند، قسمتهای شرقی اقیانوسها تحت تأثیر هوای قطبی واقع می‌شوند. وقتی این تودهٔ هوا از روی سطوح گرم، چه آب و چه خشکی، حرکت می‌کند، نتیجه آن تشکیل ابرهای استراتوس، مه، و اغلب باران ملایم، است. توده‌های هوای قطبی دریائی روی نقشه‌ها با علامت

mP نشان داده می‌شوند.

هوای برّی - تروپیک (cT) هوای برّی - تروپیک (Tropical continental) گرم و بسیار خشک است. این توده هوا از کویر صحرا در آفریقای شمالی منشأ گرفته و وضعیت هوای منطقه مدیترانه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. هوای برّی حاره‌ای ، که خشک و گرم است، دارای ظرفیت جذب زیاد رطوبت می‌باشد ولی مقدار رطوبت نسبی آن کم می‌باشد لذا در عبور از سطوح آب به سرعت رطوبت را جذب کرده و مشابه با هوای حارّه‌ای دریایی می‌شود. علامت اختصاری این توده‌های هوا روی نقشه‌های هواشناسی cT می‌باشد.

هوای حارّه‌ای - دریایی (mT) هوای حارّه‌ای - دریایی (Tropical maritime) از مناطق پرفشار نیمه‌گرمسیری اقیانوسها سرچشمه می‌گیرد. وضعیت هوا در این‌جا اساساً آرام و صاف است. هنگامی که هوای حارّه‌ای دریایی با چیره بادهای غربی یا تجاری به خارج از مبدأ خود حرکت می‌کند، خواص آن دستخوش تغییر می‌گردد. طی حرکت بادهای غربی، به سطوح سردتر آب برمی‌خورد، و سرد شدن یکنواخت تودهٔ هوا تشکیل مه و ابرهای استراتوس را می‌دهد و گاهی‌اوقات نیز باران ملایمی می‌بارد. با عقب‌نشینی توده‌های هوای قطبی در تابستان، هوای حارّه‌ای دریایی مسیر بیشتری را به طرف شمال، نسبت به زمستان، طی می‌کند. ورود هوای گرم و مرطوب به طرف شمال، و برخورد با جریانات سرد اقیانوس منجمد شمالی، عامل ایجاد مه‌های تابستانی در آتلانتیک شمالی و اقیانوس آرام شمالی می‌باشد. در حرکت به سمت خط استوا همراه با بادهای تجارتی، هوای حارّه‌ای دریایی گرمتر و مرطوبتر می‌شود. بیشتر وقتها، هوای صاف با ابرهای پراکنده کومولوس در قسمت قطبی کمربند بادهای تجارتی دیده می‌شود. هرچه جُنب‌وجوش این هوا کمتر باشد، تمایل بیشتری برای تشکیل ابرهای از نوع جابه‌جایی و توفانهای رگباری همراه آن وجود دارد.

هوای حارّه‌ای - دریایی، در حرکت از مبدأ به سمت شرق یا غرب، به جریانات ساحلی با دمای متفاوت و مناطق ساحلی برخورد می‌کند. اگر به مناطق خشکی سردتر برخورد کند، مه و ابرهای نوع استراسوس ایجاد می‌کند. اگر زمینهای گرم در جهت عکس باد وجود داشته باشد، معمولاً ابرهای کومولوس و کومولونیمبوس همراه با رگبار و توفان تندری به وجود می‌آیند. روی نقشه‌های هواشناسی این توده‌های هوا با علامت mT نشان داده می‌شوند.

هوای استوایی (E) هوای استوایی (Equatorial)، نقش برجسته‌ای در وضعیت هوای دریاهای مناطق استوایی و گرمسیری دارد. وقتی در مناطق استوایی، هوا ساکن می‌شود، دما و رطوبت آن بالا می‌رود. در این‌گونه هوا، ابرهای کومولوس، همراه با توفانهای تندری مکرّر، بوجود می‌آید. وقتی هوای استوایی از مناطق خشک عبور می‌کند چون در اثر گرم شدن زمین توسط خورشید

دمای سطح خاک در عصر به حداکثر مقدار خود می‌رسد در نتیجه در این وقت روز ابرهای ستونی کومولوس و کومولونیمبوس، همراه با رگبار، بوجود می‌آید. امّا، بر روی سطوح اقیانوس، اُفت دما در طول شب افزایش می‌یابد و شرایط ناپایداری لازم برای رگبارهای تندری فراهم می‌شود.

به خاطر رطوبت مطلق زیاد در هوای استوایی هرگونه بارندگی در آن بسیار شدید خواهد بود. هوای استوایی به مقدار زیاد در نزدیکی مناطق جنوب‌غربی اقیانوس آرام ظاهر می‌شود که گاهی اوقات به سمت عرضهای جغرافیایی بالا حرکت می‌کند و در صورت برخورد با جریانات سرد، ایجاد مه غلیظ می‌کند. علامت اختصاری برای این توده‌های هوا E می‌باشد.

۴-۱-۲ حرکت توده‌های هوا

همانطور که گفته شد توده‌های هوا قبل از تشکیل، مدت زیادی در مبداء خود ساکن باقی می‌مانند تا این که سرانجام جریان کلی هوا آنها را بحرکت درمی‌آورد و تمام توده یکباره از محل اصلی خود جدا و جریان پیدا می‌کند. مثلاً در مورد توده‌های شمالگان زبانه‌های هوای سرد از تمام جهات به سمت مدارات جنوبی حرکت می‌کنند.

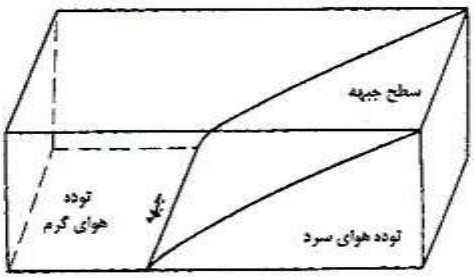
مناطق تشکیل توده‌های هوا، چه در قطب و چه در نواحی حارّه‌ای، از وضعیت آب و هوائی یکنواختی برخوردارند اما مناطقی که خارج از مبداء تشکیل توده‌ها می‌باشند مانند عرضهای جغرافیائی میانی به دلیل عبور توده‌های هوای گرم یا سرد و برخورد توده‌های قطبی و حارّه‌ای با یکدیگر دارای آب و هوای متغیر می‌باشند.

