

تقدیم بہ استاد و همکار ارجمند م
جناب آغا گلرنگ ہوشنگ قائمی . اسد است بالطنفی
کہ ہیتہ بہ اینجانب داشتہ و دار بہ با وید استاد کونہ خود
در ایبورد این اثر بہ رکوعیک مرا باری فرمائید .

سید علیرضا صادقی حسینی

صادقی

۱۳۶۹، ۷، ۳



هواشناسی فیزیکی

بی. جی. رتالاک

ترجمہ سید علیرضا صادقی حسینی

انجمن
هواشناسی شور

مرکز نشر دانشگاهی، تهران



Compendium of Meteorology
B.J. Retallack
Secretariat of the World Meteorological Organization, 1973

هواشناسی فیزیکی
تألیف بی. جی. رتالاک
ترجمه سیدعلیرضا صادقی حسینی
ویراسته بهرام معلمی
مرکز نشر دانشگاهی، چاپ اول ۱۳۶۵
تعداد ۳۰۰۰
لیتوگرافی: خواندنیها
چاپ و صحافی: چاپ سایه
حق چاپ برای مرکز نشر دانشگاهی محفوظ است

| | | |
|---------------------------|-------|---|
| Retallack, B | J | رتالاک |
| compendium of meteorology | | هواشناسی فیزیکی عنوان اصلی: |
| | | واژه‌نامه: ص. |
| | | ۱. هواشناسی. الف. صادقی حسینی، علیرضا، مترجم. ب. عنوان. |
| | ۵۵۱٫۵ | QC۶۴۳ |

بسم الله الرحمن الرحيم

فهرست

| صفحه | عنوان |
|------|---|
| ۱ | مقدمه |
| ۳ | ۱. ترکیب جو |
| ۳ | ۱.۱ ترکیب هوای خشک |
| ۵ | ۲.۱ بخار آب |
| ۶ | ۳.۱ اوزون |
| ۷ | ۴.۱ دی اکسید کربن (گاز کربنیک، CO_2) |
| ۸ | ۵.۱ هواویزها |
| ۱۰ | ۶.۱ آلودگی هوا |
| ۱۲ | ۷.۱ وضع هوا و اقلیم |
| ۱۴ | ۲. تابش خورشیدی |
| ۱۴ | ۱.۲ مشخصه‌های خورشیدی |
| ۱۵ | ۲.۲ ماهیت تابش خورشیدی |
| ۱۷ | ۳.۲ توزیع جغرافیایی و فصلی تابش خورشیدی |
| ۲۰ | ۴.۲ کاستی تابش خورشیدی |
| ۲۰ | الف) درآشامی |
| ۲۰ | ب) پراکندگی |
| ۲۲ | ۵.۲ شار عمودی یک باریکه مستقیم روی سطح زمین |
| ۲۵ | ۶.۲ آفتابگیری سطح زمین از راه باریکه مستقیم |

| | |
|----|---|
| ۲۶ | ۷.۲ وضع تابش خورشیدی در شرایط بی ابری |
| ۲۷ | ۸.۲ وضعیت تابش خورشیدی در آسمان ابری |
| ۲۹ | ۹.۲ میانگین وضعیت تابش خورشیدی |
| ۳۱ | ۳. تلبش زمینی |
| ۳۱ | ۱.۳ خصیصه‌های تابش زمینی |
| ۳۳ | ۲.۳ درآشامی تابش زمینی |
| ۳۵ | ۳.۳ تراگسیل تابش زمینی از طریق جو |
| ۳۶ | ۴.۳ محاسبات سیمپسون در مورد انتقال تابش زمینی |
| ۳۷ | الف) طول موجهای T |
| ۳۸ | ب) طول موجهای S |
| ۳۸ | ج) طول موجهای A |
| ۳۹ | ۵.۳ ضریب درآشامی تعمیم یافته الساسر |
| ۴۰ | ۶.۳ گرمایش یا سرمايش تابشی |
| ۴۲ | ۴. توازن گرمایی میانگین |
| ۴۲ | ۱.۴ شواهد زمین‌شناختی و تاریخی |
| ۴۳ | ۲.۴ مشکلات محاسبه |
| ۴۴ | ۳.۴ تابش خورشیدی و سیستم زمین-زیرین کره |
| ۴۵ | ۴.۴ مؤلفه‌های بلند موج توازن گرمایی میانگین |
| ۴۵ | الف) شار تابش زمینی از سطح زمین |
| ۴۵ | ب) گسیل تابش توسط زیرین کره |
| ۴۵ | ج) تابش بلند موج پایین سو از طریق زیرین کره |
| ۴۵ | ۵.۴ آثار غیر تابشی |
| ۴۶ | الف) انتقال گرمای نهان |
| ۴۶ | ب) انتقال آشفته گرما |
| ۴۷ | ۶.۴ جمع‌بندی توازن گرمایی میانگین برای سیستم زمین-زیرین کره |
| ۴۷ | ۷.۴ اثر گلخانه‌ای جو |
| ۴۸ | ۸.۴ گرادیان دمای نصف‌النهاری در زیرین کره |
| ۵۰ | ۹.۴ ترابرد انرژی زیرین کره‌ای به سوی قطب |
| ۵۰ | ۱۰.۴ اندازه‌گیریهای تابشی از ماهواره‌ها |

| | |
|----|--|
| ۵۷ | ۵. ترمودینامیک هوای خشك |
| ۵۷ | ۱.۵ انبساط گاز در فشار ثابت |
| ۵۸ | ۲.۵ قانون بقای انرژی |
| ۵۸ | ۳.۵ گرمای ویژه |
| ۵۹ | ۴.۵ قانون اول ترمودینامیک |
| ۶۰ | ۵.۵ انرژی داخلی گاز ایده آل |
| ۶۰ | ۶.۵ انرژی داخلی گازهای حقیقی |
| ۶۱ | ۷.۵ فرایندهای بی دررو در گازهای ایده آل |
| ۶۲ | ۸.۵ دمای پتانسیل |
| ۶۳ | ۹.۵ ثابت ویژه گاز برای هوای خشك |
| ۶۳ | ۱۰.۵ معادله حالت برای هوای خشك |
| ۶۳ | ۱۱.۵ گرمای ویژه هوای خشك |
| ۶۴ | ۱۲.۵ فرایندهای دررو در جو |
| ۶۴ | ۱۳.۵ فرایندهای بی دررو در جو |
| ۶۴ | ۱۴.۵ معادله پواسون برای هوای خشك |
| ۶۵ | ۱۵.۵ شکل‌های دیگر معادله انرژی |
| ۶۵ | ۱۶.۵ انتروپی |
| ۶۶ | ۱۷.۵ فرایند بی دررو خشك |
| ۶۸ | ۶. ترمودینامیک هوای نمناك |
| ۶۸ | ۱.۶ سه حالت آب |
| ۷۰ | الف) خط تکدمای حالت سه گانه که از نقطه T می گذرد |
| ۷۰ | ب) خط تکدمایی که از نقطه بحرانی (C) می گذرد |
| ۷۱ | ۲.۶ گرمای نهان |
| ۷۱ | الف) گرمای نهان ذوب (L_{12}) |
| ۷۱ | ب) گرمای نهان تبخیر (L_{23}) |
| ۷۱ | ج) گرمای نهان تصعید (L_{13}) |
| ۷۲ | ۳.۶ معادله کلاؤسیوس-کلاپرون |
| ۷۳ | ۴.۶ معادله حالت برای بخار |
| ۷۴ | ۵.۶ متغیرهای رطوبت |
| ۷۴ | الف) فشار بخار |
| ۷۴ | ب) فشار بخار اشباع |
| ۷۴ | ج) نسبت آمیختگی |

| | |
|----|---|
| ۷۵ | د) نسبت آمیختگی اشباع |
| ۷۶ | ه) رطوبت نسبی |
| ۷۷ | و) رطوبت ویژه |
| ۷۷ | ۶.۶ معادلهٔ حالت برای هوای نمناک |
| ۷۷ | ۷.۶ رابطهٔ سیال R_d و R_m |
| ۷۸ | ۸.۶ دمای مجازی |
| ۷۹ | ۹.۶ محاسبهٔ دمای مجازی |
| ۸۰ | ۱۰.۶ فرایندهای تک-فشاری برای هوای نمناک |
| ۸۰ | الف) دمای نقطهٔ شبنم |
| ۸۰ | ب) دمای تر |
| ۸۱ | ج) دمای هم‌ارز |
| ۸۱ | ۱۱.۶ دمای نقطهٔ شبنم |
| ۸۱ | ۱۲.۶ دمای تر |
| ۸۱ | ۱۳.۶ دمای هم‌ارز |
| ۸۱ | ۱۴.۶ انبساط بی‌دررو هوای نااشباع |
| ۸۲ | ۱۵.۶ فرایندهای بی‌دررو هوای اشباع‌شده |
| ۸۳ | ۱۶.۶ فرایند برگشت‌پذیر |
| ۸۳ | ۱۷.۶ فرایند برگشت‌ناپذیر |
| ۸۴ | ۱۸.۶ معادلهٔ بی‌دررو-وار |
| ۸۶ | ۷. ترازمنندی هیدروستاتیکی |
| ۸۶ | ۱.۷ نیروی گرانی |
| ۸۷ | ۲.۷ سطحهای تراز |
| ۸۷ | ۳.۷ ژئوپتانسیل یا |
| ۸۸ | ۴.۷ سطح هم‌پتانسیل |
| ۸۸ | ۵.۷ فشار یک سیال ساکن |
| ۹۰ | ۶.۷ ترازمنندی هیدروستاتیکی |
| ۹۰ | ۷.۷ معادلهٔ هیدروستاتیک |
| ۹۱ | ۸.۷ ضخامت یک لایهٔ جوی |
| ۹۳ | ۹.۷ جو معیار |
| ۹۵ | ۱۰.۷ ارتفاع‌سنجی |
| ۹۶ | ۱۱.۷ برگردانی فشار به سطح متوسط دریا |

| | |
|-----|--|
| ۹۸ | ۸. نمودارهای ترمودینامیکی |
| ۹۸ | ۱.۸ کاربرد مؤلفه‌های فشار در راستای قائم |
| ۹۹ | ۲.۸ ویژگی‌های مطلوب نمودارهای ترمودینامیکی |
| ۹۹ | ۳.۸ نمودار دما-انترپزی (نمودار $T-\phi$) |
| ۱۰۱ | ۴.۸ نمودار انرژي-جرم یا نمودار $T-Inp$ |
| ۱۰۵ | ۵.۸ نمودار اربی $T-Inp$ |
| ۱۰۷ | ۶.۸ تفسیر نمودار جوشناختی ترسیم شده |
| ۱۰۷ | ۷.۸ ارزیابی مقادیر گزارش شده |
| ۱۰۸ | الف) نسبت آمیختگی (r) |
| ۱۰۸ | ب) نسبت آمیختگی اشباع (r_g) |
| ۱۰۸ | ج) رطوبت نسبی (u) |
| ۱۰۸ | د) دمای پتانسیل (θ) |
| ۱۰۸ | ه) دمای مجازی (T_g) |
| ۱۰۹ | و) تراز میعان فرازش (LCL) |
| ۱۰۹ | ۸.۸ دمای تر (T_w) |
| ۱۱۰ | ۹.۸ دمای هم‌ارز (T_e) |
| ۱۱۱ | ۱۰.۸ بقای ویژگی‌های توده هوا |
| ۱۱۲ | ۱۱.۸ دمای پتانسیل وار (θ_{ee}) |
| ۱۱۲ | الف) دمای پتانسیل تر-وار (θ_{sw}) |
| ۱۱۳ | ب) دمای پتانسیل هم‌ارز-وار (θ_{se}) |
| ۱۱۴ | ۹. پایداری قائم جو |
| ۱۱۵ | ۱.۹ آهنگ کاهش دمای محیط |
| ۱۱۶ | ۲.۹ فرایندهای دررو |
| ۱۱۶ | ۳.۹ فرایندهای بی‌دررو |
| ۱۱۶ | ۴.۹ آهنگ کاهش دمای بی‌دررو خشک |
| ۱۱۷ | ۵.۹ آهنگ کاهش دمای بی‌دررو اشباع |
| ۱۱۸ | ۶.۹ عبارتی برای آهنگ کاهش دمای بی‌دررو اشباع |
| ۱۲۰ | ۷.۹ حالت‌های تراز مندی |
| ۱۲۱ | ۸.۹ روش بسته هوا |
| ۱۲۱ | ۹.۹ شتاب قائم بسته هوا |
| ۱۲۳ | ۱۰.۹ کاربرد روش بسته هوا |
| ۱۲۳ | ۱۱.۹ تعیین پایداری از روی يك نمودار جوشناختی |

| | |
|-----|--|
| ۱۲۴ | ۱۲.۹ حالت شرطی |
| ۱۲۵ | ۱۳.۹ ناپایداری نهان |
| ۱۲۶ | ۱۴.۹ مساحت‌های مثبت و منفی |
| ۱۲۷ | الف) ناپایداری نهان واقعی |
| ۱۲۷ | ب) ناپایداری نهان وار |
| ۱۲۷ | ۱۵.۹ پایداری لایه‌ها |
| ۱۲۸ | ۱۶.۹ رابطه بین ناپایداری بالقوه و ناپایداری نهان |
| ۱۲۹ | ۱۷.۹ روش برش |
| ۱۳۲ | ۱۸.۹ تغییرات روزانه آهنگ کاهش دما |
| ۱۳۴ | ۱۰.۱۰ ابر و بارش |
| ۱۳۴ | ۱۰.۱۰ هسته‌های میعان |
| ۱۳۵ | ۲۰.۱۰ اثرهای خمیدگی و محلول |
| ۱۳۷ | ۳۰.۱۰ ابر سرد شدن قطره‌ها |
| ۱۳۷ | ۴۰.۱۰ هسته‌های یخ |
| ۱۳۸ | ۵۰.۱۰ بارش از ابرهای آبدار |
| ۱۳۹ | ۶۰.۱۰ بارش از ابرهای آمیخته |
| ۱۴۱ | ۷۰.۱۰ تشکیل ابرها |
| ۱۴۱ | الف) آشفتنگی مکانیکی |
| ۱۴۳ | ب) همرفت |
| ۱۴۴ | ج) صعود کوهستانی |
| ۱۴۵ | د) صعود گسترده آرام |
| ۱۴۵ | ۸۰.۱۰ رده بندی ابر |
| ۱۴۷ | ۹۰.۱۰ تشکیل مه |
| ۱۴۸ | الف) سرد شدن هوای نمناک |
| ۱۴۹ | ب) افزودن بخار آب |
| ۱۴۹ | ج) آمیختگی هوا |
| ۱۵۱ | ۱۰۰.۱۰ نهشت سطحی |
| ۱۵۲ | ۱۱۰.۱۰ برف پوشه |
| ۱۵۴ | ۱۲۰.۱۰ برانگیزش مصنوعی بارش |
| ۱۵۶ | ۱۱. نور شناخت جوی |
| ۱۵۶ | ۱۰.۱۱ دید هواشناسی |

| | |
|-----|---------------------------------------|
| ۱۵۷ | ۲۰۱۱ انرژی نورانی |
| ۱۵۷ | ۳۰۱۱ تباین روشنایی |
| ۱۵۹ | ۴۰۱۱ تضعیف روشنایی |
| ۱۶۰ | ۵۰۱۱ گستره دیداری |
| ۱۶۰ | ۶۰۱۱ پدیده‌های نوری |
| ۱۶۴ | ۱۲. الکتریسیته جوی |
| ۱۶۴ | ۱۰۱۲ میدان الکتریکی زمین |
| ۱۶۵ | ۲۰۱۲ یونش جوی |
| ۱۶۷ | ۳۰۱۲ یون کره |
| ۱۶۷ | الف) ناحیه D |
| ۱۶۸ | ب) ناحیه E |
| ۱۶۸ | ج) ناحیه F |
| ۱۶۸ | ۴۰۱۲ جریان الکتریکی هوا-زمین |
| ۱۷۰ | ۵۰۱۲ جریان الکتریکی تغذیه |
| ۱۷۰ | ۶۰۱۲ تفکیک بار الکتریکی در ابرها |
| ۱۷۱ | ۷۰۱۲ واباری الکتریکی در زیرین کره |
| ۱۷۳ | پیوست ۱. تقسیمات قائم جو |
| ۱۷۴ | پیوست ۴. تابش الکترومغناطیسی |
| ۱۷۴ | پ ۱۰۲ تعاریف و مفاهیم |
| ۱۷۴ | الف) شار: تابشی (توان تابشی) |
| ۱۷۵ | ب) شدت تابشی |
| ۱۷۶ | ج) تابندگی |
| ۱۷۶ | د) گسیلندگی |
| ۱۷۷ | ه) رابطه بین گسیلندگی و تابندگی |
| ۱۷۸ | و) چگالی بینایی (تمرکز) |
| ۱۷۸ | ز) جسم سیاه |
| ۱۷۹ | پ ۲۰۲ ویژگیهای اجسام سیاه گسیلنده نور |
| ۱۷۹ | الف) قانون پلانک |
| ۱۷۹ | ب) قانون استفان-بولتزمن |
| ۱۸۰ | ج) قانون (جا به جایی) وین |
| ۱۸۰ | د) قانون کیرشهوف |

| | |
|-----|--|
| ۱۸۱ | پ ۳.۲ انتقال تابشی از يك محیط |
| ۱۸۱ | الف) شدت ویژه (I_{λ}) |
| ۱۸۱ | ب) شار بر واحد مساحت (F_{λ}) |
| ۱۸۲ | پ ۴.۲ درآشامی وگسیل تابش |
| ۱۸۴ | پ ۵.۲ پراکندگی |
| ۱۸۶ | پ ۶.۲ ضریب تضعیف |
| ۱۸۷ | پیوست ۳. قوانین گازها |
| ۱۸۷ | پ ۱.۳ متغیرهای حالت |
| ۱۸۸ | پ ۲.۳ قانون بویل |
| ۱۸۹ | پ ۳.۳ قانون چارلز |
| ۱۸۹ | پ ۴.۳ ترکیب قانون بویل وقانون چارلز |
| ۱۹۰ | پ ۵.۳ عدد آووگادرو |
| ۱۹۰ | پ ۶.۳ حجم مولی |
| ۱۹۰ | پ ۷.۳ ثابت گاز برمول |
| ۱۹۱ | پ ۸.۳ مفهوم يك گاز ایده آل |
| ۱۹۱ | پ ۹.۳ معادله حالت يك گاز ایده آل |
| ۱۹۲ | پ ۱۰.۳ آمیزه گازهای ایده آل |

مقدمه

هواشناسی فیزیکی به فرایندهای فیزیکی که در جو روی می‌دهند، می‌پردازد. از این‌رو، این درس که مستلزم دانستن علوم پایه است از سوی سازمان جهانی هواشناسی برای هواشناسان دوره کارشناسی توصیه می‌شود. اما، پیشنهاد می‌شود که دانشجویان نخست مباحثی را که در پیوستها آمده مرور کنند؛ تا با اصطلاحات و نمادهایی که در نشریات سازمان جهانی هواشناسی به کار می‌رود، آشنا شوند.

ما چهار فصل نخست را با بحث پیرامون ترکیب جو و جنبه‌های گوناگون فیزیک تابش، آغاز می‌کنیم. در فصلهای پنجم و ششم مطالعه خود را با ترمودینامیک هوای خشک و نمناک پی می‌گیریم.

سه بخش بعدی به ترازمندی هیدروستاتیکی، نمودارهای ترمودینامیکی و پایداری قائم جو می‌پردازد. ابرها و بارندگی در فصل دهم مطالعه می‌شود، و این بررسی به دو فصل آخر که بانور شناخت و الکتریسته جوی سروکار دارد، می‌انجامد. اصطلاحات و نمادهایی که به کار رفته‌اند، همانهایی هستند که در سری انتشارات سازمان جهانی هواشناسی، مانند واژه‌نامه هواشناختی جهانی (WMO - No. 182 TP. 91) و جدولهای هواشناختی جهانی (WMO - No. 188 TP 91) چاپ شده است. در مورد فیزیک تابش، تعاریف، نمادها و یکاها با آنهایی که در پیوست 9Aی راهنمای سازمان هواشناسی برای ابزار هواشناختی و عملیات دیدبانی به کار رفته است (WMO - No. 8 TP. 3)، منطبق‌اند.

ب. ژ. ریتالاک

ملبورن - آوریل ۱۹۷۲

ترکیب جو

جو پوشی از مجموعه گازهایی است که زمین را فرا گرفته است و از راه نیروی گرانش به آن مقید می‌شود. ذرات جامد و مایع ریز معلق نیز در آن وجود دارند.

در این فصل نخست درباره ترکیب هوای خشک بحث می‌کنیم. سپس به بخار آب می‌پردازیم، که با تغییر حالت خود به مایع و جامد، در فرایندهای ترمودینامیکی نقشی عمده بازی می‌کند. بخار آب همانند اوزون و گاز کربنیک، از خواص تابشی با اهمیتی برخوردار است.

سپس ذرات جامد گوناگون و قطرات مایع معلق در هوا را مورد ملاحظه قرار می‌دهیم این ذرات و قطرات با غلظتهای بسیار گوناگون وجود دارند و بر تراکسیل تابش از جو اثر می‌گذارند.

نسبت به اثرات فیزیولوژیکی و آسبیهای وارد بر مواد و شرایط ناشی از آلودگی هوا، در همه جا احساسی از نگرانی وجود دارد. در ضمن ممکن است بر اثر تغییر ترکیب هوا، تغییرات دراز مدت آب و هوایی (اقليمی) نیز روی دهد. در بخشهای انتهایی این فصل، از این جنبه‌ها سخن خواهیم گفت.

۱۰۱ ترکیب هوای خشک

جدول ۱۰۱ ترکیب هوای خشک و پاکیزه را در جو زیرین نشان می‌دهد. ردهایی از

گازهای دیگر همچون مونواکسید کربن، اکسیدهای ازت، متان و جز اینها نیز، در این بخش جو به دست آمده است.

به طور کلی، فراوانی حجم نسبی گازهای تشکیل دهنده عمده هوای خشک تا سطح میانمرز، در حدود ۸۰ کیلومتری سطح زمین، به طور چشمگیری ثابت می ماند. این نکته نشان می دهد که جهت بی اثر کردن گرایش گازها به جدا شدن، بر حسب وزنهای مولکولی مربوطه (جداسازی پخشنده)، آمیختگی کافی قائم کلان مقیاسی وجود دارد.

این ناحیه همگن کره نامیده می شود و اجزای تشکیل دهنده عمده آن ازت و اکسیژن مولکولی اند. ولی، اوزون (O_3) جزء تشکیل دهنده متغیری است که عمدتاً در آرام کره متمرکز است. تغییرات موضعی در مقدار دی اکسید کربن موجود در هوا در نزدیکی سطح زمین نیز روی می دهد.

در بالای میانمرز، آثار تجزیه نوری مولکولهای اکسیژن (O_2) توسط تابش فرابنفش خورشیدی، اهمیت پیدا می کند. در این صورت غلظت O_3 به نسبت ارتفاع کاستی می پذیرد، در حالیکه غلظت اکسیژن اتمی (O) به نسبت ارتفاع افزایش می یابد. در ارتفاع

جدول ۱۰۱ ترکیب هوای خشک تا بلندی ۲۵ کیلومتری

| درصد | گازهای جو |
|-----------------------|----------------------------|
| ۷۸٫۰۹ | ازت |
| ۲۰٫۹۵ | اکسیژن |
| ۰٫۹۳ | آرگون |
| ۰٫۰۳ | گاز کربنیک (دی اکسید کربن) |
| $۱٫۸ \times ۱۰^{-۳}$ | نئون |
| $۵٫۲۴ \times ۱۰^{-۴}$ | هلیوم |
| $۱٫۰ \times ۱۰^{-۴}$ | کریپتون |
| $۵٫۰ \times ۱۰^{-۵}$ | هیدروژن |
| $۸٫۰ \times ۱۰^{-۶}$ | گزنون |
| $۱٫۰ \times ۱۰^{-۶}$ | اوزون |
| $۶٫۰ \times ۱۰^{-۱۸}$ | رادون |

۱۳۰ کیلومتری تقریباً دو سوم مولکولهای اکسیژن به اتمهای منفرد اکسیژن شکسته شده‌اند؛ در ارتفاع ۵۰۰ کیلومتری مقدار بسیار اندکی O_2 باقی می‌ماند. تجزیه مولکولهای ازن (N_2) مشکلتر است و حتی در ارتفاع ۵۰۰ کیلومتری غلظت ازن اتمی (N) خیلی کم است.

ناحیه بالای همگن کره را ناهمگن کره می‌گویند. شاخص این ناحیه کم شدن میانگین وزن مولکولی به نسبت زیاد شدن ارتفاع است. در این ناحیه جداسازی پخشنده اتفاق می‌افتد، و گازهای سبکتر گرایش به تمرکز در لایه‌های فوقانی دارند، در حالیکه گرایش گازهای سنگینتر به تمرکز در لایه‌های پایینی است. بنابراین، این ناحیه با همگن کره که در آن آمیختگی آشفته فرایند غالب است، تفاوت دارد.

در نتیجه جداسازی پخشنده، مقدار اکسیژن اتمی به نسبت ارتفاع افزایش می‌یابد در حالیکه مقدار ازن مولکولی به نسبت ارتفاع کاهش می‌یابد. هلیوم و هیدروژن اجزای اصلی تشکیل دهنده ارتفاعات بلند هستند.

در آشامی تابش فرابنفش خورشیدی توسط مولکولها در جو زبرین ممکن است بیشتر از آنکه باعث تجزیه شود، یونش را در پی داشته باشد. در نتیجه، فراوانی نسبی الکترونها و یونهای مثبت در بالای ۶۰ کیلومتری زیاد می‌شود. هر چند غلظت در سطوح پایینتر نیز به وجود می‌آید. اما چگالی واقعی الکترونها در ارتفاع بین ۲۵۰ تا ۵۰۰ کیلومتر به بیشینه می‌رسد. این ناحیه یون کره خوانده می‌شود و دارای ویژگیهایی است که بر روی انتشار امواج رادیویی اثر می‌گذارد.

یون کره تا آمیزش با گازهای میان سیاره‌ای امتداد دارد. اتمهای خنثی هنوز هم بخش مهمی از جو را تشکیل می‌دهند ولی در ارتفاعات ۵۰۰ تا ۶۰۰ کیلومتری برخورد بین آنها فوق‌العاده کم است. مسیر آزاد میانگین ذرات آنقدر زیاد است که برخی از ذرات خنثی از میدان گرانشی زمین می‌گریزند. این ناحیه یون کره نام دارد.

۲.۱ بخار آب

علاوه بر گازهایی که هوای خشک را تشکیل می‌دهند، بخار آب به نسبت‌های متغیری تا حدود ۴ درصد حجم، موجود است. توزیع آن نسبت به زمان و مکان بسیار متغیر است، ولی غلظتش معمولاً به نسبت ارتفاع کاسته می‌شود.

با وجودی که بخار آب دارای خواص تابش ویژه‌ای است، در بسیاری از فرایندهای فیزیکی همانند سایر گازهای جو رفتار می‌کند. افزون‌بر این، بخار آب بارها حالت خود را به جامد و یا مایع تغییر می‌دهد.

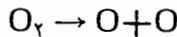
بخار آب نخست از راه تبخیر آبهای سطح زمین و تفرق گیاهان وارد جو می‌شود. در عمل سرمایش، برای تشکیل ابر یا مه، ممکن است بخار آب پیش از اینکه دوباره به صورت ریز باران، باران، برف، تگرگ و جز اینها، به سطح زمین باز گردد، به حالت

مایع یا جامد تبدیل شود. گاهی این تغییر حالت بر روی سطح زمین روی می‌دهد و شب‌نم یا یخ تشکیل می‌شود.

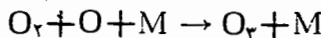
۳.۱ اوزون

مقدار کلی اوزون در ستون قائم جو نسبتاً جزئی است. اگر تمامی اوزون جو را تا سطح دریا پایین بیاوریم، با لایه‌ای به ضخامت تقریبی ۳ره سانتیمتر هم‌ارز می‌شود. با این وجود، این ماده، منشأ اثراتی می‌شود که بسیار مهمتر از نسبت اندک آن در جو است. این اثرات ناشی از توانایی درآشامی طول‌موجهای معینی از تابش فرابنفش حاصل از خورشید، توسط این گاز است.

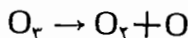
توزیع قائم اوزون یکنواخت نیست. اندازه‌گیریها نشان می‌دهند که غلظت اوزون به نسبت ارتفاع افزایش می‌یابد و در حدود ۲۵ کیلومتری به بیشینه‌ای می‌رسد و سپس در حدود ۵۰ کیلومتری به مقادیر کمتری کاهش می‌یابد. بالاتر از این سطح، اوزون با زهم کاستی می‌گیرد تا آنکه در حدود ۷۰ کیلومتری مقدار ناچیزی از آن باقی می‌ماند. اوزون در نتیجه دو فرایند فیزیکی پی‌درپی در بخش فوقانی جو تشکیل می‌شود. نخستین فرایند، تجزیه نوری اکسیژن مولکولی (O_2) از راه درآشامی طول‌موجهای معینی از تابش فرابنفش خورشیدی است. این عمل به تولید اتمهای اکسیژن منجر می‌شود



فرایند دوم، از راه برخورد اتمها و مولکولهای اکسیژن در حضور يك ذره سوم (M)، اوزون تشکیل می‌دهد



این واکنش در بخش فوقانی آرام‌کره با سهولت تمام انجام می‌شود. در این ناحیه چگالی هوا چنان است که مقدار نسبتاً زیادی مولکول اکسیژن دو اتمی موجود است. اوزون خود از راه تجزیه نوری، تجزیه می‌شود. این فرایند متضمن درآشامی تابش فرابنفش با طول‌موجهای متفاوت و از جمله طول‌موجهای مربوط به جدایی اتمهای مولکولهای اکسیژن دو اتمی است



اگر فرایندهایی که به آفرینش و تباهی اوزون منجر می‌شوند متوازن باشند، يك حالت ترازمندی فتوشیمیایی روی می‌دهد. عملاً، این حالت در درازمدت به ندرت پیش می‌آید. و تغییرات به‌طور روزانه روی می‌دهد. بدویژه، نظریه ترازمندی فتوشیمیایی، نمی‌تواند نیمرخهای اوزون را در ارتفاعات پایین ۳۵ کیلومتری توضیح دهد.

اوزون ممکن است از راه واباری الکتریکی و آزمایش سلاحهای هسته‌ای نیز به وجود آید. منبع دیگر تولید اوزون تجزیه دی اکسید ازن (NO_۲) است که در پی انفجارهای آتشفشانی، آتش سوزی در جنگلها، دود کارخانه و جز اینها، وارد جو می شود. مقدار اوزون وارد شده به جو، از طریق چشمه های نزدیک به سطح زمین، در مقایسه با مقدار اوزون در بخش فوقانی جو که از راه واکنش فتوشیمیایی به وجود می آید، نسبتاً ناچیز است.

مقدار کل اوزون در یک ستون قائم جو دستخوش تغییرات فصلی و عرض جغرافیایی است. بیشینه مقدار اوزون در بهار و کمینه آن در فصل پاییز است. جالب توجه است که در عرضهای جغرافیایی پایین، مقدار مطلق و تغییرات نسبی اوزون کمتر است. مقدار کل اوزون در یک مکان معین در بالای سطح زمین تابع حرکات جو است. در نتیجه، مقدار آن روز به روز تغییر می کند.

هر چند اوزون بر حسب غلظت نسبی یک جزء تشکیل دهنده فرعی جو است، ولی اثرات آن چشمگیر است. توازن تابشی و ساختار گرمایی آرام کره عمدتاً توسط توزیع اوزون کنترل می شود. تابش الکترومغناطیسی خورشید در گستره طول موجهای ۲۳-۳۰ میکرون، در بخش فوقانی آرام کره به شدت درآشامیده می شود، و در ارتفاعی حدود ۵۰ کیلومتری باعث ایجاد دمای بیشینه بارزی می شود. به این ترتیب اوزون حیات انسان و حیوان را از تابش مستقیم خورشید در این گستره طول موج، محافظت می کند. اوزون دارای خواص سمی است. مقادیر کم آن باعث سوزش گلو، بینی و مجاری تنفسی می شود. مقادیر بیشتر اوزون می تواند کشنده هم باشد.

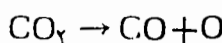
۴.۱ دی اکسید کربن (گاز کربنیک، CO_۲)

جدول ۱.۱ نشان می دهد که دی اکسید کربن در قسمتهای زیرین جو با غلظتی در حدود ۰.۳ درصد حجمی وجود دارد. گاهی آن را به صورت ۳۰۰ p. p. m. (قسمت در میلیون) نیز بیان می کنند.

به طور کلی، فراوانی حجم نسبی دی اکسید کربن در زیر میانمرز نسبت به این مقدار تفاوت زیادی نمی کند، زیرا گازهای جوی بر اثر حرکتهای آشفته همگن کرده به خوبی در آمیخته می شوند. اما، این امکان وجود دارد که در جو زیرین به علت فرایندهایی همچون تنفس انسان و حیوان، احتراق، درآشامی و آزاد شدن CO_۲ توسط اقیانوسها، فتوسنتز، و آتشفشانها، تغییراتی در غلظت آن روی دهد. بنابراین غلظت این گاز در شهرها و در نزدیکی سطح زمین بیشتر است.

دی اکسید کربن را تابش خورشیدی با طول موجهای کمتر از ۰.۱۶۹ میکرون

تجزیه می کند



اما، مولکولهای اکسیژن (O_2) نیز در این گستره موجی، انرژی خورشیدی را به شدت درمی آشامند و دی اکسید کربن را در برابر تجزیه نوری محافظت می کنند. از اینرو، مقدار CO_2 تا ۹۰ کیلومتر به طور محسوسی تحت تأثیر فرایندهای فتوشیمیایی قرار نمی گیرد. این گاز در ارتفاع بالاتر از حدود ۱۱۰ کیلومتری اصلاً وجود ندارد.

بعداً خواهیم دید که دی اکسید کربن در فرایندهایی که توازن گرمایی سیستم زمین- جو را تعیین می کنند، نقش بسزایی دارد. دی اکسید کربن تابش خروچی زمینی را به طور ضعیفی در نوار طول موجی متمرکز در ۱۰ میکرون، و به طور شدیدی در نوارهای متمرکز ۴۳ و ۱۵ میکرون، درمی آشامد. چون به نظر می رسد که غلظت دی اکسید کربن در جو به تدریج روبه افزایش است، به آثار تابشی گاز کربنیک توجه خاصی مبذول می شود.

۵.۱ هواویزها

ذرات جامد و قطرات مایع را که در هوا معلق اند، هواویز می گویند. تعداد آنها بی شمار بوده و شعاع مؤثرشان تقریباً بین ۰۰۵ تا ۲۰ میکرون است. غلظت آنها نسبت به زمان و مکان تا چندین مرتبه تغییر می کند.

هواویزها هم به عنوان هسته های میعان و هم هسته های یخ باز، در تشکیل ابر نقش مهمی بازی می کنند. آنها در واکنشهای شیمیایی و فرایندهای الکتریکی جو نیز مؤثرند. غلظت زیاد این ذرات برای سلامتی زیانبار است، و حتی غلظت زیادش می تواند کشنده نیز باشد.

یکی از فرایندهایی که در تشکیل هواویزها مؤثر است، پاشندگی نام دارد. این فرایند مضمن فروپاشی ذرات یا قطرات بزرگ به واحدهای کوچک است که می توانند در هوا معلق باقی بمانند.

واکنش شیمیایی و فرسایش توسط آب، در درازمدت به پوشیده شدن سطح زمین از خاک و شن منجر می شود. باد هم ذرات را شکسته و پخش کرده و به دانه های ریزتر تبدیل می کند. سرانجام، اجزاء گوناگون به اندازه های کوچکی، که ضرورت تعلیق در هواست، کاهش پیدا می کنند. به طور کلی، شعاعهای مؤثر ذرات شناور پراکنده جامد، از ۰٫۵ میکرون بیشتر است.

محلول نیز ممکن است به قطرات ریزیشماری تبدیل شود. این ذرات یا به صورت مایع باقی می مانند یا پس از تبخیر، ذرات جامد معلق را در هوا از خود باقی می گذارند.

دریا مهم ترین محلول موجود در طبیعت است. بادهای شدید، امواج را پدید می آورند و این امواج قطرات را از ستیغ خود می پراکنند. قطراتی که به این طریق تشکیل می شوند، به اندازه کافی بزرگ اند و می خواهند دوباره به سطح آب برگردند. قطرات ریزتر

معمولاً از ترکیدن پوسته نازک حبابها پدید می آیند. این حبابها آنگاه تشکیل می شوند که ستیخ امواج بلند شکسته شود و بسته های هوا را، که بعداً به صورت حباب در سطح آب ظاهر می شوند، محبوس کند.

فرایندهای احتراق نیز از منابع مهم هواویزهاست. بخشی از اجزای فرار سوخت، تبخیر می شوند و بخشهای دیگر به صورت مکانیکی شکسته می شوند. به طور کلی، این مواد ممکن است کامل یا ناقص بسوزند.

اجزای فرار به علت درآمیختگی با هوای سرد اطراف به سرعت سرد می شوند. نتیجه این عمل به ابراشباع بسیار بالا و سپس به تشکیل مقادیر زیادی قطرات فوق العاده ریز با شعاع کمتر از ۰۰۵ میکرون منجر می شود.

بخش عمده سوختهایی که بر اثر شکسته شدن مکانیکی به ذرات تبدیل می شوند، کربن است. تعداد این ذرات بسیار کمتر از محصولات تراکم است، ولی اندازه متوسط این ذرات معمولاً ده برابر، یا بیش از آن است.

در خلال فرایندهای احتراق، بسیاری از فرآورده های گازی نیز تولید می شوند. مثلاً، دی اکسید کربن همیشه توسط سوخته های آلی و دی اکسید گوگرد در پی سوختن انواع ذغال آزاد می شوند.

فرایندهای فتوشیمیایی می توانند محصولاتی را برای تبدیل به هواویزها فراهم آورند. در زیرین جو، تابش فرابنفش خورشید اجزای تشکیل دهنده عمده جوی را تجزیه و یونیده می کند. همین واکنشها بعداً به تشکیل اوزون و اکسیدهای ازت منجر می شوند. اکسایش بیشتر توسط اوزون در حضور بخار آب، بعداً می تواند به تشکیل اسید نیتريك منتهی شود.

در زیرین جو، و بر اثر آذرخش، واکنشهای مشابهی پدید می آیند. دماهای بالای ناشی از يك درخش شدید تجمعی ابتدایی ترکیبات نوینی را به وجود می آورند. واکنشهای بعدی با سهولت بیشتری انجام می شوند.

سطح زمین منبع مقادیر عظیمی از گازهایی است که می توانند به هواویزها تبدیل شوند. واپاشی پیکره حیوانات و نباتات، گاز آمونیاك (NH₃) آزاد می کند و انواع هیدروکربنها از باتلاقها و مردابها به وجود می آیند. تنفس آدمی و حیوان به تشکیل دی اکسید کربن منجر می شود؛ گیاهان اکسیژن آزاد می کنند. واکنشهای فتوشیمیایی در نزدیکی سطح زمین کمتر روی می دهند، ولی مقداری کلر بر اثر خورشید از ترکیبات آب دریا آزاد می شود.

ذرات شناور بر حسب اندازه به سه گروه تقسیم می شوند. گستره شعاعهای مؤثر آنها چنین است

(الف) هسته های ایتکن : > ۱۰ میکرون

(ب) بزرگ هسته ها : ۱۰-۱۰۰ میکرون

ج) غول هسته‌ها : < ۱۰۰ میکرون

هسته‌های این‌تکن می‌توانند جامد یا مایع باشند و از مواد طبیعی یا صنعتی تشکیل شوند. معمولاً به‌علت اندازه کوچک‌کی که دارند منبع مهم هسته‌های میعان جهت تشکیل ذرات ابر نیستند.

بزرگ‌گت هسته‌ها شامل ذرات سولفات آمونیم اند که به‌ویژه در نواحی صنعتی یافت می‌شوند. هسته‌های نم‌گیر با این اندازه بسیار زیادند و به‌خاطر رشد بیشتر قطره‌هایی که در ابر یافت می‌شوند، دارای جرم کافی هستند.

نواحی صنعتی، منبع مهم غول هسته‌هایند. از سوی دیگر، این ذرات شناور غالباً ذرات کلرور سدیم با منشأ اقیانوسی‌اند. این هسته‌ها هنگامی که حبابهای هوا پس از بیرون‌اندازی از سطح دریا به‌صورت کف فرو می‌پاشند، وارد جو می‌شوند.

درحالی‌که هوا در حال سرد شدن اشباع می‌شود، غول هسته‌ها نخستین چیزهایی‌اند که به‌عنوان هسته‌های میعان عمل می‌کنند. بنابراین آنها عامل رشد بزرگ‌ترین قطره‌ها هستند. اگرچه تعداد آنها نسبتاً اندک است، رشد طیف پهنی با اندازه قطره را امکان‌پذیر می‌سازند. بعداً خواهیم دید که این عمل به درهم آمیختگی مؤثر قطرات و میزان بارندگی بعدی از ابرهایی که دارای قطرات آب هستند، منجر می‌شود.

به‌طور کلی، جز در نواحی که با رشد فزاینده‌ای صنعتی می‌شوند، مقدار کل مواد معلق در هوا، نسبتاً ثابت باقی می‌ماند. این مسئله نشان می‌دهد که جهت کاهش مقدار هواویزها که به‌طور ثابتی به‌جو افزوده می‌شوند، باید سازوکارهایی وجود داشته باشد.

برای بازگرداندن هواویزها از جو، بارندگی عامل مهمی است. معمولاً بزرگ‌ترین ذرات، مؤثرترین هسته‌های میعان‌اند، و پس از تشکیل ابر و روی دادن بارندگی، به‌زمین برمی‌گردند. ممکن است ذرات کوچک‌تر از راه رشد قطرات ابر گردهم آیند یا از طریق قطرات باران از جو جاروب شوند.

در نبودن ابر، عوامل دیگری هواویزهای موجود در جو را کاهش می‌دهند، مثلاً، ذرات بسیار بزرگی که توسط بادهای شدید بالا می‌روند، با سرعت نسبتاً زیادی تحت تأثیر نیروهای گسرنشی قرار می‌گیرند. درهم آمیختگی هواویزها در شرایط ویژه‌ای روی می‌دهد، تعدیل توزیع آنها و جلوگیری از بازگشت به‌حالت اولیه‌شان توسط جو انجام می‌شود.

۶.۱ آلودگی هوا

در چند دهه اخیر، تغییرات قابل ملاحظه‌ای در ترکیب جو ثبت شده است که مقدار آن به‌اندازه کافی بحث‌انگیز است. تغییر غلظت برخی از اجزای تشکیل‌دهنده به‌طور طبیعی روی می‌دهد، در صورتی که بیشتر این تغییرات به‌فعلیتهای آدمی ربط پیدا می‌کنند. مثلاً نشان داده شده است که افزایش دی‌اکسید کربن موجود در جو با استفاده بیشتر از سوختهای

فسیلی رابطه دارد.

آلودگی هوا ناشی از وجود آلوده کننده‌های جامد، مایع و گاز به مقادیری درجو است که برای زندگی انسان، حیوان و گیاهان زیان آور بوده و باعث آسیب رساندن به مواد می‌شود و یا این که به طور نامعقولی با فعالیت‌های روزانه انسان تداخل پیدا کرده و مانع از لذت بردن او از زندگی می‌شود.

برای از میان برداشتن بیشتر مشکلات مربوط به آلودگی هوا، نخست بازشناسی و تعیین منابع و خواص و رفتار آلاینده‌ها ضروری است. اینها انواع هواپرها و ترکیبات گازی شکل را دربر می‌گیرند. معمولاً اگر غلظت آلاینده‌های طبیعی از حد معینی تجاوز کند، زیان آوری می‌شوند. ناخالصیهای گازی شکل شامل دی‌اکسید گوگرد، کلرید هیدروژن، فلورید هیدروژن و سولفید هیدروژن با منشأ آتشفشانی اند. اما اینها معمولاً با غلظتهای اندک یافت می‌شوند. سایر گازهای سمی شامل دی‌اکسید ازت و اوزون است که اولی بر اثر واپاری الکتریکی تشکیل می‌شود و از دومی دربخش ۳.۱ سخن گفتیم.

ذرات ریز جامد طبیعی نیز درجو یافت می‌شوند. این ذرات شامل گرد و غبار بیابانها، خاکسترهای ناشی از آتش سوزی در جنگلها، ذرات نمک دریا، غبار شهاب سنگی، گرده گیاهان و درد نرم حاصل از فورانهای آتشفشانی است.

آلاینده‌های مصنوعی محصول فعالیت‌های صنعتی، شهری و خانگی اند. وسایل ترابری، همچون اتومبیلها، هواپیماها و جز اینها در آلودگی سهم دارند. فعالیت‌های کشاورزی از جمله حشره کشی و سم پاشی، آتش زدن گیاهان و جز اینها به ورود ناخالصیها به جو منجر می‌شود. افزون بر این، انفجارات گرما هسته‌ای نیز موجب پیدایش بسیاری از آلاینده‌های پرتوزا می‌شوند.

فعالیت‌های صنعتی برای تولید گرما و نیرو مستلزم استفاده از احتراق مواد سوختی اند. این عمل به تولید فراورده‌های فرعی زیادی همچون دود، خاکستر و دی‌اکسید کربن منجر می‌شود. ذغال متداولترین سوخت جامد است، ولی سوخت‌های جامدی نظیر لیگنیت، کک، چوب و جز اینها نیز به کار می‌روند. سوخت‌های مایع که کاربردی روز افزون دارند، فراورده‌های پالایش یافته نفت، همانند بنزین معمولی و گازوئیل را در بر می‌گیرند. افزون بر این، سوخت‌های گازی همچون گازهای طبیعی و مصنوعی از منابع بسیار مهم تولید انرژی صنعتی اند.

اخیراً، رشد سریع فراورده‌های صنعتی، منجر به ورود مقادیر فزاینده در آمیزه‌ها به جو شده است. این مواد شامل هیدروکربنها، دی‌اکسید ازت، مونواکسید کربن، آلدهیدها، فلئوئوریدها، اسیدهای آلی، آمونیاک و جز اینها هستند.

برخی از این درآمیزه‌ها نیز از منابع شهری و خانگی گسیل می‌شوند. معمولاً فراورده‌های نفت مایع را به کار می‌برند، درحالیکه در بسیاری از کشورها مصرف سوخت خانگی از دیرباز ذغال بوده است. منابع آلودگیها و گازهای کشنده، محل جمع آوری زباله‌ها، اتومبیلها، کوره‌های زباله سوزی، حشره کشها، و جز اینها هستند.

در آمیزه‌های طبیعی و آلایه‌های مصنوعی بعداً در جو دستخوش تغییر شکل‌هایی می‌شوند. مثلاً فرایندهای فتوشیمیایی، به تولید گازهای سمی اضافی و هواپیزها منجر می‌شود. از اینرو، هیدروکربنهایی که از احتراق ناقص فرآورده‌های نفت‌خام در نور خورشید تشکیل شده‌اند با اکسیدهای ازت واکنش می‌کنند و گروه نوبنی از گازهای سمی تولید می‌کنند. برخی از این گازها موجب سوزش چشم می‌شوند و در غلظتهای بیشتر نیز می‌توانند کشنده باشند.

در بسیاری از شهرها، در خلال هر روز به‌تنهایی از طریق اتومبیلها چند صد هزار کیلوگرم هیدروکربن به جو فرستاده می‌شود. از این طریق مقادیر زیادی مونواکسید کربن نیز تولید می‌شود. زیانهای فیزیولوژیکی و مالی ناشی از آلودگی هوا در بسیاری از کشورها منجر به وضع قوانینی با هدف تخفیف این عوامل زیانبار شده است. در این خصوص به کاهش گسیل آلایه‌ها از منابع صنعتی و اتومبیلها، توجه ویژه‌ای مبذول شده است.

مطالعه مسائل آلودگی هوا نه تنها متضمن پژوهشی در ماهیت گسیلش آلایه‌ها و اثرات آنهاست، بلکه ملاحظاتی پیرامون توانایی جو در انتقال و رقیقتر کردن انواع درآمیزه‌ها را در بر می‌گیرد. بنابراین، هواشناسان از راه تعیین آلودگی بالقوه مکانی ویژه و در زمانی معین، می‌توانند به مقامات محلی یاری رسانند. آنها این کار را از راه بررسی پخش آشفته آلودگی و انتقال گندله آن و دور کردن از چشمه‌اش انجام می‌دهند. عوامل فیزیکی که مستلزم این فرایندهاست، در این کتاب مطالعه خواهند شد.

۷.۱ وضع هوا و اقلیم

حالت فیزیکی جو را می‌توان بر حسب عناصر هواشناختی توصیف کرد. اینها متغیرها یا پدیده‌هایی‌اند که شرایط جو را در زمان و مکانی معین، مشخص می‌کند (مثلاً، دمای هوا، فشار، باد، رطوبت، مه، تندر، و جز اینها).

هواشناسی هم بررسی وضع هوا و هم اقلیم را در بر می‌گیرد. وضع هوا بر حسب مقادیر لحظه‌ای (یا مقادیر متوسط کوتاه مدت) عناصر هواشناختی توصیف می‌شود. اگر میانگین زمانی به کار رود، دوره زمانی که به کار می‌برند دقیقه یا اغلب ساعت است. اقلیم، جنبه درازمدت هوا است. در اقلیم‌شناسی نیز مانند وضع هوا، جنبه‌های گوناگون هواشناختی بررسی می‌شود، اما در اینجا میانگین دوره‌های زمانی، چند روز، چندماه، چندسال، و یا حتی چند قرن را در بر می‌گیرد.

آشکار است که، عواملی که ترکیب جو را تغییر می‌دهند به نوبه خود بر روی حالت فیزیکی آن نیز تأثیر می‌گذارند. سرانجام این عمل ممکن است به تغییرات مهم اقلیمی منجر شود.

اگر بخواهیم حالت جو را در زمانی در آینده پیش بینی کنیم، نه تنها مطالعه ترکیب آن، بلکه مطالعه فرایندهای فیزیکی مؤثر در آن نیز، ضروری است. بیشترین انرژی برای انجام این فرایندها از خورشید و به شکل تابش الکترومغناطیس دریافت می شود. اکنون مشخصه های این تابش را ملاحظه خواهیم کرد و نشان می دهیم که سیستم زمین - جو چگونه بر آن تأثیر می گذارد.

تابش خورشیدی

خورشید سرچشمه اصلی انرژی بیشتر فرایندهایی است که در سیاره ما روی می دهند. سایر چشمه ها مانند ستارگان و درون زمین اندک و چشم پوشیدنی اند. انرژی خورشیدی آنگاه بر اثر فرایندهای هسته ای همجوشی تولید می شود که در ژرفای درونی خورشید، هیدروژن به هلیوم تبدیل شود.

ما نخست مشخصه های خورشید و ماهیت تابش خورشیدی را مطالعه می کنیم. این مطلب را با بحثی پیرامون توزیع جغرافیایی و فصلی تابش خورشید و کاهش آن هنگام گذشتن از جو زمین پی می گیریم. سرانجام، وضعیت متوسط سالانه تابش موج کوتاه خورشید را بر آورد می کنیم.

پیش از مطالعه این فصل بهتر است تعریفها و قوانین مربوط به فیزیک تابش را که در پیوست ۲ آمده است، مرور کنید.

۱.۲ مشخصه های خورشیدی

انرژی که درون خورشید تولید شده است به سطح آن منتقل و از آنجا به درون فضا تابیده می شود. ناحیه فروغ بخش خورشید شید سپهر نام دارد. این ناحیه شامل گازهای داغ تحت فشار حالت های گوناگون یونش است.

بررسی تلسکوپی شیدسپهر، سطح لکه‌داری را آشکار می‌کند. افزون بر این، نواحی تاریک (سرد) به نام لکه‌های خودشیدی و نواحی روشن (گرم) به نام فاکولا و فولوکولی، وجود دارند.

بر فراز شیدسپهر لایه وارونگی قرار دارد. این لایه را نمی‌توان به‌طور مستقیم دید، اما از گازهای تا اندازه‌ای سردتر تشکیل شده است که بیشتر خطوط درآشامی فرانهور فر را که در طیف خورشید مشاهده می‌شود، به وجود می‌آورد.

اگر جلوی شید سپهر به‌طور مصنوعی یا توسط ماه گرفته شود، امکان آشکار کردن دولا به دیگر وجود دارد. نخستین لایه سرخ‌گونه است و فام سپهر نام دارد. این لایه اصولاً شامل گازهای هیدروژن و هلیوم، در فشار کم است. امتدادهای تماشایی فام سپهر نیز مشاهده می‌شوند و زبانه نام دارند.

بالای فام سپهر، لایه خارجی خورشید یعنی خرم قرار دارد. رنگ این لایه سفید نقره‌ای است و از گازهای فوق‌العاده رقیق تشکیل شده است که تا میلیون‌ها کیلومتر به‌سوی خارج امتداد دارد.

گاهی فعالیت‌های اضافی خورشید در فام سپهر آشکار سازی می‌شود. نواحی روشن بزرگ پلازا نامیده می‌شوند و با گروه‌های لکه خورشیدی همراه‌اند، و روشنایی و گسترش ظاهری زبانه دستخوش تغییراتی سریع است.

تماشایبترین فعالیت‌های فام سپهر، شراده خودشیدی است. این شراده‌ها آتشفشانهای شدید و کوتاه عمری‌اند که در خلال آن ناحیه بزرگی در مجاورت ناحیه فعال در مدت چند دقیقه، چندین مرتبه روشنتر به نظر می‌رسد. این روشنایی سپس به تدریج فروکش می‌کند و در مدت چند ساعت یا کمتر، آن ناحیه دوباره به روشنایی اولیه خود برمی‌گردد. در خلال شراده‌های خورشیدی انفجارات عظیمی روی می‌دهند و بخشی از ماده خورشیدی کاملاً به‌خارج پرتاب می‌شود. افزون بر این، بر شدت گسیل تابش الکترومغناطیسی نیز افزوده می‌شود.

آنگاه که جنبه‌های مشاهده شدنی خورشید با شدت و بسامد بیش از معمول وجود داشته باشد، در مقابل با دوره‌های به اصطلاح آرام آن، می‌گویند خورشید «فعال» یا «آشفته» است.

۲.۲ ماهیت تابش خورشیدی

تقریباً ۹۹ درصد تابش الکترومغناطیس گسیلیده از خورشید، در گستره طول موجی بین ۱۰۱۵ و ۴۰۰ میکرون قرار دارد. توزیع طبیعی این انرژی عبارت است از ۹ درصد در ناحیه فرابنفش، ۴۵ درصد در ناحیه مرئی و ۴۶ درصد در ناحیه فرورسوخ. ما این انرژی را تابش خورشیدی خواهیم نامید.

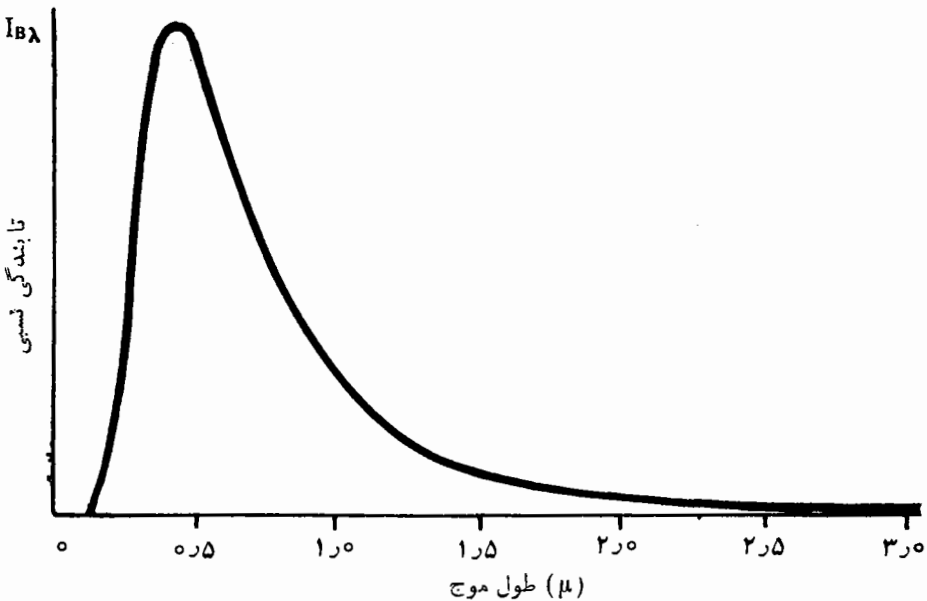
بنابر مشاهداتی که طی سالها انجام گرفته است، تابش خورشیدی تغییر محسوسی

نمی‌کند. به‌همین دلیل، کمیتی را به‌نام ثابت خورشیدی تعریف می‌کنیم. این کمیت مقدار تابش خورشیدی فرودی، بر واحد مساحت و زمان، بر سطحی عمود بر امتداد تابش و در محدوده بیرونی جو است، آنگاه که زمین در فاصله متوسط خود از خورشید قرار گرفته باشد.

زمین در مدار بیضی وار به دور خورشید می‌گردد. فاصله بین مراکز زمین و خورشید متغیر است، در حدود اول ژانویه و در فرارون خورشیدی کمترین فاصله و تقریباً شش ماه پس از آن در فریون خورشیدی، در بیشترین فاصله قرار دارد. مقدار میانگین (۲.۱۷) برابر $10^8 \times 14968$ کیلومتر و یکای اخترشناسی نامیده می‌شود.

با تکامل شیوه اندازه‌گیری، مقادیر تعیین شده ثابت خورشیدی (S) به مقدار تقریبی $10^2 \times 1360$ Wm⁻²، نزدیک شده است. تاکنون تغییر قابل ملاحظه‌ای در مقدار ثابت خورشیدی اندازه‌گیری نشده است، و شواهد اخیر نشان می‌دهند که حد بالایی هر تغییر در گستره خطاهای ایزاری است. باید توجه کرد که، هر چند تغییرات چرخه‌ای خورشیدی در دو انتهای بیناب خورشیدی روی می‌دهد، ولی مقدار انرژی مورد بحث نسبتاً ناچیز است.

توزیع بینابی تابش خورشیدی تقریباً همان توزیعی است که از راه قانون پلانک در مورد یک جسم سیاه و در دمایی حدود ۶۰۰۰ کلوین، به دست می‌آید. این موضوع



شکل ۱۰۲ توزیع بینابی تابش خورشیدی.

بدشکل ۱.۲ نشان داده شده است.

هم برای تعیین دمای مؤثر و هم دمای رنگی خورشید، می‌توانیم قوانین تابش (پیوست ۲) را به کار ببریم. دمای مؤثر (T_e) از قانون استفان - بولتزمن و با فرض این که خورشید یک جسم سیاه است، و دمای آن باید با مقدار تجربی ثابت خورشیدی مطابقت کند، به دست می‌آید.

بنابر قانون استفان - بولتزمن، کل انرژی گسیلیده در ثانیه و در تمام جهات از سطح خورشید از رابطه $4\pi R^2 \sigma T_e^4$ به دست می‌آید، که R شعاع خورشید است. این انرژی همان است که به سطح کره‌ای بدشعاع r_{\oplus} که خورشید در مرکز آن قرار داشته باشد می‌رسد، r_{\oplus} میانگین فاصله زمین و خورشید است. بنابر تعریف ثابت خورشیدی، این مقدار انرژی برابر است با $4\pi r_{\oplus}^2 S$ بنابراین

$$4\pi R^2 \sigma T_e^4 = 4\pi r_{\oplus}^2 S \quad (1.2)$$

$$T_e^4 = \left(\frac{r_M}{R}\right)^2 \frac{S}{\sigma}$$

$$\left(\frac{1.496 \times 10^8}{6.96 \times 10^5}\right)^2 \times \frac{1.4 \times 10^3}{5.67 \times 10^{-8}}$$

$$T_e \approx 5800 \text{ K}$$

دمای رنگی خورشید از قانون جابدهایی وین^۱ به دست می‌آید. بیشینه شدت ویژه تابش خورشید در گستره مرئی آبی - سبز در طول موج $\lambda_{\max} = 0.474 \mu$ روی می‌دهد، بنابراین

$$0.474 \times 10^{-6} T = 0.2898 \times 10^{-2}$$

$$T \approx 6100 \text{ K}$$

باید متذکر شویم که دمای مؤثر کمتر از دمای رنگی است. علت این امر در آشامی انتخابی در جو خورشید است، که نتیجه آن کاهش تابش خورشیدی کل است، در حالیکه طول موج (0.474μ) متناظر با شدت بیشینه، نسبتاً بدون تغییر باقی می‌ماند.

۳.۲ توزیع جغرافیایی و فصلی تابش خورشیدی

آفتابگیری عبارت از مقدار تابش خورشیدی وارد بر واحد مساحت افقی در ارتفاعی معین است. ابتدا آفتابگیری کاسته نشده خورشید را در جو زمین مطالعه می‌کنیم. در عمل، سطحی افقی در قله جوی که به طور قراردادی در ارتفاع ۱۰۰۰ کیلومتری قرار دارد برمی‌گزینیم، در اینجا تابش به طور چشمگیری تحت تأثیر برهم‌کنش با اجزای تشکیل‌دهنده

1. Wien's displacement

جو قرار نمی‌گیرد.

امتداد خورشید و زاویه‌ای که نسبت به يك عنصر گیرنده در هر جایی در جو تشکیل می‌دهد، اصولاً با همان زاویه‌ای که از مرکز زمین اندازه‌گیری می‌شود، برابر است. زاویه فضایی که توسط خورشید در مرکز زمین تشکیل شده، چنین است

$$\Delta\omega = \frac{\pi R^2}{r^2} \quad (۲.۲)$$

که در اینجا R شعاع خورشید و r فاصله بین مراکز زمین و خورشید است. شار بر واحد زاویه فضایی را که بر واحد مساحت افقی در قله جو عمود است، I_0 می‌گیریم.

اگر خورشید در زاویه سروسو، θ ، باشد، شاری که از واحد سطح افقی در قله جو می‌گذرد، چنین به دست می‌آید

$$F_0 = I_0 \cos \theta \Delta\omega \quad (۳.۲)$$

فرض می‌شود که I_0 داخل زاویه فضایی کوچک، $\Delta\omega$ ، ثابت باشد. با جانشانی مقدار $\Delta\omega$ از معادله (۲.۲)

$$F_0 = \frac{I_0 \cos \theta \pi R^2}{r^2} \quad (۴.۲)$$

وقتی $\theta = 0$ و $r = r_M$ ، میانگین فاصله زمین و خورشید، عبارت بالا به ثابت خورشیدی (S) تبدیل می‌شود، یعنی

$$S = \frac{I_0 \pi R^2}{r_M^2} \quad (۵.۲)$$

از اینرو، معادله (۴.۲) را چنین می‌نویسیم

$$F_0 = S \frac{r_M^2}{r^2} \cos \theta \quad (۶.۲)$$

بنابراین آفتابگیری ناکاسته (F_0) نه تنها تابع فاصله زمین از خورشید (r)، بلکه تابع زاویه سروسوی (θ) خورشید هم هست. اکنون اثر هر يك را به نوبت بررسی می‌کنیم.

معادله (۶.۲) نشان می‌دهد که F_0 با مجذور فاصله بین مراکز زمین و خورشید نسبت عکس دارد. در بخش ۲.۲ تذکر دادیم که زمین هم‌مدار بیضی وار حرکت می‌کند و میانگین فاصله r_M ، 1.08×14968 کیلومتر است. در واقع، برون مرکزی این بیضی بسیار جزئی است و بیشینه انحراف از مقدار میانگین هنگامی در فرارون خورشیدی روی می‌دهد که زمین ۱۶۷ در صد نزدیکتر بوده و آنگاه در فیرون خورشید روی می‌دهد که زمین ۱۶۷ در صد دورتر باشد. در نتیجه، آفتابگیری ناکاسته در اوایل ژانویه (۱۱ دی) ۷ در صد بیشتر از اوایل ژوئیه (۱۵ تیر) است.

زاویهٔ سرسوی (θ) خورشید تغییرات بیشتری را در آفتابگیری ناکاسته پدید می‌آورد. زاویهٔ برخورد پرتوهای خورشید با یک سطح افقی بدعرض جغرافیایی، فصل و طول روز بستگی دارد. از آنجا که طول روز با عرض جغرافیایی و فصل تغییر می‌کند، مقدار (Q_0) انرژی خورشیدی ناکاسته که واحد سطح افقی در یک روز دریافت می‌کند فقط به فصل و عرض جغرافیایی بستگی دارد.

مقدار آفتابگیری ناکاسته روزانه از معادلهٔ (۶.۲) تعیین می‌شود

$$Q_0 = S \frac{r_M^2}{r^2} \int_{\text{طلوع}}^{\text{غروب}} \cos \theta dt \quad (7.2)$$

می‌توان نشان داد که Q_0 می‌تواند به معادلهٔ زیر تبدیل شود

$$Q_0 = \frac{24 S r_M^2}{\pi r^2} \sin \varphi \sin \delta (H - \tan H) \quad (8.2)$$

که در آن φ عرض جغرافیایی، δ زاویهٔ میل خورشید برای یک روز بخصوص در سال و H زاویهٔ ساعتی بین طلوع و نیمروز (یا نیمروز و غروب) است. اکنون، H تابع عرض جغرافیایی و زمان سال است. بنابراین آفتابگیری ناکاسته روزانه (Q_0) برحسب یکاهای $\text{Jm}^{-2} \text{day}^{-1}$ ، فقط به عرض جغرافیایی و فصل سال بستگی دارد.

در صورت عدم وجود جو، جنبه‌های اصلی توزیع انرژی خورشیدی از معادلهٔ (۸.۲) تعیین می‌شود

الف) تغییرات فصلی تابش خورشیدی دریافتی از جانب استوا نسبتاً ناچیز است، علت این امر آن است که خورشید در نیمروز هرگز بیشتر از $23\frac{1}{4}^\circ$ از زاویهٔ سرسودور نمی‌شود و دوام نور خورشید همیشه دوازده ساعت است.

ب) بیشینهٔ تغییرات روزانه آفتابگیری در قطبها روی می‌دهد. در خلال زمستان خورشید کاملاً زیر افق است و هیچ انرژی تابشی به قطبها نمیرسد. برعکس در خلال تابستان خورشید در قطب روزی ۲۴ ساعت می‌درخشد. در خلال انقلاب تابستان ($\varphi = 66\frac{1}{4}^\circ$)، علیرغم ارتفاع کم خورشید در قطبها، دوام نسبتاً طولانی تابش خورشید

باعث می‌شود دریافت انرژی روزانه از جانب قطبها بیشتر از هر نقطهٔ دیگری باشد. از اینرو مقدار Q_0 در قطبها از صفر در هنگام انقلاب زمستانی تا بیشینهٔ مقدارش در حدود انقلاب تابستانی تغییر می‌کند.

ج) دومین بیشینهٔ آفتابگیری روزانه در نزدیکی عرض 45° و در انقلاب تابستان هر نیمکره روی می‌دهد. با افزایش عرض جغرافیایی، آهنگ دریافت انرژی کاهش می‌یابد،

اما دوام آفتابگیری افزایش می‌یابد.

د) مقدار آفتابگیری برای هر عرض جغرافیایی در تابستان (زمستان) نیمکره جنوبی، بیشتر (کمتر) از مقدار متناظر آن برای عرضهای نیمکره شمالی در تابستان (زمستان) است. این امر به آن دلیل است که ۳ چنان تغییر می‌کند که در خلال تابستان نیمکره جنوبی، زمین نزدیکترین فاصله را از خورشید داشته باشد (یعنی در فرارون خورشیدی). هر چند، اگر از معادله (۷.۲) در تمام روزهای سال انتگرال گیری شود، می‌توان نشان داد که آفتابگیری سالیانه در عرضهای متناظر با هر نیمکره برابر است.

۴.۴ کاستی تابش خورشیدی

به علت وجود جو، تابش خورشیدی دریافتی از جانب سطح زمین، تا اندازه‌ای کمتر از مقداری است که از معادله (۸.۲) به دست داده می‌شود. کاهش انرژی در باریکه خورشیدی در عرضهای بالاتر بیشترین مقدار است، زیرا در آنجا طولانیترین مسیر را در جوی پیماید. در نتیجه، ناحیه آفتابگیر بیشینه در سطح زمین در تابستان، دیگر در قطب نخواهد بود. تابش خورشیدی که به سطح زمین می‌رسد از راه در آشامی و پراکندگی در جو تعدیل پیدا می‌کند. اکنون هر یک از این اثرات را به نوبه خود بررسی می‌کنیم.

