

ارتباط فشار، چگالی و حجم هوا

بیشترین حجم اتمسفر کره زمین به دلیل جذب مولکولهای هوا توسط نیروی جاذبه در نزدیکی سطح آن متراکم شده است. هر چه هوای بیشتری بر فراز یک سطح قرار داشته باشد، فشار بیشتری روی آن سطح خواهیم داشت. نیروی جاذبه تأثیر مشابهی روی وزن اشیاء دارد. در حقیقت وزن عبارتست از نیروی عمل کننده بر روی شیء به دلیل نیروی جاذبه زمین. به عبارتی وزن یک جسم حاصلضرب جرم آن در شتاب جاذبه زمینکه به صورت زیر نوشته می شود.

$$W = M \times g$$

W : وزن جسم، M : جرم جسم، g : شتاب جاذبه زمین. نتیجه معادله بالا به این معنی است که هر چه جرم جسم بیشتر باشد وزن آن بیشتر است، و با فرض ثابت فرض کردن جرم، هر چقدر نیروی جاذبه بیشتر باشد وزن آن بیشتر خواهد بود. جرم یک شیء عبارتست از مقدار ماده‌ای که جسم از آن تشکیل شده است، در نتیجه جرم هوا در یک محفظه صلب در هر نقطه از جهان هستی یکسان خواهد بود. جرم بر حسب گرم و یا کیلوگرم بیان می شود، حجم بر حسب متر مکعب یا سانتی متر مکعب بیان می شود.

در سطح دریا چگالی هوا حدود $1/2$ کیلوگرم در هر مترمکعب است. چگالی هوا به وسیله جرم اتم‌ها و مولکولها و فواصل بین آنها مشخص می شود. به عبارت بهتر چگالی بیانگر آن است که چقدر ماده در یک حجم معین وجود دارد. برای مثال چگالی مولکولی هوا عبارتست از تعداد مولکولهای موجود در یک حجم معین. چگالی به صورت زیر تعریف می شود.

$$\text{چگالی} = \frac{\text{جرم}}{\text{حجم}}$$

از معادله بالا چنین استنباط می شود با توجه به ثابت بودن جرم یک توده هوا، هر چه حجم افزایش یابد چگالی هوا کاهش یافته و برعکس هر چه حجم کاهش یابد چگالی افزایش می یابد.

فرض کنید حجم یک توده هوا 2 مترمکعب و حجم توده هوای دیگر 3 مترمکعب باشد با فرض ثابت بودن جرم (برای مثال عدد 1) مقدار چگالی در حالت اول $0/5$ و در حالت دوم $0/33$ خواهد بود پس چگالی توده هوای دومی کاهش یافته است.

به واسطه تعداد مولکولهای بسیار زیاد هوا در سطح زمین به به سطوح بالاتر جو در شرایط معمول، چگالی هوا در سطح زمین بیشترین مقدار را دارد و هر چه از زمین ارتفاع بگیریم چگالی هوا کاهش می‌یابد. چگالی هوا با اوج گرفتن از سطح زمین ابتدا به سرعت کاهش یافته و سپس این کاهش به کندی ادامه می‌یابد. فشار و چگالی هوا با ارتفاع کاهش می‌یابد.

فشار هوا نیرویی است که هوا بر یک واحد از سطح زمین وارد می‌کند و مقدار آن در سطح دریای آزاد، برابر است با وزن ستونی از جیوه به ارتفاع 76 سانتی‌متر. واحد اندازه‌گیری فشار هوا در آب‌وهواشناسی میلی‌بار یا هکتوپاسکال است؛ فشار ستون هوا در سطح دریای آزاد 1013 هکتوپاسکال بر سانتی‌متر مربع می‌باشد. واحد فشار در حالت بین‌المللی پاسکال است. یک پاسکال نیرویی برابر با یک نیوتن که بر سطح مقطعی به مساحت یک مترمربع وارد می‌شود. هر هکتوپاسکال برابر با یک میلی‌بار است.

$$P = \frac{F}{A}$$

P فشار هوا، F اندازه نیروی عمودی، A مساحتی که نیرو بر آن اعمال می‌شود. فشار به صورت میزان نیروی عمودی وارد بر سطح واحد تعریف می‌شود و با نماد ρ یا P نمایش داده می‌شود.

