CALENTAMIENTO GLOBAL ANTROPOGÉNICO

Notas

Antonio Sarmiento Galán

1. El clima y la actividad humana	2
I. El efecto Invernadero	
2. La radiación de un cuerpo negro	8
3. El modelo de capas	19
4. Los gases de efecto invernadero	28
5. ¿Qué sostiene a la atmósfera?	42
6. Tiempo y clima	56
7. Retroalimentación	73
II. El ciclo de Carbono	
8. Carbón en la Tierra	89
9. Combustibles fósiles y energía	105
10. Las perturbaciones al ciclo del carbón	121
III. El pronóstico	
11. La evidencia física del calentamiento	137
12. Impactos potenciales sobre el clima	156
13. Decisiones	181
Glosario	203
Índice	214

EL CLIMA Y LA ACTIVIDAD HUMANA

Los glaciares se derriten, pero ¿Cuál es la causa?

¿Es posible que la actividad humana pueda alterar el clima? La mayoría de los días en un país como México, son soleados, claros y brillantes; pero dentro de cien años ¿Cómo serán los días si el clima en la Tierra se ve alterado por la actividad industrial?

No hay duda de que la Tierra se está calentando: los glaciares en las montañas desparecen, la costa en el Ártico se derrite, el valor promedio de las temperaturas globales alcanza un nuevo récord año tras año. Las temporadas de crecimiento en los cultivos han estado alargándose y se empiezan a planear los desalojos de las islas tropicales que se van hundiendo en el Océano Pacífico. Las compañías navieras esperan que con el deshielo del Ártico, se abra el pasaje noroeste que los primeros exploradores buscaron en vano.

Por supuesto, el mundo posee un tiempo naturalmente variable ¿Es probable que algunos de los cambios recientes hayan sido inducidos por la actividad humana? o ¿En qué proporción los cambios hubiesen sucedido independientemente de dicha actividad? Si la actividad humana está cambiando el clima ¿Estamos conscientes de que ello acarreará muchos problemas? ¿Cómo se compara la evolución futura del clima con los cambios que estamos viendo ahora? Y ¿Con los cambios en el pasado prehistórico?

Tiempo versus clima

Es necesario distinguir desde el principio, entre tiempo y clima. Aunque el término es erróneo, usaremos el vocablo tiempo para referirnos al estado meteorológico durante lapsos cortos, uno o algunos días. Sabemos que este estado es caótico, es decir, no se puede predecir su comportamiento durante lapsos grandes; los pequeños errores en la predicción crecen con el transcurso del tiempo hasta que eventualmente la predicción es exclusivamente errónea. El término clima es una especie de comportamiento promedio del estado meteorológico, digamos, durante diez años o lapsos similares. Los modelos para el comportamiento del tiempo no pueden predecir si lloverá o no en un día particular en el futuro lejano; por lo contrario, los modelos del clima pueden llegar a predecir la cantidad promedio de lluvia en algún lugar en alguna época del año. Si bien el tiempo es caótico, su comportamiento promedio no lo es y al parecer, se vuelve en algunas formas predecible (Cap. 6).

Se espera que los cambios en el clima inducidos por la actividad humana sean pequeños en comparación con la variabilidad del tiempo. Se ha proyectado que la temperatura aumente por algunos grados centígrados en el siguiente siglo (Cap. 12); algunos grados es poco en comparación con las diferencias de temperatura que hay entre el ecuador y los polos, entre el verano y el invierno o aún entre el día y la noche. La primera desventaja que enfrentamos es la de poder discernir un cambio tan pequeño en el promedio cuando la variabilidad es mucho más grande que la tendencia. Hay sin embargo, personas que pasan todas sus vidas calculando las tendencias del valor promedio de la temperatura global a partir de los registros que cubren ya más de 100 años (Cap. 11). Otra desventaja consiste en que un valor

pequeño hace más difícil el que podamos saber si los cambios son naturales o si son impulsados por el hombre.

