لایه مرزی هواسپهر[۱]

لایه مرزی هوا پایین‌ترین بخش تروپوسفر است که در آن باد، نمناکی و دمای هوا به شدت به ویژگی‌های سطح زمین وابسته است. سرعت باد از سطح آزاد هواسپهر (Free Atmosphere) به حدود صفر در سطح زمین کاهش می‌یابد. شارهای تکانه، گرما و رطوبت که به وسیله حرکات کوچک مقیاس تلاطمی در لایه مرزی رخ می‌دهد، نقش مهمی در ایجاد ارتباط بین بخش زیرین لایه مرزی (لایه سطحی) با هواسپهر دارد و گویای نقش این لایه در آشفتگی‌های آب و هوایی است. ذرات معلق و ترکیبات شیمیایی گازهای هواسپهر نیز از طریق لایه مرزی هوا با سطح زمین مبادله (Exchange) می‌شوند. یکی از ویژگی‌های لایه مرزی هوا، واکنش سریع به تغییرات شرایط سطح زمین است. واکنش سطح زمین به تغییرات روزانه تابش (خورتابگیری) به شدت در لایه مرزی احساس می‌شود. در صورتی که در سطح آزاد تروپوسفر (Free Troposphere) تغییرات روزانه معمولاً بسیار ناچیز است، مگر در مواردی که گرمایش روزانه سطح زمین به وسیله همرفت انرژی گرمایی به درون هواسپهر رخنه کند.

با توجه به شرایط وضع هوا (Weather) ضخامت لایه مرزی هوا از ۲۰ متر تا چندین کیلومتر متغیر است، اما ضخامت معمول لایه مرزی حدود یک کیلومتر است. معمولاً ضخامت لایه مرزی در شرایط زیر افزایش می‌یابد:

- ✓ هنگامی که سطح زمین گرم باشد،
- ✓ هنگام وزش بادهای شدید،
- ✓ بر فراز سطح زمین‌های ناهموار،
- ✓ هنگامی که در بخش آزاد تروپوسفر، میانگین حرکت عمودی هوا بالاسو باشد.

---

[۱] - طاوسی، تقی، ۱۳۹۷، آب و هواشناسی شناسی فیزیکی، فصل ۷، زاهدان، انتشارات دانشگاه سیستان و بلوچستان صص ۱۶۷-۱۳۵

انتقال جرم (Mass)، تکانه (Momentum) و انرژی از لایه مرزی به کمک حرکت‌های تلاطمی انجام می‌پذیرد. اگر حرکات آشفته تلاطمی در لایه مرزی وجود نداشت، تبادل (Exchange) میان سطح زمین و هواسپهر به شدت کُند و آهسته بود. حرکات تلاطمی هوا در لایه مرزی در اندازه‌های متفاوتی از مقیاسی به ضخامت لایه مرزی تا کوچک‌ترین مقیاس یعنی جنبش مولکولی رخ می‌دهد. تلاطم برای سازوکار انتقال عمودی جرم، انرژی و تکانه بسیار اهمیت دارد. تلاطم و آشفتگی هوا به دو شیوه رخ می‌دهد:

الف: گرمایشی (Thermally)، معمولاً از گرمایش هوا در لایه زیرین ناشی می‌شود.
ب: مکانیکی (Mechanically) یا **اصطکاکی**، که معمولاً از اصطکاک جریان افقی هوا در برخورد با ناهمواری‌های سطح زمین ناشی می‌شود.

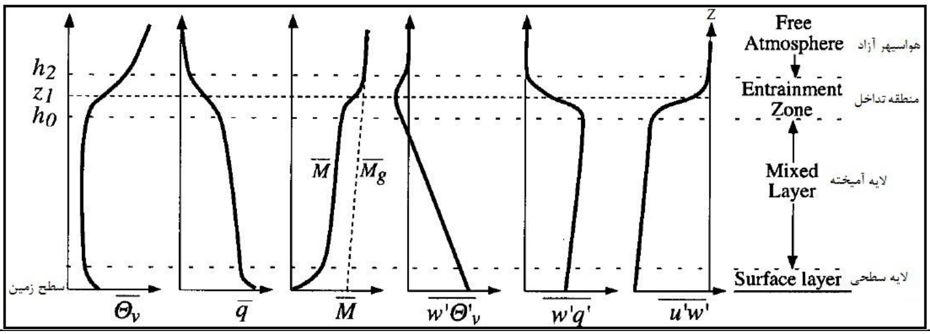
تلاطم مکانیکی (اصطکاکی) از تبدیل بادها به حرکت تلاطمی به وجود می‌آید، هنگامی که سرعت باد در پایین هواسپهر بزرگ باشد، نیرومندترین تلاطم روی می‌دهد. تلاطم همرفتی (Convective Turbulence) هنگامی بروز می‌کند که بسته‌های هوای گرم مجاور سطح زمین به سوی بالا رانده شده و شناور شوند. در طول ساعات آفتابی روز به آسانی می‌توان تلاطم همرفتی را در سطح زمین مشاهده کرد، درست هنگامی که تابش شدید خورشید به واسطه گرمایش سطح زمین یک منبع انرژی برای شناوری هوا فراهم می‌کند. پدیده تلاطم همرفتی بر فراز اقیانوس‌ها نیز بسیار معمول است. هنگامی که لایه مرزی نسبتاً ناپایدار باشد، نیروهای شناوری (Buoyancy Forces) یا شرایط ناپایداری موجب ایجاد تلاطم در هوا می‌شود و اختلاط هوا در لایه مرزی به خوبی انجام می‌گیرد، چنان که در این لایه تکانه، گرما و نمناکی هوا تقریباً به ارتفاع بستگی ندارد.

ساختار لایه مرزی در گستره سیاره زمین (Planetary Boundary Layer) یا (PBL) بسیار متفاوت است و به شرایط هواشناسی و وضع هوای سطح زمین که گرم یا سرد باشد، بستگی دارد. هنگامی که سطح زمین منبع گرمایی برای هوا باشد (مانند سطح خشکی‌ها در طی روز)، لایه مرزی اغلب ناپایدار است و ساختار آن مانند شکل ۷-۶ می‌باشد.

پایین‌ترین بخش لایه مرزی، لایه سطحی (Surface Layer) نامیده می‌شود. در لایه سطحی، شار عمودی تکانه، گرما و رطوبت تقریباً با ارتفاع ثابت هستند. تلاطم هوا در لایه آمیخته (Mixed Layer) موجب می‌شود تا دمای پتانسیل (Potential Temperature)، ($\bar{\Theta}_V$)، نمناکی ($\bar{q}$) و تکانه ($\bar{M}$) نسبت به افزایش ارتفاع ثابت باشد، یعنی مقدار آن‌ها به ارتفاع بستگی

ندارد. گرما و رطوبت به سوی بالا و به سوی لایه آمیخته منتقل می‌شود و تکانه به سوی پایین و به سوی سطح زمین جابجا می‌شود. مرز بالایی لایه مرزی منطقه گذار از لایه مرزی به سوی هواسپهر آزاد است، که اغلب آن را منطقه تداخل (Entrainment Zone) گویند. در منطقه تداخل ویژگی‌های هوا به سرعت از شرایط هوای لایه آمیخته در زیر به شرایط هوای اتمسفر آزاد در بالای این منطقه دگرگون می‌شود. معمولاً کاهش نم نسبی، افزایش دمای پتانسیل و همچنین کاهش شارهای عمودی گرما، رطوبت و مقدار حرکات تلاطمی بارزه این تغییرات هستند. تداخل فرآیندی است که به کمک آن هوای اتمسفر آزاد به درون لایه مرزی کشیده می‌شود (Hartmann, 1994: 94). برای نمونه، فرآیندی است که در آن هوای خنک غیر اشباع موجب تشکیل ابرهای توفان‌زا طی مرحله رشد و تکامل توفان‌ها به درون ابرها می‌شود را تداخل گویند (محمدی، ۱۳۸۶: ۸۲). تداخل به وسیله پیچانه‌های کوچک شار دمای پتانسیل پایین‌سو در منطقه تداخل اندازه‌گیری می‌شود. در فرآیند تداخل، به لایه مرزی جرم اضافه می‌شود. این فرآیند برای ضخیم‌تر شدن لایه مرزی و یا جریان پایین سوی هوا به درون لایه مرزی در مقیاس بزرگ ضرورت دارد.

- ☜ پایداری خنثی (Neutral Stability) به شرایطی گویند که در آن افت آهنگ دمای محیطی (ELR) با افت آهنگ بی دررروی خشک (SALR) برابر باشد. در هوای اشباع نیز افت آهنگ دمای محیط با افت آهنگ بی درروی مرطوب (SALR) برابر است (ذوالفقاری، ۱۳۸۳: ۱۴۸).
- ☜ هنگامی که هوا پایدار است و سطح زمین تقریباً هموار است، آمیختگی شاقولی هوا در کمینه است و نقش اصطکاک تا ارتفاع نسبتاً اندکی از سطح زمین امتداد می‌یابد. در صورتی که هنگامی که هوا ناپایدار و سطح زمین ناهموار باشد، آمیختگی شاقولی هوا در بیشینه است و نقش اصطکاک سطحی تا ژرفای زیادی از لایه زیرین هوا امتداد پیدا می‌کند.
- ☜ زبری سطح (Surface Roughness) معیاری است که در بررسی لایه مرزی به کار می‌رود و مقدار آن در حدود ۰/۱ ارتفاع مرجع در نظر گرفته می‌شود (ذوالفقاری، ۱۳۹۴: ۳۸۱).
- ☜ ژرفای آمیختگی ناشی از نقش اصطکاک در لایه مرزی به سه عامل الف: گرمایش سطح زمین، ب: سرعت باد و ج: ناهمواری‌های سطح زمین بستگی دارد (بابایی، ۱۳۹۱: ۲۸۴).



دمای پتانسیل ($\overline{\Theta}_V$)، نسبت مخلوط بخار آب ($\overline{q}$)، تکانه ($\overline{M}$)، تکانه زمین گرد (M_g) و شارهای عمودی پیچانه‌ای دمای پتانسیل، نمناکی و تکانه
(Hartmann, 1994: 93) ،(Dreidonks and Tennekes, 1984) ،(Stull, 1988)

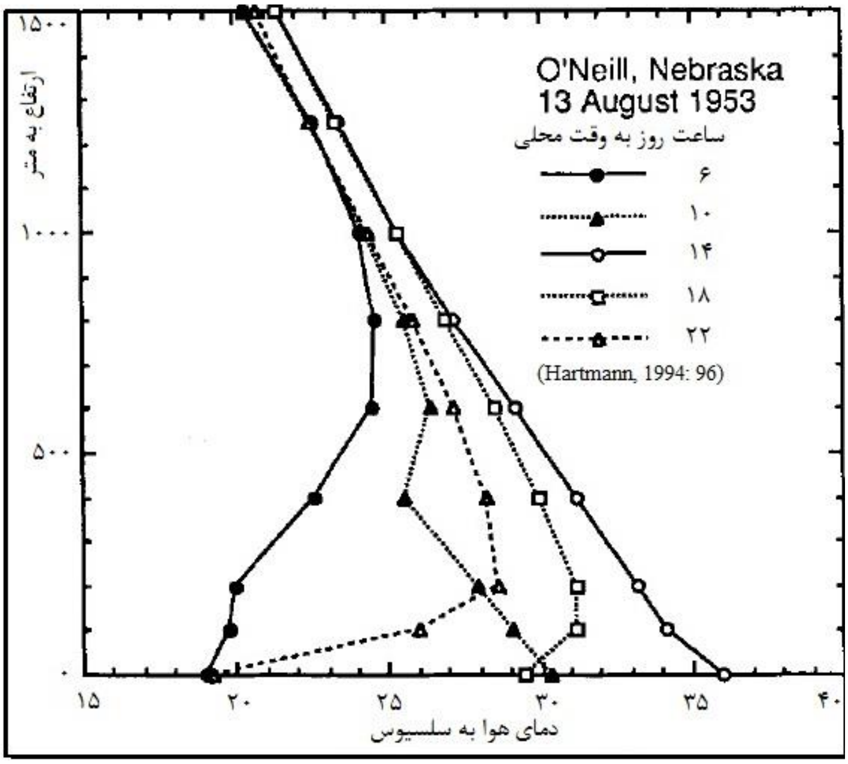
شکل ۷-۶: ساختار یک لایه مرزی همرفتی

در هنگام شب، سرمایش گسیل تابش بلند موج سطح زمین نسبت به هوای بالا سر آن بسیار سریع‌تر است. در نتیجه هوای متراکم و سردی در نزدیکی سطح زمین انباشته شده که می‌تواند لایه مرزی بسیار پایداری پدید آورد. در این شرایط، زایش جریان‌های تلاطمی و شارهای عمودی به شدت متوقف می‌شود و سطح زمین به صورت مکانیکی از هواسپهر آزاد جدا می‌شود. به هر روی در چنین شرایطی انتقال انرژی تابشی می‌تواند رخ دهد. در نزدیکی سطح زمین، دمای پتانسیل به سرعت با ارتفاع افزایش می‌یابد و انتقال دمای پتانسیل پایین‌سو است، چرا که هوای با تراکم کمتر بر خلاف نیروی شناوری به سوی پایین رانده می‌شود. انرژی مورد نیاز برای آمیخته شدن هوای پایین‌سو و با تراکم کمتر که به سوی سطح زمین جریان دارد از چینش باد (Wind Shear) یا نوسان افقی و عمودی باد (تغییر جهت و سرعت باد) فراهم می‌شود. در این شرایط چینش سرعت باد (Wind Speed Shear) بسیار شدید است، یعنی در بسیاری از موارد بادهای حاشیه مرز بالایی لایه مرزی دارای بیشینه سرعت هستند در صورتی که بادهای مجاور سطح زمین ضعیف هستند. کمینه دمای هوا در مجاور سطح زمین در شب‌هایی رخ می-دهد که آسمان صاف است و معمولاً هنگامی این دما پایین‌تر می‌آید که سرعت باد در هواسپهر آزاد ضعیف باشد؛ زیرا انرژی کمی برای آمیختگی هوای گرم پایین‌سو فراهم می‌نماید تا بتواند سرمایش تابش سطح زمین را جبران کند.