تأثیر فشار هوا بر نقطه جوش چیست؟

هر چه ارتفاع یک نقطه بیشتر باشد، فشار هوا بر سطح آب کمتر است، بنابراین آب راحت‌تر تبخیر می‌شود و نقطه جوش پایین‌تری دارد. به همین علت نقطه جوش آب در بالای کوه کمتر از 100 درجه است. بر عکس هر چه ارتفاع کمتر باشد، فشار هوا بیشتر شده و نقطه جوش بالاتر می‌رود.

فشار هوا به چگالی هوا و ارتفاع بستگی دارد. هر چه چگالی هوا بیشتر باشد، فشار آن بیشتر است و هر چه از سطح زمین بالاتر رویم، فشار هوا کاهش می‌یابد.

فشار مایعات (مانند آب) به چگالی، ارتفاع از سطح و شتاب گرانش زمین بستگی دارد. یعنی هر چقدر مایعی غلیظ‌تر باشد، چگالی مولکول‌های مایع بیشتر بوده و فشار به لایه‌های زیرین نیز بیشتر می‌شود. از طرف دیگر، هر چه عمیق‌تر رویم، فشار مایعات نیز بیشتر می‌شود. با توجه به عوامل تأثیرگذار بر فشار مایعات، می‌توان از طریق فرمول زیر محاسبه کرد:

$$\text{ارتفاع} \times \text{شتاب گرانش} \times \text{چگالی} = \text{فشار}$$

فشار هر لایه‌ای از جو متناسب با مقدار جرم هوایی است که در بالای آن قرار دارد. در سطح دریای آزاد فشار جو حدود 1000 میلی‌بار است. معمولاً در بالای سطح آزاد به ازای هر 100 متر افزایش ارتفاع، 10 میلی‌بار کاهش فشار را تجربه خواهیم کرد. در ارتفاع حدود 50 کیلومتری از سطح زمین فشار هوا حدود 1 میلی‌بار است، یعنی حدود 99 درصد مولکولهای هوای موجود در جو، در زیر این ارتفاع قرار دارد.

توزیع عمودی انرژی در جو

لایه‌های مختلف جو

نیمرخ عمودی دما در اتمسفر از پیچیدگی ویژه‌ای برخوردار است. معمولاً دما تا ارتفاع 11 کیلومتری از سطح زمین کاهش می‌یابد. این کاهش درجه حرارت ناشی از آن است که نور خورشید سطح زمین را گرم کرده و زمین نیز هوای مجاور خود را گرم می‌کند، این حالت را افت آهنگ گویند. میانگین افت آهنگ استاندارد در لایه پایینی جو حدود 6/5 درجه سانتی‌گراد به ازای هر 1000 متر است. گاهی اوقات درجه حرارت با افزایش ارتفاع، افزایش می‌یابد و شرایطی را بر یک منطقه حاکم می‌کند که از آن تحت عنوان وارونگی یاد می‌شود. بنابراین افت آهنگ در روزها و فصل‌های مختلف سال می‌تواند مقادیر مختلفی را دارا باشد. لایه‌ای از جو که حد فاصل سطح زمین تا ارتفاع 11 کیلومتری از سطح زمین قرار دارد همه پدیده‌های مختلف جوی مانند ابرناکی، بارش، رعد و برق، مه را در خود جای می‌دهد. لایه‌ای از جو که چرخش‌های صعودی و نزولی مولکولهای هوا در آن جریان دارد را **تروپوسفر** می‌نامند.