El pequeño cambio en el promedio, en comparación con la enorme variabilidad, propicia la pregunta de si un cambio en el promedio sería notable. Un aspecto en donde el promedio temporal es importante es la lluvia. El agua subterránea tiende a acumularse e indica la cantidad de lluvia durante las semanas o meses previos. A un agricultor no le importará que no llueva un día y no lo haga en el siguiente, pero si el promedio de lluvia en una región cambia, eso podría significar la diferencia entre una cosecha productiva o una fallida. Un cambio en el clima promedio modificará la duración de la temporada de crecimiento, la frecuencia de los eventos extremadamente calientes, la distribución de la nieve y el hielo, la localización óptima de crecimiento para las plantas y la agricultura y la intensidad de las tormentas.

Además de las variaciones en el tiempo de un día para otro, hay variaciones en el clima que perduran durante lapsos mayores. Uno de tales eventos, es el que se conoce como La Pequeña Edad de Hielo, que ocurrió entre 1650 y 1800 aproximadamente y que ocasionó un tiempo muy variable en Europa. Mediante la reconstrucción de algunos registros, se sabe que la temperatura descendió cerca de 1 °C con respecto al valor "natural", alrededor de 1950. Previamente, ocurrió la Anomalía Climática Medioeval, cerca de 0.5 °C más caliente en Europa y coincidente con períodos de sequías prolongadas en el suroeste de lo que ahora es Estados Unidos. El clima del último máximo glacial, hace 20,000 años, fue tan diferente del clima actual que la diferencia sería obvia aún desde el espacio: alteraciones en las masivas capas de hielo y en las costas, mediante una disminución de tan solo 5 ó 6 °C en la temperatura promedio respecto de su valor actual (Cap. 8). Las causas de estos cambios en el clima se discuten en el capítulo 11, baste por ahora señalar que cambios relativamente pequeños en la temperatura promedio producen cambios notables en el bienestar del ser humano y en la evolución de la historia.

Prediciendo cambios en el clima

El proceso fundamental que determina el valor de la temperatura de la Tierra, es el balance entre la energía que llega a la Tierra desde el Sol y la energía que fluye de la Tierra hacia el espacio exterior. La forma en que la Tierra pierde calor hacia el espacio, depende de su temperatura (Cap. 2). A igualdad de circunstancias, una Tierra más caliente pierde calor más rápido que una Tierra menos caliente. La Tierra balancea su energía calentándose o enfriándose hasta alcanzar el valor de la temperatura en la que el flujo de energía hacia el exterior iguala el flujo de energía que recibe del Sol.

Al alterar dicho balance es posible cambiar el valor de la temperatura de la Tierra, como por ejemplo, aumentando el brillo del Sol; la intensidad del Sol covaría con el número de manchas solares: algunas veces, las manchas solares desaparecen por completo indicando, supuestamente, un enfriamiento en el Sol. La época conocida como El Mínimo Maunder¹ se reconoce como uno de tales períodos entre 1645 y 1750, coincidiendo con La Pequeña Edad de Hielo.

-

¹ En honor al astrónomo Edward W. Maunder (1851–1928) quien estudió el cambio en las latitudes de las manchas solares con el tiempo.

Parte de la radiación solar que llega a la Tierra es reflejada hacia el espacio sin llegar a ser absorbida y por lo tanto, sin transferir energía y permitiendo así que la Tierra se enfríe (Cap. 7). La reflexión es causada por las nubes o por la nieve o el hielo. El suelo desnudo en los desiertos refleja más radiación solar que el suelo cubierto con vegetación. El humo que emiten las plantas generadoras de corriente eléctrica mediante la quema de carbón produce una neblina de pequeñas gotas de ácido sulfúrico que también puede reflejar la radiación solar.

La temperatura de la Tierra también es sensible al flujo de energía hacia el exterior en forma de radiación infrarroja. El efecto invernadero mantiene a la Tierra mucho más tibia que lo que estaría si no existiese dicho fenómeno. La mayoría de los gases en la atmósfera son totalmente transparentes a la radiación infrarroja, es decir, no contribuyen al efecto invernadero, que se debe a gases cuya abundancia en la atmósfera es marginal, principalmente el bióxido de carbono (CO₂), vapor y metano (CH₄). El impacto que un gas en particular tiene sobre el clima, depende de su concentración (Cap. 4). La fuerza del efecto invernadero también depende de la estructura de la temperatura en las capas de la atmósfera (Cap. 5).