لایه مرزی هوا می‌تواند ابرهایی در برداشته باشد که نقش مهمی در فیزیک لایه مرزی و انتقال عمودی دارند. آزاد شدن گرمای نهان در ابرها می‌تواند نیروی شناوری لازم برای ایجاد جریان‌های عمودی در لایه مرزی را فراهم نماید. از جمله ابرهای لایه مرزی که برای آب و هوا اهمیت دارند می‌توان به ابرهای کومولوس در یک هوای دلپذیر و ابرهای استراتوکومولوس اشاره کرد. هر چند به مقدار کمتر، مه (Fog) نیز یک ابر لایه مرزی به شمار می‌رود. لایه مرزی نیز متقابلاً برای ضخامت ابرهای همرفتی اهمیت دارد، چرا که بالا بودن مقدار دمای پتانسیل هوا موجب ایجاد همرفت عمیق در لایه مرزی می‌شود. به جز از هنگامی که هوا مه آلود است، معمولاً قله ابرهای لایه مرزی در نزدیک مرز بالایی لایه مرزی قرار دارد و کف ابرها با مقداری فاصله از سطح زمین بالاتر است، چنان که گویی لایه مرزی از یک لایه ابر و یک لایه در زیر ابر تشکیل شده است. ابرهای استراتوکومولوس هم از طریق همرفت شارهای گرما و رطوبت و هم از طریق نقش تابشی خود، فیزیک لایه مرزی را تغییر می‌دهند. زیرا بالای ابرهای استراتوکومولوس نسبتاً گرم است و به صورت مؤثر تابش بلند موج گسیل می‌کند. سرمایش تابشی سطح بالای ابر برای سازوکار شناوری لایه مرزی اهمیت دارد، زیرا باعث سرمایش هوا در بالای لایه مرزی می‌شود. در چنین شرایطی، هوا گرایش به فرونشینی پیدا کرده و جایگزین بسته‌های هوای گرم‌تر (Warmer Parcels) می‌شود که از پایین به سوی بالا جریان دارند.

شکل ۷-۷ نوسان روزانه دمای هوا در ۱۵۰۰ متر لایه زیرین هواسپهر در نبراسکا در یک روز نسبتاً صاف تابستان را نشان می‌دهد. هنگام طلوع خورشید، سطح زمین سردتر از هوا تا یک کیلومتری بالای سطح زمین است. این وارونگی دما بعد از طلوع خورشید به سرعت ناپدید می‌شود. زیرا به دلیل این که گرمای ویژه خاک کمتر از گرمای ویژه هوا می‌باشد، خورتابگیری سطح زمین را سریع‌تر از هوا گرم می‌کند و این گرما به یک لایه کم ژرفایی از هوای مجاور سطح زمین منتقل می‌شود. دمای سطح زمین در میانه روز به بیشینه روزانه خود می‌رسد و یک افت آهنگ (Lapse Rate) بی دروی خشک (Dry Adiabatic) برابر ۹/۸ کلوین در کیلومتر در هوای مجاور سطح زمین مشاهده می‌شود. در این هنگام نیروی شناوری بسته‌های هوای گرم نزدیک زمین را به بالا می‌راند و همرفت تلاطمی به صورت کارآمد، گرمای محسوس را به بخش بالای لایه مرزی منتقل می‌کند. به دلیل انتقال بالاسوی انرژی توسط حرکت‌های تلاطمی، درست پیش از غروب خورشید سردگرایی سطح زمین آغاز می‌شود. پس از غروب خورشید، سطح زمین به سرعت

سرد می‌شود، چنان که ۱۰ ساعت پس از نیمروز، دمای سطح زمین تا سطح مقدار شبانه خود افت می‌کند و شرایط پیدایش یک وارونگی شدید در مجاور سطح زمین را فراهم می‌سازد.



شکل ۷-۷: دمای هوای لایه مرزی در ساعات مختلف

هنگامی که سرعت باد کم تا متوسط باشد، تبادل گرما، رطوبت و تکانه بین هوا و سطح زمین تحت تأثیر نوسان‌های نیمرخ دمای روزانه هوا قرار دارند. تراکم شدید لایه هوا که از وارونگی دمای شبانه ناشی می‌شود، انتقال تلاطمی تکانه از اتمسفر آزاد را متوقف می‌کند. شارهای گرمای محسوس و گرمای نهان نیز با تراکم شدید متوقف می‌شوند. چرا که دمای سطح زمین بر واداشت تابشی استوار است که طی آن سرمایش شبانه سطح زمین رخ می‌دهد. وارونگی دما بیشتر در هنگامی تشدید می‌شود که سامانه پرفشار بر محل حاکم باشد. بادهای ضعیف سطح زمین، آسمان صاف و حرکت پایین‌سوی هوا در اتمسفر آزاد که معمولاً از ویژگی‌های سامانه‌های پرفشار است، شرایط ایجاد وارونگی شدید را فراهم می‌نماید. آلاینده‌های رها شده در زیر وارونگی دما به آسانی

می‌تواند لایه‌های آلوده هوا را پدید آورد. زیرا در شرایط گرادیان تراکم شدید، فرآیند اختلاط تلاطمی هوا با اتمسفر آزاد متوقف می‌شود.

٦-١-١. لایه مرزی خنثی

هنگامی که پایداری لایه مرزی تقریباً خنثی (Neutral) است، نیروی شناوری نقش مهمی در تراز تلاطم انرژی جنبشی بازی نمی‌کند. در شرایط خنثی، انرژی تلاطمی لایه مرزی را انرژی جنبشی باد در اتمسفر آزاد فراهم می‌سازد. تلاطم در لایه مرزی، شار نیرومند تکانه به سوی سطح زمین ایجاد می‌نماید. شار عمودی تکانه افقی در سطح زمین (τ_0)، یک کشال (Drag) (نیروی چسبندگی بین مولکول‌های هوا) در جریان اتمسفری ایجاد می‌کند. شیب عمودی سرعت باد در سطح زمین (U) در شرایط پایداری خنثی تنها به ارتفاع (z)، چگالی (ρ) و نیروی کشال سطح زمین (Surface Drag) یا (گشودگی جبهه مقابل باد در سطح زمین) بستگی دارد.

ویژگی‌های سرعت باد برای تجزیه و تحلیل ابعاد سرعت اصطکاک (u_*) در زیر آمده است:

رابطه ۷-۱۵: $$u_* = \left(\frac{\tau_0}{\rho}\right)^{1/2}$$

با استفاده از سرعت اصطکاک و ارتفاع نسبت به مقیاس چینش باد، تحلیل ابعادی نشان می‌دهد که چینش مقیاس بندی شده باد باید ثابت باشد:

رابطه ۷-۱۶: $$\left(\frac{z}{u_*}\right)\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{1}{K}$$

صرف نظر از ویژگی‌های سطح زمین، ثابت فون کارمن (k) برای همه لایه‌های مرزی خنثی یکسان است و مقدار آن تقریباً برابر با ۰/۴ اندازه‌گیری شده است (رابطه ۷-۱۶)، که می‌توان انتگرال آن را نسبت به ارتفاع برای تعیین نیمرخ لگاریتم سرعت به کار برد:

رابطه ۷-۱۷: $$U(z) = \left(\frac{u_*}{K}\right)\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

ثابت (z_0) در رابطه (۷-۱۷) را ارتفاع زبری (Roughness Height) نامند و به ارتفاعی اشاره می‌کند که در آن ارتفاع، سرعت باد به صفر می‌رسد. در اغلب سطوح طبیعی زمین، ناصافی (زبری) سطح زمین بیش از یک میلی‌متر ضخامت دارد که در آن لایه پخشیدگی ذره‌ای یا پخش مولکولی (Molecular Diffusion) صورت می‌گیرد، و این زبری (ناصافی) را می‌توان با ارتفاع (z_0)

مشخص نمود. ارتفاع زبری سطوح طبیعی از حدود یک میلی‌متر برای میانگین دریاها تا بیش از یک متر برای شهرها با ساختمان‌های بلند متفاوت است. ارتفاع زبری (z_0) به کمک اندازه‌گیری نیمرخ سرعت باد در شرایط خنثی و حل رابطه (۷-۱۷) برآورد می‌شود. نیمرخ سرعت لگاریتمی برآورد خوبی از لایه مرزی آزمایشگاهی و همچنین لایه مرزی سیاره‌ای در شرایط خنثی نشان می‌دهد و برای ارتفاع بسیار بیشتر از ارتفاع زبری ($z >> z_0$) اعتبار دارد ولی برای میانگین نیمرخ سرعت باد در درون تاج گیاهان یا سطوح بسیار بسته و ناصاف کاربرد ندارد.

☜ در خرد مقیاس (Microscale)، اصطکاک در سطح تماس اتم‌ها و مولکول‌های دو جسمی که با هم در تماس بوده و به یکدیگر فشرده شوند، مطرح است. اصطکاک خاص جامدات نیست و در سیالات نیز خودنمایی می‌کند. اصطکاک سیالات را چسبندگی (Viscosity)، وُشکسانی یا گرانروی مولکولی گویند. کُندی حرکت در سیالی مانند هوا که ناشی از حرکت تصادفی مولکول‌های گاز باشد را گرانروی مولکولی گویند. اگر جرمی از هوا به صورت افقی و یکنواخت بر فراز توده ثابتی از هوای دیگر در حال حرکت باشد، با این که مولکول‌های توده هوای ثابت حرکت افقی ندارند اما با یکدیگر تصادم و برخورد داشته و در مرز جدا کننده این دو توده هوای متفاوت، همواره تبادل مولکولی وجود دارد که نتیجه آن کُندی حرکت هوای متحرک است. اگر گرانروی مولکولی تنها نوع اصطکاک تأثیر گذار بر هوای در حال حرکت باشد، اثر این اصطکاک در لایه کم ژرفای سطح بالایی توده هوای ثابت مستهلک و ناپدید می‌شود. به طور خلاصه، گرانروی هوا از تعامل مولکول‌ها با سرعت متفاوت هواست. تعامل ناشی از گرانروی حرکت تصادفی مولکول‌ها (Molecular Viscosity) در مقایسه با حرکات تلاطمی (Eddy Viscosity) بسیار کوچک است (بابایی، ۱۳۹۱: ۲۸۱).

☜ نیروی کشال چسبناکی (Viscous Drag Force) به نیروی حاصل از چسبندگی بین مولکول‌های هوا گویند که با چسبندگی مولکول‌های هوا، سرعت باد و گشودگی جبهه مقابل باد رابطه دارد (رازجویان، ۱۳۸۶: ۶۹).