توده‌های هوا در اثر حرکت بتدریج از نظر ماهیت تغییر پیدا می‌کنند. این تغییر بستگی به خصوصیات دما و رطوبت سطحی دارد که توده هوا از روی آن عبور می‌کند. مثلاً یک توده هوای قطبی برّی (cP) ممکن است پس از عبور از روی دریا تبدیل به توده قطبی - دریایی (mP) شود و یا توده‌های تروپیک - برّی (cT) به هوای تروپیک - دریائی (mT) تبدیل شوند. حتی یک توده هوای تروپیک - دریائی وقتی به مدارهای بالاتر می‌رسد ممکن است گرم و خشک شود.

اگر یک توده هوا از روی سطحی عبور کند که دمای آن سطح کمتر از دمای توده هوا باشد آن را **توده هوای گرم** گویند. به عبارت دیگر در این وضعیت دمای توده هوا بیشتر از دمای سطحی است که از روی آن می‌گذرد. برعکس چنانچه توده هوا از روی یک سطح گرم‌تری عبور کند آن را توده هوای سرد نامند. در مورد اول به علامت توده هوا حرف W و در مورد دوم حرف K اضافه می‌شود. مثلاً cPK علامت توده هوای قطبی - برّی است که دمای آن نسبت به سطحی که از روی آن می‌گذرد سردتر است و یا cPW توده هوای قطبی - برّی است که دمای آن از دمای سطحی که از روی آن می‌گذرد بیشتر است.

۴-۲ جبهه‌های هوا

در توصیف توده‌های هوا گفتیم که خصوصیات دما و رطوبت توده‌های هوا در جهات افقی یکنواخت است. هنگامی که دو توده هوا با خصوصیات مختلف با یکدیگر برخورد کنند مرز دو توده منطقه نازک یا سطحی خواهد بود که در دو طرف آن دما و رطوبت و فشار تفاوت چشمگیری دارد. این مرز را جبهه (front) یا **خط ناپیوستگی** (line of discontinuity) نامند ولی توجه داشته باشید که این مرز یک خط نیست بلکه یک صفحه است. از طرف دیگر توده‌های هوا در جهت عمودی نیز گسترش دارند لذا سطحی که در جهت قائم دو توده هوا را مجزا می‌کند **سطح جبهه‌ای** (frontal surface) گفته می‌شود. «**جبههٔ‌زمینی**» (ground front) در واقع محل تقاطع سطح جبهه با رویه زمین است. وضعیت سه بعدی که در شکل ۴-۱ نشان داده شده است می‌بایست در هنگام تجزیه و تحلیل جبهه‌ها همواره در نظر گرفته شود. اگرچه در نقشه‌های هواشناسی تنها خود جبهه (مرز افقی دو توده هوا) رسم می‌شود ولی حدفاصل عمودی آنها نیز می‌بایست در نظر مجسم گردد.



شکل ۴-۱ تصویر سه‌بعدی از یک جبهه هوا

۴-۲-۱ خصوصیات کلی جبهه‌های هوا

هرچند جبهه‌ها از نظر نوع باهم متفاوتند اما وجوه مشترکی نیز دارند. هنگامی که دو توده هوای سرد و گرم بهم می‌رسند هوای سرد به دلیل سنگین بودن مانند یک تیغه بولدوزر به قسمت زیر توده هوای گرم خزیده و هوای گرم روی شیب این تیغه به سمت بالا حرکت می‌کند. در این وضعیت که بصورت تصویری در شکل ۴-۲ نشان داده شده است شیب تیغه هوای سرد نسبةً ملایم و بسته به نوع توده هوا از ۱۰۰ :۱تا۵۰۰ :۱ تغییر می‌کند. منظور از شیب نسبت صعود عمودی به حرکت افقی توده هواست.

باید توجه داشت که سطح جبهه‌ای به مفهوم کلّی وجود خارجی ندارد بلکه در واقع بین دو توده هوا یک منطقه بینابینی یا گذار است که تقریباً ویژگیهای هر دو توده را داشته و ضخامت آن بسته به تفاوت خصوصیات دو توده هوا از چند صدمتر تا چند هزار متر متغیر است مثلاً اگر یک

نفر با توده‌های گرم به سمت شمال حرکت کند ابتداً بتدریج و بطور یکنواخت با کاهش دما مواجه می‌شود تا جایی که دما شدیداً افت پیدا کرده و توده هوای سرد خاصّیت خود را ظاهر می‌نماید. محلی که خاصیت هر دو توده هوا را کم‌وبیش دارا می‌باشد منطقه *بینابینی* یا گذار نام دارد. هرچه اختلاف دما و رطوبت بین دو توده زیادتر باشد ضخامت منطقه گذار کمتر است. باتوجه به این که شیب سطح جبهه ملایم است، منطقه گذار، ولو با ضخامت کم در محل تلاقی سطح جبهه با سطح افقی زمین منطقه بسیار وسیعی را در بر می‌گیرد. به این دلیل تشخیص مرز دو توده هوا در سطح زمین برای ما بسیار مشکل است. دما، فشار، باد و ابر و بارندگی از خصوصیات بارز جبهه‌هاست که باید وضعیت جبهه‌ها را از روی آنها شناخت.

شکل ۴-۲ برخورد دو توده هوای گرم و سرد

وضعیت دما در یک جبهه بستگی به دمای دو تودهٔ هوائی دارد که در مقابل یکدیگر قرار گرفته‌اند. همانطور که گفته شد اگر اختلاف دمای دو توده زیاد باشد در این صورت منطقه گذار دو توده هوا نازک خواهد بود. از نظر تغییرات دما در جهت قائم جبهه هنگامی که از سطح زمین بطرف بالا صعود کنیم در داخل تیغه هوای سرد گرادیان دما نسبت به ارتفاع منفی و دما تا وقتی که به سطح جبهه برسیم مرتب کاهش می‌یابد. از آنجا به بعد در منطقه گذار، دما نسبت به ارتفاع افزایش می‌یابد تا به توده هوای گرم برسیم که دوباره در داخل توده هوای گرم گرادیان در دما منفی شده و با افزایش ارتفاع از دمای هوا کاسته می‌شود.