El vapor, que le da su nombre a la atmósfera (ἀτμός [atmos] -vapor- y σφαῖρα [sphaira] -esfera-), es un gas cuyo comportamiento es intrincado pues su abundancia depende a su vez, del clima. El agua tiende a evaporarse cuando el aire está caliente y a condensarse en lluvia o nieve, cuando el aire se enfría. Resulta que el vapor amplifica los efectos de calentamiento debidos a cambios en los otros gases que causan el efecto invernadero; la retroalimentación del vapor duplica, aproximadamente, el cambio en la temperatura que uno esperaría por el aumento en la concentración atmosférica del $\rm CO_2$ en ausencia de la retroalimentación, por ejemplo, en un mundo seco.

Las nubes son un gas de efecto invernadero completamente opaco a la radiación infrarroja, es decir, son muy eficientes en la absorción y emisión de dicha radiación. Un aumento en la nubosidad afecta el flujo de energía en la luz visible que llega a la Tierra, reflejando mayor cantidad de la misma (Cap. 7). Las nubes juegan un doble papel como agentes forzadores del clima: disminuyen la temperatura de la Tierra al reflejar la radiación solar incidente y la aumentan atrapando la radiación infrarroja que escaparía al espacio (actuando como un gas de efecto invernadero). Se espera que los aumentos en la nubosidad amplifiquen el calentamiento futuro, pero la intensidad de esta retroalimentación positiva es incierta. Las nubes constituyen la mayor fuente de incertidumbre en los modelos que calculan la sensibilidad climática de la Tierra.

La actividad humana tiene el potencial para alterar el clima en diversas formas. El mayor y más duradero agente impulsor de cambios en el clima debido a la actividad humana es el aumento en la abundancia de CO₂ mediante la quema de combustibles fósiles, pero también producimos y liberamos otros gases que incrementan el efecto invernadero, como el metano y otras moléculas de carbón, el óxido nitroso y el ozono. Las partículas y gotas pequeñas que se forman en las chimeneas y en los motores de combustión interna reflejan la luz incidente, alterando el balance de calor. El añadir este tipo de partículas al aire limpio podría igualmente cambiar el tamaño promedio de las gotas en las nubes, lo cual tiene un efecto potencial enorme, pero incierto, en la reflexión de la radiación incidente (Cap. 10).

Muchos de estos impulsores de cambios en el clima responden a su vez a dichos cambios, produciendo una retroalimentación que puede ser estabilizante o

desestabilizante. Las reconstrucciones de los cambios en el clima prehistórico muestran con frecuencia una mayor variabilidad que la predicha por los modelos; ello se podría deber a la existencia de retroalimentaciones positivas que no se han incluido en los modelos. Por ejemplo, al enfriarse el clima, los bosques se vuelven tundra, permitiendo una mayor reflexión de la luz incidente y ayudando a que la temperatura baje aún más. Un modelo del clima en el que los bosques no respondan a los cambios en el clima, subestimaría el enfriamiento total. Las retroalimentaciones juegan un papel central en el pronóstico del calentamiento global (Cap. 7).

El pronóstico para el próximo siglo es intrincado debido a que algunas partes del sistema climático tardan mucho tiempo en responder, como por ejemplo, el derretimiento de una capa de hielo o el calentamiento de las profundidades del océano. Es difícil predecir la respuesta del clima a la acción de algunos agentes forzadores en una situación de equilibrio, pero es mucho más difícil el predecir que tan rápido lo hará (Cap. 12).

Carbón, energía y clima

El calentamiento producido por la quema de combustibles fósiles es el problema ambiental más desafiante que ha enfrentado la humanidad debido a que las emisiones de CO₂ están en el centro de la forma en la que producimos energía, y que ésta está en el centro de lo que llamamos el estándar moderno de vida (desigual e inequitativo). La producción agrícola que sostiene a una población de casi 7 mil millones, tiene en su centro a la producción industrial de químicos que serán utilizados como fertilizantes, un proceso desmesuradamente demandante de energía. Todo ello hace que no sea tan fácil para las economías del llamado primer mundo, el disminuir las emisiones de CO₂, tanto sus empresas como las demandas de sus habitantes, generan intereses muy fuertes y poderosos para seguir haciéndolo (Cap. 9).

La energía que extraemos de los combustibles fósiles se genera en los hornos nucleares del Sol; su radiación la transporta a la Tierra, donde faculta la fotosíntesis en las plantas y el consecuente almacenamiento de energía en los enlaces de los átomos de carbón con átomos de hidrógeno, oxígeno y otros elementos. Las plantas tienen dos motivos en su funcionamiento, el almacenamiento de energía y la construcción de la maquinaria bioquímica de la vida (Cap. 8).