الف) در آشامی

مطالعه بیناب خورشیدی وجود تعداد بسیار زیادی از نوارها و خطوط در آشامی نازک را آشکار می‌سازد. برخی از آنها در نتیجه در آشامی توسط گازهای موجود در جو خورشید پدید می‌آیند؛ بقیه به علت در آشامی گازهای جو زمین ایجاد می‌شود. یکی از ویژگیهای برجسته مشاهده شده در بیناب خورشیدی، قطع ناگهانی در پایان طول موج کوتاه در ۲۹۰۰ میکرون است. این قطع ابتدا توسط اوزون و در محدوده کمتری توسط اکسیژن و سایر گازهای موجود در جو زمین ایجاد می‌شود. اما، درصد تابش خورشیدی دریافتی، که در این ناحیه در آشامیده می‌شود، نسبتاً جزئی و در حدود ۲ درصد است. مقدار نسبتاً اندکی از تابش خورشیدی توسط بخار آب و مقداری جزئی نیز توسط گاز کربنیک در آشامیده می‌شود. این عمل در نزدیکی ناحیه فرو سرخ بیناب روی می‌دهد.

ب) پراکندگی

تابش خورشیدی به هنگام گذر از جو زمین، از راه پراکندگی نیز کاهش می‌یابد. ولی در اینجا مانند حالت در آشامی که انرژی تابشی به گسرها تبدیل می‌شد نیست، بلکه در اثر برخورد با ذرات پراکنده در راستای انتشار، تغییر ایجاد می‌شود.

يك باریکهٔ مواری تابش خورشیدی را که بريك ذرهٔ تك فرودمی آید در نظر می‌گیریم. اگر فقط پراکندگی روی دهد، هنوز هم تمامی انرژی در باریکهٔ اصلی در میدان تابشی پیرامون ذره وجود خواهد داشت. این باریکه صرفاً در تمامی راستاها پاشیده می‌شود، به طوری که ذره همانند چشمهٔ انرژی نوینی عمل می‌کند. در مورد ذرات بزرگ، تغییری که در راستا ایجاد می‌شود، ممکن است به‌عللی همچون پراش، بازتابش، شکست، و یا ترکیبی از این اثرات باشد.

به این علت که بخشی از تابش خورشیدی که به جو وارد می‌شود به اطراف و به سمت عقب پراکنده می‌شود، مقدار انرژی که به سطح زمین می‌رسد کاهش می‌یابد. مقدار و راستای پراکندگی به اندازهٔ ذرات پراکننده نسبت به طول موج تابش فرودی، بستگی دارد. در مورد مولکولهای هوا و تابش مرئی، نسبت شعاع ذرهٔ پراکننده به طول موج نور پراکنده، ناچیز است. و این حالتی از پراکندگی رالی است، و می‌توان نشان داد که مقدار پراکندگی با توان چهارم طول موج نسبت عکس دارد. بنا بر این طول موجهای کوتاهتر، مؤثرتر از طول موجهای بلندتر پراکنده می‌شوند.

بنا بر این پراکندگی رالی توسط مولکولهای گازهای جوی، این موضوع را که چرا نور آبی بیشتر از نور قرمز پراکنده می‌شود، توضیح می‌دهد. پس، آسمان به آن علت آبی است که از راه نور پراکنده‌ای که از لحاظ طول موجهای کوتاهتر غنی است، رؤیت می‌شود. برعکس، طلوع و غروب خورشید به آن جهت قرمز به نظر می‌رسد که از راه نور مستقیمی، که در خلال مسیر طولانی‌اش در جو بخش عمدهٔ امواج کوتاه را حذف کرده است، دیده می‌شود.

تابش خورشیدی در جو، نه تنها از راه مولکولهای هوای خشک و بخار آب، بلکه توسط ناخالصیهای بسیار کوچک نیز، پراکنده می‌شود. با افزوده شدن اندازهٔ ذرات پراکننده، قاعدهٔ عکس توان چهارم دیگر به کار نمی‌رود و پاشندگی نسبت به طول موج، کمتر گزینشی است.

آنگاه که ذرات به اندازهٔ کافی بزرگ باشند، پراکندگی تابش برای تمامی طول موجها از تأثیر مساوی برخوردار است. بنا بر این به آن بازتاب پخش می‌گویند. ذرات بزرگ غبار، قطرات آب و بلسورهای یخ بیشتر از آنکه نور را پراکنند، باز می‌تابانند. تمام طول موجها به‌طور مساوی بازتابیده می‌شوند و از آنجا که تابش فرودی خورشیدی «نور سفید» را تشکیل می‌دهد، به همین ترتیب تابش بازتابیده را نیز به‌طور پخش انجام می‌دهد.

وقتی ذرات بزرگ در جو موجود باشند، رنگ آسمان سفید مایل به خاکستری می‌شود. بنا بر این می‌توان ژرفای رنگ آبی آسمان را همچون معیاری از مقدار ناخالصیهای موجود در جو دانست. بازتاب پخش توسط قطرات آب نیز دلیلی بر نمود سفید رنگ ماه است.

تابش خورشیدی دریافتی از زاویهٔ فضایی قرص خورشید، همچنان که بر روی

سطحی عمود بر محور این زاویه فضایی می‌رسد، تابش خودشیدی مستقیم خوانده می‌شود. مؤلفه عمودی تابش خورشیدی مستقیم، تابش از زاویه فضایی قرص خورشید است، که به سطح افقی می‌رسد. به این تابش، تابش خودشیدی مستقیم پایین سو گفته می‌شود. بخشی از تابش خورشیدی بازتابیده بخشی و پراکنده نیز به سطح زمین می‌رسد. مقدار تابش رسیده به سطح افقی از زاویه فضایی ۲π ، به استثنای زاویه فضایی که قرص خورشید آن را در بر گرفته است، تابش آسمانی یا تابش خودشیدی پخش خوانده می‌شود.

تابش مستقیم پایین سو و پخش خورشیدی، که از زاویه فضایی ۲π (یعنی تمامی نیمکره) به یک سطح افقی می‌رسد، تابش خودشیدی کلی نامیده می‌شود.

۵.۲ شار عمودی یک باریکه مستقیم روی سطح زمین

می‌خواهیم کاستی باریکه مستقیم خورشیدی توسط جو زمین را، آنگاه که در آشامی و پراکندگی به طور همزمان عمل می‌کنند، بررسی می‌کنیم. نخست وضعیت آسمان بدون ابر را بررسی می‌کنیم و اثر در آشامی را به تنهایی مطالعه می‌کنیم (شکل ۲.۲). با مراجعه به پیوست ۲ و به کارگیری قانون بیرا به شکلی که در معادله پ. ۳۳ آمده است، داریم

$$I_{\lambda} \simeq I_{\lambda_0} e^{-k_{\lambda} u \sec \theta} = I_{\lambda_0} e^{-k_{\lambda} m}$$

که در آن I_{λ_0} شدت ویژه باریکه خورشیدی در قله جو، K_{λ} ضریب در آشامی برای بازه طول موج از λ تا $\lambda + d\lambda$ ، m مسیر نوری ماده در آشام و u عمق نوری ماده در آشام است.

تراگیلابی تکفام $(I_{\lambda}/I_{\lambda_0})$ برای یک مسیر سرسو ($\theta = 0$)، را $q_{\lambda_0} = e^{-k_{\lambda} u}$ بگیرد. بنا بر این

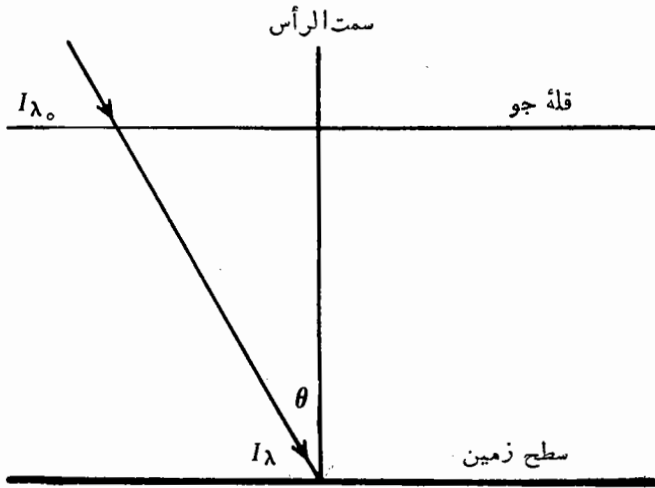
$$I_{\lambda} = I_{\lambda_0} (q_{\lambda_0})^{m/u} = I_{\lambda_0} q_{\lambda_0}^{\sec \theta}$$

یا

$$I_{\lambda} = I_{\lambda_0} q_{\lambda_0}^{m_r}, m_r = \sec \theta \quad (۹.۲)$$

که در آن $m_r = m/u$ ، جرم توده هوای نسبی که عبارت است از طول (با چشم پوشی از شکست) مسیر پرتو خورشیدی از میان جو، که بر حسب طولهای مسیر سرسوییان می‌شود. در مقایسه با معادله (۹.۲) قانون تجربی مشابهی برای تراگیلابی در مورد پراکندگی به کار می‌رود

$$I_{\lambda} = I_{\lambda_0} q_{\lambda_0}^{m_r}, m_r = \sec \theta \quad (۱۰.۲)$$



شکل ۲۰۲ درآشامی جوی با آسمان بدون ابر.

اگر درآشامی و پراکندگی به طوری همزمان روی دهند، يك برابند تراکسیلائی مسیر سرسو، q_λ ، چنان وجود دارد که

$$I_\lambda = I_{\lambda_0} q_{\lambda}^{m_r}, \quad m_r = \sec \theta \quad (11.2)$$

که

$$q_\lambda = q_{\lambda_0} q_{\lambda}^s \quad (12.2)$$

با انتگرال گیری از رابطه (۱۱.۲) نسبت به طول موج، شدت کل (I) يك باریکه فرودی عمود بر واحد مساحت در روی سطح زمین به دست می آید

$$I = \int_0^\infty I_{\lambda_0} q_{\lambda}^{m_r} d\lambda = q_{\lambda}^{m_r} \int_0^\infty I_{\lambda_0} d\lambda \quad (13.2)$$

که در آن $q_{\lambda}^{m_r}$ مقدار میانگین $q_{\lambda}^{m_r}$ نسبت به طول موج است.

اکنون، $\int_0^\infty I_{\lambda_0} d\lambda = I_0$ عبارت است از شدت باریکه ناکاسته که به طور عمودی بر واحد مساحت قله جو فرود می آید.

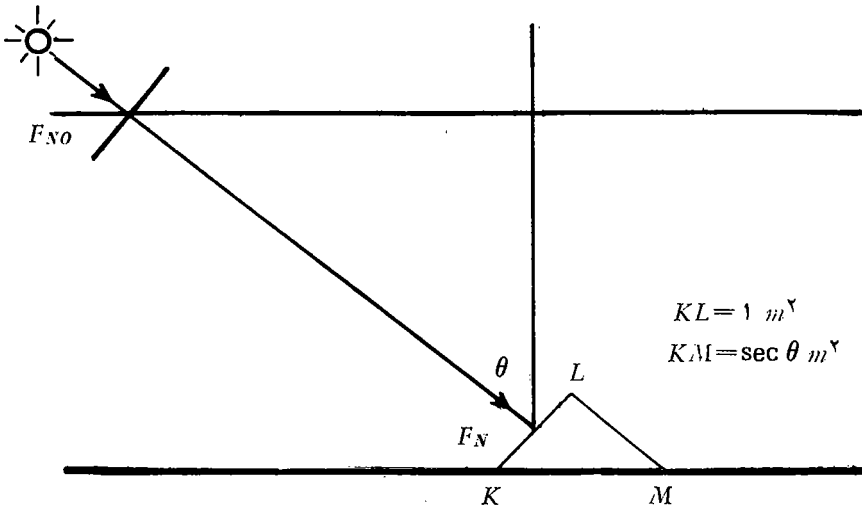
از اینرو معادله (۱۳.۲) چنین نوشته می شود

$$I = I_0 q_{\lambda}^{m_r} \quad (14.2)$$

که در آن q برابر است با ریشه m_r مقدار میانگین $q_{\lambda}^{m_r}$ ، یعنی

$$q^{m_r} = q_{\lambda}^{m_r} \quad (15.2)$$

اکنون، نسبت (I/I_0) برای شدتهای تابنده کل باریکه ای که عمود بر واحد مساحت



شکل ۳.۲ شارهای عمودی F_N و F_{NO}

در سطح زمین و در قلهٔ جو فرود می‌آید، به‌طور نسبی مساوی شدت شارهای عمودی بر واحد مساحت سطح است. از اینرو، از معادلهٔ (۱۴.۲) نتیجه می‌گیریم

$$F_N = F_{NO} q_{m_r}, \quad m_r = \sec \theta \quad (14.2)$$

که در آن، F_{NO} شار عمودی بر واحد مساحت در قلهٔ جو و F_N شار عمودی بر واحد مساحت در روی سطح زمین است. شکل ۳.۲ طرح واره‌ای از این دو شار عمودی را نشان می‌دهد.

اگر I_{λ} و I_{λ_0} اندازه‌گیری شوند و به‌اندازهٔ مقادیر دانستهٔ k_{λ} و u محاسبه شود، حل معادلهٔ (۱۲.۲) به‌ازای q_{λ_s} در گسترهٔ پهنی از طول‌موجها، امکان‌پذیر است. تراکسیلایی مسیر سرسو را برای پراکندگی می‌توان چنین بیان کرد

$$q_{\lambda_s} = q_{\lambda R} q_{\lambda \#} \quad (17.2)$$

که در آن $q_{\lambda R}$ تراکسیلایی مسیر سرسو برای پراکندگی رالی توسط هوای خشک خالص، و $q_{\lambda \#}$ تراکسیلایی مسیر سرسو به‌علت سایر عوامل پراکندگی در جو است. تراکسیلایی در هوای پاک ($q_{\lambda R}$) با افزایش ژرفای نوری بخار آب کاهش می‌یابد. در عین حال، توزیع پراکندگی اضافی که $q_{\lambda \#}$ آن را باز می‌نمایاند، بیشتر از مقداری است که بر طبق قانون پراکندگی رالی برای بخار آب به‌تنهایی محاسبه شده است. این موضوع نشان می‌دهد که $q_{\lambda \#}$ شامل پراکندگی توسط ذرات ریز غبار و همچنین پراکندگی توسط بخار آب است.

۶.۲ آفتابگیری سطح زمین از راه باریکه مستقیم

در بخش پیش کاهش تابش خورشیدی را به علت گذشتن از جو بررسی کردیم. در آشامی انتخابی از جانب گازهای جوی مشخص، پراکندگی از جانب مسو لکولهای هوا، و در آشامی و پراکندگی توسط هواویزها، شدت باریکه مستقیم را کاهش می دهد. در شرایط بی ابری، شار فرودی برواحد مساحت، عمود بر این باریکه از F_{NO} در قله جو به F_N در سطح زمین کاهش می یابد.

اکنون می خواهیم آفتابگیری باریکه مستقیم در روی سطح زمین را در شرایط بی ابری بررسی کنیم. در این حالت شار باریک سطح افقی فرود می آید و با سطح قائم زاویه θ می سازد.

شکل ۳.۲ شار عمودی (F_N) فرودی بر واحد مساحت (KL) بر روی سطح زمین را نشان می دهد. بنابراین آفتابگیری باریکه مستقیم (J)، شاری است که از واحد مساحت افقی (KM) می گذرد. لذا

$$J = F_N \cos \theta = F_{NO} q^m r \cos \theta \quad (18.2)$$

که در آن θ زاویه سرسوی خورشید و m_r توده هوای نسبی (یعنی، نسبت طول مسیر حقیقی پرتو خورشید به طول مسیر سرسو) است. تحت این شرایط آفتابگیری مستقیم روزانه Q ، چنین است

$$Q = \frac{S r_M^2}{r^2} \int_{\text{طلوع}}^{\text{غروب}} \cos \theta q^m r dt \quad (19.2)$$

که در آن $m_r = \sec \theta$ تابعی است از عرض جغرافیایی، میل و زاویه ساعتی.

اکنون توزیع فصلی و جغرافیایی تابش خورشیدی با آنچه که بیشتر در بخش ۳.۲ به علت عدم کاهش تابش توسط گازها و هواویزهای موجود در جو یاد آور شدیم، تفاوت فاحش دارد. مثلاً، اگر فرض کنیم تراگسیلابی مسیر سرسو برابر ۰.۷ باشد، جنبه های زیر مشاهده می شوند:

الف) آفتابگیری روزانه در تمامی عرضهای جغرافیایی در قیاس با مقادیر آفتابگیری ناکاسته کاهش چشمگیری دارد.

ب) بیشینه آفتابگیری در هر نیمکره تا حدود عرض جغرافیایی 35° ، جا به جا می شود.

بیشینه آفتابگیری در قطبها و در خلال تابستان مشاهده نمی شود چرا که به علت ارتفاع پایین خورشید، در آشامی زیاد است. این پدیده علیرغم این امر روی می دهد که تیرگی در عرضهای جغرافیایی بالا و به سمت قطبها کاستی می پذیرد.

۷.۲ وضع تابش خورشیدی در شرایط بی‌آبری

در شرایط بی‌آبری، تابش خورشیدی ورودی به راه‌های زیر کاهش می‌پذیرد:
الف) در آشامی تابش فرابنفش در جو بالا که به‌طور کلی توسط اوزون و اکسیژن صورت می‌گیرد.

ب) در آشامی تابش فروسرخ که عمدتاً توسط بخار آب و به‌میزان کمتری نیز از راه دی‌اکسید کربن و اکسیژن صورت می‌گیرد.

ج) پراکندگی توسط مولکول‌هایی که شامل هوای خشک و بخار آب است.

د) در آشامی، پراکندگی و بازتاب بخشی هواویزها.

اما، جهت بخشی از تابش خورشیدی پراکنده و بازتابش پخشیده، پایین سو است. برآورد شده است که در یک روز بدون ابر تا ۵۰ درصد این تابش به‌سطح زمین می‌رسد. بنابراین، تابش کلی که از سوی یک سطح افقی در روی سطح زمین دریافت می‌شود، هم شامل تابش مستقیم خورشیدی کاهش یافته پایین سو و هم تابش آسمانی است.

میانگین شارتابشی ورودی ناکاسته که از جانب زمین دریافت می‌شود $S\pi a^2$ است، که S ثابت خورشیدی و a شعاع زمین است. اکنون سطح نیمکره آفتابی $\frac{1}{2}\pi a^2$ است، بنابراین میانگین آفتابگیری ناکاسته بر روی نیمکره روشن برابر است با

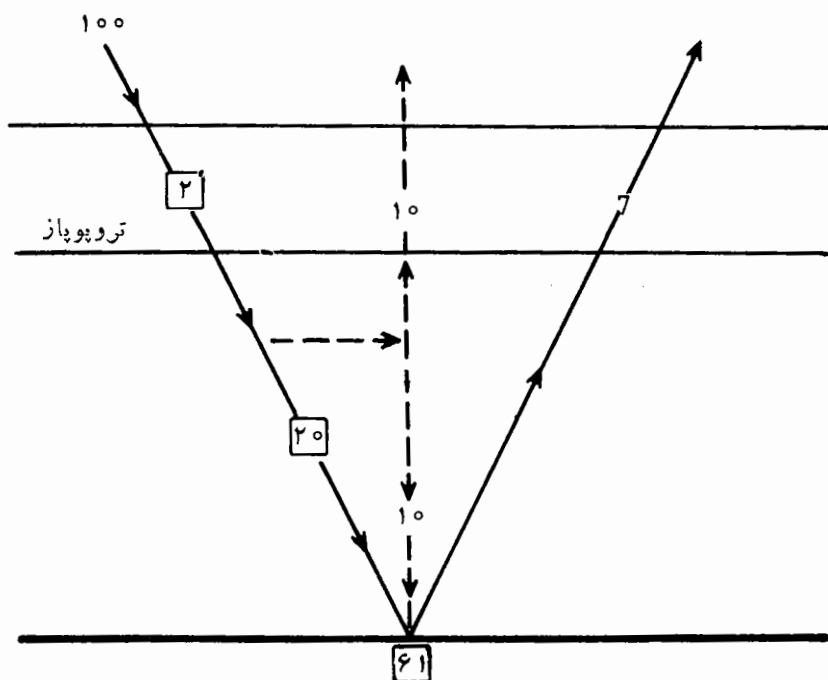
$$\frac{S\pi a^2}{2\pi a^2} = \frac{S}{2} \quad (۲۰۲)$$

اگر شار کلی در تمامی زمین به‌شکل یک مقدار میانگین آفتابگیری پیوسته توزیع شده باشد، مقدار میانگین به $S/4$ کاهش می‌یابد. این مقدار تقریباً برابر ۳۵۰ وات بر متر مربع خواهد بود.

شکل ۴.۲ نمایی از وضعیت تقریبی تابش خورشیدی را نشان می‌دهد. بیشتر تابش فرابنفش توسط اوزون و اکسیژن در جو بالا درآشامیده می‌شود، و فرض می‌شود که فقط ۹۸ درصد از مجموع تابش ورودی خورشید به زیرین کره برسد. در حدود ۲۰ درصد از تابش ناکاسته توسط بخار آب، دی‌اکسید کربن و هواویزها و جز اینها درآشامیده می‌شود. ۲۰ درصد دیگر هم پراکنده یا بازتابیده بخشی می‌شود، و فرض کنیم سرانجام نیمی از این تابش به سطح زمین می‌رسد.

بنابراین، در حدود ۶۸ واحد از تابش اصلی خورشیدی به‌سطح زمین می‌رسد. اگر فرض کنیم ۷ واحد به فضا باز می‌تابد، حدود ۶۱ درصد تابش ورودی خورشید توسط سطح زمین درآشامیده می‌شود.

نسبت تابش بازتابیده از یک سطح به تابش فرودی به آن سطح را سپیدی آن سطح می‌گویند. این کمیت را معمولاً به‌صورت درصد بیان می‌کنند. بنابراین میانگین سپیدی سیستم زمین - جو در شرایط بدون ابر $17 = 10 + 7$ درصد است.



شکل ۴.۲ وضعیت تابش خورشیدی در شرایط بدون ابر.

۸.۲ وضعیت تابش خورشیدی در آسمان ابری

در آسمان ابری تغییر چشمگیری در وضعیت تابش خورشیدی روی می‌دهد. نخست اثرات بازتابش پخشیده‌ی بالاسو از جانب ابرها و درآشامی درون آنها را بررسی می‌کنیم. درصد بازتابش توسط ابر استراتوس پایین که چندضدمتر ضخامت دارد بیش از ۷۰ درصد است. توسط ابرهای ضخیم‌تر حتی باید بخش بیشتری از تابش خورشیدی بازتابیده شود، زیرا بازتابش چندگانه درونی در این گونه ابرها متداولتر است. اما به‌طور کلی، تغییرات گسترده‌ای می‌تواند در سپیدی ابری روی دهد، که به اندازه قطرات ابر، ضخامت ابر، غلظت این قطرات و جز اینها، بستگی دارد.

ضرایب درآشامی آب‌مایع در ناحیه طول‌موج کوتاه بیناب‌خورشیدی بسیار جزئی است. ولی، طول مسیر پرتوی که از طریق یک ابر می‌گذرد ممکن است آنچنان زیاد شود که درآشامی قابل‌ملاحظه‌ای روی دهد. درعمل، تعیین مقدار درآشامی که بویژه توسط قطرات آب صورت می‌گیرد مشکل است. زیرا درآشامی توسط بخار آبی که میان قطرات آب‌مایع در ابر وجود دارد نیز انجام می‌شود. بدیهی است که ضخامت ابرها از اهمیت

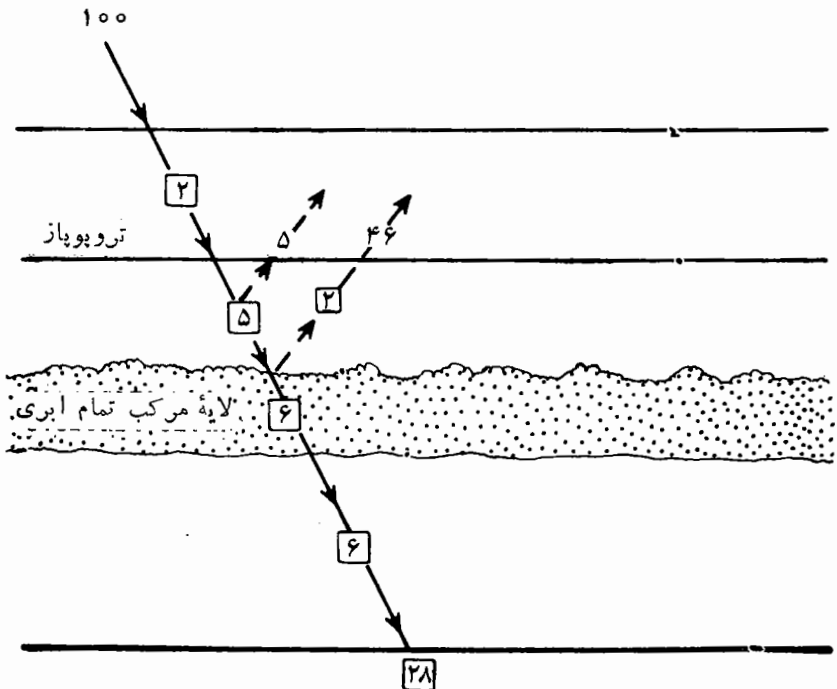
برخوردار است و درسیستمهای ژرف ابری حتی ممکن است درآشامندگی به ۲۵ درصد نیز برسد.

مقادیر میانگین ابر، نوع و ارتفاع آن تابع عرض جغرافیایی است. اما بهخاطر سهولت بیشتر، انواع مختلف ابر را که بانسبتهای اعداد صحیح باهم ترکیب می‌شوند، تا لایه تمام ابری مرکبی به‌دست آید، بررسی می‌کنیم. وضعیت میانگین تابش خورشیدی برای يك لایه مرکب تمام ابری در شکل ۵.۲ نشان داده شده است.

فرض می‌شود که بین زیرین مرز و قله ابر ۵ واحد درآشامیده شود و همین مقدار نیز توسط هوا پراکنده می‌شود. بنابراین فقط ۸۸ درصد تابش خورشیدی اصلی به قله می‌رسد.

درمورد میانگین ابر با سپیدی ۵۵، تابش بازتابیده پخشیده پایین‌سو از جانب ابر ۴۸ واحد (یعنی، ۵۵×۸۸) خواهد بود. فرض می‌کنیم ۲ واحد آن توسط بخار آب درآشامیده شود و ۴۶ واحد باقیمانده به‌صورت بازتابش پخشیده به‌خارج و به‌فضا برگردد.

با فرض اینکه درآشامندگی ابر ۷ درصد باشد، مقدار درآشامیده در ابر تقریباً ۶



شکل ۵.۲ وضعیت تابش خورشیدی لایه مرکب تمام ابری.

واحد (یعنی، $۸۸ \times ۵۷۰ \text{ r/hr}$) می‌شود. از آنجا که ۴۸ واحد توسط قله ابر بازتابیده می‌شود و ۶ واحد دیگر هم درون ابر درآشامیده می‌شود، فقط ۳۴ واحد از ۸۸ واحد تابش فرودی بر قله ابر تراگسیلیده می‌شود. این تابشها پایه ابر را به شکل تابش پخشیده ترك می‌کنند.

اگر ۶ واحد دیگر هم توسط جو زیر ابر درآشامیده شود، پس ۲۸ درصد از تابش خورشیدی اصلی به سطح زمین خواهد رسید. البته، بازتابش از سطح زمین و پراکندگی در جو، در زیر ابر روی می‌دهد. اما، اکثر این تابش بالاسو دوباره به سوی پایین پاشیده خواهد شد. پاره‌ای از تراگسیل بالاسو از طریق ابر روی خواهد داد، ولی نظر به تقریبهایی که نسبت به اقلام دیگر اعمال می‌شوند، ما از این اثرات ناچیز چشم‌خواهیم پوشید. در نتیجه، فرض می‌شود در شرایط ابر تیره، ۲۸ واحد از تابش خورشیدی در زمین درآشامیده می‌شود.

۹.۴ میانگین وضعیت تابش خورشیدی

بحث مربوط به شکلهای ۴.۲ و ۵.۲، به دو شرط فرین - جو بدون ابر و آسمان تمام ابری - می‌پردازد. برای تعیین وضعیت نمایشگر از تابش خورشیدی تحت يك پوشش ابری متعارف، فرض می‌کنیم میانگین پوشش ابری زمین ۵۴ درصد است. اگر تأثیر حالت بی‌ابری با يك عامل ۰۴۶ و شرایط تمام ابری با يك عامل ۰۵۴ سنجیده شود، می‌توانیم برای تعیین وضعیت میانگین تابش خورشیدی، يك میانگین مؤثر را محاسبه کنیم. پس

(الف) تابش درآشامیده در بالای زیرین مرز = ۲ واحد

(ب) تابش درآشامیده در زیرین کره = ۲۰ واحد

$$۰۵۴(۱۹) + ۰۴۶(۲۰)$$

(ج) تابش درآشامیده در زمین = ۴۳ واحد

$$۰۵۴(۲۸) + ۰۴۶(۶۱)$$

(د) تابش بازتابیده به زیرین مرز = ۳۵ واحد

$$۰۵۴(۵۱) + ۰۴۶(۱۷)$$

این شکلهای برای سیستم زمین - جو (یعنی، يك سپیدی سیاره‌ای) يك سپیدی برابر ۰۳۵ به دست می‌دهند. البته اندازه‌گیری دقیق مقدار واقعی آن مشکل است و مقدارش به روشهای گوناگونی که تقریباً میان ۰۳۵ و ۰۴۳ قرار دارد، تعیین شده است طول-موجهای فرورسوخ مانند طول موجهای مرئی، به خوبی بازتابیده نمی‌شود، لذا ممکن است اندازه‌گیری سپیدی سیاره‌ای نور مرئی با سپیدی کلی تفاوت داشته باشد. به‌طور کلی،

در شرایط پوشش ابری معمولی، سپیدی سیاره‌ای میانگین در حدود ۰٫۴ است، که بر این امر دلالت می‌کند که تقریباً ۴۰ درصد تابش خورشیدی ورودی، به فضا برمی‌گردد. تابش خورشیدی با طول‌موج کوتاه که در اثر بازتابش به فضا بر نمی‌گردد، توسط سیستم زمین - جو درآشامیده می‌شود. تابش توسط سطح زمین و گازهای جوی نیز گسیلیده می‌شود. از تابش زمینی در فصل بعدی بحث خواهیم کرد.

تابش زمینی

انرژی خورشیدی در آشامیده از جانب سطح زمین و جو، ابتدا به انرژی درونی تبدیل می‌شود و ممکن است بعداً به انرژی پتانسیل، گرمای نهان، و انرژی جنبشی تغییر شکل یابد. بنابراین تابش خورشید چشمه‌ای دائمی از انرژی جهت حرکات جو و اقیانوسهاست.

از سوی دیگر، سیستم زمین - جو انرژی تابشی می‌گسیلد اما با طول موجهای بلندتر. حال خصیصه‌های تابش زمینی و تراکسیل آن را از طریق جو بررسی خواهیم کرد.

۱.۳ خصیصه‌های تابش زمینی

در فصل پیش گفتیم که دمای مؤثر خورشید در حدود ۵۸۰۰ کلوین است. خورشید تقریباً مانند جسم سیاه تابش می‌کند و قسمت اعظم این تابش در محدوده‌های طول موجی ۱۵ رده و ۴۰ میکرون، با شدت بیشینه‌ای در گستره نورمرئی در حدود ۰.۵ رده میکرون واقع است. در مقابل، دمای زمین و جو آن در گستره تقریبی دمای ۲۰۰ تا ۳۰۰ کلوین جای می‌گیرد. سیستم زمین - جو نیز تقریباً همانند جسم سیاه تابش می‌کند، ولی دمای گسیل آن کمتر از دمای گسیل خورشید است. بنابراین تابش در گستره طول موجی بلندتری واقع است. قسمت اعظم این تابش به طول موجهای فروسرخ بین ۴۰ و ۱۰۰ میکرون

محدود می‌شود. بنا بر قانون جابه‌جایی وین، شدت بیشینه تقریباً در طول موج ۱۰ میکرون قرار دارد. قانون استفان - بولتزمن نشان می‌دهد که مجموع تابندگی سیستم زمین - جو کمتر از مجموع تابندگی خورشید است.

تابشی که توسط زمین، و جو آن، انجام می‌گیرد، تابش زمینی نامیده می‌شود. این تابشی است که از جانب سیاره زمین (یعنی، سیستم زمین - جو) گسیلیده می‌شود و مشتمل است بر:

الف) تابش سطح زمینی (یعنی تابش گسیلیده توسط سطح زمین)،

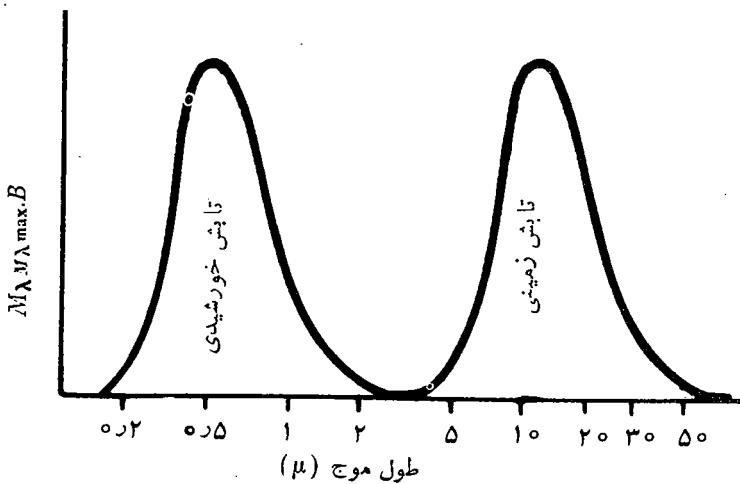
ب) تابش جوی (یعنی تابش گسیلیده توسط جو).

به‌خاطر سهولت، در هواشناسی متداول است که تابش خورشیدی وزمینی را به قسمتهای فرعی زیر تقسیم کنند:

۱. تابش با طول موج کوتاه (طول موجی کمتر از تقریباً ۴ میکرون).
۲. تابش با طول موج بلند (طول موجی بیشتر از تقریباً ۴ میکرون).

از اینرو، اغلب تابش خورشیدی را تابش طول موج کوتاه و تابش زمینی را تابش طول موج بلند می‌گویند. در عمل، در گستره موجی فروسرخ رویهم افتادگی ناچیزی وجود دارد، اما در این ناحیه گسیلش انرژی نسبتاً جزئی است. شکل ۱۰۳ را بطه تقریبی بین توزیع بینایی تابش خورشیدی وزمینی را نشان می‌دهد.

گفته‌ایم که سطح زمین بسیار شبیه بد جسم سیاه تابش می‌کند. این عمل حتی در نواحی نیز که سطح زمین پوشیده از برف بوده و نسبت بالایی از تابش مرئی بازتابیده



شکل ۱۰۳ گستره بینایی تابش خورشیدی وزمینی.

می‌شود، روی می‌دهد. چون این نواحی درآشامنده‌های بسیارخوب طول موج بلند فرو سرخ‌اند، پس، بنا بر قانون کیرشهوف^۱ می‌بایست تابش را در این گستره طول موج، در دماهای زمینی، گسیل کنند.

درک این مطلب مهم است که ابری را با ضخامت کافی نیز می‌توان همچون تابش‌گر جسم سیاه در گستره فرورسرخ نگرست. آب مایع در ناحیه طول موج بلند بیناب دارای ضریب درآشامی بالایی است. در نتیجه، ابر یا مه چگال با ضخامتی حدود ۵۰ متر قسمت اعظم تابش فرودی را در ناحیه فرورسرخ درمی‌آشامد. بنا بر این، بر طبق قانون کیرشهوف، این ابر یا مه همچون یک جسم سیاه، تابشی با طول موج بلند گسیل می‌کند.

۲.۳ درآشامی تابش زمینی

از آنجا که دمای متوسط نزدیک سطح زمین در حدود ۲۸۸ کلوین است، قانون جا به جایی وین نشان می‌دهد که شدت تابش زمینی در طول موج ۱۰ میکرون در گستره فرورسرخ بیشینه شدت خود را دارد. متقابلاً معلوم شده است که انرژی طول موج کوتاهی که از خورشید می‌رسد، بیشترین شدت تابش را در طول موجهای مرئی و در حدود ۰.۵ میکرون داراست. از این مطلب استنباط می‌شود که موادی که بخشی نسبتاً جزئی از تابش خورشیدی را درمی‌آشامند، درآشامنده و گسیلنده‌های چشمگیر تابش طول موج بلند زمینی هستند. آب مایع ماده‌ای است که برای تابش طول موج بلند و طول موج کوتاه، درآشامندگیهای بسیار متفاوتی دارد. از اینرو قطره آب منفردی به شعاع ۲۵ میکرون یا ورقه تختی از آن با ضخامت ۱۰۰ میکرون، تقریباً همچون یک جسم سیاه درآشامنده طول موجهای تابش زمینی است. در مقابل، تنها کسرنانچیزی از تابش خورشیدی فرودی درآشامیده می‌شود.

اما، باید تذکر دهیم، در صورتیکه ژرفای اقیانوسها و دریاها به اندازه کافی باشد، درآشامی تابش خورشیدی از جانب آنها می‌تواند کاملاً شدید باشد. در واقع، وقتی خورشید در محدوده ۴۰ درجه سرسوی باشد، هیچگونه تابشی از سطح هموار آب باز تابیده نمی‌شود.

توان درآشامی متفاوت ابرها در گستره‌های موجی زمینی و خورشیدی، در جهت تعیین موازنه تابشی سیاره ما عاملی مهم است. بخش اعظم تابش خورشیدی فرودی بريك ابر با ضخامت ۵۰ متر که حاوی قطراتی با اندازه و غلظت متوسط است، باز تابیده می‌شود، حال آنکه این ابر برای طول موجهای زمینی اساساً یک جسم سیاه است.

درآشامی گزینشی از راه گازهای جو، نیز عامل مهمی است. درآشامی تابش خورشیدی نسبتاً ناچیز است، و این امر عمدتاً به علت درآشامی اوزون و اکسیژن در گستره بینایی فرابنفش و درآشامی بخار آب و دی‌اکسید کربن در ناحیه فرورسرخ است. در مقابل، جو در برابر تابش زمینی از شفافیت بسیار اندکی برخوردار است. این امر عمدتاً به علت

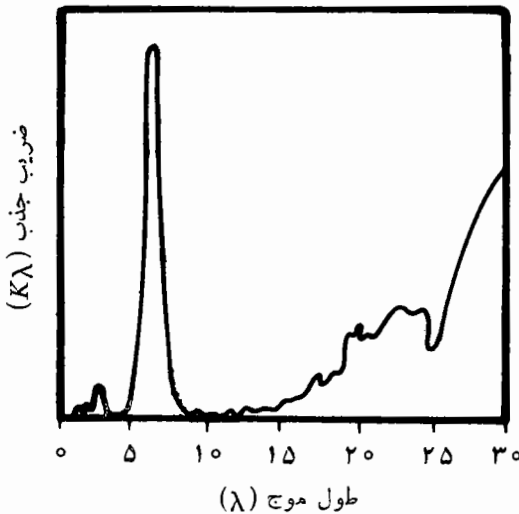
در آشامندگی بخار آب در بخش طول موج بلند بیناب است. علاوه بر این، دی اکسید کربن در گستره ۱۳۵ تا ۱۷ میکرون، همراه با نوارهای قوی وضعیفی که به ترتیب در ۴۳ و ۱۰ میکرون متمرکز شده اند، در آشامی شدیدی دارد. اوزون دارای نوارهای در آشامی متوسط است که در ۹ و ۱۵ میکرون متمرکز شده اند، ولی این اثر عمدتاً در آرام کره روی می دهد.

بیناب در آشامی بخار آب در طول موجهای زمینی نسبتاً پیچیده است. شکل ۲.۳ جنبه های اساسی آن را نشان می دهد. در این شکل دو نوار در آشامی قوی وجود دارد، یکی در ۶۳ میکرون متمرکز شده و دومی نوار عریضی در طول موجهای بزرگتر از ۲۵ میکرون است.

بیناب در آشامی طول موج بلند بخار آب، دی اکسید کربن، و اوزون نسبتاً پیچیده است. به این دلیل، بهتر است جنبه های اساسی آنها را جمع بندی کنیم. در حدود زیر ۵ میکرون، مقدار تابش زمینی موجود نسبتاً اندک است و بنابراین در آشامی از راه گازهای جو در این گستره فوق العاده ضعیف است.

بخار آب در گستره موجی ۵ تا ۸ میکرون در آشامی شدیدی دارد، ولی این شدت بعداً تا ۱۳۵ میکرون نسبتاً ضعیف می شود. بیشتر از ۱۳۵ تا ۱۷ میکرون، در آشامی شدید از جانب دی اکسید کربن روی می دهد. در میانه این بازه طول موجی، تابش زمینی کاملاً در آشامیده می شود.

در آن سوی ۱۷ میکرون، جو دوباره شفاف می شود و این عمل تا هنگامی که نوار در آشامی بخار آب در ۲۴ میکرون و خارج آن نمایان شود، ادامه دارد. به هر حال، مقدار



شکل ۲.۳ بیناب در آشامی بخار آب.

تابش زمینی که این طول موجها را اشغال می کند نسبتاً جزئی است و بنابراین اغلب ۱۴ میکرون را نقطه ای می گیرند که فراسوی آن جو را می توان کدر در نظر گرفت. گستره طول موجی از حدود ۸ تا ۱۲ میکرون جالب توجه است. یک نوار باریک شدید ناشی از اوزون در ۹.۶ میکرون، یک نوار در آشامی ضعیفتر دی اکسید کربن را در نزدیکی ۱۵ میکرون می پوشاند، و لسی اثرات آن تنها در لایه اوزونی آرام کره اهمیت دارد. بنابراین، جو عموماً در برابر طول موجهای زمینی بین ۸ تا ۱۲ میکرون شفاف است، و به این گستره موجی «دیچه جوی» می گویند. مراجعه به بخش ۱.۳ نشان خواهد داد که در همین دامنه طول موج است که سطح زمین در این گستره دارای شدیدترین تابش است. این پدیده یک جنبه اساسی توازن تابشی این سیاره است.

۳.۳ تراگیسل تابش زمینی از طریق جو

پاره ای از تابش فرورسرخ که توسط سطح زمین گسیلیده شده است، از جانب ابرها و گازهای جوی که در بخش پیشین پیرامون آنها سخن گفتیم در آشامیده می شود. این مواد در آشامنده به نوبه خود تابش طول موج بلند را، که بخشی بالا سو و پاره ای پایین سواست، باز می گسیلند. پس عموماً، این تابش گسیلیده ثانوی همچنانکه انرژی تابشی در درون جو به پیش می رود، بارها در آشامیده و گسیلیده می شود.

تراگیسل تابش زمینی از میان جو به فضا، بخش اساسی ذخیره گرمایی سیاره ما را تشکیل می دهد، به خاطر بررسی جنبه های اساسی آن، کار برد قوانین تابش در مورد در-آشامی و گسیل تابش طول موج بلند توسط اجزای گوناگون تشکیل دهنده جو، ضروری است.

متأسفانه، قوانین تابش بسیار بفرنج و بیناب در آشامی اجزای تشکیل دهنده تابشی عمده جو کاملاً پیچیده است. تلاشهای اولیه برای حل این مسئله مستلزم آن است که جو را یک «جسم خاکستری» بپنداریم. چنانکه این مطلب به معنی در آشامی ناقص یکنواخت در تمامی طول موجهاست، از ساختار نوار تراگیسل جوی چشم پوشی شده است. ثابت شده است که چنین ساده سازی مناسب نیست.

نخستین برداشت موفقیت آمیز از انتقال تابشی طول موج بلند، در سال ۱۹۲۸ توسط ج. س. سیمپسون^۱ ارائه شد. این برداشت تغییر پذیری بیناب بخار آب را در نظر گرفت و در عین حال در آشامی توسط دی اکسید کربن را به حساب آورد. درباره این روش به کار رفته، در بخش بعدی بحث خواهیم کرد.

۴.۳ محاسبات سیمپسون در مورد انتقال تابش زمینی

سیمپسون جورا به لایه‌های افقی با ضخامت‌های نوری ۳ رده کیلوگرم بر مترمربع از بخار آب و عره کیلوگرم بر مترمربع از دی اکسید کربن، تقسیم کرد. بر پایه داده‌های در-آشامی موجود در آن زمان، این تقسیم‌بندی در آشامی جوی تابش زمینی را به جنبه‌های اساسی زیر تبدیل می‌کند:

الف) کاملاً شفاف (T) زیر ۴۰۰ میکرون و از ۸۰۵ تا ۱۱۰۰ میکرون.

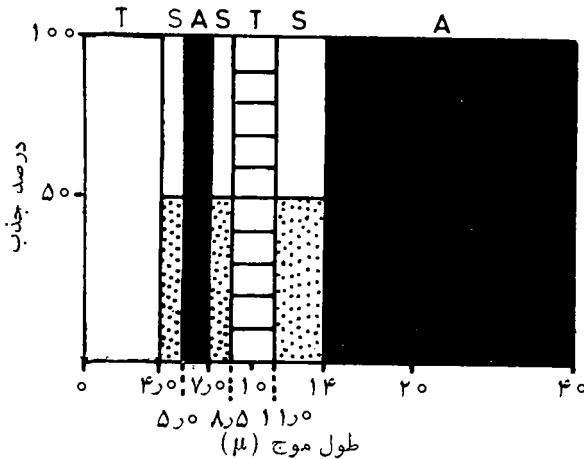
ب) نیمه‌شفاف (S) در گستره‌های ۴۰۰ تا ۵۰۵ میکرون، ۷۰۰ تا ۸۰۵ میکرون و ۱۱۰۰ تا ۱۴۰۰ میکرون.

ج) در آشامی کامل (A) از ۵۰۵ تا ۷۰۰ میکرون و از ۱۴۰۰ میکرون به بالا.

شکل ۳.۳ گستره‌های طول موجی و نشانه‌های به کار رفته را نشان می‌دهد.

اگر مقادیر متوسط رطوبت ویژه برای لایه‌های گوناگون را به کار بریم، ضخامت فشاری يك لایه از سطح دریا فقط در حدود ۳ میلی بار است، در حالیکه این مقدار در آرام کره تقریباً ۳۰۰ میلی بار خواهد بود. به این دلیل، سیمپسون بالاترین لایه را خود آرام کره پنداشت.

سطح زمین مساندند يك جسم سیاه تابش می‌کند. لایه بلافاصله بالاتر، بخشی از این تابش را درمی‌آشامد و بقیه به سوی بالاتر گسیلیده می‌شود. سپس، این لایه خودش در همان دمای خود و در طول موجهایی که درمی‌آشامد انرژی می‌تاباند (هم به سوی بالا و هم به سوی پایین).



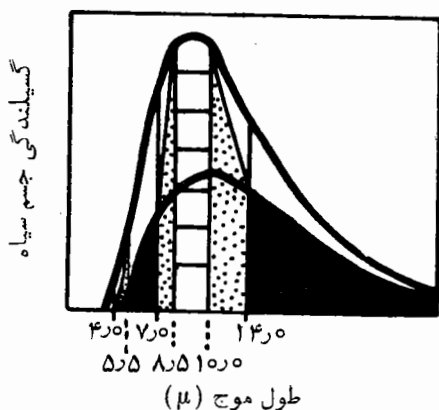
شکل ۳.۳ بیناب در آشامی فرورسوخ سیمپسون.

باریکه پایین سو، بخشی از تابش ازدست رفته زمینی را جبران می‌کند. در مقابل، بخشی از باریکه بالاسو توسط لایه بالایی بعدی درآشامیده می‌شود، که بعداً در دمای خودش به تابش آن اقدام می‌کند. بنابراین، تابش سطح زمین در گستره‌های طول‌موجی در-آشامیده از جانب اجزای تشکیل دهنده جوی، از یک لایه به لایه بعدی تراکسیلیده می‌شود، تا به آخرین لایه برسد. سیمپسون این لایه را آرام کره فرض کرد، که از آنجا در واقع انرژی تابشی به درون فضا می‌رود.

افزون بر تابشی که پس از درآشامی و باز گسیلهای متوالی به فضا می‌رسد، انرژی در گستره طول‌موجی شفاف از راه تراکسیل مستقیم نیز به درون فضا بخش می‌شود. شکل ۴.۳ روش محاسبه تراکسیل شار بالاسو را در لایه ویژه‌ای نشان می‌دهد. منحنی بالایی گسیل جسم سیاه را از سطح زمین نشان می‌دهد، در صورتی که منحنی پایینی گسیل دردمای پایینتری را که در تراز مورد مطالعه جریان دارد، نشان می‌دهد. سه دسته انتقال تابش در تراز می‌عین چنین اند:

الف) طول موجهای T

منشأ این تابش، سطح زمین است و از روی دمای سطح زمین محاسبه می‌شود. ناحیه هاشور خورده افقی شار گسیلیده در این گستره طول موجی را بازمی‌نمایاند.



شکل ۴.۳ روش محاسبات سیمپسون.

(ب) طول موجهای S

تابش در این گستره‌ها مقدار میانه‌ای است بین مقداری که در دمای زمین توسط یک جسم سیاه گسیلیده شده است و مقدار گسیلیده شده در دمای آن سطح بخصوص. می‌توان دمای متوسط را به عنوان نخستین تقریب در نظر گرفت. سطوح نقطه نقطه‌ای، شار گسیلیده در این گستره‌ها را نشان می‌دهد.

(ج) طول موجهای A

هر لایه پیش از آنکه تابش را در دمای خودش بازگسیلند، آن را به‌طور کامل درمی‌آشامد. از اینرو، تابش در این دسته، از نخستین لایه در زیر آن لایه مشخص ناشی می‌شود. این طول موجها را می‌توان از دمای متوسط آن لایه محاسبه کرد، ولی عموماً این دما با دمای خود لایه چندان اختلافی ندارد. نواحی سایه‌دار این شار را مشخص می‌کنند.

پس، این شار در گستره موجی بین ۸۰۵ و ۱۱۰۰ میکرون از سطح زمین ناشی می‌شود. تابش گسیلیده از سطوح نقطه نقطه‌ای از طول موجهای ۴۰۰ تا ۵۰۰ میکرون و ۷۰۰ تا ۸۰۰ میکرون و ۱۱۰۰ تا ۱۴۰۰ میکرون ناشی می‌شود، که برای این طول موجها هر لایه نیمه شفاف است. سرانجام، سطوح سایه‌دار بین ۵۰۰ تا ۷۰۰ میکرون و بالای ۱۳۰۰ میکرون شار سومین دسته را نشان می‌دهد. مجموع سطوح سایه‌دار گوناگون شار بالاسوی تابش زمینی را در شرایط بدون ابر و در یک سطح مشخص بازنمایی می‌کنند.

بنابراین، برای محاسبه مجموع مقدار تابش زمینی که درون فضا منتشر می‌شود می‌توانیم این روش نگاره‌سازی را به‌کار گیریم. البته باید تأثیرات ابرها را نیز به‌حساب آوریم، زیرا آنها نیز همانند اجسام سیاه تابش را گسیل و درمی‌آشامند. سیمپسون فرض کرد تمامی عرضهای جغرافیایی از ۵۰ درصد ابری پوشیده شده‌اند که دمای قله آنها ثابت و برابر ۲۶۱ کلوین است. در نواحی که ابرها وجود داشته باشند، به‌خاطر انجام محاسبات بالا، قله ابرجانشین سطح زمین می‌شود.

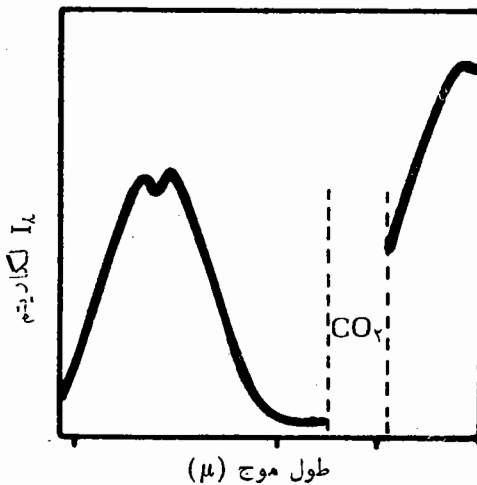
بنابر محاسبات سیمپسون تابش سالیانه خارج شده، تقریباً ۱۹۰ وات بر متر مربع است. در بخش ۷.۲ نشان دادیم که میانگین آفتابگیری پیوسته برای تمامی زمین و در قله جو، $S/4$ (یعنی ۳۵۰ وات بر متر مربع) است. با این فرض که در حدود نیمی از این مقدار سرانجام از جانب سطح زمین درآشامیده می‌شود، می‌توان دید که مقدار سیمپسون با مقدار تابش دریافتی از خورشید قابل مقایسه است. پس در دوره زمانی یک ساله توازن تابشی تقریبی وجود دارد، و بنا بر این دمای سطح زمین و جو آن تقریباً ثابت باقی می‌ماند.

۵.۳ ضریب درآشامی تعمیم یافته الساسر^۱

زمانی که سیمپسون ساده سازیهای خود را ارائه کرد، بیناب درآشامی بخار آب زیاد شناخته شده نبود. در واقع، منطقه T به نحوی از چیزی که در بالا گفته شد، بهتر است، در حالیکه گستره ۱۷ تا ۲۴ میکرون نواحی درآشامی نسبتاً ضعیفی را در برمی گیرد. برای محاسبه انتقال تابش فرسوخ زمینی، روش دقیقتری به کار گرفته شده است.

تغییرات سریع ضرایب درآشامی از خطی به خط دیگر در بینابهای مختلفی از بخار آب و دی اکسید کربن مشکلات محاسباتی عظیمی را فراهم می آورد. الساسر در جهت برآمدن از پس این مشکل فرض کرد که این نوار درآشامی به طور مساوی شامل خطوط خالی و خطوط شدید است. به این طریق، آنچنانکه در شکل ۵.۳ نشان داده می شود، او توانست این بیناب را میانگین گیری و هموار کند.

مقدار I_{λ} ضریب درآشامی تعمیم یافته است که ساختار قطعی جزء به جزء در آن هموار شده است. این شکل، به استثنای بازه‌ای که با علامت CO_2 قطع شده است، تغییر I_{λ} را به نسبت طول موج برای بخار آب، نشان می دهد. در گستره اخیر درآشامی از جانب CO_2 بسیار بیشتر است و بر درآشامی بخار آب تفوق دارد. در این محاسبات ضریب درآشامی تعمیم یافته برای CO_2 به کار می رود و از درآشامی بخار آب چشم پوشی می شود. در نمودار الساسر که در جهت محاسبه انتقال تابش زمینی کاربرد وسیعی داشته است، این خصیصه‌ها گنجانیده شدند.



شکل ۵.۳ ضریب درآشامی تعمیم یافته الساسر برای بخار آب.

۶.۳ گرمایش یا سرمایش تابشی

بنا به تعریف، شار خالص (F_N) در یک تراز مبنای معلوم، اختلاف شارهای جهت یافته بالاسو و پایین سوست، یعنی

$$F_N = F_U - F_D \quad (۱.۳)$$

تغییر دمای میانگین یک لایه جو را می توان از مقادیر F_{NT} و F_{NB} که شارهای خالص در پایین و بالای این لایه اند، محاسبه کرد. شکل ۶.۳ شارهای تابشی را که در گرمایش یا سرمایش این لایه شرکت کرده اند نشان می دهد.

ضخامت فشاری یک لایه، از معادله هیدروستاتیک به دست می آید

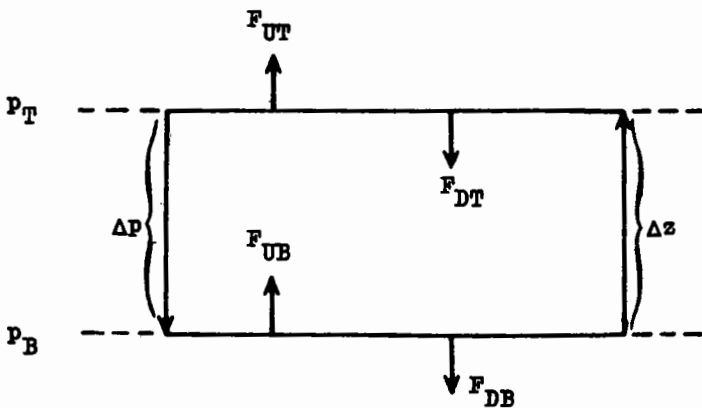
$$P_B - P_T = P g \Delta z \quad (۲.۳)$$

که در آن P_B فشار در پایین لایه و P_T فشار در بالای لایه است. فرض می کنیم که مساحت های سطح مقطعی سطوح بالا و پایین لایه واحد بوده و فرض کنیم که شارها در تمامی سطوح به طور یکنواخت توزیع شده باشند. به دلیل یکنواختی افقی، کناره ها هیچ شار تابشی خالصی ایجاد نمی کنند.

اگر ΔQ مقدار انرژی به دست آمده بر واحد مساحت افقی لایه در زمان Δt باشد

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = F_{NB} - F_{NT} \quad (۳.۳)$$

که در آن، F_{NB} شار خالص در پایین لایه و F_{NT} شار خالص در بالای لایه است. اگر از انبساط چشم پوشیم، بنا بر قانون اول ترمودینامیک



شکل ۶.۳ شارهای تابشی برای لایه جوی.

$$\Delta Q = \Delta M c_p \Delta T \quad (۴.۳)$$

که

$$\Delta M = P \Delta Z = \text{جرم لایه بر واحد مساحت افقی}$$

با استفاده از معادله (۲.۳)

$$\Delta Q = \frac{P_B - P_T}{g} c_p \Delta T \quad (۵.۳)$$

با نشان دادن در معادله (۳.۳)

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{g}{c_p} \frac{F_{NB} - F_{NT}}{P_B - P_T} \quad (۶.۳)$$

متذکر می شویم که چون $P_B > P_T$ ، اگر $F_{NT} > F_{NB}$ ، $\Delta T / \Delta t$ منفی است. از اینرو و اگرایی شار خالص باعث سرمايش تابشى می شود. در مقابل، همگرایی شار خالص $(F_{NT} < F_{NB})$ به گرمايش تابشى لایه منجر می شود.

اگر شارهای تابشی خالص معین شوند، محاسبه آهنگ تغییرات دمای تابشی امکان پذیر است. عموماً، در جو آزاد و اگرایی شار خالص روی می دهد. یعنی، مقدار تابش خارج شده از بالای لایه بیشتر از مقدار وارد شده از پایین لایه است. در جو آزاد، گستره آهنگ سرمايش-تابشى ۱ تا ۳ درجه سلسیوس در روز است و به توزیع عمودی دما و رطوبت بستگی دارد. عموماً مقدار شار خالص F_N به نسبت ارتفاع در جو آزاد افزایش می یابد. اما، گرمايش تابشى طول موج بلند در نزدیکی سطح زمین و در اواسط روز روی می دهد. مقدار این گرمايش بیشتر از گرمای ازدست رفته در شب است، لذا به طور متوسط سرمايش تابشى حتی در پایینترین لایه ها نیز اتفاق می افتد.

آهنگ میانگین گرمايش جو، از راه در آشامی مستقیم تابش خورشیدی طول موج کوتاه در خلال روز احتمالاً بیشتر از دوره درجه سلسیوس نیست. این گرمايش نمی تواند سرمايش در اثر ازدست دادن تابش طول موج بلند زمینی را جبران کند. برای برقراری توازن گرمایی در ازمدت باید سایر روشهای انتقال گرمایی روی دهند. عوامل گوناگونی که میانگین توازن گرمایی زمین - جو را تعیین می کنند در فصل بعدی بررسی می شوند.

توازن گرمایی میانگین

سیستم زمین - جو، با تقریب بسیار زیاد، مقدار انرژی تابشی را که از خورشید می‌گیرد در فضا تابش می‌کند. در این فصل این توازن گرمایی را بررسی می‌کنیم و اقلام مختلفی را که در بودجه حرارتی سیستم زمین - جو شرکت می‌کنند محاسبه می‌کنیم. ابتدا شواهد زمین‌شناختی و تاریخی درازمدت توازن گرمایی میانگین را مطالعه می‌کنیم. سپس فرایندهای تابشی سیستم زمین - زیرین کره مورد رسیدگی قرار می‌گیرد. مضافاً اینکه، اثرات غیرتابشی را که در انتقال گرما از سطح زمین به جو از طریق آشفستگی و تبخیر درگیرند، در نظر خواهیم داشت.

آشنایی با فرایندهای انتقال نصف‌النهاری نیز برای رسیدن به توازن گرمایی میانگین لازم است. این فرایندها را مطالعه می‌کنیم و می‌بینیم که در گردش کلی نقش مهمی ایفا می‌کنند. سرانجام، پیشرفتهای اخیر در هواشناسی ماهواره‌ای را که در درک فرایندهای تابشی سیستم زمین - جو سهیم‌اند بررسی می‌کنیم.

۱.۴ شواهد زمین‌شناختی و تاریخی

هواشناسان کشف کرده‌اند که دمای میانگین سیاره ما دستخوش افتاخیزهایی با دوره‌های متغیر بوده‌است. مطالعات تاریخی و اقلیم‌شناختی نشان داده‌اند که غیر از چرخه‌افتاخیزهای شناخته‌سالانه، افتاخیزهایی نیز وجود داشته‌اند که چرخه آنها از مرتبه چند هفته تا قرن

تغییر می کرده است.

شواهد زمین شناختی همچنین نشان می دهند که دوره‌هایی وجود داشته که زمین گرمتر یا سردتر از زمان حال بوده است. چنین گستره تغییراتی از چند هزار سال پیش تا عصر جدید زمین شناختی، نشان می دهد که تغییراتی در تابش ورودی و خروجی وجود داشته است. این دوره‌ها تعدادی از یخبندانهای بزرگ را در بر می گیرند.

افتاخیزهای سریعتر را می توان با میانگین گیری دوره‌های چندساله هموار کرد. تغییرات کندتر باقیمانده، ملاک انرژی خالص داده یا گرفته شده در خلال دوره میانگین است. با این حال تغییر انرژی خالص در سال بسیار ناچیز است، این تغییرات با کندی بسیار روی می دهند.

به طور کلی، به نظر می رسد که در خلال عصر یخبندان، تغییرات مشخص همه جانبه‌ای در دمای متوسط زمین یا جو آن پدید نیامده است. از اینرو، در هر نقطه از زمین و جو آن توازن گرمایی میانگین درازمدت موجود است. این امر نشان می دهد که، به طور میانگین در درازمدت، سیاره ما تقریباً به مقدار انرژی دریافتی، انرژی به فضا تابش می کند.

۲.۴ مشکلات محاسبه

تا کنون پیچیدگی برهم کنشهای میان تابش خورشیدی و زمینی سیستم زمین-جو را ملاحظه کرده ایم. مشکلات محاسبه در نواحی بسیاری به جهت کمی داده‌های دیده بانی، مورد تأکید قرار گرفته اند. از اینرو اگر بخواهیم اقلام مختلفی را که در بودجه گرمایی سهم اند معین کنیم، به تعدادی بر آورد نیاز داریم.

توزیع جغرافیایی وقائم دما و فشار را می توان از روی داده‌های اقلیم شناختی تعیین کرد. اما، در مورد خلطت گازهای درآشامنده و گسیلنده اطلاعات کمتری وجود دارد. اغلب ضرورت دارد که تغییرات خلطت بخار آب را، به علت کمبود حساسیت یا بجه‌های رادیو گمانه در رطوبتهای جزئی، بر آورد کنیم. مقادیر اوزون، به ویژه با توجه به تغییرات عمودی آنها، ناقص اند. اما، در مورد دی اکسید کربن بر آورد توزیع قائم آن بر اساس یکنواختی حاصل از آمیختگی آشفته در همگن کره امکان پذیر است.

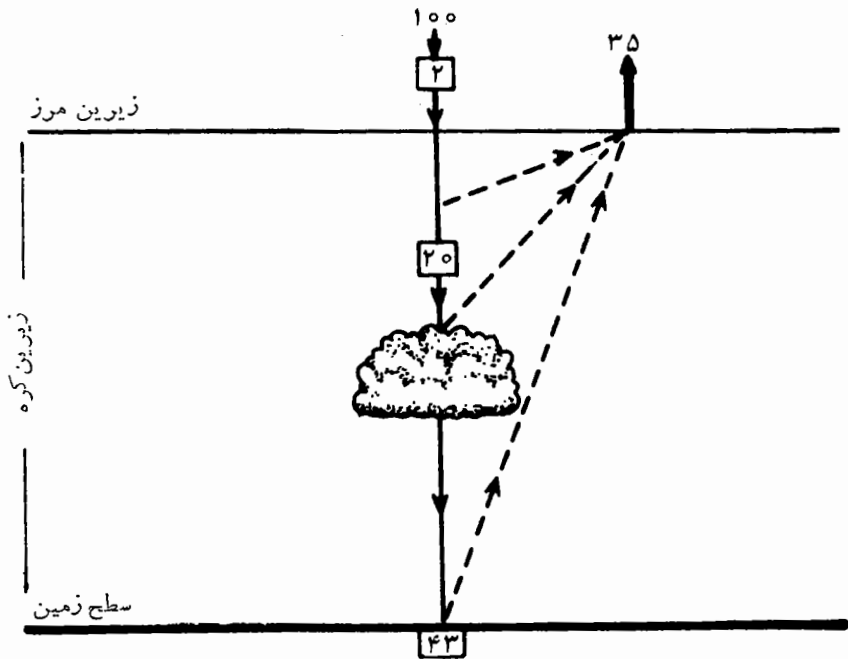
آگاهی ما از توزیع میانگین جزء به جزء ابرها نیز ناقص است. به یاد آورید که در بخش ۸.۲، نظر به مقادیر، گونه‌ها و ارتفاعهای گوناگون ابرها، مناسبتر یافتیم که به آنها به صورت لایه مرکب تمام ابری بنگریم. سپس فرض کردیم که پوشش میانگین این ابر برای کل زمین ۵۴ درصد است.

به خاطر آنکه سهم دهنده‌های عمده تابش خورشیدی و زمینی در بودجه گرمایی را از هم مجزا کنیم، بحث خود را به سیستمهای بسته‌ای که شامل تمامی سطح زمین و زیرین کره است، محدود می کنیم. البته، در این روش فرا رفت افقی، اثری بر توازن گرمایی میانگین ندارد.

۳.۴ تابش خورشیدی و سیستم زمین - زیرین کره

در بخشهای ۷.۲ و ۸.۲ وضعیت میانگین تابش خورشیدی فرودی بر زیرین کره را، به ترتیب در شرایط بدون ابر و ابری بررسی کردیم. سپس یک پوشش ابری با میانگین ۵۴ درصد را برای تمامی زمین فرض کردیم و یک میانگین وزنی برای حالت‌های ابری و بدون ابر محاسبه کردیم. جزئیات وضعیت میانگین تابش خورشیدی در بخش ۲.۹ ارائه، و در شکل ۱.۴ جمع بندی شده‌اند. فرض می‌شود ۱۰۰ واحد تابش خورشیدی ناکاسته به قله جو می‌رسد و در آشامی تابش فرابنفش توسط اکسیژن و اوزون در جو بالای زیرین مرز، این مقدار را به میزان ۲ درصد کاهش می‌دهد. بنابراین ۹۸ واحد به سیستم زمین - زیرین کره می‌رسد.

به‌طور متوسط، ۲۰ واحد در زیرین کره و ۴۳ واحد توسط سطح زمین در آشامیده می‌شود. واحدهای باقیمانده انرژی در طول موج کوتاه مستقیماً به درون فضا برگردانده می‌شوند، به این ترتیب سپیدی میانگین سیاره ما ۳۵ درصد می‌شود. این تابش از جانب گازها و ذرات شناور جو پراکنده شده یا از قله ابرها و سطح زمین بازتابیده بخشی شده‌اند.



شکل ۱.۴ وضعیت میانگین تابش خورشیدی.

۴.۴ مؤلفه‌های بلند موج توازن گرمایی میانگین

مؤلفه‌های اساسی تابش بلند موج توازن گرمایی میانگین سیستم زمین - زیرین کره اینها هستند :

الف) شار تابش زمینی از سطح زمین

با فرض اینکه زمین دردمای ۲۸۸ کلوین، همانند یک جسم سیاه تابش می‌کند، می‌توان برای تعیین میانگین گسیلندگی تمامی سطح آن، قانون استفان - بولتزمن را به کار برد. بر مبنای ۱۰۰ واحدی که برای تابش خورشیدی ناکاسته به کار بردیم، سطح زمین ۱۱۶ واحد به سوی بالا تابش می‌کند. از این مقدار ۱۰۶ واحد توسط بخار آب و دی‌اکسید کربن در زیرین کره درآشامیده شده و تنها ۱۰ واحد به درون فضا رها می‌شود.

ب) گسیل تابش توسط زیرین کره

بخار آب و دی‌اکسید کربن در زیرین کره، به طور متوسط ۱۵۸ واحد تابش بلند موج می‌گسیلند. البته ۱۰۲ واحد آن پایین سو و در جهت سطح زمین و ۵۶ واحدش بالاسو و به درون فضا رها می‌شود.

