

Lección 2

Balance térmico de la atmósfera

Esta lección y las dos siguientes introducen los conceptos fundamentales de la meteorología – la ciencia de la atmósfera y sus fenómenos. En la lección 1 se aprendió que la meteorología desempeña un papel muy importante en la comprensión del transporte y la dispersión de los contaminantes del aire. Las lecciones 2 y 3 describen los principios meteorológicos básicos que producen la circulación atmosférica. La lección 4 se basa en conceptos y principios meteorológicos y discute la estructura vertical de la temperatura atmosférica y la dispersión de la contaminación en el aire.

Meta

Familiarizar al lector con la fuente de energía responsable de la circulación atmosférica y con la manera cómo la Tierra y la atmósfera interactúan para balancear la energía recibida por el sistema Tierra-atmósfera.

Objetivos

Al culminar esta lección, podrá:

1. Identificar la fuente de energía que “dirige” la circulación atmosférica.
2. Definir el término *insolación* y describir cuatro factores que determinan la cantidad de insolación recibida por el sistema Tierra-atmósfera.
3. Explicar el efecto invernadero y nombrar los componentes más importantes del almacenamiento calorífico de la atmósfera.
4. Explicar la razón que determina un balance térmico de largo plazo en la atmósfera.
5. Describir tres métodos de transferencia de calor: conducción, convección y advección.

6. Definir el calentamiento diferencial e identificar por lo menos tres factores que influyen en este.

Radiación e insolación

La energía consumida en casi todos los procesos atmosféricos proviene del sol. Esta energía se transfiere a través de la radiación del calor en forma de ondas electromagnéticas. La radiación del sol tiene su pico de transmisión en el rango visible de longitudes de onda [entre 0,38 y 0,78 micrómetros (μm)] del espectro electromagnético (figura 2-1). Sin embargo, el sol también descarga una cantidad considerable de energía en las regiones ultravioletas e infrarrojas. Noventa y nueve por ciento de la energía solar se emite en longitudes de onda que oscilan entre 0,5 y 40 μm . Además, las longitudes de onda más largas que 2,5 μm son fuertemente absorbidas por el vapor de agua y el dióxido de carbono de la atmósfera. La radiación en longitudes de onda menores que 0,29 μm es altamente absorbida en la atmósfera por el nitrógeno y el oxígeno. Por consiguiente, la radiación solar que cae sobre la Tierra generalmente tiene una longitud de onda que oscila entre 0,29 y 2,5 μm .

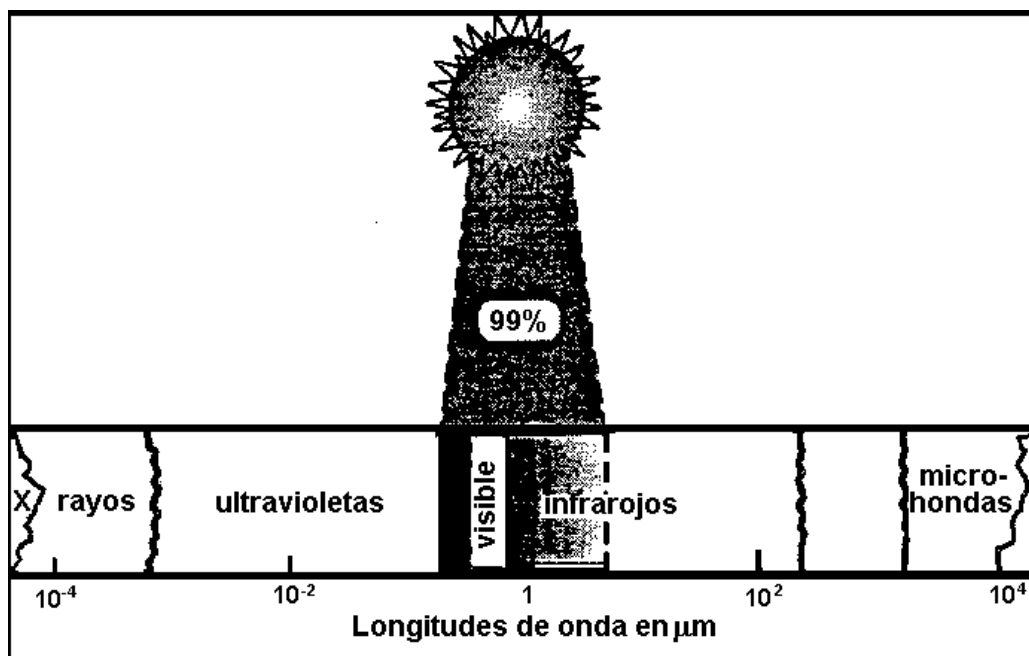


Figura 2-1. Longitudes de onda a las que el sol irradia 99% de su energía.

Fuente: Moran y Morgan, 1994.

La cantidad de radiación solar recibida en una hora y un lugar específicos del sistema Tierra-atmósfera se llama *insolación* (en inglés, *insolation*, de *incoming solar radiation*). La insolación esta determinada por cuatro factores:

- La constante solar
- La transparencia de la atmósfera

- La duración de la luz del día
- El ángulo con el que los rayos solares caen sobre la Tierra.