La mayoría del carbón biológico que utilizamos como combustibles fósiles, fue fotosintetizada hace millones de años. Parte de ese carbón biológico se ha convertido a lo largo de escalas geológicas, en alguno de los combustibles conocidos: petróleo, gas natural o carbón (que es el más abundante); el petróleo tradicional (barato) se agotará en unas cuantas décadas (Cap. 9). La energía almacenada se usa para realizar alguna forma de trabajo en plantas, animales, autos, *etc.* permitiendo que el carbón reaccione con el oxígeno en la atmósfera y produzca CO₂. El motor de un auto necesita gasolina y aire para funcionar liberando la energía química mediante la combustión. En los seres vivos, al proceso de extracción de energía se le llama respiración y explica el porque debemos tanto respirar (obtener oxígeno y deshacernos del CO₂) como comer (obtener compuestos con carbón biológico) (Cap. 8).

El CO₂ se libera a la atmósfera para incorporarse al proceso conocido como ciclo de carbón en la biosfera. Los árboles y los suelos, liberan y atrapan carbón al igual que lo hace el océano. La liberación de carbón tiene lugar cuando los bosques son talados y la captura de CO₂ atmosférico se realiza en los bosques a grandes latitudes. La mayoría del CO₂ liberado por la actividad humana se verá eventualmente disuelto en los océanos; sin embargo, éste es un proceso que tarda varios siglos. Una fracción de ese mismo CO₂, cercana al 10%, continuará afectando al clima durante cientos de miles de años (Cap. 10).

Evaluando el riesgo

¿Está creando la humanidad una tendencia hacia el calentamiento global? Los científicos que trabajan sobre el clima han intentado responder a esta pregunta mediante la comparación de la historia de la temperatura terrestre con la historia de las diversas razones por las que la temperatura pudo haber cambiado, lo que llamamos forzamientos o impulsores del clima. La intensidad de la radiación solar es mayor en ciertas épocas, los volcanes eyectan ocasionalmente neblina o ceniza a la atmósfera, en donde refleja la radiación solar hacia el espacio. Los llamados gases de efecto invernadero y las partículas producidas en las chimeneas, son dos ejemplos de forzamientos antropogénicos del clima.

La temperatura global varía en forma natural impulsada por los cambios en la intensidad solar o las erupciones volcánicas. Sin embargo, la Tierra se ha venido calentando desde la década de los años 1970 en una forma que sólo se puede explicar como un calentamiento global producido por los gases de efecto invernadero (Cap. 11). La teoría sobre este fenómeno se conoce desde hace más de un siglo y se requiere para explicar la razón por la cual y en forma natural, la Tierra tenga una temperatura como la que tiene (explicación igualmente necesaria en el caso de otros planetas, como Venus o Marte). La explicación de la susceptibilidad climática de la Tierra, basada tanto en los registros de temperatura como en modelos, resulta ser consistente con los cambios climatológicos prehistóricos documentados en los registros geológicos. No existe modelo o teoría climatológica alguna que pueda reproducir el clima natural actual sin que se produzca un calentamiento considerablemente elevado bajo las proyecciones de emisión de CO₂ que se tendrían en el caso de que la actividad humana siga como hasta ahora.

El pronóstico del clima durante el siguiente siglo indica un aumento de entre 2 y 5 °C para el año 2100. Dichos valores no parecen ser tan grandes hasta que se les compara con los impactos causados por cambios naturales previos, como La Pequeña Edad de Hielo o la Anomalía Climática Medioeval, en los que los valores de los cambios en la temperatura fueron de tan sólo -1 °C y +0.5 °C, respectivamente. Estos cambios fueron notables en cualquier sitio y redefinieron el curso de la vida en muchos de ellos.