قانون نیمرخ لگاریتمی سرعت برای بیان شار تکانه در سطح زمین به لحاظ سرعت باد در برخی از ارتفاع‌های لایه سطحی سودمند است. برای بیان نقش نیروی کشال سطح زمین بر سرعت باد (U_r) در ارتفاع مرجع (z_r) رابطه ۷-۱۵ در ۷-۱۷ ادغام می‌شود.

رابطه ۷-۱۸: $\tau_0 = \rho C_D U_r^2$

رابطه ۷-۱۹: $C_D = K^2 \ln\left(\frac{z_r}{z_0}\right)^{-2}$

ضریب کشال (C_D) بستگی به نسبت ارتفاع مرجع به ارتفاع زبری دارد. لایه مرجع را می‌توان در هر سطح که در آن اندازه‌گیری آسان‌تر است و نیمرخ لگاریتمی جریان واقعی را بهتر برآورد می‌کند، انتخاب کرد. رابطه آیرودینامیکی نیروی کشال ۷-۱۸ و رابطه‌های مربوط به شارهای گرمای محسوس و گرمای نهان که در سطح زمین رخ می‌دهد مبنای تجربی برآورد شارهای سطح زمین و تعیین شارهای سطح زمین در مدل‌های آب و هوایی هستند. از این طریق، شارهای تلاطمی تنها با محاسبه میانگین سرعت باد در ارتفاع مرجع و چند پارامتر دیگر بررسی می‌شود.

٦-١-٢. چینه بندی لایه مرزی

با توجه به این که هدف تحلیل ابعادی (Dimensional Analysis)، کاهش متغیرها و گروه بندی آن‌ها به صورت بی بعد است. از تحلیل ابعادی می‌توان برای تعیین اصول طراحی مدل‌ها با استفاده از مفهوم تشابه، تعیین مقیاس لازم برای خواص سیال و ابعاد مختلف فیزیکی استفاده کرد. از این رو، تحلیل ابعادی لایه‌های مرزی خنثی به کمک چینه بندی لایه مرزی میسر می-شود. در اینجا متغیرهای شار گرمایی و شناوری به تحلیل ابعادی اضافه شده است. ویژگی‌های نیمرخ عمودی باد و دمای هوا در مختصات عمودی مقیاس بندی شده نسبت بی بُعد سرعت اصطکاک، شار گرمایی و نیروی شناوری بررسی می‌شود. رابطه‌های آیرودینامیکی از این نیمرخ‌ها مشتق می‌شود و می‌تواند گویای شارهای گرمای تلاطمی و تکانه در شرایط میانگین متغیر سطح زمین باشد. ضرایب این رابطه‌ها به پایداری عمودی هواسپهر به عنوان ارتفاع زبری بستگی دارد. این نظریه تنها برای لایه سطحی (Surface Layer) به کار می‌رود.

پایداری عمودی با عدد ریچاردسون (Richardson number) بیان می‌شود. عدد ریچاردسون به مشتق‌های عمودی دمای پتانسیل (Θ) و سرعت باد (U) بستگی دارد (پیوست (c) نگاه).

رابطه ۷-۲۰: $Ri = \frac{g}{T_O}\frac{(\partial\Theta/\partial z)}{(\partial U/\partial z^2)}$

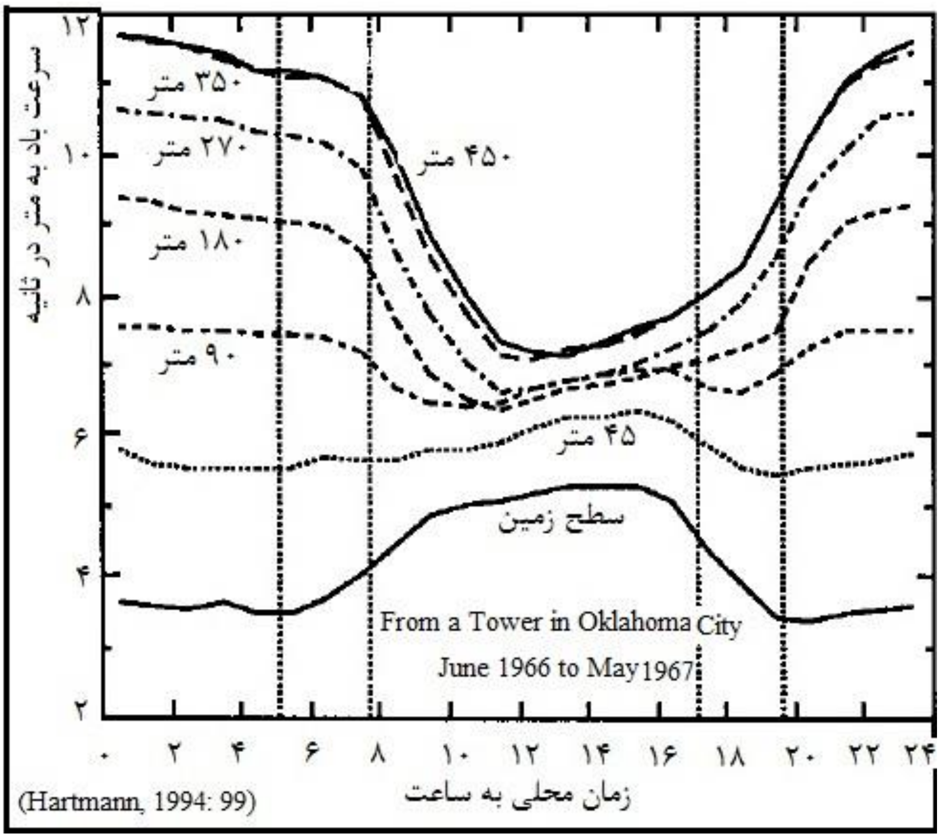
در اینجا (g) شتاب گرانش زمین و (T_O) دمای مرجع است. عدد ریچاردسون توده‌ای برای لایه مرزی به صورت زیر است:

رابطه ۷-۲۱:

$$Ri_B = \left(\frac{g}{T_O}\right)\left[\frac{Z_r\left(\Theta(Z_r)-\Theta(Z_O)\right)}{U(Z_r)^2}\right]$$

هنگامی که دمای پتانسیل هوای نزدیک سطح زمین نسبت به دمای پتانسیل سطح زمین بزرگ‌تر باشد، عدد ریچاردسون بزرگ است. در چنین شرایطی هوا پایدار است و از آمیختگی عمودی جلوگیری می‌کند. بسته‌های هوایی که از سطح زمین صعود کنند با شناوری منفی روبرو شده و با نیروی کشش زمین به سطح زمین فرو می‌غلتند. اثر پایداری هوا می‌تواند بر انرژی جنبشی در دسترس میانگین چینش باد نزدیک سطح زمین که می‌تواند سرعت کافی تلاطم برای اختلاط هوای پایدار را فراهم می‌سازد، چیره شود. رابطه نقش انرژی جنبشی با مربع سرعت باد در رابطه (۷-۲۱) نشان داده شده است. اگر دمای پتانسیل هوای نزدیک سطح زمین با افزایش ارتفاع کاهش یابد، پس لایه مرزی ناپایدار است و جابجایی‌های عمودی کوچک بسته‌های هوا به کمک نیروی شناوری شتاب می‌گیرد. عدد ریچاردسون برای لایه مرزی ناپایدار منفی است. در چنین شرایطی انتقال عمودی انرژی و رطوبت نسبتاً مؤثر است، زیرا تبادل آزاد بسته‌های هوا در همه سطوح انجام می‌گیرد.

☜ عدد ریچاردسون یک عدد بی بعد در دینامیک سیالات است که از نسبت انرژی پتانسیل به انرژی جنبشی حاصل می‌شود. این عدد با نماد (Ri) نشان داده می‌شود. اگر عدد ریچاردسون منفی باشد بیانگر حالت ناپایدار در شار است. یا به عبارت دیگر چینه بندی در شار سبب افزایش تلاطم و آشفتگی می‌شود. اگر عدد ریچاردسون مثبت باشد گویای حالت پایداری در شار است و اگر عدد ریچاردسون بزرگتر از ۰/۲۵ (یک چهارم) باشد در این صورت چنانچه تلاطمی وارد محیط سیال شود این آشفتگی از بین خواهد رفت. در انتقال گرما، جابجایی عدد بی بعد ریچاردسون برای تعیین اهمیت جابجایی آزاد نسبت به جابجایی اجباری می‌باشد. اگر عدد ریچاردسون کوچکتر از ۰/۱ باشد از جابجایی طبیعی چشم پوشی می‌شود. اگر عدد ریچاردسون بزرگتر از ۱۰ باشد از جابجایی اجباری صرف نظر می‌شود. اگر عدد ریچاردسون بین ۰/۱ تا ۱۰ باشد هر دو نوع جابجایی آزاد و اجباری باید در نظر گرفته شوند.



شکل ۷-۸: میانگین چرخه روزانه سرعت باد به عنوان تابع ارتفاع

لایه مرزی در روزهای تابستانی بر روی خشکی‌ها ناپایدار است زیرا خورتابگیری سطح زمین را گرم می‌کند. شب هنگام سطح زمین زودتر از هوای بالای سر خود سرد می‌شود تا جایی که وارونگی دمایی می‌تواند رخ دهد (شکل ۷-۷). پیامد تراکم شدید هوا می‌تواند توقف تبادل شبانه گرما، تکانه و رطوبت بین سطح زمین و اتمسفر آزاد باشد. نقش تغییرات پایداری لایه مرزی بر شارهای تکانه را می‌توان در تغییرات روزانه نیمرخ باد مشاهده کرد. شکل ۷-۸ گویای نوسان‌های روزانه سرعت باد اندازه‌گیری شده در ارتفاع‌های مختلف در برج تلویزیون اوکلاهاما (TV Tower in Oklahoma) می‌باشد. شب هنگام سرعت باد در مجاور سطح زمین کاهش می‌یابد. زیرا به دلیل پایداری استاتیکی بزرگ‌تر شبانه، فرآیند آمیختن ناشی از تکانه پایین سوی اتمسفر آزاد کاهش پیدا می‌کند. بادها در ارتفاع بالاتر لایه مرزی در شب افزایش پیدا

می‌کند زیرا نیروی کشال سطح زمین (The Drag From the Surface) کاهش می‌یابد. در طول روز، اختلاط مؤثر تکانه در لایه مرزی نسبتاً ناپایدار سبب افزایش سرعت باد در هوای مجاور سطح زمین به هزینه کاهش سرعت باد در ارتفاع بالاتر لایه مرزی می‌شود.

۶-۲. شارهای گرمای محسوس و گرمای نهان در لایه مرزی

شارهای گرمای محسوس و گرمای نهان از سطح زمین به وسیله حرکت تلاطمی سیالات در لایه مرزی به وجود می‌آید. مگر در چند میلی‌متر مجاور سطح زمین، انتقال به کمک هدایت مولکولی در مقایسه با انتقال تلاطمی بسیار ناچیز است. تلاطم در نوسان‌های سریع و نامنظم سرعت باد ویژگی می‌یابد. جایی که میانگین عمودی شیب دما و رطوبت وجود دارد، نوسان‌های سرعت باد با نوسان رطوبت و دما همراه می‌شود. شارهای عمودی جرم، تکانه و انرژی به وسیله تلاطم ساخته می‌شود هنگامی که ویژگی‌های بسته هوای بالاسو با ویژگی‌های بسته هوای پایین‌سو متفاوت باشد. بنابر این شار را می‌توان به کمک میانگین فضایی یا میانگین زمانی اندازه گیری کرد که توسط سرعت عمودی ویژگی مورد نظر تولید می‌شود.

برای نمونه اگر دمای هوا (T) و سرعت عمودی (w) یک نقطه در نزدیکی سطح زمین در دست باشد می‌توان شار عمودی گرمای محسوس را از میانگین زمانی تولید سرعت عمودی و دما در ترکیب با گرمای ویژه هوا در فشار ثابت (c_p) و چگالی هوا (ρ) به دست آورد.

رابطه ۷-۲۲: شار بالاسوی گرمای محسوس $= c_p\rho\overline{wT}$

برای برآورد درست تعیین نوسان‌های تلاطمی که انتقال عمودی را به وجود می‌آورند، باید اندازه‌گیری دما و باد در فواصل زمانی منظم و به تعداد کافی انجام شود. از آنجایی که نوسان‌های تلاطمی بسیار سریع رخ می‌دهند، تکرار اندازه‌گیری‌ها در هر ثانیه می‌تواند شارهای تلاطمی را به صورت مستقیم تعیین کند. ناهمگونی‌های شرایط سطح زمین نیز ممکن است اندازه‌گیری شارهای تعیین شده برای یک نقطه مشخص را مشکل کند.