Constante solar

La constante solar es la cantidad promedio de radiación recibida en un punto perpendicular a los rayos solares, localizado fuera de la atmósfera en la distancia media entre la Tierra y el sol. La cantidad real de radiación solar recibida en el borde exterior de la atmósfera varía ligeramente según la producción de energía del sol y la distancia de la Tierra en relación con este. Debido a la excentricidad de la órbita terrestre alrededor del sol, la Tierra se acerca más a este en enero que en julio. Además, la radiación emitida por el sol varía un poco, probablemente en un porcentaje mínimo. Estas ligeras variaciones que afectan la constante solar son triviales si se consideran las propiedades atmosféricas que agotan la cantidad total de radiación solar que cae sobre la superficie terrestre. La transparencia de la atmósfera, la duración de la luz del día y el ángulo con que los rayos solares caen sobre la Tierra son mucho más importantes para determinar la cantidad de insolación que realmente se recibe, la que también influye en el clima.

Cuadro 2-1 Valores para la constante solar	
Constante solar =	1,94 cal/cm ² min 1.353 W/m ² 428 Btu/pies ² h 4,871 kJ/m ² h

Transparencia

La transparencia de la atmósfera tiene una relación importante con la cantidad de insolación que llega a la superficie terrestre. La radiación emitida se agota a medida que pasa a través de la atmósfera. Los diferentes compuestos atmosféricos absorben o reflejan energía de diferentes maneras y en cantidades variadas. La transparencia de la atmósfera se refiere al monto en que la radiación penetra en la atmósfera y llega a la superficie terrestre sin agotarse. Como se indica en la figura 2-2, una parte de la radiación que recibe la atmósfera se refleja desde la parte superior de las nubes y desde la superficie terrestre, y otra es absorbida por moléculas y nubes.

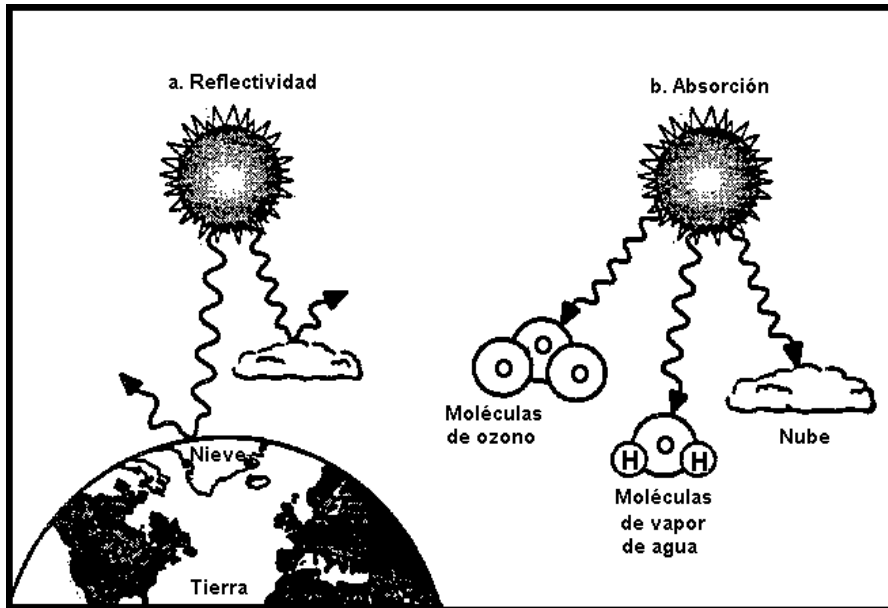


Figura 2-2. Dos factores que reducen la transparencia atmosférica

La capacidad general de las diferentes superficies de la Tierra de reflejar energía solar a la atmósfera se conoce como albedo. El **albedo** se define como la fracción (o porcentaje) de la energía solar incidente que refleja una superficie al espacio. Las diferentes superficies (agua, nieve, arena, etc.) tienen diferentes valores albedo (cuadro 2-2). Para la Tierra y la atmósfera como un todo, el albedo promedio es 30% cuando hay condiciones generales de nubosidad sobre la Tierra. Este índice es mayor en el rango visible de las longitudes de onda.

Algunos de los gases de la atmósfera (notoriamente el vapor de agua) absorben la radiación solar, por lo que llega una menor radiación a la superficie terrestre. A pesar de componer sólo aproximadamente 3% de la atmósfera, el vapor de agua absorbe en promedio seis veces más radiación solar que los demás gases combinados. Por lo tanto, la cantidad de radiación recibida por la superficie terrestre es considerablemente menor que la recibida fuera de la atmósfera, representada por la constante solar.

Todos los cuerpos, no sólo el sol, irradian energía en longitudes de onda a lo largo del espectro electromagnético. Los cuerpos más cálidos irradian longitudes de onda más cortas y los más fríos, longitudes de onda más largas. Mientras que el sol tiene su transmisión pico en el rango visible (0,38 a 0,78 μm), la Tierra emite su radiación máxima en longitudes de onda considerablemente más largas –en el rango de 10 μm (región infrarroja). La Tierra se calienta cuando *absorbe* energía y se enfría cuando la *irradia*. Asimismo, absorbe y emite radiación al mismo tiempo. Si la superficie terrestre absorbe más energía que la que irradia, se calentará. Si irradia más energía que la que absorbe, se enfriará.