La variable menos conocida en el pronóstico del clima es la cantidad de CO₂ que será liberada finalmente. Ya es inevitable un cierto grado de calentamiento global, pero la gran mayoría del carbón que podría liberarse para el 2100, se encuentra aún en el suelo. La decisión debe tomarse ahora o dentro de la próxima década, después será demasiado tarde. Las proyecciones económicas indican que una reducción substancial de emisiones de CO₂ podría costar un cierto porcentaje de la producción económica neta mundial, lo que resultaría en una gran montaña de dinero si se le quisiese ver apilado, pero una cantidad insignificante si

consideramos que la economía mundial ha venido creciendo anualmente por un porcentaje semejante, de manera que su trayectoria sólo se vería retrasada por uno o dos años, máximo (Cap. 13).

En ocasiones, el problema se trata de enmarcar como un balance entre los costos de evitar mayores emisiones de CO_2 y los costos de seguir adelante e intentar vivir con los cambios producidos por el calentamiento. Bajo un leve escrutinio, esta comparación prueba ser un engaño defectuoso pues ignora lo injusto del hecho de que quienes más se benefician de las emisiones de CO_2 , la mayoría en el mundo desarrollado, no son los mismos que quienes pagan el costo, concentrados en el mundo en desarrollo y en un futuro aún distante.

El problema del calentamiento global debe entenderse como un problema ético de raíz debido a que, adicionalmente a la injusticia mencionada en el párrafo anterior, los daños causados son potencialmente catastróficos para el ser humano y para los recursos naturales de los que la vida depende y el hecho de que las víctimas no pueden ser protegidos por sus gobiernos, sólo les queda la esperanza de que los causantes del problema acepten que su responsabilidad ética los obliga a disminuir drásticamente sus emisiones de los gases causantes de exacerbar el efecto invernadero, es decir, no pueden actuar exclusivamente en base a sus propios intereses sino que deben responder a la luz de sus responsabilidades, obligaciones y deberes para con los demás.

Las emisiones de gases invernadero a la atmósfera es un ejemplo de la situación conocida como *La Tragedia de los Comunes*, donde los beneficios de la quema de combustibles fósiles van hacia el individuo, mientras los costos del calentamiento global son sufragados por toda la comunidad. En una situación así, la falta de sentido comunitario hace que la tendencia sea hacia la sobre-explotación del recurso común. La solución estriba en cambiar el sistema de incentivos de manera que el costo común de la decisión termine siendo sufragado por quien haya tomado la decisión. Los impuestos al uso de carbón y los esquemas de límites y comercio del mismo, son dos propuestas en este sentido.

Las negociaciones internacionales continúan dentro del Marco Convenio sobre Cambio Climático de las Naciones Unidas, cuyo primer y único acuerdo fue el establecimiento del Protocolo de Kyoto en 1995 y que se volvió obligatorio hasta el 2005, fallando escandalosamente en la reducción de las emisiones de CO₂ (entre otras razones, porque Estados Unidos, el principal emisor mundial, lo rechazó desde su propuesta). Es posible que las negociaciones actuales tengan un efecto sobre la inversión en energía, al estimular el crecimiento de la tecnología para usar fuentes alternativas, preferentemente renovables.

En las próximas décadas, los cambios mayores en la emisión de CO₂ podrían provenir de la conservación y la eficiencia, ya que existe la tecnología para empezar a reducir dichas emisiones. Tampoco podemos esperar que en un mundo con recursos finitos, el consumismo rampante sea la única fuerza que decida el funcionamiento del mercado.

Con el desarrollo tecnológico y las habilidades intelectuales, al igual que con la creciente población, deberemos alcanzar un manejo inteligente de eso que aún no acabamos de entender completamente: la biosfera.

LA RADIACIÓN DE UN CUERPO NEGRO

¿Cómo puede la radiación transportar energía a través del espacio vacío?

El Calor

El calor es, simplemente, la energía en el movimiento de los átomos. Los átomos en un gas o en un líquido, se mueven más rápidamente en un medio caliente que en uno frío. Los átomos que comparten algún enlace entre ellos, los estiran, comprimen o doblan, vibrando más energéticamente a altas temperaturas.

¿Cómo es entonces que sentimos la temperatura? Los átomos son muy pequeños, tanto que no podemos sentirlos uno por uno; sin embargo, no se necesita un laboratorio con la última tecnología para saber que tan rápido se mueven los átomos del quemador de la estufa, basta con tocarlo. O quizá, habrá quien haya pensado que basta con mirarlo: si está caliente, brillará. La forma en la que brilla es justamente la radiación de un cuerpo negro que veremos en detalle un poco más adelante.