لایه مرزی هوا پایین‌ترین بخش تروپوسفر است که در آن باد، نمناکی و دمای هوا به شدت تحت تأثیر ویژگی‌های سطح زمین قرار دارد. لایه مرزی به لایه‌ای از هوای سیاره زمین اشاره دارد که در آن اصطکاک نقش مهمی دارد. تقریباً یک یا دو کیلومتر از پایین‌ترین لایه تروپوسفر به عنوان لایه مرزی در نظر گرفته می‌شود. نقش کاهنده نیروی اصطکاک بر سرعت هوا با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد، تا اینکه در یک نقطه در حدود یک الی دو کیلومتری دیگر هیچ نقشی ندارد. به سخن دیگر، ضخامت لایه‌ای از هوا که اصطکاک در آن نقش بازی می‌کند به عنوان لایه مرزی شناخته می‌شود. سرعت و جهت بادهای تحت تأثیر اصطکاک ناشی ناهمواری‌های سطح زمین هستند. از آنجائیکه نقش اصطکاک با افزایش ارتفاع به آرامی از بین می‌رود، مرز بالای آن را نمی‌توان به وضوح مشخص کرد. ضخامت لایه مرزی به سرعت باد، نرخ افت آهنگ دما و ضریب ناهمواری سطح زمین بستگی دارد. همچنین در این لایه، دمای

هوا به شدت تحت تأثیر گرمایش ناشی از آفتابگیری روزانه و سرمایش شبانه ناشی از دست رفتن انرژی در شب قرار دارد. در طول شب ممکن است ضخامت لایه مرزی به حدود 100 متر کاهش یابد.

بخش نازک زیرین لایه مرزی را لایه مرزی گویند. بلافاصله نزدیک به سطح زمین یک لایه نازک از هوا وجود دارد که به عنوان لایه سطحی شناخته می‌شود که دارای ویژگیهای زیر است: تلاطم پیوسته، نیروی اصطکاک خیلی زیاد، نقل و انتقال شدید گرمایی، تکانه یا شار گرمایی، رطوبت و غلظت. به عبارت بهتر هنگامیکه سطح زمین در طول روز گرم می‌شود انتقال گرما به صورت مولکولی باعث آشفتگی‌های کوچکی نزدیک به سطح زمین می‌شود که این حالت نقش مهمی در انتقال گرما به لایه‌های بالای آن دارد. این حالت باعث انتقال گرما و رطوبت از سطوح زیرین به داخل هوا می‌شود، در غیر این صورت انتقال آنچنانی از انرژی از عمق به سمت بالا نداریم.

در همه لایه سطحی نقش اصطکاک کم و بیش پایدار و همیشگی است. لایه مرزی سطحی حداکثر می‌تواند 10 متر ضخامت داشته باشد، اما دقیقاً ارتفاع آن مشخص نیست. لایه مرزی سطحی نقش بسیار با اهمیتی در گرمایش (درونداد) و سرمایش (برونداد) انرژی دارد.

ارتفاع مخلوط در لایه زیرین هوا گویای اختلاط مکانیکی یا متلاطم هوا است که تقریباً توده هوای همگنی را پدید می‌آورد. اختلاط عمودی و انبوهی هواویزها دو ویژگی ارتفاع مخلوط است. از آنجا که شار متلاطم بر اساس گرمای سطحی و فاکتورهای دیگر است، ارتفاع لایه مرزی نیز در شبانه روز کم و زیاد می‌شود. ارتفاع لایه مخلوط اهمیتی زیادی در ارتباط با بررسی آلودگی هوا دارد. لایه مرزی فضای زیست کره است که کارکردهای انسانی آن را آلوده می‌کند.

با افزایش ارتفاع، سرعت باد با دور شدن از سطح زمین و با کاهش نیروی اصطکاک به آرامی افزایش می‌یابد تا جائیکه در یک ارتفاعی نقش نیروی اصطکاک از بین می‌رود و سرعت باد تنها از نیروی گرادیان پیروی می‌کند. این ارتفاع که به شرایط ناهمواری سطح زمین بستگی دارد، ارتفاع گرادیان می‌نامند. ارتفاع گرادیان در هر محل و در هر زمان معین نشانه مرز بالایی لایه مرزی قلمداد می‌شود. ارتفاع گرادیان سطحی است که لایه مرزی را از اتمسفر آزاد و بدون اصطکاک جدا می‌کند. در مجموع هر چه سطوح ناهموارتر و در طول روز ارتفاع بیشتر؛ و برعکس سطوح ناهموارتر مانند دریاها و بیابانها و همچنین در طول شب ارتفاع ارتفاع لایه مرزی کمتر است.