Cuadro 2-2. Valores albedo para diferentes superficies	
Superficie	Albedo (porcentaje de la radiación incidente de onda corta)
Suelo negro, seco	14
Suelo negro, húmedo	8
Terreno arado, húmedo	14
Arena, brillante, fina	37
Nieve densa, seca y limpia	86-95
Hielo de mar ligeramente poroso azulado lechoso,	36
capa de hielo cubierta con una capa de agua de 15-20 cm	26
Bosque cubierto por nieve	33-40
Bosque de árboles con hojas caducas	17
Copos de robles	18
Bosques de pinos	14
Zonas de arbustos desiertas	20-29
Pantanos	10-14
Praderas	12-13
Trigo de invierno	16-23
Brezo	10
Yuma, Arizona	20
Washington, D.C. (setiembre)	12-13
Winnipeg, Manitoba (julio)	13-16
Great Salt Lake, Utah	3

Fuente: Drake, R.L. y otros, 1979.

La Tierra absorbe radiación solar de onda corta y emite una **radiación terrestre** de longitudes de onda más largas. En la atmósfera, las nubes, el vapor de agua y, en menor grado, el dióxido de carbono, absorben la radiación terrestre, que hace que la atmósfera se caliente. La atmósfera absorbe mucho más radiación terrestre que solar. Además, también irradia energía al espacio exterior y la devuelve a la superficie terrestre. El sistema Tierra-atmósfera emite continuamente radiación terrestre, durante el día y la noche. La absorción atmosférica de la radiación terrestre beneficia al sistema Tierra-atmósfera al captar la radiación que se podría perder en el espacio. Este fenómeno explica por qué la temperatura del aire **generalmente** es más caliente durante las noches nubladas que durante las despejadas. El **efecto invernadero** es el nombre dado al resultado del proceso de intercambio de energía que hace que la superficie terrestre se caliente más que lo que se calentaría si la atmósfera no volviera a irradiar energía a la Tierra.

Gases como el dióxido de carbono y el metano también aumentan la capacidad de la atmósfera para absorber radiación. Algunos científicos piensan que las crecientes emisiones, provocadas por el hombre de estos compuestos naturales (y de otros gases de comportamiento similar, generalmente denominados **gases del efecto invernadero**) están calentando la Tierra y la atmósfera más rápido de lo normal. Este fenómeno se conoce como **calentamiento global**. El cuadro 2-3 presenta una lista de los gases predominantes del efecto invernadero. Algunos científicos prevén que si esta tendencia continúa, se producirán cambios graduales en las condiciones climáticas. Actualmente, se están realizando estudios para determinar si las emisiones provocadas por el hombre son significativas para el fenómeno del calentamiento global.

Cuadro 2-3. Los gases del efecto invernadero		
Gas del efecto invernadero	% del total de los gases del efecto invernadero	Fuentes y % del total de los gases del efecto invernadero
Dióxido de carbono (CO ₂)	50	Energía de combustibles fósiles (35) Deforestación (10) Agricultura (3) Industria (2)
Metano (CH ₄)	16	Energía de combustibles fósiles (4) Deforestación (4) Agricultura (8)
Óxido nitroso (N ₂ O)	6	Energía de combustibles fósiles (4) Agricultura (2)
Clorofluorocarbonos (CFC)	20	Industria (20)
Ozono (O ₃)	8	Energía de combustibles fósiles (6) Industria (2)

Fuente: Williams, M. 1993.

La transparencia es una función no sólo de nubosidad sino también de latitud. Los rayos solares deben atravesar una capa de atmósfera reflectora de dispersión más espesa en las latitudes intermedias y altas que en las tropicales (figura 2-3). Este efecto varía según las estaciones: en invierno es mayor (en el hemisferio norte) cuando el eje terrestre se aleja del sol y hace que los rayos solares sean menos intensos en el horizonte (figura 2-4).