ج) تابش بلند موج پایین سو از طریق زیرین کره

از دو بند الف) و ب) آشکار است که ۶۶ واحد تابش بلند موج از طریق زیرین کره به سوی بالا منتقل می‌شود. مراجعه به بخش ۳.۴ نشان می‌دهد که ۳۵ واحد از تابش کوتاه موج نیز به بالاسو و درون فضا رهسپار می‌شود. نظر به اینکه ۹۸ واحد تابش خورشیدی از زیرین کره به پایین سو گذر می‌کند، تعدیل ۳ واحدی که به سوی پایین آمده ضروری است. به این ترتیب، توازنی از میانگین ترا بردها در زیرین کره برقرار می‌شود. جنبه‌های اساسی بحث بالا در سمت چپ شکل ۲.۴ نشان داده شده است. اما باید متذکر شد که جهت رسیدن به یک توازن گرمایی میانگین در سطح زمین و در میان خود زیرین کره، چند مقوله دیگر ضروری‌اند. این چند مقوله در فصل بعدی مورد بحث قرار می‌گیرد.

۵.۴ آثار غیر تابشی

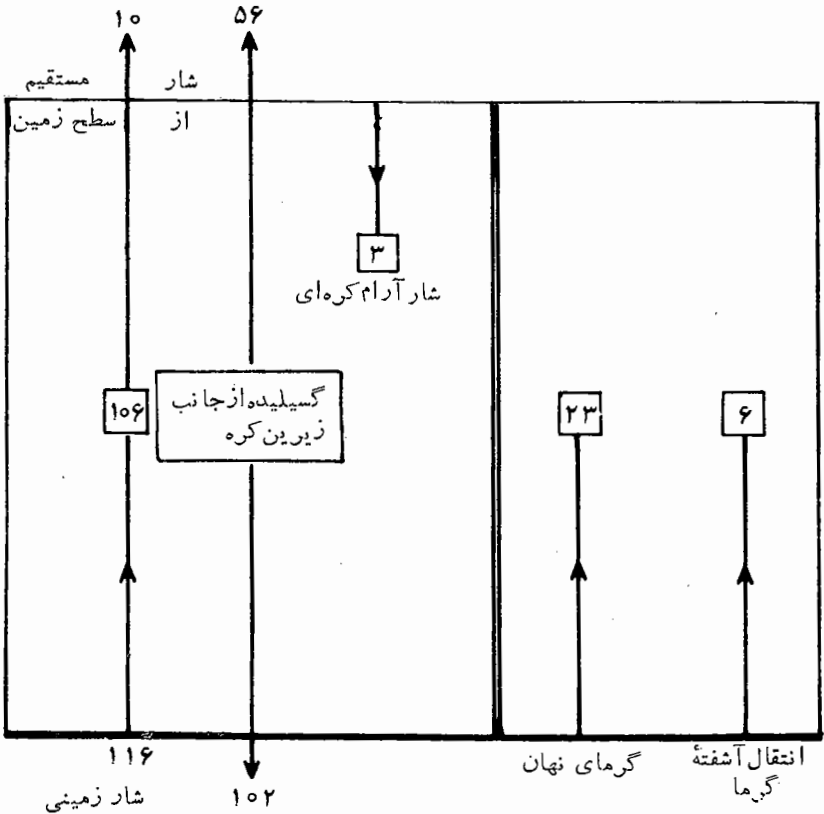
در بررسی بودجه گرمایی سیستم زمین - زیرین کره، باید دو عامل دیگر را به حساب آورد. سوی انتقال گرمای مورد نظر، در سمت راست شکل ۲.۴ نشان داده شده است.

الف) انتقال گرمای نهان

مقداری از انرژی خورشیدی که از جانب سطح زمین درآشامیده می‌شود، برای تبخیر آبهای سطحی به کار می‌رود. این بخار به طور قائم و افقی حرکت می‌کند و سرانجام متراکم می‌شود و گرمای نهان را در جو آزاد می‌کند. انتقال گرمای نهان از سطح زمین به جو با آگاهی از متوسط بارندگی کلی تخمین زده می‌شود. این مطلب نشان می‌دهد که انتقال گرمای نهان متناظر با ۲۳ واحد است.

ب) انتقال آشفتۀ گرما

گرمای محسوس در جو می‌تواند از راه آشفتگی هوای بالاسویا پایین‌سو منتقل شود. فرایندهای فیزیکی این انتقال نسبتاً پیچیده است، برآورد مستقیم انتقال آشفتۀ گرما نیز مشکل است.



شکل ۲.۴ شار بلندموج و آثار غیرتابشی.

بر اساس انرژی لازم باقیمانده برای انجام توازن گرمایی، بر آورد نامستقیم انجام می‌دهند. سطح زمین ۴۳ واحد تابش (مستقیم و آسمانی) خورشید را درمی‌آشامد و همچنین ۱۰۲ واحد شار موج بلند دوباره تابیده از زیرین کره به سوی پایین را دریافت می‌کند. از آنجا که زمین ۱۱۶ واحد می‌گسیلد، لذا ۲۹ واحد تابشی اضافی را رها می‌کند. بنابراین، اثرات غیر تابشی باید این مقدار اضافی را موازنه کنند. ۲۳ واحد این تابش از راه تبخیر به سوی بالا منتقل می‌شود، و معنی آن این است که، به‌طور میانگین، ۶ واحد آن از سطح زمین توسط ترابرد آشفته به‌جو منتقل می‌شود. اما، باید تأکید کرد که این تخمین خطاهای دیگر ناشی از محاسبات اقلام دیگر بودجه گرمایی را، در برمی‌گیرد.

۶.۴ جمع‌بندی توازن گرمایی میانگین برای سیستم زمین-زیرین کره

بخشهای پیشین بر این نکته اشاره داشته‌اند که یک توازن گرمایی همه‌جانبه می‌تواند حاصل شرکت تعدادی فرایندهای فیزیکی باشد. در بخش ۴.۴ در بند (ج) تعدیلی به‌عمل آمد تا به توازن میانگین ترابردها از زیرین مرز منجر شود. با زهم، در بخش ۵.۴ بر آوردی از مورد انتقال آشفته، برای به‌دست آوردن موازنه‌ای در سطح زمین، به‌کار گرفته شده است. برای تعیین سازگاری این تعدیلهای، بررسی بودجه گرمایی زیرین کره، به‌تنهایی، ضرورت دارد. بخار آب و دی‌اکسید کربن در این ناحیه ۱۰۶ واحد تابش بلند موج از سوی زمین و ۳ واحد تابش دریافتی از زیرین کره را درمی‌آشامد. به‌علاوه، ۲۰ واحد تابش خورشیدی در آشامیده می‌شود و ۲۹ واحد انرژی از طریق اثرات غیر تابشی، از زمین به زیرین کره منتقل می‌شود. بنا بر این، زیرین کره مجموعاً ۱۵۸ واحد انرژی کسب می‌کند. زیرین کره این مقدار انرژی را به‌صورت تابش بلند موج بالاسو و پایین سو از دست می‌دهد. سطح زمین ۱۰۲ واحد از آنها را دریافت می‌کند، درحالی‌که ۵۶ واحد باقیمانده از طریق زیرین مرز به بالاسو تراگسیلیده می‌شود. البته، بحث بالا بررسی جامعی از فرایندهای جوی را که در آرام کره و بالای آن روی می‌دهد، در بر نمی‌گیرد. با این وجود، این بحث دارای مفاهیم مهمی است که اکنون به آنها خواهیم پرداخت.

۷.۴ اثر گلخانه‌ای جو

از بندهای (الف) و (ب) در بخش ۴.۴ چنان برمی‌آید که سطح زمین و زیرین کره به ترتیب ۱۱۶ و ۱۵۸ واحد تابش بلند موج می‌گسیلند. از این نظر که تنها ۱۰۰ واحد تابش ناکاسته خورشیدی به سیستم زمین - جو می‌رسد، ممکن است این نکته در بادی امر متناقض به نظر رسد.

این مطلب را می‌توان چنین توضیح داد که جو در برابر تابش خورشیدی از تابش

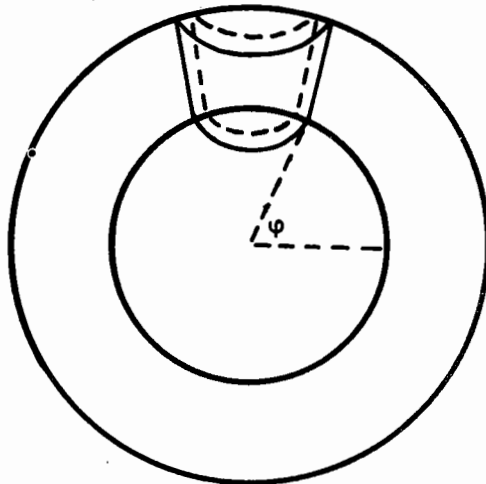
زمینی بلند موج شفافتر است. بخار آب و دی اکسید کربن نسبت زیادی از تابش دریافتی از سطح زمین را درمی آشامد و سپس انرژی پایین سو را همانند انرژی بالاسو، دوباره می تاباند. در نتیجه، تابش خورشیدی توسط زمین و جو آن به دام می افتد، که در این حال به دماهایی بالاتر از آنکه در نبود جو پدید می آید، منجر می شود. به این طریق، دمای میانگین سطح زمین تا حدود ۳۳ درجه سلسیوس بالا می رود و به مقدار ترازمندی در حدود ۱۵ درجه سلسیوس می رسد.

ایسن موضوع را گاهی «اثر گلخانه ای» می نامند. تابش خورشیدی کوتاه موج از شیشه ای که گلخانه را می پوشاند تراکسیلیده می شود، در صورتی که این شیشه تابش امواج بلند را که توسط سطح زمین و گیاهان درون آن گسیلیده می شوند، درمی آشامد.

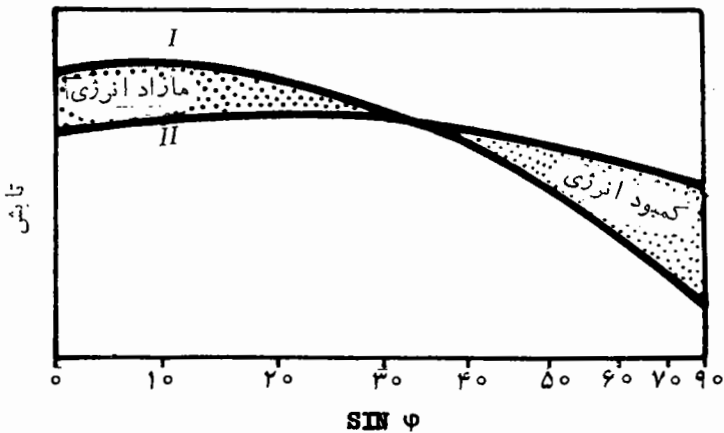
اما، دماهای بالا در یک گلخانه عمدتاً از این امر ناشی می شوند که شیشه از بالا رفتن هوای گرم و ازدست دادن گرما، جلوگیری به عمل می آورد. این اثر نسبت به درآشامی تابش امواج بلند توسط شیشه از اهمیت بسیار بیشتری برخوردار است. به همین علت، آنگاه که به دام افتادن تابش امواج بلند توسط گازهای جوی ویژه ای منجر به بالا رفتن دما در زمین و جو می شود، برخی از هواشناسان ترجیح می دهند اصطلاح «اثر جو» را به کار برند. در این دماهای افزایش یافته، سطح زمین و جو می توانند شار مورد نیاز را برای رسیدن به توازن گرمایی این سیاره، گسیل کنند.

۸.۴ گرادینان دمای نصف النهاری در زیرین کره

تعدادی کمر بند عرض جغرافیایی را، که هر یک در سوی نصف النهاری به طول واحد و از طریق عمق زیرین کمره امتداد یافته است، ملاحظه کنیم. شکل ۳.۴ یک کمر بند حول قطبی



شکل ۳.۴ کمر بند عرض جغرافیایی حول قطبی.



شکل ۴.۴ انتقال شار تابشی در زیرین مرز.

نمونه را به‌ازای عرض جغرافیایی φ نشان می‌دهد. به‌خاطر سادگی، فرض می‌شود زیرین مرز افقی سان باشد.

در هر کمر بند عرض جغرافیایی از راه هر دو فرایند انتقال افقی و قائم یک توازن گرمایی حاصل می‌شود. هر کدام را به نوبه خود بررسی خواهیم کرد. ابتدا فرایندهای انتقال قائم را که در مرزهای بالایی کمر بندهای عرض جغرافیایی منفرد روی می‌دهند، تحلیل می‌کنیم. منحنی I از شکل ۴.۴ میانگین درآشامی سالیانه تابش خورشیدی توسط کمر بندهای گوناگون سیستم زمین - زیرین کره را نشان می‌دهد. شار بلند موجهایی که خارج می‌شوند به‌صورت منحنی II نشان داده شده است در هر دو مورد فرض می‌شود پوشش ابری، معمولی است.

بنابراین، اگر تنها فرایندهای انتقال قائم روی می‌دادند، یک کمر بند عرض جغرافیایی در حدود ۳۵ درجه در هر نیمکره به توازن انرژی میانگین نایل می‌آمد. کمر بندهایی که به‌سوی استوا در عرض جغرافیایی ۳۵ درجه جایگزیده‌اند مازاد انرژی خواهند داشت، حال آنکه کمر بندهای واقع در سمت قطب کمبودی را نشان می‌دهند.

فرض می‌کنیم که مازاد (کمبود) انرژی در هر کمر بند عرض جغرافیایی به گرمایش (سرمایش) موضعی تبدیل می‌شود. در نبود فرایندهای انتقال افقی می‌توان یک توزیع دمای نصف‌النهاری را به‌طور نظری محاسبه کرد. اما، هواشناسان دریافته‌اند که میانگین گرادیان دمای نصف‌النهاری مشاهده شده، از برآوردهای نظری بسیار کمتر است.

بنابراین آشکار است که فرایندهای انتقال افقی در توازن گرمایی سیستم زمین - زیرین کره، نقش بسیار مهمی را ایفا می‌کنند. به‌خاطر نیل به میانگین گرادیان دمای نصف‌النهاری مشاهده شده در هر نیمکره، به‌طور متوسط باید یک شارش گرمایی به‌سوی قطب روی دهد.

۹.۴ ترابرد انرژی زیرین کره‌ای به‌سوی قطب

در خلال دوره‌های انتقال نصف‌النهار ضعیف، گرادیانهای دمای نصف‌النهار قوی ایجاد می‌شوند. اما، ممکن است این گرادیانها از راه فرایندهای انتقال نصف‌النهار، که دوباره انرژی کلی زیرین کره را توزیع می‌کند، کاهش یابد. بنابراین مازاد انرژی گرمایی که توسط کمربندهای عرضهای پایین به‌دست آمده است، به آن نواحی که کمبود انرژی دارد، منتقل می‌شود. به این ترتیب، توازن گرمایی مشاهده شده حاصل می‌شود.

در دراز مدت تنها مقدار بسیار اندکی انتقال انرژی بین این دو نیمکره انجام می‌شود. از اینرو، توازن گرمایی میانگین عمدتاً از راه شارش انرژی به‌سوی قطب انجام می‌شود. این عمل توسط جو و اقیانوسها به‌انجام می‌رسد.

برآورد شده است که حدود ۱۰ درصد مازاد انرژی سیستم زمین - زیرین کره بین عرضهای جغرافیایی ۵ و ۳۵ درجه توسط جریانهای اقیانوسی، از عرض جغرافیایی ۳۵ درجه به قطب منتقل می‌شود. مقدار باقیمانده توسط گردش زیرین کره‌ای منتقل می‌شود.

جریانهای هوا، که این شار به‌سوی قطب را پدید می‌آورد، نه تنها گرمای محسوس را، بلکه گرمای نهان و نیز به‌شکل بخار آب را منتقل می‌کند. بنابراین مازاد انرژی در عرضهای جغرافیایی پایین و کمبود انرژی در عرضهای جغرافیایی بالا، در گردش کلی جو نقش مهمی ایفا می‌کنند.

۱۰.۴ اندازه‌گیریهای تابشی از ماهواره‌ها

استفاده از ماهواره‌ها در جهت دیده‌بانیهای هواشناختی اهمیت کاربرد تکنولوژی فضایی را تثبیت کرده است. ابزار اولیه ماهواره‌ها، دوربینهای تلویزیونی و تابش‌یابها هستند. در بخشهای پیشین نشان داده‌ایم که پرتوهای تابشی، به‌خاطر درک کامل مسائلی نظیر توازن میانگین گرمایی سیستم زمین - جو و گردش عام جو، اساسی‌اند. همچنین متذکر شدیم که برخی از این مشکلات با اندازه‌گیریهای تابشی دقیق در روی سطح زمین همراه است. بنابراین، تأمل بر نوع اندازه‌گیریهای که می‌توان با به‌کار بردن تابش‌یابها، از ماهواره‌های هواشناختی انجام داد، سودمند است.

اندازه‌گیریهای دقیق ثابت خودشیدی برای بررسی مسائل میانگین موازنه گرمایی سیستم زمین - جو ضروری است. واضح است که، توانایی انجام چنین اندازه‌گیریهای از بالای جو در آسام، نه تنها در جهت تعیین مقدار میانگین ثابت خورشیدی، بلکه همچنین تعیین هر تغییر جزئی که روی می‌دهد، سودمند خواهد بود.

گفتیم که بخشی از تابش خورشیدی فرودی توسط ابرها، گازهای جوی، هواویزها و سطح زمین به فضا بازتابیده می‌شود. این تابش بازتابیده با همان طول‌موجهای تابش خورشیدی ورودی برای به‌حرکت درآوردن موتور گرمایی، قابل استفاده نیست. تابش - یابها در ماهواره‌ها می‌توانند میانگین سپیدی سیستم زمین - جو و تغییرات آنرا نسبت

به زمان و مکان اندازه بگیرند. این اندازه‌گیری به ما این توانایی را می‌بخشد تا از درآشامی انرژی خورشیدی محاسبات دقیقتری به عمل آوریم.

باید میانگین کل تابش زمینی برون‌رو با تابش خورشیدی ورودی درآشامیده برابر باشد. اما، تابش امواج بلند تراکسیلیده به‌فضا، نسبت به‌زمان و به‌طور موضعی تغییرات قابل‌ملاحظه‌ای دارد. به‌منظور کمک به بررسی‌هایمان از فرایندهای جوی، می‌توانیم اندازه‌گیریهای دقیقتر تابش زمینی برون‌رو را از ماهواره انجام دهیم.

اندازه‌گیریهای دمای سطح زمین و لایه‌های گوناگون جو، توسط ابزارهای مرسوم و رادیوگمانه انجام می‌شوند. این اندازه‌گیریها را می‌توان از ماهواره‌ها نیز انجام داد. دریک بازهٔ بینایی که جو کاملاً شفاف است، هر انرژی تابنده‌ای از سطح زمین می‌رسد و بنابراین می‌توانیم دمای آنرا درمواضع گوناگون تعیین کنیم.

اگر نواحی که یابۀ اندازه‌گیری ماهواره متوجه آن است، از ابر تیره‌ای پوشیده شده باشد، دمای اندازه‌گیری شده همان دمای قله ابر خواهد بود. از آنجا که دمای جو به‌طور متعارف به‌نسبت ارتفاع کاهش پیدا می‌کند، قله‌های ابر، معمولاً سردتر از سطح زمین است. بنابراین، اگر یک یابۀ ماهواره که زمین را خردکای می‌کند، از ناحیهٔ بدون ابر به ناحیهٔ تمام‌ابری گذرکند، کاهش دمای قابل‌ملاحظه‌ای ثبت خواهد شد. از اینرو شبانگاه که دورین تلویزیونی ماهواره کار نمی‌کند، آشکارسازی نواحی تمام‌ابری امکان‌پذیر می‌شود.

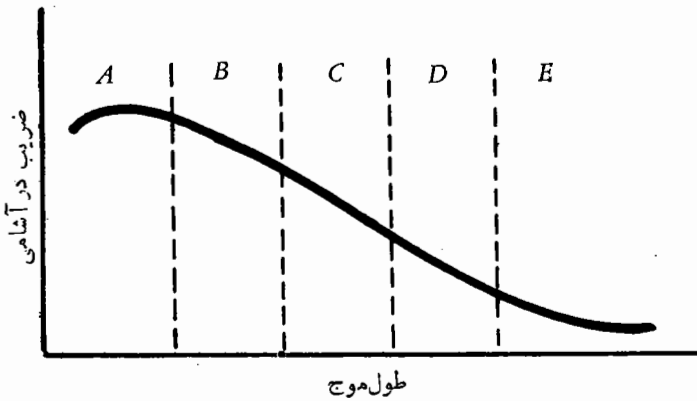
از روی دماهای قلهٔ ابر که از اندازه‌گیریهای تابشی ماهواره به‌دست آمده است، می‌توان ارتفاع قله ابر را تخمین زد. با فرض اینکه آهنگ کاهش دما به‌نسبت ارتفاع، یکنواخت باشد، می‌توان مقادیری تقریبی به دست آورد. اگر اندازه‌گیریهای دقیق دمای جو در ارتفاعات گوناگون، همزمان انجام گیرد، امکان انجام محاسبات دقیقتری وجود خواهد داشت.

بسیاری از مشکلات، به‌انجام‌اندازه‌گیریهای ماهواره‌ای از دمای لایه‌های گوناگون جو مربوط می‌شوند. اما، استفاده از خاصیت گاز جوی بخصوصی، که از آن یک‌درآشامنده و گسیلندهٔ تابش طول‌موجهای ویژه‌ای بسازد، امکان‌پذیر خواهد بود. بنابراین گازی نظیر دی‌اکسید کربن را در نظر می‌گیریم که به‌طور یکنواخت در جو آزاد و حتی تا میانگسره توزیع شده باشد.

پس، گسترهٔ بینایی را برمی‌گزینیم که در آن دی‌اکسید کربن تنها گاز درآشام است. همچنین لازم است که ضریب درآشامی آن، چنانکه در شکل ۵.۴ نشان داده شده است، نسبت به طول‌موج دارای تغییرات یکنواختی باشد.

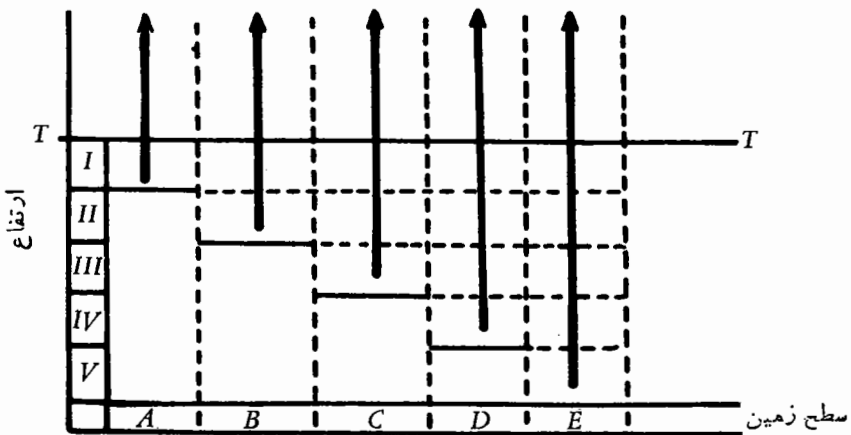
جنبه‌های اساسی این روش تعیین‌نیمرخهای قائم دما را می‌توان از راه بررسی‌شکل ۶.۴، که در آن جو به پنج لایه تقسیم شده است، ملاحظه کرد. سطح T با به اصطلاح «قله» جو متناظر است.

در گسترهٔ طول‌موجی A ، که درآشامی در آنجا بالاترین میزان است، تابش زمینی



شکل ۵.۴ تغییرات ضریب درآشامی نسبت به طول موج.

که به ماهواره می‌رسد از نزدیکی قله جو در لایه I می‌آید. تابش در این طول موجها، که از سطح زمین یا لایه‌های II، III، IV، V سرچشمه می‌گیرد، پیش از رسیدن به قله جو درآشامیده شده و به ماهواره نمی‌رسد. البته، این انرژی ممکن است به‌عنوان تابش دوباره تابیده شود، ولی باید سرچشمه آن همان لایه‌ای در نظر گرفته شود که تابش را درآشامیده است. بنابراین، تابش دریافتی از سوی ماهواره در گستره موجی A، با دمای میانگین لایه I متناظر است. در عمل، این دمای میانگین با در نظر گرفتن چگالی مشخص می‌شود، از اینرو، بخش پایینتر این لایه به‌شدت آنرا تحت تأثیر قرار می‌دهد.



شکل ۶.۴ تابش زمینی از لایه‌های جو.

در گستره طول موج B که در آشامی کمتری دارد، یک دمای میانگین برای لایه‌های I و II به دست می‌آید. از آنجا که دمای میانگین لایه I قبلاً از اندازه‌گیری گستره موجی A معلوم شده است، دمای لایه II را نیز می‌توان تعیین کرد.

به همین ترتیب، گستره طول موجی C دمای میانگین لایه‌های I ، II و III را به دست می‌دهد، در حالیکه گستره طول موجی D دمای میانگین لایه‌های I ، II ، III و IV را به دست می‌دهد. بنابراین می‌توان دمای میانگین لایه‌های III و IV را تعیین کرد. سرانجام، یک گستره طول موجی E وجود دارد که در آن بخشی از تابشی که جو را ترک می‌کند، یا از سطح زمین می‌آید یا از قله‌های ابر. این فرایند یک حد پایینی ارتفاع را ایجاد می‌کند که می‌توان دما را برای آن به دست آورد. این قله لایه V است و با سطحی که مقداری بالای سطح واقعی زمین یا بالای قله ابر قرار دارد، متناظر است.

چون توجه به پیوستگی ارتفاعها و طول موجها، بیشتر از توجه به قسمتهای گسسته‌ای که در بالا مورد بحث بود ضروری است، اندازه‌گیریهای نمایه قائم دما عملاً پیچیده می‌شود. تعداد لایه‌هایی که جو می‌تواند به آن تقسیم شود، به باریکی بازه بینایی ممکن در تابش یا به‌ها، بستگی دارد.

اندازه‌گیری ماهواره‌ای جالب توجه دیگر مربوط به ترکیب جو است. این اندازه‌گیریها مستلزم تعیین مقدار کل یک گاز متغیر در یک ستون قائم هوا و توزیع آن نسبت به ارتفاع است. جالب توجه‌ترین گازهای متغیر در جو، بخار آب و اوزون هستند. اهمیت بخار آب به علت رابطه آن با حضور ابر و بارندگی است. آگاهی از توزیع اوزون می‌تواند در مطالعه حرکات جو در آرام کره به کار رود.

ابتدا به اندازه‌گیری مقدار کل گاز بخصوصی در ستون قائم هوا بپردازیم. دو طول موج نزدیک به هم، ترجیحاً طول موج مرئی، فرابنفش، یا طول موج کوتاه‌تر فروسرخ، که بتوان در گستره آن تابش خورشیدی بازتابیده را بررسی کرد، انتخاب می‌شود. یک طول موج وجود دارد که از سوی این گاز در آشامیده نمی‌شود، طول موج دیگر به‌طور جزئی در آشامیده خواهد شد اما نه به‌طور کامل، بنابراین برای اندازه‌گیری، توسط ماهواره تابش کافی تراکسیلیده خواهد شد.

از آنجا که این دو طول موج انتخاب شده برای گاز کاملاً به هم نزدیک اند، می‌توان فرض کرد که تابش خورشیدی بازتابیده و هر در آشامی از جانب گازهای جوی دیگر، برای هر دو طول موج یکسان است. از اینرو، اختلاف مقدار انرژی اندازه‌گیری شده برای هر طول موج با مقداری که از جانب خود این گاز در آشامیده شده، متناظر است. این مقدار را می‌توان برای محاسبه مقدار کل گاز متغیری که در ستون هوا جایگزین شده است، به کار برد.

توزیع گاز متغیر نسبت به ارتفاع را می‌توان از روشی که برای به دست آوردن نمایه قائم دما توصیف شد، تعیین کرد. از آنجا که اندازه‌گیری در هر طول موج نه تنها تابع غلظت گاز متغیر، بلکه تابع دمای آن نیز هست؛ لذا، نخست تعیین توزیع دما ضروری

است. این روش برای تعیین توزیع بخار آب و اوزون، به ترتیب توسط نوارهای درآشامی ۳ر و ۶ر و ۹ میکرون، مناسب است.

برای اندازه گیری نمایه های قائم دما و توزیع قائم بخار آب و اوزون، وجود بیناب نگارهای بسیار دقیقی در ماهواره ها ضروری است. ما از این مسائل با تفصیل بیشتری بحث نخواهیم کرد، و لسی درباره ابزار حساسی که برای اندازه گیریهای تابش به کار رفته اند و با توازن گرمایی میانگین سیستم زمین - جو مستقیماً مربوط می شود، بحث مختصری خواهیم کرد.

انواعی از ابزارهای حساس برای اندازه گیریهای پرتوسنجی، در تعدادی از گستره های طول موجی به کار می روند. به عنوان نمونه ای از روشهای به کار رفته، تابش یا به ها را که در سریهای تجربی TIROS به کار رفته اند، و بر ماهواره های عملیاتی ESSA پیشی گرفته اند، مورد بحث قرار خواهیم داد. سه نوع یا به به کار گرفته می شود:

(الف) پرتوسنج خرد کاو پنج کاناله

(ب) پرتوسنج با زاویه متوسط دو کاناله

(ج) پرتوسنج هم راستایی دو کاناله

پرتوسنج پنج کاناله، برای خرد کاوی زمین اسپین ماهواره را به کار می گیرد. حساسیتهای بینایی پرتوسنجهای هدف از به کار بردن هر یک را در جدول صفحه بعد آورده ایم. پرتوسنج نوع دوم TIROS، دو آشکارساز را در بر می گیرد. هر کدام در مخروط جداگانه ای قرار گرفته اند و دید آنها به چند صد مایل محدود می شود، اما بر مخروط دور بینهای تلویزیونی زاویه باز منطبق می شود. بنابراین می توان داده های پرتوسنج را با مقدار ابرناکی مشاهده شده، مقایسه کرد.

آشکارساز سفید است و بیشتر تابش خورشیدی را باز می تاباند. این وسیله تقریباً به تمامی تابش امواج بلند زمینی (یعنی، طول موجهای بزرگتر از تقریباً ۴ میکرون) پاسخ می دهد و بنابراین طول موجهای بلندی را که از سوی سیستم زمین - جو به فضا گسیلیده می شوند، مستقیماً اندازه گیری می کند.

آشکارساز دوم سیاه بوده و نسبت به تابش بین ۲ر تا ۴ر میکرون حساس است. بنابراین هم تابش بازتابیده خورشیدی و هم تابش زمینی گسیلیده از جانب زمین و جو آن را اندازه می گیرد. در خلال روز، تابش خورشیدی بازتابیده از راه تفریق مقدار خوانده شده از روی یا به های سفید، از مقدار خوانده شده از روی یا به های سیاه، یعنی سفیدی، تعیین می شود. شب هنگام تابش خورشیدی بازتابیده وجود ندارد، لذا از روی هر دو آشکارساز می توان یک مقدار را خواند. بنابراین می توان تحقیق کرد آیا کار این دستگاهها رضایتبخش است یا خیر.

سومین پرتوسنج TIROS، توسط پروفوسور و. سومی^۱ تکامل یافت. این یا به ها شامل

| هدف | نوارموجی | کانال |
|--|-----------|-------|
| تابش از نوار بخار آب. این ناحیه‌ای با بیشینه درآشامی و گسیل بخار آب است. از اینرو این پایه دمای نزدیک قله لایه بخار آب را اندازه می‌گیرد. این اندازه‌گیری به‌طور میانگین، تقریباً در ۴۰۰ میلی‌بار انجام می‌شود. دماهای پایین نمایانگر مقادیر زیاد بخار آب اند که تا ارتفاعات بالا امتداد می‌یابند. دماهای بالاتر تمرکز بخار آب در نزدیکی سطح زمین را نشان می‌دهند. | ۶۰۵-۶۰۰ | ۱ |
| تابش گسیلیده در «دریچه جوی» (ناحیه درآشامی جزئی) این پایه اطلاعات زیر را نیز فراهم می‌آورد: (۱) آشکارسازی پوشش ابری - به‌ویژه شب‌هنگام و بر فراز سطوحی که دور بینهای تلویزیونی نمی‌توانند کار کنند. (۲) اندازه‌گیری دمای قله ابر، و بنا بر این، استنباطی از ارتفاعات قله ابر. (۳) اندازه‌گیری دماهای سطح زمین، یا گرادیانهای دما، بر فراز نواحی بدون ابر. | ۸۰۰-۱۲۰۵μ | ۲ |
| اندازه‌گیری تابش خورشیدی بازتابیده، یعنی اندازه‌گیری سپیدی کره زمین. | ۶۰۵μ-۰۲ | ۳ |
| مجموع تابش فرسرخ برون‌رو که از سوی سطح زمین و جو گسیل شده است - یعنی، کل تابش زمینی برون‌رو. | ۷۰۰-۳۰μ | ۴ |
| در این فاصله تابش خورشیدی بازتابیده در بخش سرخ بیناب قسابل رؤیت اندازه‌گیری می‌شود. دور بینهای تلویزیونی نسبت به این طول‌موجها حساس‌اند. این کانال نقشه‌های تابشی دیداری درشت‌بافت در مقایسه با تصاویر ویدیکن و یک مرجع بینایی دیداری درشت‌بافت برای مناطقی که در آنجا تصاویر ویدیکن در دسترس نیست، تهیه می‌کند. همچنین سپیدی را در بخش دیداری بیناب مشخص می‌کند. | ۰۷۵μ-۰۵۵ | ۵ |

چهارنیمکره‌اند (دو سیاه و دو سفید). هر کدام با قطری در حدود ۲٫۵ سانتیمتر. زوجهای سیاه و سفید در کناره‌های مقابل ماهواره نصب شده‌اند، به گونه‌ای که بخش دیگری از آن‌را نبینند.

بنابراین دو نیمکره سفید و سیاه به تنهایی مانند یک کره سفید و یک کره سیاه عمل می‌کنند. از آنجا که آنها تابش را از همه سو اندازه می‌گیرند، که شامل تابش خورشیدی نیز می‌شود، به آنها پرتوسنج همه راستایی می‌گویند.

جسم سیاه تمامی تابش فرودی را درمی‌آشامد و می‌تواند انرژی بین طول‌موجهای ۲٫۵ تا ۴ میکرون را اندازه بگیرد. جسم سفید بیشتر تابش موج کوتاه را باز می‌تاباند و تابشی را که طول‌موجش بیش از ۴ میکرون باشد درمی‌آشامد. آنگاه که تابش مستقیم خورشیدی، که از ثابت خورشیدی محاسبه شده است، تفریق شود، داده‌های حاصل از این یا به‌ها را می‌توان هم برای استنتاج سپیدی زمین و هم تابش زمینی امواج بلند گسیلیده که به ماهواره می‌رسند، به‌کار برد.

تابش درآشامیده توسط گازهای جوی به گرما و شکل‌های دیگر انرژی تبدیل می‌شود. در فصل بعدی برخی از این تبدیله‌ها را مورد بحث قرار خواهیم داد.

ترمودینامیک هوای خشک

ترمودینامیک با تبدیلهای گرما به سایر شکلهای انرژی و برعکس، سروکار دارد. این تبدیلهای در جو از اهمیت زیادی برخوردار است و اگر بخواهیم حالت آیندهٔ جو را پیش بینی کنیم، لازم است آنها را با جزئیات بیشتری بررسی کنیم.

جو مرکب از مخلوطی از گازهای حقیقی است ولی ابتدا راحت تر است تبدیلهایی را که در گازهای به اصطلاح ایده‌ال رخ می‌دهد مطالعه کنیم. این بحث به معادلهٔ حالت گاز ایده‌ال اشاره دارد که در پیوست ۳ مطرح شده است.

چون آب در جو به شکل جامد، مایع و گاز وجود دارد، هر گاه حالت آن تغییر کند، این تبدیل صورت می‌گیرد. این اعمال در نتیجهٔ درآشامی یا دفع گرمای نهان انجام می‌گیرد. در این فصل آن فرایندهای جوی را که در چنین تبدیلهای انرژی وارد نمی‌شوند بررسی می‌کنیم و مطالعاتمان به ترمودینامیک هوای خشک محدود خواهد بود. هوای نمناک را در فصل بعدی بررسی خواهیم کرد.

۱.۵ انبساط گاز در فشار ثابت

اگر نمونهٔ کمی گاز تحت فشار ثابت منبسط شود، روی محیط اطرافش کار (dW) انجام می‌دهد

$$dW = pdV \quad (1.5)$$

که در آن dV تغییر بسیار کوچک حجم نمونه است. اگر جرم نمونه گازی شکل واحد باشد، از حروف کوچک استفاده می‌کنیم و معادله (۱.۵) را به صورت زیر می‌نویسیم

$$dw = p da \quad (2.5)$$

که در آن dw کار ویژه انجام شده و da تغییر حجم ویژه است. اگر دستگاه منبسط شود و روی محیط کار انجام دهد، dw مثبت است. از سوی دیگر، اگر دستگاه به وسیله نیروهای فشار خارجی متراکم شود، روی دستگاه کار انجام شده و dw منفی خواهد بود.

۲.۵ قانون بقای انرژی

در فیزیک انرژی یک سیستم به عنوان ظرفیت انجام کار آن سیستم تعریف می‌شود. انرژی برابر کل کاری است که انجام می‌شود و با یکاهای کار نیز اندازه‌گیری می‌شود. یکای انرژی در دستگاه SI ژول (J) است.

در غیاب واکنشهای هسته‌ای و درسرعت‌هایی کمتر از نور، برای تغییر انرژی از نوعی به نوعی دیگر، قانون بقای انرژی را به کار می‌برند. بنابراین قانون، انرژی در هر دستگاهی نمی‌تواند آفریده یا نابود شود.

بنابراین هنگامی که به سیستمی انرژی افزوده می‌شود، انرژی نهایی برابر است با انرژی اولیه سیستم به اضافه مقدار انرژی افزوده شده. برعکس، اگر سیستم انرژی ازدست دهد، انرژی نهایی برابر است با انرژی اولیه منهای مقدار انرژی ازدست رفته.

۳.۵ گرمای ویژه

گرما شکلی از انرژی است و لذا در دستگاه SI یکای آن ژول (J) است. گرمای لازم برای بالا بردن دمای سیستم به اندازه یک درجه، ظرفیت گرمایی سیستم خوانده می‌شود. مقدار گرمای مورد نیاز به روش افزوده شدن گرما وابسته است. مثلاً، هنگامی که حجم اشغال شده توسط سیستم ثابت باشد، مقدار انرژی لازم را برای بالا رفتن دما به اندازه یک درجه، ظرفیت گرمایی در حجم ثابت می‌گویند. این مقدار گرما را با نماد C_p نشان می‌دهند.

از سوی دیگر، اگر فشار ثابت نگهداشته شود، گرمای لازم را برای آنکه دمای سیستم یک درجه بالا رود ظرفیت گرمایی در فشار ثابت می‌خوانند. نماد این مقدار گرما C_p است. وقتی سیستم در فشار ثابت گرم شود، منبسط شده و کار انجام می‌دهد. از اینرو C_p از C_v بزرگتر است.

به ظرفیت گرمایی بر واحد جرم، ظرفیت گرمایی ویژه، یا به بیان ساده‌تر، گرمای ویژه

گفته می‌شود. در این حالت حرف کوچک c به عنوان نماد به کار می‌رود و بنا بر این برای یک گاز دو گرمای ویژه به شکل c_p و c_v نوشته می‌شود. می‌توان نشان داد که

$$R = c_p - c_v \quad (۳.۵)$$

که در آن R ثابت ویژه گاز است.

۴.۵ قانون اول ترمودینامیک

قانون بقای انرژی به صورت دیفرانسیلی نیز بیان می‌شود. اگر یک نمو گرمای dH به یک سیستم افزوده شود، بخشی از این گرما برای بالا بردن دمای دستگاه و بخشی نیز برای غلبه کردن بر نیروهای ربایشی بین مولکولی به کار می‌رود. این دو، مجموعاً انرژی داخلی سیستم را تشکیل می‌دهند.

نمو انرژی داخلی با dU نموده می‌شود. اگر نمو کار انجام شده توسط این سیستم را با dW نشان دهیم، قانون بقای انرژی چنین بیان می‌شود

$$dH = dU + dW \quad (۴.۵)$$

معادله (۴.۵) فرمولندی قانون اول ترمودینامیک است. اگر جمله‌های معادله (۴.۵) را بر جرم سیستم تقسیم کنیم، شکل دیگری از قانون اول را به دست می‌آوریم

$$dh = du + dw \quad (۵.۵)$$

در اینجا حروف کوچک برای مشخص کردن مقادیر نسبت به واحد جرم به کار می‌روند. بنابراین dh گرمای افزوده شده بر واحد جرم است.

اگر نمونه کوچکی از واحد جرم گاز در فشار ثابت انبساط یابد، می‌توانیم در معادله (۲.۵) به جای dW مقدار آن را بنشانیم. بنابراین،

$$dh = du + p da \quad (۶.۵)$$

این معادله شکل دیگری از قانون اول ترمودینامیک است. گاهی این معادله را معادله انرژی نیز می‌گویند.

دقت کنید که در بحث بالا فرض کرده‌ایم که نمونه گازی منبسط شده و روی محیط اطرافش کار انجام داده است. در این حالت dw و da هر دو مثبت‌اند.

از سوی دیگر می‌توان از راه متر اکم کردن گاز، بر روی آن کار انجام داد. این بیان هم‌ارز آن است که بگوییم گاز خودش کار منفی انجام می‌دهد، پس dw منفی است. نظر به اینکه حجم کاهش می‌یابد، da نیز منفی است.

۵.۵ انرژی داخلی گاز ایده‌آل

نظریه جنبشی گازها بر آن است که اتمها یا مولکولهای يك گاز دريك حرکت كتره‌ای دارای حرکت سریعی هستند. درمورد يك گاز ایده‌آل، ابعاد این ذرات نسبت به میانگین فاصله بین آنها كوچك و چشم‌پوشیدنی است. همچنین فرض شده است که نیروهای ربایشی بین مولکولی آنها كوچك و چشم‌پوشیدنی و برخورد آنها به يكديگر و به دیواره‌های ظرف كاملاً كشسان است.

می‌توان نشان داد که چنین سیستمی دقیقاً از قانون گاز ایده‌آل که در بخش پ ۹.۳ (پیوست ۳) آمده است، پیروی می‌کند. افزون‌براین، می‌توان نشان داد که انرژی داخلی چنین سیستمی به‌تنهایی تابعی از دماست. این مطلب از آنجا ناشی می‌شود که گرمای افزوده شده در حجم ثابت، تنها درجهت افزایش حرکت كتره‌ای مولکولها به‌کار گرفته می‌شود.

برعکس، در گازهای حقیقی ممکن است مقداری از انرژی مصروف غلبه بر نیروهای بین اتمی یا بین مولکولی شود. بنابراین نظریه جنبشی گازها که در بالا بحث شد، این موضوع نمی‌تواند درمورد يك گاز ایده‌آل اعمال شود. از اینرو درمورد گاز ایده‌آل

$$du = c_v dT \quad (7.5)$$

که در آن c_v ثابت است.

بنابراین، دو شرط لازم برای اینکه يك گاز ایده‌آل باشد، اینها هستند:

الف) معادله حالت يك گاز ایده‌آل اعمال شود، یعنی

$$Pa = RT \quad (8.5)$$

ب) انرژی داخلی تنها باید تابع دما باشد، یعنی

$$du = c_v dT$$

اکنون حالتی را بررسی کنیم که در آن به‌نمونه گازی، که حجمش ثابت نگهداشته می‌شود، یعنی $da = 0$ ، گرما افزوده شده است. بنابراین رابطه (۶.۵) تبدیل می‌شود به

$$dh = du \quad (9.5)$$

در این حالت گرمای افزوده شده تماماً برای افزایش انرژی داخلی گاز به‌کار می‌رود. حرکت اتمها یا مولکولها سریعتر شده و انرژی جنبشی آنها ($\frac{1}{2}mv^2$) شروع به افزایش می‌کند. در نتیجه، دمای گاز شروع به بالا رفتن می‌کند، زیرا مقدارش با میانگین انرژی جنبشی ذرات متناسب است. این مطلب از معادله (۷.۵) نیز آشکار است.

۶.۵ انرژی داخلی گازهای حقیقی

به‌علت متناهی بودن اندازه اتمها یا مولکولهای واقعی و وجود نیروهای بین اتمی و بین

مولکولی در گازهای حقیقی، گازهای حقیقی از دوشروطی که در بخش ۵.۵ بیان شد، دقیقاً پیروی نمی‌کنند. به بیان کلی، هرچه فشار (P) کمتر یا حجم ویژه (a) بیشتر باشد، گازهای حقیقی از قانون ایده‌آل بیشتر پیروی می‌کنند. یعنی، هرچه گازها به گاز ایده‌آل نزدیکتر شوند، به شرایط نظریه جنبشی نزدیکتر می‌شوند.

در مورد گاز ایده‌آل، c_p ثابت است اما برای گازهای حقیقی این مقدار با تغییراتی آرام، تابع دماست.

هوا آمیزه‌ای از گازهاست و تا زمانیکه میعان روی ندهد، مشاهده می‌شود که تقریباً به شیوه گاز ایده‌آل رفتار می‌کند. در گستره دماهای مشاهده شده در جو، گرمای ویژه هوای خشک با تقریب زیاد ثابت در نظر گرفته می‌شود. این گرمای ویژه را با نماد c_p نشان می‌دهند.

۷.۵ فرايندهای بی‌دررو در گازهای ایده‌آل

بنابر تعریف، يك فرايند بی‌دررو (بر گرفته از واژه یونانی *adiabatas* به معنی گذر نکردنی) فرايندی است که در آن يك نمونه گازی نه گرما بگیرد و نه گرما را به پیرامونش پس بدهد. در این حالت $dh = 0$ و معادله (۵.۵) تبدیل می‌شود به

$$0 = du + dw \quad (10.5)$$

بنابراین، می‌توان تغییر انرژی داخلی يك گاز ایده‌آل را چنین بیان کرد

$$du = -dw \quad (11.5)$$

اگر این نمونه گازی در خلال فرايندی بی‌دررو انبساط یابد، روی پیرامونش کار انجام داده و dw مثبت است. از رابطه (۱۱.۵) آشکار است که du منفی است، یعنی این کار به هزینه انرژی داخلی انجام شده است. معادله (۷.۵) نشان می‌دهد که اگر du منفی باشد، dT نیز منفی خواهد بود. از اینرو، انبساط بی‌دررو به افت دما منجر می‌شود.

برعکس، اگر از راه تراکم کردن به‌طور بی‌دررو، روی این گاز کار انجام شود، کار انجام شده (dw) توسط گاز منفی است. جانشانی در معادله (۱۱.۵) نشان می‌دهد که du مثبت است، یعنی انرژی داخلی نمونه گاز افزایش یافته است. انرژی داده شده به گاز، میانگین انرژی جنبشی آنها و مولکولها را افزایش می‌دهد. از اینرو در خلال تراکم بی‌دررو، دما بالا می‌رود. صحت این مطلب را می‌توان با توجه به اینکه در معادله (۷.۵)، du و dT هر دو مثبت‌اند، تحقیق کرد.

شکل دیگر قانون اول ترمودینامیک برای فرايندهای بی‌دررو در مورد يك گاز ایده‌آل را می‌توان با قرار دادن $dh = 0$ در معادله (۶.۵)، به دست آورد. بنابراین

$$0 = du + pda$$

$$du = -p da \quad (۱۲.۵)$$

در خلال انبساط بی‌دررو da مثبت و du منفی است، از معادله (۷.۵) می‌بینیم dT منفی است. از اینرو یک افت دما روی می‌دهد.

برعکس، در خلال تراکم بی‌دررو da منفی است، بنابراین du و dT هر دو مثبت‌اند. بنا بر این حتی اگر گاز از پیرامون خود گرمایی دریافت نکرده باشد (یعنی $dh = 0$)، دمایش افزایش می‌یابد. در واقع، انرژی مکانیکی به انرژی داخلی تبدیل می‌شود که این نیز به افزایش میانگین انرژی جنبشی آنها و مولکولهای نمونه گازی منجر می‌شود.

۸.۵ دمای پتانسیل

بیش از یک قرن پیش پواسون برای فرایندهای بی‌دررو معادله‌ای به دست آورد. این معادله، معادله پواسون نامیده می‌شود و شکل آن چنین است

$$T = p^k \times \text{ثابت} \quad (۱۳.۵)$$

که

$$k = \frac{R}{c_p}$$

این رابطه را می‌توان برای تعیین دمای یک نمونه گازی شکل که در معرض تغییرات فشار قرار دارد، و در خلال آن تغییرات، هیچ تبادل گرمایی با پیرامونش ندارد، به کار برد. عدد ثابت، وابسته به فشار اولیه و دمای گازی که در جریان فرایند بی‌دررو قرار گرفته است، مقادیر مختلفی را می‌پذیرد.

مثلاً، اگر فشار اولیه ۱۰۰۰ میلی‌بار و دمای اولیه θ باشد، رابطه (۱۳.۵) به معادله زیر منجر خواهد شد

$$\frac{\theta}{1000^k} = \frac{T}{p^k} = \text{ثابت} \quad (۱۴.۵)$$

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^k$$

دمای θ ، دمای پتانسیل خوانده می‌شود.

برعکس، اگر یک نمونه گازی از حالت اولیه p و T به یک حالت فشار ۱۰۰۰ میلی‌بار به‌طور بی‌دررو متراکم (منبسط) شود، می‌توان دمای آن را دمای پتانسیل (θ) در نظر گرفت.

بدیهی است که دمای پتانسیل، یک خاصیت مشخصه یک نمونه هواست، که در خلال فرایندهای بی‌دررو ناورداست. چنین کمیتی خاصیت پایستار نامیده می‌شود.

ثابت ویژه گاز برای هوای خشك ۶۳

بعداً خواهیم دید که دمای پتانسیل را می‌توان برای نشان کردن يك نمونه هوا به خاطر سهولت بازشناسی آن هنگام حرکات درجه‌ای، به کار برد. در مورد هوای خشك، مقدار k برابر ۲۸۶٫۰۵ است.

۹.۵ ثابت ویژه گاز برای هوای خشك

هوا آمیزه‌ای از گازهایی است که، به شرط روی ندادن میعان در آن، تقریباً همانند گاز ایده‌آل رفتار می‌کنند. در مورد هوای خشك در همگن کره (یعنی، زیر ۸۰ کیلومتر) میانگین وزن مولکولی هوای خشك (M_d) برابر ۲۸٫۹۶۴ است. اگر این مقدار برای M در معادله (پ.۴۹) پیوست ۳ به کار برده شود، ثابت ویژه گاز (R_d) برای هوای خشك به دست می‌آید. بنا بر این

$$R_d = \frac{R^*}{M_d} = \frac{۸۳۱۴}{۲۸٫۹۶۴} = ۲۸۷٫۰۵ \text{ J kg}^{-۱} \text{ K}^{-۱} \quad (۱۵.۵)$$

۱۰.۵ معادله حالت برای هوای خشك

در بخش پ.۱۰.۳، معادله حالت (پ.۵۵) را برای آمیزه‌ای از گازهای ایده‌آل تعیین کرده‌ایم. اگر هوا را آمیزه‌ای از گازهای ایده‌آل در نظر بگیریم و ثابت ویژه گاز R_d باشد، معادله زیر را به دست می‌آوریم

$$pa = R_d T \quad (۱۶.۵)$$

این، معادله حالت برای هوای خشك است.

یادآوری

۱. یکاهای به کار رفته برای متغیرهای حالت اینها هستند:

| | | |
|--------------------|------------------------------|------------------|
| نیوتون بر مترمربع | $\text{N m}^{-۲}$ | فشار (p) |
| مترمکعب بر کیلوگرم | $\text{m}^۳ \text{ kg}^{-۱}$ | حجم ویژه (a) |
| کلوین | K | دما (T) |

۲. جرم نمونه هوای خشك يك کیلوگرم است.

۱۱.۵ گرمای ویژه هوای خشك

گرمای ویژه يك گاز مقدار گرمای لازم برای بالا بردن دمای واحد جرم آن به اندازه يك

درجه است. از راه شباهت با تعاریف بخش ۳.۵، امکان تمیز دادن دو گرمای ویژه برای آمیزه‌ای از گازها، مانند هوای خشک، فراهم می‌آید. بنابراین، c_{pd} گرمای ویژه هوای خشک در فشار ثابت، و c_{vd} گرمای ویژه هوای خشک در حجم ثابت است. می‌توان نشان داد که مقادیر تقریبی آنها برای هوای خشک چنین است

$$c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$c_{vd} = 718 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

توجه کنید که با استفاده از شکل‌های دقیق‌تر، معادله (۳.۵) به ثابت ویژه گاز برای هوای خشک منجر می‌شود.

$$R_d = c_{pd} - c_{vd} = 287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

۱۲.۵ فرایندهای دررو در جو

یک نمونه گرما، dh ، را می‌توان از راه فرایندهای مختلف فیزیکی به نمونه هوا افزود. تابش، مالش، میعان بخار آب و انتقال آشفته گرما از جمله این فرایندها هستند. اینها را فرایند دررو می‌گویند.

۱۳.۵ فرایندهای بی‌دررو در جو

بنابر شواهد تجربی برای دوره‌ای در حدود یک روز، فرایندهای گرمایی دررو در درجه دوم اهمیت قرار دارند. از اینرو مطالعه مفهوم قانون اول ترمودینامیک درمواردی که هیچ گرمایی به نمونه هوا افزوده یا از آن کاسته نمی‌شود، یعنی $dh = 0$ ، سودمند است. در یک فرایند بی‌دررو بالا رفتن انرژی داخلی (و بنابراین دما) کاملاً به علت کار انجام شده روی نمونه هوای خشک در خلال یک عمل تراکم است. برعکس، کار انجام شده توسط خود آن نمونه هوا در خلال یک انبساط بی‌دررو، در نتیجه از دست رفتن انرژی داخلی و بنابراین افت دما بوده است.

۱۴.۵ معادله پواسون برای هوای خشک

در بخش ۸.۵ از معادله پواسون برای فرایندهای بی‌دررو بحث کردیم و خاطر نشان ساختیم

$$T = \text{ثابت} \times p^k$$

$$k = \frac{R}{c_p} \quad \text{که}$$

در مورد يك نمونه هوای خشك

$$k_d = \frac{R_d}{c_p} = \frac{287.05}{1005} = 0.286$$

از اینرو، فرمول (۱۴.۵) برای دمای پتانسیل (θ) يك نمونه هوای خشك چنین می شود

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{2.86} \quad (17.5)$$

که T و p فشار و دمای اولیه آن نمونه هواست.

۱۵.۵ شکلهای دیگر معادله انرژی

در بخش ۴.۵، معادله انرژی (۶.۵) را که شکل ویژه‌ای از قانون اول ترمودینامیک است، به دست آوردیم. بنابراین در مورد يك گاز ایده آل، معادلات (۶.۵) و (۷.۵) به رابطه زیر منجر می شود

$$dh = c_v dT + p da \quad (18.5)$$

با مشتق گیری از معادله حالت ($pa = RT$)

$$p da + a dp = R dT \quad (19.5)$$

بنابراین معادله (۱۸.۵) چنین می شود

$$dh = c_v dT + (R dT - a dp)$$

$$dh = (R - c_v) dT - a dp$$

با استفاده از رابطه (۳.۵)

$$dh = c_p dT - a dp \quad (20.5)$$

معادلات (۱۸.۵) و (۲۰.۵) شکلهای سودمندی از معادله انرژی بوده و در هواشناسی کاربردهای فراوانی دارند.

۱۶.۵ انرژی

معادله انرژی را به شکل ۲۰.۵ ملاحظه می کنیم و به جای a از معادله حالت می نشانیم

$$dh = c_p dT - \left(\frac{RT}{p} \right) dp$$

تقسیم طرفین بر دمای T منجر می شود به

$$\frac{dh}{T} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad (21.5)$$

می‌توان نشان داد که dh/T یک دیفرانسیل کامل است. این مطلب به آن معنی است که اگر از آن در طول مسیر بسته‌ای (که لزوماً به همان نقطه باز می‌گردد) در روی نموداری مانند ($a - p$) انتگرال گرفته شود، برای هر مسیر بسته انتخابی، نتیجه صفر است. یعنی

$$\oint \frac{dh}{T} = 0 \quad (22.5)$$

اکنون کمیتی (S) به نام انتروپی ویژه یا انتروپی بر واحد جرم را با رابطه زیر تعریف می‌کنیم

$$ds = \frac{dh}{T} \quad (23.5)$$

یادآور می‌شویم که دیفرانسیل dh بیانگر مقدار گرمای افزوده شده به واحد جرم گاز در دمای T است. بنابراین، اگر گرما از سوی گاز درآشامیده شود، انتروپی افزایش می‌یابد و اگر گاز گرما از دست دهد انتروپی کاهش می‌پذیرد. در یک فرایند بی‌دررو نه گرمایی به یک سیستم افزوده و نه از آن گرفته می‌شود، یعنی $dh = 0$ و معادله (۲۳.۵) چنین می‌شود

$$ds = 0 \quad (24.5)$$

یعنی، انتروپی ویژه (s) مقداری ثابت است. بنابراین گاهی فرایند بی‌دررو را فرایند هم‌انتروپی یا «انتروپی یکسان» می‌گویند.

۱۷.۵ فرایند بی‌دررو خشک

فرایند بی‌درروی خشک فرایندی است که در آن یک نمونه هوای خشک نه گرما بگیرد و نه گرما از دست بدهد. بنابراین انتروپی ویژه آن تغییر نکند (یعنی، $ds = 0$) و در این صورت، این فرایند هم‌انتروپی است.

هوای خشک همچون آمیزه‌ای از گازهای ایده‌آل رفتار می‌کند که ما برای دمای پتانسیل (θ) آن یک فرمول (۱۷.۵) تعیین کردیم. می‌توان نشان داد که درحلال فرایند بی‌درروی خشک، دمای پتانسیل یک نمونه هوای خشک ثابت می‌ماند. بار دیگر به معادله (۱۴.۵) باز می‌گردیم

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^k$$

که در آن

$$k = \frac{R}{c_p}$$

از آن لگاریتم طبیعی می‌گیریم

$$\ln \theta = \ln T + k \ln 1000 - k \ln p$$

شکل دیفرانسیلی این معادله چنین می‌شود

$$d(\ln \theta) = d(\ln T) - k d(\ln p)$$

آنرا در c_p ضرب می‌کنیم

$$c_p d(\ln \theta) = c_p d(\ln T) - R d(\ln p) \quad (25.5)$$

$$c_p d(\ln \theta) = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad (26.5)$$

معادلات (۲۱.۵) و (۲۳.۵) به معادلهٔ زیر منجر می‌شوند

$$ds = c_p d(\ln \theta) \quad (27.5)$$

بنابراین تغییر انتروپی به تغییر دمای پتانسیل بستگی دارد. از آنجا که يك فرایند بی‌درروی خشک، يك فرایند هم‌انتروپی ($ds = 0$) است، معادلهٔ (۲۷.۵) می‌دهد

$$d(\ln \theta) = \frac{d\theta}{\theta} = 0$$

$$d\theta = 0 \quad (28.5)$$

$$\theta = \text{ثابت}$$

و

بنابراین دمای پتانسیل يك نمونهٔ هوای خشک در خلال فرایند بی‌درروی خشک ثابت می‌ماند.

ترمودینامیک هوای خشک را بررسی کرده‌ایم. اما، جو حاوی مقادیر متغیری بخار آب است، و در اثر تغییر حالت، گرمای نهان دفع می‌شود. فرایندهای فیزیکی مربوط به ترمودینامیک هوای نمناک، در فصل بعد مطرح خواهد شد.

ترمودینامیک هوای نمناک

درجو علاوه بر اجزای تشکیل دهنده هوای خشک مقادیر متغیر بخار آب نیز موجود است. هوایی که شامل هوای خشک و بخار آب است هوای نمناک خوانده می شود. آب درجو به حالت‌های مایع و جامد نیز پدیدار می شود. هرگاه بخار آب از حالتی به حالت دیگر تغییر شکل دهد، به علت دفع یا درآشامی گرمای نهان، تبدیل انرژی روی می دهد. بنابراین برای درک فرایندهای فیزیکی که در جو روی می دهد، آگاهی از ترمودینامیک هوای نمناک ضروری است.

این فصل را با مطالعه خواص آب و تعدادی از پارامترهای نم که در هواشناسی به کار می روند، آغاز می کنیم. سپس به بررسی معادله حالت بخار آب و هوای نمناک می پردازیم. سرانجام، برخی از فرایندهای تک - فشار و بی دررو را در ارتباط با هوای نمناک، بررسی می کنیم.

۱.۶ سه حالت آب

درجو ممکن است آب به حالت‌های گاز، مایع و جامد موجود باشد. هرگاه بخار آب از حالت میعان یا نهشت دور باشد، مثلاً در شرف تبدیل به آب یا یخ نباشد، تقریباً مسانند گاز ایده آل رفتار می کند.

رفتار ماده آب را با بررسی خط‌های تک‌دما (یعنی، خط‌های دمای ثابت) بر روی نمودار

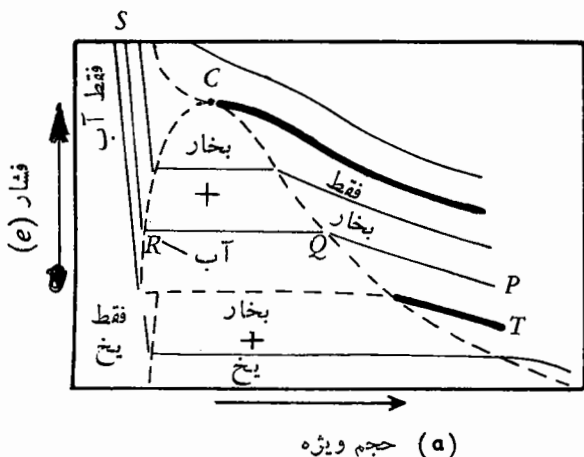
فشار برحسب حجم، مطالعه می کنند. قبل از انجام این کار، شکل چنین نموداری رادرمورد گاز ایده آل بررسی می کنیم.

برطبق قانون بویل (پیوست ۳)، دردمای ثابت حجم نمونه ای از گاز ایده آل به نسبت عکس فشارش تغییر می کند. بنا براین خطوط تکدما روی نمودار فشار و حجم ویژه (یعنی حجم برواحد جرم) به شکل هذلولی راست گوشه درمی آید.

شکل ۱۰۶ انحراف ازقانون گاز ایده آل را نشان می دهد که درخلال فرایندهای میعان و نهشت برای ماده آب روی می دهد. خطوط تکدما برای دماهای گوناگون، درروی نموداری نشان داده شده است که درآن فشار ماده آب (e) برحسب حجم ویژه آن (a) رسم شده است.

درنقطه P تمامی آب به شکل بخار است. دما را ثابت نگهداشته و فشار را زیاد می کنیم، حجم ویژه تقریباً براساس قانون گازهای ایده آل کاهش می یابد (یعنی خطوط تکدما به هذلولی نزدیک می شوند).

وقتی به حالتی که Q نمایانگر آن است برسیم، بر اثر میعان مقداری از بخار آب به شکل آب مایع، فشار اندکی افزایش می یابد. در این مرحله تنها یک نمونه جزئی فشار لازم است تا تمامی بخار آب، دردمای ثابت، چگالیده و به مایع تبدیل شود. بنا براین فشار بر روی نمودار بین نقاط Q و R اساساً ثابت باقی می ماند، درحالی که در همان دما آب از بخار به مایع تغییر پیدا می کند. این فشار ثابت، فشار بخار اشباع دردمای مشخص،



شکل ۱۰۶ نمودار فشار - حجم، برای آب.

خوانده می‌شود.

در نقطه R نمونه کاملاً به شکل مایع که تراکم پذیری بسیار ناچیزی دارد، تبدیل شده است. آنگاه که فشار زیاد می‌شود، حجم ویژه تقریباً ثابت می‌ماند، بنابراین خط تکدما، تقریباً در امتداد RS قائم می‌شود.

خطوط نقطه چین، نواحی را نشان می‌دهند که در آن حالت‌های گوناگون ماده آب وجود دارد. در امتداد شاخه PQ و دردمای معین، نمونه به طور کامل گازی شکل است، ولی بین R و Q بخار و مایع همزیستی دارند. سپس به جهت شرایطی که در شاخه RS حکم فرماست، به طور کامل مایع باقی می‌ماند. دو خط تکدما از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند:

الف) خط تکدمای حالت سه گانه که از نقطه T می‌گذرد.

همچنان که بخار متراکم می‌شود دوباره به نقطه‌ای می‌رسد که در آنجا تغییر حالت روی می‌دهد. در این حالت بخار به آب و یخ چگالش می‌یابد. بین حالات گازی - مایع و جامد در امتداد بخش افقی خط تکدما، به طور همزمان ترازمندی برقرار می‌شود. شرایطی که برای این حالت ویژه بخار روی می‌دهد، حالت سه گانه خوانده می‌شود. دما و فشار حالت سه گانه برای آب، به ترتیب 0.01°C و 611.3 میلی بار است.

نمودار نشان می‌دهد که در دماها و فشارهای پایینتر از حالت سه گانه، تنها بین یخ و بخار ترازمندی موجود است. اما، در مورد آب ابر سرد (یعنی، آب مایع دردمای پایینتر از نقطه انجماد) استثنایی پیش می‌آید، که در این مورد بعداً بحث خواهیم کرد.

ب) خط تکدمایی که از نقطه بحرانی (C) می‌گذرد.

در امتداد این خط تکدما بخار در سمت راست و مایع در سمت چپ نقطه C موجود است. در خود نقطه C تمایز میان مایع و گاز ناپدید می‌شود و این حالت را حالت بحرانی می‌گویند. این حالت در مورد آب دردمای 374°C و فشار 221000 میلی بار روی می‌دهد. این شرایط هرگز در جو به وجود نمی‌آید.

یادآوری

- گازهای دائمی جو چگالیده نمی‌شوند زیرا دماهای بحرانی آنها از دماهای جو بسیار پایینترند.
- دی‌اکسید کربن غلیظ این امر که دمای بحرانی (31°C) و فشار بحرانی (73 atm) آن به اندازه کافی بالاست تا چگالش را امکان پذیر کند، یک گاز دائمی جو است. اما، مقدار موجود CO_2 در جو اندک است، یعنی حجم ویژه آن (a) بالاست.

بنا بر این، شرایط آن توسط نقاطی که کاملاً در سمت راست ناحیه حالت چندگانه قرار دارد، نموده شده است؛ از اینرو به طور طبیعی در جو چگالش نمی‌یابد.

۳. ماده‌ای که سطح آزاد ندارد و تمام فضای ظرف خود را پسر می‌کند و دمایش بالاتر از دمای بحرانی آن ماده است، گاز خوانده می‌شود. اگر دمایش پایین دمای بحرانی باشد، بخار نام دارد. بنا بر این، در جو به بخار آب و گازهای ازت، اکسیژن و جز اینها اشاره داریم.

۲.۶ گرمای نهان

هر گاه واحد جرم ماده‌ای تغییر حالت دهد، باید مقداری گرما به آن داده یا از آن گرفته شود، حتی اگر دما ثابت باقی بماند. این مقدار گرما، گرمای نهان (پنهانی) خوانده می‌شود. یکی آن در دستگاه SI ژول بر کیلوگرم (Jkg^{-1}) است. می‌توانیم در مورد آب سه حالت را از هم تمیز دهیم:

الف) گرمای نهان ذوب (L_{iw})

مقدار گرمای لازم برای تبدیل یک کیلوگرم یخ به یک کیلوگرم آب بدون تغییر دما.

ب) گرمای نهان تبخیر (L_{wv})

مقدار گرمای لازم برای تبدیل یک کیلوگرم آب مایع به یک کیلوگرم بخار بدون تغییر دما.

ج) گرمای نهان تصعید (L_{iv})

مقدار گرمای لازم برای تبدیل یک کیلوگرم یخ به یک کیلوگرم بخار آب بدون تغییر دما
سه گرمای نهانی که در بالا مشخص کردیم، از راه معادله زیر با هم رابطه پیدا می‌کنند

$$L_{iv} = L_{iw} + L_{wv} \quad (۶.۱)$$

توجه کنید که در تغییر حالات در جهت عکس، همان مقادیر گرما دفع خواهد شد. مثلاً، در مورد گرمای نهان میعان $L_{vw} = L_{wv}$.
در شرایط حاکم بر جو، تغییر مقادیر گرمای نهان به نسبت دما، معمولاً کمتر از یک درصد

است. به خاطر برآورده شدن اکثر اهداف هواشناختی، می توان گرمای نهان ماده آب را ثابت فرض کرد.