درجه حرارت هوا در **استراتوسفر** با افزایش ارتفاع، افزایش می‌یابد و یک وارونگی دمایی را ایجاد می‌کند. وارونگی دمای ایجاد شده همراه با لایه همدمای موجود در بالای تروپوسفر از نفوذ و گسترده‌گی جریان‌های تروپوسفر به استراتوسفر جلوگیری می‌کند. همچنین وارونگی موجود موجب کاهش سرعت قائم در لایه استراتوسفر می‌شود. اگر چه در این لایه حرارت هوا با افزایش ارتفاع زیاد می‌شود، اما هوا در 30 کیلومتری سطح زمین بسیار سرد است. در لایه استراتوسفر ازن ناشی از واکنش‌های شیمیایی مولکول‌های اکسیژن دما بالا می‌رود که در جذب انرژی اشعه ماوراء بنفش خورشید بسیار مفید است. بیشترین تراکم ازن در ارتفاع 25 کیلومتری از سطح زمین شکل می‌گیرد، اما بیشترین دمای استراتوسفر در ارتفاع 50 کیلومتری که هوا به مراتب رقیق‌تر است اتفاق می‌افتد. دلیل این امر جذب اشعه‌های شدید نور خورشید و به دلیل غلظت اندک هوا، انتقال انرژی پایین‌سو از جو فوقانی بسیار کم است.

مزوسفر یا میان کره

هوا در این سطح بسیار رقیق است. در این لایه با افزایش ارتفاع دما کاهش می‌یابد، دلیل این امر آن است که مولکول اکسیژن آنچنانی در این لایه وجود ندارد که باعث تشکیل ازن شود که باعث جذب اشعه‌های شدید خورشیدی و بالا رفتن دما شود. در نتیجه مولکول‌ها انرژی را پخش و دفع می‌کنند و باعث خروج انرژی در این لایه می‌شوند. در ارتفاع 85 کیلومتری از سطح زمین دما به پایین‌ترین حد خود یعنی 90- درجه سانتی‌گراد می‌رسد.

در بالای این لایه ترموسفر (گرم‌کره) قرار دارد، در این لایه مولکول‌های اکسیژن با دریافت انرژی خورشیدی موجب گرم شدن محیط می‌شوند. غلظت هوا در گرم‌کره آنقدر کم است که یک مولکول هوا برای برخورد با مولکول‌های دیگر ممکن است مسافتی بیش از یک کیلومتر را طی کند. شفق قطبی در این لایه اتفاق می‌افتد، ذرات باردار خورشیدی با تأثیر بر مولکول‌های هوا این پدیده را به وجود می‌آورند. در بالای گرم‌کره، اگزوسفر یا بالاترین لایه جو وجود دارد.

اثر هواسپهر بر تابش خورشیدی

نور خورشید هنگام گذر از اتمسفر، دستخوش تغییراتی می‌شود. درصد زیادی از پرتوهای تابشی خورشید هنگام عبور از لایه‌های مختلف جو جذب شده و هرگز به سطح زمین نمی‌رسند. پرتوهای

زیانبار خورشیدی در بالای جو توسط میدان مغناطیسی زمین منحرف شده و توسط لایه‌های بالایی جو مانند ترموسفر و مزوسفر جذب می‌شوند. برخی از پرتوهای خورشیدی دچار پخش، پراکنش و انعکاس می‌شوند. این مقدار به طول موج پرتوهای خورشیدی بستگی دارد. مولکولهای تشکیل دهنده هوا هر کدام مسئول جذب و پراکنش بخش مشخصی از پرتوهای خورشیدی هستند. در مجموع اتمسفر از طرق زیر در کاهش پرتوهای رسیده به سطح زمین نقش دارد:

- گسیلمندی: نسبت شار گسیل شده از یک سطح به شار گسیل شده از جسم سیاه در همان شرایط گسیلمندی است. مقدار گسیلمندی با طول موج انرژی و دما تغییر می‌کند که ممکن است مربوط به یک طول موج، یک باند و یا سرتاسر طیف الکترومغناطیس باشد.
- ضریب جذب: کسری از انرژی تابیده به یک سطح که توسط سطح مزبور جذب می‌شود. به عبارت دیگر، نسبت مقدار انرژی جذب شده به مقدار انرژی رسیده به یک سطح را ضریب جذب گویند.
- بازتابندگی: کسری از انرژی تابیده شده بر یک سطح که توسط آن سطح منعکس می‌شود. به عبارت بهتر نسبت مقدار انرژی منعکس شده به مقدار انرژی رسیده به یک سطح را بازتابندگی آن سطح گویند.
- تراگسیلمندی: قسمتی از انرژی تابشی که در یکای طول یا جرم در راستای جریان پرتوهای تابشی از یک واسط شفاف مانند هوا یا سطح آب عبور کند. مقدار نفوذ انرژی تابشی در درون هوا یا آب به نام ضخامت اپتیکی یا طول اپتیکی خوانده می‌شود.

به طور کلی اتمسفر از دو طریق جذب (Absorption) و پراکنش (Scattering) بر روی امواج الکترومغناطیس اثر می‌گذارد. پراکنش باعث انحراف موج از مسیر اصلی آن می‌شود، ولی جذب انرژی باعث تغییر انرژی درونی مولکولهای اتمسفر خواهد شد. تاثیر این دو نوع تعامل اتمسفر و انرژی الکترومغناطیس در برخی از طول موجها بسیار شدید است.

پراکنش اتمسفری

پراکنش اتمسفری هنگامی اتفاق می‌افتد که انرژی الکترومغناطیس با مولکولها و ذرات موجود در اتمسفر برخورد کرده و از مسیر اصلی خود منحرف می‌گردد. مقدار پراکنش به عوامل چندی بستگی

دارد که مهم‌ترین آنها عبارتند از: طول موج، مقدار و غلظت مولکول‌ها و اجزای پراکنده در اتمسفر و میزان فاصله ای که انرژی از مبدأ تا مقصد در اتمسفر طی می‌کند. هرچه فاصله طی شده بیشتر باشد، یا مقدار و غلظت مولکول‌ها و ذرات پراکنده اتمسفر بالاتر باشد، پراکنش می‌تواند بیشتر شود. بیشترین سهم در پراکنش را مولکول‌های اکسیژن، نیتروژن، ازن و همچنین ذرات معلق در هوا نظیر ذرات بخار آب، گرد و غبار و دود دارا هستند. جو زمین، لایه‌ای از گازها است که زمین را احاطه کرده‌اند و به‌وسیله جاذبه زمین نگهداشته شده‌اند. جو زمین شامل نیتروژن (78/1%) و اکسیژن (20/9%) همراه مقدار کمی از آرگون (0/9%)، دی‌اکسید کربن (متغیر، ولی حدود 0/035%)، بخار آب و دیگر گازها می‌شود. جو زمین موجودات روی زمین را از طریق جذب اشعه فرابنفش خورشید و کم کردن دمای بالای بین روز و شب محافظت می‌کند. مرز دقیقی بین لایه‌های مختلف جو وجود ندارد؛ ولی جو به سرعت با افزایش ارتفاع رقیق می‌شود و هیچ مرز مشخصی بین جو و فضای خارج از جو وجود ندارد. 75% از جو زمین تا ارتفاع 11 کیلومتر از سطح سیاره وجود دارد. همچنین ارتفاع 100 کیلومتری یا 62 مایلی به عنوان مرز بین اتمسفر و فضا به‌طور مکرر استفاده می‌شود.