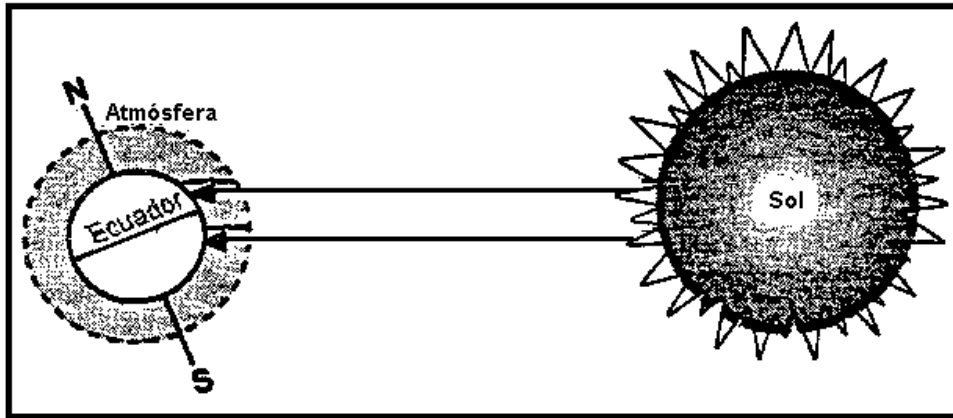


Figura 2.3. Relación entre la transparencia y la latitud

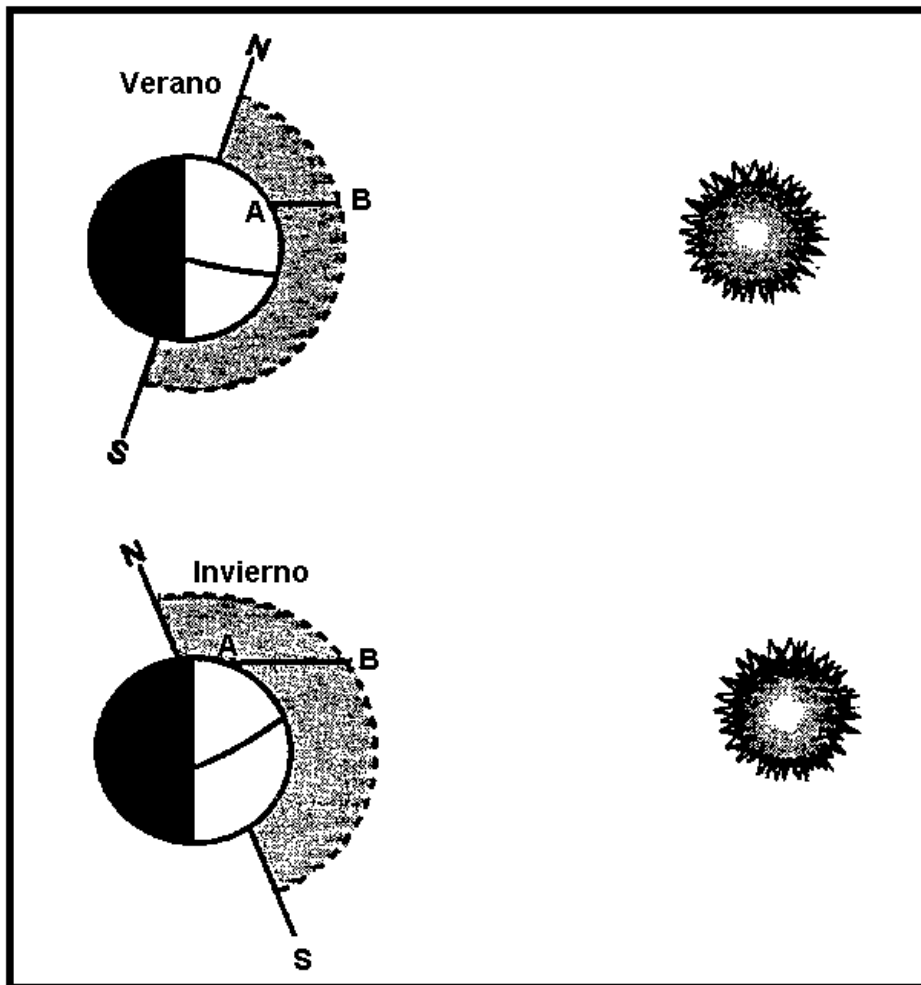


Figura 2-4. Efecto estacional de la transparencia en determinada ubicación

Duración de la luz del día

La duración de la luz de día también afecta la cantidad de insolación recibida: mientras más largo sea el período de luz solar, mayor será la posible insolación total. La duración de la luz del día varía con la latitud y las estaciones. En el ecuador, el día y la noche son siempre iguales. En las regiones polares, el período de luz del día alcanza un máximo de 24 horas en verano y un mínimo de cero horas en invierno. La figura 2-5 muestra cómo varía esta duración con las estaciones en el hemisferio norte.