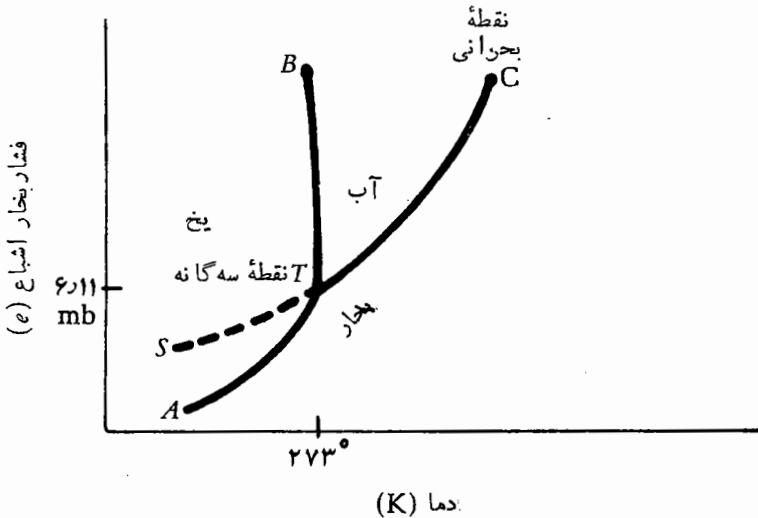
۳.۶ معادله کلاؤسیوس - کلاپیرون^۱

یک معادله مهم ترمودینامیک کلاسیک، رابطه دیفرانسیلی بین فشار بخار اشباع را (e_s) با دما (که پایینتر از دمای بحرانی T_c است) نشان می دهد. این رابطه، معادله کلاؤسیوس - کلاپیرون است.

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_{12}}{T(a_2 - a_1)} \quad (2.6)$$

که در آن L_{12} گرمای نهان و شاخصهای پایین ۱ و ۲ بر دو حالت ماده آب که در دمای T در حال تراژمندی است، اشاره دارد.

بنا بر این می توان نمودار دیگری برای تشریح تغییر حالت ماده آب رسم کرد. شیب منحنی فشار بخار اشباع بر حسب دما، تابع دما، گرمای نهان و تغییر حجم ویژه متناظر با تغییر حالت، در نظر گرفته شده است. شکل ۲.۶ این رابطه را نشان می دهد. در امتداد منحنی تبخیر (TC) که در نقطه سه گانه T آغاز شده است، آب و بخار



شکل ۲.۶

در حال ترازمندی اند. درست چپ آن تنها آب می تواند وجود داشته باشد، درحالی که بخار درست راست موجود است. منحنی تبخیر به نقطه بحرانی (C) که در آنجا دیگر بین مایع و بخار تمایزی وجود ندارد، ختم می شود. نقطه ای در امتداد TC که در آنجا فشاربخار اشباع برابر مجموع فشارجو است، نقطه جوش نامیده می شود.

TA منحنی تصعید است، و در امتداد آن یخ و بخار آب در حال ترازمندی اند. جز در حالت آب ابرسرد، بخار درست راست و یخ درست چپ آن وجود دارد.

آب ابرسرد، آب مایع دردمای پایینتر از صفر درجه سلسیوس است. این حالت در آزمایشگاه ناپایدار است و افزودن یک بلور کوچک یخ یا حتی یک شوك مکانیکی باعث یخ زدن آن می شود. اما، در جو، در نبودن هسته های یخ ساز، ممکن است قطرات آب ابر سرد، تا حدود ۴۰- درجه سلسیوس نیز یافت شوند.

بنابراین در مورد سیستمی که در آن بخار مستقیماً به آب مایع تبدیل می شود (به جای تبدیل به یخ) حتی دردمای پایین صفر درجه سلسیوس، باید فشار بخار اشباع تعیین شود. این حالت توسط منحنی نقطه چین (TS) در شکل ۲.۰۶ نشان داده شده است. بنابراین بین فشاربخار اشباع «فرا آب» و بخار اشباع «فرا یخ»، بنا بر آنکه این بخار با آب ابرسرد یا یخ در حال ترازمندی باشد، تمایزی قائل می شویم.

منحنی ذوب TB معرف وضعیتی است که آب و یخ در حال ترازمندی اند آب درست راست و یخ درست چپ آن است.

یادآوری

۱. شکل ۲.۰۶ نشان می دهد که فشار بخار اشباع فرا آب ابرسرد (e_w) از فشار بخار اشباع فسر یخ (e_i)، در حالی که دما یکسان باشد، بیشتر است. این مطلب پیام معادله های (۱.۰۶) و (۲.۰۶) است. چون L_{if} بزرگتر از L_{wf} است، شیب منحنی تصعید (TA) بزرگتر از شیب منحنی تبخیر (CT) و ادامه آن (TS) است.

۲. اگر تعداد معدودی بلورهای یخ در آبروی که دارای آب ابر سرد است تشکیل شود، این امکان وجود دارد که فشار بخار بیشتر از فشار بخار اشباع روی آب اما کمتر از آن روی یخ باشد. از اینرو میعان روی بلورهای یخ روی می دهد، و موجودی بخار آب در آبر کاهش پیدا می کند. بنابراین، برای بازگردانیدن بخار آب به ابر، قطرات آب ابر سرد تبخیر می شوند. بنابراین ماده آب از قطرات ابر سرد به بلورهای یخ تبدیل می شود.

۴.۶ معادله حالت برای بخار

درفشارهای نسبتاً پایین جو، بخار آب تقریباً با معادله حالت برای یک گاز ایده آل جور درمی آید. از اینرو معادله (ب. ۵۰) چنین است

$$e_w = R_v T \quad (۳.۰۶)$$

که در آن e فشار بخار، a_w حجم ویژه بخار آب و T دما بر حسب کلوین است. مقدار ثابت ویژه گاز (R_r) برای بخار آب $461.51 \text{ J/kg} \cdot \text{K}^{-1}$ است.

۵.۶ متغیرهای رطوبت*

برای تعیین آثار تبدیلات انرژی در جو ضروری است پارامترهای مشخصی را که بر هوای مرطوب اعمال می‌شوند (یعنی، آمیزه‌ای از هوای خشک و بخار آب) بررسی کنیم.

الف) فشار بخار

همچنان که آب به‌درون هوای خشک تبخیر می‌شود، بخار نیز وارد آوردن فشار جزئی خود را آغاز می‌کند. پس بنا بر تعریف

فشار بخار (e) بخشی از فشار جوی است که توسط بخار آب وارد می‌آید. یکای عملی فشار بخار، میلی بار است $(= 10^{-2} \text{ Nm}^{-2})$.

ب) فشار بخار اشباع

هنگامی که فضای بلافاصله بالای سطح اشباع شود، فشار بخار جزئی وارد آمده توسط بخار آب در دمای آن محیط، فشار بخار اشباع نامیده می‌شود. فشار بخار اشباع همیشه بر حسب فضای بالای یک سطح (صاف) تخت بیان می‌شود. مقدار فشار بخار اشباع بر حسب دما افزایش می‌یابد. در دماهایی پایینتر از نقطه انجماد، فشار بخار اشباع فسرایخ کمتر از فسر آب ابر سرد و در همان دماست. اگر نمادهای زیر را جایگزین e_s کنیم، دو فشار بخار اشباع در یک دمای معین قابل تشخیص‌اند.

فشار بخار اشباع نسبت به سطح آب صاف $e_w =$

فشار بخار اشباع نسبت به سطح یخ صاف $e_i =$

ج) نسبت آمیختگی

: بت آمیختگی رطوبت یک نمونه هوای نمناک معمولاً «نسبت آمیختگی» یا (r) خوانده می‌شود. مقدار آن برابر است با نسبت جرم بخار آب موجود (m_v) به جرم هوای خشک موجود در نمونه (m_d) ، یعنی

$$r = \frac{m_v}{m_d} \quad (4.6)$$

اگر v حجم این نمونه باشد

$$r = \frac{\frac{m_v}{v}}{\frac{m_d}{v}} = \frac{p_v}{p_d} \quad (5.6)$$

که p_v و p_d چگالیهای بخار آب و هوای خشک در دمای T و فشار p است. با به کار بردن معادله حالت در مورد هر جزء تشکیل دهنده این نمونه

$$e = p_v R_v T$$

$$p^{-e} = p_d R_d T$$

که e فشار جزئی بخار آب است.

معادله اخیر را در معادله (۵.۶) می‌نشانیم

$$r = \frac{\frac{e}{R_v T}}{\frac{p^{-e}}{R_d T}} = \frac{R_d}{R_v} \frac{e}{(p^{-e})} \quad (6.6)$$

ولی

$$\frac{R_d}{R_v} = \frac{\frac{R^*}{M_d}}{\frac{R^*}{M_v}} = \frac{M_v}{M_d} = \epsilon \approx 0.622 \quad (7.6)$$

که M_d و M_v وزنهای مولکولی نسبی بخار آب و هوای خشک است. این معادله را در معادله (۶.۶) جایگزین می‌کنیم، پس

$$r = \epsilon \frac{e}{p^{-e}} \quad (8.6)$$

از آنجا که فشار بخار (e) در مقایسه با فشار کل (p) ناچیز است، r مقداری اندک و تقریباً برابر ۰.۶۲۲ کیلوگرم بر کیلوگرم خواهد داشت. گاهی، به خاطر سهولت، r بر حسب گرم بخار آب بر کیلوگرم هوای خشک بیان می‌شود.

د) نسبت آمیختگی اشباع

نسبت آمیختگی اشباع (r_s) يك نمونه هوای نمناك مقدار نسبت آمیختگی در نمونه‌ای است

که اشباع شده باشد. همانند مورد فشار بخار اشباع، تمیز دو نسبت آمیختگی اشباع برای نمونه هوای نمناک که اشباع شده است، امکان پذیر است

$$r_w = \text{نسبت آمیختگی اشباع نسبت به آب} = r_w \quad ۱.$$

این، نسبت آمیختگی نمونه هوایی است که نسبت به سطح صاف آب خالص اشباع شده باشد.

$$r_i = \text{نسبت آمیختگی اشباع نسبت به یخ} = r_i \quad ۲.$$

این، نسبت آمیختگی نمونه هوایی است که نسبت به سطح صاف یخ اشباع شده باشد. می توان نشان داد

$$r_s = \varepsilon \frac{e_s}{p - e_s} \quad (۹.۶)$$

یعنی

$$r_s \approx ۰.۶۲۲ \frac{e_s}{r - e_s} \quad (۱۰.۶)$$

ه) رطوبت نسبی

رطوبت نسبی (U) عبارت است از حاصل تقسیم نسبت آمیختگی واقعی نمونه هوا در دما و فشار مشخص به نسبت آمیختگی اشباع هوا در همان دما و فشار، یعنی

$$U = \frac{r}{r_s} \quad (۱۱.۶)$$

یادآوری

۱. معمولاً رطوبت نسبی را در ۱۰۰ ضرب کرده و آن را به درصد بیان می کنند.
۲. از آنجا که نسبتهای آمیختگی اشباع روی آب و یخ با هم متفاوت اند، ضروری است مشخص شود که کدامیک در دماهای کمتر از صفر درجه سلسیوس به کار گرفته شده است.

با استفاده از معادلات (۸.۶) و (۹.۶)، معادله (۱۱.۶) چنین نوشته می شود

$$U = \frac{\frac{e}{p - e}}{\frac{e_s}{r - e_s}} \approx \frac{e}{e_s} \quad (۱۲.۶)$$

از اینرو رطوبت نسبی (U) تقریباً برابر است با نسبت فشار واقعی بخار به فشار بخار اشباع در همان فشار و دما. می‌توانیم آن را به صورت درصد به کار ببریم

$$U \simeq \frac{e}{e_s} \times 100 \quad (13.6)$$

(و) رطوبت ویژه

رطوبت ویژه (q) یک نمونه هوای نمناک، نسبت جرم (m_v) بخار آب موجود به جرم هوای نمناک است، یعنی

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_d} \quad (14.6)$$

که در آن m_d جرم هوای خشک و $m_v + m_d$ جرم هوای نمناک است. به یاد آوریم که این کمیت با نسبت آمیختگی که در (ج) و با رابطه $r = m_v/m_d$ مشخص شد، اندکی تفاوت دارد.

۶.۶ معادله حالت برای هوای نمناک

در بخش‌های ۱۰.۵ و ۴.۶ دریافتیم که در شرایط جو، هوای خشک و بخار آب به طور جداگانه و با دقت کافی در معادله حالت گاز ایده آل صدق می‌کند. بنابراین، امکان تعیین شکلی از معادله حالت برای هوای نمناک که آمیزه‌ای از این دو است، وجود دارد. از اینرو

$$p a = R_m T \quad (15.6)$$

که R_m ثابت ویژه گاز برای هوای نمناک است.

۷.۶ رابطه میان R_d و R_m

معادله‌های (پ.۵۴) و (پ.۵۵) را می‌توان برای تعیین R_m به کار گرفت. اگر m_v و m_d جرمهای بخار آب و هوای خشک در این آمیزه باشند

$$\frac{1}{\bar{M}} = \frac{\frac{m_d}{M_d} + \frac{m_v}{M_v}}{m_d + m_v} \quad (16.6)$$

که در آن \bar{M} میانگین وزن مولکولی آمیزه،

M_d میانگین وزن مولکولی هوای خشک،
و M_v وزن مولکولی بخار آب است.
اکنون

$$R_d = \frac{R^*}{M_d} \quad \text{و} \quad R_v = \frac{R^*}{M_v} \quad (۱۷.۶)$$

با نشان دادن در معادله (۱۶.۶)، داریم

$$1 = \frac{m_d \frac{R_d}{R^*} + m_v \frac{R_v}{R^*}}{m_d + m_v}$$

$$\therefore \frac{R^*}{M} = \frac{m_d R_d + m_v R_v}{m_d + m_v}$$

$$\therefore R_m = \frac{m_d R_d + m_v R_v}{m_d + m_v} \quad (۱۸.۶)$$

با تقسیم صورت و مخرج سمت راست بر m_d

$$R_m = \frac{R_d + r R_v}{1 + r} = \frac{R_d \left(1 + \frac{R_v}{R_d} r\right)}{1 + r} \approx \frac{R_d (1 + ۱.۶۱ r)}{1 + r}$$

که

$$r = \frac{m_v}{m_d} = \text{نسبت آمیختگی}$$

از آنجا که $r \ll 1$ ، از توان دوم یا بیشتر، چشم می‌پوشیم

$$(1 + r)^{-1} \approx 1 - r$$

$$\therefore R_m \approx R_d (1 + ۱.۶۱ r) (1 - r)$$

از اینرو

$$R_m \approx R_d (1 + ۰.۶۱ r) \quad (۱۹.۶)$$

۸.۶ دمای مجازی

دو نمونه هوا، یکی نمناک و دیگری خشک را، در دما (T) و فشار (P) یکسانی در نظر می‌گیریم. برای هر یک، جداگانه معادله حالت را می‌نویسیم

$$p = \rho_m R_m T \quad (20.6)$$

$$p = \rho_d R_d T \quad (21.6)$$

که ρ_d و ρ_m به ترتیب چگالی هوای نمناک و خشک است. یا استفاده از معادله (۱۹.۶)

$$\rho_m \approx \frac{r}{(1 + 0.61r)} \rho_d \quad (22.6)$$

از این دو چگالی هوای مرطوب کمتر از چگالی هوای خشک در همان دما و فشار است. اما، معادله (۲۱.۶) نشان می‌دهد که در فشار ثابت، چگالی هوای خشک با افزایش دما کاهش می‌یابد. بنا بر این برای هر نمونه هوای نمناک در فشار و دمای معین، یک نمونه هوای خشک با همان فشار و دمای بیشتر وجود دارد. این دما را دمای مجازی (T_v) می‌نامند.

دمای مجازی یک نمونه هوای نمناک را به عنوان دمایی تعریف می‌کنیم که در آن دما هوای خشک باید با همان فشار کل، همان چگالی نمونه را دارا باشد. معادله حالت را برای هر نمونه به‌طور جداگانه به کار می‌بریم

$$p = \rho_m R_m T$$

$$p = \rho_d R_d T_v$$

از آنجا که $\rho_m = \rho_d$

$$R_m T = R_d T_v \quad (23.6)$$

یعنی، می‌توان معادله حالت برای هوای نمناک (۱۵.۶) را چنین بنویسیم

$$p a = R_d T_v \quad (24.6)$$

این امر به تعریفی دیگر از دمای مجازی منجر می‌شود، یعنی دمای مجازی دمایی است که هوای نمناک باید داشته باشد، اگر فشار و حجم ویژه آن مساوی فشار و حجم ویژه نمونه هوای خشک داده شده باشد. بنا بر این، به شرط آنکه دمای واقعی را جایگزین دمای مجازی کنیم، همچنان می‌توانیم معادله حالت را برای هوای خشک به کار ببریم.

۹.۶ محاسبه دمای مجازی

می‌توان رابطه‌ای تقریبی بین دمای واقعی و دمای مجازی را از معادلات (۱۹.۶) و (۲۳.۶) به دست آورد

$$T_v \approx T(1 + 0.61r) \quad (25.6)$$

از آنجا که مقیاس دمای کلوین را به کار می‌بریم، در لایه‌های پایینی جو می‌توانیم مقدار میانگین ۲۷۳ کلوین را برای T فرض کنیم. از اینرو

$$\begin{aligned} T_v &\simeq T + 0.061 Tr \\ &= T + (0.061)(273)r \end{aligned}$$

یعنی

$$T_v = T + \frac{1}{6}(10^3 r) \quad (26.6)$$

چون در جو هیچگاه بیشتر از ۴ گرم بخار آب بایک کیلوگرم هوای خشک در نمی‌آمیزد، مقدار نسبت آمیختگی همیشه کمتر از 4×10^{-2} است. بنا بر این اختلاف بین دو دما هیچگاه بیشتر از ۷ کلوین نبوده و عموماً از یک کلوین کمتر است.

در معادله (۲۶.۶)، r تعداد کیلوگرم‌های بخار آبی است که با یک کیلوگرم هوای خشک در آمیخته شده است. در نمودارهای ترمودینامیکی شکل‌های رسم شده برای خطوط هم نسبت آمیختگی اشباع، به تعداد گرم‌های بخار آب که با یک کیلوگرم هوای خشک (یعنی، $10^3 r$) در آمیخته شده است، مربوط می‌شود. از اینرو می‌توان با افزودن یک ششم مقداری که توسط خطوط نسبت آمیختگی اشباع نشان داده شده و از نقطه شبنم می‌گذرد، به دمای واقعی، دمای مجازی نمونه هوای نمناک را تعیین کرد.

۱۰.۶ فرایندهای تک - فشاری برای هوای نمناک

فرایندهای تک - فشاری، فرایندهای فیزیکی اند که در آنها فشار گاز ثابت نگهداشته می‌شود. فرایندهای تک - فشاری در هوای نمناک و هنگامی رخ می‌دهند که نمونه هوا در فشار ثابت سرد یا گرم شود.

فرایندهای تک - فشاری تحت شرایط ویژه‌ای روی می‌دهند که ما به بررسی سه شرطی که منجر به دماهای زیر می‌شود، می‌پردازیم:

الف) دمای نقطه شبنم

در خلال سرمایش در فشار ثابت، هیچ بخار آبی مجاز به ورود و خروج از نمونه هوا نیست.

ب) دمای تر

سرمایش در فشار ثابت در اثر تبخیر آب مایع (یا تصعید بخ) در نمونه هوا پدید می‌آید.

ج) دمای هم‌ارز

گرمایش در فشار ثابت در نتیجه آزاد شدن گرمای نهان در خلال تراکم بخار آب موجود در نمونه هوا روی می‌دهد.

۱۱.۶ دمای نقطه شبنم

فرض شده است که هیچ بخار آبی اجازه ورود یا خروج از نمونه هوا را ندارد و بنا بر این نسبت آمیختگی آن (p) ثابت می‌ماند. اگر نمونه هوای نمناک - تک فشار گونه (یعنی در فشار ثابت) سرد شود، سرانجام دمای آن به جایی می‌رسد که نمونه هوا اشباع می‌شود. این دما، دمای نقطه شبنم (T_d) یا به بیانی ساده‌تر نقطه شبنم نامیده می‌شود. اگر دمای نمونه هوا تا پایین نقطه شبنم افت کند، چگالش روی می‌دهد.

۱۲.۶ دمای تر

دمای يك نمونه هوا ممکن است همچنین توسط تبخیر آب مایع (یا تصعید یخ) در فشار ثابت، پایین آورده شود. در این حالت نسبت آمیختگی (p) نمونه هوا افزوده می‌شود. گرمای نهان تغییر حالت آب مایع (یا یخ) به بخار آب توسط خود نمونه هوا تهیه می‌شود. در نتیجه، نمونه هوا ممکن است تا دمایی که در آن اشباع روی دهد، سرد شود. این دما، دمای تر (T_w) نام دارد.

۱۳.۶ دمای هم‌ارز

فرایند تک‌فشاری دیگری که برای نمونه هوای نمناک روی می‌دهد، هنگامی است که بخار آب موجود در نمونه، در فشار ثابت چگالیده شود. در این حالت، گرمای نهان آزاد شده در خلال میعان بخار آب، برای گرم کردن نمونه هوا به کار می‌رود. در نتیجه هنگامی که تمام بخار آب نمونه چگالیده شده باشد، به دمایی می‌رسد که دمای هم‌ارز (T_e) خوانده می‌شود.

هیچ سازوکار عملی در جو برای رسیدن به دمای هم‌ارز وجود ندارد. اما، بعداً خواهیم دید که تعیین دمای هم‌ارز وار (T_{ee}) از روی نمودار ارب $T - \ln p$ امکان‌پذیر است. این دما تقریباً با دمای هم‌ارز برابر است.

۱۴.۶ انبساط بی‌دررو هوای نا اشباع

نسبت آمیختگی نمونه هوای مرطوب به شرطی ثابت می‌ماند که :

الف) هیچ بخار آبی چگالیده نشود.

ب) هیچگونه پخش آشفته بخار آب روی ندهد.

یعنی، هیچگونه مبادله ذرات سیال بین این نمونه و پیرامونش، به عنوان نتیجه‌ای از پیچکهای يك شارش آشفته، وجود نداشته باشد.

تحت چنین شرایطی انبساط بی‌درروی هوای نا اشباع از راه معادله پواسون که در بخش ۸.۵ مطرح شد، نشان داده می‌شود. به هر حال مقدار مناسب $k (= R/c_p)$ باید به کار گرفته شود.

می‌توان نشان داد که

$$\frac{R_m}{c_{pm}} \simeq \frac{R_d}{c_{pd}} (1 - 0.02r) \quad (27.6)$$

که در آن R_m و R_d ثابت ویژه گاز برای هوای نمناک و خشک و c_{pm} و c_{pd} گرمای ویژه هوای نمناک و خشک در فشار ثابت‌اند.

در بخش ۹.۶ یادآوری کردیم که مقدار نسبت آمیختگی (r) بسیار کوچک است. از اینرو

$$\frac{R_m}{c_{pm}} \simeq \frac{R_d}{c_{pd}} \quad (28.6)$$

در نتیجه، برای مقاصد عملی، معادله پواسون در مورد هوای خشک می‌تواند برای انبساط یا تراکم بی‌درروی نمونه هوای نمناک، به شرط آنکه اشباع نشده باشد، به کار رود. می‌توان از معادله (۱۷.۵) مشاهده کرد که مقدار $k = 0.0286$ برای هوای نمناک نا اشباع نیز ممکن است به کار گرفته شود.

۱۵.۶ فرایندهای بی‌دررو هوای اشباع شده

اگر هوای اشباع شده به‌طور بی‌دررو منبسط شود، همچنانکه دما افت می‌کند، بخار آب چگالیده و به آب مایع یا یخ تبدیل می‌شود. این فرایند میعان، گرمای نهان را رها می‌کند، این گرما مقداری از انرژی انبساط را تأمین می‌کند. در نتیجه، آهنگ افت دما نسبت به کاهش فشار، از آهنگ انبساط بی‌درروی خشک کمتر است. در مورد اخیر، تمامی انرژی لازم برای کار انبساط از انرژی درونی گاز تأمین می‌شود.

این فرایند برای این سیستم به عنوان یک کل، بی‌دررو است. اما، برای اجزای تشکیل دهنده منفرد (هوای خشک، بخار آب و محصولات میعان) که این سیستم را تشکیل می‌دهند، بی‌دررو نیست.

امکانات چندی برای تعیین ماهیت دقیق این فرایندهای فیزیکی وجود دارند. اما،

باید به دو حالت فرین درجو بیندیشیم :

الف) فرایند برگشت پذیر، که در آن تمامی محصولات میعان (قطرات آب یا بلورهای یخ) در داخل نمونه هوا نگهداشته می شود.
ب) فرایند برگشت ناپذیر، که در آن محصولات میعان به محض تشکیل، آن نمونه هوا را ترك می کنند.

در جو واقعی غالباً وضعیت میان این دو فرین قرار می گیرد. برخی از محصولات میعان فرومی افتند درحالیکه بقیه به عنوان ذرات ابر در هوا معلق می مانند. ازبخت خوش، نسبت آمیختگی هوا جزئی است، ازاینرو محصولات میعانی که فرو می افتند، گرمای زیادی را با خود حمل نمی کنند. بنابراین اثرات بعدی این اتلاف گرمایی اندك است. اکنون درباره هریك از این فرایندها با تفصیل بیشتری سخن می گوئیم.

۱۶.۶ فرایند برگشت پذیر

اگر تمامی محصولات میعان (قطرات آب و بلورهای یخ) در هوا معلق بمانند، نمونه هوا همیشه حاوی مواد یکسانی است. بنابراین، تبدیلات این نمونه، برگشت پذیرند. گرمای نهان که از راه تغییر حالت رها می شود، هوای خشك، بخار آب و محصولات میعان در نمونه هوا را گرم می کند. اگرچه گرمای نهان در درون نمونه هوا همچون گرمای محسوس ظاهر می شود، چنین فرایندی بی دررو است یعنی هیچ گرمایی از خارج به آن افزوده نمی شود.

این فرایند را فرایند بی درروی نمناك، فرایند بی درروی اشباع، یا فرایند بی درروی اشباع شده می نامند.

۱۷.۶ فرایند برگشت ناپذیر

در این فرایند محصولات میعان پس از تشکیل، نمونه هوا را بی درنگ ترك می کنند. بنابراین تغییرات جرم و ترکیب و تبدیلات نمونه هوا برگشت ناپذیر است. نمونه هوای اشباع شده ای را در نظر می گیریم که به تدریج که فشار پیرامون کاهش می یابد، از آغاز بالا رونده و انبساط یافته است. همچنانکه محصولات میعان تشکیل می شوند و فرو می افتند، گرمای نهان آزاد خواهد شد. این عمل آهنگ سرمایه را به میزانی کمتر از آهنگ کاهش دمای بی درروی خشك کاهش می دهد. بنابراین نمونه هوا به تناسب آهنگ کاهش دمای بی درروی اشباع شده، سرد می شود.

اکنون فرض می کنیم که راستای حرکت تغییر کند و نمونه هوا شروع به پایین آمدن کند. همچنانکه به سوی لایه های پایتتر که دارای فشار بیشتری است فرو نشینی می کند، فشرده خواهد شد. انرژی داخلی ذرات افزایش یافته و دما بالا می رود. این گرمایش

نمی‌تواند دوباره به گرمای نهان تبدیل شود، زیرا دیگر آبی (یا یخی) وجود ندارد که تبخیر شود. بنابراین دمای نمونه هوا هنگام حرکت نزولی آن و مرتبط با آهنگ کاهش دمای بی‌دررو خشک، افزایش می‌یابد.

بنابراین، تغییراتی که در خلال آن نمونه هوا در هنگام بالا رفتن، بنا بر آهنگ کاهش دمای بی‌دررو اشباع شده سرد می‌شود، ولی در هنگام پایین آمدن، بنا بر آهنگ کاهش دمای بی‌درروی خشک گرم می‌شود، برگشت ناپذیر است. این نمونه هوا بدون دگرگونی نسبت به پیرامونش نمی‌تواند به حالت اولیه خود بازگردد.

از آنجاکه آب (یا یخ) چگالیده‌ای که فرو می‌افتد، مقداری گرما را با خود حمل می‌کند، این فرایند حقیقتاً بی‌دررو نیست. به این دلیل آن را فرایند بی‌درد - داد می‌گویند. در هنگام نزول، گرمای نهانی که در خلال چنین فرایندی رها شده است، هوای خشک و بخار آب باقی مانده را گرم می‌کند، ولی محصولات میعان از این گرما سهمی ندارند. بعداً در نمودار اریب $T - \ln p$ خواهیم دید که منحنیهای بی‌دررو اشباع بیانگر آهنگ تغییرات دمای نمونه هوای اشباع شده است که به‌طور بی‌دررو واری بالا می‌رود. فرض می‌شود که تمامی بخار آب به‌عنوان آب مایع چگالیده شده و به محض تشکیل می‌بارد. به این دلیل، گاهی منحنیهای بی‌دررو اشباع در روی نمودارهای هواشناختی، منحنیهای بی‌دررو - وار نامیده می‌شوند. در عمل، نسبت آمیختگی هوا جزئی بوده و آب چگالیده‌ای که فرو می‌افتد، نمی‌تواند مقدار زیادی از گرما را با خود به پایین بیاورد.

۱۸.۶ معادله بی‌دررو - وار

امکان استنتاج رابطه‌ای برای فرایند بی‌دررو - وار هوای اشباع شده وجود دارد. نمونه هوایی را در نظر می‌گیریم که شامل یک کیلو گرم هوای خشک و r_g کیلو گرم بخار اشباع شده باشد.

حالت اولیه این نمونه توسط فشار (p)، دما (T) و مقدار بخار آب (r_g) به دست داده می‌شود. فرض می‌کنیم این نمونه تحت شرایط بی‌دررو - وار منبسط و سرد شود. محصولات میعان به محض تشکیل از نمونه به پایین فرو می‌افتند، بنابراین حالت جدید نمونه با $p + dp$ ، $T + dT$ و $r_g + dr_g$ بیان می‌شود که dp ، dT و dr_g جمله‌گی منفی‌اند.

میعان $-dr_g$ کیلو گرم بخار آب، مقداری گرما ($-L dr_g$) رها می‌کند و ما فرض خواهیم کرد که این مقدار گرما برای گرم کردن هوای نمانک به‌کار می‌رود. از آنجا که r_g کوچکتر از ۱ است، مقدار گرمایی که از سوی بخار آب باقیمانده در آشامیده شده است، نسبت به گرمای کسب شده توسط هوای خشک نمونه، ناچیز است. از اینرو فرض می‌کنیم که تمامی گرمای نهان آزاد شده توسط یک کیلو گرم هوای خشک که فشار جزئی ($p - e_g$) را وارد می‌آورد، در آشامیده شود.

با استفاده از قانون اول ترمودینامیک این رابطه تقریبی را از معادله (۲۰۵) به دست

می‌آوریم

$$-Ldr_s = c_{pd}dT - R_dT \frac{d(p - e_s)}{(p - e_s)} \quad (۲۹.۶)$$

با چشم پوشی از e_s در مقایسه با p ، آنگاه که ترکیب $(p - e_s)$ برقرار باشد، این رابطه ساده ترمی شود. بنابراین با تقسیم رابطه بر T

$$-L \frac{dr_s}{T} = c_{pd} \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp}{p} \quad (۳۰.۶)$$

با استفاده از معادله (۲۶.۵) برای هوای خشک، معادله زیر را به دست می آوریم

$$-L \frac{dr_s}{T} = c_p d(\ln \theta) \quad (۳۱.۶)$$

از آنجا که در خلال یک انبساط، مقدار dr_s منفی است (میعان)، این معادله نشان می دهد که در خلال یک فرایند بی دررو - وار، دمای پتانسیل (θ) پایسته نیست، بلکه افزایش پیدا می کند. این افزایش به علت آزاد شدن گرمای نهان است.

برای اینکه در خلال فرایند بی دررو - وار میعان روی دهد، باید کاهش دمای واقعی (T) این نمونه ادامه پیدا کند. اما، آهنگ کاهش دما به نسبت ارتفاع، کمتر از هوای نا اشباع است.

در خلال صعود یک نمونه هوا، معمولاً چشم پوشی از اختلاف جزئی بین فرایندهای بی دررو - اشباع و فرایند بی دررو - وار کار بجایی است. در هنگام استفاده از نمودارهای هوا شناختی، فرض می کنیم آهنگ سرد شدن بسته هوای اشباع شده بسالارونده در یک فرایند بی دررو - وار اساساً برابر آهنگ سرمایش در یک فرایند بی دررو - وار اشباع واقعی است.

در بررسی بسیاری از فرایندهای فیزیکی، مناسب آن است که فرض کنیم جو در حالت تراژندی هیدروستاتیکی است. این مفهوم در فصل بعدی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.



ترازمندی هیدروستاتیکی

هیدروستاتیک به مکانیک شاره‌های ساکن مربوط می‌شود. در مورد حجمی از هوا در جو، هنگامی حرکت قائم وجود نخواهد داشت که بین نیروی گرانی و نیروی بالاسویی (نیروی گرادیان فشار) که از کاهش عمودی فشار نسبت به ارتفاع ناشی می‌شود، توازن کاملی برقرار باشد. این شرط به ترازمندی هیدروستاتیکی معروف است.

در این فصل ابتدا به بحث در مورد نیروی گرانی و ژئوپتانسیل حجمی از هوا می‌پردازیم. سپس معادله هیدروستاتیک را که در ترازمندی هیدروستاتیکی به کار می‌رود شرح می‌دهیم. معادله هیدروستاتیکی را برای محاسبه ضخامت لایه‌ای از جو که بین دو سطح فشاری واقع است نیز به کار خواهیم برد. سرانجام مسائلی را در پیوند با ارتفاع-سنجی و تحویل فشار به سطح آزاد دریا بررسی می‌کنیم.

۱.۷ نیروی گرانی

قانون گرانش عمومی نیوتن را می‌توان برای مطالعه اثر نیروی گرانشی زمین روی اجسام مجاور آن، به کار برد. با وجود این، موقعی که حرکت اجسام را از نقطه دیده‌بانی روی زمین چرخان مطالعه می‌کنیم، لازم است که اثر نیروی مرکز گرا را نیز به حساب آوریم. با ترکیب آثار نیروی گرانشی زمین و نیروی مرکز گرا، نیروی گرانی را، به دست می‌آوریم.

نیروی گرانی (W) از معادله زیر محاسبه می‌شود

$$W = mg \quad (1.7)$$

توجه کنید که نیروی گرانی وارد بر حجمی به جرم واحد (W/m) برابر شتاب گرانی (g) است. زمین را می‌توان همچون کره‌ای که در قطبها پختیده شده است، یعنی در استوا برآمدگی دارد، در نظر گرفت. از اینرو مقدار g در روی زمین از مکانی به مکان دیگر اندکی تغییر می‌کند و با افزایش ارتفاع به‌کندی کاهش می‌یابد.

۲.۷ سطحهای تراز

شکل زمین چنان است که سطح آن در همه جا بر نیروی گرانی عمود است، و از این جهت هیچ مؤلفه گرانی در امتداد خود سطح نیست. بنا بر این سطح زمین، یک سطح ترازمندی را می‌نمایاند. سطحی از این دست را، سطح تراز می‌گویند. سطوح تراز را همچنین می‌توان در فواصل گوناگون در بالای سطح زمین تعیین کرد. به علت تغییر g به نسبت ارتفاع، تمامی نقاط بر روی یک سطح تراز معین در فاصله قائم مشابهی نسبت به سطح آزاد دریا قرار ندارند.

۳.۷ ژئوپتانسیل

هر جسمی به اعتبار موضعش در میدان گرانشی زمین دارای انرژی است. مقدار این انرژی به بزرگی نیروی گرانی وارد بر این جسم و فاصله جسم از تراز مرجع معیار، بستگی دارد. برای تعیین انرژی پتانسیل گرانشی، سطح دریا به عنوان تراز مرجع معیار در نظر گرفته می‌شود.

نمونه‌ای از هوا را به جرم یک کیلوگرم، در ارتفاع z متر، واقع در نقطه‌ای با شتاب گرانی g متر بر مجذور ثانیه، در نظر می‌گیریم. بنا بر این

$$\text{انرژی پتانسیل گرانشی} = mgz \text{ (ژول)}$$

انرژی پتانسیل گرانشی بر واحد جرم، ژئوپتانسیل (ϕ) این نمونه هوا خوانده می‌شود. در نتیجه

$$\phi = gz \quad (2.7)$$

یادآوری می‌کنیم که z ، ارتفاع، فاصله قائم نمونه هوا از سطح آزاد دریاست. در اینجا، فرض کرده‌ایم که مقدار g به نسبت ارتفاع تغییر نمی‌کند، و چنین فرضی در نواحی از جو که ما با آن سروکار داریم، تقریباً صادق است.

یکای انرژی ویژه (یعنی، انرژی بر واحد جرم) در دستگاه SI، ژول بر کیلوگرم

است. سازمان جهانی هواشناسی (WMO)^۱، یک واحد ژئوپتانسیل (یعنی، انرژی پتانسیل گرانشی بر واحد جرم) را پذیرفته است که ۹۸۸ مرتبه بزرگتر از انرژی در دستگاه SI است. این مقدار، ژئوپتانسیل متر (gpm) خوانده می‌شود. از اینرو

$$(۳.۷) \quad \text{کیلو گرم/ژول } ۹۸۸ = \text{ژئوپتانسیل متر } ۱$$

یک ژئوپتانسیل متر، انرژی پتانسیل گرانشی نمونه‌ای از هوا به جرم یک کیلوگرم است، اگر در ارتفاع یک متر از سطح آزاد دریا، که $g = ۹۸۸ \text{ ms}^{-۲}$ ، قرار گرفته باشد. از معادلات (۲.۷) و (۳.۷) آشکار است که ژئوپتانسیل (ϕ) برحسب ژئوپتانسیل مترو از رابطه زیر به دست می‌آید

$$(۴.۷) \quad \phi = \frac{g}{۹۸۸} z \text{ gpm}$$

در عمل، g نسبت به مقدار ۹۸۸ متر برمجدور ثابته تفاوت چندانی نمی‌کند. از اینرو مقدار ژئوپتانسیل برحسب ژئوپتانسیل متر، تقریباً برابر ارتفاع (یعنی، فاصله از سطح آزاد دریا) نمونه هوا، برحسب متر است. مثلاً، اگر ژئوپتانسیل ۵۰۰ ژئوپتانسیل متر باشد، نمونه هوا تقریباً در ۵۰۰ متری بالای سطح آزاد دریا قرار دارد.

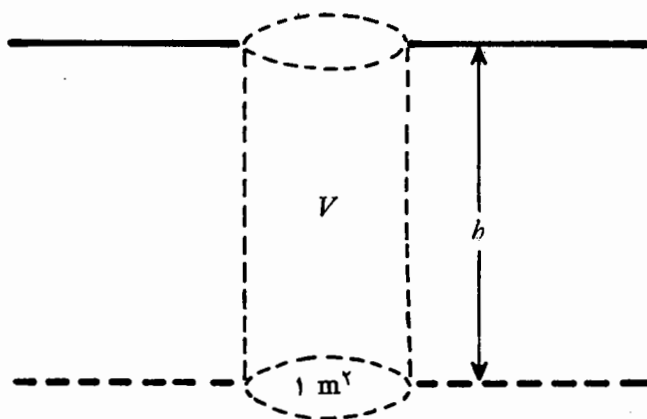
۴.۷ سطح هم‌پتانسیل

در بخش ۲.۷ گفتیم که نیروی گرانی به‌طور عمودی بر سطح تراز وارد می‌آید. بنابراین هیچ مؤلفه گرانی در امتداد سطح برحجمی از هوا واقع بر روی سطح تراز وارد نمی‌آید. بنابراین، انرژی پتانسیل گرانشی نمونه‌ای از هوا به جرم واحد، در تمام نقاط واقع بر سطح تراز یکسان است. سطح تراز، سطح هم‌پتانسیل نیز نامیده می‌شود، یعنی سطحی با انرژی پتانسیل یکسان. این نکته به آن معنی است که در تمام نقاط سطح تراز، ژئوپتانسیل یکسان است.

۵.۷ فشار یک سیال ساکن

فشار، نیروی وارد بر واحد مساحت است. فشار در نقطه‌ای بر روی سطحی به مساحت واحد در دون یک سیال ساکن، به نسبت عمق از سطح آزاد سیال افزایش می‌یابد. این افزایش برابر وزن ستون اضافی سیال است که در بالای آن مساحت واحد قرار دارد. نیروی گرانی در جو نیرویی بر سطح به مساحت واحد وارد می‌آورد که با وزن ستون هوایی که در بالای آن سطح قرار گرفته، برابر است. اگر چگالی جو (ρ) یکنواخت

1. World Meteorological Organization



شکل ۱۰۷ حجم ستون هوا به مساحت سطح مقطع واحد.

باشد، پس

$$m = \rho V \quad (۵.۷)$$

که در آن m جرم هوای واقع در بالای سطح با مساحت واحد و V حجم ستون هوایی با سطح مقطع واحد است که تا قله جو امتداد دارد.

اگر عمق واحد سطح زیر قله جو « h » باشد، بنا بر شکل ۱۰۷

$$V = h \times 1 \quad (۶.۷)$$

با جانشانی در معادله (۵.۷) داریم

$$m = \rho h \quad (۷.۷)$$

اکنون واقعاً وزن (w) ستون هوا برابر بزرگی نیروی گرانی وارد بر آن است. اگر g ثابت فرض شود، پس

$$W = mg \quad \text{نیوتون} \quad (۸.۷)$$

با نشانیدن در رابطه (۷.۷)، وزن ستون هوا چنین می شود

$$W = \rho gh \quad (۹.۷)$$

بنابراین فشار بر واحد مساحت در حالت سکون در جو

$$p = \rho gh \quad \text{نیوتون بر متر مربع} \quad (۱۰.۷)$$

که h عمق سطح زیر قله جو است.

در واقع، ρ و g به نسبت ارتفاع تغییر می کنند بنابراین معادله (۱۰.۷) را تنها

می‌توانیم در مورد لایه‌های بسیار کم ضخامت به کار ببریم. اما، اگر چگالی متوسط لایه را بدانیم و مقدار g را نیز ثابت فرض کنیم، می‌توانیم فرمول مشابهی برای لایه ضخیم نیز به دست آوریم.

می‌توان مشاهده کرد، همچنان که به لایه‌های پایینتر نزول می‌کنیم، فشار افزایش می‌یابد، و این به علت افزایش وزن هوای واقع بر بالای این لایه‌هاست. بنابراین، یک گرادیان قائم فشار (از فشار زیاد به سوی فشار کم) که سمت آن به طور قائم بالاسوست، در جو وجود دارد.

۶.۷ ترازمندی هیدروستاتیکی

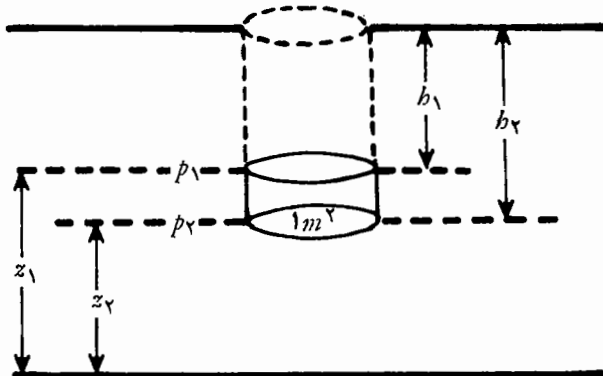
اندازه‌گیرها نشان می‌دهند که نیروی گرانی وارد بر یک نمونه هوا، معمولاً به طور دقیق با نیروی گرادیان فشار بالاسو، که ناشی از کاهش فشار به نسبت ارتفاع است، متوازن می‌شود. در مکانهایی که شتاب قائم محسوسی، مانند طوفانهای تندری و دیو بادها و جز اینها وجود دارد، استثناهایی پیش می‌آید.

جریان جوی، بزرگ مقیاس و افقی‌سان است. در چنین شرایطی، می‌توان نشان داد که شتابهای قائم عموماً چشم‌پوشیدنی‌اند. از اینرو معمولاً در هنگام مطالعه حرکات بزرگ مقیاس جو، فرض می‌شود که جو در حال ترازمندی هیدروستاتیک‌سان است.

بیان ریاضی توازن دقیق بین نیروی گرانی و نیروی گرادیان فشار بالاسوی وارد بر یک نمونه هوا در حال ترازمندی هیدروستاتیکی را می‌توانیم با رابطه‌ای به نام معادله هیدروستاتیک نشان دهیم. این معادله در بخش بعد مطرح خواهد شد.

۷.۷ معادله هیدروستاتیک

یک عنصر استوانه‌ای کوچک با مساحت سطح مقطع واحد را در نظر می‌گیریم (شکل ۲.۷).



شکل ۲.۷ نمو فشار جوی.

از معادله (۱۰.۷)

$$p_1 = \rho g h_1$$

$$p_2 = \rho g h_2$$

$$p_2 - p_1 = \rho g (h_2 - h_1)$$

اما

$$(h_2 - h_1) = (z_1 - z_2)$$

از اينرو

$$p_2 - p_1 = \rho g (z_1 - z_2) \quad (11.7)$$

اين معادله معمولاً چنين نوشته مى شود

$$p_1 - p_2 = -\rho g (z_1 - z_2) \quad (12.7)$$

علامت منفي نشان مى دهد كه با افزايش z (ارتفاع) در جو، فشار کاهش پيدا مى كند.

معادله (۱۲.۷) معادله هيدروستاتيک ناميده مى شود.

اين معادله را مى توان چنين نوشت

$$\Delta p = -\rho g \Delta z \quad (13.7)$$

يا به شكل ديفرانسيلى

$$dp = -\rho g dz \quad (14.7)$$

۸.۷ ضخامت يك لايه جوى

معادله (۱۳.۷) را مى توانيم چنين بنويسيم

$$g \Delta z = -\frac{1}{\rho} \Delta p$$

يا

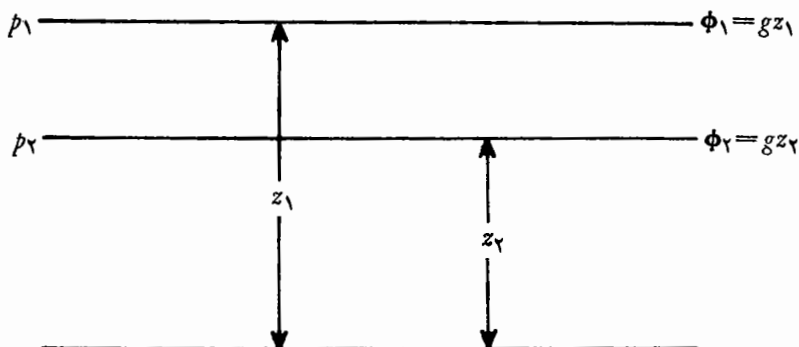
$$\Delta \phi = -a \Delta p \quad (15.7)$$

كه $\Delta \phi$ نمو ژئوپتانسيل است آنگاه كه g ثابت فرض مى شود، و a حجم ويژه است.

با استفاده از معادله حالت در مورد هواى نمنك

$$pa = R_d T_v$$

$$\therefore a = \frac{R_d T_v}{p}$$



شکل ۳.۷ ضخامت ژئوپتانسیلی لایه.

و معادله (۱۵.۷) چنین می‌شود

$$\Delta\phi = -\frac{R_d T_v}{p} \Delta p \quad (16.7)$$

شکل دیفرانسیلی معادلات (۱۵.۷) و (۱۶.۷) اینطور است

$$d\phi = -a dp \quad (17.7)$$

$$d\phi = -\frac{R_d T_v}{p} dp \quad (18.7)$$

انتگرال گیری بین سطوح ته و نوک، معادله (۱۸.۷) را به دست می‌دهد

$$\int_{\phi_2}^{\phi_1} d\phi = -R_d \int_{p_2}^{p_1} T_v d(\ln p)$$

شکل ۳.۷ نیز این مطلب را نشان می‌دهد. این معادله به رابطه زیر منتهی می‌شود

$$\phi_1 - \phi_2 = -R_d \bar{T}_v (\ln p_1 - \ln p_2)$$

یا

$$\phi_1 - \phi_2 = R_d \bar{T}_v \ln \left(\frac{p_2}{p_1} \right) \quad (19.7)$$

که \bar{T}_v دمای مجازی متوسط لایه و \ln لگاریتم درمبنای «e» (یعنی \log_e) است. بنابراین، اگر دمای مجازی متوسط لایه را بدانیم، می‌توانیم ضخامت ژئوپتانسیلی $(\phi_1 - \phi_2)$ یک لایه را، که سطوح فشاری بالایی و پایینی آن به ترتیب p_1 و p_2 است،

تعيين كنيم. اگر ضخامت ژئوپتانسیلی $(\phi_1 - \phi_2)$ بر حسب ژئوپتانسیل متر محاسبه شود، تقریباً از لحاظ عددی با ضخامت واقعی $(z_1 - z_2)$ بر حسب متر، برابر می‌شود. برای تعیین کردن ضخامت ژئوپتانسیلی لایه جو، تحت شرایط گوناگون دمای مجازی متوسط، جدولها یا نمودارهایی در دسترس اند. تعیین ضخامتهای ژئوپتانسیلی از راه روشی مستقیم که نمودار جو شناختی (مثلاً نمودارایی $T- \ln p$) را به کار می‌گیرد، امکان پذیر است. این کار با نخستین برآورد دمای مجازی متوسط لایه‌های برگزیده از مکانی کم عمق، و سپس مراجعه به مقیاسی ویژه روی این نمودار، انجام شده است.

۹.۷ جو معيار

سازمان هواپیمایی کشوری بین‌المللی (ICAO) يك «جو معيار» را که به میانگین سالانه‌ای متعلق به تمامی عرضهای جغرافیایی نزدیک می‌شود، پذیرفته است. جنبه‌های اساسی آن همانند جنبه‌هایی است که در شکل پ.۱ (در پیوست ۱) برای تقسیمات قائم جو از جانب (WMO) پذیرفته شده است. اما، مؤلفه قائم آن بر حسب ژئوپتانسیل متر است.

جو معيار (ICAO) چنین تعریف می‌شود:

الف) هوا يك گاز ایده آل خشك است.

ب) ثابتهای فیزیکی اینها هستند:

۱. جرم مولکولی متوسط در سطح متوسط دریا

$$M_0 = 28.9644 \text{ kg mol}^{-1}$$

۲. فشار جو در سطح متوسط دریا:

$$P_0 = 101325 \text{ mb}$$

۳. دما در سطح متوسط دریا:

$$T_0 = 288.15 \text{ K}$$

۴. چگالی در سطح متوسط دریا:

$$\rho_0 = 1.225 \text{ kg m}^{-3}$$

۵. نقطه انجماد یخ:

$$T_i = 273.15 \text{ K}$$

۶. ثابت عمومی گاز:

$$^*R = 8314.32 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

ج) آهنگ کاهش دما از ۵۰۰۰ ژئوپتانسیل متر معیار زیر سطح متوسط دریا (MSL) تا ارتفاعی که در آن دما به ۵۶٫۵- درجهٔ سلسیوس می‌رسد، ۰٫۰۰۶۵ درجهٔ سلسیوس بر ژئوپتانسیل متر معیار است. از این سطح (۱۱۰۰۰ ژئوپتانسیل متر معیار) تا ارتفاع ۲۰۰۰۰ ژئوپتانسیل متر معیار این آهنگ کاهش صفر است. بین ۲۰۰۰۰ و ۳۲۰۰۰ ژئوپتانسیل متر معیار، دما با آهنگ ۰٫۰۰۱۰ درجهٔ سلسیوس در هر ژئوپتانسیل متر افزایش می‌یابد.

بنابراین جو معیار (ICAO) به سه لایه تقسیم می‌شود:

| γ (°C/gpm معیار) | p (mb) | T (K) | ارتفاع (gpm معیار) | |
|----------------------------|-------------|------------|-----------------------|-------------------------------------|
| +۰٫۰۰۶۵ | ۱۰۱۳٫۲۵ | ۲۸۸٫۱۵ | ۰ | ۱۱. لایه با آهنگ کاهش دمای ثابت |
| | ۲۲۶٫۳۲ | ۲۱۶٫۶۵ | | |
| ۰ | ۵۴٫۷۵ | ۲۱۶٫۶۵ | ۱۱۰۰۰ | ۲. لایهٔ تکدما |
| | | | | |
| -۰٫۰۰۱ | ۸٫۶۸ | ۲۲۸٫۶۵ | ۲۰۰۰۰ | ۳. لایه‌ای با آهنگ افزایش دمای ثابت |
| | | | | |
| | | | ۳۲۰۰۰ | |

در سطوح بالاتر، جو معیار از گمانه‌زنیهای موشکی استنتاج شده است. در بالای میانمرز در حدود ۸۰ کیلومتری، وزن مولکولی متوسط هوا به نسبت ارتفاع کاستی می‌گیرد. در این ناحیه «دمای مقیاس مولکولی» به کار گرفته می‌شود. این، دمای جنبشی معمولی است که برای جرم مولکولی کمتر هوا در این سطوح تصحیح شده است. این تصحیح از رابطه $T = M_0 / M$ ، که در آن M جرم مولکولی در ارتفاعات بالاتر است، به دست داده می‌شود.

یادآوری

۱. (ICAO)، یک ژئوپتانسیل متر معیار را با مقدار ۹۸۰۶۶۵ متر مربع بر ثانیه

به کار می‌برد.

۲. آنچه‌آن که در بخش پ ۵.۳ گفتیم، برای نشان دادن کیلوگرم مول از علامت

اختصاری «مول» استفاده می‌کنیم.

۱۰.۷ ارتفاع سنجی

معادله هیدروستاتیک (۱۲.۷) نشان می‌دهد که فشار جو در هر سطح ویژه‌ای، به فشار سطح متوسط دریا، ارتفاع، و چگالی متوسط هوای واقع در زیر آن سطح بستگی دارد. چگالی این هوا نیز به نوبه خود تابع دمای مجازی متوسط آن است.

در ارتفاع سنجی بر حسب فشار، فاصله قائم نقطه‌ای از سطح متوسط دریا (به خاطر سهولت) توسط فشارسنج فلزی اندازه‌گیری می‌شود و ارتفاع با آن فشار در جو معیار (ICAO) متناظر است. این اندازه‌گیری ارتفاع فشاری (z_p) نامیده می‌شود.

آشکار است که در چنین روشی دو چشمه مهم خطا وجود دارد: الف) ممکن است فشار سطح متوسط دریا (p_0) در زمان دیده‌بانی مانند آنچه که برای جو معیار مقرر شده است، یعنی ۱۰۱۳٫۲۵ میلی‌بار، نباشد.

ب) ممکن است دمای مجازی میانگین ستون هوا از (MSL) تا نقطه دیده‌بانی با دمای مجازی میانگین جو استاندارد تفاوت داشته باشد.

ارتفاع سنج فشاری از یک فشارسنج فلزی دقیق تشکیل یافته است که مقیاس آن به جای فشار، بر حسب متر (یا فوت) درجه‌بندی شده است. هم‌ارزی میان فشار و ارتفاع همان است که برای جو معیار مقرر شده است؛ یعنی بیشتر به ارتفاع فشار (z_p) اشاره دارد تا ارتفاع حقیقی (z).

برای تصحیح‌نخستین مورد خطا، ارتفاع سنج چنان ساخته می‌شود که مقیاس ارتفاع (z_p) و مقیاس فشارسنج همراه با عقربه‌هایش بتوانند نسبت به یکدیگر چرخانده شوند. هواپیمای ساکنی را در یک فرودگاه در سطح دریا که فشار ایستگاه (سطح)، مثلاً، ۱۰۲۰ میلی‌بار باشد در نظر می‌گیریم.

اگر فرض شود که جو معیار (ICAO) به کار رفته است، این اشتباه پیش می‌آید که آن ایستگاه پایتیر از سطح آزاد دریاست.

بنا بر این به خاطر رعایت شرایط واقعی جوی، خلبان باید مکانها را چنان تنظیم کند که ارتفاع سنج صفر را نشان دهد. این کار با فشار دکمه‌ای که صفحه مدرج کمکی را روی ۱۰۲۰ میلی‌بار قرار می‌دهد، انجام می‌شود. مقداری که این صفحه مدرج نشان می‌دهد تنظیم ارتفاع سنج نامیده می‌شود. واضح است که در این مثال ویژه، تنظیم ارتفاع سنج در فشار سطح دریا انجام می‌گیرد.

وقتی فرودگاه در سطح دریا نباشد، فشار ایستگاه نمی‌تواند برای تنظیم ارتفاع سنج به کار رود. مثلاً، اگر بلندی باند فرودگاه ۲۰۰ متر باشد، باید فشار متناظر با سطحی را به کار بریم که همان مقدار زیر جو معیار (ICAO) قرار داشته باشد. این کار در واقع، با فرض اینکه یک ستون هوا در زیر این ایستگاه وجود دارد، هم‌ارز محاسبه فشار (MSL)، که توزیع دمای قائمی همسان توزیع دمای جو معیار داشته باشد، است. با این تنظیم، ارتفاع سنج در باند فرودگاه ۲۰۰ متر را نشان می‌دهد.

بنا بر این، خلبان پیش از برخاستن می‌تواند ارتفاع سنج خود را چنان تنظیم کند که

بین فشار ایستگاه و فشار جو معیار، به ازای ارتفاع فرودگاه، هیچ اختلافی موجود نباشد. اما، فشار سطح دریا با زمان و مکان تغییر می‌کند. در نتیجه، ارتفاع سنج ممکن است در خلال پرواز قرائتهای نادرستی را به دست دهد.

مثلاً، اگر خلبانی بخواهد در یک فرودگاه، که میزان ارتفاع سنج آن کمتر از موقع برخاستن رانشان می‌دهد، به زمین بنشیند، ارتفاع سنج با معیار (ICAO) سطح بالاتری را نسبت به مقیاس واقعی نشان خواهد داد. عموماً، به ازای هر میلی بار که در مقیاس تنظیم ارتفاع سنج خیلی کوچک است ارتفاع سنج حدود ۱۰ متر را که در مقیاس ارتفاع بسیار زیاد است، نشان می‌دهد. از این رو خلبان در خلال پرواز و بلافاصله پیش از فرود، برای تنظیم جدید ارتفاع سنج ارتباط رادیویی برقرار می‌کند.

دومین مورد خطای ارتفاع سنجی از آنجا ناشی می‌شود که میانگین دمای واقعی ستون هوای زیرهواپیما با آنچه که در جو (ICAO) مقرر شده است اختلاف داشته باشد. تصحیح این خطاها مشکل است، و در رابطه با توزیع قائم دما باید فرضهای انجام شود. اگر ستون هوای زیر هواپیما گرمتر (سردتر) از معیار باشد، ارتفاع سنج، ارتفاع کمتری (بیشتری) را نشان می‌دهد.

در تمام ارتفاع سنجهایی که بر حسب فشار کار می‌کنند، فرض بر این است که معادله هیدروستاتیک معتبر باشد. بنابراین سومین مورد خطا هنگامی روی می‌دهد که شرایط نسبت به تراژمندی هیدروستاتیکی تفاوت فاحشی داشته باشد، یعنی آنگاه که شتابهای قائم به وجود آیند. بسیاری از هواپیماها به همان گونه که ارتفاع سنج فشاری دارند، ارتفاع سنج رادیویی نیز دارند. در این صورت موقعی که تغییراتی در ارتفاع واقعی (z) پدید نمی‌آید، خلبان در ارتفاع فشار ثابتی پرواز می‌کند (z_p).

۱۱.۷ برگردانی فشار به سطح متوسط دریا

هواشناسان برای استفاده از نقشه‌های تک-فشار (MSL) تعیین فشار به سطح متوسط دریا را بررسی کرده‌اند. به آن علت که ایستگاههای خشکی در ارتفاعات مختلفی قرار دارند، مسائل فراوانی پیش آمده است.

شیوه کار این است که فرض می‌کنند یک ستون هوای فرضی از فشار سنج تا سطح متوسط دریا امتداد دارد. ابتدا اختلاف فشار بین نوک و ته این ستون خیالی را برآورد می‌کنند. سپس برای به دست آوردن فشار (MSL)، این مقدار به فشار ایستگاه افزوده می‌شود. این شیوه، بر گردانی فشار به سطح متوسط دریا نامیده می‌شود.

معادله (۱۹.۷) را می‌توان چنین نوشت

$$\ln \frac{p_2}{p_1} = \frac{\phi_1 - \phi_2}{R_d \bar{T}_v}$$

$$p_2 = p_1 e^{\left(\frac{\phi_1 - \phi_2}{R_d \bar{T}_v} \right)} \quad (20.7)$$

اگر p_2 را فشار (MSL) در نظر گیریم، بنا بر این مقدارش به فشار اندازه گیری شده در ایستگاه (p_1)، به اختلاف ژئوپتانسیل معلوم بین (MSL) و فشار سنج، و به دمای مجازی میانگین (\bar{T}_v) ستون فرضی، بستگی دارد. اما در عمل، تعیین مقداری معین برای \bar{T}_v ناممکن است، زیرا یک ستون واقعی هوا از طریق زمین و به سوی پایین امتداد پیدا نمی کند. در بخش ۱۰.۷ روشی مطرح کردیم که چنین تصحیحی را عملی می ساخت. تنظیم ارتفاع سنج با این فرض که شرایط جو معیار (ICAO) بر ستون خیالی زیر ایستگاه حاکم است، تعیین می شود.

روشهای دیگر، دمای دیده بانی شده در سطح را به کار می برند. و اغلب نیز شامل برآوردی از آهنگ کاهش دمای ستون فرضی هواست. از آنجا که دمای سطح زمین روز به روز تغییر می کند، برخی کشورها از جریان دمای هر لحظه و دمای دوازده ساعت پیشتر از آن، میانگین می گیرند. متأسفانه، برای برگردانی فشار ایستگاههایی که در سطوح بالاتری نسبت به سطح متوسط دریا قرار دارند، هنوز هم شیوه معیار عامی به رسمیت شناخته نشده است.

اکنون که ترازمندی هیدروستاتیکی را بررسی کردیم، مناسب آن است که نمودارهای ترمودینامیکی را نیز، که برای تعیین پایداری قائم جو به کار می رود، مطالعه کنیم.

یادآوری

۱. چند رابطه بین پارامترهای مربوط به هوای خشک، بخار آب و یک گاز ایده آل، شرح داده شده است. به خاطر سازگاری، هنگامی که به هوای خشک و بخار آب اشاره می کنیم، به ترتیب شاخصهای پایین « d » و « v » را به کار می بریم و در مورد گاز ایده آل هیچ شاخص پایینی را به کار نمی بریم.

۲. اما، در عرف هواشناسی، شاخص پایین « d » درحالی که به منظور نمادی برای ثابت ویژه گاز در هوای خشک به کار رفته است، مکرراً حذف شده است. به علاوه، ثابت ویژه گاز برای بخار آب اغلب به شکل R_w بیان می شود.



نمودارهای ترمودینامیکی

دیدیم که يك نمونه هوا ممکن است در نتیجه فرایندهای بی‌درزی خشک، بی‌درو - وار، تک - فشار، و جزاینها تحول پیدا کند. در اثر حرکات قائم نیز ممکن است ژئوپتانسیل آن تغییر کند. يك وسیله راحت برای مطالعه تبدیلات انرژی که در جو روی می‌دهد، نمایش نگاشتی خطوط روی نمودارهای ترمودینامیکی است. نمودارهایی که برای مطالعه فرایندهای ترمودینامیکی که در جو رخ می‌دهند به کار می‌رود، اغلب به نمودارهای جو-شناختی برگردانده می‌شوند.

در این فصل ابتدا کاربرد مؤلفه‌های فشار در راستای قائم و ویژگیهای نمودارهای ترمودینامیکی را تشریح می‌کنیم. سپس جنبه‌های اساسی نمودار انرژی - جرم و نمودار دما - انترپی را بررسی می‌کنیم. سرانجام، کاربرد عام نمودارایی $T - \ln p$ و روشهای ارزیابی پارامترهای مهم هواشناختی را به تفصیل مطالعه خواهیم کرد.

۱۰۸ کاربرد مؤلفه‌های فشار در راستای قائم

نمودارهای جو شناختی چنان طراحی شده‌اند که به روش تصویری، توزیع دما و نم را در بالای ایستگاه نشان می‌دهند.

ساده‌ترین شکل، توزیع دما و نقطه شبنم را بر حسب ارتفاع در بالای ایستگاه نشان می‌دهد. اما، از آنجا که معمولاً دما و نم نه در ارتفاعات ثابت، بلکه در فشار ثابت تعیین

می‌شود، چنین نموداری برای دیده‌بانیهای هواشناختی زیاد مناسب نیست. با وجود این، بسیاری از محاسبات هواشناختی با به‌کار بردن مؤلفه‌های فشار ساده می‌شوند. افزون بر این، با فراهم آوردن داده‌های هواشناختی در سطوح فشاری تعیین شده، نیازهای هواپیمایی با سهولت بیشتری برآورده می‌شود.

می‌توان نشان داد که لگاریتم فشار دقیقاً با ارتفاع ارتباط دارد. در نتیجه، غالباً استفاده از دما و لگاریتم فشار، به‌عنوان مؤلفه‌های نمودارهای ترمودینامیکی، مناسب‌تر است.

۲.۸ ویژگیهای مطلوب نمودارهای ترمودینامیکی

نمودارهای کاربردی ترمودینامیکی، باید چهار ویژگی مطلوب زیر را داشته باشد:
 الف) سطح بسته نمایش خطوط هر فرایند چرخه‌ای باید با تغییرات انرژی یا کار انجام شده در طول فرایند متناسب باشد.

ب) تا حد امکان باید خطوط نمایش فرایندهای اساسی راست باشد.

ج) باید زاویه بین خطوط تکدما (خطوط دمای یکسان) و بی‌درروی خشک (خطوط دمای پتانسیل یکسان) تا حد امکان بزرگ باشد.

د) در جو زیرین، خمهای بی‌درروی خشک (نشان دهنده فرایندهای بی‌درروی خشک) باید با خمهای بی‌درروی اشباع (نشان دهنده فرایندهای بی‌دررو-وار) زاویه محسوسی داشته باشند.

دربخش ۱.۵ برای عنصر کارویژه رابطه‌ای را، یعنی $dw = p da$ ، بنا نهادیم. برای فرایندی متناهی با حالات ابتدایی و انتهایی که اعداد ۲ و ۱ آنها را مشخص می‌کنند، کار انجام شده بر واحد جرم از راه انتگرال زیر به دست می‌آید

$$\int_1^2 p da$$

بنابراین رابطه حجم ویژه (a) و فشار (p) را می‌توان به عنوان مؤلفه‌هایی جهت تحقق بخشیدن به نخستین معیار به‌کار برد. هر چند، در عمل زاویه بین خطوط تکدما و خمهای بی‌دررو خشک کاملاً کوچک است. از این دو یک نمودار $a - p$ ، در سومین معیار صدق نمی‌کند.

۳.۸ نمودار دما - انترپی (نمودار $T - \phi$)

دربخش ۱.۷.۵ رابطه (۲.۵.۵) را بنا نهادیم

$$c_p d(\ln \theta) = c_p d(\ln T) - R d(\ln p)$$

این رابطه را در T ضرب می‌کنیم

$$c_p T d(\ln \theta) = c_p dT - \frac{RT}{p} dp \quad (1.8)$$

با استفاده از معادله حالت

$$c_p T d(\ln \theta) = c_p dT - a dp \quad (2.8)$$

پس معادله انرژئی (۲۰.۵) می دهد

$$c_p T d(\ln \theta) = dh \quad (3.8)$$

برای يك فرایند متناهی

$$\int dh = \int c_p T d(\ln \theta) \quad (4.8)$$

بنابراین رابطه، استفاده از T و $\ln \theta$ به عنوان مؤلفه های نمودار ترمودینامیکی، نمایش مستقیم $\int dh$ را میسر می سازد.

اکنون دمای پتانسیل (θ) از راه معادله (۲۷.۵) با انتروپی ویژه رابطه پیدا می کند

$$ds = c_p d(\ln \theta)$$

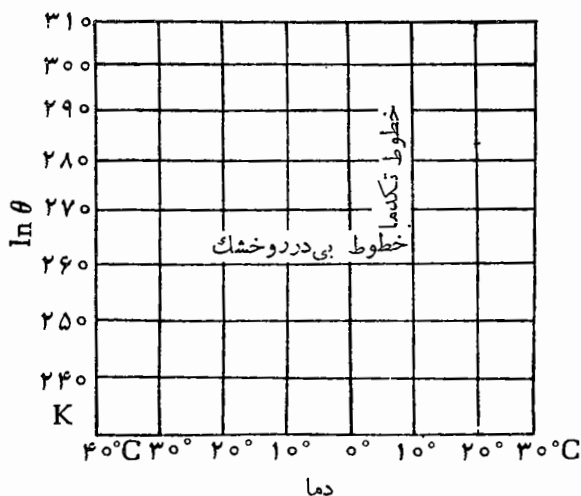
از این رو خط دمای پتانسیل ثابت بر روی نمودار $T - \ln \theta$ بایک فرایند هم انتروپی متناظر است. بنابراین در طول يك فرایند بی دررو خشك، انتروپی ثابت است.