با جدا کردن متغیرها به دو بخش میانگین زمانی و انحراف از میانگین یا پیچانه (Eddy)، می‌توان شار گرمای محسوس بالاسو به عنوان مجموع میانگین و سهم پیچانه را چنین نوشت:

رابطه ۷-۲۳: $T = \overline{T} + T'$ $\quad w = \overline{w} + w'$

در اینجا میانگین زمانی دما ($\overline{T}$)، میانگین زمانی سرعت عمودی ($\overline{w}$)، انحراف از میانگین دما (T') و انحراف از میانگین سرعت عمودی (w') است. جایگزینی رابطه ۷-۲۳ به جای ۷-۲۲، کمک می‌کند تا سهم میانگین و پیچانه در شار عمودی دما به دست آید.

رابطه ۷-۲۴: $\overline{wT} = \overline{w}\overline{T} + \overline{w'T'}$ پیچانه + میانگین = مجموع

نزدیک سطح زمین، میانگین سرعت عمودی در مقایسه با پیچانه‌های متعارف یا سرعت عموی تلاطم‌ها، بسیار کوچک است و نقش پیچانه‌ها در شار عمودی گرما بیشتر است. می‌توان شارهای گرمای محسوس و گرمای نهان را به عنوان پیچانه شارهای گرما و رطوبت در سطح معینی در لایه مرزی هواسپهر تعریف کرد.

رابطه ۷-۲۵: $SH = C_\rho \rho \overline{w'T'}$ $LE = L\rho \overline{w'q'}$

در اینجا (ρ) چگالی هوا، (C_ρ) گرمای ویژه هوا در فشار ثابت و (L) گرمای نهان تبخیر است. برای اندازه‌گیری سرعت تلاطم، دما و نمناکی هوا به محاسبه روزمره شارهای گرمای محسوس و گرمای نهان نیاز نیست و نوسان‌های کوچک مقیاس و سریع در مدل اقلیمی جهانی شبیه سازی نمی‌شود. در بسیاری از موارد، برآورد شارهای تلاطمی به کمک میانگین مقیاس‌های زمانی و فضایی بزرگ‌تر از حرکت‌های تلاطمی در لایه مرزی انجام می‌گیرد.

چندین مدل برای برآورد شارهای سطح زمین به کمک دیدبانی میانگین متغیرها وجود دارد. معمول‌ترین مدل بر پایه روابط آیرودینامیکی که گویای میانگین فضایی و زمانی شارهای تلاطمی بنا شده است. فرض بر این است که شار گرمای محسوس با تفاوت دما میان سطح زمین و هوا در ارتفاع معیار (Z_r) متناسب است. ارتفاعی که در آن، میانگین متغیرها شناخته شده هستند. همچنین با توجه به این که مقداری از انرژی جنبشی تلاطم و آشفتگی لایه مرزی از وزش بادهای مجاور سطح زمین فراهم می‌شود، شارهای تلاطمی متناسب با میانگین سرعت باد (U_r) در ارتفاع معیار می‌باشد. بر پایه این مفروضات می‌توان گفت مقدار شار گرمای محسوس به میانگین سرعت باد و دمای هوا متناسب است.

رابطه ۷-۲۶: $SH = C_\rho \rho C_{DH} U_R \left(T_s - T_a(Z_r)\right)$

شار گرمای نهان با تفاوت نم ویژه (q) در سطح زمین و هوا در ارتفاع معیار متناسب است.

رابطه ۷-۲۷: $LE = L_\rho C_{DE} U_R \left(q_s - q_a(Z_r)\right)$

در روابط آیرودینامیکی هوا (۷-۲۶) و (۷-۲۷)، (ρ) تراکم هوا، (C_p) گرمای ویژه در فشار ثابت هوا و (C_{DH})، (C_{DE}) به ترتیب ضرایب انتقال آیرودینامیک دما و رطوبت می‌باشد. نمادهای (s) و (a) به ترتیب گویای مقادیر مربوطه در سطح زمین و هوا در سطح ارتفاع مرجع می‌باشد.

ضرایب انتقال آیرودینامیکی به ناهمواری سطح زمین، عدد ریچاردسون و ارتفاع مرجع بستگی دارد. در شرایط معمول مقادیر ضرایب انتقال گرما، رطوبت و تکانه تقریباً یکسان است و برای نوع هوای پایداری خنثی (Neutral Stability) در ارتفاع ۱۰ متری از سطح زمین از (1×10^{-3}) در سطح اقیانوس تا (4×10^{-3}) در سطح خشکی‌های نسبتاً ناهموار متغیر است. اگر در ارتفاع ۱۰ متری بالای سطح زمین سرعت باد ۵ متر در ثانیه و ($C_D = 3 \times 10^{-3}$) باشد، پس بر پایه رابطه (۷-۲۶) شار گرمای محسوس بر از لایه سطحی هوا برابر با ۱۵ وات بر مترمربع به ازای هر یک درجه اختلاف بین دمای سطح زمین و دمای هوا در ارتفاع ۱۰ متری است.

٦-٣. نسبت تعادلی باون در شرایط اشباع

شار گرمای نهان وابستگی زیادی به دمای هوا دارد، چرا که رطوبت اشباع (لبریز) یا گنجایش رطوبت هوا به دمای هوا وابسته است. تصور بر این است که نسبت مخلوط بخار آب در سطح آب یا سطح زمین مرطوب برابر با نسبت مخلوط اشباع (لبریز) هوا ($q*$) ضرب در دمای سطح زمین (T_s) است:

رابطه ۷-۲۸: $$q_s = q*(T_s)$$

نسبت مخلوط بخار آب در هوای اشباع شده در ارتفاع مرجع (Reference Height) را می‌توان به کمک سری مرتبه اول تیلور تخمین زد.

رابطه ۷-۲۹: $$q*_a = q*(T_s) + \frac{\partial q*}{\partial T} \times (T_a - T_s) + \cdots$$

نسبت مخلوط واقعی هوا در ارتفاع مرجع به عنوان نم نسبی در آن سطح بیان می‌شود.

رابطه ۷-۳۰: $$RH = \frac{q}{q*}$$

رابطه ۷-۳۱: $$q_a = RH.\left(q*_s(T_s) + \frac{\partial q*}{\partial T} \times (T_a - T_s)\right)$$

با جایگزینی ۷-۳۱ به جای ۷-۲۷ می‌توان مقدار هرز گرما (Heat Loss) از سطح زمین به واسطه تبخیر را بر حسب اختلاف دما و نم نسبی بیان نمود.

رابطه ۷-۳۲: $LE \equiv \rho L C_{DE} U \left(q*_s (1 - RH) + RH B_e^{-1} \frac{C_p}{L} (T_s - T_a) \right)$

رابطه ۷-۳۳: $B_e^{-1} \equiv \frac{C_p}{L} - \frac{\partial q*}{\partial T}$

نسبت باون گویای نسبت سرمایش محسوس به سرمایش نهان در سطح زمین است. مقایسه رابطه ۷-۳۲ و ۷-۲۶ نشان می‌دهد اگر سطح زمین نمناک بوده و هوا نیز از بخار آب لبریز باشد (RH=1)، نسبت باون یک مقدار ویژه است.

رابطه ۷-۳۴: $B_0 \equiv \frac{SH}{LE} = B_e$

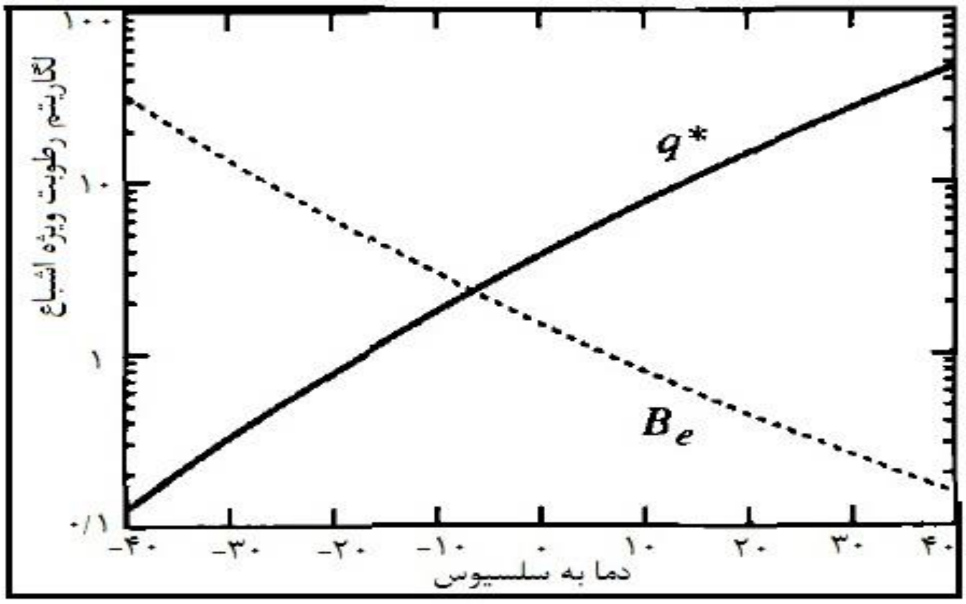
هنگامی که سطح زمین و هوا در ارتفاع مرجع لبریز از بخار آب باشد، نسبت باون به (B_e) نزدیک می‌شود (رابطه ۷-۳۳) که آن را نسبت تعادلی باون (Equilibrium Bowen Ratio) گویند. فرض می‌شود که شار رطوبت از لایه مرزی به هواسپهر آزاد تنها برای تراز شار بالاسوی رطوبت بسنده است، پس نمناکی هوا در ارتفاع مرجع با رطوبت اشباع (لبریز) هوا برابر خواهد بود. در چنین تعادلی، رابطه نسبت باون با نسبت نرخ تغییر نسبت مخلوط بخار آب اشباع به دمای هوا معکوس است (رابطه ۷-۳۳). نرخ تغییر نسبت مخلوط اشباع به دمای هوا به مقدار دما بسیار حساس است. (فرمول بی ۳ پیوست بی دیده شود)

رابطه ۷-۳۵: $\frac{\partial q*}{\partial T} \approx q* (T). \left(\frac{L}{R_v T^2} \right)$

وابستگی نمایی نسبت مخلوط اشباع به دما بسیار بیشتر از معکوس مربع دمای هوا می‌باشد (رابطه ۷-۳۵). چنان که نسبت تعادلی باون به صورت نمایی با دما کاهش می‌یابد. وابستگی‌های دمایی نسبت مخلوط اشباع و نسبت تعادلی باون به صورت نمودار لوگ-خطی نمایش داده شده است (شکل ۷-۹). نسبت تعادلی باون در دمای صفر درجه سلسیوس برابر با یک است و در دمای ۳۰ درجه به حدود ۰/۲ کاهش می‌یابد. چنان که رطوبت نسبی در رابطه (۷-۳۲) به مقدار کمتر از یک کاهش پیدا می‌کند و سرمایش تبخیر افزایش می‌یابد، چنان که نسبت تعادلی باون به بیشینه ممکن در سطح زمین نمناک می‌رسد. نسبت باون واقعی در سطح زمین نمناک اغلب کوچکتر از نسبت تعادلی باون است، زیرا معمولاً هوا در ارتفاع مرجع اشباع نیست. به دلیل وابستگی شدید دما به فشار بخار آب اشباع، بر روی یک زمین نمناک مانند مناطق استوایی، سرمایش ناشی از فرآیند گرمای نهان نسبت به سرمایش گرمای محسوس بیشتر

است. در صورتی که در زمستان عرض‌های بالای جغرافیایی، انتقال گرمای محسوس بیشترین اهمیت دارد.