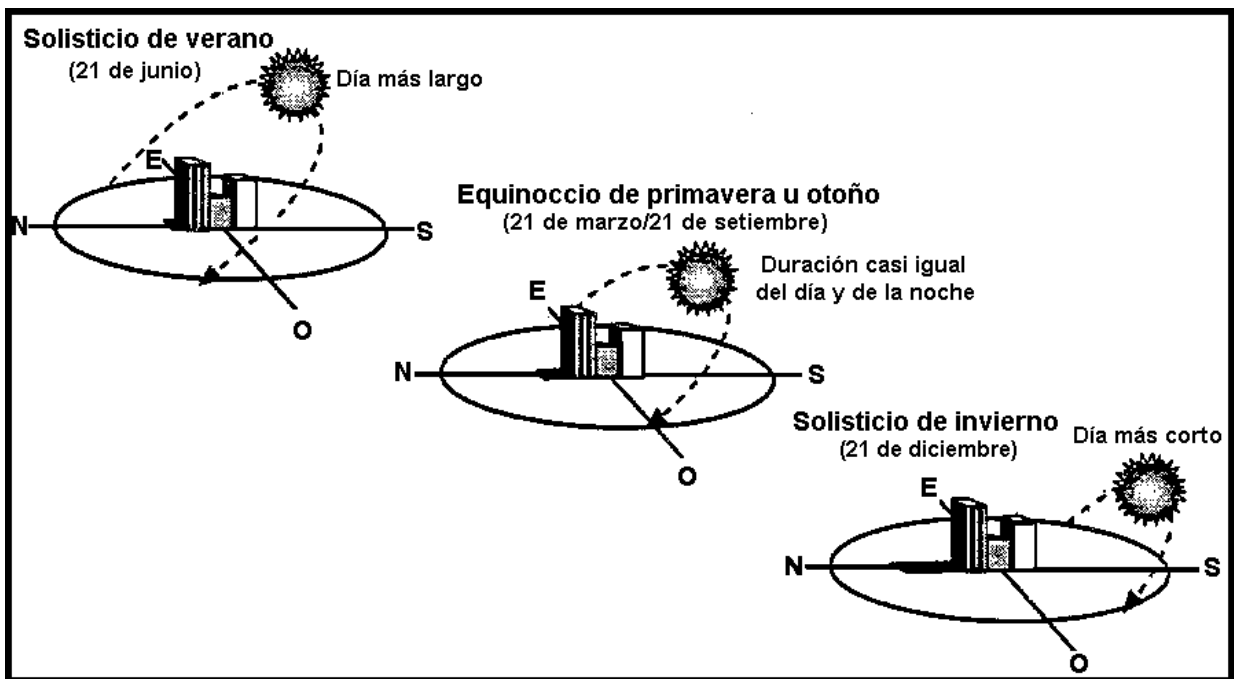


Figura 2-5. Variaciones estacionales en la duración de la luz del día (hemisferio norte)

Ángulo de los rayos

El ángulo con que los rayos solares caen sobre la Tierra varía considerablemente a medida que el sol “se mueve” de un lado a otro del ecuador. Una superficie relativamente plana y perpendicular a un rayo solar vertical recibe la mayor cantidad de insolación. Por consiguiente, las áreas donde los rayos solares son oblicuos reciben menos insolación, ya que estos deben atravesar una capa más espesa de la atmósfera y se dispersan sobre una superficie mayor (figura 2-6). Este mismo principio se aplica al desplazamiento diario de los rayos solares. Al mediodía, se produce la mayor intensidad de insolación. Durante la mañana y la tarde, cuando el sol se encuentra en un ángulo bajo, la intensidad de la insolación es menor.

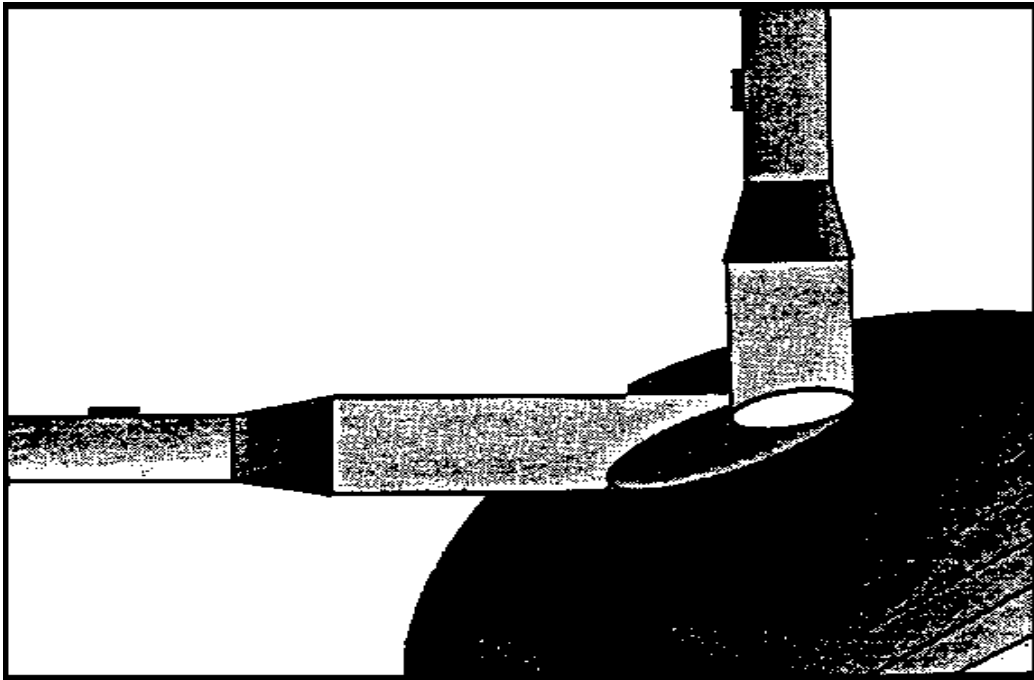


Figura 2-6. Rayos oblicuos y verticales

Balance térmico

Dado que la energía del sol siempre ingresa en la atmósfera, si toda la energía se almacenara en el sistema Tierra-atmósfera, la Tierra se podría recalentar. Así, la energía se debe liberar de nuevo en el espacio. Por lo general, esto es lo que sucede. La radiación recibida regresa como radiación terrestre y da lugar a un balance térmico, llamado balance de radiación.