تغییرات فشار نیز در دو طرف جبهه کاملاً مشهود و جبهه محل تیز شدن خطوط همفشار است. بیشتر جبهه‌ها از مرکز منطقه کم‌فشار می‌گذرند. بنابراین می‌توان گفت فشار در جهت عمود بر جبهه، افزایش می‌یابد.

یادآوری می‌شود که باد همواره در اثر گرادیان فشار و در جهت برآیند آن با نیروهای منحرف کننده می‌وزد. یعنی جهت باد با خطوط همفشار زاویه ملایمی را تشکیل داده و از طرف فشار زیادتر به سمت فشار کمتر است. بنابراین واضح است که وجود جبهه باعث منحرف شدن باد نیز می‌شود. البته مدتها قبل از این که توده‌های هوا و جبهه‌ها به‌لحاظ علمی شناخته شده و مورد تجزیه وتحلیل قرار گیرند موضوع تغییر جهت بادها درنقاط مختلف دنیا تشخیص داده شده بود اما توجیهی علمی برای آن وجود نداشت و فقط از آن مکانها بعنوان خطوط تغییر جهت بادها

یاد می‌شد.

ابری شدن هوا و بارندگی نیز از خصوصیات جبهه‌هاست. این موضوع به دلیل سرد شدن بی‌دررو هوای گرم در اثر بالا رفتن روی سطح جبهه است. زیرا همانطور که در قبل گفته شد هر زمان که یک توده هوا به دلایلی مجبور به صعود و حرکات عمودی شود دمای آن بصورت بی‌دررو کاهش پیدا می‌کند (افتاهگ بی‌دررو) و از تراکم بخار آب ابر بوجود می‌آید. نوع ابرها و بارندگیهائی که در این وضعیت بوجود می‌آید بستگی به مقدار رطوبت هوا و شیب سطح جبهه دارد. باتوجه به شیب ملایم سطح جبهه و بالا رفتن هوای گرم در امتداد آن مسلم است که ابری شدن هوا سطح بسیار وسیعی را در بر می‌گیرد. باید توجه داشت که قسمت اعظم ابرها در بالای نوک تیغه هوای سرد ایجاد می‌شوند و همین ابرهای متراکم است که به دلیل سرد شدن ایجاد بارندگی می‌کنند. ابرها بر حسب فرم و موقعیتشان نسبت به زمین طبقه‌بندی می‌شوند: تیپ ابرها بر اساس نقش آنها در تشکیل وضعیت هوا به شرح جدول ۴-۱ است:

جدول ۴-۱ نام ابرها و علائم اختصاری آنها

شماره	نام ابر	علامت	شماره	نام ابر	علامت
(1)	Cirus	(Ci)	(6)	Stratus	(St)
(2)	Cirrostratus	(Cs)	(7)	Stratocumulus	(Sc)
(3)	Cirrocumulus	(Cc)	(8)	Nimbostratus	(Ns)
(4)	Altostratus	(As)	(9)	Cumulus	(Cu)
(5)	Altocumulus	(Ac)	(10)	Cumulonimbus	(Cb)

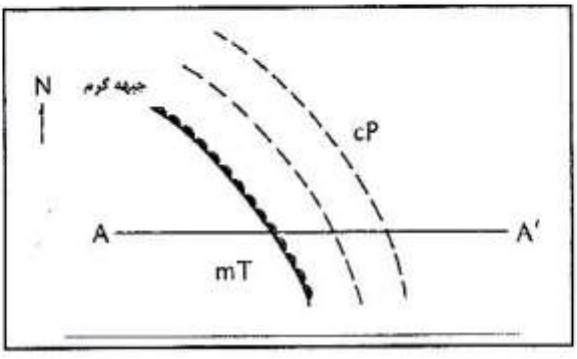
البته ابرها به زیرگروهای دیگری از نظر گونه و نوع نیز طبقه‌بندی می‌شوند. ابرهای سیروس در ارتفاعات بالا (بیش از ۱۲ کیلومتر) وجود داشته و در تولید بارندگی کوچکترین نقش را دارند در حالی که ابرهای کومولونیمبوس در ارتفاعات بسیار پایین تشکیل شده و بارندگی‌های شدید را باعث می‌شوند.

۴-۲-۲ انواع جبهه‌های هوا

بسته به حرکت توده‌های هوا جبهه‌های مختلف تشکیل می‌شود که عبارتند از **جبهه گرم** (warm fornt) و **جبهه سرد**(cold front) که در اینجا به شرح مختصر آن می‌پردازیم. اما جبهه‌ها انواع دیگری هم دارند که از آن جمله می‌توان به **جبهه ساکن** (stationary front) **جبهه بند آمده** (occluded front) و **جبهه فوقانی**(upper front) اشاره کرد که شرح کامل آنها خارج از محدود این کتاب می‌باشد.

جبهه گرم برحسب تعریف جبهه گرم به جبهه‌ای گفته می‌شود که در امتداد آن هوای سرد

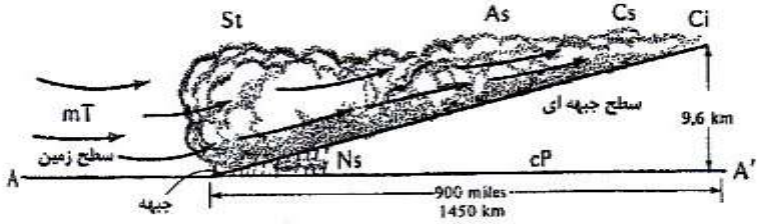
توسط هوای گرم جابجا می‌شود. بنابراین اگر یک توده هوای گرم روی زمینی که قبلاً هوای آن سرد بوده است جریان پیدا نماید گفته می‌شود یک جبهه هوای گرم در حال آمدن است. روی نقشه‌های هواشناسی جبهه گرم با نیمدایره‌های سیاه‌رنگی که روی جبهه کشیده می‌شود و قوس آن به سمت حرکت جبهه رسم شده است، نشان داده می‌شود. در شکل ۴-۳ که تصویر یک جبهه گرم را نشان می‌دهد توده هوای گرم تروپیک - دریائی (mT) از توده هوای قطبی - حاره‌ای (cP) با یک جبهه گرم مجزا شده است. موقعیتهای بعدی حرکت جبهه نیز در این شکل با خط چین نشان داده شده است.