پراکنش اتمسفری به دو دسته عمده "انتخابی (Selective)" و "غیر انتخابی" تقسیم می‌گردد. پراکنش انتخابی تنها بر روی دسته خاصی از طول موج‌ها اثر قابل توجه دارد، در صورتی که پراکنش غیر انتخابی وابستگی خاصی به طول موج نخواهد داشت. پراکنش انتخابی خود به دو دسته مهم تقسیم می‌گردد: پراکنش "ری‌لی" و پراکنش "می".

1- پراکنش ری‌لی

این نوع پراکنش در اثر تعامل انرژی الکترومغناطیس با ذراتی است که از طول موج برخوردار کرده، کوچک‌ترند. این نوع ذرات عمدتاً از مولکول‌های اکسیژن، نیتروژن و ذرات بسیار ریز گرد و غبار تشکیل می‌شوند. مقدار این نوع پراکنش با توان چهارم طول موج نسبت عکس دارد. بنابراین هرچه طول موج کوتاه‌تر باشد، مقدار پراکنش آن نیز بیشتر است. عمده‌ترین نوع پراکنش، پراکنش نوع ری‌لی است که در بخش مرئی برای نور آبی (طول موجهای 0/5 - 0/4 میکرومتر) بیشترین مقدار را خواهد داشت. پراکنش ری‌لی عامل پراکنش نور آبی در اتمسفر است که در نهایت باعث می‌شود آسمان آبی رنگ به نظر برسد. همین مسئله در هنگام طلوع و غروب خورشید نیز اتفاق می‌افتد. در این اوقات نور خورشید که فاصله

بیشتری را در اتمسفر نسبت به موقعیت‌های دیگر طی می‌کند، دچار پراکنش شده و نور قرمز با طول موج بزرگتر خود کمتر دچار پراکنش می‌شود و در نتیجه بیشترین نوری که به چشم ما می‌رسد نور قرمز بوده و عملاً خورشید به صورت قرمز یا نارنجی به نظر می‌رسد. اثر پراکنش ری‌لی، طول موجهای کوتاه‌تر بیشتر دچار پراکندگی می‌شوند.

2- پراکنش می

این نوع پراکنش بر اثر ذراتی در اندازه‌های 10^{-10} - 10^{-7} میکرومتر اتفاق می‌افتد. با توجه به این اندازه‌ها می‌توان گفت که این نوع پراکنش در اثر ذراتی در حد طول موج امواج الکترومغناطیس (امواج مرئی، مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز حرارتی) ایجاد می‌شود. مقدار این پراکنش نیز با طول موج نسبت عکس دارد. البته در اینجا شدت آن نصف و یا کمتر از نصف شدت پراکنش نوع ری‌لی است، بنابراین بر طول موج‌های بزرگتر اثر بیشتری نسبت به پراکنش ری‌لی دارد. علت بوجود آمدن رنگ قرمز آسمان در هنگام غروب که در اثر پراکنش ری‌لی می‌باشد، رنگ قرمز غروب و رنگ آبی آسمان بیشتر در اثر پراکنش ری‌لی به وجود می‌آید.

3- پراکنش غیر انتخابی

پراکنش غیر انتخابی در اثر ذراتی از اتمسفر اتفاق می‌افتد که از طول موج‌های معمول بسیار بزرگتر هستند (مثلاً بزرگتر از 10 میکرومتر). بنابراین موج با هر طول موجی که باشد در اثر برخورد با اینگونه ذرات دچار پراکنش شده و به این ترتیب می‌توان گفت که پراکنش غیر انتخابی مستقل از طول موج است. بارزترین نمونه این نوع پراکنش رنگ سفید ابرهاست. قطرات درشت آب در ابرها باعث پراکنش تمامی امواج مرئی شده و از ترکیب آنها رنگ سفید ابرها به نظر می‌رسد. مانند اثر ابرها و پراکنش غیر انتخابی بر روی امواج الکترومغناطیس.