La figura 2-7 muestra el balance de radiación (térmico) de la atmósfera. De cada 100 unidades de energía que ingresan en la atmósfera, 51 son absorbidas por la tierra, 19 por la atmósfera y 30 reflejadas nuevamente al espacio. Las 70 unidades que absorbe el sistema Tierra-atmósfera (51 + 19 unidades) son irradiadas nuevamente al espacio como una radiación de onda larga.

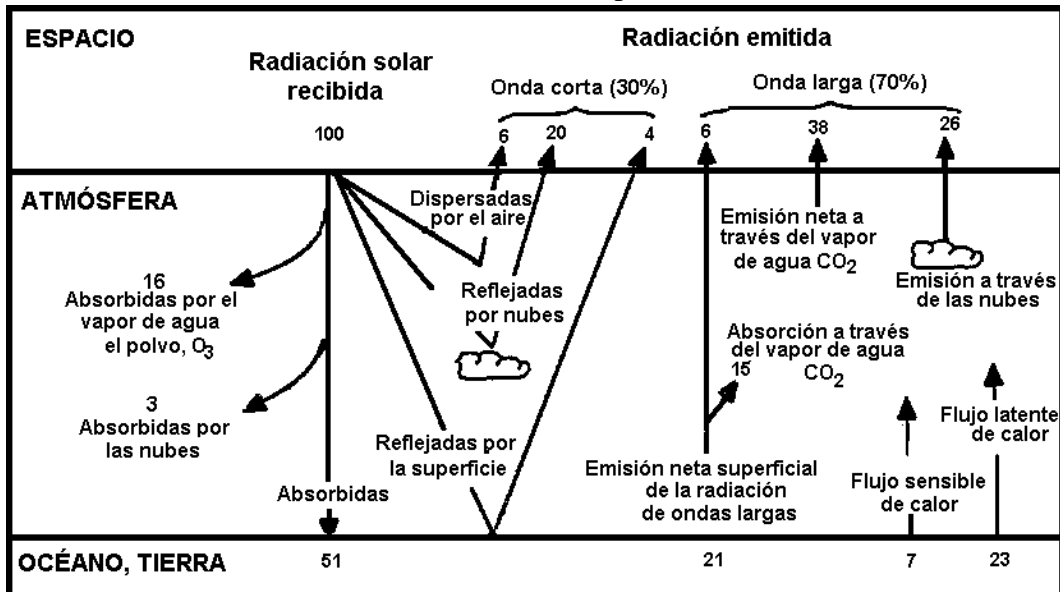


Figura 2-7. Radiación y balance térmico promedio anual de la atmósfera para 100 unidades de radiación solar recibida

Fuente: National Academy of Sciences 1975, p. 18.

Distribución del calor

La Tierra, en su totalidad, experimenta grandes contrastes entre el calor y el frío en cualquier época. En el ecuador, soplan brisas tropicales cálidas mientras que en las regiones polares se forman capas de hielo. De hecho, debido a las extremas diferencias de temperatura entre el ecuador y los polos, el sistema Tierra-atmósfera se asemeja a un “motor térmico” gigante. Los motores térmicos dependen de los contrastes caliente-frío para generar energía. Como se verá más adelante, este “motor térmico” mundial influye en los principales modelos de circulación atmosférica a medida que el aire caliente se traslada a áreas más frías. Diversas áreas de la Tierra que reciben diferentes intensidades de insolación representan una gran parte de este desequilibrio del calor. Como se dijo anteriormente, la latitud, las estaciones y la duración de la luz del día hacen que la intensidad de insolación recibida varíe según el lugar.

Calentamiento diferencial

La superficie terrestre no sólo recibe diferentes magnitudes de radiación solar sino que las diversas superficies terrestres absorben energía térmica en magnitudes distintas. Por ejemplo, las masas de tierra absorben y almacenan calor de manera diferente que las de agua. Además, la capacidad de absorber y almacenar el calor es diferente en los distintos tipos de superficies terrestres. El color, la forma, la textura de la superficie, la vegetación y la presencia de construcciones pueden influir en el calentamiento y enfriamiento de la Tierra. Por lo general, las superficies secas se calientan y enfrían más rápidamente que las húmedas. Las áreas aradas, las playas arenosas y los caminos pavimentados se calientan más que las praderas y las áreas boscosas. Durante el día, el aire de un terreno arado es más cálido que el de un bosque o un pantano; durante la noche, la situación es inversa. La propiedad que hace que las diferentes superficies se calienten y se enfríen en velocidades distintas se denomina **calentamiento diferencial**.

La absorción de la energía térmica del sol se confina en una capa poco profunda de la superficie terrestre. Por consiguiente, las superficies terrestres se calientan rápidamente durante el día y se enfrían rápidamente durante la noche. En cambio, las superficies acuáticas se calientan y enfrían más lentamente que las terrestres por las siguientes razones:

- El movimiento del agua produce calor
- Los rayos solares pueden penetrar la superficie acuática
- Se requiere más calor para cambiar la temperatura del agua debido a su mayor calor específico (se requiere más energía para aumentar la temperatura del agua que para cambiar la temperatura de la misma cantidad de suelo)
- La evaporación del agua es un proceso de enfriamiento