در بحث پیشین تأکید بر این بود که سرمایش تبخیر با محدودیت رطوبت خاک همراه نیست. در صورتی که در سطح خشکی‌های زمین سرمایش تبخیر معمولاً کاهش می‌یابد، زیرا رطوبت کافی برای نگهداری هوای اشباع شده مماس با سطح زمین از زیر سطح زمین فراهم نمی‌شود. در سرزمین‌های بیابانی سطح زمین چنان خشک است که صرف نظر از دمای هوا، سرمایش تبخیری ناچیز است، چنان که سرمایش ناشی از گرمای محسوس و گسیل تابش بلند موج بایست با گرمایش خورشیدی تراز شود. بر روی زمین‌های پوشیده از گیاه، سرمایش ناشی از تبخیر و تعرق از سطح برگ‌ها توسط شرایط فیزیکی و زیستی تاج گیاه و رطوبت خاک لگام می‌شود. (فصل ۵ راجع به نقش خاک و گیاه در سطح آب بحث شده است)



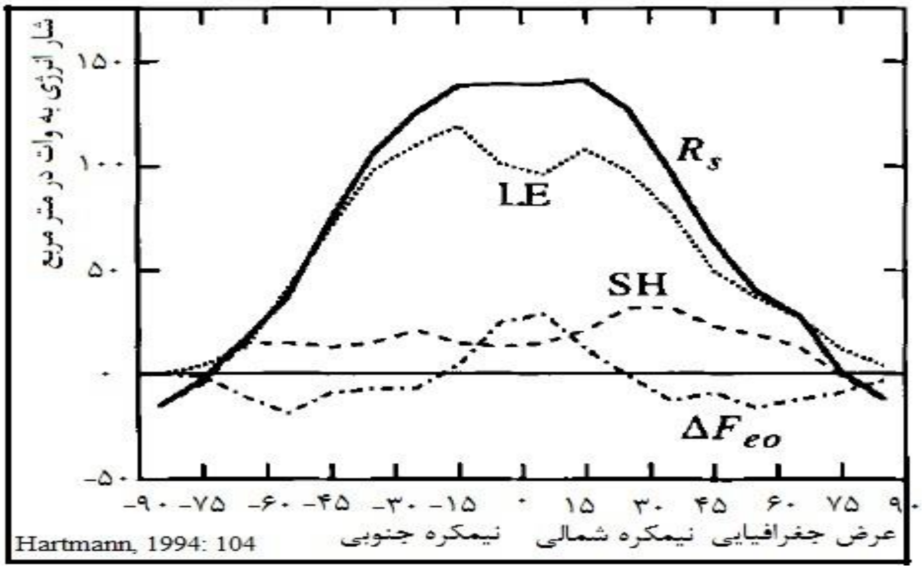
شکل ۷-۹: نم ویژه اشباع به گرم در کیلوگرم (q^*) و نسبت تعادلی باون (B_e) به عنوان توابع دما

برای انرژی ورودی به یک سطح، مصرف کننده‌های انرژی وجود دارند که همواره با یکدیگر تراز هستند. با توجه به این که تابش خالص خورشیدی (R_n) درونداد اصلی انرژی به سطح زمین می‌باشد. مقداری از این انرژی جذب سطح زمین شده و جریان گرمای لایه‌های زیرین را پدید می‌آورد (G)، بخشی از آن برای افزایش گرمای محسوس (SH) هوای مجاور سطح زمین یا لایه مرزی سطحی مصرف می‌شود و در صورت موجود بودن آب، بخشی نیز در فرآیند تبخیر آب از سطح زمین به گرمای نهان (LE) تبدیل می‌شود. شار گرمای نهان وابستگی زیادی به دمای هوا دارد، چرا که رطوبت اشباع (لبریز) یا گنجایش رطوبت هوا به دمای هوا وابسته است. از این رو، سهم گرمای محسوس نسبت به گرمای نهان از مقدار انرژی در دسترس (R_n-G) یک سطح را نسبت باون می‌نامند. نسبت باون روش تراز انرژی است که بر پایه اندازه‌گیری شیب دما و رطوبت در دو ارتفاع مختلف محاسبه می‌شود.

٦-٤. تغییر مؤلفه‌های تراز انرژی در راستای عرض جغرافیایی

برخی شواهد در مورد اهمیت نسبی تغییر مؤلفه‌های بودجه انرژی سطح زمین به عنوان تابعی از رژیم آب و هوایی می‌تواند ناشی از وابستگی آن به عرض جغرافیایی باشد (جدول ۷-۴ و شکل ۷-۱۰). اوج تابش خالص سطح زمین در مناطق استوایی رخ می‌دهد که از الگوی عمومی خورتابگیری در مرز هواسپهر پیروی می‌کند. تابش خالص در سطح اقیانوس استوایی حدود ۶۰ درصد است که از خشکی‌ها در همان عرض جغرافیایی بیشتر است. غالباً آلبدوی خشکی‌ها بالاتر از سطح آب‌ها می‌باشد. اصولاً آلبدوی پایین سبب تابش خالص بالاتر سطح اقیانوس‌ها می‌باشد، ولی تفاوت مقدار دما و بخار آب میان سطح خشکی و دریا نیز در این امر نقش دارد.

هرز تابش خالص انرژی سطح زمین در مناطق قطبی با شار پایین سوی گرمای محسوس تراز می‌شود. شار پایین سوی گرمای محسوس در پیوند با وارونگی دما در عرض‌های بالای جغرافیایی است (شکل ۷-۱). وارونگی دمای قطب از انتقال قطب سوی گرما در هواسپهر ناشی می‌شود، این فرآیند دمای مناطق قطبی را گرم‌تر از هنگامی نگه می‌دارد که انتقال هواسپهر وجود نداشته باشد.



شکل ۷-۱۰: میانگین سالانه شارهای تراز انرژی سطح زمین در راستای عرض جغرافیایی

نود درصد گرمایش تابشی سطح اقیانوس در مقیاس جهانی با تبخیر تراز می‌شود. بیشترین سرمایش سطح زمین به شیوه تبخیر در اقیانوس‌های جنب استوایی رخ می‌دهد، زیرا شدت گرمایش تابش خورشیدی و دمای سطح آب در این مناطق بیشتر است. همچنین در مناطق جنب استوایی، به طور میانگین جریان پایین سو از تروپوسفر آزاد هوای خشک را به سوی لایه مرزی می‌آورد و در نتیجه سرعت تبخیر را افزایش می‌دهد. بادهای تجاری نیز انرژی جنبشی لازم برای تلاطم هوا در لایه مرزی را فراهم می‌سازند. در سطح خشکی، اوج تبخیر در نزدیکی خط استوا رخ می‌دهد ولی به دلیل پدیده خشکی در قاره‌ها، مقدار تبخیر در کمربند میان عرض‌های جغرافیایی ۳۰-۱۰ درجه کاهش می‌یابد. انرژی برای تبخیر آب بر روی خشکی‌های جنب استوایی در دسترس می‌باشد اما پهنه‌های آبی برای تبخیر ناچیز است. اوج هرز گرمای محسوس قاره‌ها در مناطق جنب استوایی که شرایط داغ و خشک بیابانی چیره است، رخ می‌دهد. نسبت باون یعنی نسبت سرمایش محسوس به سرمایش نهان سطح زمین هم در فراز خشکی‌ها و هم در فراز اقیانوس‌ها در راستای عرض جغرافیایی افزایش پیدا می‌کند. این موضوع از وابستگی نیرومند فشار بخار آب اشباع به دمای هوا ناشی می‌شود که در نتیجه آن، نسبت تعادلی باون با کاهش دمای هوا افزایش پیدا می‌کند (چنان که قبلاً توضیح داده شد).

جدول ۷-۴: میانگین مؤلفه‌های معادله تراز انرژی سطح زمین در راستای عرض جغرافیایی

عرض جغرافیایی		اقیانوس				خشکی			مجموع			
		R_s	LE	SH	ΔF_{eo}	R_s	LE	SH	R_s	LE	SH	ΔF_{eo}
شمالی	۸۰-۹۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	-۱۲	۴	-۱۳	-۳
	۷۰-۸۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱	۱۲	-۱	-۹
	۶۰-۷۰	۳۱	۴۴	۲۱	-۳۵	۲۷	۱۹	۸	۲۸	۲۷	۱۳	-۱۲
	۵۰-۶۰	۳۹	۵۲	۲۱	-۳۵	۴۰	۲۵	۱۵	۴۰	۳۷	۱۹	-۱۶
	۴۰-۵۰	۶۸	۷۰	۱۹	-۲۱	۶۰	۳۲	۲۸	۶۴	۵۰	۲۳	-۹
	۳۰-۴۰	۱۱۰	۱۱۴	۱۷	-۲۱	۸۰	۳۱	۴۹	۹۷	۷۸	۳۲	-۱۳
	۲۰-۳۰	۱۵۰	۱۳۹	۱۲	-۱	۹۲	۲۷	۶۵	۱۲۷	۹۷	۳۲	-۱
	۱۰-۲۰	۱۵۸	۱۳۱	۸	۱۹	۹۴	۳۹	۵۶	۱۴۱	۱۰۸	۲۱	۱۲
	۰-۱۰	۱۵۳	۱۰۶	۵	۴۱	۹۶	۶۴	۳۲	۱۳۹	۹۶	۱۵	۲۹
جنوبی	۰-۱۰	۱۵۳	۱۱۲	۵	۳۶	۹۶	۶۶	۲۹	۱۳۹	۱۰۱	۱۳	۲۵
	۱۰-۲۰	۱۵۰	۱۳۸	۷	۵	۹۷	۵۴	۴۲	۱۳۸	۱۱۹	۱۵	۴
	۲۰-۳۰	۱۳۴	۱۳۳	۹	-۸	۹۳	۳۷	۵۶	۱۲۵	۱۱۰	۲۱	-۷
	۳۰-۴۰	۱۰۹	۱۰۶	۱۱	-۸	۸۲	۳۷	۴۵	۱۰۶	۹۸	۱۵	-۷
	۴۰-۵۰	۷۶	۷۳	۱۲	-۹	۵۴	۲۸	۲۷	۷۴	۷۰	۱۳	-۹
	۵۰-۶۰	۳۷	۴۱	۱۳	-۱۷	۴۱	۲۷	۱۵	۳۷	۴۱	۱۵	-۱۹
	۶۰-۷۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱۷	۱۳	۱۵	-۱۱
	۷۰-۸۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	-۳	۴	-۵	-۱
	۸۰-۹۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۱۵	۰	-۱۵	۰
	جهانی	۱۰۹	۹۸	۱۱	۰	۶۵	۳۳	۳۲	۹۶	۷۸	۱۸	۰
N	۰-۹۰								۹۶	۷۳	۲۱	۱
S	۰-۹۰								۹۶	۸۲	۱۵	-۱
منبع: (Hartmann, 1994: 104)، (Data from Sellers,1965)									مقدار به وات بر متر مربع			

در عرض‌های میانی و بالا، سرمایش ناشی از فرآیند تبخیر برابر یا بزرگ‌تر از مقدار انرژی ناشی از گرمایش تابش خورشیدی در سطح زمین است. جریان‌های اقیانوسی مقدار قابل توجهی گرما از مناطق استوایی به عرض‌های میانی و بالا منتقل می‌کنند. این گونه انتقال انرژی در اقیانوس‌ها، هرز بسیار بالای انرژی گرمایی ناشی از تبخیر در عرض‌های میانی را جبران می‌کنند.