این نمودار از سوی سرناپیر شاول معرفی شد و او برای نشان دادن انتروپی از نماد ϕ (فی) سود برد. به این دلیل، آن را نمودار $T - \phi$ یا نمودار دما - انتروپی خوانند. در چنین نموداری خطوط دمای پتانسیل ثابت منحنی های بی دررو نیز هستند (شکل ۱۰.۸).

این نمودار نشان می دهد که خطوط تکدما (خطوط دمای یکسان) قائم اند، در حالی که منحنی های بی دررو خشك، افقی هستند. در چنین نموداری خطوط تک - فشار (خطوط فشار یکسان)، خم های بی دررو اشباع (در واقع خم های بی دررو - وار) و خطوط نسبت اختلاف اشباع ثابت را نیز می توان رسم کرد.

خطوط تک - فشار منحنی های لگاریتمی اند، که شیب آنها بالاسو و به سمت راست است و با افزایش دما کاهش می پذیرد. هر چند در گستره محدود داده های هواشناختی، این خطوط انحناى اندكى دارند و به خط راست نزدیک اند.

در عمل، مناسبتر است که نمودار را در راستای ساعتگرد چنان بچرخانیم که خطوط تک - فشار با کاهش فشار بالاسو، همان گونه که در جو روی می دهد، اساساً افقی شوند. خم های بی دررو اشباع (خم های بی دررو - وار) به طور محسوس منحنی اند، ولی



شکل ۱۰۸ نمودار $T - \ln \theta$.

خطوط نسبت آمیختگی اشباع نزدیک تقریباً راست اند. یادآوری می کنیم که زاویه خطوط تکدما - خمهای بی دررو خشک، دقیقاً ۹۰ درجه است. بنابراین نمودار دما - انترپی به تحقق بخشیدن به تمامی مشخصه های مطلوب یک نمودار ترمودینامیکی که در بخش ۲۰۸ مطرح شد، بسیار نزدیک است.

۴.۸ نمودار انرژی - جرم یا نمودار $T - \ln p$

در بخش ۳.۷ تغییرات انرژی پتانسیل در نمونه هوایی به جرم واحد را بررسی کردیم. تغییر ژئوپتانسیل را می توان به شکل $d\phi = g dz$ بیان کرد. همچنین با به کار بردن رابطه هیدروستاتیک می توانیم بنویسیم:

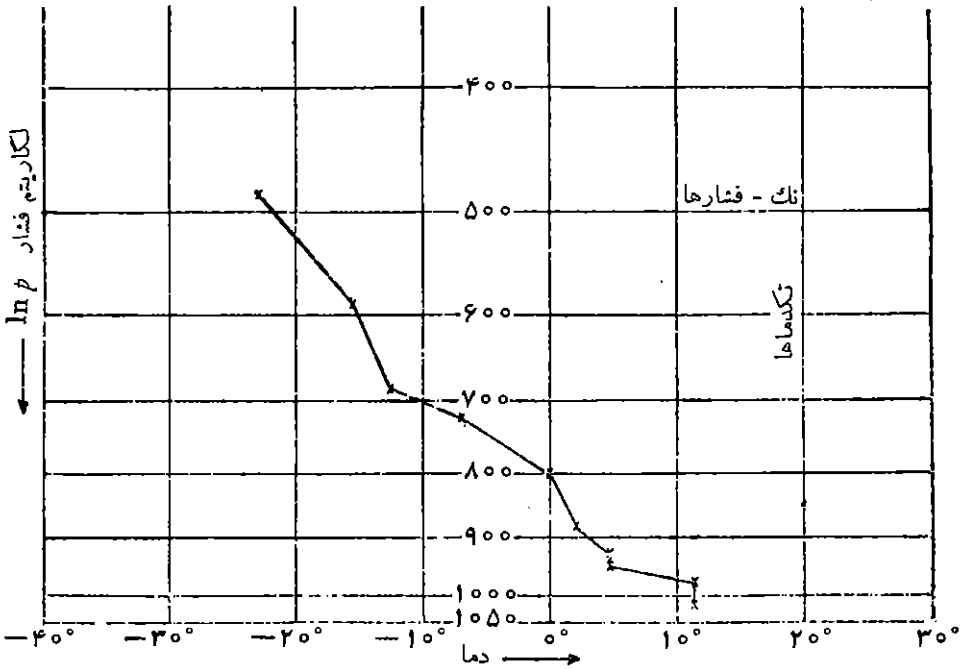
$$d\phi = -a dp$$

برای تعیین تغییرات ژئوپتانسیل که در طول حرکت قائم بین دو سطح فشاری p_1 و p_2

روی می دهد، اغلب محاسبه انتگرال $\int_{p_1}^{p_2} a dp$ - ضرورت پیدا می کند. با جایگزین

کردن a از معادله حالت، این انتگرال چنین می شود

$$-\int_{p_1}^{p_2} a dp = -\int_{p_1}^{p_2} RT d(\ln p) \quad (5.8)$$



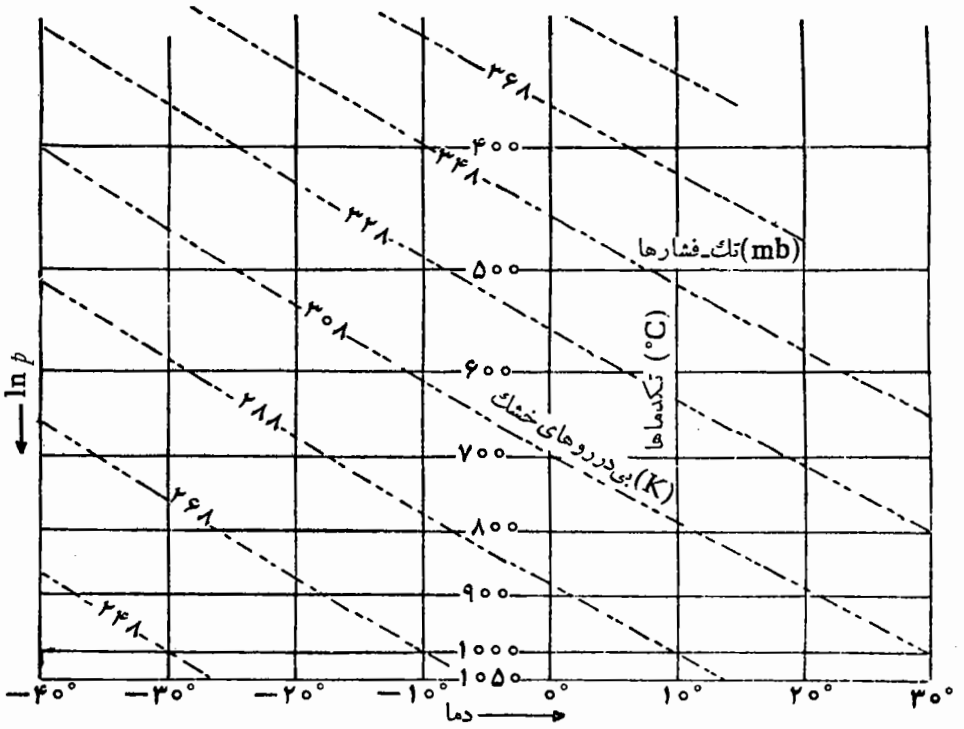
شکل ۲.۸ نمودار $T - \ln p$.

بنابراین معادله يك نمودار ترمودینامیکی که T و $\ln p$ را به عنوان مؤلفه به کار می گیرد باید نمودار مناسبی باشد. این نمودار، نمودار انرژی - جرم خوانده می شود که کوتاه شده عبارت «نمودار انرژی برواحد جرم» است. به آن، نمودار $T - \ln p$ نیز گفته می شود.

شکل ۲.۸ يك نمودار نوعی $T - \ln p$ را نشان می دهد. خطوط قائم که بر روی هر کدام از آنها دما ثابت است تکدهما خوانده می شوند. خطوط افقی، خطوط فشار ثابت بوده و تک - فشار نام دارند.

به منظور تعیین پایداری جو، بهتر آن است که بر روی این نمودار خطوط مشخصی داشته باشیم، که به هنگام صعود یا نزول بی درروی يك نمونه هوای خشک، تغییرات دما را نشان دهد. اینها را خطوط بی دررو خشک می نامند و در شکل ۳.۸ با خطوط شکسته نموده شده اند. دمای پتانسیل (θ) در امتداد هر خط بی دررو خشک، ثابت است و مقدارش بر حسب کلوین (K) نشان داده می شود.

برای نشان دادن رابطه بین فشار و دمای هوای اشباع شده، خطوط بی دررو اشباع

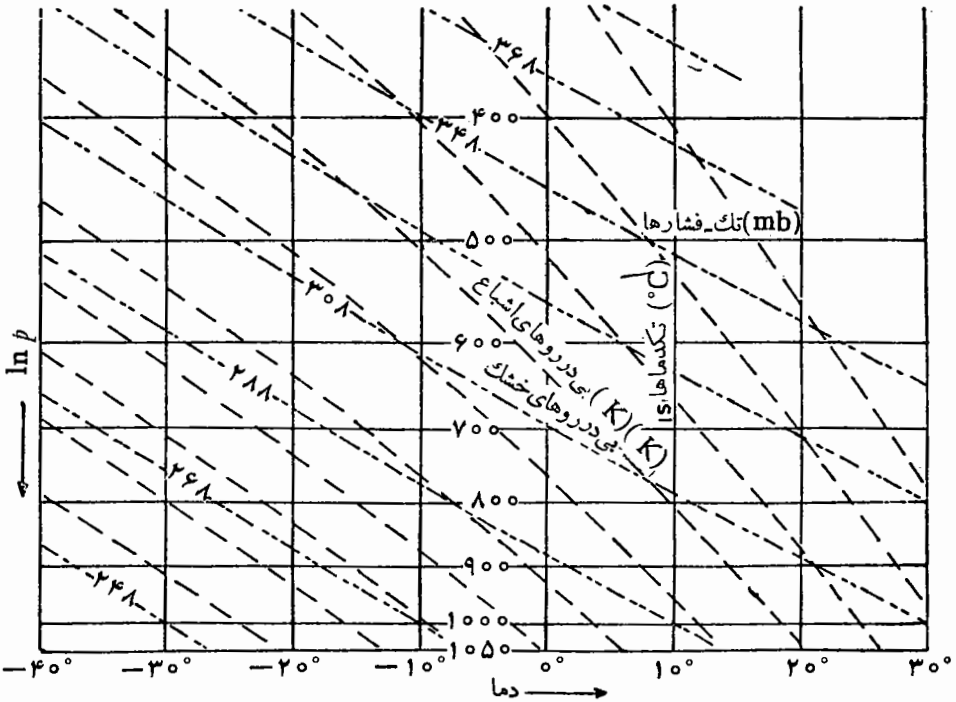


شکل ۳۰۸ نمودار $T - \ln p$ با خطوط بی‌دررو خشک.

کشیده شده‌اند. فرض می‌شود که هوای اشباع شده تحت شرایط بی‌دررو - وار صعود کنند. در خلال صعود، گرمای نهان میعان آزاد می‌شود و همچنین فرض می‌شود که آب چگالی‌ده به مجرد تشکیل، فرومی‌ریزد. خطوط بی‌دررو اشباع گاهی خطوط بی‌دررو- وار یا خطوط بی‌دررو نمناک نامیده می‌شود.

شکل ۴۰۸ افزون بر خطوط بی‌دررو اشباع، نمودار $T - \ln p$ را نیز نشان می‌دهد. در ارتفاعات بالا، که مقادیر دم، و فشار جزئی است، خطوط بی‌دررو اشباع با خطوط بی‌دررو خشک موازی می‌شود.

شکل ۵۰۸ یک نمودار $T - \ln p$ را نشان می‌دهد که دسته دیگری از خطوط به آن افزوده شده‌اند. این خطوط را خطهای نسبت آمیختگی اشباع می‌نامند. اینها بر حسب واحد کیلوگرم/گرم یعنی جرم بخار آب (بر حسب گرم) در آمیخته با یک کیلوگرم از هوای



شکل ۴۰۸ نمودار $T - \ln p$ خطوط بی‌درخشک و بی‌دررو اشباع را نشان می‌دهد.

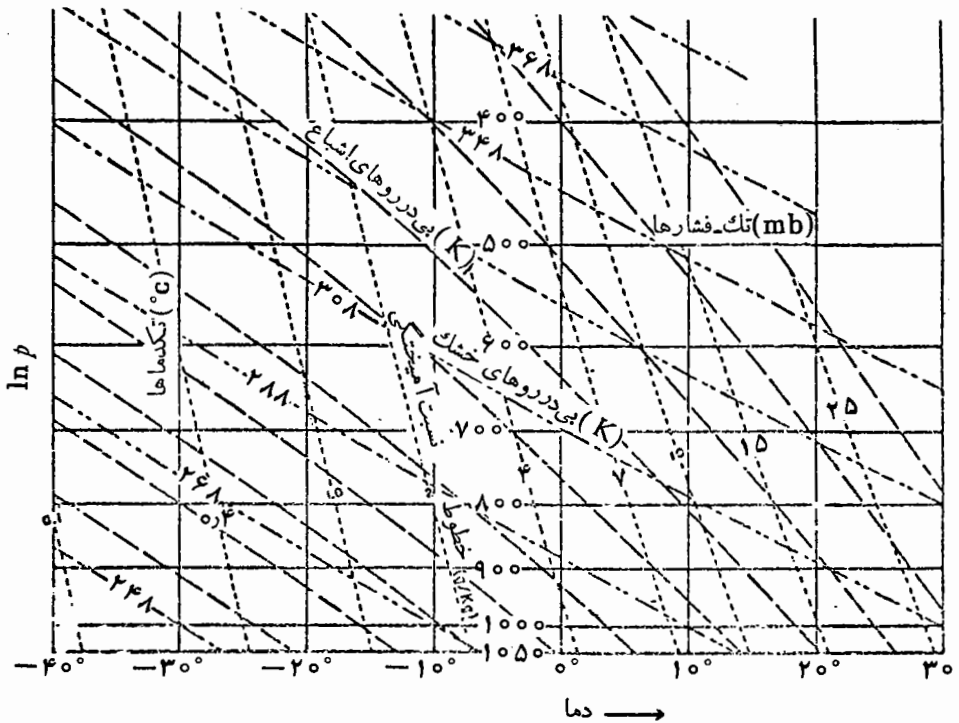
خشک نشان‌دار می‌شوند، نسبت آمیختگی اشباع (p_s) از فشار بخار روی یک سطح آب صاف محاسبه می‌شود.

نمودار $T - \ln p$ به علت دارا بودن ویژگی‌های زیر نمودار مناسبی است:
 الف) مساحت آن با انرژی متناسب است.

ب) چهاردرسته از خطوط دقیقاً یا تقریباً راست و یکی خمیده است.

ج) زاویه مناسبی بین خط‌های تکدما و خط‌های بی‌دررو وجود دارد.

پس، این نمودار سه مشخصه از چهار مشخصه مورد نظر را که در بخش ۲۰۸ پیشنهاد شد، داراست. اما، این نمودار معمولاً از راه اندکی شیب دادن یا «اریبی ساختن» خطوط تکدما، تغییر می‌کند. این تغییر به ایجاد زاویه محسوس بین خط‌های بی‌درخشک و اشباع درجو زیرین، منجر می‌شود. در بخش بعد پیرامون نمودار $T - \ln p$ گفتگو خواهیم کرد.



شکل ۵.۸ نمودار $T - \ln p$ خطهای بی دررو و نسبت آمیختگی اشباع را نشان می دهد.

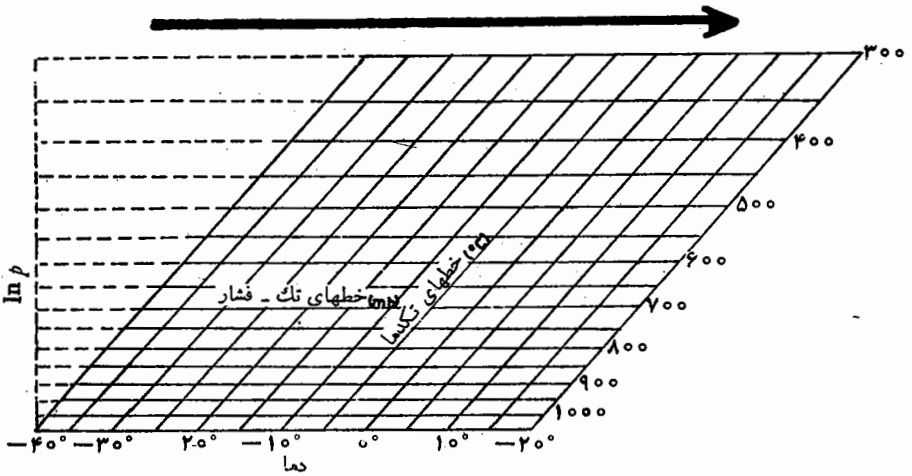
۵.۸ نمودار اریبی $T - \ln p$

این نمودار ترمودینامیکی به مقیاس وسیعی در سطح جهان به کار می رود. خطهای تکدما (یعنی، خطوط دمای یکسان) به سوی راست و با زاویه ای برابر ۴۵ درجه نسبت به خطهای فشار، شیبدار (یا اریب) می شوند (شکل ۶.۸).

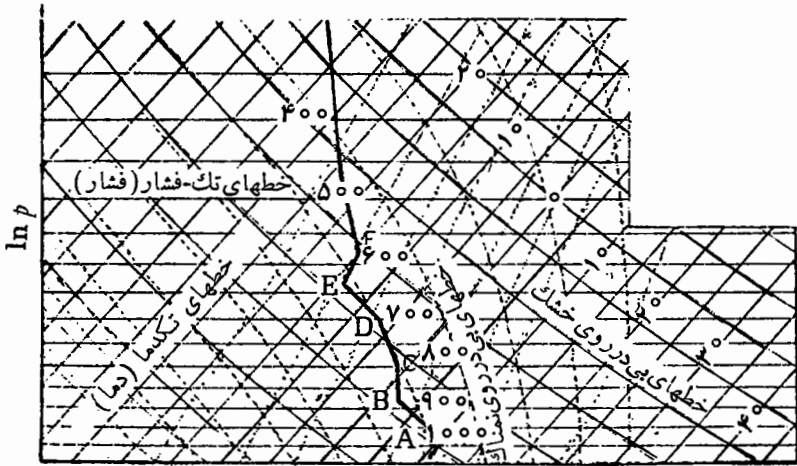
به این ترتیب یک بخش مستطیلی از نمودار اریبی $T - \ln p$ به دست می آید.

شکل ۷.۸ ترسیم یک دما گمانه را بر روی چنین نموداری نشان می دهد.

توجه کنید که خطوط بی دررو خشک خطهایی با خمیدگی آرام اند که از سمت پایین و راست نمودار به سمت بالا و چپ آن حرکت می کند. این خطها کاو و بالاسوهستند. چون خطهای تکدما اریبی بوده اند، اکنون زاویه بین خطهای تکدما - بی دررو به ۹۰ درجه نزدیکتر می شود.



شکل ۶.۸ نتیجه نمودار اریبی $T - \ln p$.



دما

شکل ۷.۸ دما گمانه بر روی یک نمودار اریبی $T - \ln p$.

خطهای بی‌دردو اشباع آشکارا خمیده‌اند. نمی‌توان جز به‌بهای از میان رفتن تناسب مساحت - انرژی، از این مشخصه اجتناب کرد. در مقابل، خطهای نسبت آمیختگی اشباع اساساً راست‌اند.

بنابراین نمودار اریبی $T - \ln p$ دارای ویژگیهای زیر است:
 الف) مساحت آن با انرژی متناسب است.

ب) سه دسته از خطوط دقیقاً یا تقریباً خطراست‌اند، یک دسته به آرامی و دیگری به طور محسوس خمیده می‌شود.

ج) زاویه بین خطوط تکدما - بی در رو بسته به موضع آن بر روی نمودار تغییر می‌کند، ولی تقریباً ۹۰ درجه است.

د) در جو زیرین زاویه محسوسی میان خطهای بی در رو خشک و اشباع وجود دارد. اکثر گمانه زنیهایی که بر روی نمودار اریبی $T - \ln p$ رسم شده‌اند، فشرده‌اند. اینها تا هنگامی که روی صفحه به زیرین مرز برسد به میزان زیادی از حالت قائم منحرف نمی‌شوند. در بالای زیرین مرز، یا در آرام کرده زیرین، این گمانه زنی معمولاً به تکدما نزدیک است.

۶.۸ تفسیر نمودار جو شناختی ترسیم شده

اگر دما در سطوح فشاری گوناگون بر روی نمودار جو شناختی رسم شود، تعیین آهنگ کاهش دمای محیط (ELR) در لایه‌های مختلف جو، امکان‌پذیر است. بدین ترتیب خواهیم توانست پایداری یک لایه را برای جا به جاییهای جزئی قائم حجمی از هوا تعیین کنیم. درباره پایداری قائم جو در فصل بعد بحث خواهیم کرد.

می‌توانیم مقادیر دمای نقطه شبنم در سطوح فشاری گوناگون را نیز در روی این نمودار رسم کنیم. نقطه شبنم معیاری است از بخار آب موجود در یک نمونه هوا. مقدار آن از دمای آن نمونه هوا هیچگاه بالاتر نیست.

خمهای دمای محیط و نقطه شبنم در سطوحی که هوا اشباع شده است، بر هم منطبق‌اند. در سطوحی که خمهای دما و نقطه شبنم از هم جدا هستند، هوا نا اشباع است.

۷.۸ ارزیابی مقادیر گزارش نشده

داده‌هایی که از سوی ایستگاههای رادیو گمانه گزارش شده‌اند، چنان برگزیده می‌شوند که در محدوده‌های معین، گمان زنی رسم شده از گزارش جو شناختی با آنچه که از علائم رادیویی ارسال شده از جانب رادیو گمانه به دست می‌آید، همسان خواهد بود. گزارش یک گمان زنی رادیو گمانه کشف رمز می‌شود تا فشار، دما و رطوبت در نقاط برگزیده را به دست دهد. به ازای فشارهای مشخصی ژئوپتانسیل نیز به دست می‌آید، و این کمیت را می‌توان برای تعیین ارتفاع تقریبی حجمی از هوا در آن سطح فشاری به کار برد.

دمای واقعی و دمای نقطه شبنم محیط در سطوح فشاری گوناگون واقع در بالای

ایستگاه بر روی نمودار جو شناختی رسم می‌شوند. گمانه زنیهای دما و نقطه شبنم رادیو گمانه برای به دست آوردن مقادیر زیر در هر نقطه (فشار یا سطح) به کار می‌رود:

(الف) نسبت آمیختگی (r)

قرائت از روی خم نقطه شبنم، گمانه زنی مقداری را که توسط خط نسبت آمیختگی اشباع که از آن نقطه می‌گذرد، به دست می‌دهد.

(ب) نسبت آمیختگی اشباع (r_s)

قرائت خم دمای گمانه زنی مقداری را که توسط خط نسبت آمیختگی اشباع که از آن نقطه می‌گذرد، به دست می‌دهد.

(ج) رطوبت نسبی (U)

این مقدار خارج قسمت نسبت آمیختگی مشاهده شده (r) به نسبت آمیختگی اشباع (r_s) در آن نقطه است. معمولاً این کمیت را در ۱۰۰ ضرب و به صورت درصد بیان می‌کنند. از این رو

$$U = \frac{r}{r_s} \times 100\%$$

(د) دمای پتانسیل (θ)

این کمیت مقدار دمای است که یک نمونه هوا باید داشته باشد، در حالی که به طور بی دررو خشک به ۱۰۰۰ میلی بار برده شود.

بر روی خم دمای گمانه زنی نقطه ای بر می‌گزینیم، سپس در امتداد خط بی دررو خشک (یا موازی نزدیکترین خط بی دررو خشک) حرکت می‌کنیم تا به خط تک فشار ۱۰۰۰ میلی بار برسیم.

این دما (K) در سطح ۱۰۰۰ میلی بار، دمای پتانسیل (θ) نمونه هوایی است که در سطحی که آن نقطه برگزیده شد، جایگزیده است.

(ه) دمای مجازی (T_v)

این کمیت دمای هوای خشکی است که دارای همان چگالی نمونه هوای نمناک باشد،

به شرط آنکه فشار نیز همان باشد. می توان نشان داد که تقریباً $T_w = T + r/6$ و در آن r نسبت آمیختگی دیده بانی شده است.

به همان ترتیب که در بالا در بند (الف) بحث کردیم، نسبت آمیختگی (r) در سطح خواسته شده را تعیین می کنیم. سپس یک ششم این مقدار را به دمای متناظر با آن لایه می افزاییم.

(و) ترازمیعان فرازش (LCL)^۱

ترازی است که در آن یک نمونه هوای نمناک ناشباع باید به طور بی دررو خشک بالارود تا اشباع شود.

موضع این تراز بر روی نمودار جو شناختی در نقطه برخورد خطوط زیر است:

۱. خط بی دررو خشک که از این نقطه بر روی خم دمای گمانه زنی می گذرد.

۲. خط نسبت آمیختگی اشباع که از این نقطه (بر روی همان تراز) بر روی خم گمانه زنی نقطه شبنم می گذرد.

۸.۸ دمای تر (T_w)

دمای تر (T_w) دمایی است که در آن یک نمونه هوا باید از راه تبخیر آب درونش در فشار ثابت سرد شود، تا اینکه به حالت اشباع برسد. این دما توسط یک نم سنج دمایی، که از دماسنج خشک و تر تشکیل شده است، تعیین می شود. فرایند هوا شناختی که هوا توسط آن به دمای تر خود می رسد، تبخیر بساران نازل شده در لایه هوای ناشباع اولیه است.

برای تعیین پارامتری که تقریباً برابر دمای تر است، یک نمودار جو شناختی به کار می رود. برای این کار از خطوط بی دررو اشباع استفاده می شود و به این علت آن را دمای تر ولاد (T_{sw}) می خوانند. این روش چنین است:

(الف) نخست حجم ناشباعی از هوای نمناک و از طریق انبساط بی دررو خشک، سرد می شود تا به حالت اشباع برسد. این اشباع در صورتی روی می دهد که نقطه مربوطه بر روی نمودار جو شناختی خط بی دررو خشک را تا تراز میعان فرازش (LCL) دنبال کند.

(ب) سپس این نمونه نزول می کند و فرض می شود که تراکم و گرمایش در امتداد یک خط بی دررو اشباع روی می دهد. البته به خاطر آنکه این نمونه در خلال این فرایند، اشباع باقی بماند، باید فرض کنیم که آب پیوسته در داخل آن تبخیر می شود.

(ج) نزول این نمونه هوا، تا آنگاه که به فشار اصلی برسد، ادامه پیدا می کند. می توان مشاهده کرد که حجمی از نمونه هوا از راه تبخیر آب درونی آن اشباع

1. Lifting Condensation Level

شده است. گرمای نهان این فرایند تنها به وسیله خود نمونه فراهم می شود. افزون بر این، نمونه دوباره به سطح فشاری اصلی خود رسیده است.

از آنجا که در خلال صعود و نزول، تغییرات فشار روی می دهد، حتی اگر فشار انتهایی و ابتدایی یکسان باشند، این تبدیلات دقیقاً تک - فشار نیستند. به علاوه، ترکیب حجم هوا نیز تغییر می کند و لذا در خلال نزول، تبادل گرمایی اندکی با محیط انجام می شود، یعنی تبدیلات واقعاً بی دررو نیستند.

با وجود این، برای این نمونه هوا، دمای تر - وار (T_{sw}) تقریباً برابر دمای تر (T_w) است. از این رو نمودار جو شناختی شیوه های سهلی را جهت تعیین مقدار تقریبی دمای تر (T_w)، در اختیار ما می گذارد.

۹.۸ دمای هم ارز (T_e)

دمای هم ارز (T_e) حجمی از هوا، دمایی است که نمونه هوا از راه چگالش تمامی بخار آبش و به کار گرفتن گرمای نهان برای گرم کردن هوای خشک درون نمونه، پیدا می کند. این عمل يك فرایند تک - فشار است، یعنی فشار ثابت می ماند.

برای محاسبه دمای هم ارز - وار (T_{ew}) که تقریباً برابر دمای هم ارز است، می توان از نمودار جو شناختی استفاده کرد. روش کار چنین است:

الف) نخست، حجم هوای نمناک نا اشباع از طریق انبساط بی دررو خشک، سرد می شود تا در تراز میعان فرازش (LCL) به حالت اشباع برسد.

ب) سپس از راه فرایند بی دررو وار، يك خط بی دررو اشباع دربی می آید و به صعود ادامه می دهد تا تمامی بخار آب آن چگالیده شود. به علت سرمایش نمونه هوا، فرض می شود که تمامی محصولات چگالیده شده بی درنگ پس از تشکیل نازل شوند.

ج) این نمونه اکنون کاملاً خشک است و در ضمن نزول به طور بی دررو خشک گرم می شود تا به فشار اولیه خود برسد. می توان مشاهده کرد که تمامی بخار آب آزاد شده از این نمونه برای گرم کردن آن به کار رفته است. افزون بر این، این نمونه دوباره به تراز فشار اولیه خود رسیده است.

به علت تغییرات فشار، این تبدیلات دقیقاً تک - فشار نیستند. به علت تغییر ترکیب (و بنابراین مقدار گرما) در خلال صعود، تبدیلات واقعاً بی دررو هم نیستند. اما، در عمل مقدار دمای هم ارز - وار (T_{ew}) تقریباً برابر دمای هم ارز (T_e) يك نمونه هوای نمناک است. پس، این نمودار روش ساده ای را برای تعیین مقدار تقریبی دمای هم ارز (T_e) در اختیار ما قرار می دهد.

۱۰.۸ بقای ویژگیهای توده هوا

به منظور بازشناسی توده هوا، تعیین این نکته که پارامترهای گوناگون توصیفگر هوا، در خلال فرایندهای جوی تا چه میزانی پایسته اند، کار بجایی است. اگر ویژگی معینی همچون نقطه شبنم، نسبت آمیختگی، دمای پتانسیل و جز اینها، در خلال فرایند ویژه‌ای بدون تغییر بماند، گفته می‌شود که آن ویژگی برای آن فرایند پایستار است.

دمای (T) یک نمونه هوا به عنوان «ردیاب» به هر طریقی نامناسب است. زیرا در خلال صعود یا نزول ناشباع از طریق آهنگ کاهش دمای بی‌دررو خشک ($DALR$) یا صعود اشباع از طریق آهنگ کاهش دمای بی‌دررو اشباع ($SALR$) مقدار آن تغییر می‌کند. این مقدار بر اثر میعان افزایش می‌یابد و بر اثر تبخیر کاستی می‌پذیرد. افزون بر این، از راه تبادلهای تابشی نیز تغییر می‌کند.

نقطه شبنم (T_d) کمتر نامناسب است. این کمیت در حرکت قائم ناشباع تنها به اندازه یک ششم $DALR$ تغییر می‌کند. افزون بر این، تا وقتی هوا ناشباع است، بر اثر تبادل تابشی تغییر نمی‌کند. ولی، میعان یا تبخیر آن را تحت تأثیر قرار می‌دهد.

دمای تر (T_w) تحت تأثیر تبخیر یا میعان قرار نمی‌گیرد. ولی در صعود یا نزول بی‌دررو و همچنین در تبادل تابشی تغییر می‌کند.

نسبت آمیختگی (r) و دمای پتانسیل (θ) هر دو در حرکت ناشباع بی‌دررو پایستارند، ولی در صعود اشباع شده چنین نیست. نسبت آمیختگی تحت تأثیر تبادل تابشی قرار نمی‌گیرد، ولی دمای پتانسیل تغییر می‌کند.

از آنجا که تابش، آمیختگی، میعان، تبخیر، انبساط و غیره پیوسته به تغییر توده‌های هوا گرایش نشان می‌دهند، نمی‌توان انتظار داشت که هیچ ویژگی روز به روز، دقیقاً پایسته باشد. معذراً، ویژگیهای معینی در دوره‌های کوتاه مدت تقریباً ثابت می‌مانند و به این دلیل جدول بندی کردن این خصیصه برای فرایندهای ترمودینامیکی که بیشتر پیرامون آنها سخن گفتیم، سودمند است.

شیوه‌ای که به کار می‌رود تعیین ویژگی (ψ_0) متناظر با یک حالت ابتدایی است که با فشار (p_0)، دما (T_0) و نسبت آمیختگی (r_0) مشخص می‌شود. سپس هوا از راه فرایند معینی به حالت جدید (ψ_1) که با نمادهای p_1 ، T_1 و r_1 مشخص می‌شود، تحول پیدا می‌کند.

اگر $\psi_0 = \psi_1$ ، این ویژگی پایستار است (C).

اگر $\psi_0 \neq \psi_1$ ، این ویژگی پایستار نیست (NC).

جدول ۱۰.۸، C و NC را در مورد تعدادی از فرایندهایی که پیش از این توصیف

کردیم، جدول بندی می‌کند.

1. Dry Adiabatic Lapse Rate
2. Saturated Adiabatic Lapse Rate

جدول ۱۰۸ بقای پارامترهای گوناگون

| پارامتر | فرایند | | | |
|------------------------|--------|----|----|----|
| | A | B | C | D |
| U | NC | NC | NC | C |
| e | C | NC | NC | NC |
| r | C | NC | C | NC |
| T_d | C | NC | NC | NC |
| $T_{sw} (\approx T_w)$ | NC | C | NC | NC |
| $T_{se} (\approx T_e)$ | NC | C | NC | NC |
| θ | NC | NC | C | NC |

A = گرمایش یا سرمایش تک - فشار (بدون چگالش یا تبخیر)

B = تبخیر یا میعان تک - فشار بی‌دررو - وار

C = انبساط بی‌دررو خشک

D = انبساط بی‌دررو اشباع

نسبت آمیختگی (z)، عموماً، مناسبترین شاخص توده‌هواست که فهرست شده‌است،

به شرط آنکه میعان یا بارش وجود نداشته باشد.

۱۱۰۸ دمای پتانسیل وار (θ_{se})

دو شاخص مهم توده‌هوا، که حتی به‌هنگام میعان یا بارندگی به‌کار می‌رود، دمای پتانسیل تر - وار و دمای پتانسیل هم‌ارز - وار است. اینها باروشهای زیرین و از روی یک نمودار جو شناختی تعیین می‌شوند:

الف) دمای پتانسیل تر - وار (θ_{sw})

۱. دمای پتانسیل تر - وار (T_{sw}) را برای نمونه‌هوا، همان‌گونه که در بخش ۷۰۸

بحث شد، تعیین می کنیم.

۲. سپس در امتداد خط بی دررو اشباع حرکت می کنیم تا به تراز فشاری ۱۰۰۰ میلی بار برسیم.
۳. دما را در تراز فشاری ۱۰۰۰ میلی بار یادداشت می کنیم.

ب) دمای پتانسیل هم ارز - وار (θ_{se})

۱. دمای هم ارز - وار (T_{se}) نمونه را بنا بر روشی که در بخش ۸.۸ آمد، تعیین می کنیم.
 ۲. سپس در امتداد خط بی دررو خشک حرکت می کنیم تا به تراز فشاری ۱۰۰۰ میلی بار برسیم.
 ۳. دما را در تراز فشاری ۱۰۰۰ میلی بار یادداشت می کنیم.
- دماهای ذکر شده در بالا برای هر یک از فرایندهای B ، C و D که فهرست آنها در بخش ۸.۱۰ آمد، پایستارند. از این رو به منظور بازشناسی توده هوا، سودمندترین عوامل اند.
- یادآوری کرده ایم که نمودارهای جو شناختی برای تعیین تعدادی از پارامترهای مهم هواشناختی به کار می روند. می توان این نمودارها را نیز در مطالعه نیروهایی که به هنگام حرکت قائم جو تأثیر گذار هستند، به کار برد. اکنون این آثار را با جزئیات بیشتری مورد بحث قرار می دهیم.

پایداری قائم جو

اگر بخواهیم پدیده‌های مهم جوی نظیر همرفت و آشفستگی را درک و پیشگویی کنیم، باید برای تعیین پایداری حرکت قائم هوا ضابطه برقرار کنیم. بنابراین به بررسی جوی که در تراز مندی هیدروستاتیکی است می‌پردازیم و نیروهایی را که به هنگام حرکت قائم وارد عمل می‌شوند مطالعه می‌کنیم.

ابتدا رابطه بین آهنگ کاهش دمای محیط و آهنگ کاهش دمای بی‌درروی بسته‌های هوا را بررسی می‌کنیم. این عمل به روش بسته هوا برای تعیین پایداری استاتیکی منجر می‌شود.

سپس این مطلب با مطالعه لایه‌ای از جو در حالت تعادل مشروط دنبال می‌شود. این لایه برای بسته هوای نااشباع پایدار، ولی برای بسته هوای اشباع شده ناپایدار است. این نکته به مطالعه ناپایداری نهان منتهی می‌شود که در آن بسته هوا برای اشباع شدن در جوی که در حالت مشروط است، بالا برده می‌شود.

پس از آن اثر را در پایداری لایه‌ای که تماماً به بالا برده می‌شود، بررسی می‌کنیم. در شرایط معینی ممکن است لایه‌ای به صورت پتانسیلی ناپایدار باشد که این می‌تواند به حرکت گسترده همرفتی منتهی شود.

سپس روش برش در مورد تعیین پایداری قائم تشریح می‌شود. این مطلب با مطالعه تغییرات روزانه پایداری لایه‌های زیرین جو دنبال می‌شود.

۱.۹ آهنگ کاهش دمای محیط

بنابر برآوردهای انجام شده، به طور متوسط فقط ۲۲ درصد از تابش خورشیدی ورودی در خلال عبورش از جو، در آشامیده می شود. تقریباً دو برابر این مقدار (۴۳ درصد) نیز از سوی سطح زمین در آشامیده می شود. ۳۵ درصد باقیمانده آن از سطح زمین، قله ابرها و جز اینها به فضا بازتابیده می شود.

از این رو آشکار می شود که زیرین کره عمدتاً از زیر، یعنی توسط سطح زمین گرم می شود. این گرمایش در نتیجه رسانش، جریانه های همرفتی یا درآشامی تابش زمین توسط گازهایی نظیر بخار آب و دی اکسید کربن و غیره صورت می گیرد.

اگر به علت عبور جبهه، تغییراتی در توده هوا ایجاد نشده باشد، دمای هوای نزدیک زمین معمولاً در طول روز بالا می رود تا به بیشینه خود برسد. ممکن است در چند صدمتری بالای سطح زمین دما تا اواخر روز به بیشینه نرسد.

دما در زیرین کره معمولاً به نسبت ارتفاع کاهش می یابد. این آهنگ کاهش، «آهنگ کاهش دمای محیط (ELR)» نام دارد. این مقدار با تغییرات افقی دما که «گرادیان افقی دما» خوانده می شود یکی نیست. آهنگ کاهش دمای محیط از یک محل به محل دیگر و از یک زمان به زمان دیگر تغییر می کند. مقدار واقعی آن برای لایه مشخص از گمانه زنیهای رادیو گمانه معین می شود.

در برخی از قسمتهای زیرین کره ممکن است لایه ای وجود داشته باشد که در آن دما با ارتفاع افزایش یابد. این پدیده وادونگی دما نامیده می شود.

آهنگ کاهش دمای محیط (γ) به عنوان کاهش دما به نسبت ارتفاع تعریف می شود،

یعنی

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.9)$$

اگر هوا نمانک باشد، می توان آهنگ کاهش دمای مجازی (γ_e) را به همین ترتیب تعریف کرد. این مقدار چنین بیان می شود

$$\gamma_e = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.9)$$

عموماً، آهنگ کاهش دمای محیط در سراسر جو تغییر می کند، اما این کمیت تقریباً همیشه در سراسر یک لایه ضمیم ثابت است. فرض می کنیم z ، T_v ، p و z_0 ، T_{v_0} ، p_0 به ترتیب فشار و دمای مجازی و ارتفاع در ته و قله یک لایه باشند. اگر γ_v در سراسر این لایه ثابت باشد آنگاه

$$T_v = T_{v_0} - \gamma_v(z - z_0) \quad (3.9)$$

۲.۹ فرایندهای دررو

در بخشهای ۱۲.۵ و ۱۳.۵ در بسارۀ فرایندهای دررو و بی‌درروی که در جو روی می‌دهند، بحث کردیم. در فرایندهای دررو بین يك نمونهٔ هوا و پیرامون آن تبادل گرما صورت می‌گیرد.

فرایندهای دررو ممکن است در هر سطحی روی دهد. مثلاً، جایی که سطح زمین از جو بالای آن گرمتر باشد، مقداری گرمای اضافی وجود دارد که (از راه همرفت، آمیختگی آشفتنگی یا تابش) به سطوح پایین جو منتقل می‌شود. در مقابل، وقتی که سطح زمین سردتر از سطوح زیرین جو باشد، اتلاف گرما پیش می‌آید.

۳.۹ فرایندهای بی‌دررو

در فرایندهای بی‌دررو هیچ گونه تبادل گرمایی بین نمونهٔ هوا و پیرامونش انجام نمی‌گیرد. برای انجام این کار، نباید گازهای جوی درون نمونهٔ هوا در آشامی یا تابش گسیلی داشته باشند. به همین ترتیب، ذرات جامد یا مایع درون این نمونه نه گرمایی کسب می‌کند و نه از دست می‌دهد.

از آنجا که در عمل احتمال پیش آمدن کامل این شرایط نامحتمل است، مقدار انرژی مبادله شده، به ویژه در بخشهای جو آزاد، بسیار ناچیز است. به این دلیل، در این فرض که در چنین شرایطی، فرایندهای کوتاه‌مدت بی‌درروند، محقق هستیم. می‌توان تغییرات دما را که در يك نمونهٔ هوا به هنگام انبساط یا میعان بی‌دررو در خلال حرکت قائم روی می‌دهد، آهنگ کاهش دمای بی‌دررو نامید.

۴.۹ آهنگ کاهش دمای بی‌دررو خشک

يك نمونهٔ هوای خشک که به‌طور قائم در جو بالا می‌رود همچنان که به نواحی کم فشار بالاتر وارد شود، منبسط می‌شود. با انجام این فرایند، نمونهٔ هوا کار انجام داده و سرد می‌شود. اگر به این نمونه گرمایی افزوده یا از آن گرمایی کم نشود، این فرایند يك فرایند بی‌دررو خشک را توصیف می‌کند. آهنگ کاهش دما به نسبت ارتفاع به آهنگ کاهش دمای بی‌دررو خشک (γ_d) موسوم است، یعنی

$$\gamma_d = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.9)$$

در شرایط بی‌دررو، معادلهٔ (۲۱.۵) تبدیل می‌شود به

$$0 = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad (5.9)$$

درمورد هوای خشک

$$dT = \frac{1}{c_{pd}} \frac{R_d T}{p} dp \quad (6.9)$$

با جانشانی از معادله حالت (۱۶.۵) در معادله هوای خشک

$$dT = \frac{1}{c_{pd}} a dp \quad (7.9)$$

با استفاده از معادله هیدروستاتیک (۱۴.۷)، معادله زیر را به دست می‌آوریم

$$\gamma_d = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_{dp}} \quad (8.9)$$

در بخش ۱۱.۵ یادآوری کردیم که گرمای ویژه هوای خشک در فشار ثابت برابر $1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ است. در شرایط استاندارد، شتاب حاصل از گرانی برابر $g = 9.80665 \text{ ms}^{-2}$ است. از این رو

$$\gamma_d = 0.00982 \text{ K m}^{-1} \quad (9.9)$$

بنابراین، اگر رفتار نمونه هوای خشک را که تحت شرایط بی‌دررو در هنگام بالا رفتن منبسط و در هنگام پایین آمدن چگالیده می‌شود مطالعه کنیم، می‌توانیم تغییرات دما را به نسبت ارتفاع از روی آهنگ کاهش دمای بی‌درروی خشک (DALR) تعیین کنیم. به یاد آورید که می‌توانیم آهنگ کاهش دمای بی‌درروی خشک را برای هوای نمناک نیز به کار بریم، به شرط آنکه اشباع روی ندهد (رک بخش ۱۴.۶).

آهنگ کاهش دمای بی‌درروی خشک را تقریباً 9.8 درجه سلسیوس بر کیلومتر تعیین کرده‌ایم. در دستگاه یکاهای SPS این مقدار تقریباً برابر 5.4 درجه فارنهایت بر 1000 فوت است.

بر روی یک نمودار ترمودینامیکی، می‌توان این تغییرات دما را با مراجعه به خط بی‌درروی خشک مطالعه کرد. نقطه‌ای را بر روی خط دمای گمانه‌زنی متناظر با سطحی (یا فشاری که نمونه در آن جا قرار دارد) برمی‌گزینیم. سپس در امتداد خط بی‌درروی خشک که از نقطه اولیه می‌گذرد به بالا یا پایین حرکت می‌کنیم تا دمای نمونه را در سطح جدید به دست آوریم.

اگر مقداری بخار آب در نمونه موجود باشد، این طرز عمل نمی‌تواند در بالا رفتن فراتر از تراز که در آن این بخار آب اشباع می‌شود، به کار رود. در باره این وضعیت در بخش بعدی بحث می‌کنیم.

۵.۹ آهنگ کاهش دمای بی‌دررو اشباع

درمورد یک نمونه هوای نمناک اشباع شده، تغییرات دمایی که در خلال حرکت قائم و در

شرایط بی درروری می‌دهد، با استفاده از آهنگ کاهش دمای بی درروی اشباع (SALR) مناسبی، تعیین می‌شود.

در هنگام بالارفتن، انبساط بی دررو به میعان بخار آب و آزاد شدن گرمای نهان منجر می‌شود. این عمل بخشی از سرمایش حاصل از انبساط را جبران می‌کند. از این رو، تغییر دما به نسبت ارتفاع به میزانی از تغییر دما برای هوای خشک یا نا اشباع کمتر است، که این میزان با دما و فشار تغییر می‌کند. در ترازهای پایتتر جو و در عرضهای جغرافیایی متوسط مقدار SALR فقط در حدود نصف DALR است.

به هنگام استفاده از نمودار اریبی T-ln فرض می‌کنیم که محصولات میعان بلافاصله پس از تشکیل می‌بارند. این محصولات مقادیر کمی از گرما را با خود حمل می‌کنند، لذا این فرایند واقعاً بی دررو نیست. به این دلیل، خطوط بی درروی اشباع بر روی نمودار، فرایند بی دررو-وار نامیده می‌شود.

۶.۹ عبارتی برای آهنگ کاهش دمای بی دررو اشباع

برای به دست آوردن عبارتی جهت آهنگ سرد شدن هوای اشباع شده آنگاه که در خلال یک فرایند بی دررو-وار بالامی‌رود و منبسط می‌شود، معادله (۳۰.۶) را به کار می‌بریم، یعنی

$$-L \frac{dr_s}{T} = c_{pd} \frac{dT}{T} - R_d \frac{dp}{p}$$

که در آن r_s نسبت آمیختگی اشباع نمونه است.

معادله (۹.۶) را می‌توان به شکل تقریبی زیر نوشت

$$r_s \approx \varepsilon \frac{e_s}{p} \quad (10.9)$$

از آنجا که فشار بخار اشباع (e_s) نسبت به فشار کل (p) جزئی است، مشتق گیری لگاریتمی رابطه بالا را چنین می‌نویسیم

$$\frac{dr_s}{r_s} = \frac{de_s}{e_s} - \frac{dp}{p} \quad (11.9)$$

از معادله هیدروستاتیک

$$-\frac{R_d T}{p} dp = g dz$$

یعنی

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g dz}{R_d T} \quad (12.9)$$

درحقیقت، این دما (T) مربوط به محیط است، ولی اختلاف بین مقدار آن و مقدار دمای نمونه هوا، درمقیاس دمای مطلق نسبتاً اندک است. از این رو معادلات (۱۱.۹) و (۱۲.۹) می‌دهند

$$\frac{dr_s}{r_s} = \frac{de_s}{e_s} + \frac{g dz}{R_d T}$$

یا

$$dr_s = r_s \left(\frac{de_s}{e_s} + \frac{g dz}{R_d T} \right) \quad (13.9)$$

این رابطه را در معادله (۳۰.۶) می‌نشانیم و با استفاده از (۱۲.۹)

$$-Lr_s \left(\frac{de_s}{e_s} + \frac{g dz}{R_d T} \right) = c_{pd} dT + g dz \quad (14.9)$$

معادله را بر dz تقسیم می‌کنیم و عبارتی هم از برای $dT/dz = de_s/dz$ می‌نشانیم

$$-Lr_s \left(\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} \frac{dT}{dz} + \frac{g}{R_d T} \right) = c_{pd} \frac{dT}{dz} + g \quad (15.9)$$

به جای r_s از (۱۰.۹) جایگزین می‌کنیم

$$-L \frac{\varepsilon}{p} \frac{de_s}{dT} \frac{dT}{dz} - L \frac{\varepsilon e_s}{p} \frac{g}{R_d T} = c_{pd} \frac{dT}{dz} + g \quad (16.9)$$

درحالت میعان، حجم ویژه بخار از حجم ویژه آب مایع بسیار بیشتر است، بنابراین معادله کلاوسیوس-کلاپرون (۲.۶) چنین می‌شود

$$\frac{de_s}{dT} \sim \frac{L}{T a_v}$$

با به کار بردن معادلات (۳.۶)، (۷.۶) و (۱۰.۹)

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L e_s}{R_v T^2} = \frac{\varepsilon L e_s}{R_d T^2} = \frac{L r_s p}{R_d T^2}$$

و در معادله (۱۶.۹) می‌نشانیم

$$-\left(\frac{L^2 \varepsilon r_s}{R_d T^2} + c_{pd} \right) \frac{dT}{dz} = L \varepsilon \frac{e_s}{p} \frac{g}{R_d T} + g$$

$$\gamma_s = -\frac{dT}{dz} = g \left\{ \frac{1 + \varepsilon \frac{L e_s}{p R_d T}}{c_{pd} + \varepsilon \frac{L^* r_s}{R_d T^2}} \right\} \quad (17.9)$$

که در آن γ_s آهنگ کاهش دمای بی‌دررو اشباع (برای فرایند بی‌دررو-وار) است. با جایگزین کردن از معادله (۱۰.۹)

$$\gamma_s = \frac{g}{c_{pd}} \left\{ \frac{1 + \frac{L r_s}{R_d T}}{1 + \frac{\varepsilon L^* r_s}{c_{pd} R_d T^2}} \right\} \quad (18.9)$$

یادآوری می‌کنیم که آهنگ کاهش دمای بی‌درروی خشک از معادله (۸.۹)، برابر $\gamma_d = g/c_{pd}$ است. جمله داخل ابرو، تابع فشار و دما است، بنابراین مقدار γ_s ثابت نیست. آهنگ کاهش دمای بی‌درروی اشباع اخیر همیشه از آهنگ کاهش دمای بی‌درروی خشک کمتر است، ولی هنگامی که فشار افزایش یابد یا دما کاهش پذیرد، مقدار آن به γ_d نزدیک می‌شود.

۷.۹. حالت‌های ترازمندی

اگر نیروهای وارد بريك جسم به حال موازنه باشند، آن جسم ساکن خواهد ماند. بنابراین گفته می‌شود که جسم در حالت ترازمندی است.

وقتی اجسام از حالت ترازمندی خود دست‌خوش جا به جایی شوند، پاسخهای متفاوتی از آنها بروزمی‌کند. می‌توان سه نوع حالت ترازمندی را تشخیص داد:

(الف) ترازمندی پایدار

(ب) ترازمندی ناپایدار

(ج) ترازمندی خنثی

گفته‌ایم که عموماً، نیروی گرانی وارد بر نمونه هوا با نیروی گرادیان فشار بالاسو تقریباً در موازنه است. این حالت ترازمندی هیدروستاتیکی‌سان یا به‌طور ساده تعادل هیدروستاتیکی نامیده می‌شود.

ابتدا بسته منفردی از هوا را در شرایط ترازمندی هیدروستاتیکی بررسی کرده و آنگاه که جا به جایی قائم کوچکی پیدا می‌کند، حرکت آن را مورد مطالعه قرار خواهیم داد. با این روش می‌توانیم پایداری هیدروستاتیکی آن را تعیین کنیم. این روش را معمولاً پایداری استاتیکی می‌نامیم.

۸.۹ روش بسته هوا

در تعیین پایداری استاتیکی یک بسته هوا که دستخوش حرکات قائم است، فرض می‌کنیم که: الف) گرمایی به بسته هوا افزوده یا از آن کاسته نمی‌شود، یعنی به‌طور بی‌دررو منبسط یا چگالیده نمی‌شود.

ب) بسته هوا با پیرامونش در نمی‌آمیزد، یعنی همانی خود را حفظ می‌کند. ج) همچنان که این بسته هوا حرکت می‌کند، هیچ حرکت جبران‌کننده‌ای در محیط روی نمی‌دهد.

می‌توانیم فرض کنیم که به‌چند علتی که در زیر خواهد آمد، اغلب فرایندهای جوی در دوره‌ای حدود یک روز، تقریباً بی‌درروانند.

۱. هوا رسانای ضعیفی است.
۲. آمیختگی بسته هوا با پیرامونش به‌کندی صورت می‌گیرد.
۳. تغییرات دما به‌علت فرایندهای تابشی، نسبت به تغییرات آن به‌علت سرمایش یا گرمایش در اثر انبساط یا تراکم در خلال حرکت قائم ناچیز است.

اما اختلاط هوا با پیرامونش در شرایطی، از اهمیت برخوردار است. مثلاً، ممکن است هوای پیرامونی به‌ناحیهٔ یک ابر کومولونیمبوس گسترش یابنده، کشیده شود. این فرایند را با نام درون‌آمیزی می‌شناسند. هواشناسان برای مطالعهٔ پایداری جودر ناحیه‌هایی که درون‌آمیزی دارای اهمیت است، روشهای ویژه‌ای به‌کار می‌برند. این روشها تبادلات رطوبت را بسان انتقالهای گرمایی در نظر می‌گیرند.

با این وجود، در خواهیم یافت که روش بسته هوا جهت تعیین پایداری استاتیکی، راهنمای سودمندی برای امکان‌حرکت قائم فراهم می‌آورد. بنا بر این، روش نامبرده را با این فرض که بسته کوچکی از هوا که در ابتدا ساکن است، جا به‌جایی قائم ناچیزی انجام داده است، به‌کار می‌بریم.

۹.۹ شتاب قائم بسته هوا

در بحث از حرکت قائم بسته هوا که دستخوش جا به‌جایی ناچیزی است، به‌عنوان اولین تقریب از اثر اصطکاک چشم‌خواهیم پوشید. اگر در هوای پیرامونی تراژمندی هیدروستاتیکی برقرار باشد، بین نیروی گرانش و نیروی قائم‌گرا دیان فشار موازنه‌ای برقرار می‌شود. در مورد بسته‌هوائی با جرم واحد

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (19.9)$$

اما، اگر بسته هوا درحالت ترازمندی نباشد، براینده این دو نیرو يك شتاب قائم خواهد بود.

$$\frac{dw}{dt} = -g - \frac{1}{\rho'} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (20.9)$$

که $\rho' = \rho$ فرض می‌شود که (۲۰.۹) در معادله (۲۰.۹) فرض می‌شود که $\rho' = \rho$ یعنی فشار وارد بر بسته هوای متحرك همیشه خود را با فشار محیط در همان تراز وفق می‌دهد. با حذف کردن گرادینان فشار قائم از معادلات (۱۹.۹) و (۲۰.۹)

$$\frac{dw}{dt} = \frac{g(\rho - \rho')}{\rho'} \quad (21.9)$$

با استفاده از معادله حالت، می‌توان این معادله را بر حسب دمای مجازی بیان کرد

$$\frac{dw}{dt} = \frac{g(T'_v - T_v)}{T_v} \quad (22.9)$$

اگر معادله (۳.۹) را به کار بریم، این معادله را می‌توانیم بر حسب جملات آهنگ کاهش دما نیز بیان کنیم.

$$\frac{dw}{dt} = \frac{g}{T'_v} \left[(T'_{v_0} - T_{v_0}) + (\gamma_v - \gamma'_v)(z - z_0) \right] \quad (23.9)$$

آهنگهای کاهش دمای مجازی بسته هوا و محیط به ترتیب γ'_v و γ_v است، درحالی که شاخص پایین صفر شرایط اولیه را مشخص می‌کند.

درجا به جایی قائم این بسته هوا از وضعیت اولیه اش ($z_0 = 0$) جایکه $T'_{v_0} = T_{v_0}$ معادله (۲۳.۹) چنین می‌شود

$$\frac{dw}{dt} = \frac{gz(\gamma_v - \gamma'_v)}{T_v} \quad (24.9)$$

از این رو، در مورد جا به جاییهای قائم (یعنی، z مثبت یا منفی)، شرایط زیر به کار می‌روند:

$\gamma_v > \gamma'_v$ ترازمندی ناپایدار

$\gamma_v = \gamma'_v$ ترازمندی خنثی

$\gamma_v < \gamma'_v$ ترازمندی پایدار

به منظور به حساب آوردن اثر بخار آب بر روی چگالی بسته هوای نمناک، در بررسی پایداری استاتیکی، باید آهنگهای کاهش دمای مجازی را به کار برد. اما، در عملیات پیش‌بینی، عموماً دما به عنوان تقریب مطلوبی از دمای مجازی به کار می‌رود.

۱۰.۹ کاربرد روش بسته هوا

جو را در حالت ترازمندی هیدروستاتیکی با آهنگ کاهش دمای معینی (ELR) در نظر می‌گیریم. بسته هوایی را در نظر می‌گیریم که در ابتدا دما، فشار و چگالی یکسانی با هوای پیرامونش داشته باشد؛ از آنجا که این بسته هوا در حالت ترازمندی هیدروستاتیکی است، برآیند هیچ نیروی قائمی بر آن وارد نخواهد آمد.

اکنون فرض می‌کنیم این بسته هوا توسط عاملی خارجی یک جا به جایی بالاسوی جزئی پیدا کند. همچنین فرض می‌کنیم که به صورت بی‌دررو منبسط و سرد شود. اگر بسته هوا نا اشباع باشد، در DALR سرد می‌شود؛ و اگر اشباع باشد تقریباً در SALR سرد می‌شود.

اگر بسته هوا پس از جا به جایی قائم، دمای بیشتری (چگالی کمتری) از هوای پیرامون داشته باشد، باز هم از راه یک نیروی شناوری مثبت شتاب بالاسوی بیشتری می‌گیرد. در مقابل، اگر دمای آن از دمای محیط در تراز جدید کمتر شده باشد، به حرکت به سوی پایین وادار خواهد شد.

ممکن است جو در یکی از حالت‌های ترازمندی زیر باشد:

الف) ترازمندی پایدار است اگر بسته هوای جا به جا شده به بازگشت به تراز اولیه اش گرایش داشته باشد.

ب) ترازمندی ناپایدار است اگر بسته هوای جا به جا شده به دور شدن بیشتری نسبت به تراز اولیه خود گرایش داشته باشد.

ج) ترازمندی خنثی است اگر برآیند نیروی وارد بر بسته هوای جا به جا شده برای حرکت دادن آن، به هیچ امتدادی تمایل نشان ندهد.

بنابراین، معیار پایداری بسته هوای نا اشباع و اشباع را می‌توان چنین جمع‌بندی کرد

۱. هوای غیر اشباع

ELR < DALR (پایدار)

ELR > DALR (ناپایدار)

ELR = DALR (خنثی)

۲. هوای اشباع شده

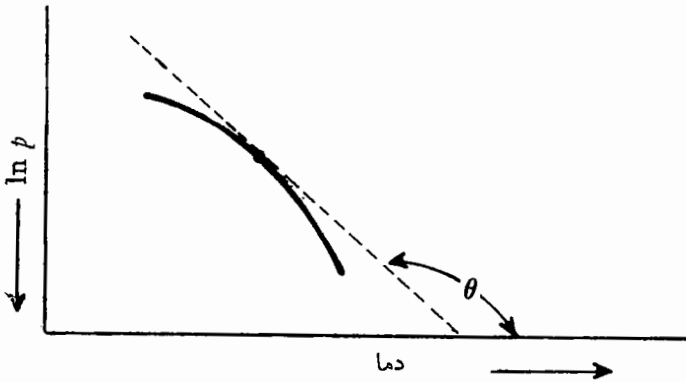
ELR < SALR (پایدار)

ELR > SALR (ناپایدار)

ELR = SALR (خنثی)

۱۱.۹ تعیین پایداری از روی یک نمودار جوشناختی

برای تعیین پایداری استاتیکی یک بسته هوا، که جا به جایی قائم و بالاسوی داشته‌است،



شکل ۱۰۹ زاویه بین خط مماس و محور افقی.

معمولاً از راه بررسی تغییرات دمای آن، یک نمودار جوشناختی را به کار می‌برند. این کمیت را می‌توان با در نظر گرفتن اندازه زاویه (θ) که خط مماس بر یک نقطه خم، بر روی نمودار اریبی $T - \ln p$ با محور افقی می‌سازد (شکل ۱۰۹)، تعیین کرد. شیب خم دمای گمانه‌زنی، در بالای تراز فشاری اولیه بسته هوا به آهنگ کاهش دمای محیط (ELR) بستگی دارد. این زاویه را مقایسه می‌کنیم با:

الف) شیب خط بی‌دررو خشک بالای تراز فشار اولیه، اگر بسته هوا غیر اشباع باشد.

ب) شیب خط بی‌دررو اشباع بالای تراز فشار اولیه، اگر بسته هوا اشباع شده باشد.

چون در صورتی ناپایدار، خنثی، یا پایدار است که زاویه (θ) که برای خم فشار محیط تعیین شده است، بیشتر، مساوی، یا کمتر از زاویه تعیین شده برای خم بی‌دررو مربوطه (یعنی، خط بی‌دررو خشک برای بسته هوای غیر اشباع و یا خط بی‌دررو اشباع برای بسته هوای اشباع شده) باشد.

۱۲.۹ حالت شرطی

از آنجا که آهنگ کاهش دمای بی‌دررو هوای اشباع شده (SALR) از آهنگ کاهش دمای بی‌دررو هوای غیر اشباع (DALR) کمتر است، اگر هوا اشباع شود ناپایداری بسهولت روی می‌دهد. گاهی آهنگ کاهش دمای محیط (ELR) برای لایه‌ای از هوا، بین SALR و DALR قرار می‌گیرد. بنا بر این برای هوای اشباع شده ناپایدار، و لسی برای هوای غیر اشباع پایدار است.

در این صورت می‌گویند این لایه در حالت شرطی قرار گرفته است. گاهی به این

حالت «ناپایداری شرطی» یا «ناپایداری شرطی» نیز گفته می‌شود. يك بسته هوای غیراشباع که در ابتدا در حالت ترازمندی پایدار است، اگر در خلال بالارفتن تا يك تراز بالاتر درون این لایه اشباع شود، به يك حالت ترازمندی ناپایدار می‌رسد. صعود بیشتر خود به خود روی خواهد داد.

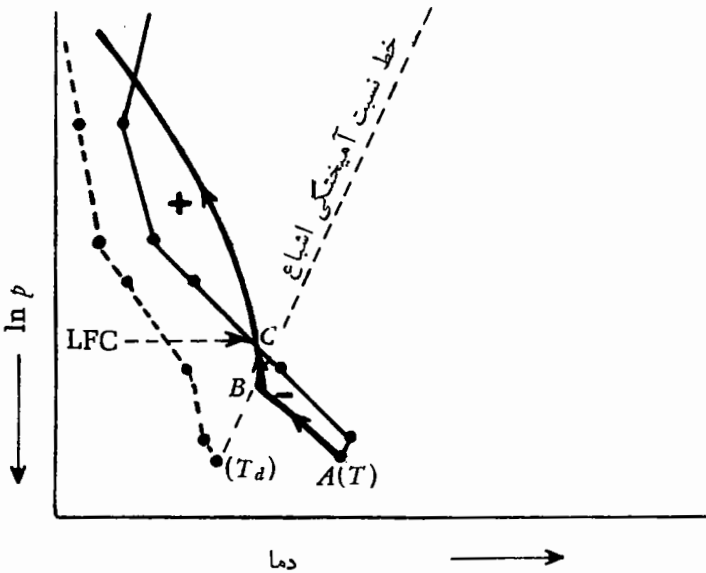
۱۳.۹ ناپایداری نهان

اگر هوا در حالت شرطی باشد، ولی در تمام ارتفاعات غیراشباع شود، عملاً پایدار است. پس بسته هوایی که دستخوش يك جابه‌جایی جزئی است، به وضعیت اولیه خود برمی‌گردد. اما، نیرویی که اندازه آن کاملاً بزرگ باشد، می‌تواند يك جابه‌جایی بالاسوی اساسی در بسته هوا ایجاد کند. اگر پیش از آنکه از بالا رفتن بازایستد تا نقطه اشباع سرد شود، سرانجام به تراز می‌رسد که در آنجا ترازمندی، ناپایداری است. اگر جو در حالت شرطی باشد، يك بسته هوای غیراشباع در هنگام بالارفتن با مقاومت روبرو می‌شود. این عمل به علت سرد شدن سریع در DALR است. اگر بسته هوا تا نقطه اشباع سرد شود، بالارفتن به وجود آمده مکانیکی برای غلبه بر این مقاومت کافی خواهد بود. به محض روی دادن میعان، رها شدن گرمای نهان سرمایه را به SALR تبدیل می‌کند. به تدریج که بسته هوا بالا می‌رود، سرانجام دمای آن در تراز ویژه‌ای برابر دمای محیط می‌شود.

در ترازهای بالاتر، این بسته هوا از هوای پیرامون گرم‌تر می‌شود، و بنا بر این به میل خود بالا می‌رود. این فرایندها در نمودار زیر نشان داده شده‌اند. در نقطه B اشباع روی می‌دهد، ولی تغییر به شرایط ناپایدار تا تراز بالاتر C به تأخیر می‌افتد. این نقطه به تراز همرفت آزاد (LFC) مشهور است (شکل ۲.۹).

يك لایه جوی را، که در آن بسته‌ای از هوا به علت صعود و داشته سرانجام ناپایدار می‌شود، دارای ناپایداری نهان گویند. از بحث بالا معلوم می‌شود که اگر هوا در حالت شرطی ناپایدار شود، باید دو شرط زیر اعمال شوند:

الف) برای غلبه بر نیروهای پایدارساز ترازهای پایتتر، فزایش کاملاً قدرتمندی که به طور مکانیکی تولید شده باشد، ضروری است. این عامل باید بسته هوا را تا تراز همرفت آزاد (LFC) که بر روی نمودار با نقطه C نشان داده شده است، بالا ببرد. ب) هوا باید به اندازه کافی نم داشته باشد تا بتواند در هنگام صعودش (یعنی در نقطه B) خیلی زود اشباع شود. چنانچه این بسته توانایی پیدا کند که يك خط بی‌دررو اشباع شده را که خم دمای گمانه‌زنی را قطع می‌کند پی‌گیرد، این عامل ضرورت پیدا می‌کند.



شکل ۲.۹ تراز همرفت آزاد.

فرازش مکانیکی هوای نمناک از راه فرایندهایی همچون صعود و اداشته بر فراز نواحی مرتفع، فرازش القاء شده توسط جبهه‌ها و غیره؛ پدید می‌آید. برای اینکه ناپایداری نهان روی دهد باید پاره‌اشباع شده‌ی خم بسته‌ی هوا در برخی مراحل، درست راست خم دمای محیط قرار گیرد. در شکل بالا این عمل در بالای تراز همرفت آزاد (LFC) روی می‌دهد.

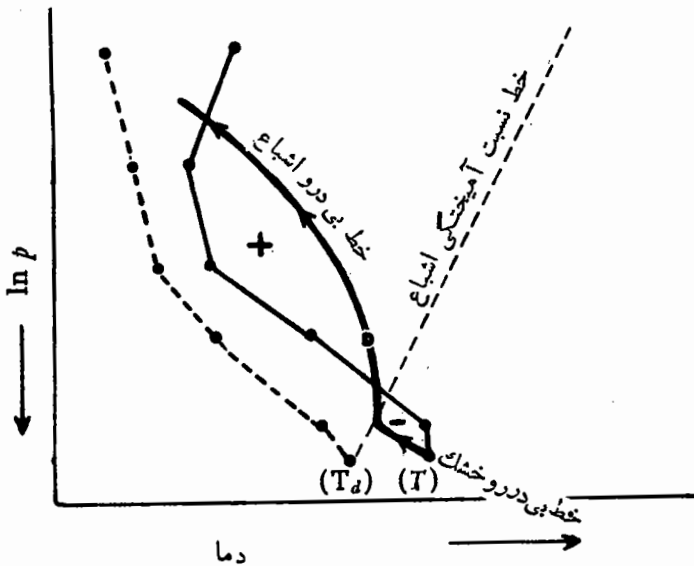
۱۴.۹ مساحت‌های مثبت و منفی

در مطالعه ناپایداری نهان، بررسی تبدیلات انرژی بسیار مطلوب است. اگر انرژی مصرف شده باشد، مساحت متناظر با نمودار هواشناختی را منفی می‌نامند. در مقابل، یک مساحت (انرژی) مثبت، آزاد شدن انرژی را نشان می‌دهد.