شکل ۴-۳ نقشه یک جبهه گرم ـ خط‌چینها موقعیت بعدی جبهه را نشان می‌دهد 'AA خطی است که درشکل ۴-۴ پروفیل طولی جبهه در امتداد آن نشان داده شده است

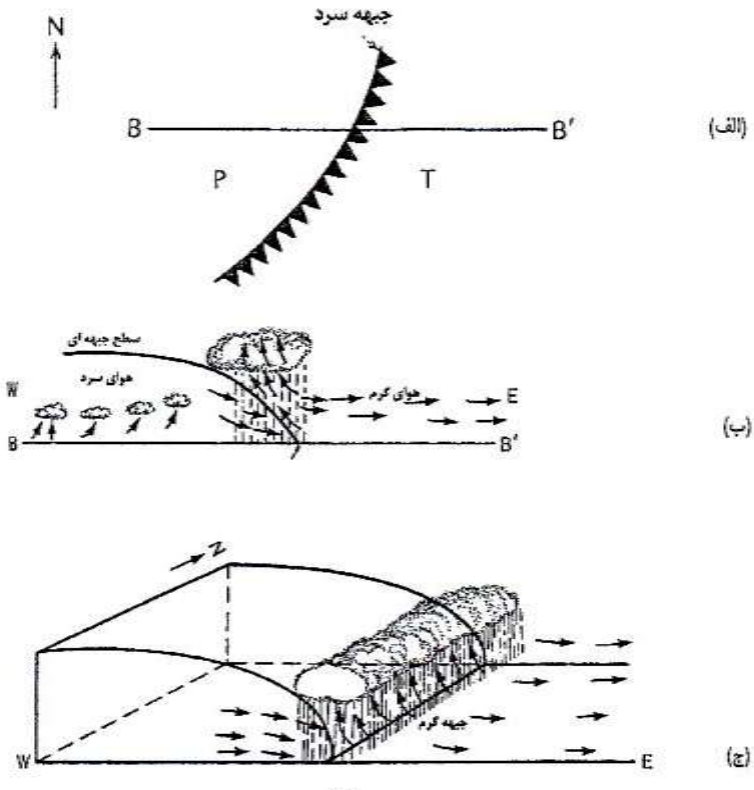
اگر به شکل ۴-۴ که مقطع عمودی همین جبهه را در امتداد خط 'AA نشان می‌دهد توجه شود ملاحظه می‌کنیم که هوای سرد قطبی در مقابل هوای گرم سطح شیبداری تشکیل می‌دهد و به همین صورت به عقب رانده می‌شود (در این شکل از غرب به طرف شرق). بدین ترتیب هوای گرم در امتداد شیبی که هوای سرد مانند یک تیغه بوجود آورده است بالا می‌رود بطوری که سطح جبهه ممکن است تا ۱۶۰۰ کیلومتر یا بیشتر گسترش یابد.

با توجه به شیب حدود ۱:۱۵۰ سطح جبهه ارتفاع ابرها در فاصله‌ای تقریب ۱۴۵۰ کیلومتری جلو جبهه تا حدود ۱۰ کیلومتر می‌رسد. بنابراین به تدریج که جبهه جلو می‌آید انواع ابرها مانند *سیروس* (Cirrus)، *سیرواستراتوس* (Cirrostratus)، *آلتواستراتوس* (Altostratus)، *استراتوس* (Strartus)، و *نیمبواستراتوس* (Nimbostratus) ظاهر می‌شود. توده متراکم روی سطح جبهه و در نزدیکی دنباله آن که در شکل نیز دیده می‌شود معمولاً بارش یکنواختی را ایجاد می‌کند تا اینکه سرانجام پس از عبور جبهه و جایگزین شدن هوای گرم بتدریج هوا نیمه ابری و سپس با عبور ابرهای استراتوس هوا تقریباً صاف می‌شود.



شکل ۴-۴ سطح مقطع جبهه گرم در امتداد خط AA′

جبهه سرد جبهه سرد برحسب تعریف وضعیتی است که در آن هوای گرم توسط هوای سرد جابجا می‌شود. درنقشه‌های هواشناسی جبهه سرد با مثلث های کوچکی که روی جبهه کشیده می‌شود و نوک آنها به‌سمت حرکت جبهه می‌باشد نشان داده می‌شود. در شکل ۴-۵ الف تصویر یک جبهه سرد بین دو توده هوای قطبی (P) و حاره‌ای (T) دیده می‌شود. مقطع عمودی سطح جبهه در امتداد BB′ در قسمت ب و تصویر سه‌بعدی آن در قسمت ج شکل مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۵ جبهه سرد. از بالا به پایین: (الف) نمایش یک جبهه‌سرد، (ب) مقطع عمودی سطح جبهه و (ج) تصویر سه‌بعدی سطح جبهه