جدول ۷-۵: تراز انرژی سالانه در سطح اقیانوس‌ها و قاره‌ها

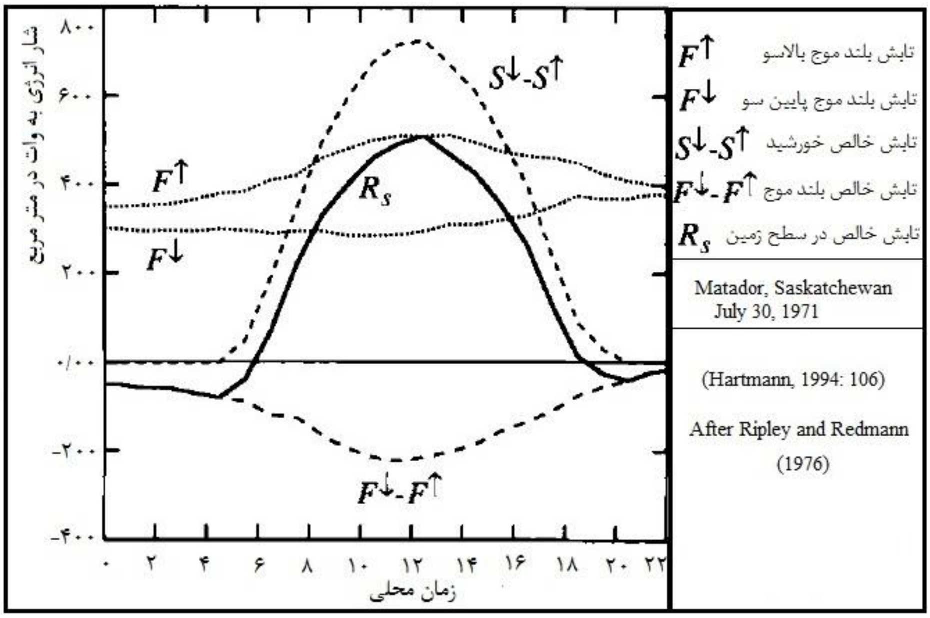
منطقه	R_s	LE	SH	ΔF_{eo}	SH/LE
اروپا	۵۲	۳۲	۲۰	۰	۰/۶۲
آسیا	۶۲	۲۹	۳۳	۰	۱/۱۴
امریکای شمالی	۵۳	۳۰	۲۲	۰	۰/۷۴
آمریکای جنوبی	۹۳	۶۰	۳۳	۰	۰/۵۶
آفریقا	۹۰	۳۴	۵۶	۰	۱/۶۱
استرالیا	۹۳	۲۹	۶۴	۰	۲/۱۸
قاره قطب جنوب	-۱۶	۰	-۱۵	۰	-
مجموع خشکی‌ها	۶۵	۳۳	۳۲	۰	۰/۹۶
اقیانوس اطلس	۱۰۹	۹۵	۱۱	۳	۰/۱۱
اقیانوس هند	۱۱۳	۱۰۲	۹	۱	۰/۰۹
اقیانوس آرام	۱۱۴	۱۰۳	۱۱	۰	۰/۱
اقیانوس منجمد شمالی	-۵	۷	-۷	-۵	-۱
مجموع اقیانوس‌ها	۱۰۹	۹۸	۱۱	۰	۰/۱۱
مقدار به وات در متر مربع	منبع: (Hartmann, 1994: 106)، (Data from Budyko,1963)				

بودجه یا مقدار ورود و خروج انرژی گرمایی سالانه برای اقیانوس‌ها و قاره‌های بزرگ در جدول ۷-۵ آورده شده است. بر پایه نسبت باون، قاره‌ها به آسانی دسته بندی می‌شوند. قاره‌های دارای نسبت باون بالا دارای شرایط بیابانی شدیدتری هستند. در صورتی که نسبت‌های باون کم در قاره‌های مرطوب به دست می‌آید. استرالیا با نسبت باون حدود ۲، خشک‌ترین قاره است و آفریقا با بیابان‌های کالاهاری و صحرای بزرگ در رده بعدی جای می‌گیرد.

آمریکای جنوبی و اروپا هر کدام با نسبت باون حدود ۰/۶، مرطوب‌ترین قاره‌ها به شمار می‌روند. آمریکای شمالی نیز با نسبت باون کمتر از ۱ قاره‌ای نسبتاً مرطوب است. نرخ سرمایش سطح زمین به واسطه هرز گرمای محسوس و گرمای نهان برای میانگین همه خشکی‌ها تقریباً برابر است در صورتی که در سطح اقیانوس‌ها، سرمایش ناشی از هرز گرمای محسوس حدود یک سوم سرمایش گرمای نهان است.

٦-۵. نوسان روزانه تراز انرژی سطح زمین

تراز انرژی سطح زمین در همه جا به جز مناطق قطبی، به شدت از نوسان روزانه خورتابگیری تأثیر می‌پذیرد. شکل ۷-۱۱، گویای نوسان روزانه تراز انرژی سطح زمین در یک سرزمین علفزار در غرب کانادا (Saskatchewan) در شرایط یک روز آفتابی تابستان با وزش سرعت متوسط باد است. آلبدوی سطح زمین با پوشش متراکمی از گیاهان زنده و خشکیده حدود ۱۶ درصد است. میانگین تابش خالص هر شبانه روز ۱۵۵ وات در متر مربع بوده است، یعنی ۲۶۳ وات در متر مربع از طریق تابش خورشیدی به سطح زمین رسیده و ۱۰۸ وات در متر مربع مقدار هرز خالص انرژی به واسطه شارهای تابش فروسرخ رخ داده است. اوج تابش خالص خورشیدی پایین سو در زمین در حوالی نیمروز محلی به حدود ۷۰۰ وات در متر مربع بالغ شده است. در هنگام روز به دلیل خورتابگیری شدید، آسمان آفتابی و آلبدوی نسبتاً کم سطح زمین مقدار گرمایش خورشید بزرگ است. تابش بلند موج پایین سو حدود ۳۰۰ وات در مترمربع است و در طول روز تغییر زیادی نمی‌کند. تقریباً تابش بلند موج پایین سو نوسان روزانه ندارد، چرا که نوسان روزانه دما در هواسپهر آزاد کم است. پیش از سر زدن خورشید، گسیل تابش بالاسوی سطح زمین حدود ۳۵۰ وات در متر مربع است و در میانه روز در واکنش به گرمای بیشتر سطح زمین تا حدود ۵۰۰ وات در مترمربع افزایش می‌یابد. دمای سطح زمین از حدود ۱۰ درجه سلسیوس پیش از سر زدن خورشید تا حدود ۴۰ درجه سلسیوس در میانه روز متغیر است. هرز تابش خالص بلند موج در سطح زمین از حدود ۵۰ وات در مترمربع در هنگام شب به حدود ۲۰۰ وات در مترمربع در میانه روز افزایش می‌یابد. هرز تابش خالص بلند موج به دلیل آسمان صاف و رطوبت پایین هوا نسبتاً بزرگ است. تابش خالص از سرمایش تقریباً یکنواخت ۵۰ وات در مترمربع ناشی از هرز شبانه تابش بلند موج و تابش شدید خورشیدی رسیده به سطح زمین در میانه روز با اوج نزدیک به ۵۰۰ وات در مترمربع حاصل می‌شود.



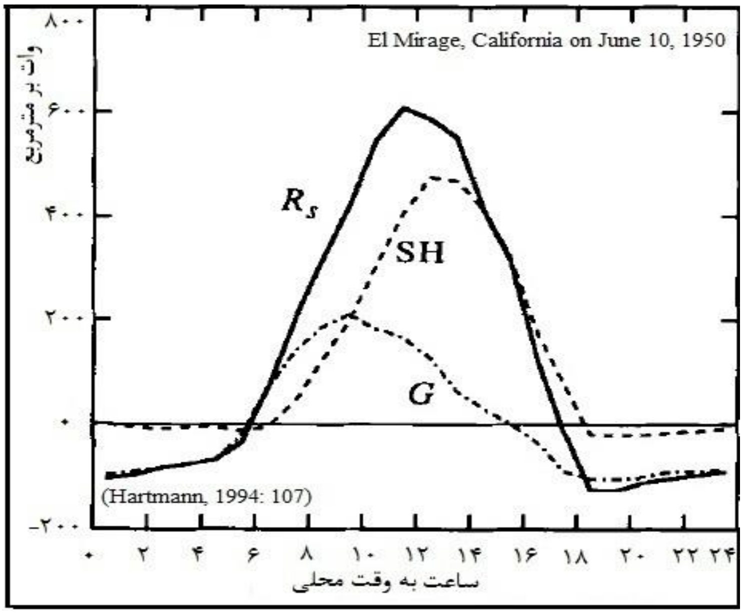
شکل ۷-۱۱: مؤلفه‌های تراز انرژی تابشی سطح زمین پوشیده شده از علفزار

چرخه روزانه تراز مؤلفه‌های انرژی سطح زمین در بستر خشک و بایر دریاچه در شکل ۷-۱۲ آورده شده است. رطوبت سطح خاک هنگام اندازه‌گیری حدود ۲ درصد بود، یعنی در واقع رطوبت در تراز انرژی چندان نقش نداشت. به دلیل گسیل تابش از سطح زمین به سوی هوای خشک بیابان در هنگام شب، تراز تابش خالص منفی است. سرمایش تابش سطح زمین به واسطه هرز انرژی خاک و سردگرایی آن در طول شب رخ داده است. شب هنگام شار گرمای محسوس نزدیک به صفر است؛ زیرا بادها ضعیف هستند و هوای سردتر مجاور سطح زمین نسبت به هوای گرم‌تر بالای سر خود متراکم‌تر است. ارتفاع عمودی شرایط پایداری هوا به وارونگی دمای شبانه بستگی دارد، زیرا وارونگی دما از مبادله تلاطمی انرژی جلوگیری می‌کند. طلوع خورشید حدود ساعت ۵ بامداد است و سرمایش سطح زمین به سرعت کاهش یافته است. در آغاز بامداد تراز گرمایش تابش خالص به دلیل انباشت گرما در زمین تا حدی بزرگ است. در میانه پیش از نیمروز (پیشین)، گرمایش روزانه ناشی از تابش شدید خورشیدی اصولاً به شیوه شار بالاسوی گرمای محسوس به کمک تلاطم هوا به تراز رسیده است. مدت کوتاهی پس از نیمروز محلی، اوج شار

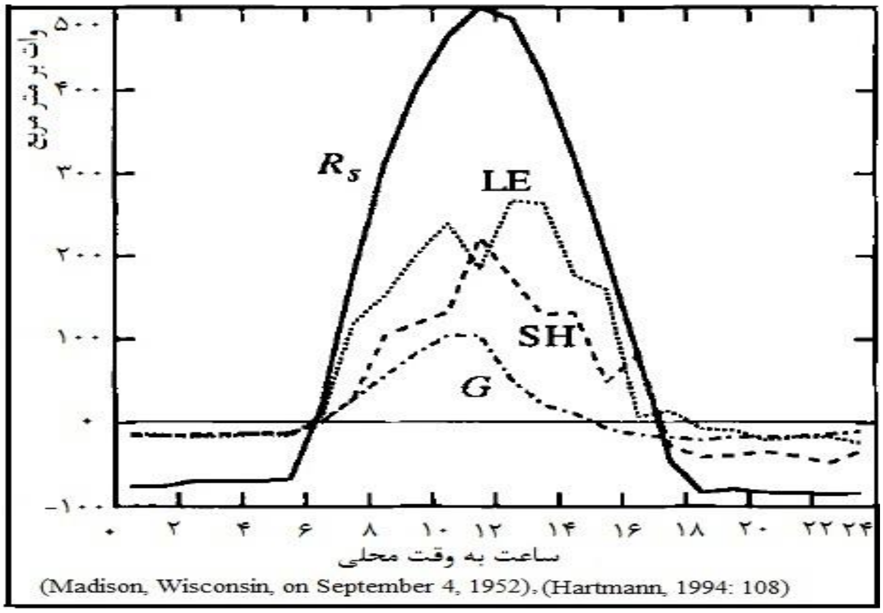
گرمای محسوس رخ داده و در میانه پس از نیمروز (پسین) سطح زمین شروع به سرد شدن نموده است. زیرا در این هنگام، سرمایش شار گرمای محسوس از تابش خالص افزون‌تر است.

بودجه یا مقدار ورود و خروج انرژی گرمایی یک کشتزار ذرت مربوط به یک روز صاف و آفتابی اواخر تابستان در شکل ۷-۱۳ آورده شده است. در این مورد نیز تابش خالص در شب در حد کمی منفی است و در هنگام روز مقدار آن بیشینه و به صورت نیرومندی مثبت است. هرز تابش شبانه تقریباً برابر با رها شدن گرمای انباشته شده در سطح زمین، شار گرمای محسوس پایین سو و ریزش شبنم (Dewfall) است. با این که ذرت نزدیک به ۳ متر ارتفاع دارد، مقدار قابل توجهی گرما به خاک می‌رسد زیرا انباشت گرما در خاک و ساقه‌های ذرت یک بخش مهمی از تراز انرژی روزهنگام را به خود اختصاص می‌دهد. سطح خاک خشک است ولی ریشه‌های ذرت آب کافی دارد. به صورت میانگین در طول یک روز، سرمایش محسوس حدود نصف سرمایش تبخیر است. گمان می‌شود که تغییر شگفت در سرمایش محسوس و سرمایش نهان در نزدیک نیمروز به راستای شمالی، جنوبی ردیف‌های ذرت مربوط است.