در نمودار بالا، عرصه ABC در زیر C کاری را که باید بر روی واحد جرم هوا انجام گیرد تا آنرا از تراز A به تراز B ببرد، بازمی‌نمایاند. در اینجا انرژی مصرف می‌شود و مساحت ABC واقع درست چپ خم دمای محیط، منفی است.

در بالای C ، خم بسته‌ی هوا درست راست دمای محیط واقع می‌شود. این مساحت مثبت است. انرژی آزاد شده توسط بسته‌ی هوا در این مرحله به انرژی جنبشی جریان بالارونده، و هر انرژی الکتریکی که ممکن است درون ابر پدید آید، تبدیل می‌شود.

اختلاف بیسن اندازه مساحت‌های مثبت و منفی، برگسترش پایداری دلالت می‌کند. هر چه در ناحیه مثبت خالص بزرگتر باشد، فعالیت شدیدتری شود.



شکل ۳.۹ ناپایداری نهان واقعی.

می‌توان دو حالت را تمیز داد:

الف) ناپایداری نهان واقعی

این حالت آنگاه روی می‌دهد که مساحت مثبت بر مساحت منفی فزونی داشته باشد.

ب) ناپایداری نهان وار

هنگامی که مساحت منفی بر مساحت مثبت فزونی گیرد، این حالت روی می‌دهد. گاهی مساحت مثبتی وجود ندارد که در این صورت می‌گویند گمانه‌زنی باید پدیدار باشد.

شکل ۳.۹ یک گمانه‌زنی ترسیم شده، بر مبنای نمودار اریبی $T - \ln p$ ، راکه ناپایداری نهان واقعی را مشخص می‌کند، نشان می‌دهد.

۱۵.۹ پایداری لایه‌ها

روش بسته هوا که در بخش‌های پیش مورد بحث قرار گرفت، به فرازش یک بسته هوا می‌پرداخت. شیوه دیگر، بررسی پایداری لایه‌ایست که همچون یک کل بالا می‌رود. این

عمل در صورتی روی می‌دهد که يك توده هوا تماماً در يك گستره کوهستانی یا يك جبهه، بالارفته باشد. این فرازش ممکن است پیامد همگرایی در سطح پایین که با واگرایی در سطح بالا همراه است، نیز باشد. این مفهوم ناپایداری بالقوه نامیده شده است. گاهی آن را در کتبهای مرجع قدیمیتر «ناپایداری همرفتی» نوشته‌اند.

لایه ناپایدار بالقوه، لایه‌ایست که پس از اینکه تمامی لایه تاحد اشباع بالا برده شود ناپایدار شود. اگر گرمای نهان آزاد شده در هنگام فرازش اختلاف دمایی کافی بین ته و نوک قله پدید آورد، ناپایداری روی می‌دهد. اگر ELR جدیدی بزرگتر از خطوط بی‌دررو اشباع باشد، این ناپایداری در روی نمودار هواشناختی آشکار می‌شود. عموماً لایه‌هایی که در آنها آهنگ کاهش دمای تر-وار (T_{s_w}) بزرگتر از SALR باشد، ناپایدار بالقوه است. می‌توان این آهنگهای کاهش دما را با رسم مقادیر T_{s_w} برای ترازهای فشاری مناسب، بر روی نمودارهای هواشناختی، تعیین کرد. همینکه لایه ناپایدار بالقوه‌ای جایگزیده شد، اغلب تعیین کمیته مقدار فرازش لازم برای ایجاد ناپایداری سودمند است. طرزکار چنین است: الف) بسته هوا را درون لایه با بالاترین رطوبت نسبی (یعنی، $T - T_d$ کمیته است) اختیار می‌کنیم. ب) مقدار فرازشی را که باید این بسته را به اشباع برساند، تعیین می‌کنیم.

۱۶.۹ رابطه بین ناپایداری بالقوه و ناپایداری نهان

در مسئله فرازش دو رهیافت متفاوت را بررسی کرده‌ایم. ناپایداری نهان به پیشگویی آنچه که در هنگام بالارفتن مکانیکی يك بسته هوا اتفاق می‌افتد، یاری می‌رساند. ناپایداری بالقوه به فرازش يك لایه به‌عنوان يك کل می‌پردازد. ممکن است فرازش پیامد صعود از کوهستان، عمل جبهه‌ای یا همگرایی باشد. رابطه ساده و مشخصی میان ناپایداری بالقوه و نهان وجود ندارد. مثلاً، ممکن است حالتی زیربروز کنند:

- الف) غالباً لایه‌هایی با ناپایداری نهان با لایه‌هایی که دارای ناپایداری بالقوه است، برهم می‌افتند یا انطباقی جزئی پیدا می‌کنند.
- ب) عموماً تنها بخشهای تحتانی لایه‌هایی که دارای ناپایداری بالقوه‌اند، ناپایداری نهان دارند.
- ج) در لایه‌هایی که هر دو نوع ناپایداری روی می‌دهد، معمولاً ناپایداری نهان، از نوع واقعی است.
- د) لایه‌های پایدار بالقوه، اغلب ناپایداری نهان واقعی دارند.

دلایل اصلی عدم ارتباط نزدیک بین این دو نوع ناپایداری اینها هستند:

۱. ناپایداری نهان به رطوبت نسبی بالایی نیاز دارد و فرض می‌شود که پایداری محیط در حالت شرطی است.
۲. ناپایداری بالقوه، با رطوبت نسبی بستگی مستقیم ندارد و از آهنگ کاهش دمای اولیه محیط مستقل است.

مقدار عمده ناپایداری بالقوه، نشانگر حرکت همرفتی ممکن هر یک از لایه‌های صعودکننده یا همگراست.

۱۷.۹ روش برش

روش بسته هوا بر پایه مقایسه صعود بسته هوا در محیط غیر آشفته استوار است. این یک رهیافت مصنوعی است، زیرا بسته هوا یا ستون بالارونده ضرورتاً باید در محیط، حرکات جبران‌ساز ایجاد کند. روش برش حرکات نزولی هوای محیط را فراهم می‌آورد، بنابراین واقعیت‌تر است.

این روش تحلیل ناپایداری توسط ج. برکنز^۱ طراحی شده است. در این روش فرض می‌شود که حرکات در جریان صعودی بی‌دررو اشباع و در جریان نزولی بی‌دررو خشک است.

می‌خواهیم تشکیل ابر کومولوس را بررسی کنیم، لذا لایه‌ای از هوا را که در ابتدا افقی و اشباع شده است بررسی خواهیم کرد. درون این لایه نواحی متعددی وجود دارد که در آنجا هوا بنا بر آهنگ کاهش دمای بی‌دررو اشباع (γ_s) صعود می‌کند و سرد می‌شود. درون لایه باقیمانده، نزول و گرمایش هوا بر طبق آهنگ کاهش دمای بی‌دررو خشک (γ_d) روی می‌دهد.

مجموع مساحت افقی هوایی را که با سرعت W صعود می‌کند، A می‌گیریم. فرض می‌کنیم هوای نازل‌شونده دارای مساحت A' و سرعت قائم آن W' باشد. ترازمنای ثابتی را در نظر می‌گیریم و فرض می‌کنیم که هوا از طریق آن با آهنگ یکسانی صعود و نزول می‌کند. جرمهای انتقال یافته با dt و پایین سو در زمان dt عبارت‌اند از

$$dM = \rho A W dt = \rho A dz = -A \frac{d\rho}{g}$$

1. J. Bjerknes

$$dM' = \rho' A' W' dt = \rho' A' dz' = -A' \frac{dp'}{g}$$

در این دورابطه، dp و dp' تغییرات فشار هیدروستاتیکی متناظر با فاصله قائم z و z' اند، که هوای صعودی و نزولی در این فاصلهها و در زمان dt حرکت می کنند.

اگر برش به طور افقی یکنواخت باشد، در ابتدا، $\rho = \rho'$. از آنجا که $dM = dM'$

$$\frac{A'}{A} = \frac{W}{W'} = \frac{dz}{dz'} = \frac{dp}{dp'} \quad (۲۵.۹)$$

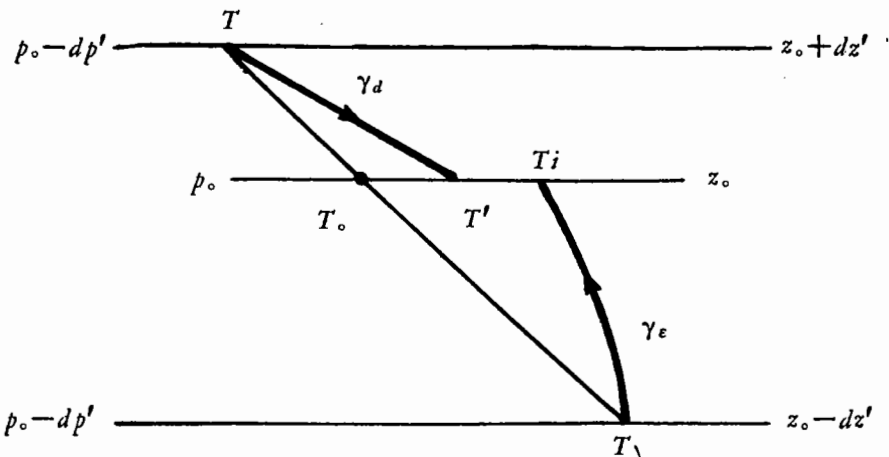
فرض می کنیم تغییرات دمای موضعی منحصرأ به علت حرکت قائم باشد. شکل ۴.۹ تغییرات دما را در برشی که از ابتدا ناپایدار شرطی است، هنگامی که حرکت نسبت به تراز مبنا که در آنجا فشار و ارتفاع به ترتیب p_0 و z_0 است، نشان می دهد.

در مدت زمان dt ، هوای زیر تراز مبنا تا z_0 صعود می کند درحالیکه هوای بالای آن به این تراز نزول می کند. دمای هوای صعودکننده در هنگام ورود به تراز z_0 برابر است با

$$T_1 = T - \gamma_d dz$$

به همین ترتیب، هوای نزولی تا دمای T'_1 گرم خواهد شد تا به تراز z_0 برسد.

$$T'_1 = T' + \gamma_d dz$$



شکل ۴.۹ تغییرات دما در برش ناپایدار شرطی.

در مورد ترازمندی ناپایدار، دمای T'_1 برای هوای بالارونده باید از T''_1 دمای هوای پیرامونی نزول کننده به تراز z_0 ، بزرگتر باشد، یعنی

$$T - \gamma_s dz > T' + \gamma_d dz' \quad (26.9)$$

اگر γ آهنگ کاهش دمای اولیه ایسن لایه و T_0 دمای ابتدایی در تراز z_0 باشد، معادله (26.9) به دست می دهد

$$(\gamma - \gamma_s) dz > (\gamma_d - \gamma) dz'$$

از رابطه های $T = T_0 + \gamma dz$ و $T' = T_0 - \gamma dz'$ ، به جای dz/dz' در معادله (25.9) می نشانیم

$$(\gamma - \gamma_s) A' > (\gamma_d - \gamma) A \quad \text{برای ناپایداری} \quad (27.9)$$

با استدلالی مشابه، می توانیم استنتاج کنیم

$$(\gamma - \gamma_s) A' < (\gamma_d - \gamma) A \quad \text{برای پایداری} \quad (28.9)$$

و

$$(\gamma - \gamma_s) A' = (\gamma_d - \gamma) A \quad \text{برای ترازمندی خنثی} \quad (29.9)$$

در حالت ترازمندی خنثی آهنگ کاهش دمای برش (γ_N) از معادله (29.9) چنین به دست می آید

$$\gamma_N = \frac{A \gamma_d + A' \gamma_s}{A + A'} \quad (30.9)$$

از اینرو، ضوابط پایداری بر حسب γ_N چنین است

$$\gamma > \gamma_N - \text{ترازمندی ناپایدار}$$

$$\gamma = \gamma_N - \text{ترازمندی خنثی}$$

$$\gamma < \gamma_N - \text{ترازمندی پایدار}$$

در این حالت γ_N در واقع میانگین وزنی γ_s و γ_d است، با سطوح صعودی (A) و نزولی (A') به عنوان سازه های وزنی. بنابراین، در حالت ناپایدار شرطی که در بالا بررسی شد، رابطه $\gamma_s < \gamma_N < \gamma_d$ را ملاحظه کرده ایم.

یادآوری

۱. شرایط پایداری همان گونه‌اند که در روش بسته هوا بود. ولی در روش برشی به جای γ_d یا γ_s عمل مقایسه با γ_x را انجام می‌دهیم.

۲. از راه منظور کردن جنبش هوای چگالنده، روش برشی یعنی یکی از فرضیات غیر واقعگرایانه را که روش بسته هوا برشالوده آن استوار است، حذف می‌کنیم، اما، به‌کار بردن این روش عملاً مشکل است، زیرا دانستن مساحت‌های صعودی (A) و نزولی (A')، پیش از تشکیل ابرهای کومولوس، ضروری است.

اما، روش برشی، درک بهتری از فرایندهای فیزیکی همراه با گسترش ابرهای جوششی را، برای ما میسر ساخته است. ضوابط پایداری مبتنی بر معادله (۳۰.۹) نشان می‌دهد که اگر A کوچک و A' بزرگ باشد، احتمال وقوع ناپایداری برشی بیشتر می‌شود. معنی این امر آن است که اگر مساحت‌های صعود کوچک و از آن نزول بزرگ باشد، مقدار γ_x آسانتر افزایش پیدا می‌کند. نتیجه آن حرکت قائم سریعی در معدودی از ابرهای جوششی با امتداد افقی محدود است، با فرونشینی آرام جبران‌کننده‌ای بر فراز مقدار باقیمانده آن ناحیه.

۱۸.۹ تغییرات روزانه آهنگ کاهش دما

در آشامی تابش خورشیدی از جانب سطوح خشکی به توسعه آهنگ تندکاهش دما در پایبندترین لایه‌های جو و در پی آن به همرفت منجر می‌شود. در بعد از ظهرهای گرم تا بابت ابرهای جوششی آنجا که SAIR مناسبی جای آنرا می‌گیرد، آهنگ کاهش دمای محیط برابر DALR است.

هنگامی که دمای سطح زمین در خلال روز به بیشینه خود رسیده است، اثر سرمایش تابشی زمین از راه رسانش و آمیختگی قائم هوا، به بالاسو امتداد می‌یابد. به علت اینکه بیشترین کاهش دما در خود سطح زمین روی می‌دهد، آهنگ کاهش دما به‌طور تصاعدی پایداری بیشتری پیدا می‌کند و سرانجام جریانهای قائم ناپدید می‌شوند. اما، باد می‌تواند بر این اثر پایدارکنندگی تأثیر بگذارد، چرا که آشفتگی مکانیکی و آمیختگی قائم در نزدیکی سطح زمین می‌تواند آهنگ کاهش دمای سریعی را ابقاء کند.

در شرایط هوای آرام یا وزش بادهای سبک، سرمایش سطح زمین به محدود شدن در پایبندترین تراز گرایش دارد، و ممکن است به یک وارونگی سطحی توسعه یابد. تابش خورشیدی معمولاً این وارونگی را در خلال یامداد روز بعد، از بین می‌برد. اگر چه امکان دارد این تغییر در صورت وجود لایه‌های ابری یا مه، به تأخیر افتد.

این تغییر منظم دما از روز به شب مشخصه شرایط نزدیک به سطح زمین است، ولی تا حدودی از راه رسانش و همرفت به بالاسو منتشر می‌شود. اما تغییر روزانه دما به نسبت

ارتفاع به سرعت کاهش می یابد و تا ارتفاع حدود یک کیلومتری برفراز سطح زمین که از اهمیت عملی فراوانی برخوردار است، این تغییرات متوقف می شود. با در نظر گرفتن این واقعیت که تغییرات دما در روی سطح دریا نسبتاً ناچیز است، تغییرات روزانه پایداری قائم در پایینترین لایه های توده هوای اقیانوسی کمتر مشهود است. ما تا اکنون به عوامل مهمتر مؤثر در پایداری حرکت قائم هوا پرداخته ایم. این نکته را که این کیفیت چگونه به گسترش ابرها و بارندگی منجر می شود، در فصلهای بعدی بررسی خواهیم کرد.

ابر و بارش

هوای نمناک بیشتر وقتها به نقطه اشباع می‌رسد و این عمل به تبدیل بخار آب به حالت مایع یا جامد منجر می‌شود. ابرها شواهد مرئی چنین تبدیلاتی‌اند، و در اغلب موارد، گسترش بیشتر ابرها نتیجه تشکیل عنصرهای بارش است.

این فصل را با مطالعه میکروفیزیکی ابر و بارش آغاز می‌کنیم. این مطلب با بحث در مورد فرایندهای گوناگون جوی که به سرمایش هوای مرطوب تا نقطه اشباع منجر می‌شود، ادامه می‌یابد. سپس رده‌بندی ابرها و فرایندهای فیزیکی که به تشکیل مه و نهشته‌های سطحی گوناگون وابسته‌اند، مورد مطالعه قرار می‌گیرد. سرانجام روشهایی را که برای تغییر مصنوعی فرایندهای طبیعی میعان و بارش مورد استفاده قرار گرفته‌اند، بررسی می‌کنیم.

۱.۱۰ هسته‌های میعان

در غیاب ذرات شناور، موقعی هوا اشباع می‌شود که در حضور آب مایع، فشار جزئی بخار آب (e) به مقدار بیشینه e_s که فشار بخار اشباع است، برسد. اشباع به سطح تخت آب خالص به ازای $e = e_s$ ، و رطوبت نسبی ۱۰۰ درصد وابسته است.

در عمل ممکن است رطوبت نسبی به چند صد درصد برسد بدون اینکه میعان اتفاق افتد. تا وقتی که بخار آب سطح مناسبی را برای چگالیدن پیدا نکرده است، عمل میعان روی نمی‌دهد. این سطح، هسته میعان خوانده می‌شود.

اگر هسته میعان چیز دیگری جز سطح آب باشد، گویند هسته بندی ناهمگن روی داده است. چنین سطوحی، یونها، ذرات کوچک خارجی و سطوح بزرگتر مواد خارجی را در بر می گیرند.

در مقابل، میعان بخار آب روی سطح آب مایع هسته بندی همگن خوانده می شود. چنین سطحی می تواند در اندازه ریزتر از میکروسکوپی بوده و صرفاً عبارت است از حالت ابتدایی و نسبتاً فشرده مجموعه های چندمولکولی. عمل هسته بندی همگن بخار آب خالص برای تشکیل قطرات مایع به حالت ابراشباع بالایی نیازمند است. در جو آزاد هسته بندی ناهمگن، میعان تنها فرایند با اهمیت است. هسته بندی همگن، به حالت ابراشباع بسیار بالایی محتاج است (۵۰۰ درصد).

اگر ابراشباع به مقدار قابل ملاحظه ای برسد، فقط یونها و ذرات کوچک به عنوان هسته های میعان عمل می کنند. سایر ذرات، مخصوصاً اگر بزرگ و نامگیر باشند، (مثلاً، دارای کششی شیمیایی به سوی آب باشد) بسیار مؤثرند و حتی پیش از آنکه به نقطه اشباع برسند، بر روی آنها قطره های قابل توجهی تشکیل می شود.

در بخش ۵.۱ پیرامون وجود هواویزها بحث کردیم و یادآور شدیم که می توانیم آنها را بر حسب اندازه به سه دسته تقسیم کنیم. انواع ذرات را در جوی که شامل بخار آب است در نظر می گیریم، می بینیم همچنانکه به نقطه اشباع نزدیک می شویم ابتدا میعان بر روی هسته های غول پیکر نامگیر، نظیر نمک دریا، روی می دهد. هر چند که تعداد این ذرات نسبتاً اندک است، این هسته ها بزرگترین قطره ها را ایجاد می کنند.

تعداد بزرگ هسته ها (به شعاع ۱۰ره تا ۱۰۰ میکرون) بیشتر از غول هسته ها است. آنها به ویژه در نواحی صنعتی وجود دارند و هسته های نامگیر در این اندازه برای رشد قسمت اعظم قطراتی که در آنها یافت می شود، به تعداد کافی موجود است.

غول هسته ها و بزرگ هسته ها نخست بخار آب موجود در جو را به سوی خود می کشند و هسته های ایتکن ریز (به شعاع $> 10^{-4}$ ره) یا سهم اندکی در فرایند میعان دارند، یا اصلاً سهمی ندارند. انتظار نمی رود که حالت ابراشباع در فرایندهای طبیعی جو بیش از ۱۰ره درصد باشد. در نتیجه، تعداد زیادی از هسته های کوچکتر فعال نیستند و فقط کسرتاچیزی از ذرات موجود در آنها در فرایند هسته بندی وارد می شوند.

۲.۱۰ اثرهای خمیدگی و محلول

میعان در نقطه اشباع، فرایند پیچیده ایست. تعریف اشباع برای سطح تخت آب خالص به کار می رود، ولی سطح هسته ای که تا حدود یک قطره گسترش می یابد تخت نبوده و آب نیز خالص نیست. از اینرو، فشار بخار تراژمند بر روی چنین سطحی تحت تأثیر اثر خمیدگی و اثر محلول قرار می گیرد.

اگر ابراشباع بر روی سطحی که تخت نیست روی دهد، فشار بخار باید از فشار بخار

بر روی سطح تخت آب خالص با همان دما، بیشتر باشد. فشار بخار تراژمند (e_r) روی قطره‌ای با شعاع r ، با فشار بخار اشباع (e_s) برای يك سطح تخت چنین رابطه‌ای دارد

$$\ln \frac{e_r}{e_s} = \frac{2\sigma}{r\rho_w R_V T} \quad (1.10)$$

در این رابطه، σ کشش سطحی، ρ_w چگالی آب و R_V ثابت ویژه گاز برای بخار آب است. کشش سطحی و چگالی به نسبت دما با کندی بسیار تغییر می‌کند. از این رو، اگر دما ثابت باشد، سمت راست رابطه بالا به نسبت عکس شعاع تغییر می‌کند. تمامی جمله‌های رابطه بالا مثبت‌اند و لذا باید e_r از e_s بزرگتر باشد. اما، همچنانکه شعاع قطره افزایش پیدا می‌کند کسر e_r/e_s نیز کوچکتر می‌شود. در حد، فشار بخار تراژمند روی قطرات بزرگ به فشار بخار اشباع (e_s) برای سطح تخت آب خالص در همان دما، نزدیک می‌شود.

در مورد هواویزهای بسیار کوچک، فشار بخار تراژمند چندین مرتبه بیشتر از فشار روی سطح تخت است و بنا بر این بخار آب نمی‌تواند در جو و در پیرامون آنها جمع شود. اما، در مورد بزرگ هسته‌ها، تفاوت بین دو مقدار اشباع ناچیز است. اگر برخی از هسته‌های طبیعی نمگیر باشند، میعان بسادگی می‌تواند بر روی آنها رخ دهد. این ذرات، محلولی را با آب تشکیل می‌دهند که بر شرط تراژمندی اثر می‌گذارد.

می‌توان نشان داد که فشار بخار تراژمند (e') بر روی محلول نمک کمتر از مقدار آن روی سطح تخت آب خالص است. بنا بر این

$$\frac{e'}{e_s} = \frac{m_w}{m_w + m_s} \quad (2.10)$$

که m_w جرم آب و m_s جرم ماده حل شده است. از این رو، اثر محلول تمایل دارد که فشار بخار اشباع را پایینتر از فشار بخار وارد بر روی سطح تخت آب خالص نگه دارد، در حالیکه اثر خمیدگی به بالاتر بردن آن گرایش دارد. اگر میعان بر روی هسته‌های نمک با شعاعی در حدود ۱۰ میکرون روی می‌دهد، ابتدا اثر محلول باعث رشد سریع قطرات می‌شود. اما، اثر خمیدگی گرایش به آن دارد که این افزایش اندازه قطرات را خنثی کند، و هنگامی که شعاع در حدود ۵۰ میکرون می‌شود، این دو اثر با یکدیگر به موازانه در می‌آیند. سپس اثر خمیدگی چیره می‌شود، ولی باید سازوکار سرمایه‌ش حضور داشته باشد تا گرمای نهان را رها سازد و ابر اشباع ناچیزی را نگه دارد.

اثر محلول تقریباً از شعاع ۱۰۰ میکرون به بالا اهمیت پیدا می‌کند، در حالیکه هنگامیکه شعاع تا چند میکرونی افزایش پیدا کرده است، خود اثر خمیدگی چشم پوشیدنی می‌شود. با وجود این، اگر یک سازوکار سرمایه‌ش در کار باشد، در عرض چند ثانیه اندازه قطره از ۵۰ میکرون به اندازه قطره‌هایی که معمولاً در ابرها یافت می‌شود (۱۰ تا ۲۰)

میکرون) می‌رسد.

اما رشد بیشتر توسط میعان، فرایند بسیار آهسته‌تری است. بنا براین، اگر بخواهیم رشد سریع قطره‌های آب را که به اندازه قطره‌های باران رسیده‌اند تشریح کنیم، تأثیرات دیگر را نیز باید از نظر بگذرانیم.

۳.۱۰ ابر سرد شدن قطره‌ها

این امکان وجود دارد که آب تا زیر نقطه انجماد اسمی خود، صفر درجه سلسیوس، سرد شود ولی هنوز مایع باقی مانده باشد. این پدیده ابر سرد شدن نامیده شده و در ابرها فراوان روی می‌دهد.

آنگاه که دمای یک قطره به ۴۰- درجه سلسیوس می‌رسد، ممکن است خود به خود یخ بزند. اما، اگر دمای ابر بین ۴۰- درجه سلسیوس و صفر درجه سلسیوس قرار گیرد، ابر سرد شدن می‌تواند روی دهد. برای اینکه انجماد صورت پذیرد، برخورد بین قطره‌های ابر سرد و هسته‌های یخ‌ساز که به خاطر سادگی هسته‌های یخ نیز نامیده می‌شوند، ضروری است.

۴.۱۰ هسته‌های یخ

ذرات کوچک جامد که کاتالیزور فرایند انجمادند، هسته‌های انجماد خوانده می‌شوند. این هسته‌ها تنها نسبتی جزئی از مجموعه هواویزهای موجود در جو را بازمی‌نمایانند. یک هسته انجماد، ذره جامدی است که اگر درون توده‌ای از آب ابر سرد موجود باشد، رشد یک بلور یخ را در اطراف خود آغاز می‌کند.

حضور هسته انجماد، آب ابر سرد در دمای بالاتر از ۴۰- درجه سلسیوس را وادار به انجماد می‌کند. هسته‌های طبیعی که در بلورهای برف یافت شده‌اند به عنوان ذراتی از کانیهای خاک رسی معینی و کانیهای نامحلول دیگر، شناسایی شده‌اند. اما، تا دما به زیر حدود ۱۲- درجه سلسیوس نرسد، اکثر هسته‌های انجماد غیر مؤثرند.

تبدیل مستقیم بخار آب به حالت جامد (یعنی نهشت) حتی مشکل‌تر صورت می‌گیرد. این فرایند را گاهی تصعید نیز می‌خوانند، اما برای بیان دقیق مفهوم بهتر است این اصطلاح به تبدیل عکس از حالت جامد به گاز، اطلاق شود. به هر حال، هسته‌ای که در روی آن نهشت اولیه صورت می‌گیرد، یک هسته تصعید خوانده می‌شود.

در یافته شده است که، برای تشکیل ابتدایی یخ در جو، باید اشباع نسبت به آب روی دهد (یا دست کم به نزدیکی اشباع برسد). اشباع نسبت به یخ کافی نیست. این نکته نشان می‌دهد که احتمالاً "نخست قطرات آب از راه میعان تشکیل می‌شود و بعداً اگر هسته یخ‌ساز درون آب ابر سرد موجود باشد، یخ می‌زند.

به علت عدم قطعیت مربوط به اهمیت نسبی انجماد و نهشت، هسته‌ای که عهده‌دار

تشکیل بلور یخ در هریک از فرایندهای بالاست، اغلب هسته یخ‌ساز، یا به اختصار هسته یخ خوانده می‌شود. چنانکه در بالا یادآور شدیم، مطالعات اخیر نشان می‌دهد که احتمالاً هسته‌های یخ‌ساز طبیعی، هسته‌های انجمادند.

۵.۱۰ بارش از ابرهای آبدار

قطره‌های آبی که در جو تشکیل می‌شود، در ابتدا تحت تأثیر نیروهای گرانی و شناوری قرار می‌گیرد. آنها نخست نسبت به هوا شتاب پایین سو پیدا می‌کنند، ولی نیروهای ترمزی اصطکاک زیاد می‌شود، و با افزایش اندازه سرعت قطره‌ها، این نیروها نیز افزایش می‌یابند. سرانجام، این نیروها همدیگر را موازنه می‌کنند و دیگر قطرات به‌سوی پایین شتاب نمی‌گیرند، اما با سرعت ثابتی نسبت به هوا فرو می‌افتند. این سرعت، سرعت پایانه خوانده می‌شود.

هرچقدر قطره بزرگتر باشد (برای یک چگالی معین) سرعت پایانه نیز بیشتر می‌شود. برای قطرات ابری که شعاع آنها بین ۱۰ میکرون و ۲۰ میکرون است، مقادیر سرعت به ترتیب در حدود ۱ و ۵ سانتیمتر بر ثانیه است. بنا بر این، در یک ابر بدون بارش نوعی، این قطره‌ها گرایش دارند در تراز بیش و کم ثابتی معلق بمانند، در حالیکه جریانهای هوایی با سرعت چند سانتیمتر بر ثانیه برگرد آنها حرکت بالاسو انجام می‌دهند. اما، قطره‌های بزرگتر، به‌علت سرعت‌های پایانه پایین‌تر سوی بیشترشان، گرایش به‌ریزش دارند. این قطره‌ها تمایل دارند که به‌محض فروافتادن در زیر تراز میعان، تبخیر شوند.

اما آشکار است که، حتی اگر تبخیر انجام نشود، چندساعتی به‌درازا می‌کشد تا قطرات بزرگتر ابر آبدار از ارتفاع حدود ۱ کیلومتری به‌سطح زمین برسند. به‌طور کلی، حتی اگر هوای زیر ابر نمناک و پایانه ابر پایین باشد، برای اینکه قطره‌ها به‌سطح زمین برسند، به شعاعی دست‌کم برابر ۱۰۰ میکرون نیاز دارند. فرایند میعان بسیار آهسته‌تر از آن است که بتوان رشد قطره‌ها را، تا اندازه موردنیاز، در زمان معقول حساب کرد. این مطلب نشان می‌دهد که باید ساز و کاری اضافی حضور داشته باشد تا بتواند قطره ابری نوعی را تا اندازه قطره باران افزایش دهد.

رشد قطره‌های ابر تا اندازه قطره‌های باران، عمدتاً پیامد هم‌امیزی حاصل از برخوردی آنهاست. برای اینکه این عمل اتفاق افتد، باید اندازه قطره‌ها در گستره مشخص باشد، به‌طوری که سرعت‌های پایانه گوناگون آنها به‌آهنگهای مختلف صعود در یک جریان قوی بالابر منجر شود. قطره‌های کوچک در درون این ابر به‌عنوان یک کل به بالا حرکت می‌کنند و بر قطره‌های بزرگتر پیشی می‌گیرند. نتیجه برخورد بین آنها هم‌امیزی است و محصولات حاصل از آن سرانجام به‌اندازه‌ای می‌رسند که از داخل ابر به‌پایین ریزش می‌کنند. همچنانکه این ابرها فرو می‌ریزند، با قطره‌های کوچکتری که در

پایین هستند برخورد می کنند و به این ترتیب از راه هم آمیزی بیشتر به رشد خود ادامه می دهند. معمولاً ممکن است قطره های باران به این روش در حدود یک ساعت تشکیل شوند.

۶.۱۰ بارش از ابرهای آمیخته

اغلب بلورهای یخ در ابرها حضور دارند که عمدتاً از قطره های آب ابر سرد تشکیل شده اند. چنین ابرهایی را ابرهای آمیخته می گویند. در این شرایط بلورهای یخ به هزینه قطره های آب و به وسیله فرایند برگرون رشد می کنند.

انجام این فرایند از آنجا ناشی می شود که فشار بخار اشباع روی آب ابر سرد بیشتر از فشار بخار اشباع بر روی یخ در همان دماست. برای محاسبه این اختلاف، از معادله کلوزیوس-کلاپیرون به شکل تقریبی

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{L}{R_v} \frac{dT}{T^2}$$

نخست از نقطه سه گانه (جایی که فشارهای بخار اشباع برابرند) تا دمای T ، انتگرال گیری می شود

$$e_s = e_o e^{\left(\frac{T-T_o}{R_v T T_o}\right)L} \quad (3.10)$$

که e_s فشار بخار اشباع در دمای T ، e_o فشار بخار اشباع در دمای نقطه سه گانه T_o و L گرمای نهان است

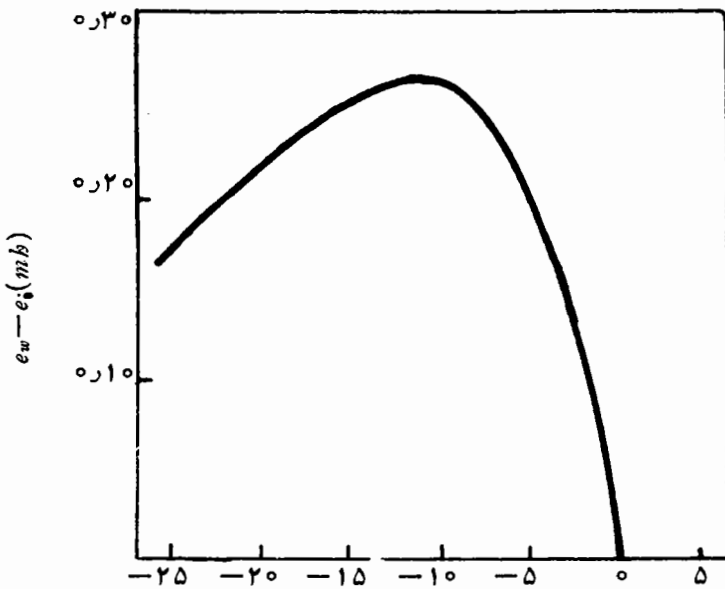
اکنون این معادله تعمیم یافته را می توان به طور جدا گانه برای مراحل گذار مایع - بخار و یخ - بخار به کار برد و نتیجه گرفت

$$e_w - e_i = e_o \left[e^{\left(\frac{T-T_o}{R_v T T_o}\right)L_{wv}} - e^{\left(\frac{T-T_o}{R_v T T_o}\right)L_{iv}} \right] \quad (4.10)$$

که e_w فشار بخار اشباع روی آب در دمای T و e_i فشار بخار اشباع روی یخ در دمای T_o است.

شکل ۱۰.۱۰ بیشینه اختلاف فشار بخار اشباع را در حدود ۱۲ - درجه سلسیوس نشان می دهد. در این دما مقدار اختلاف حدود ۲۷ ره میلی بار است و این امر نمایانگر ۱۲.۵ درصد ابر اشباع نسبت به یخ است.

حالا ابر آمیخته ای از قطره های آب ابر سرد را که در آن تعداد معدودی بلور یخ تشکیل شده است، بررسی می کنیم. فشار بخار هوا در این ابر، احتمالاً در حدود ۱ ره درصد فشار بخار اشباع (e_w) قطره های آب است. در عین حال، فشار بخار هوا



شکل ۱۰۱۰ اختلاف فشار بخار اشباع.

بیش از ۰۲۷ میلی بار بیشتر از فشار بخار اشباع (e_i) بلورهای یخ است. بنا بر این نسبت به یخ و بخار آبی که بر روی آنها چگالیده شده است، ابر اشباع می شود. این امر باعث تمام شدن بخار آب موجود در ابر می شود و قطره های آب ابر سرد دیگر در حال ترازمنندی نیست. سپس جهت بازگرداندن بخار آب به ابر، عمل تبخیر قطره ها روی می دهد. با این روش ماده آب از حالت قطره های ابر سرد به بلورهای یخ تبدیل می شود. بنا بر این، اندازه بلورهای یخ به بهای تعداد بی شمار قطره های آب به سرعت افزایش می یابد. این بلورها به زودی به اندازه کافی بزرگ می شوند تا از ابر فروریزند و در این مرحله فرایندهای برخورد جانین می شوند.

در بخش ۵.۱۰ یاد آوری کردیم که بین قطره های آب با اندازه های گوناگون در نتیجه سرعت های پایانه متفاوتشان، برخوردهایی روی می دهد. این عمل می تواند به هم آمیزی و رشد قطره های باران منتهی شود. اکنون به همین ترتیب، برخوردهایی را که بین بلورهای یخ و سایر ذرات موجود در ابر، که گستره ای از سرعت های پایانه دارند، روی می دهند بررسی می کنید.

برخورد بین بلورهای منفرد یخ به تشکیل پره های برفی منجر می شود. این فرایند انبوهی نام دارد و نسبتاً پیچیده است.

پرازش بلورهای یخ می تواند در نتیجه برخورد با قطره های آب ابر سرد نیز روی دهد. اگر انجماد ناگهانی قطره های کوچک باران هوا را درون ذرات محبوس

کند، ساختارهای یخ پوشه مات تشکیل می‌شوند. برفدانه‌ها و گویچه‌های برفی نیز از این نوع‌اند و ظاهری سفید و مات دارند.

اگر بلورهای یخ با قطره‌های بزرگتر برخورد کنند، ساختارهای یخ پوشه شفاف پدید می‌آیند. بر اثر تماس، آب مایع در اطراف این بلور شارش پیدا می‌کند و تا آن‌گاه که گرمای نهان در هوای پیرامونی تلف نشده است، انجماد (به شکل یخهای شفاف) روی نمی‌دهد. گویچه‌های یخی و سنگ تگرگها به این ترتیب تشکیل می‌شوند.

بارندگی به شکل تگرگ گن نشان می‌دهد که جریانهای قائم بسیار قوی درون يك ابر عمیق، به نام ابر کومولونیمبوس روی می‌دهد. سنگ تگرگهای بزرگ معمولاً از حلقه‌های یخ پوشه مات کدر و یخ شفاف متناوب تشکیل می‌شود، و این امر نشان می‌دهد که این ذرات همراه با تغییرات شرایط رشد، همچون اندازه قطره و درجه ابر سرد شدن، در درون ابر مکرراً به بالا و پایین حرکت می‌کنند.

۷.۱۰ تشکیل ابرها

اکثر ابرها در نتیجه سرد شدن هوایی که محتوی بخار آب است، تشکیل می‌شوند. مهمترین سازوکار سرد شدن، سرمایش بی‌دررو، در نتیجه انبساط هوا در خلال حرکت قائم است. انواع مهم حرکات قائم که در جو روی می‌دهند اینها هستند:

– آشفته‌گی مکانیکی (آشفته‌گی اصطکاکی)

– همرفت (آشفته‌گی گرمایی)

– صعود کوهستانی

– صعود گستره آرام

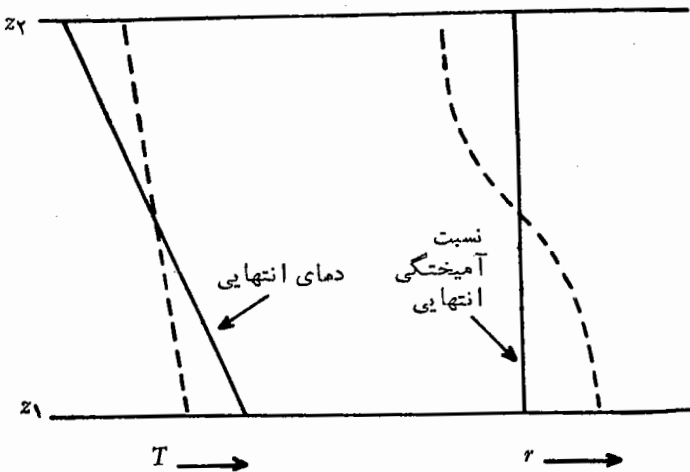
گونه‌های ابر از راه این فرایندها تشکیل می‌شوند. حرکت بسالا سوی تدریجی هوای نمناک، به تشکیل ابرهایی به شکل ورقه یا لایه‌هایی که نواحی وسیعی از آسمان را می‌پوشاند، منجر می‌شود. این نوع ابرها، ابرهای پوششی نام دارند. در مقابل، جریانهای قائم شدیدتر، ابرهای جوششی را پدید می‌آورند که معمولاً توسط هوای صاف از یکدیگر جدا می‌شوند.

اکنون انواع گوناگون حرکات قائم را با تفصیل بیشتری مورد بررسی قرار

می‌دهیم.

الف) آشفته‌گی مکانیکی

هوایی که بر روی سطح زمین جریان دارد، عموماً توسط نیروهای اصطکاک به یک رشته پیچیده باد تغییر شکل پیدا می‌کند. این حرکت آشفته به وسیله ساختمانها، درختها، تپه‌ها و غیره تشدید می‌شود. ابر گسترده و ماندگار پوششی در بخش بالایی لایه‌ای که شارش در



شکل ۲۰۱۰ اثر تلاطم آشفته‌گی بر توزیع قائم دما و نم.

آن آشفته است، تشکیل می‌شود. در صورتی که هوا به اندازه کافی نمناک و کاملاً به جنب و جوش درآمده باشد، تبادل قائم بعدی جرم به تشکیل ابر منجر می‌شود. این شرایط، بر لایه اصطکاک - در پایینترین کیلومتر جو - آنجا که آشفته‌گی مکانیکی به سبب گذر هوا بر فراز سطح زمین حاصل می‌شود، حاکم‌اند. کارایی آمیختگی مکانیکی با ناهمواری زمین و سرعت باد، افزایش می‌یابد. شکل ۲۰۱۰ توزیع قائم ابتدایی و انتهایی دما و نم را نشان می‌دهد.

اگر این لایه ابتدا پایدار باشد، بخش بالاتر سرد و بخش پایینتر گرم خواهد شد. اگر هوا غیر اشباع باقی بماند، وضعیت DALR می‌تواند در این لایه برقرار شود. آشفته‌گی به وارپختن بخار هوای موجود در این لایه گرایش دارد. بنابراین، هوا می‌تواند در فاصله‌ای پایینتر از قله لایه اصطکاک اشباع شود. سپس میعان می‌تواند در ارتفاعی بالای زمین به نام تراز میعان آمیختگی (MCL) روی دهد. این تراز، پایه ابر را باز خواهد نمایاند.

ابری که در ابتدا توسط آشفته‌گی تشکیل می‌شود، ورقه‌ای از ابر بدون شکل مشخص، استراتوس، است. گاهی سطوح بالایی و پایینی نمودی موج مانند را بروز می‌دهند، که به تغییرات ضخامت منجر می‌شود و بارها می‌شکند. منشأ این تموجها میعان در هنگام بالا رفتن و تبخیر در هنگام پایین آمدن است. این نوع ابر استراتوکومولوس نامیده می‌شود. هنگامی که سرد شدن سطح زمین و باد قوی وجود دارد، آشفته‌گی بیشتر به تشکیل

1. mixing condensation level

استراتوس پایین منجر می شود تا مه. هنگامی که آشفته‌گی در لایه‌ای از طریق برگردانی دما یا پایداری لایه محدود می شود، فرایندی مشابه در جو بالا به پیدایش ابر استراتوکومولوس بالا یا آلتوکومولوس منتهی می شود. در چنین مواردی معمولاً عامل دیگری باعث بالا بودن بخار آب در لایه می شود، زیرا به علت آشفته‌گی در نزدیکی سطح زمین، نم از راه آمیختگی مستقیم به آن لایه منتقل نمی شود.

ابره‌های آشفته نیز ممکن است در زیر ابرهای باران زا، نظیر نیمواستراتوس، آلتواستراتوس و کومولونیمبوس پدید آیند. اینها ابرهای بسیار ناهموار و پایینی‌اند که مخصوص هوای بد بوده و استراتوس فراکتوس یا کومولوس فراکتوس نام دارند. واژه فراکتوس به معنی «شکسته» است و گاهی پیشوند «فراکتو» نیز با همین معنی به کار می رود. بنابراین ابرهای شکسته پایین به فراکتو - استراتوس و فراکتو - کومولوس منسوب‌اند.

(ب) همرفت

آنگاه که هوای نزدیک سطح زمین گرم می شود، جریانهای همرفتی پدید می آیند. این فرایند، همرفت آزاد یا آشفته‌گی گرمایی نامیده می شود. این فرایند با آشفته‌گی مکانیکی یا اصطکاکی ترکیب می شود تا هوا را در لایه‌های پایینتر جو آمیخته کنند. جریانهای گرمایی که توسط انبساط بی دررو و آمیختگی با هوایی که از درویش می گذرند توسعه می یابند، از یک سطح گرم به بالا حرکت می کنند. در حالی که هوا غیر اشباع باقی می ماند، آهنگ کاهش دمای محیط به آهنگ کاهش دمای بی درروی خشک می گراید. این آهنگ کاهش دما تا تراز میعان همرفت برقرار می شود. در این سطح ابرها گرایش به تشکیل شدن دارند اما گسترش بیشتر آنها به عواملی چند وابسته است.

عاملی که برگسترش بالاسوی ابر تأثیر می گذارد، آهنگ کاهش دمای محیط، در بالای پایه ابر است. اگر این آهنگ کاهش دما بر آهنگ کاهش دمای بی درروی اشباع فزونی داشته باشد، هوا برای بسته‌های هوای اشباع شده ناپایدار می شود. بنابراین، هوای اشباع شده تا سطحی که دیگر از پیرامونش گرمتر نباشد، بالا برده می شود. این هوا وقتی به لایه پایدار می رسد، قله ابر به طور افقی گسترش می یابد.

اگر جریانهای همرفت در نتیجه سرمایش سطحی زمین در حوالی غروب فرو بنشیند، توسعه ابر متوقف می شود. اگر هوای بالا رونده بالای خیلی خشک جوی در بالا مواجه شود باز هم گسترش ابر متوقف می شود.

تشکیل و توسعه ابرهای جوشی در نتیجه صعود موضعی سریع است که در جریانهای همرفت روی می دهد. فاصله پایه تا قله ابر از یکی دو کیلومتر تا ده کیلومتر یا بیشتر تغییر می کند. ابرها به طور قائم و افقی طی مراحل از کوچک، میانه، و بزرگ از کومولوس به کومولونیمبوس رشد می کنند.

هموار بوده و عموماً ضخامت قائم زیادی ندارد. این ابر به شکل ورقه‌ایست که زمینهای مرتفعتر را می‌پوشاند، ولی در سمت پشت به باد پایین می‌آید و سبب گرم شدن هوا و متلاشی شدن سریع ابر می‌شود.

عموماً، ابر کوهستانی به‌طور پیوسته در سمت رو به باد کوهستان تشکیل می‌شود و در سمت پشت به باد از بین می‌رود. این ابر، به‌عنوان يك كل، ظاهراً ساکن به نظر می‌رسد، ولی در واقع هوا مسیر خود را به سوی سمت دیگر مانع کوهستانی ادامه می‌دهد. گاهی ابر در بالای کوهستان یا تپه تشکیل می‌شود. لبه‌های این ابر نازک و بخش مرکزی آن از پایین ضخیمتر به نظر می‌رسد. شکل این ابر شبیه عدسی است و به همین دلیل آنرا ابر دانه‌ای می‌گویند. این ابر مانند سایر ابرهای کوهستانی ساکن به نظر می‌رسد، ولی بخار آب موجود در جریان هوا چگالیده می‌شود تا در يك کناره ابر تشکیل دهد و در کناره دیگر تبخیر شود.

گاهگاهی، يك رشته امواج ساکن در سمت رو به باد تپه‌ها تشکیل می‌شود. اینها امواج ایستان نامیده می‌شوند، و اگر وسعت نم و دامنهٔ موجها به اندازهٔ کافی زیاد باشد، ممکن است پس از آن يك رشته ابرهای دانه‌ای پدید آید.

د) صعود گسترده آرام

حرکت قائم توسط سیستمهای بادی بزرگ، نظیر افشاریها (کم فشارها) که در نمودارهای سینوپتیکی هوا قرار گرفته‌اند، نیز ایجاد می‌شود. حرکت بالاسو در يك افشاری در ناحیهٔ بسیار گسترده‌ای توزیع می‌شود، و بنابراین سرعتهای قائم نسبتاً ناچیزند. با این وجود، عمل صعود ممکن است چند روزی ادامه یابد، که در خلال آن توده‌های عظیم هوا تا چندین کیلومتر صعود می‌کنند.

بنا بر این، آهنگ کاهش دمای محیط افزایش می‌یابد و هوا بارها ناپایدار می‌شود. اگر نم موجود در هوا به اندازهٔ کافی زیاد باشد، عمل میعان و تشکیل ابر گسترده روی می‌دهد. گاهی ضخامت توده‌های ابر به چندین کیلومتر می‌رسد، ولی تغییرات رطوبت نسبی به تشکیل لایه‌های ابر جداگانه منجر می‌شود.

غالباً صعود همه جانبه نخست از طریق واگرایی در بخشهای بالای زیرین کره بازداشته می‌شود. این عمل ممکن است با يك جبهه، که دوتودهٔ عظیم هوا را با اختلافهای افقی همچون خواصی مانند چگالی و دما، از هم جدا می‌کند همراه باشد. افشاریهایی که با این گونه جبهه‌ها همراه‌اند، سیستمهای ابری و بارشی را در نواحی گسترده‌ای از سطح زمین ایجاد می‌کنند.

۸.۱۰ رده بندی ابر

اطلاعات مفصل پیرامون رده بندی ابرها در اطلس بین‌المللی ابر سازمان جهانی هواشناسی

(WMO) آمده است. ما در این مرحله تنها پیرامون جنبه های اصلی آن بحث خواهیم کرد. ابرها به ده گروه اصلی تقسیم می شوند. هر یک از آنها یک جنس خوانده می شود و به انواع و گونه های دیگر هم تقسیم می شوند. ده جنس ابر اینها هستند:

| | |
|-------|----------------|
| (الف) | سیروس |
| (ب) | سیروکومولوس |
| (ج) | سیرواستراتوس |
| (د) | آلتوکومولوس |
| (ه) | آلتواستراتوس |
| (و) | نیمبو استراتوس |
| (ز) | استراتوکومولوس |
| (ح) | استراتوس |
| (ط) | کومولوس |
| (ی) | کومولونیمبوس |

قسمت اعظم ابرها معمولاً گستره وسیعی از ارتفاعات را که از سطح دریا تا قله زیرین مرز تغییر می کنند، در برمی گیرند. از آنجا که ارتفاع زیرین مرز بر حسب زمان و فضا تغییر می کند، قلل ابرهای استوایی عموماً از قلل ابرهایی که در عرضهای جغرافیایی میانه و مرتفع هستند، بالاتر است.

بنابر قرار داد، معمولاً بخشی از جو را ابرها معمولاً در آنجا حضور دارند، به سه اشکوب، یا بازه - بالایی، میانی و پایینی - تقسیم می شود. هر یک از ابرها با گستره ترازهایی که در آن غالباً ابرهایی از جنسهای مشخصی پدید می آیند، تعریف می شود. این اشکوبها برهم می افتند و حدود آنها نسبت به عرض جغرافیایی تغییر می کنند. ارتفاعات تقریبی این حدود بر حسب کیلومتر به قرار زیر است:

| اشکوب | نواحی قطبی | نواحی معتدل | نواحی استوایی |
|-------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| بالا | ۳-۴ کیلومتر | ۵-۱۳ کیلومتر | ۶-۱۸ کیلومتر |
| متوسط | ۲-۴ کیلومتر | ۲-۷ کیلومتر | ۲-۸ کیلومتر |
| پایین | از سطح زمین تا ۲ کیلومتری | از سطح زمین تا ۲ کیلومتری | از سطح زمین تا ۲ کیلومتری |

اشکوبهایی که شش جنس در آنها یافت می شود، اینها هستند:

۱. سیروس، سیروکومولوس و سپرواستراتوس برای اشکوب بالایی (ابرهای تراز بالا).
۲. آلتوکومولوس برای اشکوب میانی (ابر تراز متوسط).
۳. استراتوکومولوس و استراتوس برای اشکوب پایینی (ابرهای تراز پایین). با توجه به چهار اشکوب دیگر، ملاحظات زیر مطرح می شوند:
۴. آلتواستراتوس معمولاً در اشکوب میانی یافت می شود، ولی اغلب تا ترازهای بالاتر امتداد پیدا می کند.
۵. نیمواستراتوس تقریباً همیشه در اشکوب میانی یافت می شود ولی معمولاً به پایین سو تا اشکوب پایینی و بالاسو تا اشکوب بالایی امتداد می یابد.
۶. پایه ابرهای کومولوس و کومولونیموس معمولاً در اشکوب پایین قرار دارد ولی امتداد قائم آنها غالباً چنان است که قله آنها ممکن است به اشکوبهای میانی و بالایی نیز برسد.

بسه منظور تعریف جنسها، انواع، و گونه های گوناگون ابرها باید به اطلس بین المللی ابر مراجعه کنید.

یادآوری

سیستمهای ابری در مجاورت جبهههایی که با افشاریها همراهی می شوند، گسترش بیشتری می یابند. بررسی تفصیلی سیستمهای ابری، که با جبهه های گرم، جبهه های سرد و بند آبیها همراه اند، در دوره هواشناسی سینوپتیکی (جلد ۲) آمده است.

۹.۱۰ تشکیل مه

مه از قطرات آب یا بلورهای یخ ترکیب یافته و آنرا همچون ابر بر روی زمین توصیف می کنند. برای اینکه مه تشکیل شود باید بخار آب موجود در جو به آب مایع یا یخ تغییر حالت دهد. بنابراین، برای تولید بخار آب اشباع در هوا، باید فرایندهایی فیزیکی به وقوع بپیوندد.

تغییر به حالت مایع مستلزم حضور هسته های میعان است و بر این اساس می توان فرض کرد که همیشه برای ایجاد يك مه چگال غلظت آنها کافی است. در مناطق صنعتی، تنک مه و حتی مه می تواند در رطوبت نسبی زیر ۸۰ درصد نیز تشکیل شود، ولی معمولاً این عمل خیلی نزدیک به رطوبت نسبی ۱۰۰ درصد صورت می گیرد. آنگاه که يك وارونگی در روی سطح زمین و یا نزدیکی آن موجود باشد، تشکیل مه تسهیل می شود.

اشباع می تواند به شیوه های گوناگونی انجام شود، ولی می توان سه فرایند مهم را از هم تمیز داد:

— سرد شدن هوای نمناك.

— افزودن بخار آب.

— آمیختگی هوا.

هر يك از این فرایندها را به نوبت بررسی خواهیم کرد:

الف) سرد شدن هوای نمناك

این يك فرایند تعیین کننده است، زیرا بیشتر مه در نتیجه سرد شدن جو مجاور سطح زمین تشکیل می شود. عموماً، این فرایند با شرایط زیر انجام می شود:

۱. حرکت قائم هوا.

۲. انتقال گرمای آشفته به يك چاهك گرمایی در روی زمین یا در هوا.

۳. تابش جو.

حرکت قائم هوا تنها هنگامی اهمیت پیدا می کند که يك جریان هوا با شیب رو به بالا وجود داشته باشد. سرعت قائمی به اندازه ۳ سانتیمتر بر ثانیه کافیه تا افت دمایی برابر يك درجه سلسیوس بر ساعت، بنا بر آهنگ کاهش دمای بی درروی خشك، پدید آورد. این مقدار با آهنگ سرمایش شبانه قابل مقایسه است و با بادی به سرعت ۶ نات از يك شیب ۱ درصد، متناظر است. در نتیجه، مه اغلب در دامنه تپهها تشکیل خواهد شد.

به استثنای وقتی که هوا بسیار نمناك باشد، به خاطر امتداد هوا تا دوردستها در جهت ایجاد يك افت کافی دما از راه انبساط بی درروی صرف، يك شیب ملایم ضروری خواهد بود. اگر مه توسعه یابد، این احتمال وجود دارد که شرایط حاکم برای تشکیل فرایندهای دیگر از پیش آماده بوده اند. به هر حال، شارش از شیبی بالاسو، می تواند در توسعه مه اولیه سهمی داشته باشد.

عموماً فرایندهای در رو عوامل مؤثرتر سرمایش اند. انتقال گرمای آشفته فرایندی است که در آن آشفتهگی مکانیکی یا گرمایی، گرما را به پایین گرادبان دما انتقال می دهد. شب هنگام که وارونگی سطحی دما گسترش می یابد، پس از آن انتقال پیچیده باد گرما از هوای بالا به سوی پایین روی می دهد.

اگر باه بالا به اندازه کافی قوی باشد که آمیختگی آشفته را در مقابل افزایش پایداری حفظ کند، گرمایی که از بالا به لایه مرزی می رسد، بیشتر از گرمایی است که به سوی زمین از دست می دهد. از سوی دیگر، اگر باد ملایم باشد، درحالی که انتقال گرما از بالا به زمین انجام می شود، لایه کناری به سرد شدن ادامه می دهد. پس ممکن است برگردانی در ارتفاع بیشتری گسترش یابد و قسمت اعظم گرمای انتقال یافته به زمین، توسط هوای زیر برگردانی انجام شود.

بنابراین آشکار است که وجود آشفتهگی ضروری است، در غیر این صورت سرمایش تنها در يك لایه مرزی بسیار نازك به ارتفاع يك متر یا حدود این میزان، روی می دهد. با

این وجود، اگر قرار است تشکیل مه روی دهد، مقدار حرکت هوا باید بسیار ناچیز باقی بماند. باید به خاطر سپرد که آشفتنگی بخار آب را به پایین گرادیان نسبت آمیختگی منتقل می کند، درست همچنان که گرما را به زیر گرادیان دما انتقال می دهد.

سومین فرایند سرمایش، تابش جو است. هوای خشک تابشگر ضعیفی است و از این لحاظ می توان از آن چشم پوشید، ولی بخار آب و دی اکسید کربن به طور مؤثری تابش گسیل می کنند. اگر در هوای بالای يك سطح سرد، بخار آب به مقدار کافی موجود باشد، در يك فرایند تبادل تابشی، گرما را هم به زمین وهم به فضا می دهد. البته فرایند اخیر، تنها موقعی که جو بالانسبتاً خشک باشد، از اهمیت برخوردار است؛ در غیر این صورت، مقداری از انرژی تابشی در بالا درآشامیده می شود و بخشی از آن مجدداً به سوی پایین گسیلیده می شود.

بنابراین اگر هوای نمناک در لایه های پایتتر جو و هوای خشک در بالا باشد، تابش جو روی می دهد. این وضعیت به ویژه اغلب در واچرخبادها روی می دهد. اما، عمق لایه نمناک نباید آنقدر زیاد باشد که مانع از تابش سطح زمین شود.

هنگامی که هواویزها، که تقریباً همچون اجسام سیاه تابش می کنند، در هوا موجود باشند، آهنگ سرمایش افزایش می یابد. اگر این ذرات نمگیر باشند و اندازه آنها در رطوبت نسبی کمتر از ۱۰۰ درصد افزایش یابد، تابش این ذرات سریعاً افزایش یافته و مه صبحگاهی تشکیل می شود. بعداً خود قطره ها، مانند اجسام سیاه عمل می کنند و از قله مه تابش تشدید می گیرد.

(ب) افزودن بخار آب

تبخیر ممکن است از سطحی گرم یا سرد روی دهد. آهنگ تبخیر تقریباً با $(e_s - e_a)$ که e_s و e_a به ترتیب فشار بخار اشباع در دمای آب مایع و نقطه شبنم اند، متناسب است. اگر آب مایع از هوا گرمتر باشد، تا وقتی $e_s > e_a = e_s$ ، تبخیر ادامه می یابد، در اینجا e_s فشار بخار اشباع در دمای هواست. بخار آب زائد روی هلهته های میعان چگالیده می شود، و اگر e_s به اندازه کافی از e_a بزرگتر باشد، مه تشکیل می شود.

اگر آب مایع از هوا سردتر باشد، آنگاه که $e_s < e_a = e_s$ ، تبخیر متوقف می شود. این فرایندی است که قسمت اعظم بخار آب جو را از اقیانوسها تأمین می کند. مه دفعتاً تشکیل نمی شود. وقتی هوا سرد می شود، ممکن است در نتیجه آن توسعه پیدا کند.

بخار آب در اثر تبخیر قطره های باران نیز ممکن است وارد جو شود. بنابراین تبخیر قطره های گرم باران در توده هوای سرد می تواند به تشکیل مه بیانجامد.

(ج) آمیختگی هوا

دوبسته هوای نزدیک به اشباع را در دماهای مختلف در نظر می گیریم. اگر آنها با هم

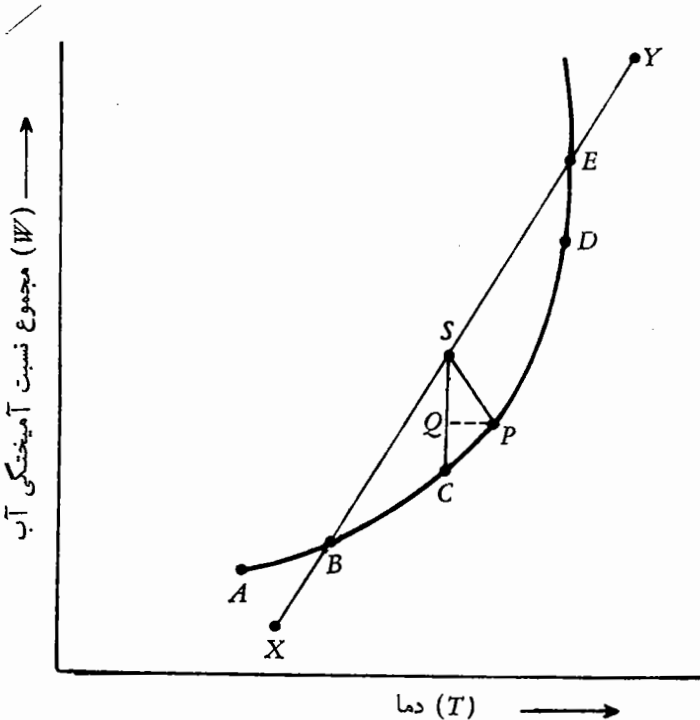
آمیخته شوند، در نتیجه وابستگی غیرسختی فشار بخار اشباع با دما، ممکن است مه تشکیل شود.

این اثر در شکل ۳۰۱۰ نشان داده شده است.

شرایط یک بسته هوا در هر لحظه به وسیله نقطه‌ای بر روی نمودار دما - مجموع آب موجود در بسته (T و W) نشان داده می‌شود، که در آن W معرف مجموع نسبت آمیختگی آب (مایع به اضافه بخار) درون نمونه است. هوایی که با نقاط A ، B ، C ، D و E باز نموده می‌شود، اشباع شده است. در نقاط X و Y هوا نااشباع است، درحالی که در نقطه S یا ابر اشباع است یا محتوی آب مایع.

اگر دو بسته هوا که قبلاً با نقطه‌های X و Y باز نموده شدند، بدون اتلاف گرما و یا مجموع آب موجود با هم مخلوط شوند، نقطه‌ای که نمایانگر این مخلوط است بر روی خط راست XY قرار می‌گیرد. اگر نسبت بیشتری از هوا با X نشان داده شود نقطه باز نمای آن به X نزدیکتر است تا به Y .

فرض می‌کنیم شرایط آمیزه با نقطه‌ای مانند S ، بین B و E ، باز نموده شود. پس یا ابر شباع خواهد بود، یا در حضور هسته‌های میعان، SC افزونی بخار آب در هوا را



شکل ۳۰۱۰ توسعه مه در اثر آمیختگی.

نشان می‌دهد. آنگاه که این مقدار بخار آب چگالیده می‌شود، گرمای نهان آزاد می‌شود و شرایط آمیزه را می‌توان با نقطه P باز نمود. بنابراین تصویر SP بر SC (یعنی SQ) مقدار آب مایعی را نشان می‌دهد که به شکل مه در هوا معلق است. بنابراین، آمیختگی بسته‌های هوای اشباع شده، یا تقریباً اشباع در دماهای مختلف و نم موجود می‌توانند يك آمیزه ابر اشباع پدید آورند. شرایط مطلوب برای تشکیل مه در این فرایند عبارت است از: رطوبت نسبی بالا، گرادیان دمای بزرگ و حضور پیچه‌بادهای آشفته.

بحث بالا در مورد فرایندهای فیزیکی تشکیل مه، نشان می‌دهد که می‌توان مه‌ها را چنین رده‌بندی کرد:

۱. بخار مه (دمه) تبخیر از سطح گرم‌تر.
۲. دریا مه - بخار فشرده مه در زیر يك وارونگی در دریا.
۳. باران مه یا مه جبهه‌ای - تبخیر از باران گرم در يك توده هوای سرد.
۴. مه تابشی - سرمایش هوا در نزدیکی سطح زمین.
۵. فرارفت مه - سرمایش توسط هوای نمناک که بر يك سطح سرد می‌وزد.
۶. فراسیب مه - سرمایش بی‌دررو.

مه‌های تابشی و فرارفتی بارها روی می‌دهند. مه‌ها معمولاً ترکیبی از دو اثرند، یعنی فرارفت هوای نمناک گرم از روی خشکی که در اثر تابش سرد شده است (مه‌های فرارفتی - تابشی). فرایند تابشی اغلب به تنهایی مه تولید می‌کند، ولی فرارفت نمناک تقریباً همیشه بر آن پیشی می‌گیرد.

۱۰.۱۰ نهشت سطحی

در يك شب بدون ابر، سطح زمین به علت گسیل تابش، در مجموع گرما از دست می‌دهد. اگر باد جزئی باشد یا اصلاً نوزد، دمای سطح زمین به سرعت افت می‌کند. از سوی دیگر، يك باد شدید مقدار این افت دما را کاهش می‌دهد، زیرا آشفته‌گی سرمایش را در میان يك لایه ژرف پخش می‌کند. اما، باید یادآوری کنیم که، بدون در نظر گرفتن سرعت باد، دمای يك آب سطحی تحت تأثیر تغییرات بسیار ناچیزی است.

اگر در يك شب بدون ابر باد ناچیز باشد یا اصلاً نوزد، يك وارونگی تابش سطحی شکل می‌گیرد و سرانجام دمای هوایی که با سطح خشکی در تماس است به نقطه شبنم می‌رسد، یعنی اشباع می‌شود. در سرمایش بیشتر، مقداری از بخار آب در هوا حالت خود را تغییر می‌دهد و روی اشیای سطحی چگالیده می‌شود و شبنم تشکیل می‌دهد. اگر هوای نزدیک زمین خیلی مرطوب باشد، ممکن است نهشت سنگینی روی دهد. افزون

براین، اگر زمین خودش نمناک باشد، نهشت افزایش می‌یابد، از این رو ممکن است بخار آب از روی خاک به‌بالاسو پخش شود تا اینکه در سطح سرد چگالیده شود. همچنین ممکن است در اثر برخورد هوای گرم نمناک با سطح سردتر، شبنم تشکیل شود، که دمای آن زیر نقطه شبنم هوا باشد. این عمل عموماً در نتیجه فرارفت هوا روی می‌دهد.

گاهی شبنم بعداً بر روی زمین یخ می‌زند، و به تشکیل برفک منجر می‌شود. اگر هوا بسیار سرد و خشک باشد، ممکن است این نوع نهشت بر اثر تبدیل مستقیم بخار آب به حالت جامد نیز روی دهد. برفک، نهشت یخی بلورین ظریفی است و به اشکال زیبای گوناگونی پدید می‌آید.

یخ پوشه‌های مسطح موقعی تشکیل می‌شود که قطره‌های کوچک ابر سرد در برخورد با اشیای سطحی دستخوش انجماد سریع شوند. یخ پوشه مات، یخ نهشتی مات و ناهمواری مرکب از دانه‌های ریز کم و بیش جدایی است که هوا آنها را به دام انداخته است، و گاهی هم شاخه‌های بلورین آن را زینت بخشیده‌اند. اصولاً این یخ پوشه در نقاط و لبه‌های تیز و گوشه‌های اشیایی که در معرض وزش باد قرار دارند، تشکیل می‌شود. یخ پوشه مات اغلب در اثر یخبندان قطره‌های ابر سرد مه پدید می‌آید.

یخ‌شبه (یخ پوشه شفاف) عموماً نهشت یخی همگن و شفافی است که از انجماد قطره‌های ریز باران ابر سرد یا قطره‌های باران روی اجسامی که دمای سطحی آنها کمتر (یا حتی اندکی بالاتر) از صفر درجه سلسیوس باشد، تشکیل می‌شود. همچنین ممکن است در اثر انجماد فوری قطره‌های ریز باران نا - ابر سرد و باران، پس از برخورد با سطوحی که دمای آنها کاملاً زیر صفر درجه سلسیوس است، به وجود آیند. افزون بر این، قطره‌های باران، که از یک لایه ژرف هوا، در دماهای زیر انجماد فرو می‌ریزند، ممکن است در روی سطح زمین یک نهشت یخ‌شبه‌ای تشکیل دهد.