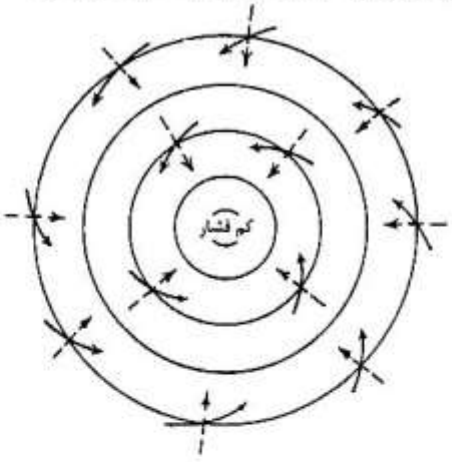
در اینجا سطح جبهه برعکس جبهه‌های گرم دارای شیب به سمت پائین است. به عبارت دیگر در جبهه گرم هوا در امتداد شیب روی هوای سرد صعود می‌کرد حال آنکه در جبهه سرد شیب سطح جبهه در جهت حرکت رو به پائین است. هم‌چنین مشاهده می‌شود که شیب جبهه سرد در نزدیک سطح زمین تندتر از شیب آن در قسمتهای بالاتر است. این موضوع به دلیل مقاومت سطح زمین و اصطکاکی است که مانع حرکت هوا می‌شود در صورتی که هوای بالاتر با سرعت بیشتری جابجا می‌شود. در اکثر موارد پیشروی هوای سرد سریعتر از حرکت هوای گرم جلو جبهه است در نتیجه هوای گرم جلو سطح جبهه با سرعت و شدت بالا رفته و پس از سرد شدن و پیدایش ابرهای کومولوس و کومولونیمبوس بارندگیهائی را بوجود می‌آورد که عمدةً از نوع رگبارش است. بسته به شیب جبهه و وضعیت دما در هوای گرم، ابرها و بارشهای حاصله بصورت طوفانهای تندری همراه با هوای متلاطم است که در طول جبهه وجود دارد. در جبهه‌های پرشیب بارانها شدید و کوتاه مدت بوده و سطح کوچکی را در جلو جبهه دربرمی‌گیرد حال آنکه درجبهه‌های سرد با شیب کم وسعت بارندگی زیاد و شدت بارندگی کمتر می‌باشد.

۴-۳ چرخند، واچرخند و بادهای محلی

وضع هوا در عرضهای میانی، که کشور ایران نیز در بخشی از آن واقع شده است، نه تنها تحت تأثیر توده‌های هوای قطبی و حارّه‌ای است بلکه برخورد آنها و ایجاد سامانه‌های چرخندی (cyclonic systems) و واچرخندی (anticyclonic systems) نیز بسیار حائز اهمیت است.

یک **چرخند** یا **سیکلون** (cyclone) منطقه یا حجمی است از هوای کم‌فشار با مقطع تقریباً دایره‌ای شکل که قطر آن ممکن است به صدها تا هزارها کیلومتر برسد در چنین ناحیه‌ای کمترین مقدار فشار جوّی در مرکز بوده و در امتداد شعاع و به طرف خارج از مرکز مقدار فشار افزایش می‌یابد. شکل ۴-۶ مقطع یک چرخند را در نیمکرهٔ شمالی نشان می‌دهد. در این شکل هریک از دایره‌ها نشان دهندهٔ خطوط هم‌فشار است که از خارج به طرف مرکز مقدار آنها کاهش پیدا می‌کند. پیکانهایی که با خطوط مقطع نشان داده شده است جهت گرادیان فشار می‌باشد. هرچند باد تحت تأثیر گرادیان فشار به جریان می‌افتد امّا تحت تأثیر نیروهای اصطکاک، کوریولیس، و گریز از مرکز نیز قرار می‌گیرد. بنابراین سمت باد به جای این که مستقیماً به طرف مرکز کم‌فشار باشد (پیکان‌های خط چین) در امتداد خطوط هم‌فشار می‌وزد و با جهت گرادیان فشار، زاویهٔ نسبةً بزرگی می‌سازد که جهت آن با پیکانهای سیاه رنگ نشان داده شده است. در این مورد نیروی ظاهری *کوریولیس* بزرگترین نقش را دارد. برای این که به عمل این نیروی ظاهری پی ببرید صفحه‌ای دایره‌ای شکل و بزرگ را تصور کنید که در جهت پادساعتگرد می‌چرخد و شما همراه با یک صفحه نشانه *دارت* (dart) در دو نقطه از آن برای زدن تیرهایی که در دست شماست قرار

گرفته‌اید در اینجا اولاً هم شما و هم صفحه نشانه در حرکتند و اگرچه سرعت زاویه‌ای هر دو مساوی است اما سرعت خطی آنکه دورتر از مرکز است زیادتر است. از طرف دیگر تیری که دست شماست و قرار است آن را رها کنید قبل از رها شدن نیز دارای سرعت اولیه است که با سرعت صفحه دارت از نظر خطی متفاوت می‌باشد. بنابراین هنگامی که شما تیر را رها می‌کنید گرچه مستقیم رها می‌شود اما از دید یک ناظر مسیر آن دارای انحناء خواهد بود و گویی نیرویی بظاهر عمل کرده و آن را منحرف نموده است به این نیروی ظاهری **نیروی کوریولیس** می‌گویند که در حرکت زمین و هوای دور آن و در نتیجه سمت باد نیز این امر مشاهده می‌شود. در نیمکرهٔ شمالی، نیروی انحراف دهندهٔ کوریولیس باعث می‌شود تا باد به سمت راست گرادیان فشار منحرف شود، بطوری که در نزدیکی سطح زمین جریان هوا به صورت یک حرکت مارپیچی پادساعتگرد و به طرف داخل خواهد بود. امّا در ارتفاعات چند هزار متری نیروی اصطکاک کاهش یافته و اثر نیروی کوریولیس بیشتر می‌شود. لذا حرکت باد به موازات خطوط هم‌فشار خواهد بود. چنین بادهایی که در نتیجهٔ توازن نیروی گرادیان فشار و نیروی کوریولیس است به موازات خطوط هم‌فشار می‌وزند، اگر مسیر خطوط هم‌فشار منحنی باشد، **بادگرادیان**، و اگر هم‌فشارها تقریباً مستقیم و موازی باشند، **باد زمینگرد** نامیده می‌شود.