Transporte de calor

Además de la radiación, el calor se transmite por conducción, convección y advección. Estos procesos afectan la temperatura de la atmósfera cercana a la superficie terrestre. La **conducción** es el proceso por el cual se transmite el calor a través de la materia sin que esta en sí se transfiera. Por ejemplo, el asa de una sartén de hierro se calienta debido a la conducción de calor del mechero de la estufa. El calor es conducido de un objeto más caliente a uno más frío. La transferencia de calor a través de la **convección** se produce cuando la materia está en movimiento. El aire que se calienta a través de una superficie terrestre calentada (por conducción) se elevará porque es más liviano que el del ambiente. El aire calentado se eleva y transfiere el calor verticalmente. Así mismo, el aire en altura más frío se hundirá porque es más pesado que el aire del ambiente. Esto va de la mano con el aumento del aire y es parte de la transferencia de calor por convección. Los meteorólogos también emplean el término

advección para denotar la transferencia de calor que se produce principalmente por el movimiento horizontal antes que por el movimiento vertical del aire (convección).

Distribución mundial del calor

Como se ha mencionado anteriormente, la distribución mundial de la insolación está estrechamente relacionada con la latitud. La insolación total anual es mayor en el ecuador y disminuye hacia los polos. La figura 2-8 muestra la cantidad de radiación solar absorbida por la Tierra y la atmósfera (línea punteada) en comparación con la onda larga de radiación que sale de la atmósfera (línea negra). La cantidad de insolación recibida anualmente en el ecuador es cuatro veces mayor que la recibida en cualquiera de los polos. A medida que los rayos solares se desplazan estacionalmente de un hemisferio a otro, la zona de insolación diaria máxima posible se mueve con estos. Para la Tierra como un todo, las ganancias de energía solar equivalen a las pérdidas de energía que regresan al espacio (balance térmico). Sin embargo, como la región ecuatorial obtiene más calor que el que pierde y como los polos pierden más calor que el que obtienen (como lo señala la figura 2-8), algo debe suceder para que el calor se distribuya de manera más uniforme alrededor de la Tierra. De otro modo, las regiones ecuatoriales seguirían calentándose y los polos enfriándose. Por lo tanto, para lograr un equilibrio, las circulaciones atmosféricas y oceánicas realizan una transferencia continua de calor a larga escala (de latitudes bajas a altas).

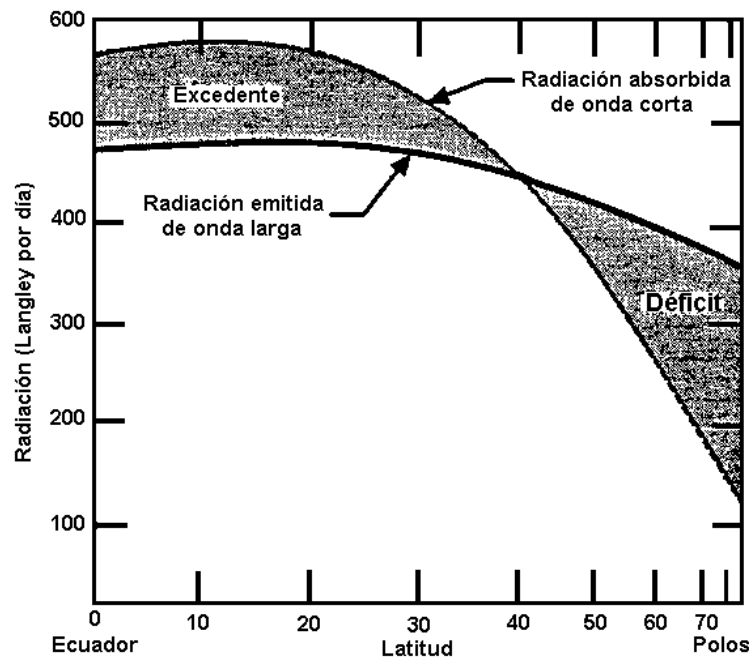


Figura 2-8. Distribución latitudinal del calor

La atmósfera conduce el aire cálido hacia los polos y el aire frío hacia el ecuador. La transferencia de calor de los trópicos hacia los polos se produce durante todo el año pero en una escala mucho menor en verano que en invierno. En verano, la diferencia de temperatura entre las latitudes bajas y altas es considerablemente menor que en invierno (50% menos en el hemisferio norte). Como se podría esperar, el hemisferio de invierno tiene una pérdida neta de energía, y el hemisferio de verano, una ganancia neta. La mayor parte de la ganancia del estío se almacena en las capas superficiales de la Tierra y el océano, principalmente en este último.

Los océanos también desempeñan un papel importante en el intercambio de calor. El agua caliente fluye hacia los polos a lo largo del lado occidental de una cuenca del océano y el agua fría hacia el ecuador en el lado oriental. En latitudes más altas, el agua caliente se mueve hacia los polos en el lado oriental de la cuenca del océano y el agua fría hacia el ecuador en el lado occidental. Las corrientes oceánicas se encargan de transportar aproximadamente 40 por ciento de la energía del ecuador hacia los polos. El 60 por ciento restante se atribuye al movimiento del aire.