یادآوری کنیم که یخ‌شبه بی‌درنگ پس از برخورد با این سطح، تشکیل می‌شود. این موضوع نباید با ذهین یخ اشتباه شود، زیرا این یکی آنگاه تشکیل می‌شود که: الف) آب حاصل از بارش قطرات ریز باران نا - ابر سرد یا باران باشد که بعداً روی زمین یخ می‌زند.

ب) پس از آنکه برف به‌طور کامل یا جزئی ذوب شده است، دوباره بر روی زمین یخ می‌زند.

ج) برف روی زمین در اثر عبور و مرور فشرده و سخت شده است.

۱۱.۱۰ برف پوشه

نهشت برف در روی زمین را می‌توان به‌عنوان جامدی نگرست که بافت خود را بازمان

و پیشرفت عمل ذوب تغییر می‌دهد. اگر دما بالای نقطه ذوب یخ بماند، برف پوشه ناپدید می‌شود. در اکثر نقاط جهان، جریان باد عمدتاً حاوی آبی است که از ذوب برف آزاد می‌شود.

بلورهای برف به شکل شش گوش‌اند، اما گونه‌های بسیاری دارند. توصیف کاملی از برف مشتمل بر اشاره به عمق، شرایط سطحی، شکل سطوح، چگالی، سختی، و جز اینهاست که به هر یک از نیمرخهای يك لایه برف مربوط‌اند.

کمترین مقدار چگالی برف در زمان بارش ۰۱۰۵ و بیشترین مقدار آن ۱۵۰۰ است. عموماً مقدار میانگین، ۰۱۰۵، پذیرفته می‌شود و عمق بارندگی بر این اساس برآورد می‌شود که ۱۰ میلیمتر برف هم‌تراز يك میلیمتر آب است.

عمق برف تازه (یا آب هم‌تراز آن) که در دوره محدود اخیر نهشته شده‌است، می‌تواند برای بسیاری از تفسیرهای آب‌شناختی گمراه‌کننده باشد. گاهی اندازه‌گیریها نسبت به توده برف (یا برف پوشه) مناسبتر است. این یکی عبارت است از برف انباشته شده بر روی زمین، در زمان دیده‌بانی. استثنائاً اگر آب سرد در برف شکل غالب را داشته باشد، تغییرات دگرگونه در برف روی می‌دهد و آرایش توزیع آب در داخل توده برف را مجدداً تغییر می‌دهد.

برف در دوره‌ای پس از نهشت در توده برفی تا اینکه به صورت ذوب یا تبخیر ناپدید شود، دستخوش تغییراتی می‌شود که به آن دگرگونی می‌گویند. نقاط، لبه‌های تیز، و زوایای حاده که مشخصه برف آسمانی‌اند، یخ نساپایدار بوده و گرایش به ناپدید شدن دارند. این فرایند مستلزم يك ابراشباع فوری جو در مجاورت لبه‌های تیز، به عنوان بخشی از گرایش بلورها به کاهش مساحت سطح تمامی آنهاست. این ابراشباع، تابعی از کشش سطحی حاصل از تغییر شکل سریع برف‌دانه‌های اولیه است. دگرگونی، حتی در دماهای پایین، تا زمانی که بلورهای یخ در هوا باقیمانده است، بدون توقف ادامه می‌یابد. در پایان زمستان، معمولاً يك توده برف شامل بلورهای بزرگ یخ، با زبری بسیار یکنواخت، است.

افزون بر تغییراتی که توسط دگرگونی حالت بخار پیش می‌آید، بازبندی روی می‌دهد. این يك فرایند دو تابه است، که در آن يك ناحیه جایگزیده بر روی سطح قطعه‌ای از یخ جایگزیده است، و هنگامی که فشار بر آن ناحیه وارد آید، ذوب می‌شود (فشار ذوب) بعداً موقعی که فشار کاهش می‌یابد مجدداً یخ می‌زند. این یخ‌زدن با بلورهای یخ و در حضور آب مایع آزاد در توده برف همراه است.

دگرگونی و بازبندی سرانجام يك ساختار زبر یکنواخت پدید می‌آورد. فرایند تشکیل بلورهای زبر، آب‌افتادگی نام‌دارد. برفاب دارای چگالی یکنواخت قابل توجهی (۴۵۰ تا ۵۵۰) است.

در فرایند آب‌افتادگی، برف نرم‌شده، آب مایعی را که از راه ذوب اولیه تولید شده است، درمی‌آشامد. بارانی که روی برف می‌بارد به همین ترتیب در يك توده برف

آب نیفتاده حفظ می‌شود. بنابراین، برف تازه نسبت به برفاب کامل می‌تواند مقادیر بسیار بیشتری آب را در خود نگهدارد. در حالت اخیر، اندازه بلور یخ بسیار بزرگ بوده و نگهدارندگی موئینگی آن چنان ناچیز است که مقدار بسیار اندکی آب در برف نگهداشته می‌شود.

یک توده برف در حال ذوب، حاوی آمیزه‌ای از بلورهای یخ و مقداری جزئی آب آزاد است. در حالتی که برفاب کامل وجود داشته باشد، میانگین آب مایع در یک توده برف در حال ذوب معمولاً ۳ تا ۵ درصد است.

۱۲.۱۰ برانگیزش مصنوعی بارش

در سالهای اخیر برای تغییر فرایندهای طبیعی میعان و بارش، تلاشهای فراوانی به عمل آمده است. در اغلب موارد، هدف اصلی تولید باران مصنوعی با استفاده از روشهای متکی بر دانش کنونی ما از فیزیک ابر است.

یک روش، پرتاب بلورهای دی‌اکسید کربن جامد (که یخ خشک خوانده می‌شود و در دمای بالاتر از حدود ۸۰- درجه سلسیوس تبخیر می‌شود) به داخل ابری از قطره‌های ابر سرد، است. بر اثر تبخیر، دمای هوا به طور موضعی تا اندازه‌ای کاهش پیدا می‌کند که یخ‌زدن خود به خود قطره‌های آب، فراهم می‌شود. پس از آن، رشد بلورهای یخ به هزینه قطره‌های ابر سرد شده پیرامون، می‌تواند مطابق فرایند بر گرون، انجام شود (بخش ۶.۱۰).

روش دیگر بارور کردن ابر، مستلزم استفاده از بلورهای یدید نقره است. این بلورها که توسط هواپیما به بیرون پاشیده شده است، از زمین همچون دودی رقیق تولید شده، یا حتی توسط موشک به درون ابرها فرستاده می‌شود. قطره‌های ابر ممکن است در دمایی حدود ۴۰- درجه سلسیوس ابر سرد باقی بماند، حضور هسته‌های انجماد، تشکیل بلورهای یخ را در دماهای بسیار بالاتر امکان پذیر می‌کند (بخش ۴.۱۰).

تأثیر هسته در آغاز انجماد تا حد زیادی به میزان شباهت‌های ساختار بلورین آن به یخ بستگی دارد. البته خود یخ مؤثرترین عامل هسته‌سازی است، ولی یدید نقره که شکل بلورین آن هم شش وجهی است، در زیر ۴- درجه سلسیوس بسیار مؤثر است. ابرهای گرم (یعنی، ابرهایی در دمای بالای صفر درجه سلسیوس) نیز بارور می‌شدند. ذرات نمک معمولی (NaCl) و قطره‌های بزرگ آب برای انگیزختن ساز و کار هم‌امیزی بارش به کار گرفته شده است (بخش ۵.۱۰).

ارزشیابی نتایج آزمایشهای باران‌سازی مشکل است. شکی نیست که ابرهای منفرد را می‌توان از راه فرایندهای بارورسازی بهبود بخشید. اما، تلاش برای افزایش باران، لزوماً باید در ابرهایی اعمال شود که خود از پیش توانایی (یا تقریباً توانایی) تولید باران با فرایندهای طبیعی را دارا باشد، از آنجا که بارش طبیعی نسبت به فضا و

زمان تغییر می‌کند، نمی‌توان مطمئن بود که اگر ابری بارور نشده باشد، باران نمی‌بارد. آزمایشهای کنترل شده تنها وسیلهٔ ارزیابیهای آماری مناسب اند. ممکن است پیش از آنکه ابر به گسترش کاملی برسد، از راه بارور کردن، آن را به بارندگی واداشت، و امکان دارد این عمل حتی مجموع بارش راکاهش دهد. این روش در آزمایشهای مربوط به جلوگیری از بارش تگرگ، تلاش به خاطر ضعیف کردن توفندها، به کار گرفته شده است.

روش بارور کردن، برای زدودن فرودگاهها از «مه‌های سرد» (یعنی ابر سرد شده) نیز به کار رفته است. البته، بارور کردن در فواصل مکرر برای حفظ چنین زدایشی، ضروری است.

بارشی که بر روی منطقه‌ای معلوم و در دورهٔ زمانی مشخص روی می‌دهد، به عواملی چند نظیر حرکت قائم، مقدار آب موجود، میعان و توزیع قطره‌های ابر و بلورهای یخ، و جز اینها وابسته است. در حالی که بی‌گمان می‌توان با روشهای مصنوعی ابرها را اصلاح کرد، اما نتایج آزمایشهای باران‌سازی به میزان زیادی منفی بوده است. بسیاری از آثار نوری و الکتریکی که در جو روی می‌دهند، در اثر ابرها و بارندگی است. اکنون این جنبه‌ها مورد بحث قرار خواهند گرفت.

نورشناخت جوی

نورشناخت جوی به مطالعهٔ ویژگیهای نوری جو و پدیده‌های نورانی، که توسط ذرات معلق در هوا و شهابها ایجاد شده است، می‌پردازد. بعضی از این جنبه‌ها در ترابری هوایی، دریایی و زمینی اهمیت دارد و بقیه اطلاعات مفیدی در مورد فرایندهای فیزیکی که در جو روی می‌دهند، در اختیار ما می‌گذارد.

این فصل را با مطالعهٔ دید هواشناختی و شرایطی که باعث تضعیف شار نورانی در خلال عبور از جو می‌شود، آغاز می‌کنیم. این فرایند به تحقیق در مورد عوامل تعیین‌کنندهٔ گسترهٔ دیداری هواشناسی منجر می‌شود. سرانجام به بررسی فرایندهای فیزیکی که باعث به وجود آمدن برخی از پدیده‌های معمولی نورانی قابل مشاهده در جو می‌شود می‌پردازیم.

۱۰۱۱ دید هواشناسی

دید یکی از عواملی است که در گزارشهای سینوپتیکی (همدیده) وضع هوا می‌آید. و آن بر آوردی عملی از فاصله‌ای است که در آن، اجسام دیده و تشخیص داده می‌شوند. افزون بر این، به‌عنوان معیار شفافیت جو نیز به‌کار می‌رود. دیده‌بانی ممکن است دید در تک راستا و یا بر طبق شرایط حاکم در همه راستاها باشد.

به هنگام روز، بیشترین فاصله‌ای را که از آن جسمی سیاه با ابعاد مناسب، در مقابل افق دیده و تشخیص داده شود، دید هواشناسی نام دارد. زاویهٔ دید باید دست‌کم نیم درجه

درعرض و طول باشد، ولی به هر حال عرض آن بیشتر از پنج درجه نباشد. شب هنگام، اگر روشنایی به حد معمول روشنایی روز بالا رود، دید عبارت است از بیشترین فاصله‌ای که بتوان همان جسم را دید و تشخیص داد. مناسبترین اشیا برای اندازه‌گیری دید در شب، چراغهای غیر متمرکز با شدت متوسط، در فاصله‌های معین است.

این معیار بر اساس تشخیص جسم مبتنی و مستضمن این پرسش است که در چه فاصله‌ای می‌توان یک شیء را دید، و با این وجود نمی‌توان آن را آشکار سازی کرد. این معیار، مسائل روانشناختی و فیزیولوژیکی، همچون هوشیاری دیده‌بان، حالت تنظیم چشمان او، آشنایی با شیء، و جز اینها را باز می‌نمایاند. این جنبه‌ها ملاحظاتی را در جهت ارزیابی عوامل مؤثر در دید طلب می‌کنند.

در وضعیتهایی، بازشناسی واقعی یک شیء ضروری نیست و مسئله تنها این است که یک دیده‌بان تا چه فاصله‌ای را می‌تواند ببیند. در هواشناسی نوین به این فاصله گستره دیداری (هواشناختی) گفته می‌شود. در هنگام پایین بودن گستره دیداری در ترابری هوایی، دریایی، و زمینی، این گستره به عنوان یک عامل ایمنی نقش مهمی دارد.

۲.۱۱ انرژی نورانی

روشنایی یا انرژی نورانی، انرژی تابنده‌ای است که بنا بر توانایی انگیزش حس بینایی در چشم انسان ارزیابی می‌شود. بنابراین تابش الکترومغناطیسی با طول موج کمتر از حدود ۴ میکرون (یعنی، فرابنفش) و بیشتر از حدود ۷۰ میکرون (یعنی، فرورسرخ) دارای انرژی نورانی صفر است.

از راه مانستگی با تعریفهای تابش پایه در پیوست ۴، تعریف شار نورانی (Φ) به عنوان انرژی نورانی (که یک شیء آن را گسیلیده است) بر واحد زمان، امکان پذیر است. به همین ترتیب، شدت نورانی (I) عبارت است از انرژی (گسیلیده) بر واحد زمان، بر واحد زاویه فضای؛ یعنی $I = dF/d\omega$.

این کمیت با تابندگی یک جسم به نام درخشانی (L) متناظر است. این مقدار عبارت است از شدت تابش مرئی بر واحد مساحتی عمود بر جهت مشخص شده (نقطه دید)؛ یعنی

$$L = \frac{dI}{dA \cos \theta}$$

۳.۱۱ تباین روشنایی

برای تعیین دید یا گستره دیداری، آشکار است که مشخصه‌های چشم انسان به همان نحوه

ویژگیهای نوری جو، مورد بحث قرار می گیرد. چشم انسان در برابر تابش الکترومغناطیسی، در طول موجهای بین ۴ره تا ۷ره میکرون حساس است. در این گستره، حساسیت به شدت به طول موج وابسته است. بنابراین، نور سبز با شدت معلوم نسبت به نور قرمز یا بنفش، با همان شدت، درخشانتر به نظر می رسد.

حساسیت چشم (ψ_λ) نسبت به طول موج λ عبارت است از نسبت شدت نور در ۵۵۵ره میکرون (آنجا که چشم بیشینه حساسیت را داراست) به شدت نور در طول موج λ که همان تأثیرات روشنی را ایجاد می کند. درخشانی تکفام چنین مشخص می شود:

$$B_\lambda = \psi_\lambda I_\lambda \quad (1.11)$$

که I_λ شدت نور تکفام گسیلیده یا بازتابیده توسط شیء است. روشنی (B) چنین به دست می آید

$$B = \int_0^\infty B_\lambda d\lambda \quad (2.11)$$

يك شیء فقط آنگاه قابل رؤیت باقی می ماند که بین آن و پیرامونش تباینی وجود داشته باشد. چشم می تواند اختلاف روشنی دو جسم را تا نقطه ای که آستانه تباین روشنی (C) خوانده می شود، تعیین کند. این نقطه از رابطه زیر به دست می آید

$$C = \frac{B - B_0}{B_0} \quad (3.11)$$

که B روشنی شیء و B_0 روشنی زمینه است.

روشنی زمینه، در اندازه گیریهای دید به عنوان معیار در نظر گرفته می شود. بدیهی است که تعریف فوق برای تمایز دو شیء با رنگهای متفاوت که روشنی یکسانی دارند کافی نیست. با این وجود، جهت بررسی تباین بین اشیاء «سیاه» و «سفید» کفایت می کند.

دید، با مشاهده يك شیء سیاه که در برابر زاویه به اندازه کافی بزرگی که بدان وسیله چشم آن را تحلیل می کند قرار گیرد، تعیین می شود. این زاویه دست کم باید سه ثانیه قوسی باشد. در گستره امواج کوتاه، B خیلی کوچک است و آستانه تباین تقریباً منهای يك است. ظاهراً، این شیء سیاه در فواصل دورتر روشنی معینی دارد، زیرا نور در تمامی راسها در خط نوری از شیء به دیده بان پراکنده می شود. همچنان که فاصله نسبت به شیء بیشتر می شود، روشنی ظاهری افزایش می یابد. سرانجام، تمایز به اندازه ای ناچیز می شود که چشم انسان در گستره دیداری خود دیگر نمی تواند آن را تمیز دهد. در مورد چشم معمولی، آستانه تباین مقدار ± 0.05 را داراست.

۴.۱۱ تضعیف روشنائی

شارنورانی درضمن گذشتن از جو، درطول مسیر خود به دلایل زیرکاستی می‌پذیرد
 الف) پراکندگی توسط مولکولهای گاز و ذرات ریز.
 ب) بازتاب توسط ذرات مایع و جامد بزرگتر.
 ج) درآشامی توسط ذرات جامد.

درهواشناسی، تیرگی شرایطی از جو را توصیف می‌کند که شفافیتش را به تابش، به ویژه تابش مرئی تبدیل کند. این ویژگی به یک بخش بدون ابر از جو برمی‌گردد که ناصافیتش را مرهون درآشامی و پراکندگی تابش توسط مولکولهای هوا و اویزها (مایع و جامد) و اثرات سوسوزدن است.

سوسوزدن اصطلاحی عمومی برای تغییرات سریع وضعیت ظاهری، روشنی یا رنگت یک شیء نورانی دور دست است که از طریق جو دیده می‌شود. اگر این شیء در خارج جو قرار داشته باشد (مثلاً ستارگان) این پدیده، سوسوزدن نجومی نامیده می‌شود. اگر چشمه نورانی دورن جو جایگزیده باشد، این تغییرات سوسوزنی زمینی نامیده می‌شوند. تقریباً علت تمامی اثرات سوسوزنی شکست خلاف قاعده است که در بیشتر بسته‌های کوچک یا لایه‌های هوا، که دمای (و بنا بر این چگالی) متفاوتی، با پیرامون خود دارند، روی می‌دهد.

شدت نورانی یک باریکه موازی هنگام عبور از ضخامت dx جو به مقدار زیر کاهش می‌یابد

$$dI_{\lambda} = -I_{\lambda} \sigma_{\lambda} dx \quad (4.11)$$

که در آن σ_{λ} ضریب خاموشی است.

مقدار ضریب خاموشی به طول موج نور و ذرات، قطره‌ها و مولکولهای موجود در جو وابسته است. می‌توانیم فرض کنیم

$$\sigma_{\lambda} = \sigma_e + \sigma_s \quad (5.11)$$

شاخص پایین «a» به درآشامی برمی‌گردد، درحالی که شاخص پایین «s» بر پراکندگی و بازتابش دلالت می‌کند، یعنی نور دوباره در راستاهای مختلفی تأییده است. اگر ذرات جامدی در جو موجود نباشند، $\sigma_{\lambda} = \sigma_e$ درآشامی، حتی در یک غبار ذره - جامد همواره ناچیز است.

معادله (۴.۱۱) قانون بیر است و پس از انتگرال گیری می‌دهد

$$I_{\lambda} = I_{\lambda_0} e^{-\sigma_{\lambda} x} \quad (6.11)$$

که در آن، I_λ شدت نورانی تابش طول موج λ (در ابتدا I_{λ_0}) پس از عبور از محیطی به ضخامت x است.

ضرب تیرگی برای نشان دادن کاهش شفافیت جو حاصل از ذرات جامد و مایع، غیر از ابر، توسط لینک^۱ فرمولبندی شده است. این سازه عبارت است از نسبت ضریب خاموشی جو واقعی به ضریب خاموشی مولکولی آن (یعنی جو هوای خالص و خشک).

۵.۱۱ گستره دیداری

شدت تابش دریافتی از چشمه‌ای ناخود روشن (یعنی، چشمه‌ای که از طریق نور بازتابیده رؤیت پذیر است)، از دو راه تحت تأثیر جو قرار می‌گیرد:

(الف) تضعیف بنا بر قانون بیر.

(ب) افزایش از راه پراکندگی تابش از راستاهای دیگر.

فرایند اخیر در نور روز روی می‌دهد و این تابش روشنی هوا نامیده می‌شود. این فرایند نور پراکنده، که توسط جو بین چشمه و دیده بان پیش می‌آید، گفته می‌شود. اگر فاصله شی^۲ تغییر کند، برای مجموعه شرایطی ویژه (یعنی σ_λ ثابت) نخستین اثر، تغییر تباین نیست. این امر از آنجا ناشی می‌شود که روشنی ظاهری شی^۲ و زمینه به یک نسبت (به نسبت ضریب $e^{-\sigma_\lambda x}$) کاهش می‌یابند.

دومین اثر، مقادیر مساوی نور به زمینه و شی^۲ اضافه می‌کند. همان طوری که از معادله (۳.۱۱) برمی‌آید، این اثر مقدار تباین آستانه (C) را کاهش می‌دهد. اگر شی^۲ و زمینه هر دو دور شوند، $|C|$ کاهش می‌یابد. فاصله‌ای که در آن $|C|$ برای چشم معمولی تا ۰.۵۲ دره کاهش می‌یابد: گستره دیداری است.

از آنجا که مولکولهای هوا نور آبی را شدیدتر از نور قرمز پراکنده می‌کنند، فرضیه‌ای که براساس آن σ_λ از طول موج مستقل است، کاملاً معتبر نیست. وقتی ذرات بزرگتر، غبار و قطره‌های کوچک که اندازه آنها به اندازه طول موج نور است، موجب پراکندگی شوند، این فرض معتبرتر است. از این رو در اکثر حالات که دید کم است، معمولاً^۳ گستره دیداری از طول موج مستقل است.

۶.۱۱ پدیده‌های نوری

هر چند پرتوهای نور درخلاً^۴ و به خط راست حرکت می‌کنند، ممکن است محیطهای مادی، همچون گازهای جوی، ذرات ابر و هسواویزها، مسیرشان را تغییر دهند. در بیشتر

موارد، این انحرافها بر مبنای طول موج مؤلفه‌های تابش مرئی تغییر می‌کنند. در نتیجه، پدیده‌های نوری گوناگونی در جو روی می‌دهد و آثار رنگین بسیار زیبایی به چشم می‌خورند.

در بخش پ ۵.۲، ما دربارهٔ پراکندگی رالی بحث کرده‌ایم، و این پدیده‌آنگاه روی می‌دهد که شعاع ذرات پراکننده در مقایسه با طول موج نور کوچک باشند. بنابراین مولکولهای هوا و هواویزهای ریزتر معلق در جو، نور آبی را بیشتر از نور قرمز پراکنده می‌کنند. اینجاست که آبی بودن آسمان و نمود قرمز گون پگاه و شامگاه توجیه می‌شود.

بلورهای یخ ابرهایی چون سیرواستراتوس و سیروس، اثرات گوناگونی را پدید می‌آورد. قسمت اعظم بلورهای یخ از نوع شش وجهی، با زاویهٔ ۱۲۰ درجه بین وجوه مجاور است. بنابراین زاویه بین دو وجه يك درمیان آن ۶۰ درجه است و تابش خورشید به هنگام عبور از داخل يك ابر بلور یخ شکسته می‌شود. این تابش با زاویهٔ ۲۰ درجه یا بیشتر نسبت به امتداد اصلی خود، به سوی چشم دیده‌بان منحرف می‌شود. شدت نور شکسته، در کمینه زاویهٔ انحراف (تقریباً ۲۲ درجه)، بیشترین مقدار است. بنابراین، تصویر خورشید به شکل حلقه‌ای درخشان است که هالهٔ ۲۲ درجه نامیده می‌شود.

درواقع، ضریب شکست یخ به نسبت طول موج اندکی کاهش پیدا می‌کند. بنا بر این کمینه‌زاویه‌های انحراف برای نور قرمز ۲۱ درجه و ۳۴ دقیقه و برای نور بنفش ۲۲ درجه و ۲۲ دقیقه است. بدینسان، از لحاظ نظری هالهٔ ۲۲ درجه باید حاوی يك حلقهٔ قرمز درونی با حلقه‌های رنگین بیرونی دیگری باشد. عملاً، رنگهای بیرونی در هم می‌آمیزند و اگر چه گاهگاهی رنگهای زرد و سبز در بیرون از حلقهٔ قرمز مشاهده می‌شوند، این هاله يك لبهٔ خارجی سفید دارد.

هالهٔ ۴۶ درجه که کمتر مشاهده می‌شود، بر اثر شکست نور در منشورهای مستطیلی پدید می‌آید. بلورهایی با شکلهای نامتعارف نیز هاله‌هایی را با شعاعهای مختلف، تا حدود ۷ درجه ایجاد می‌کنند، اما این موارد بسیار نادرند.

برخی بلورهای یخ، بسته به شکلشان، دارای سمنگیری مرجحی‌اند. منشورهای ساده با محور قائم دراز خود فرو می‌افتند، در حالی که منشورهای مسطح با وجوه تخت افقی فرو می‌افتند این امر به غلظت نور در مناطق معینی خارج از هالهٔ مربوطه، منجر می‌شود. تصاویر شکلهای گوناگون بر حسب ارتفاع خورشید تشکیل می‌شوند که به هودسانه‌ها مشهورند.

برخی پدیده‌های نوری بر اثر بازتاب از وجوه تخت بلورهای یخ پدید می‌آیند. مثلاً، اگر وجوه بلور تقریباً افقی باشند، شیدپایه مشاهده می‌شود.

پدیده‌های هاله را در پیرامون ماه نیز می‌توان مشاهده کرد. به هر حال تشکیل کامل بلورهای یخ موجود در ابر، همانند حالت هاله‌های خورشیدی، ضروری است. به علت تغییرات سریع ترکیب ابر، عموماً هاله‌های خورشید و ماه، به ندرت کامل یا ماندگارند.

پدیده‌های شکست و بازتابش در ابرهای بلور - یخ توسط قطره‌های کروی کوچک ابرهای آبدار ایجاد نمی‌شود. اما، ممکن است حلقه‌های رنگین کوچکی مشاهده شوند که خرمن نام دارند. خورشید در مرکز خرمن واقع است و بر خلاف رنگ هاله، دارای یک رشته رنگ است. همانند توالی رنگهای یک رنگین کمان نخستین، رنگ قرمز در خارج و آبی در داخل آن نمودار می‌شود.

خرمها بر اثر پراش پدید می‌آیند، یعنی مسیر نور در ضمن گذشتن از نزدیکی قطره‌های کوچک آب خم می‌شود. بیشتر نور قرمز پراشیده شده و به این ترتیب در خارج مشاهده می‌شود. آنگاه که اندازه قطره‌ها یکنواخت باشد، تفکیک رنگها به خوبی انجام می‌گیرد، و بهترین خرمها در ابرهای نازکی که همان وقت در حال تشکیل یا در حال پراشیدن باشند، روی می‌دهد. هنگامی که خورشید یا ماه از طریق ابر آلتواستراتوس می‌درخشد، این پدیده‌ها بارها دیده می‌شوند.

شعاع یک خرمن به نسبت عکس اندازه قطره، تغییر می‌کند. از این رو، حضور قطره‌هایی با اندازه‌های گوناگون به تشکیل وصله‌های رنگین نامنظم منجر می‌شود. وصله‌های ابر به احتمال زیاد باید در سایه‌های رنگین گوناگون صورتی و سبز دیده شود. این پدیده به آذنگی یا آذنگش مشهور است.

نور خورشید در ضمن عبور از نزدیکی سر شما نیز ممکن است پراشیده شود. اگر پشت به خورشید در جای مرتفعی بر روی زمین بایستید، پرتوهای رنگین می‌توانند از راه قطره‌های آب مه در پایین به سوی چشم شما بازتابیده شود. بنا بر این ممکن است حلقه‌ای از رنگها را در اطراف سایه سر خود مشاهده کنید که به آن پراشه می‌گویند. همچنین ممکن است یک پراشه پیرامون سایه هواپیما بر روی ابر زیر آن دیده شود. اگر پشت به خورشید و روبه‌روی قطره‌های باران که نور خورشید از میان آنها می‌گذرد، بایستیم، گاهی ممکن است رنگین کمان مشاهده شود. رنگین کمان نخستین یا معمولی از راه شکست نور توسط قطره‌های باران با یک بازتابش درونی تام یکتا، پدید می‌آید. شعاع این دایره زاویه‌ای در حدود ۴۲ درجه در برابر چشم بازمی‌کند که رنگ قرمز در بخش خارجی آن قرار دارد.

اگر نور دستخوش دوبار بازتابش درونی شود، رنگین کمان دومین در خارج رنگین کمان نخستین ایجاد می‌شود و لسی کاملاً از آن جداست. ترتیب رنگها معکوس می‌شود و شدت نور تنها یک دهم شدت نور کمان نخستین است. گاهی در داخل کمان اولیه کمانهای بیشمار مشاهده می‌شوند و اینها از راه تداخل میان پرتوهای نور پدید می‌آیند.

در نتیجه عبور نور از لایه‌های جو با چگالیهای مختلف، سراب تشکیل می‌شود. ضریب شکست هوا به نسبت چگالی تغییر می‌کند و اغلب ممکن است در موقعیتهای نامتعارف و شکل‌های واپیچیده به نظر رسند. همراه با سطوح تخت گسترده، موقعی که هوای مجاور زمین گرمتر (و چگالی آن کمتر) از هوای بلافاصله بالای آن است، تصویر پایین ایجاد

می‌شود. اگر هوای مجاور زمین خیلی سردتر از هوای بالایی باشد، یعنی وارونگی مشخص وجود داشته باشد، اثر عکس آن که تصویر بالاست، مشاهده می‌شود. پدیده‌های متنوع نوری را مطالعه کرده‌ایم. بعضی از اینها در هوای صاف، و پدیده‌های دیگر موقعی که به علت بارندگی شرایط بدتر شده است، مشاهده می‌شود. به همین ترتیب، اکنون جنبه‌های الکتریسیتهٔ جوی را که هم به وضع هوای خوب و هم توفانی می‌پردازد، بررسی خواهیم کرد.

الکتروسیسته جوی

الکتروسیسته جوی به مجموع پدیده‌های الکتریکی گوناگون که به طور طبیعی در جو روی می‌دهند، مربوط می‌شود. این مطلب، مشتمل بر مباحث گسترده‌ای است که برخی از آنها در فصل‌های پیشین مورد بحث واقع شده‌اند. در این فصل گزیده‌ای از این مباحث را بررسی می‌کنیم، که عمدتاً به فرایندهای الکتریکی در توده جو بین سطح زمین و یون-کره می‌پردازد.

آنرا با دقت نظر بر میدان الکتریکی زمین و نمودهای مختلف یونش آغاز می‌کنیم. سپس جنبه‌های اساسی یون کسره مورد بررسی قرار می‌گیرند. این مطلب را با بحثی پیرامون جریان هوای مطلوبی که بین سطح زمین و یون کره به وجود می‌آید، پی می‌گیریم. سپس جریانی را در راستای مخالف که لازم است تا توازنی با جریان هوای خوب به وجود آورد، و همچنین فرایندهای تفکیک بار الکتریکی که در ابرها به وجود می‌آید، مورد مطالعه قرار می‌دهیم. سرانجام، پدیده‌های متنوع تخلیه الکتریکی را بررسی می‌کنیم.

۱۰۱۲ میدان الکتریکی زمین

در بسیاری موارد هوا به عنوان عایق در نظر گرفته می‌شود، ولی حتی در یک روز بدون

ابر، امکان آشکار کردن يك میدان الکتریکی قابل اندازه گیری و همچنین يك شارش جریان الکتریکی از جو به سوی زمین وجود دارد. میدان الکتریکی متعارف یا هوای خوب چنان است که جو نسبت به زمین دارای بار الکتریکی مثبت است.

معمولاً در مجاورت توفان تندی، سوی میدان برمی گردد و تغییرات موضعی روی می دهد. اما، احتمالاً این فرایند اخیر کمتر از يك درصد سطح زمین را می پوشاند، و بنا بر این میدان هوای خوب، به عنوان شرایط الکتریکی متعارف جو در نظر گرفته می شود.

در جو، پتانسیل (V) به نسبت ارتفاع (z)، مثبت تر می شود، یعنی گرادیان پتانسیل الکتریکی (قائم)، $\partial V / \partial z$ ، کمیتی مثبت است. زمین را همیشه دارای پتانسیل صفر می گیرند، به طوری که V ، مقدار اختلاف پتانسیل، را نسبت به زمین نشان می دهد. میدان الکتریکی (شدت) (E) از طریق معادله زیر به دست داده می شود

$$E = -\frac{\partial V}{\partial z} \quad (1.12)$$

علامت منفی نشان می دهد که سوی شدت میدان (نیروی الکتریکی برواحد بار مثبت) به پایین است. در عرصه هایی با وضع هوای خوب، مؤلفه های افقی میدان (شدت) چشم پوشیدنی است.

یونهای مثبت و منفی با اندازه های متغیر، چشمه اولیه جریان الکتریکی در جو را تشکیل می دهند، از این رو میدان معمولی یا هوای خوب باعث می شود که سوی شارش یونهای مثبت به پایین و از آن یونهای منفی به بالا باشد.

میدان الکتریکی غیرخطی است، و در نزدیکی زمین مقدار آن ۱۳۰ ولت بر متر است. در ارتفاع ۱۰ کیلومتری، این مقدار به حدود ۴ ولت بر متر کاهش می یابد.

۲.۱۲ یونش جوی

اتمهای خنثی می توانند الکترون بگیرند یا از دست بدهند و باری الکتریکی کسب کنند تا یونهای مثبت یا منفی را تشکیل دهند. يك بار الکتریکی اولیه نیز به خاطر تشکیل يك ذره باردار بزرگ ممکن است خود را به يك مولکول، ذره غبار، قطره ابر، و جز اینها پیوند دهد. این یونها بعداً به وسیله میدان الکتریکی زمین به حرکت درمی آیند، یعنی يك جریان الکتریکی بسط می یابد.

پرتوهای کیهانی از فضا و تشعشعات رادیواکتیو از سطح زمین نسبت زیادی از مولکولهای یونیده موجود در جو را تولید می کنند. پرتوهای اولیه کیهانی ذراتی بسیار پرانرژی بوده و قسمت اعظم آنها پرتون است. آنها از همسو به جو زمین وارد می شوند و از راه برخورد با مولکولهای خنثی هوا، سایر ذرات پرانرژی را تولید

مى کنند. محصولات حاصل از برخورد، پرتوهای کیهانی ثانویه خوانده می شوند و در اثر برخورد با گازهای جو، یونها را پدید می آورند.

در نزدیکی سطح زمین به علت واپاشی عنصر پرتوزا، در زمین و هوا نیز یونها تولید می شوند. اما، پرتوزایی بر فراز دریا عامل مهم یوننده نیست.

در جو زبرین، به علت این که فقط ذرات ابتدایی در تابش کیهانی موجود است، پرتوهای کیهانی در یونیده کردن کمتر مؤثرند. به هر حال، یونها ممکن است از راه درآشامی تابش فرابنفش و X خورشید نیز تولید شوند. در گرم کره، الکترونهايي که از اتمهای اکسیژن و ازت خنثی بیرون انداخته شده اند، به مدت زیادی می توانند آزاد باقی بمانند. بنابراین، نتیجه یونش پدید آمدن يك الکترون منفی و يك یون مثبت سنگینتر است. در نزدیکی سطح دریا، الکترونها با سرعت زیادی به مولکولهای خنثی متصل می شوند. این یونهای منفی همانند یونهای مثبت نیز می توانند خودشان را به گروههایی از مولکولهای خنثی متصل کنند. اما، اندازه آنها اساساً مولکولی باقی می ماند و یونهای کوچک نامیده می شوند. سایر یونها خود را به هواویزها که بزرگتر از مولکولها هستند متصل می کنند و یونهای بزرگ را تشکیل می دهند. بنابراین یونهای جوی بر حسب اندازه به چهار گروه اصلی تقسیم می شوند: یونهای کوچک و بزرگ، هم مثبت و هم منفی.

یونها در يك میدان الکتروستاتيك شتاب دار می شوند، ولی مسیر آزاد میانگین در سطح دریا تنها در حدود 10^5 میکرون است. بنابراین يك یون، دستخوش يك رشته شتابهایی می شود که با برخورد های ناگهانی در آنها وقفه ایجاد شده است. در نتیجه، با سرعت رانه میانگین در هوا حرکت می کند که به بار و جرم یون، گرا دیان پتانسیل و مسیر آزاد میانگین آن بستگی دارد.

تحرك يك یون عبارت است از نسبت تندى رانه آن به شدت میدان الکتريکی. یونهای کوچک، به علت جرم ناچیزشان، نسبت به یونهای بزرگ در میدان الکتريکی زمین سرعت بیشتری کسب می کنند. تحرك یونی عبارت است از سرعت میانگینی که يك یون، در گازی مشخص، در میدان الکتريکی با قدرت واحد با آن سرعت رانده شود. در نزدیکی سطح زمین، تحرك یونهای کوچک در جو در حدود $10^{-4} \times 1.3$ متر بر ثانیه برولت بر متر است، در صورتی که تحرك یونهای بزرگ تنها در حدود $10^{-7} \times 4$ متر بر ثانیه برولت بر متر است.

رسانایی الکتريکی مقدار الکتريسته ایست که از واحد مساحت بر واحد گرا دیان پتانسیل در واحد زمان عبور داده می شود. یونهای کوچک در بیش از ۹۵ درصد مجموع رسانایی جو سهیم اند.

یونهای کوچک بر اثر ترکیب با یونهایی بسا بار مخالف، و یا جا به جاشدن از راه اتصال به ذرات بزرگتر، همواره در حال تباهی هستند. به منظور تعیین آهنگ فرا برد این فرایندهای فیزیکی، لازم است که چگالی (یا غلظت) یون را بدانیم. این کمیت تعداد یونهای موجود در واحد حجم هواست.

باز ترکیبی با چگالی یون متناسب است و بنابراین آهنگ باز ترکیبی با مجذور چگالی یون متناسب است. به همین ترتیب، آهنگ اتصال یون، توأمأ با غلظت یونهای کوچک و ذرات بزرگ متناسب است.

تحت شرایط ترازندی میان تولید و تباهی یون

$$p = an^2 + \beta nN$$

که p آهنگ تولید یون کوچک، n و N تعداد یونهای کوچک و ذرات بزرگ بر واحد حجم، a ضریب باز ترکیبی یونهای کوچک و β ضریب ترکیب یونهای کوچک و ذرات بزرگ است.

۳.۱۲ یون کره

یادآوری کرده ایم که تابش فرابنفش و X ناشی از خورشید، در گرم کره تولید یونش می کند. تابش کیهانی در سطوح پایینتر نیز به تولید یون منجر می شود. در جو بالا، فرابدهای تباهی یون، نسبت به سطوح پایینتر سرعت کمتری دارند، لذا پوسته کروی با چگالی زیاد یون، گرایش به دوام در ناحیه ای که یون کره نامیده می شود، دارد.

یون کره با غلظتهایی از یونها و الکترونها مشخص می شود که به اندازه کافی بزرگ باشند و بازتابش امواج رادیویی را موجب شوند. این اثر عمدتاً به علت ذرات باردار کم جرم - یعنی الکترونهاست. چندین بخش یون کره را می توان چنین از یکدیگر تمیز داد:

الف) ناحیه D

این ناحیه تقریباً زیر ۹۰ کیلومتر قرار دارد. امواج رادیویی کم بسامد را بازمی تاباند، ولی امواج با بسامد متوسط و بالا را درمی آشامد. حد پایینی آن نامشخص است و معمولاً در حدود ۷۰ کیلومتر در نظر گرفته می شود، ولی گاهی غلظت یونها در زیر این سطح نیز آشکار سازی می شود.

ناحیه D کاملاً به تابش خورشیدی بستگی دارد، و هنگام غروب ناپدید می شود. در خلال دوره های شدید فعالیت خورشیدی (شراره خورشیدی) این ناحیه به خوبی گسترده می شود، و معمولاً در خلال این مدت ارتباطات رادیویی با بسامد متوسط و بالا کاملاً قطع می شود. این فرایندها را آشفته گیهای ناگهانی یون کره ای (SID) می نامند.

1. Sudden Ionospheric Disturbances

ب) ناحیه E

این ناحیه تقریباً بین ۹۰ تا ۱۴۰ کیلومتری واقع است و شامل پایینترین «لایه» کاملاً مشخص یون کره - یعنی لایه E است. یک لایه یون کره ای توسط یک کم و بیش بیشینه چگالی الکترون (غلظت) مشخص می شود.

امواج رادیویی با بسامد متوسط و بالا از سوی ناحیه E بازتابیده می شوند. اما، ضعیف شدن ناحیه معمولی E پس از غروب آفتاب آغاز می شود، که بازترکیبی یونها و الکترونها در سطوح پایینترش فرابردی بسیار سریعتر خواهد داشت. اگرچه این ناحیه در خلال شب، نازکتر می شود ولی جز در خلال زمستان طولانی قطب، ناپدید نمی شود. تحت شرایط ویژه و در زمانهای نامنظمی نیز «لایه اتفاقی E» را می توان مشاهده کرد. این لایه متناوب، امتداد افقی محدودی دارد، و می توان از راه دقت نظر بر آثار این تناوبها روی امواج رادیویی حرکتهای یونها و الکترونها را مطالعه کرد.

ج) ناحیه F

این بخش یون کره از حدود ۱۴۰ کیلومتر، به بالاسو امتداد دارد، ولی حد بالایی آن نامعین است. در بخشهای بالایی اش، همانند گاز میسان سیاره ای، تقریباً به تمامی شامل پروتونها و الکترونهاست.

ناحیه F را دولایه مشخص می کند:

۱. لایه - F_1 . این لایه تنها در روز هنگام، آنگاه که خورشید نسبتاً بالا باشد تمیزدانی است. شب هنگام و موقعی که خورشید پایین است، با لایه F_2 یکی می شود. این لایه بر انتشار امواج رادیویی با بسامد متوسط و بالا تأثیر مهمی دارد.
۲. لایه - F_2 . این لایه در بخش بالایی ناحیه F واقع است و همچنین در ارتباطات رادیویی راه دور از اهمیت فراوانی برخوردار است. چگالی یون در ارتفاع ۲۵۰ تا ۵۰۰ کیلومتری به یک قله می رسد، که به موضع و شرایط بستگی دارد. این مقدار در ارتفاع بالاتر به تدریج کاهش می یابد، اما حد بالایی برای آن تشخیص داده نشده است.

۴.۱۲ جریان الکتریکی هوا - زمین

در بحث الکتروسیته جوی، اصطلاح بار فضایی به فزونی یونهای مثبت یا منفی، در هر ناحیه معین جو گفته می شود. در عمل، یک بار مثبت خالص در تمام ارتفاعات جو یافت می شود، که در نزدیکی سطح زمین بیشترین مقدار را دارد.

جریان الکتریکی هوا - زمین انتقال بار الکتریکی را از جو با بار مثبت، به زمین با بار منفی برقرار می کند. این جریان از سه جزء اصلی تشکیل می شود:

الف) جریان الکتریکی رسانش هوا - زمین

ب) جریان الکتریکی بارشی.

ج) جریان الکتریکی همرفتی.

گذشته از اینها سهم عوامل جزئی گوناگونی وجود دارند که در شارش جریان الکتریکی هوا - زمین، سهمین اند.

جریان الکتریکی رسانش هوا - زمین گاهی جریان هوای خوب هم خوانده می شود. این جریان همچون حرکت پایین سوی بار فضایی مثبت در نواحی بدون توفان برفراز کل زمین، باز نموده می شود. می توان گفت که جریان الکتریکی هوای خوب بزرگترین جزء جریان الکتریکی هوا - زمین است و مقدار تقریبی آن $10^{12} \times 3$ آمپر بر مترمربع یا در حدود ۱۸۵۰ آمپر برای تمامی زمین است.

جریان الکتریکی رسانش هوا - زمین، از يك ناحیه رسانا در بخشهای زیرین یون کره که بار مثبت دارد، به پایین یعنی به زمین که بار آن منفی است، شارش می یابد. اندازه گیرها نشان می دهند که جریان الکتریکی هوای خوب نسبتاً از ارتفاع مستقل است. جریان الکتریکی بارشی نمایانگر يك انتقال پایین سوی بار از نواحی ابری به سطح زمین است. این جریان در خلال ریزش بارانی که از لحاظ الکتریکی باردار شده است، و یا سایر آبشهاها، روی می دهد. مشاهدات بار روی قطره های منفرد باران در خلال توفان تندری نشان می دهد که از راه جریانهای الکتریکی بارشی، بار مثبت بیشتر از بار منفی به زمین می رسد. اما، هم در توفانهای منفرد و هم از يك توفان به توفان دیگر، انحرافات فراوانی پیش می آید. جریانهای الکتریکی بارشی در باران پیوسته از حدود 10^{12} تا 10^{15} آمپر بر مترمربع متغیر است. اما، در توفانهای تندری این جریانها تا 10^8 - 10^5 آمپر بر مترمربع افزایش می یابند.

جزء دیگر جریان الکتریکی هوا - زمین به جریان الکتریکی همرفتی مشهور است. به طور کلی این اصطلاح نه تنها شامل جریانهای پخش بیچه باد است که در نواحی بار فضایی خالص وجود دارند، بلکه جریانهایی را نیز که از ریزش ذرات بارش باردار (جریان الکتریکی بارشی) ناشی می شوند، در بر می گیرد.

بحث پیشین را می توان بر حسب يك مدل ساده فیزیکی جمع بندی کرد. در این مدل، سطح زمین ولایه های رسانای جوزبرین (یون کره) را همچون صفحات يك خازن کروی می پندارند که قسمت اعظم جو میان آنها واقع می شود. زمین و یون کره دو سطح هم پتانسیل طبیعی را تشکیل می دهند. انباش افقی بارهای موضعی در یون کره یا زمین ناممکن است، مگر آنکه در مدت چند میکروثانیه تلف شوند.

صفحه خارجی (یون کره) خازن کروی، دارای بار مثبت خالص است و صفحه داخلی (زمین) متشکل از بار خالص منفی است. در فضای بین این دو سطح گازهایی با رسانایی جزئی قرار دارد. وجود یونها باعث رسانندگی هوا می شود، اما تنها یونهای کوچک که دارای تحرک کافی هستند، به عنوان رسانا از اهمیت برخوردارند.

جريان الكتريكي هوا - زمين در حدود ۱۸۰۰ آمپر بوده و مقاومت مؤثر جو تقريباً ۲۰۰ اهم است. اين امر دال بر وجود اختلاف پتانسيلى در حدود ۳۶۰۰۰۰ ولت بين سطح زمين ويون كره است. اين مقدار در تمام جو به طور يكنواخت توزيع نشده اند. در نتيجه، مقدار گرايدان پتانسيل در نزديكى سطح زمين برابر ۱۰۰ ولت بر متر است، ولسى به نسبت ارتفاع کاهش مى يابد.

در مسدل بالا، جريان الكتريكي هوا-زمين را غالباً جريان نشتي خازن مى نامند. تخمين مى زنند كه اگر اين جريان به تنهائى عمل مى كرد، پوسته خازن زمينى در خلال چند ساعت تا ميزان ناچيزى تخليه مى شد.

۵.۱۲ جريان الكتريكي تغذيه

بنا بر بحثهاى كه پيرامون ميدان الكتريكي هواى خوب و جريان يونى به ميان آمد، براى برقرارى موازنه الكتريكي جو بايد جريانى در سوى عكس موجود باشد. اين جريان، جريان الكتريكي تغذيه ناميده مى شود.

براي موازنه جريان الكتريكي هوا-زمين در نواحى هواى خوب، بايد جريان الكتريكي تغذيه بارهاى مثبت را به بالا سو (يا بارهاى منفي را به پايين سو) منتقل كند. مسئله توجيه چنين جريانى تا كنون مورد توجه زيادى بوده و اكنون عقیده روبرشد اين است كه مولد اين جريان، توفان تندرى است.

توفانهاى تندرى را كه در نواحى گسترده اى از زمين پراكنده اند، در هر زمان مى توان علت جريان الكتريكي تغذيه ذكر كرد. ديده بانيتهاى انجام شده از بسيارى توفانها، نشان مى دهد كه يونهاى مثبت عامل توفانهاى تندرى فعال در فضاى بالا هستند. در يك ميانگين از بسيارى توفانها، آذخس حاصل از توفانهاى تندرى بارهاى منفي را به پايين سو و به زمين منتقل مى كند، و به همين ترتيب است و ابارى نقطه اى بدون نور ساكت كه از درختان و ساير اشياى زمينى در نواحى زير ابر كومولونيموس، اين جريان را مى گذراند.

اندازه گيريهائى اين جريان كه يونهاى مثبت را از قله هاى توفانهاى تندرى تا بالاى جو حمل مى كنند، مقدارى در حدود ۳ ره تا ۶ ره آمپر را به ازاي هر واحد توفان تندرى نشان داده است. به منظور موازنه جريان ۱۸۰۰ آمپرى ميان هوا و زمين، اين جريان الكتريكي تغذيه از تمامى توفانهاى تندرى موجود در روى زمين مورد نياز است. براى انجام اين موازنه، همواره به وجود ۳۰۰۰ تا ۶۰۰۰ واحد توفان تندرى در تمامى زمين، نياز است. اين اندازه گيريه با شواهد اقليم شناختى نيز مطابقت دارد.

۶.۱۲ تفكيك بار الكتريكي در ابرها

مراکز آشكارشدى بار الكتريكي در ابرهاى جوششى، در مراحل ابتدايى رشد يا مراحل

بعدی به واباری آذرخشی در خلال توفان تندی منتهی می‌شود. برای تفکیک بارهای الکتریکی با علامت مخالف، ساز و کارهای زیادی پیشنهاد شده است. این ساز و کارها بر جدایی بارها در شکستگیهای قطره‌های درشت باران، گیرافتادن یونهای جوی به وسیله قطره‌های باران و ذرات یخ، برخورد بین ذرات یخ در دماهای مختلف، خرد شدن قطره‌های ابر سرد در عمل انجماد و جزاینها، منجر می‌شود. اما، محتمل است که در موقعیتهای گوناگون ترکیبی از سازوکارهای فوق وارد عمل شود.

ابرهایی که به خوبی در بالای سطح انجماد امتداد می‌یابند و در آنها جریانهای هوای بالاسوی شدید وجود دارد به عنوان مولدهای قدرتمند الکتریکی عمل می‌کنند. هوای بالارونده ذرات کوچکی با يك علامت (معمولاً مثبت) و عناصر نزول کننده بارش بار مخالف را (معمولاً منفی) با خود حمل می‌کنند.

اگر ذریک واحد فعال جوششی عناصر بارشی یخ زده موجود باشد، ذرات کوچک یخی بار مثبت را به بالاسوی می‌برند، در حالی که ذرات بزرگ یخی (گویچه‌های تگرگ نرم) بار منفی را به سوی پایه ابر حمل می‌کنند. بار مثبت در نزدیکی قله ابر کومولونیمبوس و بار منفی در نزدیکی ته آن انباشته می‌شود.

همچنان که ستون باران ریزش می‌کند، مقداری از بار مثبت را از میان ابر به پایین سو حمل می‌کند. بنابراین، قله‌های ابر در نواحی یخی، دارای بار مثبت است، اما در بارانندگیهای بسیار شدید موضعی ممکن است هسته‌ای از بار مثبت از قله تا پایه ابر پایین آید. اما، به‌طور کلی يك واحد منفی بیشتر بخشهای این ابر را اشغال می‌کند.

۷.۱۲ واباری الکتریکی در زیرین کره

واباریهای الکتریکی متنوعی در زیرین کره روی می‌دهند. برخی از آنها خاموش و نامرئی‌اند، اما بقیه پدیده‌هایی پرسروصدا و تماشایی هستند.

واباری نقطه‌ای، واباری الکتریکی گازی بدون روشنایی و صدا، از رسانای نوک-داری است که، در پتانسیلی متفاوت با پتانسیل جو پیرامون نگهداشته شده باشد. واباریهای نقطه‌ای از درختها یا سایر اجسام زمینی که دارای نوک و برآمدگیهایی‌اند، بروزمی‌کنند. پدیده آشکارتر، و ابجادی جرقه‌ای است. این پدیده عبارت است از واباری الکترونیکی گازی که در آن، انتقال بار به تناوب در امتداد مسیر نسبتاً محدودی با غلظت بالای یون، رخ می‌دهد. این پدیده اغلب روشنایی خیره کننده‌ای دارد.

حدواسط بین واباری نقطه‌ای (با ویژگیهای خاموش و بدون روشنایی آن) و واباری جرقه‌ای (معمولاً با کانال واباری منحصر به فردش) و ابجادی خرونی است. آنگاه که شدت میدان الکتریکی در نزدیکی سطح اشیاء (به ویژه اگر نوک دار باشند)، به مقدار تقریبی ۱۰^۵ ولت بر متر برسد، این پدیده روی می‌دهد.

در خلال پرواز هوایما از میان توفانهای الکتریکی، از آنتنها، بالها و سایر قسمتهای

هوایما و اباری خمرنی انجام می گیرد، در خلال توفانهای تندری در دریا، ازدکلهها و میلههای افقی که به دکلههای کشتیها متصل اند، این پدیده بروز می کند که اغلب به آن آتش الموی مقدس گفته می شود.

تماشایترین و اباری در زیرین کره، و اباری، جرقه ای درمقیاس بزرگ است. این پدیده و اباری آذرخشی است که با ابر توفانزای تندری یا کومولونیمبوس همراه است. در بخش ۶.۱۲، در خصوص انبارش بار مثبت در بخشهای بالای ابر کومولونیمبوس بحث کردیم. همچنان که ستون باران از ارتفاعات بالای سطح انجماد می بارد، بین این ستون باران و سایر قسمتهای ابر با بار منفی و اباری آذرخشی روی می دهد. پس از این و اباری این امکان وجود دارد که آن توفان تندری در عرض چند دقیقه مجدداً خود را به طور کامل باردار کند.

بیشتر درخشهای آذرخش ابر به زمین بین بخش پایینتر ابر با بار منفی و سطح زمین، که دارای بار مثبت موضعی است، روی می دهد. از راه این فرایند، بار منفی به پایین سو منتقل می شود. اقلیتی از درخشهای ابر به زمین نیز از هسته کوچکترباره های مثبت که آن هم در ته ابر جایگزیده است، بارهای مثبت را به پایین سو منتقل می کند.

تا زمانی که گرادبان پتانسیل به مقدار بحرانی میلیونها ولت بر کیلومتر نرسد، و اباری آذرخشی، بین بخشهای مختلف ابر، بین ابرهای مجاور یا بین ابر و زمین روی نمی دهد. پس، در اثر عبور جریان بسیار زیاد در مدت زمانی بسیار کوتاه، عایق بندی شکسته می شود. افزایش سریع دما و ضربه حاصل از انبساط هوا در طول مسیر آذرخش، چشمه ای از امواج صوتی فراهم می آورد، که به اطراف پخش می شود و به صورت تندر به گوش می رسد.

شارش بالاسوی خالص یونهای مثبت در بالای ابرهای کومولونیمبوس، بار منفی خالصی که در خلال و اباریهای آذرخشی به زمین حمل می شود، جریان الکتریکی تغذیه را تشکیل می دهند. پیشتر یادآوری کردیم که نقش این جریان، موازنه جریان کوچکتتر نشی است که بین یون کره و سطح زمین در نواحی هوای خوب، روی می دهد.

در بالای زیرین کره نیز و اباریهای الکتریکی تماشایی روی می دهد. شفقها در اثر بمباران بخشهای بالایی جو از طریق رگباری از ذرات یا تیزههایی که از خورشید پرتاب شده اند، ایجاد می شود. ناحیه اصلی روشنائی شفقی در بخشهای زیرین گرم کره، بین ۹۰ و ۱۳۰ کیلومتری قرار دارد، ولی گاهی این روشنائی در هنگام روز تا ۱۰۰۰ کیلومتری هم قابل رؤیت است. جزئیات این پدیدهها در فصول پیشین مطرح شده اند و با مبحث کنونی ارتباط چندانی پیدا نمی کند.

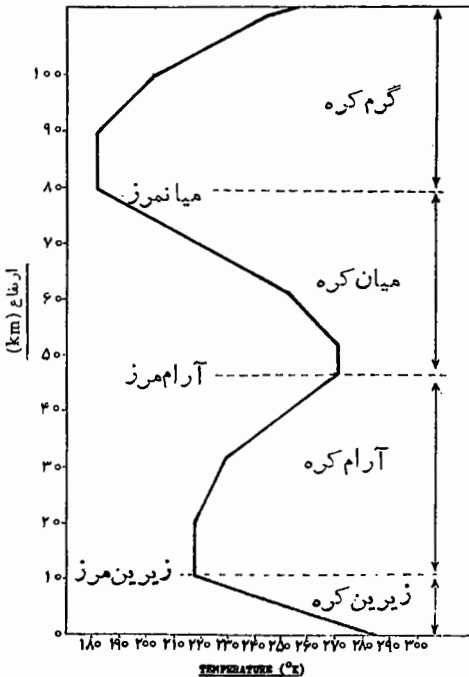
پیوست ۱

تقسیمات قائم جو

جو بر اساس تفاوت‌های طبیعی قائم، به چندین لایه تقسیم می‌شود. به خاطر کار بردهای معمولی، رده‌بندی‌هایی بر مبنای واکنش‌های شیمیایی، یونش، ترکیب، دما و جز اینها وجود دارد، اما این رده‌بندیها هم بدون اشکال نیست.

در سال ۱۹۶۲ سازمان جهانی هواشناسی

با تقسیم جو به چهار ناحیه، تصمیم به تشریح آن گرفت. این تقسیمات در جو بر پایه میانگین تغییرات دما نسبت به ارتفاع استوار است. شکل پ.۱ جنبه‌های اساسی این تقسیمات را نشان می‌دهد.



شکل پ.۱. تقسیمات قائم جو.

پیوست ۲

تابش الکترومغناطیسی

انرژی می‌تواند از جسمی به جسم دیگر با یا بدون وجود یک محیط واسطه مادی، از طریق امواج الکترومغناطیسی عبور کند (تراکسیلد). این انرژی تابنده را تابش الکترومغناطیسی می‌گویند.

تابش الکترومغناطیسی درحالتاً به‌خط راست و با سرعت ثابت (c) حرکت می‌کند.

$$c = 29997925 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$$

بیناب الکترومغناطیسی تابش رادیویی، فروسرخ، مرئی، فرابنفش، X و گاما را دربرمی‌گیرد. این تابش یا با طول موج (λ) یا با بسامد آن (n) مشخص می‌شود.

$$c = n\lambda \quad (\text{پ. ۱})$$

انرژی تابشی، انرژی درحال عبور است. متأسفانه، اصطلاحاتی که برای تشریح اثرات و تغییرات آن به‌کار می‌رود، کاملاً استاندارد نشده است. اما جایی که بخواهیم از آنها استفاده کنیم، ازواژه‌هایی که در نشریه (WMO)، «واژه‌نامه بین‌المللی هواشناسی» (صفحه ۲۴۱)، گردآوری شده است، سود می‌بریم.

پ ۱.۲ تعاریف و مفاهیم

الف) شار تابشی (توان تابشی)

آهنگ شارش انرژی تابشی است.

این مفهوم به‌توان گسیلیده، که به‌شکل تابش الکترومغناطیسی منتقل یا دریافت

می‌شود، گفته می‌شود.

یادآوری

$$\phi_e = \frac{dQ_e}{dt} \quad (\text{پ.۲})$$

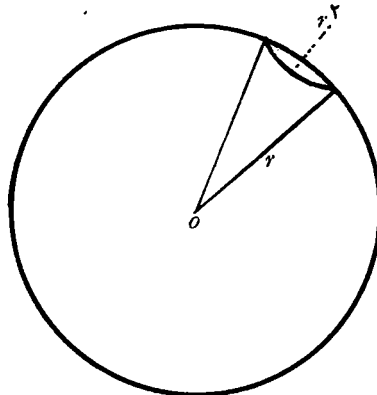
که ϕ_e شار تابشی و dQ_e مقدار انرژی گسیلیده، انتقال یافته یا دریافت شده در زمان dt است. از آنجا که واحد انرژی در دستگاه SI، ژول (J) است، واحد شار تابنده وات (W) است.

(ب) شدت تابشی (از چشمه‌ای در راستایی مشخص) خارج قسمت شار تابشی گسیلیده از یک چشمه (یا یک عنصر از چشمه) در مخروطی بینهایت کوچک که دربر گیرنده راستای تعیین شده است، به زاویه فضایی آن مخروط. واحد زاویه فضایی، استرادیان است. استرادیان زاویه‌ای است که رأس آن در مرکز کره‌ای به شعاع r روبه‌روی سطحی خمیده به مساحت r^2 بر روی سطح آن کره واقع شده باشد (شکل پ.۲). از آنجا که سطح کره $4\pi r^2$ است، مجموع زاویه فضایی که از مرکز آن دیده می‌شود 4π استرادیان است.

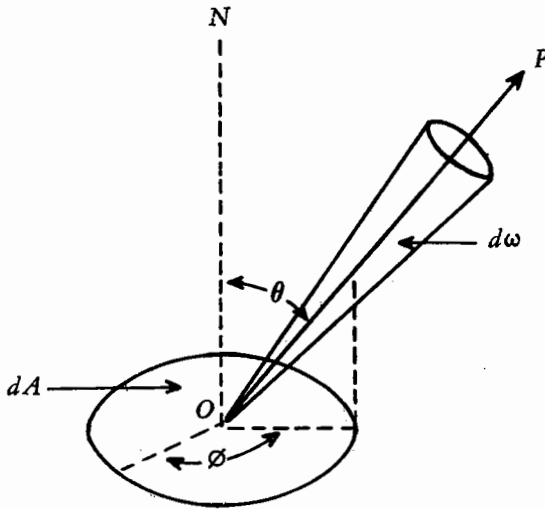
یادآوری

$$I_e = \frac{d\phi_e}{d\omega} \quad (\text{پ.۳})$$

که I_e شدت تابشی گسیل در راستای معین و $d\phi_e$ شار تابشی گسیلیده در زاویه فضایی $d\omega$ که راستای معینی را در بر دارد، است. واحد شدت تابشی در دستگاه SI، وات بر استرادیان $\text{W}\Omega^{-1}$ است.



شکل پ.۲. واحد زاویه فضایی (استرادیان).



شکل پ.۳ تابندگی در نقطه O در راستای OP .

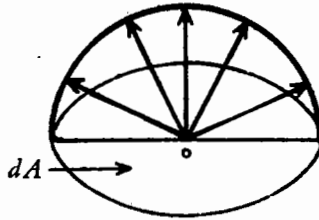
ج) تابندگی (در نقطه‌ای از یک چشمه در راستای مشخص).
 خارج قسمت شدت تابشی در راستای معین از یک عنصر سطح بینهایت کوچک که شامل نقطه مورد نظر است، به مساحت تصویر متعامد این عنصر روی صفحه‌ای که بر آن راستای معین عمود است.
 مساحت عنصری dA را که در شکل پ.۳ نشان داده شده است در نظر بگیرید. تصویر متعامد آن بر روی صفحه‌ای عمود بر راستای OP ، $dA \cos \theta$ است، که θ زاویه بین OP و عمود بر dA است.

$$\therefore L_e = \frac{dI_e}{dA \cos \theta} \quad (\text{پ.۴})$$

که L_e تابندگی در نقطه O در راستای OP است. واحد تابندگی در دستگاه SI وات بر مترمربع بر استرادیان است $(\text{Wm}^{-2}\Omega^{-1})$.

د) گسیلندگی (از نقطه‌ای بر روی یک سطح).
 عبارت است از خارج قسمت شار تابش گسیلیده توسط یک عنصر سطح بینهایت کوچک که شامل نقطه مورد نظر است، به مساحت آن عنصر.
 مساحت عنصری dA را در شکل پ.۴ ملاحظه کنید.

$$\therefore M_e = \frac{d\phi_e}{dA} \quad (\text{پ.۵})$$



شکل پ.۴. گسیلندگی از نقطه O .

۵) رابطه بین گسیلندگی و تابندگی

(dQ_e) را انرژی گسیلنده از یک مساحت عنصری dA درون یک نیمکره و در زمان dt می‌گیریم

$$\therefore (dQ_e)_1 = M_e dA dt \quad (۶.پ)$$

فرض کنیم $(dQ_e)_2$ بخشی از انرژی گسیلنده بالا درون زاویه فضایی $d\omega$ ، در راستای OP و در همان زمان باشد (شکل پ.۳).

$$\therefore (dQ_e)_2 = L_e dA \cos \theta d\omega dt \quad (۷.پ)$$

اکنون

$$(dQ_e)_1 = \int (dQ_e)_2 \quad (۸.پ)$$

که در آن انتگرال گیری روی سطح نیمکره انجام می‌شود. معادلات (۶.پ)، (۷.پ) و (۸.پ) را با هم ترکیب می‌کنیم

$$M_e = \int L_e \cos \theta d\omega \quad (۹.پ)$$

نمو زاویه فضایی در مختصات کروی چنین به دست می‌آید

$$d\omega = \sin \theta d\theta d\phi \quad (۱۰.پ)$$

از این رو، معادله (۱۰.پ) چنین می‌شود

$$M_e = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L_e \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi \quad (۱۱.پ)$$

در حالت تابش همگون تابندگی (L_e) از راستا مستقل است و انتگرال گیری از آن، این

رابطه را به دست می‌دهد

$$M_e = \pi L_e \quad (\text{پ.۱۲})$$

(و) چگالی بینایی (تمرکز)

انرژی تابشی در گستره‌ای از طول موجها توزیع می‌شود. هنگامی که به تابش در یک طول موج اشاره می‌شود (در بازه طول موجی بینهایت کوچک λ تا $\lambda + d\lambda$) پیشوند «چگالی بینایی» یا «تکفام» به کار می‌رود.

چگالی بینایی (تمرکز) یک کمیت تابش سنجی (X_e) را برابر خارج قسمت این کمیت، که جانشین گستره بینهایت کوچکی در یکی از دو سوی طول موج معینی شده است، به گستره موجی، تعریف می‌کنیم

$$X_e(\lambda) = \frac{dX_e}{d\lambda} \quad (\text{پ.۱۳})$$

مثلا، چگالی بینایی تابندگی در راستای معین، چنین به دست می‌آید

$$L_e(\lambda) = \frac{dL_e}{d\lambda}$$

در مورد کاربرد این مفهوم باید دقت کافی به عمل آید. گاهی فرض می‌شود که در نخستین مرحله کمیت‌های تابش سنجی به تابش تکفام اشاره دارند. هنگامی که اشاره به تابش در یک گستره متناهی طول موجی ضرورت پیدا می‌کند، پیشوندی نظیر «انتگرال گیری شده» به کار می‌رود.

(ز) جسم سیاه

جسمی فرضی که تابش فرودی را به طور کامل درمی‌آشامد، جسم سیاه نامیده می‌شود. این مفهوم از همبستگی بین تیرگی رنگ و تناسب تابش مرئی در آشامیده، ناشی می‌شود. در آشامنده‌های کامل تمامی طول موجها در طبیعت یافت نمی‌شوند. از این رو اصطلاح «جسم سیاه» تا اندازه‌ای غلط انداز است. اما، جسمی که به علت پراکندن تابش مرئی وارد بر آن سفید به نظر می‌رسد، نسبت به تابش یک طول موج متفاوت دیگر، همچون جسم سیاه عمل می‌کند. مثلا، برف نسبت به طول موجهای بلندتر از ۱۲۵ میکرون به طور مؤثری یک جسم سیاه است.

یادآوری

در بخش پ.۱۰ عموماً هنگامی که واحدهای فیزیکی مناسب باشند، برای نشان دادن کمیت‌هایی که به تابش اشاره دارند، شاخص پایین (e) به کار می‌رود. آنگاه که مقادیر

نورسنجی مناسب باشند، این شاخص آنها را از کمیتهای مشابهی که به نور مرئی برمی گردند، متمایز می کند. در مطالعات جو شناختی واحدهای نورسنجی به ندرت به کار می روند، لذا برای راحتی زیر نویس (e) را حذف می کنیم.

پ ۲.۲ ویژگیهای اجسام سیاه گسیلنده نور

جسم سیاه همچنین به عنوان گسیلنده تابش که، در دمای معین، شدت بینایی بیشینه گسیلندگی تابشی را نشان می دهد، تعریف می شود. بنا بر این، در دمای ویژه ای، و در هر طول موج، این جسم بیشینه مقدار انرژی را از واحد مساحت سطح در زمانی معین، گسیل می کند. این جسم گاهی تابشگر کامل نیز گفته می شود.

به همین ترتیب، تابشی جسم سیاه همچون مقدار بیشینه نظری تابش گسیلنده از واحد مساحت يك جسم در دمای معین، تعریف می شود. ویژگیهای گسیل نور از يك جسم سیاه را قوانینی چند بیان می دارند:

الف) قانون پلانک

چگالی بینایی تابندگی يك جسم سیاه ($L_{\lambda B}$) تنها تابع دما (T) و طول موج (λ) است. این رابطه را چنین بیان می کنیم

$$L_{\lambda B} = c_1 \lambda^{-5} / (e^{c_2/\lambda T} - 1) \quad (\text{پ. } 14)$$

در این رابطه

$$c_1 = \text{نخستین ثابت تابش} = 3.742 \times 10^{-16} \text{ Jm}^2 \text{ s}^{-1}$$

$$c_2 = \text{دومین ثابت تابش} = 1.439 \times 10^{-2} \text{ mK}$$

چگالی بینایی تابندگی يك جسم سیاه از راستا مستقل است. این موضوع، با بیان قانون کسینوسی لامبرت هم تراز است:

شار گسیلنده در هر راستایی از واحد سطح تابش کننده، بر واحد زاویه فضای، به نسبت کسینوس زاویه بین عمود بر سطح و راستای تابش تغییر می کند.