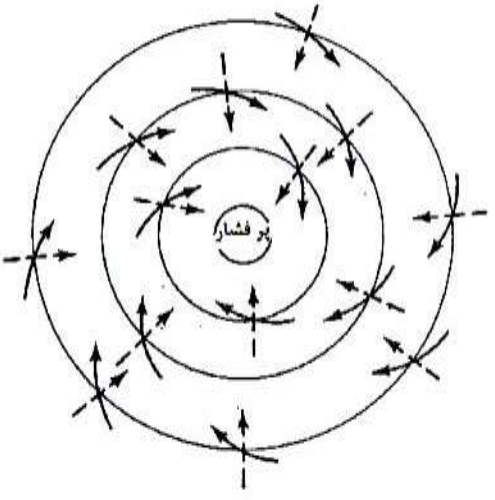


شکل ۴-۶ مقطع یک چرخند (سیکلون) در نیکره شمالی

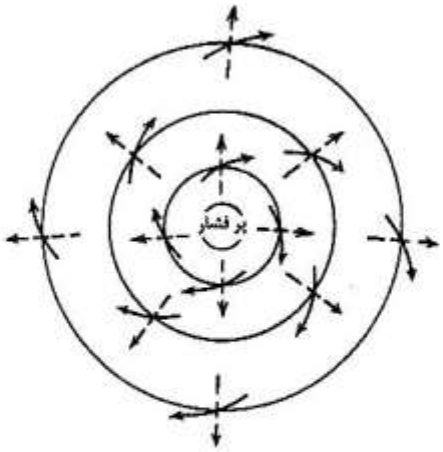
در نیمکرهٔ شمالی، به حرکت پادساعتگرد، **گردش چرخندی** (cyclonic circulation) گفته می‌شود. چرخند برخلاف آنچه‌از نام آن در ذهن تداعی می‌شود هیچ توفان مخرّب و خطرناکی را ایجاد نمی‌کند، بلکه تنها یکی از الگوهای متعارف آب و هوایی در عرضهای جغرافیایی میانی است. گر چه گرادیانهای شدید فشار در مناطق کم‌فشار عرضهای میانی، وزش بادهای شدیدی را به دنبال می‌آورد؛ امّا این بادها را نباید با گردبادها و **توفندها** (hurricanes) و یا **چرخندهای حارّه‌ای** (tropical cyclones) یکی دانست. در تمایز بین این دو، چرخندهای

عرضهای میانی از نظر فنّی به عنوان *چرخندهای فوق حارّه‌ای* (extratropical cyclones) شناخته می‌شوند. توجّه داشته باشید که جهت نیروی انحرافی کوریولیس در نیمکرهٔ جنوبی به طرف چپ گرادیان فشار بوده، در نتیجه حرکت باد مطابق الگوی شکل ۴-۷ خواهد بود. در عرضهای جنوبی جهت گردش چرخند ساعتگرد می‌باشد.

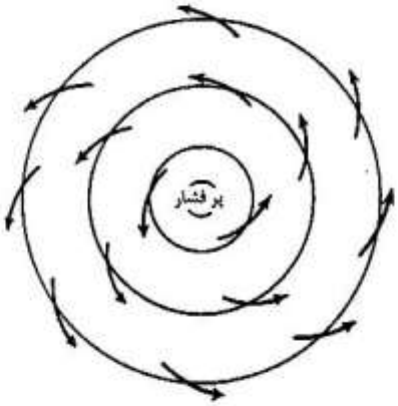
مناطق پرفشار مدوّر غیرمنظم راکه در آن جهت حرکت هوا مخالف جهتی است که در مراکز کم‌فشار عنوان گردید *واچرخند* یا *آنتی‌سیلکون* (anticyclone) گویند. در این مراکز باد باید اساساً از مرکز به طرف خارج آن بوزد، امّا تحت تأثیر دو نیروی گرادیان فشار و نیروی انحرافی کوریولیس، مسیر باد یک مسیر مارپیچی است که در نیمکرهٔ شمالی جهت آن ساعتگرد، و در نیمکرهٔ جنوبی پادساعتگرد است. شکلهای ۴-۸ و ۴-۹ به ترتیب جهت گردش واچرخند را در نیمکره‌های شمالی و جنوبی نشان می‌دهد. جهت گرادیان فشار با پیکانهای مقطع نشان داده شده است. چون جهت گردش باد حول یک مرکز پرفشار برخلاف جهت باد حول یک چرخند (سیستم کم‌فشار) است، بنابراین به آن *حرکت واچرخندی* (aniticyclonic) و چنین سیستمی را واچرخند نامند. در این مورد نیز مشابه چرخندها، نیروی اصطکاک با ارتفاع کاهش می‌یابد و در نتیجه بادهای شدید در ارتفاعات چندین هزار متری از سطح زمین بیشتر تحت تأثیر نیروی انحرافی قرار می‌گیرند. بنابراین در ارتفاعات بالا باد تحت تأثیر شرایط زمینگرد یا گرادیان موازی خطوط هم‌فشار خواهد وزید، حال آن که در نزدیکی سطح زمین جهت باد با هم فشارها زاویه‌ای را می‌سازد.



شکل ۴-۷ گردش یک چرخند در نیمکرهٔ جنوبی



شکل ۴-۸ گردش هوا در اطراف یک واچرخند در نیمکرهٔ شمالی.



شکل ۴-۹ گردش هوا در اطراف یک واچرخند در نیمکرهٔ جنوبی.