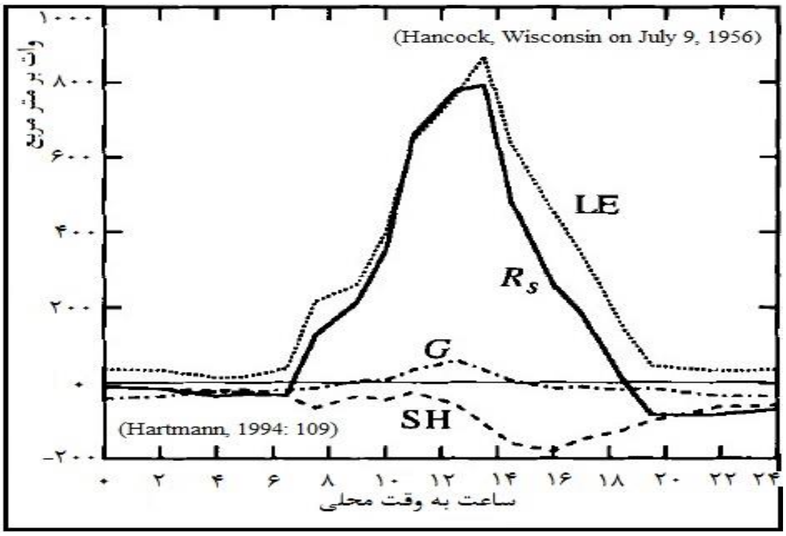
هنگامی که سطح زمین نمناک بوده یا زمان رشد گیاه که آب خاک برای تبخیر و تعرق به اندازه کافی است، ممکن است تابش خالص به صورت کامل برای تبخیر مصرف شود و ذخیره خاک و شار گرمای محسوس از اهمیت کمتری برخوردار است. هنگامی که هوای گرم و خشک بر روی سطح زمین دارای آب کافی می‌وزد، ممکن است سرمایش تبخیری بیش از تابش خالص باشد. شکل ۷-۱۴ گویای تراز انرژی در یک روز است که هوای گرم و خشک بر روی یونجه زار تازه آبیاری شده می‌وزید. مقدار تبخیر و تعرق برابر یا بیشتر از تابش خالص در تمام ساعات روز بود و تبخیر حتی در شب هنگام نیز تداوم داشت. بیشتر بودن انرژی سرمایش تبخیری نسبت به تابش خالص را شار پایین سوی گرمای محسوس تأمین می‌کند. گرمای محسوس به واسطه حرکات تلاطمی پایین سو به سطح سرمایش تبخیری زمین منتقل می‌شود. در قطعه زمین‌های کوچک آبیاری شده در مناطق داغ و خشک، گرمایش محسوس سطوح تبخیری سرد شده می‌تواند نیاز آبی را به صورت چشمگیری افزایش دهد.



شکل ۷-۱۲: مقدار ورود و خروج انرژی گرمایی بستر خشک دریاچه



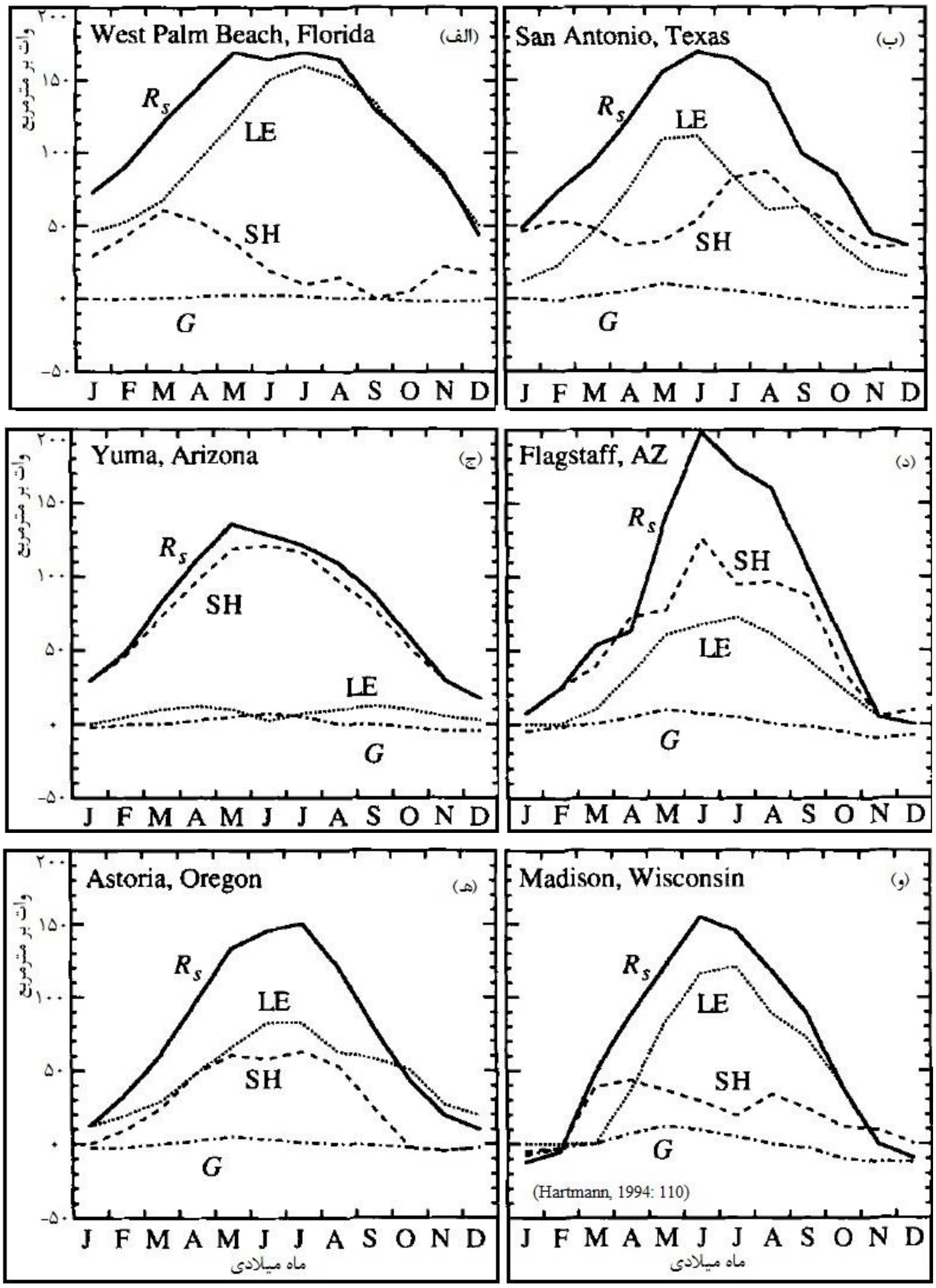
شکل ۷-۱۳: بودجه گرمایی کشتزار ذرت رسیده (Mature)



شکل ۷-۱۴: بودجه گرمایی یونجه زار آبیاری شده در شرایط وزش باد گرم و خشک

٦-٦. نوسان فصلی تراز انرژی در خشکی‌ها

تراز انرژی سطح زمین نسبت به فصل سال متغیر است، به ویژه در عرض‌های جغرافیایی بالا و میانی که تغییرات فصلی دما و خورتابگیری چشمگیر است. در سرزمین‌های استوایی که دما و خورتابگیری نسبتاً ثابت است، تغییر تراز انرژی به تغییرات فصل بارندگی مربوط است. تغییر فصلی مؤلفه‌های تراز انرژی چند محل واقع در عرض‌های میانی در شکل ۷- ۱۵ آورده شده است. تغییر سالانه تابش خالص عموماً از مقدار خورتابگیری پیروی می‌کند که اوج سالانه در تابستان نزدیک به ۲۰۰ وات در مترمربع در خشکی‌ها رخ می‌دهد و به عرض جغرافیایی، شرایط آسمان و آلبدوی سطح زمین بستگی دارد. تابش خالص تابستانی سطح آب‌ها در سرزمین‌های نسبتاً ابری می‌تواند تا ۳۰۰ وات مترمربع نزدیک شود. سازوکار (Mechanism) تراز این تابش خالص به شرایط محلی سطح زمین بستگی دارد. از آنجایی که انباشت انرژی گرمایی در خشکی‌ها ناچیز و انتقال صفر است، اصولاً پرسش این است که آیا سازوکار سرمایش بر فراز خشکی‌ها، سرمایش محسوس یا سرمایش نهان است؟ پاسخ این است که مقدار سهم سرمایش محسوس و سرمایش نهان به مقدار رطوبت موجود در سطح زمین و نیز دما و نمناکی هوا بستگی دارد.



شکل ۷-۱۵: چرخه سالانه مؤلفه‌های بودجه گرما در چند محل مختلف در عرض‌های میانه

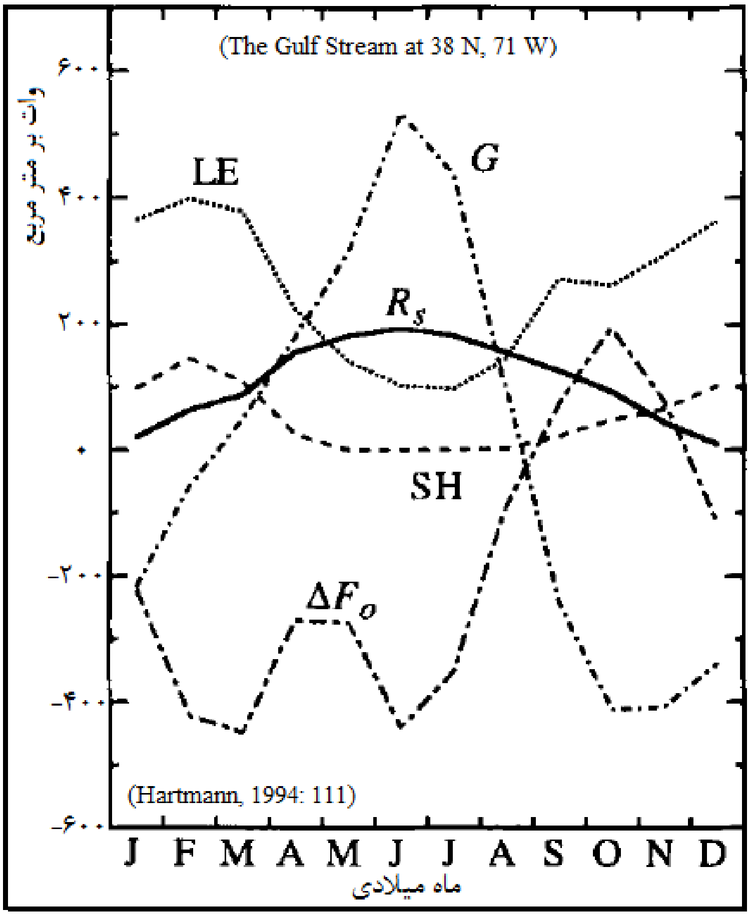
۶-۷. مؤلفه‌های شار انرژی سطح اقیانوس‌ها

در اقیانوس‌ها گنجایش گرمایی آب برای تأمین انرژی تبخیر کفایت می‌کند. وابستگی هرز انرژی تبخیری به تابش خالص ممکن است نسبت به عوامل دیگری مانند سرعت باد، دما و نمناکی هوای مماس با سطح آب کمتر باشد. بیشتر مقدار تبخیر عرض‌های بالا بر فراز جریان‌های اقیانوسی کوروشیو (Kuroshio) و گلف استریم (Gulf Stream) در فصل زمستان رخ می‌دهد. این رودهای اقیانوسی، آب گرم را در کرانه‌های باختری اقیانوس آرام و اطلس به سوی قطب و جایی منتقل می‌کنند که هوای گرم و خشک قاره‌ای بر فراز آن جاری می‌شود. میانگین نرخ تبخیر این مناطق در فصل زمستان نزدیک به ۴۰۰ وات در مترمربع است. شکل ۷-۱۶ گویای چرخه سالانه گسیل شارهای انرژی سطح آب‌های جریان گلف استریم در عرض جغرافیایی ۳۸ درجه شمالی است که نوسان‌های سالانه در بسیاری از موارد بزرگ‌تر از تابش خالص است. اصولاً نرخ هنگفت سالانه سرمایش نهان در زمستان از آزاد شدن انرژی گرمایی ذخیره شده در دمای آب تأمین می‌شود. زیرا شرایط ذخیره و انتقال افقی انرژی نزدیک به ۴ برابر تابش خالص می‌باشد.