Ejercicio de revisión

1. La fuente de energía responsable de la circulación atmosférica y oceánica es _____.

2. Enumere los cuatro factores que determinan la cantidad de insolación recibida por la Tierra.

3. La fracción de energía reflejada por una superficie en comparación con la cantidad recibida por la superficie de la terrestre es:

- a. La atmósfera
- b. El albedo
- c. El balance térmico
- d. La constante solar

4. ¿Cuál de las siguientes sustancias almacena más energía térmica que los demás compuestos atmosféricos combinados?

- a. El dióxido de carbono
- b. El ozono
- c. El vapor de agua
- d. El nitrógeno

5. Cuando el aire está nublado o muy contaminado, la superficie terrestre recibirá insolación directa.

- a. Más
- b. Menos

Explique por qué.

6. Explique el efecto invernadero.

7. ¿Verdadero o falso? Los rayos oblicuos producen más calor por unidad de área que los verticales.

- a. Verdadero
- b. Falso

8. Dado que la atmósfera de la Tierra agota la radiación solar que la atraviesa ¿cuánta radiación recibida en el límite exterior de la atmósfera llega a la superficie terrestre?

- a. Un cuarto
- b. La mitad
- c. Toda
- d. Nada

9. El balance térmico en la Tierra implica que:

- a. La Tierra fría retiene todo el calor que recibe
- b. Los polos retienen tanto calor como el que irradia el ecuador
- c. El sistema Tierra-atmósfera pierde tanto calor como el que obtiene
- d. La Tierra se calienta en invierno y se enfría en verano

10. ¿Qué es el calentamiento diferencial?

11. ¿Verdadero o falso? La transferencia de calor por conducción implica el movimiento de la materia.

- a. Verdadero
- b. Falso

12. Cuando el aire entra en contacto con la Tierra calentada y se calienta, se produce

13. El proceso de calentamiento que causa la mezcla vertical del aire sobre la superficie terrestre se denomina:
- a. Conducción
 - b. Convección
 - c. Advección
14. ¿Verdadero o falso? Las circulaciones oceánicas y atmosféricas redistribuyen la energía recibida por el sol.
- a. Verdadero
 - b. Falso

Respuestas del ejercicio de revisión

1. **El sol**

La fuente de energía responsable de la circulación atmosférica y oceánica es el sol.

2. **La constante solar**

La transparencia de la atmósfera

La duración de la luz del día

El ángulo con que los rayos solares caen sobre la Tierra

Los cuatro factores que determinan la cantidad de insolación recibida por la Tierra son:

- La constante solar
- La transparencia de la atmósfera
- La duración de la luz del día
- El ángulo con que los rayos solares caen sobre la Tierra.

3. **b. El albedo**

La fracción de energía reflejada por una superficie en comparación con la cantidad producida en esta es su albedo.

4. **c. El vapor de agua**

El vapor de agua almacena más energía térmica que los demás componentes atmosféricos combinados.

5. **b. Menos**

Cuando el aire está nublado o muy contaminado, se recibirá menos insolación directa porque los gases atmosféricos y las nubes absorben y reflejan la radiación solar.

6. El **efecto invernadero** es la capacidad de la atmósfera para absorber la radiación terrestre e irradiar nuevamente el calor a la superficie de la Tierra.

7. **b. Falso**

Los rayos oblicuos producen menos calentamiento por unidad de área que los verticales.

8. **b. La mitad**

La atmósfera de la Tierra consume la radiación solar que la atraviesa; la mitad de la radiación recibida en el límite exterior de la atmósfera llega a la superficie terrestre.

9. **c. El sistema Tierra-atmósfera pierde tanto calor como el que recibe**

El balance térmico de la Tierra implica que el sistema Tierra-atmósfera pierde tanto calor como el que recibe.

10. **El calentamiento diferencial** es la capacidad de algunos objetos para absorber y retener el calor mejor que otros.

11. **b. Falso**

La transferencia de calor por conducción no implica el movimiento de la materia. La conducción es el proceso por el cual se transfiere el calor a través de la materia sin que se produzca la transferencia de esta en sí.

12. **Conducción**

Cuando el aire entra en contacto con la Tierra calentada y se calienta, se produce la conducción.

13. **b. Convección**

El proceso de calentamiento que causa la mezcla vertical del aire sobre la superficie terrestre se denomina *convección*.

14. **a. Verdadero**

Las circulaciones atmosféricas redistribuyen la energía recibida por el sol.

Bibliografía

Demillo, R., 1994. *How Weather Works*. Emeryville, CA: Ziff Davis Press.

Drake, R.L. y otros, 1979. *Mathematical Models for Atmospheric Pollutants*. EA-1131.
Preparado para el Electric Power Research Institute.

Houghton, D.D., 1985. *Handbook of Applied Meteorology*, Nueva York: John Wiley & Sons.

Lockwood, J.G., 1974. *World Climatology, an Environmental Approach*. Nueva York: St. Martin's Press.

National Academy of Sciences, 1975. *Understanding Climatic Change*.

U.S. Air Force, 1962. *Weather for Aircrews*. AF Manual 105-5.

Wallace, J.M. y otros, 1977. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Nueva York: Academic Press.

Williams, J., 1992. *The Weather Book*. USA Today. Nueva York: Random House.

Williams, M., 1993. *Planet Management*. Nueva York: Oxford University Press.