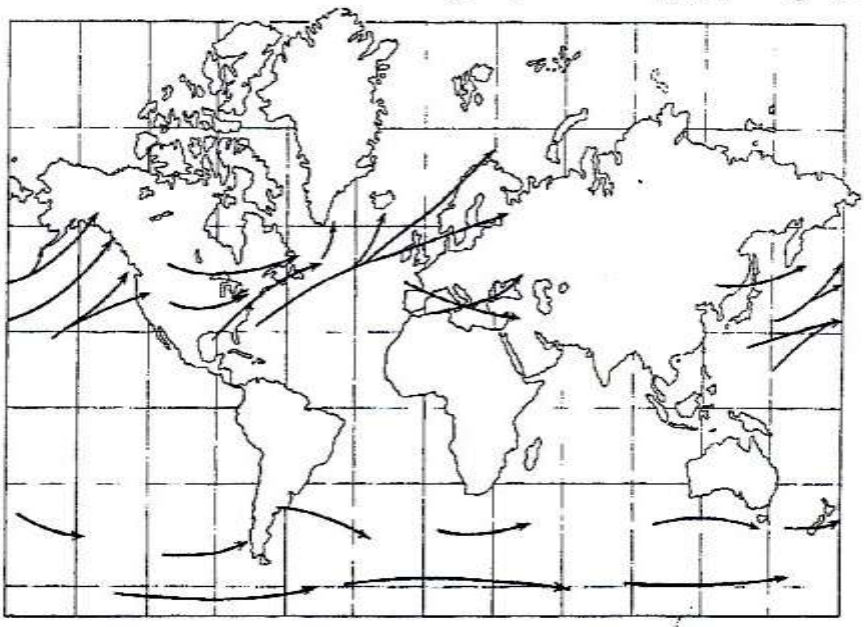
همانطور که فعالیتهای چرخندی توأم با ایجاد باد و توفانهای نسبةً قوی است، واچرخندهای قوی نیز با جریانهای هوای سرد و متراکمی که از قطب به طرف عرضهای جغرافیایی پایین در حرکتند همراه هستند. طی ماههای سرد سال هوای سرد قطبی به طرف عرضهای پایین به راه می‌افتد و بادهای قوی را در این مدارها ایجاد می‌کند که به آن باد شمالی (Norther) گفته می‌شود.

تأثیر حرکت چرخندها و واچرخندها توده‌های کم‌فشارها و پرفشارها را می‌توان امواج فشاری قوی در نظر گرفت که در داخل جوّ با سرعتی معادل ۳۰ تا ۵۰ کیلومتر در ساعت در حرکتند. تغییرات مداوم و نامنظم فشار در عرضهای میانی، نتیجهٔ عبور پی‌درپی مناطق کم‌فشار و پرفشار است که معمولاً دارای اندازه‌های گوناگون و گرادیان فشار متفاوت می‌باشند. علاوه بر

این، با سرعتهای مختلف حرکت می‌کنند. در نتیجه میزان و مدت این تغییر فشارها متفاوت است و فشار نگار (ثبت‌کنندهٔ فشار) تغییرات قابل ملاحظه‌ای را از روزی به روز دیگر نشان می‌دهد. وقتی یک چرخند یا سیستم کم‌فشار نزدیک می‌شود فشارسنج پایین می‌افتد. میزان بالا رفتن و پایین رفتن فشارسنج یک ایستگاه هواشناسی به گرادیان فشار و سرعت سیستم فشاری که از طرف غرب به آن نزدیک می‌شود بستگی دارد. یک منطقهٔ کم‌فشار معمولاً با هوای بد (ابری و بارندگی) همراه است در حالی که یک منطقهٔ پرفشار با هوای خوب همراه است.

حرکت و مسیر چرخندها سرعت و جهت حرکت چرخندهای مختلف، ممکن است بسته به فشار محیط، دما، گردش هوا و شرایط جوّ بالا، دامنهٔ تغییرات وسیعی داشته باشد. سرعت متوسط حرکت چرخندها بین ۳۲ تا ۴۸ کیلومتر در ساعت، یا بین ۷۷۵ تا ۱۱۶۰ کیلومتر در روز تغییر می‌کند.

کمترین سرعت چرخندها مربوط به اواخر بهار، تابستان و اوایل پاییز یعنی زمانی که گردش جوّی به مراتب کُند و بطئی است می‌باشد. از طرفی افزایش سرعتها مربوط به دوران حاکمیت شدید چرخندها در دوره زمستانی است. فعالیت چرخندی تماماً در طول فصل سرد سال، هنگامی که جبههٔ قوی هوای قطبی به سمت عرضهای جغرافیایی مناطق گرمسیری هجوم می‌برد، می‌باشد و امواج چرخندی فعال متعددی را ایجاد می‌نماید. شکل ۴-۱۰ نشان‌دهنده مسیر کلی و عمومی چرخندها روی کره زمین است.



شکل ۴-۱۰ مسیر کلّی حرکت چرخندها در کرهٔ زمین

۴-۴ توده‌های هوا در ایران

غالباً این سوال مطرح می‌شود که چه نوع توده‌های هوا پهنه ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهند و چرا اصولاً بارندگی در ایران کم و عمدتاً زمستانه هستند. برای پاسخ به این سوال بی‌مناسبت نخواهد بود که بصورت اجمال وضعیت توده‌های هوا در ایران را مورد بررسی قرار دهیم.

توده‌های هوائی که از روی پهنه ایران عبور کرده و ریزش‌های جوّی ناشی از فعالیت آنها می‌باشد از نظر زمانی در دو گروه قرار می‌گیرند. یکی توده‌هائی که در ۸ الی ۹ ماه از سال (از مهرماه لغایت خرداد) فعالیت دارند و دیگری توده‌هائی که در ۳ الی ۴ ماه از سال (خرداد لغایت شهریور) ممکن است فعالیت داشته باشند و به نام توده‌هایی تابستانی معروف می‌باشند. از گروه اول می‌توان توده‌های زیر را نام برد:

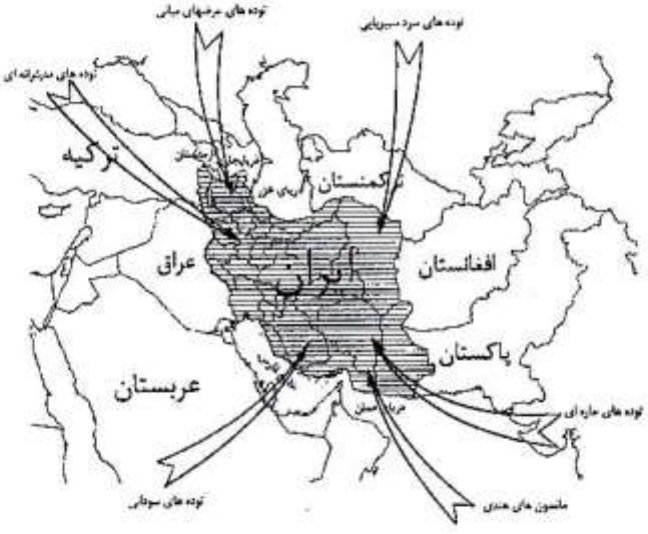
● **- توده‌های هوای سودانی** این توده‌ها از شمال شرق آفریقا منشاء گرفته و پس از عبور از روی بحر احمر و شبه جزیره عربستان از نواحی جنوب غرب وارد کشور می‌شوند (شکل ۴-۱۱). چون شکل‌گیری آنها روی خشکی (c) و نواحی حاره‌ای (T) می‌باشد ماهیت این توده‌های هوا بری - حاره‌ای (cT) است ولی این امکان وجود دارد که در مسیر خود مقدار زیادی رطوبت را از شرق شبه جزیره عربستان کسب نموده و تبدیل به توده‌های دریائی - حاره‌ای (mT) گردند. در این صورت خواهند توانست نواحی زیادی از ایران را از نظر بارندگی تحت تاثیر قرار دهند. این توده‌ها از نظر زمانی در دوره مهر تا اواخر اردیبهشت فعال می‌باشند. بنابراین بارندگی‌های حاصله از این توده‌ها زمستانه خواهند بود. چنین استدلال می‌شود که فعال نشدن این توده‌ها عامل اصلی خشکسالی در ایران می‌باشد و سالهائی که این توده‌های هوا وارد کشور نمی‌شوند به لحاظ بارندگی خشکسالی اتفاق می‌افتد.

● **- توده‌های مدیترانه‌ای** این توده‌های هوا از نواحی غربی کشور وارد ایران می‌شوند (شکل ۴-۱۱). منشاء آنها عرضهای نواحی قطبی (P) است.این توده‌ها اگر روی خشکی تشکیل شده باشند برّی قطبی (cP) و اگر روی دریاها شکل گرفته باشند دریائی - قطبی (mT) خواهند بود. چنانچه این توده‌های هواکه از آبان ماه لغایت اردیبهشت امکان ورود آنها به ایران میسر است با توده‌های سودانی برخورد کنند بارش‌های نسبتاً خوب و رگبارهای پراکنده‌ای را در نواحی غرب و شمال کشور باعث می‌شوند ولی بندرت نواحی جنوبی ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهند.

● **- توده‌های عرضهای میانی** سیستم دیگری که ممکن است ایران را تحت تاثیر قرار دهد توده‌هائی است که از روی اروپای مرکزی و دریای سیاه گذشته و از نواحی آذربایجان (شمال غرب کشور) وارد ایران می‌شوند. این توده‌ها اکثر نواحی شمال ایران، از آذربایجان تا خراسان، و

یا بطور کلی نیمه شمالی کشور را پوشش داده و در زمستان بارش‌های نسبتاً خوبی را در این قسمت از کشور باعث می‌شوند (شکل ۴-۱۱).

● **- توده‌های سرد سیبریائی** این توده‌ها از مناطق خشک (c) کلاهک قطبی (A) سرچشمه گرفته و باعث ریزش هوای بسیار سرد روی پهنه ایران می‌گردند که دامنه آن تا مناطق جنوب کشور و چابهار نیز می‌رسد (شکل ۴-۱۱). این سیستم‌ها که بیشتر نیمه شرق کشور را تحت تاثیر قرار می‌دهند اصولاً خشک بوده و فاقد باران هستند اما اگر با توده‌های هوائی که از غرب و جنوب غربی وارد کشور شده و دارای رطوبت هستند تلاقی پیدا کنند باعث خواهد شد که مقدار زیادی ریزش‌های جوی بخصوص برف را ایجاد کنند. تجربه چندین روز هوای بسیار سرد زمستانی بدون بارندگی در نواحی شمال شرق ایران ناشی از نفوذ این گونه توده‌های هوا می‌باشد.



شکل ۴-۱۱ مسیر ورود توده‌های هوا به پهنه ایران

توده‌های چهارگانه فوق را می‌توان توده‌های زمستانه کشور قلمداد کرد اما در تابستان نیز پهنه ایران ممکن است تحت تاثیر دو توده عمده هوا قرار گیرد که عبارتند از:

● **- توده‌های حارهٔای** این توده‌ها ممکن است از نوع دریائی (mT) یا بری (cT) بوده و از نواحی شرق وارد کشور می‌شوند (شکل ۴-۱۱). چنانچه این توده‌های هوا یا هوائی که از قطب وارد کشور شده است برخورد نمایند ناپایداری‌های شدیدی را در وضعیت هوا ایجاد می‌کنند که منجر به بارش‌های پراکنده در مناطق مختلف کشور می‌شود.

● **- مانسون‌های هند** گاهی اوقات مانسون‌های هندی مستقیماً در تابستان وارد کشور

می‌شوند که در این صورت در نواحی جنوب شرقی ایران بارش‌های قابل ملاحظه‌ای را ایجاد خواهند کرد. شدت این مانسون‌ها برخی اوقات بحدی زیاد است که تمام پهنه کشور را تحت تاثیر قرار می‌دهند. باران‌های مانسونی غالباً شدید بوده و در صورت بروز باعث ایجاد سیل‌های ناگهانی می‌گردند.

مسائل

۴-۱ توده هوا را تعریف کنید

۴-۲ جبهه را تعریف کنید ـ انواع آن کدامند

۴-۳ منشاء توده‌های مهم هوا کدام مناطق دنیا می‌باشند

۴-۴ منطقه جبهه و سطح جبهه را تعریف کنید

۴-۵ یک و چرخند چگونه شکل می‌گیرد

منابع برای مطالعه بیشتر

1- Donn, W, *Meteorology,* McGraw Hill book Co., New York., 1957.

2- Miller, A. and J. Thompson, *Elements of meteorology* , Bell and Howell Co., Columbus, Ohio, USA, 1975

3- Mutreja, K. *Applied hydrology,* Tata McGraw Hill, New Delhi, 1990.