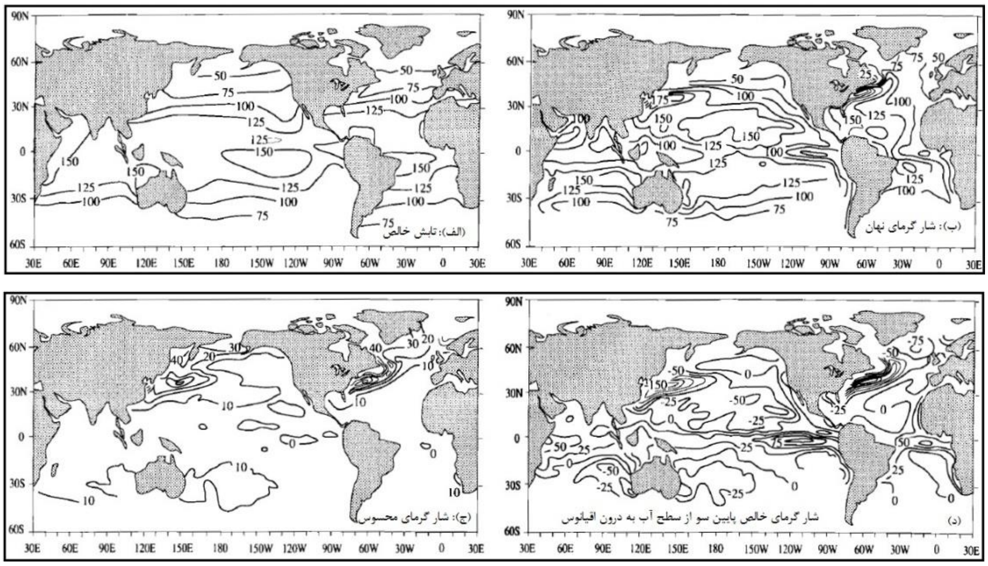
مؤلفه‌های تراز گرمای سطح اقیانوس‌ها در راستای عرض جغرافیایی و شرایط سطح زمین بسیار سامانمند (Systematically) است (شکل ۷-۱۷). بزرگ‌ترین تابش خالص در سطح اقیانوس‌های استوایی رخ می‌دهد، یعنی جایی که آلبدو سطح زمین کم و دمای آب‌های سطحی در حد متوسط است (شکل ۷-۱۷ الف). در این نواحی تابش خالص می‌تواند از ۱۵۰ وات در مترمربع فراتر رود. بیشترین نوسان تابش خالص ناشی از کاهش خورتابگیری در راستای عرض جغرافیایی و تغییرات مقدار ابرناکی و نقش آن‌ها بر گرمایش تابش خورشیدی در سطح زمین است. معمولاً سرمایش تابش بلند موج خالص سطح زمین در دامنه ۵۰-۲۵ وات در مترمربع متغیر است. تابش خورشیدی در مناطق استوایی حدود ۲۰۰ وات در مترمربع از انرژی گرمایی سطح اقیانوس‌ها را فراهم می‌سازد، در صورتی که تابش بلند موج حدود ۵۰ وات در مترمربع آن را خارج می‌نماید. در تراز انرژی تابشی سطح زمین در مناطق اقیانوسی عرض‌های بالا، سرمایش خالص مؤلفه بلند موج حدود ۳۰ وات در مترمربع است.

بزرگ‌ترین مقدار هرز تبخیری گرما در سطح زمین در عرض‌های میانه و بر فراز جریان‌های گرم کرانه‌های باختری اقیانوس‌ها از جمله کوروشیو و گلف استریم رخ می‌دهد (شکل ۷-۱۷ ب). در این نواحی در کناره باختری اقیانوس‌های اطلس و آرام هرز تبخیری گرما بالغ بر ۲۰۰ وات در

مترمربع می‌شود که بسیار بزرگ‌تر از گرمایش تابش خالص محلی در سطح اقیانوس است. بزرگ‌ترین سرمایش تبخیری جریان‌های غربی اقیانوسی در فصل زمستان رخ می‌دهد. همچنین هرز گرمای تبخیری بر فراز اقیانوس‌های جنب استوایی بزرگ است و جایی که بیشترین انرژی گرمایی سطح زمین به وسیله تابش خالص فراهم می‌شود به وسیله سرمایش نهان مصرف می‌شود. فرآیند تبخیر بر فراز اقیانوس‌های استوایی و جنب استوایی به وسیله خورتابگیری لگام می‌شود که مانند دیگ بخاری است که گردش عمومی هواسپهر و چرخه آب‌شناسی گوی زمین را بر پا نگه داشته است.



شکل ۷-۱۶: چرخه سالانه مؤلفه‌های بودجه گرما در جریان گلف استریم



شکل ۷-۱۷: بیشترین چرخه میانگین سالانه مؤلفه‌های بودجه انرژی در اقیانوس‌ها

به جز از فراز جریان‌های گرم کرانه‌های غربی در اقیانوس‌های عرض‌های میانه، هرز گرمای محسوس سطح اقیانوسی بسیار کم است (شکل ۷-۱۷ ج). شارهای بزرگ گرمایش محسوس هنگامی رخ می‌دهد که در فصل زمستان هوای سرد با خاستگاه قاره‌ای به روی جریان‌های گرم اقیانوسی جاری شوند. در این گونه مناطق، میانگین سالانه شارهای گرمایش محسوس به ۵۰ وات در مترمربع بالغ می‌شود، اما باز هم اهمیت آن بسیار کمتر از سرمایش تبخیری است.

واگرایی شار گرما در اقیانوس یا شار گرما از سطح آب به درون اقیانوس بر فراز جریان‌های گرم کرانه‌های غربی بزرگ و منفی است (شکل ۷-۱۷ د). در این مناطق، گرما به وسیله انتقال افقی در اقیانوس‌ها تأمین می‌شود و سپس به سوی هواسپهر هرز می‌رود. در مناطقی در امتداد خط استوا و حاشیه خاوری اقیانوس‌ها یعنی جایی که بالا آیی (Upwelling) سبب می‌شود تا آب سرد به سطح اقیانوس بالا آید، هدایت مولکولی گرمای هوا موجب گرم شدن آب می‌شود. پیامد سرمایش هوا در مناطق بالا آیی آب سرد این است که هرز گرمای نهان کاهش می‌یابد و بیشتر تابش خالص به مصرف گرمایش آب اقیانوس می‌رسد. انتقال کلان انرژی از حاشیه خاوری اقیانوس‌های استوایی به حاشیه باختری اقیانوس‌ها در عرض‌های میانی در نیمکره شمالی، نقش مهمی در تعیین آب و هوای مناطق ساحلی بازی می‌کند. (فصل ۷ جریاندریایی)

ویژگی‌های توزیع جغرافیایی انرژی تابشی خورشید در سطح زمین را می‌توان به صورت زیر طبقه بندی کرد (قائمی، ۱۳۷۵: ۱۹۵).

* مقدار انرژی تابشی از ۷۰ کیلوکالری در عرض‌های بالای جغرافیایی تا ۲۲۰ کیلوکالری بر سانتیمتر مربع در سال در صحرای شمال آفریقا تغییر می‌کند. یعنی بیشینه مقدار انرژی تابشی حدود ۳ برابر کمینه مقدار آن است.

* الگوی توزیع انرژی تابشی در عرض‌های میانه و بالا، گویای تغییرات فصلی مقدار انرژی گرمایی در این عرض‌ها به ویژه در عرض‌های بالای جغرافیایی است.

* در عرض‌های بالا، کمینه مقدار انرژی تابشی بر روی اقیانوس‌ها است. هوای تقریباً همیشه ابرناک سبب دریافت کمترین انرژی تابشی در این نواحی شده است.

* ابرناکی هوا در منطقه گرم استوایی درون کمربند همگرایی میان مداری سبب شده که انرژی تابشی رسیده به سطح زمین در ناحیه گرم استوایی، دومین مقدار کمینه را داشته باشد. کانون کمینه انرژی تابشی سطح زمین، نواحی گرم قاره‌ها است که در آن حرکات همرفتی فراوان است و ابرهای جوششی بسیاری وجود دارد. مناطقی مانند آمازون در آمریکای‌جنوبی، سالانه کمتر از ۱۲۰ کیلوکالری بر سانتیمتر مربع انرژی تابشی دریافت می‌کنند که مشابه مناطقی مانند مرکز و جنوب ژاپن، نواحی دریاچه‌های بزرگ در آمریکای شمالی، جنوب فرانسه و شمال ایتالیا است. مقدار انرژی رسیده به سطح زمین در نواحی غربی افریقا به ویژه در جنگل‌های کنگو نیز شباهت بسیاری با آمازون دارد.

* بیشترین انرژی تابشی دریافتی سطح زمین، در بخش‌هایی از منطقه گرم مداری دیده می‌شود. سرزمین‌هایی که کانون فشار زیاد در آن جا گسترش یافته و مقدار ابرناکی آسمان ناچیز است. این مناطق بر کمربند بیابانی زمین منطبق است. بزرگ‌ترین نواحی دریافت انرژی تابشی خورشید که پیوستگی جغرافیایی دارد، منطبق بر نواحی بسیار خشک مانند صحرای بزرگ افریقا، شبه جزیره عربستان، جنوب و جنوب غرب آسیا، ترکمنستان و گُبی است. سایر نواحی بیشینه انرژی رسیده به سطح زمین شامل جنوب غرب امریکای شمالی، شمال مکزیک، شمال شیلی، شمال غربی آرژانتین، جنوب و جنوبغربی افریقا و استرالیا می‌باشد که منطبق بر نواحی خشک بوده و مقدار ابرناکی آن‌ها ناچیز است.

*** مفهوم دمای پتانسیل**

واژه پتانسیل، مفهوم انرژی پتانسیل را در خود دارد. فرض کنید یک بسته هوا از سطح ژئوپتانسیل ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به ایستگاه اول که ۱۰۰ متر بالاتر است صعود نماید. دوباره همین بسته هوا از ایستگاه اول به سوی ایستگاه دوم بالا رود که نسبت به سطح ژئوپتانسیل ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی به مقدار ۲۰۰ متر بلندتر است. نسبت به ایستگاه اول، این بسته هوا برای صعود به ایستگاه دوم انرژی بیشتری مصرف کرده است. مقدار انرژی مصرف شده هوا برای صعود به عنوان دمای پتانسیل بیان می‌شود. به سخن دیگر، با افزایش ارتفاع دمای پتانسیل بیشتر می‌شود و بر عکس تغییرات دمای هوا در لایه تروپوسفر است که با افزایش ارتفاع کاهش می‌یابد. به هر روی، برای سنجش پایداری و ناپایداری محیط می‌توان ازدمای پتانسیل استفاده کرد.

دمای پتانسیل کمیتی از هوا در یک فشار معیار تعریف شده است. دمای یک بسته هوای در حال صعود یا فرونشینی در فشار ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را دمای پتانسیل گویند (جعفرپور، ۱۳۶۷: ۵۷). به سخن دیگر, دمای پتانسیل دمایی است که وقتی یک بسته هوا با دمای T و فشار P به تراز فشار ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به صورت بی دررو منتقل می‌شود دمای آن به دمایی تغییر می‌یابد که به آن دمای پتانسیل گویند. گرادیان دمای پتانسیل که برای آن اثر فشار روی دمای هوا تصحیح شده است می‌تواند به عنوان معیار پایداری هوا مورد استفاده قرارگیرد.

سرشت هواسپهر پایداری است. هنگامی که یک بسته هوا از سطح زمین بالا می‌رود نسبت به هوای محیط پیرامون خود سنگین‌تر می‌شود و هنگام پائین آمدن، نسبت به محیط پیرامونی سبک‌تر می‌شود. این ویژگی گواه سرشت پایداری هواسپهر است.

یکی از ویژگی‌هایی که گویای پایداری هواست، تغییرات دمای هوای محیط با ارتفاع است. در صورتی که برای یک بسته هوا، دما یک کمیت پایستار و ثابت نیست. چون هنگامی که بسته هوا بالا برود، فشار آن نسبت به فشار هوای محیط پیرامونی کم‌تر شده و بسته هوا منبسط می‌شود و در نتیجه دمای بسته هوا کاهش پیدا می‌کند و با فرونشینی بسته هوا، فشار آن نسبت به فشار هوای محیط پیرامونی بیش‌تر شده و بسته هوا متراکم‌تر می‌شود و در نتیجه دمای بسته هوا افزایش می‌یابد. پس برای یک بسته هوا، دما با این تغییراتی که دارد یک شاخص ارزشمندی نیست. ولی دمای پتانسیل برای بسته هوا یک کمیت پایستار و ثابت است.

داد و ستد انرژی می‌تواند ویژگی‌های بسته هوا را عوض کند. از این رو نخستین ویژگی که برای یک بسته هوا مورد توجه است، عدم تبادل انرژی با محیط پیرامونی است که در اصطلاح بی‌دررو (Adiabatic) گویند.