ب) قانون استفان - بولتزمن

تابندگی جسم سیاه انتگرال گیری شده (L_B) در تمامی بیناب از راه انتگرال گیری از هر دو طرف معادله (پ. ۱۴) نسبت به طول موج، به دست می آید

$$L_B = \int_0^{\infty} L_{\lambda B} d\lambda \quad (\text{پ. } 15)$$

بدینسان، قانون استفان - بولتزمن به دست می آید

$$L_B = \frac{\sigma T^4}{\pi} \quad (\text{پ.۱۶})$$

در این رابطه

$$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Jm}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ S}^{-1}$$

از آنجا که $L_{\lambda B}$ به راستا بستگی ندارد، این موضوع در مورد L_B نیز صادق است. قبلاً یادآوری کرده ایم که معادله (پ.۱۲) برای تابش همگون به کار می رود، پس

$$M_B = \sigma T^4 \quad (\text{پ.۱۷})$$

که در آن M_B گسیلندگی جسم سیاه است که در تمام طول موجها از آن انتگرال گیری شده است.

ج) قانون (جا به جایی) وین

به ازای دمای معینی، طول موج تابندگی بیشینه از معادله (پ.۱۴) و از راه حل شرط $\partial L_{\lambda B} / \partial \lambda = 0$ و با ثابت گرفتن دما، به دست می آید. می توان نشان داد که طول موج (λ_{\max}) تابندگی بیشینه برابر است با

$$\lambda_{\max} = C T^{-1} \quad (\text{پ.۱۸})$$

که

$$C = 0.2898 \times 10^{-2} \text{ mK}^{-1}$$

این معادله نشان می دهد که با بالا رفتن دما، انرژی بیشینه گسیل به طور تصاعدی به طول موجهای کوتاهتر، منتقل می شود.

د) قانون کیرشهوف

به ازای طول موج و دمای ویژه ای، نسبت تابندگی واقعی یک شیء تابش کننده به تابندگی جسم سیاه، گسیلندگی (ϵ_{λ}) خوانده می شود، یعنی

$$\epsilon_{\lambda} = \frac{L_{\lambda}}{L_{\lambda B}} \quad (\text{پ.۱۹})$$

در مورد یک جسم سیاه، $\epsilon_{\lambda} = 1$. اگر در تمامی طول موجها ϵ_{λ} ثابت و لسی کمتر از واحد باشد، آن شیء را «جسم خاکستری» می نامند. هیچ شیء واقعی دقیقاً این مشخصه ها را ندارد.

بنابر قانون کیرشهوف گسیلندگی یک شیء با ضریب درآشامی آن (a_{λ}) برابر است،

هر گاه این هر دو کمیت در طول موج و دمای مشابهی سنجیده شوند، یعنی

$$\varepsilon_{\lambda} = a_{\lambda} \quad (\text{پ. ۲۰})$$

ضریب درآشامی نسبت مقدار انرژی تابشی در آشامیده به مقدار فرود آمده بر آن است. این ضریب تابعی از دما و طول موج بوده و گاهی به آن توان درآشامی نیز می گویند. نتیجه قانون کیرشهوف این است که، اگر جسمی در دمای معین تابشی را در طول موج ویژه‌ای درآشامد، در همان طول موج، گسیلنده خوبی نیز خواهد بود. مثلاً، یادآوری کرده‌ایم که یک جسم سیاه هم درآشامنده کامل و هم گسیلنده کاملی است یعنی

$$a_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda} = 1$$

پ ۳.۲ انتقال تابش از یک محیط

در بررسی انتقال تابش از جو که تابش را در می آشامد، می پراکند و می گسیلد، ضروری است کمیت‌هایی مشابه با تابندگی و گسیلندگی یک جسم را از نظر بگذرانیم (بخش پ ۱۰۲).

الف) شدت ویژه (I_{λ})

انرژی انتقال یافته در یک راستا از میان عنصر مساحت dA ، در بازه طول موجی λ تا $\lambda + d\lambda$ در زاویه فضایی $d\omega$ در راستایی که با عمود بر آن مساحت و در زمان dt ، زاویه θ بسازد.

از مساحتی سخن می گوئیم که به عنوان «تابش نوك مدادی» تعریف می شود. با تعبیر هندسی، در واقع I_{λ} «شار تابشی بر واحد زاویه فضایی» تقسیم بر مساحت است. بنابراین همانند تابندگی است.

یادآوری می کنیم که این کمیت به یک طول موج ویژه (λ) اشاره دارد. پسوند «ویژه» اغلب حذف می شود و موقعی که این مقدار به «شدت» اشاره می کند، به دقت کافی نیازمند است. تعریف (۲) در بخش پ ۱۰۲ متضمن تقسیم بر مساحت عمود بر راستای مشخصی نیست.

ب) شار بر واحد مساحت (F_{λ})

انرژی انتقال یافته از تمامی راستاها در یک نیمکره از یک عنصر dA ، در بازه طول موجی λ تا $\lambda + d\lambda$ در زمان dt است.

به تعبیر هندسی، F_{λ} مشابه گسیلندگی است ولی به یک طول موج ویژه اشاره دارد. گاهی به این کمیت چگالی شار تکفام، چگالی شار یا مختصراً شار، نیز گفته می شود. در حالت اخیر این توجه ضرورت دارد که مانند تعریف (۱) در بخش ۱۰۲ به تقسیم بر یک سطح اشاره نمی کند.

یادآوری

۱. با مقایسه معادلات (پ. ۹) و (پ. ۱۱۰)

$$F_{\lambda} = \int I_{\lambda} \cos \theta \, d\omega \quad (\text{پ. ۲۱})$$

$$F_{\lambda} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} I_{\lambda} \cos \theta \sin \theta \, d\theta \, d\phi \quad (\text{پ. ۲۲})$$

و برای تابش همگون

$$F_{\lambda} = \pi I_{\lambda} \quad (\text{پ. ۲۳})$$

۲. در حالت متعارف يك باریکه دقیقاً موازی، $d\omega = 0$. اگر F_{λ} شار بر واحد مساحت باشد، در سطح دریافت کننده‌ای که عمود بر آن با این باریکه زاویه θ می‌سازد

$$F_{\lambda} = I_{\lambda} \cos \theta \quad (\text{پ. ۲۴})$$

پ. ۴.۲ درآشامی و گسیل تابش

متون فیزیک کوانتومی فرایندهای فیزیکی را به تفصیل توضیح می‌دهند که وقتی روی می‌دهند که تابش حاوی گستره پیوسته‌ای از بسامدها و انرژیها بر ماده بتابد. به‌طور خلاصه، می‌توان گفت که توضیح درآشامی به‌عنوان استخراج کوانتومهای منفرد انرژی از يك چشمه تابشی، امکان‌پذیر است. تراگیلهای الکترونی در اتمهای منفرد روی می‌دهد، در حالی که تراگیلهای ارتعاشی و چرخشی در مولکولهای چنداتمی امکان تحقق پیدا می‌کند. این اتمها و مولکولها می‌توانند بعداً انرژی را در خطها یا نوارهای منفرد و در طول موجهای یکسانی با طول موجهایی که درمی‌آشامند، گسیل کنند.

يك باریکه تابش با شدت ویژه I_{λ} را که به‌سطح بالایی يك لایه مادی درآشامنده مطابق نازک افقی، با زاویه θ نسبت به قائم وارد می‌آید در نظر می‌گیریم (شکل پ. ۵). با چشم‌پوشی از شکست و پراکندگی، تغییر شدت ویژه (dI_{λ}) يك باریکه موازی (یا تقریباً موازی)، پس از گذشتن از مساحت dx درون این لایه، تاحدودی به‌علت:

$$-a_{\lambda} I_{\lambda} = \text{الف) درآشامی در این لایه}$$

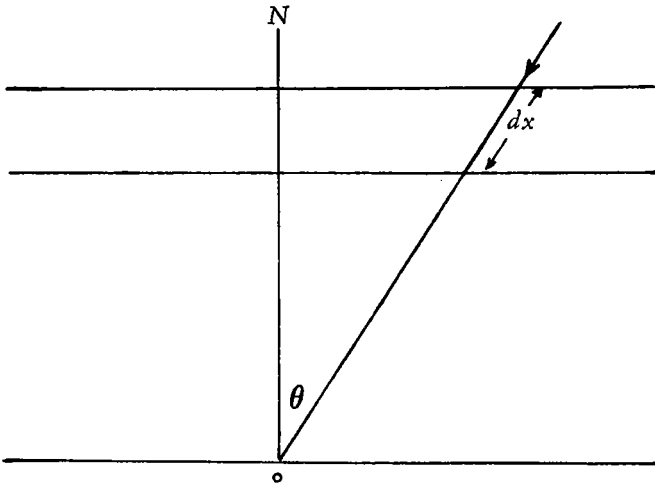
$$L_{\lambda} = \text{ب) و گسیل توسط این لایه}$$

است.

از اینرو

$$dI_{\lambda} = L_{\lambda} - a_{\lambda} I_{\lambda} \quad (\text{پ. ۲۵})$$

از معادلات (پ. ۱۹) و (پ. ۲۵)



شکل پ. ۵ انتقال تابش.

$$L_{\lambda} = \epsilon_{\lambda} L_{\lambda B} = a_{\lambda} L_{\lambda B} \quad (\text{پ. ۲۶})$$

این معادله را در معادله (پ. ۲۳) می‌نشانیم، داریم

$$dI_{\lambda} = a_{\lambda} (L_{\lambda B} - I_{\lambda}) \quad (\text{پ. ۲۷})$$

ضریب درآشامی (a_{λ}) چنین نوشته می‌شود:

$$a_{\lambda} = k_{\lambda} \rho dx = k_{\lambda} dm \quad (\text{پ. ۲۸})$$

که K_{λ} ضریب درآشامی است.

جرم بر واحد مساحت ماده درآشامنده در مسافت dx در طول مسیر، $dm = \rho dx$.
ضریب درآشامی (K_{λ}) به ازای یک طول موج ویژه ثابت است، ولی به نسبت فشار در طول مسیر، تغییر می‌کند. رابطه بالا را در معادله (پ. ۲۷) می‌نشانیم و معادله شوارتزشیلد را به دست می‌آوریم

$$dI_{\lambda} = k_{\lambda} (L_{\lambda B} - I_{\lambda}) dm \quad (\text{پ. ۲۹})$$

جرم یک ماده درآشامنده یا گسیلنده، در ستونی قائم، با سطح مقطع واحد که بین دو تراز مشخص امتداد یافته است، ضخامت نوری یا ژرفای نوری لایه خوانده می‌شود. اگر du ضخامت نوری لایه باشد که در شکل پ. ۵ مشاهده می‌شود، پس

$$du = dm \cos \theta = \rho dx \cos \theta \quad (\text{پ. } ۳۰)$$

از این رو معادله شوارتزشیلد چنین نوشته می شود

$$dI_\lambda = k_\lambda (L_{\lambda B} - I_\lambda) \sec \theta du \quad (\text{پ. } ۳۱)$$

که θ زاویهٔ سرسواست.

اگر گسیلش در این طول موج مشخص ناچیز باشد، معادلهٔ (پ. ۳۱) به شکل زیر

ساده می شود

$$dI_\lambda = -k_\lambda I_\lambda \sec \theta du \quad (\text{پ. } ۳۲)$$

شدت ویژهٔ باریکه در قلهٔ ($u=0$) لایهٔ درآشامنده را I_λ می گیریم. مقدار آن (I_λ)

پس از عبور از ژرفای نوری (یا مسیر نوری $m = u \sec \theta$) با انتگرال گیری از معادلهٔ (پ. ۳۲) به دست می آید.

یعنی

$$I_\lambda = I_{\lambda_0} e^{-\sec \theta \int_0^u k_\lambda du} \approx I_{\lambda_0} e^{-k_\lambda m} \quad (\text{پ. } ۳۳)$$

این رابطه به قانون بیر مشهور است.

نسبت $I_\lambda / I_{\lambda_0}$ تراگسیلندگی شدت ویژه، پس از عبور از گاز درآشام واقع در

ژرفای نوری u (یا مسیر نوری m) است، در صورتی که در طول مسیر هیچگونه گسیلشی روی نداده باشد.

پ ۵.۲ پراکندگی

تابش در ضمن عبور از یک محیط نیز ممکن است در معرض پراکندگی واقع شود. این امر صرفاً متضمن تغییر راستای انتشار انرژی تابشی است، آنگاه که این تابش با ذرات پراکندگی برخورد پیدا می کند. در اینجا مانند حالت درآشامی، انتقال انرژی تابشی انجام نمی شود. اما، تهی سازی تابش، به علت این امر که مقداری از انرژی به سوی عقب و به اطراف پاشیده شده است، در راستای تابش فرودی روی می دهد.

برای ذراتی به کوچکی مولکولهای هوا، این پاشندگی به پراکندگی دالی^۱ مشهور است. در این حالت نسبت شعاع ذرهٔ پراکننده به طول موج تابش فرودی مقدار ناچیزی است. می توان نشان داد که شدت نسبی تابش پراکننده، در راستایی که با باریکهٔ فرودی زاویهٔ θ بسازد، از این رابطه به دست می آید

1. Rayleigh scattering

$$I_{\theta} = \text{const.} \times \left(\frac{1 + \cos^2 \theta}{2} \right) \quad (\text{پ. } ۳۴)$$

بنابراین قسمت اعظم تابش در راستای باریکهٔ فرودی، به سوی عقب یا جلو پراکنده می‌شود، و کمترین مقدار پراکنندگی در راستای عمودی صورت می‌گیرد. تغییر شدت ویژه (I_{λ}) این باریکه در ضمن گذر از مسافت dx ، در محیطی پراکننده چنین می‌شود

$$dI_{\lambda} = -S_{\lambda} I_{\lambda} dx \quad (\text{پ. } ۳۵)$$

که S_{λ} ضریب پراکنندگی است. ضریب پراکنندگی را همچنین می‌توان به عنوان تهی‌سازی برخه‌ای این شدت از یک باریکهٔ تابیده از یک مساحت واحد از طریق یک حجم واحد محیط پراکننده، تعریف کرد.

در پراکنندگی رالی می‌توان نشان داد که S_{λ} برابر است با

$$s_{\lambda} = \frac{32\pi^3(n_{\lambda}-1)^2}{3\lambda^4 N} \frac{\rho}{\rho_0} \quad (\text{پ. } ۳۶)$$

که N تعداد مولکولها بر واحد حجم، در شرایط استاندارد فشار و دما، n_{λ} ضریب شکست هوا در طول موج λ ، در شرایط استاندارد، ρ چگالی واقعی هوای خشک و ρ_0 چگالی استاندارد هوای خشک است.

انتگرال‌گیری از (پ. ۳۶) در مسیر باریکهٔ ورودی بر حسب زاویهٔ سرسوی از

قلهٔ جو تا ارتفاع Z به معادلهٔ زیر منجر می‌شود

$$I_{\lambda} = I_{\lambda_0} e^{-\sec \theta \int_0^Z s_{\lambda} dz} = I_{\lambda_0} e^{-s_{\lambda_0} \frac{pH}{p_0} \sec \theta} \quad (\text{پ. } ۳۷)$$

که H ارتفاع جو همگون است

$$s_{\lambda_0} = \frac{32\pi^3}{3\lambda^4} \frac{(n_{\lambda}-1)^2}{N}$$

بنابراین معادلهٔ (پ. ۳۷) با معادلهٔ (پ. ۳۳) که بنا بر قانون بیر برای درآشامی نوشته شده، مشابه است.

معادلهٔ (پ. ۳۷) نشان می‌دهد که در پراکنندگی رالی، ضریب پراکنندگی (S_{λ}) با توان چهارم طول موج نسبت عکس دارد. از آنجا که λ در گسترهٔ مرئی از حدود ۴ میکرون (آبی) تا ۱۰۰ میکرون (قرمز) تغییر می‌کند، آشکار است که S_{λ} در فرینگی آبی ناحیهٔ مرئی شانزده مرتبه بزرگتر از فرینگی سرخ آن است.

برای ذراتی بزرگتر از مولکولهای هوا، نظیر ذرات کوچک غبار، می‌توانیم ضریب پراکندگی غبار ($s_{d\lambda}$) را چنان تعیین کنیم که

$$s_{d\lambda} = \beta \lambda^{-\gamma} \quad (\text{پ. ۳۸})$$

که در آن β با چگالی ذره متناسب است و γ پارامتری است که با افزایش اندازه ذره کاهش می‌یابد.

مقدار γ برای اندازه میانگین ذرات تحت شرایط متعارف، در حدود ۱٫۳ است. اما، این مقدار ممکن است به ۰٫۵ یا کمتر برسد و آن هنگامی است که هوا را ذرات بزرگتر، همچون ذراتی که بر اثر توفانهای غبار یا فورانهای آتشفشانی در هوا معلق می‌شوند، آلوده کرده باشند.

اثر مقدار کاهش یا بنده γ برای تابشی که پراکنده می‌شود، نسبت به طول موج کمتر انتخابی است. در حالتی که ذرات بسیار بزرگ باشند، نظیر ذرات مه، آنگاه $\gamma = 0$. این موضوع به بازتابش پخشیده مشهور بوده و دلیلی بر سفیدی رنگ مه است. هر پراکندگی که از طریق ذرات کروی و بدون توجه ویژه‌ای به اندازه نسبی قطر این ذره و طول موج تابش پدید آمده باشد، در مقابل پراکندگی رالی، پراکندگی می‌نامیده می‌شود. پراکندگی می‌متضمن بسیاری از مسائل مربوط به غبار و پراکندگی ابر است، که در آنها نسبت قطر ذره به طول موج، مقداری برابر یک یا بیشتر است.

پ ۶۰۲ ضریب تضعیف

هنگامی که تابش فرودی به علت هردو عامل درآشامی و پراکندگی تهی می‌شود، یا آنگاه که تعیین اثر هر کدام از این عوامل ناممکن است، بهتر است ضریب تضعیف (a_λ) را تعریف کنیم. این ضریب سنج‌های برای آهنگ فضای کاهش، یا تضعیف، تابش انتقال یافته است.

این کمیت را می‌توان از طریق شکل قانون بیر نیز تشخیص داد

$$dI_\lambda = -a_\lambda I_\lambda dx \quad (\text{پ. ۳۹})$$

یا

$$I_\lambda = I_{\lambda_0} e^{-a_\lambda x} \quad (\text{پ. ۴۰})$$

که I_λ شدت ویژه در نقطه برگزیده در محیط، I_{λ_0} شدت ویژه ابتدایی، x مسافت پیموده شده در محیط در راستای باریکه و a_λ ضریب تضعیف است.

بنابراین ضریب تضعیف، تغییر برخه‌ای شدت ویژه تابش برواحد مسافت در طول مسیر باریکه است.

پیوست ۳

قوانین گازها

ما در هواشناسی در موارد فراوانی به ترازمندی حالت‌های ابتدایی و انتهای گازهایی که در معرض فرایندهای انرژی یا تبدیلیهای ویژه قرار گرفته‌اند، برمی‌خوریم، در فصولی که به ترمودینامیک می‌پردازد به بررسی قوانین گازها مراجعه خواهد شد. این قوانین در این پیوست خلاصه شده‌اند.

پ ۱.۳ متغیرهای حالت

اصطلاح «سیستم» به نمونه ویژه‌ای از ماده گفته می‌شود. به تجربه دریافته‌ایم که «حالت ترازمندی» یک سیستم را می‌توان با تعدادی ویژگیهای متناهی همچون فشار، دما و حجم، کاملاً مشخص کرد. این ویژگیها را متغیرهای حالت یا متغیرهای ترمودینامیکی می‌گویند. یک سیستم کوچک را می‌توان به‌طور ترمودینامیکی با حجم (ΔV)، جرم (Δm)، فشار (p)، دما (T) و ترکیبش تشریح کرد. اگر این سیستم در معرض فرایندهای گوناگون فیزیکی قرار گیرد که طی آنها جرم یا ترکیبش تغییر نمی‌کند، همیشه شامل ذرات مشابهی خواهد بود.

در چنین حالتی سه متغیر - حجم، فشار و دما باقی می‌مانند. اینها متغیرهای اساسی حالت‌اند. و مقادیرشان حالت سیستم معینی را کاملاً توصیف می‌کنند. حجم را با حجم ویژه (a) بیان می‌کنیم. این کمیت عبارت است از حجم واحد جرم، یعنی

$$a = \frac{\Delta V}{\Delta m} \quad (\text{پ. ۱.۳})$$

یادآوری می‌کنیم که این کمیت، عکس چگالی (ρ) است.

$$\therefore a = \frac{1}{\rho} \quad (\text{پ.۲۰})$$

پ ۳.۳ قانون بویل

اگر دمای جرم معینی از گاز ثابت نگهداشته شود، وقتی که فشار زیاد می‌شود حجم آن کاهش می‌یابد و برعکس. رابرت بویل این تغییر را در سال ۱۶۶۰ به‌طور تجربی کشف کرد و نتایج تجربیات او به‌شکلی که امروز قانون بویل گفته می‌شود، جمع‌بندی شده است: فشار جرم معینی از گاز در دمای ثابت با حجم آن نسبت عکس دارد.

بنابراین اگر در دمای ثابت، فشار جرم معینی از گاز ۲، ۳ یا ۴ برابر شود حجم گاز به ترتیب ۱/۲، ۱/۳ یا ۱/۴ مقدار اولیه‌اش خواهد شد. قانون بویل را بر حسب نمادها چنین می‌نویسیم

$$p \propto \frac{1}{V}$$

یعنی

$$pV = k_1 \quad (\text{پ.۳۳})$$

که k_1 برای جرم معین گاز در دمای مشخص، مقدار ثابتی است. قانون بویل برای گازهای حقیقی دقیقاً صادق نیست، گرچه برای گازهای به اصطلاح «دائمی» چون هیدروژن، اکسیژن، ازت و هلیوم که تمام آنها با اشکال به‌مابعد تبدیل می‌شوند، تقریب بسیار خوبی است. اما، در فشارهای پایین قانون بویل توصیف معقولی از رفتار تمامی گازهای حقیقی به‌دست می‌دهد.

پ ۳.۳ قانون چارلز ۱

در سال ۱۷۸۱، چارلز دانشمند فرانسوی، اثر گرما بر گازها را در فشار ثابت بررسی کرد، با تغییر دما، تغییرات حجم به‌وقوع پیوست. اگر دما بر حسب کلوین داده شود، این تغییرات به‌ساده‌ترین شکل خود بیان می‌شوند. توجه داشته باشید که

$$K = 273.15 + C \quad (\text{پ.۴۴})$$

که در آن K دما بر حسب کلوین و C دما بر حسب درجه سلسیوس است. مقیاس دمای کلوین اغلب مقیاس دمای مطلق خوانده می‌شود. انبساط و تراکم گازها را در فشار ثابت، قانون چارلز جمع‌بندی کرده است:

حجم جرم معینی از گاز در فشار ثابت، با دمای آن بر حسب درجه کلوین نسبت مستقیم دارد.

بنابراین در فشار ثابت، جرم معینی از گاز، حجم ویژه‌ای را در ۳۰۰ کلوین اشغال می‌کند و اگر تا ۶۰۰ کلوین گرم شود، حجم آن دو برابر خواهد شد. شکل نمادین قانون چارلز چنین است

$$V \propto T$$

یعنی

$$V = k_p T \quad (\text{پ. ۴۵})$$

در اینجا k_p برای جرم معینی از گاز در فشار ثابت، مقداری ثابت است و بر حسب کلوین بیان می‌شود.

قانون چارلز نیز در مورد گازهای حقیقی دقیقاً صادق نیست، اما در مورد گازهایی که مایع کردن آنها مشکل است، دقیقتر است.

پ ۴.۳ ترکیب قانون بویل و قانون چارلز

جرم معینی از یک گاز را که فشار، حجم و دمای آن به ترتیب p_1 ، V_1 و T_1 باشند، در نظر می‌گیریم.

فرض می‌کنیم ابتدا دما را در T_1 کلوین ثابت نگهداشته و فشار را از p_1 به p_2 افزایش دهیم. در این صورت بنا بر قانون بویل حجم به مقدار $V_1 p_1 / p_2$ کاهش می‌یابد. حالا فشار را در p_2 ثابت نگه می‌دارند در حالی که دما به T_2 افزایش می‌یابد؛ بنا بر قانون چارلز حجم جدید (V_2) از طریق معادله زیر به دست داده می‌شود

$$V_2 = V_1 \frac{p_1}{p_2} \cdot \frac{T_2}{T_1}$$

می‌توان رابطه بالا را چنین نوشت

$$\frac{p_2 V_2}{T_2} = \frac{p_1 V_1}{T_1}$$

یعنی

$$\frac{pV}{T} = k \quad (\text{پ. ۴۶})$$

در این رابطه، k ثابت و T بر حسب کلوین بیان می‌شود.

پ ۵.۳ عدد آووگادرو

واحد مناسب برای اندازه گیری جرم ماده موجود در یک سیستم، مول است. این واحد را به اختصار به شکل «mol» می نویسند.

جرم یک مول ماده با وزن مولکولی M برابر M کیلوگرم است. مثلاً، یک مول گاز هیدروژن هم ارز ۲ کیلوگرم هیدروژن مولکولی (H_2)، و یک مول اکسیژن هم ارز ۳۲ کیلوگرم اکسیژن مولکولی (O_2) است.

هر مول از یک گاز دارای تعداد ثابتی مولکول است ($N_A = 6.02 \times 10^{23}$) که آن را عدد آووگادرو می نامند.

یادآوری

گاهی بین کیلوگرم-مول و گرم-مول تمایز قائل می شوند. در این کتاب، با استفاده از دستگاه SI فقط کیلوگرم-مول را به کار می بریم.

پ ۶.۳ حجم مولی

حجمی را که یک مول گاز اشغال کرده است، حجم مولی می نامند. حجم مولی به نسبت دما و فشار تغییر می کند.

حجم اشغال شده توسط یک مول گاز در دما و فشار استاندارد (S.T.P) - حجم مولی استاندارد (V_m) نامیده می شود. این شرایط به دمای صفر درجه سلسیوس ($= 273.15$ کلوین) و فشار یک جو استاندارد (101325 میلی بار) مربوط می شود.

تجربه نشان می دهد که حجم مولی استاندارد تقریباً برای تمام گازهای حقیقی یکسان است. مقدار حجم مولی استاندارد تقریباً 22.414 متر مکعب است، یعنی

$$V_m = 22.414 \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$$

یادآوری

گاهی دما و فشار استاندارد، به دما و فشار معمولی (N.T.P.) نیز گفته می شود.

پ ۷.۳ ثابت گاز بر مول

در بخش پ ۴.۳ دیدیم که به ازای جرم معینی از یک گاز، نسبت pV/T ثابت است. اگر یک مول گاز را در شرایط S.T.P (دما و فشار استاندارد) در نظر بگیریم،

$$p = 101325 \text{ mb} = 101325 \text{ Nm}^{-2}$$

$$V = 22.414 \text{ m}^3$$

$$T = 273.15 \text{ K}$$

$$\therefore \frac{pV}{T} = \frac{101325 \times 22.414}{273.15} = 8314 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \text{K}^{-1}$$

نمادی که برای عدد اخیر به کار می رود R^* است و ثابت عمومی گاز خوانده می شود. بنابراین برای یک مول گاز

$$\frac{pV}{T} = R^*$$

یعنی

$$pV = R^*T \quad (\text{پ. ۴۷})$$

پ ۸.۳ مفهوم یک گاز ایده آل

هیچ گاز حقیقی دقیقاً از معادله $pV = R^*T$ پیروی نمی کند. برای مقاصد نظری بهتر است وجود یک گاز به اصطلاح ایده آل را چنان فرض کنیم که معادله بالا دقیقاً با آن وفق کند. گازهای حقیقی در فشارهای خیلی کم شبیه گازهای ایده آل رفتار می کنند.

پ ۹.۳ معادله حالت یک گاز ایده آل

در هواشناسی بارها به یک واحد جرم گاز (یعنی یک کیلوگرم)، برخوردیم. حجم جرم واحد گاز، حجم ویژه (a) آن است.

فرض کنید رفتار نمونه ای از گاز ایده آل را با وزن مولکولی M ، بررسی می کنیم. اگر حجم آن در دمای T و فشار p برابر V باشد

$$a = \frac{V}{M}$$

معادله (پ. ۴۷) را چنین می نویسیم

$$paM = R^*T$$

یا

$$pa = \frac{R^*}{M}T \quad (\text{پ. ۴۸})$$

برای گازی به وزن مولکولی M ثابت R^*/M را به شکل R می نویسیم، یعنی

$$R = \frac{R^*}{M} \quad (\text{پ. ۴۹})$$

در اینجا R ثابت ویژه گاز برای یک گاز معین است. از این رو برای واحد جرم (یک کیلوگرم) گاز ایده آل، معادله (پ. ۴۸) چنین نوشته می شود

$$pa = RT \quad (\text{پ. ۵۰})$$

این معادله، معادله حالت یک گاز ایده آل نامیده می شود. این رابطه را قانون گاز ایده آل نیز می گویند. باید توجه داشت که اگر دما ثابت باشد معادله بالا به قانون بویل تبدیل می شود. از طرف دیگر در صورت ثابت بودن فشار قانون چارلز را به دست می آوریم. عموماً، هر سه متغیر حالت (T و a ، p_1)، هم زمان تغییر می کنند.

پ ۱۰.۳ آمیزه گازهای ایده آل

به منظور مطالعه رفتار آمیزه ای از گازهای ایده آل نخست قانون دالتون را بررسی می کنیم:

کل فشاری که از جانب آمیزه ای از گازها وارد می آید برابر است با مجموع فشارهای جزئی هر یک از گازها که به تنهایی و در همان دمای آمیزه، آن حجم را اشغال می کردند.

بنابراین دمورد آمیزه ای k جزئی

$$p = \sum_{\nu} p_{\nu} = p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_n + \dots + p_k \quad (\text{پ. ۵۱})$$

که p فشار کل و p_n فشار n امین جزء است. فرض می کنیم حجم این آمیزه V باشد و m_n جرم n امین جزء و M_n وزن مولکولی n امین جزء است. اگر هر گاز به طور جداگانه از قانون گازهای ایده آل (پ. ۵۰) پیروی کند

$$p_n = \frac{R^*}{M_n} \frac{m_n}{V} T \quad (\text{پ. ۵۲})$$

با به کار بردن قانون دالتون

$$p = \sum p_n = \frac{R^* T}{V} \sum \frac{m_n}{M_n}$$

$$pa = R^*T \frac{\sum \frac{m_n}{M_n}}{\sum m_n} \quad (\text{پ.۵۳})$$

که a حجم ویژه آمیزه است. می توانیم وزن مولکولی متوسط (\bar{M}) برای آمیزه‌ای از گازهای ایده‌آل را با رابطه زیر تعریف کنیم

$$\frac{1}{\bar{M}} = \frac{\sum \frac{m_n}{M_n}}{\sum m_n} \quad (\text{پ.۵۴})$$

سپس معادله (پ.۵۳) چنین می‌شود

$$pa = \frac{R^*}{\bar{M}} T \quad (\text{پ.۵۵})$$

بنابراین آمیزه‌ای از گازهای ایده‌آل از قانون گازی (پ.۵۵) پیروی می‌کند که همانند قانون گاز ایده‌آل (پ.۵۰) برای یک جزء تنهاست. از معادله (پ.۵۴) معلوم می‌شود که وزن مولکولی متوسط آمیزه، در واقع یک میانگین موزون وزنی-جرم است.

واژه‌نامه انگلیسی - فارسی

| | |
|-----------------------|-----------------|
| accretion | برافزایش |
| aerological diagram | نمودار جوشناختی |
| aerosols | هواویزها |
| edvection fog | فرارفت مه |
| albedo | سپیدی |
| aurora | شفق |
| brightness contrast | تباين روشنی |
| chromosphere | فام سپهر |
| cloudiness | ابرناکی |
| cloud seeding | بارورکردن ابر |
| coalescence | همامیزی |
| condensation | میعان |
| condensation nuclei | هسته‌های میعان |
| corona discharge | واباری خرمنی |
| cumuliform clouds | ابرهای جوششی |
| deposition | تهست |
| dew-point temperature | دمای نقطه شبنم |
| diffusive separation | جداسازی پخشنده |
| drizzle | ریز باران |

| | |
|----------------------------|----------------------------|
| eddie | پیچک |
| eddy | پیچه باد |
| entrainment | درون آمیزی |
| exosphere | برون کره |
| freezing nuclei | هسته های انجماد |
| giant nuclei | غول هسته ها |
| glation | بستن |
| glaze | یخ پوشه شفاف (یخشه) |
| glory | پراشه |
| graphical method | روش نگاره سازی |
| green house effect | اثر گلخانه ای |
| hailstone | سنگک تگرگک |
| 22° halo | هاله ۲۲ درجه |
| heterosphere | ناهمگن کره |
| hoar frost | برفک |
| homosphere | همگن کره |
| horizontal advection | فرا رفت افقی |
| hour angle | زاویه ساعتی |
| hurricanes | توفند |
| hydrometeors | آبشها بها |
| hygroscopic | نمگیر |
| ice pellets | گویچه های یخی (گویچه - یخ) |
| insolation | آفتابگیری |
| ionosphere | یونکره |
| isobarically | تک فشاری گونه |
| lee side | سمت پشت به باد |
| lenticular cloud | ابر دانه ای (عدسی گونه) |
| level of free convection | تراز همرفت آزاد |
| lifting condensation level | تراز میعان فرازش |
| lightning discharge | واباری آذرخشی |

| | |
|---|----------------------------|
| mesopause | میانمرز |
| mesosphere | میانکره |
| mist | تنک مه |
| mock suns | هورسانه‌ها |
| occlusion | بندآبی |
| parcel method | روش بسته هوا |
| perhelion | فرارون خورشیدی |
| photosphere | شید سپهر |
| profile | برش عمودی (نمایه یا نیمرخ) |
| prominence | زپانه |
| psedo - equivalent temperature | دمای هم‌ارز - وار |
| pseudo - equivalent potential temperature | دمای پتانسیل هم‌ارز-وار |
| pseudo - potential temperature | دمای پتانسیل وار |
| pseudo - wet - bulb potential temperature | دمای پتانسیل تر-وار |
| pseudo - wet - bulb temperature | دمای تر-وار |
| psychrometer | نم‌سنج‌دمایی |
| quasi - horizontal | افقی‌سان |
| radiation sensors | تابش یاب‌ها |
| radiosonde | راديو گمانه |
| radiosonde sensors | ياب‌ه‌های راديو گمانه |
| rain or frontal fog | باران مه يا مه جبهه‌ای |
| regelation | بازبندهی |
| reversing layer | لایه وارونگی |
| rime | یخ پوشه مات |
| ripening | آب افتادگی |
| ripe snow | برفاب |
| scanning | خردک‌اوی |
| sea fog | دریا مه |
| showery precipitation | بارش سنگین رگباری |
| sink of heat | چاهک گرمایی |

| | |
|----------------------------------|-----------------------|
| solar flare | شراره خورشیدی |
| spark discharge | واباری جرقه‌ای |
| snow cover | برف پوشه |
| snow flakes | پره‌های برفی |
| snow pellets | گویچه‌های برفی |
| stable equilibrium | ترازمندی پایدار |
| standard reference level | تراز مرجع معیار |
| steam fog | بخار مه (مه) |
| strati form clouds | ابرهای پوششی |
| stratopause | آرام مرز |
| stratosphere | آرام کره |
| sublimation | تصعید |
| sun pillar | شید پایه |
| summer solstice | انقلاب تابستان |
| supersaturation | ابر اشباع |
| synoptic | سینوپتیکی (همدیده) |
| temperature inversion | وارونگی دما |
| temperature sounding | دما گمانه |
| terrestrial scientilation | سوسوزنی زمینی |
| thermosphere | گرم کره |
| threshold of brightness contrast | آستانهٔ تباین روشنی |
| thunderstorm cloud | ابر توفان تندری |
| tornado | دیوباد |
| total water mixing ratio | مجموع نسبت آمیختگی آب |
| tropopause | زیرین مرز |
| troposphere | زیرین کره |
| turbidity | تیرگی |
| undepleted insolation | آفتابگیری ناکاسته |
| upcurrent | جریان بالابر |
| upper atmosphere | جو زیرین |
| upslope fog | فراشیب مه |
| vidicon pictures | تصاویر ویدیکن |

wet - bulb temperature

wind ward side

winter solstice

zenith angle

دمای تر

سمت روبه باد

انقلاب زمستان

زاویهٔ سرسو

واژه‌نامهٔ فارسی - انگلیسی

| | |
|----------------------------------|------------------------|
| ripening | آب افتادگی |
| hydrometeors | آبشها بها |
| stratosphere | آرام کره |
| stratopause | آرام مرز |
| threshold of brightness contrast | آستانهٔ تباین روشنی |
| insolation | آفتابگیری |
| undepleted insolation | آفتابگیری ناکاسته |
| supersaturation | ابراشباع |
| thunderstorm cloud | ابرتوفان تندری |
| lenticular cloud | ابردانه‌ای (عدسی‌گونه) |
| cloudiness | ابرناکی |
| strati form clouds | ابرهای پوششی |
| cumuli form clouds | ابرهای جوششی |
| green house effect | اثر گلخانه‌ای |
| quasi-horizontal | افقی سان |
| summer solstice | انقلاب تابستان |
| winter solstice | انقلاب زمستان |
| rain or frontal fog | باران مه یا مه جبهه‌ای |
| showery precipitation | بارش سنگین رگباری |
| cloud seediny | بارورکردن ابر |
| regelation | بازبندی |

| | |
|------------------------------------|----------------------------|
| steam fog | بخار مه (دمه) |
| accretion | برافزایش |
| profile | برش عمودی (نمایه یا نیمرخ) |
| ripe snow | برفاب |
| snow cover | برف پوشه |
| hoar frost | برفک |
| exosphere | برون کره |
| occlusion | بندآبی |
| glory | پراشه |
| snow flakes | پره‌های برفی |
| eddie | پیچک |
| eddy | پیچۀ باد |
| radiation sensors | تابش یاب‌ها |
| brightness contrast | تباين روشنی |
| standard reference level | تراز مرجع معیار |
| stable equilibrium | تراز مندی پایدار |
| lifting condensation level (l.c.l) | تراز میعان فرازش |
| level of free convection | تراز همرفت آزاد |
| vidicon pictures | تصاویر ویدئوکن |
| sublimation | تصعید |
| isobarically | تک فشاری گونه |
| mist | تنک مه |
| hurricanes | توفند |
| turbidity | تیرگی |
| diffusive separation | جدا سازی پخشنده |
| upcurrent | جریان بالابر |
| upper atmosphere | جوزیرین |
| sink of heat | چاهک گرمایی |
| scanning | خردکاوی |
| entrainment | درون آمیزی |

| | |
|---|---------------------------|
| sea fog | دریا مه |
| temperature sounding | دما گمانه |
| pseudo-wet-bulb potential temperature | دمای پتانسیل تر - وار |
| pseudo-potential temperature | دمای پتانسیل وار |
| pseudo-equivalent potential temperature | دمای پتانسیل هم ارز - وار |
| wet-bulb temperature | دمای تر |
| pseudo-wet-bulb temperature | دمای تر وار |
| dew-point temperature | دمای نقطه شبنم |
| pseudo-equivalent temperature | دمای هم ارز - وار |
| tornado | دیوباد |
| radiosonde | راديو گمانه |
| parcel method | روش بسته هوا |
| graphical method | روش نگاره سازی |
| drizzle | ریز باران |
| hour angle | زاویه ساعتی |
| zenith angle | زاویه سر سو |
| prominence | زبانہ |
| troposphere | زیرین کره |
| tropopause | زیرین مرز |
| albedo | سپیدی |
| lee side | سمت پشت به باد |
| wind ward side | سمت روبه باد |
| hailstone | سنگه تگرگ |
| terrestrial scintillation | سوسوزنی زمینی |
| synoptic | سینوپتیکی (همدیده) |
| solar flare | شاره خورشیدی |
| aurora | شفق |
| sun pillar | شید پایه |
| photosphere | شید سپهر |

| | |
|--------------------------|----------------------------|
| giant nuclei | غول هسته ها |
| chromosphere | فام سپهر |
| horizontal advection | فرارفت افقی |
| advection fog | فرارفت مه |
| perhelion | فرارون خورشیدی |
| upslope fog | فراشیب مه |
| thermosphere | گرم کره |
| snow pellets | گویچه های برفی |
| ice pellets | گویچه های یخی (گویچه - یخ) |
| reversing layer | لایه وارونگی |
| total water mixing ratio | مجموع نسبت آمیختگی آب |
| mesosphere | میان کره |
| mesopause | میان مرز |
| condensation | میعان |
| heterosphere | ناهمگن کره |
| psychrometer | نم سنج دمایی |
| hygroscopic | نمگیر |
| aerological diagram | نمودار جوشناختی |
| deposition | نهبشت |
| lightning discharge | واباری آذرخشی |
| spark discharge | واباری جرقه ای |
| corona discharge | واباری خرمنی |
| temperature inversion | وارونگی دما |
| 22° halo | هاله ۲۲ درجه |
| freezing nuclei | هسته های انجماد |
| condensation nuclei | هسته های میعان |
| coalescence | همامیزی |
| homosphere | همگن کره |
| aerosols | هو اویزها |

mock suns

هورسانه‌ها

radiosonde sensors

یا به‌های رادیوگمانه

glaze

یخ پوشه شفاف (یخ‌شبهه)

rime

یخ پوشه مات

ionosphere

یونکره

واژه‌یاب

- ۱۷۱، ۱۷۰، ۱۶۹، ۱۴۵، ۱۴۳
 ~ نیمواستراتوس ۱۴۶، ۱۴۵، ۱۴۲
 ~ های آمیخته ۱۳۸
 ~ های پوششی ۱۴۰
 ~ های جوششی ۱۶۹، ۱۴۰
 ابرسرد شدن قطره‌ها ۱۳۶
 ابرناکی
 آبشها بها ۱۶۸، ۱۶۹
 آتش الموی مقدس ۱۷۱
 اثر جو ۴۸
 اثرهای خمیدگی و محلول ۱۳۴
 اثرهای گلخانه‌ای ۴۸
 آذرخش ۱۶۹
 آرام ۱۵
 ~ کره ۳۴، ۳۵، ۳۶، ۵۳، ۱۰۶،
 ۱۷۲
 ~ مرز ۱۷۲
 ارتفاع‌سنجی ۹۴
 آرنگی یا آرنگش ۱۶۱
 اریبی ساختن ۱۰۳
 آستانه تباین روشنی ۱۵۷، ۱۵۹
 استرادیان ۱۷۴
- آب ابر سرد ۱۳۸، ۱۵۱، ۱۷۰
 آب‌افتادگی ۱۵۲
 ابر
 ~ استراتوس ۱۴۱، ۱۴۳، ۱۴۵
 ~ فراکتوس ۱۴۲
 ~ استراتو کومولوس ۱۴۱، ۱۴۳، ۱۴۵
 ~ بالا ۱۴۲
 ~ اشباع ۱۳۴، ۱۳۸، ۱۴۹، ۱۵۰،
 ۱۵۲
 ~ آلتواستراتوس ۱۴۲، ۱۴۵، ۱۶۱
 ~ آلتو کومولوس ۱۴۲، ۱۴۵
 ~ توفان تندری ۱۴۳، ۱۶۹
 ~ دانزه‌ای (عدسی‌گونه) ۱۴۴
 ~ سیرو استراتوس ۱۴۵، ۱۶۰
 ~ سیروس ۱۴۵، ۱۶۰
 ~ سیرو کومولوس ۱۴۵
 ~ فراکتو - استراتوس ۱۴۲
 ~ فراکتو - کومولوس ۱۴۲
 ~ کومولوس ۱۴۵
 ~ فراکتوس ۱۴۲
 ~ هوای خوب ۱۴۳
 ~ کومولو نیمبوس ۱۲۰، ۱۴۰، ۱۴۲،

- ۱۴۲، ۱۳۱، ۱۲۷، ۱۲۲، ۱۱۹
 ~ ~ ~ خشک ۸۲، ۱۱۵، ۱۱۰،
 ۱۴۷، ۱۴۲، ۱۴۱، ۱۳۱، ۱۲۲، ۱۱۹
 ~ ~ ~ تر- وار ۱۲۷
 ~ ~ ~ مجازی ۱۲۱، ۱۱۴
 ~ ~ ~ محیط ۱۰۶، ۱۱۴، ۱۲۲، ۱۳۱،
 ۱۴۴، ۱۴۲
- باران مه ۱۵۰
 بارش سنگین رگباری ۱۴۳
 بارور کردن ابر ۱۵۳
 بازبندی ۱۵۲
 بازتاب پخشی ۲۱، ۲۶، ۴۴، ۱۵۸، ۱۸۷
 بازترکیبی ۱۶۶، ۱۶۲
 بخار مه ۱۵۰
 برافزایش ۱۳۹
 برانگیزش مصنوعی بارش ۱۵۳
 برخورد ۱۳۷، ۱۳۹
 برش عمودی ۵
 برفاب ۱۵۲
 برف پوشه ۱۵۱
 برفدانه‌ها ۱۴۰
 برفک ۱۵۱
 برگردانی فشار به سطح متوسط دریا ۹۵
 برون کره ۵
 بزرگ مقیاس ۸۹
 بزرگ هسته ۱۰، ۱۳۴
 بستن ۱۵۲
 بقای ویژگیهای توده هوا ۱۱۰
 بندآبی ۱۴۶
- پاشندگی ۸
 پایداری
 ~ استاتیکی ۱۱۹، ۱۲۲
- آشفنگی ۱۱۳، ۱۴۰، ۱۴۱، ۱۴۷،
 ۱۵۰
 ~ گرمایی ۱۴۰، ۱۴۲
 ~ مکانیکی (آشفنگی اصطکاکی) ۱۳۱،
 ۱۴۰، ۱۴۷
 ~ های ناگهانی یون کره‌ای ۱۶۶
 آشکارساز ۵۴
 اشکوب ۱۴۵
 آفتابگیری ۱۷
 ~ ناکاسته ۱۹، ۲۵
 افزودن بخار آب ۱۴۷، ۱۴۸
 افقی سان ۸۹
 آلاینه‌های طبیعی ۱۱
 آلاینه‌های مصنوعی ۱۱
 آلگنوسیتته جوی ۱۶۳
 امواج ایستان یا امواج ساکن ۱۴۴
 آمیختگی آشفته ۵
 آمیختگی هوا ۱۳۱، ۱۴۷، ۱۴۸
 انبوهش ۱۳۹
 انروبی ۶۶، ۶۷، ۹۹
 انتقال تابش از يك محیط ۱۸۰
 انتقال آشفته گرما ۴۶، ۱۴۷
 انتقال گرمای نهان ۴۶
 انرژی
 ~ پتانسیل گرانشی ۸۶
 ~ داخلی ۵۹، ۶۰، ۶۱
 ~ نورانی ۱۵۶
 ~ ویژه ۸۶
 انقلاب تابستانی ۱۹
 انقلاب زمستانی ۱۹
 آهنگ
 ~ کاهش دما ۹۳
 ~ ~ بی‌دررو ۱۱۵
 ~ ~ اشباع ۸۲، ۱۱۰، ۱۱۶

- ~ نوکمدادی ۱۸۰
 ~ همگون ۱۷۶، ۱۷۹، ۱۸۱
 ~ یابه ۵۰، ۵۳
 تابشگر کامل ۱۷۸
 تابندگی ۱۵۶، ۱۷۵، ۱۷۶، ۱۸۰
 تباین روشنی ۱۵۶
 تجزیه نوری ۴
 تحرك يك يون ۱۶۵
 تراز
 ~ مرجع معیار ۸۶
 ترازمندی
 ~ معان آمیختگی ۱۴۱
 ~ معان فزایش ۱۰۸
 ~ معان همرفت ۱۴۲
 ~ همرفت آزاد ۱۲۴
 ~ پایدار ۱۱۹، ۱۲۱، ۱۲۲، ۱۳۰
 ~ خنثی ۱۱۹، ۱۲۱، ۱۲۲، ۱۳۰
 ~ فتوشیمیایی ۶
 ~ ناپایدار ۱۱۹، ۱۲۱، ۱۲۲، ۱۳۰
 ~ هیدروستاتیکی سان ۸۵، ۸۹، ۱۱۹،
 ۱۲۰
 تراگیلندگی ۱۸۳
 تراگیلایی تکفام ۲۲، ۱۸۱
 تراگیلایی مسیر سوسو ۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲۵
 ترسیم ۱۰۴
 تصاویر ویدیکن ۵۵
 تصعید ۱۳۶
 تصویر بالا ۱۶۲
 تصویر پایین ۱۶۱
 تضعیف روشنایی ۱۵۸
 تعادل هیدروستاتیکی ۸۵، ۸۹، ۱۱۹، ۱۲۰
 تک فشاری گونه ۸۰
 تگرگ ۱۴۰، ۱۴۳، ۱۵۳، ۱۵۴، ۱۷۰
 تندر ۱۴۳، ۱۷۱
 ~ شرطی ۱۲۴
 ~ لایه‌ها ۱۲۶
 پایستار ۱۱۰
 بخش آشفته بخار آب ۸۱
 پدیده‌های نوری ۱۵۹
 پراشه ۱۶۱
 پراکندگی ۲۰، ۲۵، ۱۵۸، ۱۸۳
 ~ رالی ۲۱، ۱۶۰، ۱۸۳، ۱۸۴
 ~ می ۱۸۵
 پرتوسنج
 ~ با زاویه متوسط دوکازله ۵۴
 ~ خودکار پنج کاناله ۵۴
 ~ همراستایی دوکاناله ۵۴
 پرتوهای کیهانی ۱۶۴، ۱۶۶
 پرده‌های برفی ۱۳۹
 پلاژ ۱۴
 پیچک ۸۱
 پیچه باد ۱۴۰، ۱۴۷، ۱۶۸
 تابش
 ~ آسمانی ۲۲
 ~ الکترومغناطیسی ۱۵۶، ۱۷۳
 ~ تکفام ۱۷۷
 ~ جسم سیاه ۳۱، ۳۲، ۳۶، ۴۵، ۱۷۸
 ~ جو ۳۲، ۱۴۸
 ~ خورشیدی ۱۴
 ~ ~ بازتابیده بخشی ۲۲، ۵۵
 ~ ~ بخشی ۲۲، ۲۹
 ~ ~ کلی ۲۲
 ~ ~ مستقیم ۲۲
 ~ ~ ~ پایین سو ۲۲
 ~ ~ ناکاسته ۴۴
 ~ زمینی ۳۱، ۳۳، ۵۱
 ~ سنجی ۱۷۷

۱۸۰، ۱۷۸، ۱۷۹، ۱۷۷، ۴۵

جو

~ آزاد ۱۱۵، ۵۱، ۴۱

~ زیرین ۱۶۸، ۱۶۵، ۹، ۵

~ زیرین ۱۰۶، ۹۸، ۹، ۳

~ معیار ۹۲

چاهک گرمایی ۱۲۷

چراغهای غیرمتمرکز ۱۵۶

چگالی

~ در سطح متوسط دریا ۹۲

~ شاد تکفام ۱۸۰

~ طیفی (تمرکز) ۱۷۷

~ ~ تابندگی يك جسم سیاه ۱۷۸

~ یون ۱۹۵

حالت

~ بحرانی ۷۰

~ سه گانه ۱۳۸، ۷۰

~ شرطی ۱۲۳

~ های ترازمندی ۱۱۹

حجم مولی ۱۸۹

~ استاندارد ۱۸۹

حرکت قائم هوا ۱۴۷

حرکت کتره ای ۶۰

خاصیت پایستار ۶۲

خوردشدن قطره های ابر سرد ۱۷۰

خوردکاوای ۵۱

خرمن ۱۶۱، ۱۵

خطوط

~ درآشامی فرانهورفر ۱۵

~ هم نسبت آمیختگی اشباع ۷۹

~ نسبت آمیختگی اشباع ۱۰۵، ۱۰۲

خمهای بی دررو اشباع ۱۰۵، ۱۰۱، ۹۹، ۹۸

تنگمه ۱۲۶

توازن گرمایی میانگین ۴۷، ۴۲

توان درآشامی ۱۸۰

توده هوای نسبی ۲۵، ۲۲

توفان تندری ۱۷۰، ۱۶۹، ۱۴۸، ۱۶۴، ۸۹

۱۷۱

توفان غبار ۱۸۵

توفند ۱۵۴، ۱۵۳

تیرگی ۱۵۸، ۲۵

ثابت

~ خورشیدی ۵۰، ۱۶

~ عمومی گاز ۱۹۰، ۹۲

~ ویژه گاز برای هوای خشک ۱۹۱، ۶۳

~ ویژه گاز برای هوای نمناک ۷۶

جابه جایی بالاسوی اساسی ۱۲۴

جابه جایی جزئی ۱۲۴

جبهه سرد ۱۴۶، ۱۴۴

جبهه گرم ۱۴۶، ۱۴۴

جداسازی پخشنده ۴۰۲

جرم مولکولی متوسط در سطح متوسط دریا

۹۲

جریان

~ الکتریکی بازشی ۱۶۸

~ ~ تغذیه ۱۷۱، ۱۶۹

~ ~ رسانش هوا - زمین ۱۶۸

~ ~ همرفتی ۱۶۸

~ ~ هوا - زمین ۱۶۷

~ ~ هوای خوب ۱۶۹، ۱۶۴

~ ~ بالابر ۱۴۰، ۱۳۷

~ ~ نشئی خازن ۱۷۱، ۱۶۹

جسم

~ خاکستری ۱۷۹، ۳۵

~ سفید ۵۵

~ سیاه ۱۷، ۳۱، ۳۶، ۱۵۵، ۱۴۸، ۵۶

- ۱۲۳، ۱۱۷
 خمهای بی‌درروخشك ۹۸، ۹۹، ۱۰۱، ۱۰۴، ۱۰۸، ۱۱۶، ۱۲۳
 درآشامی ۵، ۶، ۸، ۲۰، ۲۶، ۳۰، ۳۳، ۳۴
 ۳۶، ۴۵، ۴۷، ۵۵، ۱۱۴، ۱۵۸، ۱۶۵
 ۱۸۰
 درخشانی ۱۵۶
 ~ تکفام ۱۵۷
 درخشهای آذرخش ابر به‌زمین ۱۷۱
 درون‌آمیزی ۱۲۰
 دریا مه ۱۵۰
 دریچهٔ جوی ۳۵، ۵۲
 دگرگونی ۱۵۲
 دما
 ~ در سطح متوسط دریا ۹۲
 ~ گمانه ۱۰۴
 ~ ی پتانسیل ۶۲، ۶۵، ۶۶، ۶۷، ۸۴، ۹۹، ۱۰۷، ۱۱۰
 ~ تر - وار ۱۱۱
 ~ وار ۱۱۱
 ~ هم‌ارز - وار ۱۱۲
 ~ ی تر ۷۹، ۸۰، ۱۰۸، ۱۱۰
 ~ ی تر - وار ۱۰۸
 ~ ی رنگی ۱۷
 ~ ی سجازی ۷۷، ۷۹، ۹۱، ۹۶، ۱۰۷، ۱۲۱
 ~ ی مقیاس مولکولی ۹۳
 ~ ی مؤثر ۱۷
 ~ نقطهٔ شبنم ۷۹، ۸۰، ۱۰۶
 ~ هم‌ارز ۸۰، ۱۰۹
 دمه ۱۵۰
 دید هواشناسی ۱۵۵
 دیو باد ۸۹
 رادیوگمانه ۵۱، ۱۰۶، ۱۱۴
 یاب‌های ~ ۴۲
 ردیاب ۱۱۰
 رسانایی الکتریکی ۱۶۵
 رطوبت نسبی ۷۵، ۱۰۷، ۱۲۷، ۱۳۳، ۱۴۶
 رطوبت ویژه ۷۶
 رنگین‌کمان دومین ۱۶۱
 رنگین‌کمان نخستین ۱۶۱
 روش برش ۱۱۳، ۱۲۸
 ~ بستهٔ هوا ۱۱۳، ۱۲۰
 ~ نگاره‌سازی ۳۸
 روشنی هوا ۱۵۹
 ریزباران ۱۵۱
 ریزتر از میکروسکوپی ۱۳۳
 زاویه
 ~ ساعتی ۱۹، ۲۵
 ~ سرسو ۱۸، ۲۵، ۳۵، ۱۷۳، ۱۸۳، ۱۸۴
 ~ فضایی ۱۸، ۱۷۴، ۱۷۶، ۱۷۸، ۱۸۰
 ~ میل ۱۹، ۲۵
 زبانه ۱۵
 زمین یخ ۱۵۱
 زیرین‌کره ۲۶، ۴۴، ۴۵، ۴۷، ۴۹، ۱۱۴
 ۱۴۴، ۱۷۰، ۱۷۱، ۱۷۲
 زیرین‌مرز ۲۸، ۴۵، ۴۷، ۴۹، ۱۰۶، ۱۴۵
 ۱۷۲
 ژرفای نوری ۲۲، ۱۸۲، ۱۸۳
 ژئوپتانسیل ۸۶، ۱۰۰
 ~ متر ۸۷، ۹۳
 ساختارگرمایی ۶
 سپیدی ۲۶، ۲۸، ۲۹، ۳۰، ۳۵، ۵۴، ۵۵
 سراب ۱۶۱
 سرعت پایانه ۱۳۷، ۱۳۹
 سرعت رانهٔ میانگین ۱۶۵

- سرمایه‌ش ۱۴۰، ۱۴۷، ۱۵۰
 سطحهای تراز ۸۶
 سطح هم‌پتانسیل ۸۷
 سمت پشت به باد ۱۴۴
 سمت رو به باد ۱۴۴
 سنگ تگرگ ۱۴۰
 سوسوزدن نجومی ۱۵۷
 سوسوزنی زمینی ۱۵۸
 سیستم ۱۸۶، ۱۸۹
 سینوپتیکی ۱۵۵
- شار
 ~ برواحد مساحت ۱۸۰، ۱۸۱
 ~ تابشی ۱۷، ۱۵۸، ۱۵۶، ۱۷۳، ۱۸۰
 ~ خالص ۴۰
 شبنم ۵، ۱۵۰
 شتاب قائم بسته هوا ۱۲۰
 شراره خورشیدی ۱۵، ۱۶۶
 شرایط بی‌دررو - وار ۱۰۲
 شدت
 ~ تابش ۱۵۷، ۱۵۸، ۱۷۴، ۱۸۰
 ~ میدان الکتریکی ۱۶۴
 ~ نورانی ۱۵۶
 ~ ویژه ۱۸۰، ۱۸۱، ۱۸۳، ۱۸۵
 شفق ۱۷۱
 شهاب ۱۵۵
 شید پایه ۱۶۰
 شیدسپهر ۱۴
 صعود کوهستانی ۱۴۰، ۱۴۳
 صعود گسترده آرام ۱۴۰
 ضخامت نوری ۳۶، ۱۰۸۲
 ضریب
 ~ پراکنندگی ۱۸۴
- ~ ~ غبار ۱۸۵
 ~ تضعیف ۱۸۵
 ~ تیرگی ۱۵۹
 ~ خاموشی ۱۵۸
 ~ در آشامی ۲۲، ۱۸۰، ۱۸۲
 ~ ~ تعمیم یافته‌الساغر ۳۹
 ظرفیت گرمایی ۵۸
 ~ در حجم ثابت ۵۸، ۶۴
 ~ در فشار ثابت ۵۸، ۶۴
 عدد آوگادرو ۱۸۹
 غبار ۱۵۸
 غول هسته‌ها ۱۰، ۱۳۴
 غیر آشفته ۱۲۸
 فاکولوفولوکولی ۱۵
 فام سپهر ۱۵
 فرارفت افقی ۴۳
 فرارفت مه ۱۵۰
 فرارون خورشیدی ۱۶
 فراشیب مه ۱۵۰
 فراکتوس و فراکتو ۱۴۲
 فراوانی حجم نسبی ۴
 فرایند
 ~ برگرون ۱۳۸، ۱۵۳
 ~ برگشت پذیر ۸۲
 ~ برگشت ناپذیر ۸۲
 ~ بی‌دررو ۶۱، ۶۴، ۶۶، ۱۱۵
 ~ ~ وار ۸۳، ۱۰۲، ۱۱۷، ۱۱۹
 ~ ~ اشباع ۸۲
 ~ ~ نمناک ۸۲
 ~ احتراق ۹
 ~ تک فشاری برای هوای نمناک ۷۹

گازهای ایده‌آل ۵۷، ۶۱، ۶۳، ۶۶، ۱۹۰، ۱۹۲

گازهای حقیقی ۵۷، ۶۱، ۱۹۰

گازهای دائمی ۱۸۷

گرادیان افقی دما ۱۱۴

گرمایش یا سرمایش تابشی ۴۰، ۴۱
گرما

سی‌نهان ۷۰، ۷۲، ۱۱۷، ۱۲۷، ۱۳۸، ۱۵۰

~ ~ تبخیر ۷۱

~ ~ تصعید ۷۱

~ ~ ذوب ۷۱

~ ی و یخ ۵۸، ۶۳، ۶۴، ۱۱۶

~ ی کره ۱۶۵، ۱۶۶، ۱۷۱، ۱۷۲

گستره دیداری ۱۴۶، ۱۵۹

گسیلندگی ۱۷۵، ۱۷۹، ۱۸۰

گمانه‌زنی موشکی ۹۳

گویچه‌های برفی ۱۴۰

گویچه‌های یخی ۱۴۰، ۱۷۰

لایه

~ اتفاقی E ۱۶۷

~ مرکب تمام‌ابری ۲۸

~ ناپایدار بالقوه ۱۲۷

~ وارونگی ۱۵

لکهای خورشیدی ۱۵

ماهواره ۵۰

متغیرهای حالت ۱۸۶

مجموع نسبت آمیختگی آب ۱۴۹

مسیر آزاد میانگین ۵، ۱۶۵

مسیر نوری ۲۲، ۱۸۳

معادله

~ انرژی ۵۹، ۶۵، ۹۹

~ بی‌دررو - وار ۸۳

~ دررو ۶۴، ۱۱۵

~ فتوشیمیایی ۸، ۹، ۱۲

~ هم‌انرژی ۹۹

فروپاشی ۸

فشار

~ بخار ۷۴، ۱۳۳

~ ~ اشباع ۶۹، ۷۲، ۷۳، ۷۴، ۱۱۷

~ ~ ۱۳۳، ۱۳۵، ۱۳۸، ۱۴۸

~ ~ ترازمند ۱۳۴، ۱۳۵

~ جو در سطح متوسط دریا ۹۲، ۹۴، ۹۶

~ سنج فلزی ۹۴

فعال ۱۵

فعالیت خورشیدی ۱۵، ۱۶۶

فورانه‌های آتشفشانی ۱۸۵

فیرون خورشیدی ۱۶

قانون

~ استفان - بولتزمن ۱۶، ۳۱، ۴۴، ۱۷۸

~ اول ترمودینامیک ۵۹، ۶۱، ۶۲، ۶۴، ۶۵

۸۳

~ بقای انرژی ۵۸

~ بویل ۶۹، ۱۸۷، ۱۹۱

~ بویل ۲۲، ۱۵۸، ۱۸۳، ۱۸۴، ۱۸۵

~ پلانک ۱۶، ۱۷۸

~ جابه‌جایی وین ۱۷، ۳۲، ۳۳، ۱۷۹

~ چارلز ۱۸۷، ۱۹۱

~ دالتون ۱۹۱

~ کسینوسی لامبرت ۱۷۸

~ کیرشهوف ۳۳، ۱۷۹

قصرمانند ۱۴۳

کاستی تابش خورشیدی ۲۰، ۱۵۸

کشسان ۶۰

کمانهای بیشمار ۱۶۱

- ناحیه F ۱۶۷
 ناهمگن کره ۵
 نسبت آمیختگی ۷۴، ۸۱، ۱۰۷، ۱۱۰
 ~ اشباع ۷۵، ۱۰۷، ۱۰۸، ۱۱۷
 نقشه‌های تابشی دیداری درشت بافت ۵۵
 نقطه انجماد ۹۲
 نقطه جوش ۷۳
 نقطه سه گانه ۷۰، ۱۳۸
 نمایه ۶
 نمگیر ۱۳۴، ۱۴۸
 نم سنج دمایی ۱۰۸
 نمودار
 ~ اریبی $T - Inp$ ۹۲، ۱۰۴، ۱۱۷
 ۱۲۳، ۱۲۶
 ~ انرژی - جرم یا نمودار $T - Inp$ ۱۰۰
 ~ جو شناختی ۹۲، ۱۲۳
 ~ دما - انتروپی (نمودار $T - \phi$) ۹۸
 ~ های ترمودینامیکی ۹۷، ۹۸
 نیرمخ ۶
 نورشناخت جوی ۱۵۵
 نهشت ۶۷، ۶۸، ۱۳۶، ۱۵۱، ۱۵۲
 ~ سطحی ۱۵۰
 نیرو
 ~ گرادیان فشار ۸۵، ۱۱۹
 ~ ی گرانی ۸۵، ۱۱۹
 ~ ی مرکزگرا ۸۵
 واپاری
 ~ آذرخشی ۱۷۰، ۱۷۱
 ~ جرقه‌ای ۱۷۰
 ~ خرمی ۱۷۰
 ~ نقطه‌ای ۱۷۰
 ~ بدون نور ساکت ۱۶۹
 واچرخبادها ۱۴۸
 ~ پواسون برای هوای خشك ۶۵، ۸۱
 ~ حالت برای بخار ۷۳، ۷۵
 ~ حالت برای هوای خشك ۶۳، ۷۵، ۹۹
 ۱۱۶
 ~ حالت برای هوای نمناك ۷۶، ۷۸، ۹۰
 ~ شوارتز شیلد ۱۸۲
 ~ کلاؤسیوس - کلاپیرون ۷۲، ۱۱۸
 ۱۳۸
 ~ حالت گاز ایده‌آل ۶۰، ۹۹، ۱۹۰
 ~ هیدروستاتیک ۴۰، ۸۹، ۹۴، ۱۰۰
 ۱۱۶، ۱۱۷
 مقادیر نورسنجی ۱۷۸
 منحنی
 ~ تبخیر ۷۲
 ~ تصعید ۷۳
 ~ ذوب ۷۳
 مول ۹۳، ۱۸۹
 مه ۱۴۲، ۱۴۶
 ~ تابشی ۱۵۰
 ~ جبهه‌ای ۱۵۰
 ~ های سرد ۱۵۴
 میانگرمه ۵۱، ۱۷۲
 میانمرز ۴، ۷، ۹۳، ۱۷۲
 میعان ۶۸
 میکروفیزیک ۱۳۳
 ناپایداری
 ~ بالقوه ۱۲۷
 ~ نهان ۱۲۳، ۱۲۵، ۱۲۷
 ~ وار ۱۲۶
 ~ واقعی ۱۲۶، ۱۲۷
 ~ همرفتی ۱۲۷
 ناحیه D ۱۶۶
 ناحیه E ۱۶۷

هم‌اتروپی ۶۶، ۶۷
همجوشی ۱۴
همدیده ۱۵۵
همرفت آزاد ۱۴۰، ۱۴۲
همگرایی ۱۲۷
همگن کره ۴، ۶۳
هوایزها ۸، ۱۳۴، ۱۴۸، ۱۵۸، ۱۵۹، ۱۶۵
هوای نمناک ۶۸
هورسانها ۱۶۰
یخ‌پوشه شفاف (یخشه) ۱۴۰، ۱۵۱
یخ‌پوشه مات ۱۴۰، ۱۵۱
یونش جوی ۵، ۱۶۴، ۱۶۶
یونکره ۵، ۱۶۶، ۱۶۷، ۱۶۸
یونهای بزرگ ۱۶۵
یونهای کوچک ۱۶۵، ۱۶۸

وارونگی دما ۱۱۴، ۱۵۰
وارونگی سطحی ۱۳۱، ۱۴۶، ۱۴۷
وافشاریها (کم‌فشارها) ۱۴۴
واگرایی ۱۲۷، ۱۴۴
وضع هوا و اقلیم ۱۲
هاله ۲۲ درجه ۱۶۰
هسته ۱۷۰
~ بندی ناهمگن ۱۳۴
~ بندی همگن ۱۳۴
~ های اتیکن ۹، ۱۳۴
~ های انجماد ۱۳۶
~ های میعان ۸، ۱۳۳، ۱۴۶، ۱۴۹
~ های یخ ۱۳۶
~ ساز ۸، ۱۳۶
همامیزی ۱۳۷، ۱۳۹، ۱۵۳