Un termómetro es como un velocímetro atómico

Podemos sentir la temperatura del quemador de una estufa debido a que el enérgico movimiento de sus átomos se transfiere a los nervios en nuestros dedos. Los veloces átomos del quemador rebotan contra los átomos en los dedos y los más rápidos se frenan un poco mientras que los lentos se aceleran. Los sistemas biológicos han evolucionado de manera que pongamos toda nuestra atención en ello y podamos sentirlo; una energía muy alta en nuestros átomos resulta peligrosa. Los enlaces químicos se rompen cuando se calientan mucho, de hecho, esto es de lo que trata la cocina. El quemarte un dedo al tocar una hornilla eléctrica encendida constituye un ejemplo de la conducción de calor, que es a su vez, la forma más sencilla de flujo de calor que existe.

La Luz

Una botella de termo se diseña de manera que el flujo de calor a través de sus paredes sea mínimo; por ello, podemos poner líquidos calientes/fríos en su interior y éstos permanecerán calientes/fríos. Dichas botellas tienen dos paredes, una interior y otra exterior, y entre ambas va un aislante. El vacío es un muy buen aislante debido a que no hay moléculas o átomos que permitan el transporte del calor entre la pared interna y la externa del termo. Por supuesto, aún habrá conducción de calor a lo largo de las paredes, pero pensemos en un planeta. No hay paredes que conecten al planeta con algo más. Por ejemplo, el espacio entre el Sol y la Tierra es un buen ejemplo de vacío. Sabemos lo caliente que está el Sol y por lo tanto, sabemos que fluye calor hacia la Tierra. Sabemos también que entre ambos hay cerca de 150 millones de kilómetros de vacío, de manera que ¿Cómo puede dicho calor viajar a través del vacío?

Las ondas electromagnéticas transportan energía a través del vacío La energía viaja mediante la luz. Los electrones y los protones tienen una propiedad que llamamos carga eléctrica. Lo que son dichas cargas nadie puede decirlo, sin embargo, lo importante es que interaccionan entre sí en el espacio mediante una propiedad del vacío llamada campo eléctrico. Un campo eléctrico positivo atrae a un electrón cargado negativamente. Este es el principio por el que

los cinescopios de las televisiones antiguas lanzan electrones hacia la pantalla: una vez liberado, un electrón es dirigido mediante un campo eléctrico.

El campo eléctrico también interactúa con otra propiedad del vacío que llamamos campo magnético. Si la fuerza de un campo eléctrico en un sitio, medida en volts, cambia con el tiempo, como oscilaciones entre dos valores por ejemplo, entonces ese cambio ocasionará variaciones en el campo magnético que se pueden detectar mediante una brújula en el mismo sitio. Ésta es la forma en que funcionan los electroimanes, convirtiendo energía del campo eléctrico en energía del campo magnético. En sentido inverso, si el campo magnético cambia, puede producirse un camp eléctrico; tal es la forma en que funcionan los generadores eléctricos.

Los dos campos se acoplan para producir un ciclo cerrado, auto-replicante como el sonido de una campana o la propagación de una onda en el agua. Las oscilaciones del campo eléctrico causan oscilaciones complementarias en el campo magnético que a su vez, refuerzan el campo eléctrico. Las perturbaciones creadas por las oscilaciones de los campos propagan el patrón de los campos: una onda auto-replicante que viaja en el espacio con una velocidad particular, la velocidad de la luz, denotada por la letra c. El haz de ondas eléctricas y magnéticas puede en principio, viajar por el espacio indefinidamente, transportando energía con él.

Una onda luminosa 'suena' como una campana

El sonido de una onda electromagnética luminosa puede estar compuesto por una serie de frecuencias distintas. Las frecuencias, ya sean de osciladores o de ondas lumínicas, tienen unidades de ciclos por segundo o Hertz² y se les denota con la letra griega v. Todas las frecuencias de la luz viajan a la misma velocidad en el vacío; en otros medios, como el aire, el agua o el vidrio, las distintas frecuencias de la luz viajan con velocidades ligeramente diferentes y es por ello que un prisma, por ejemplo, separa la luz blanca en los colores que la componen. La velocidad de la luz en el vacío es una constante fundamental de la naturaleza.

La constancia de la velocidad de la luz en el vacío hace posible que podamos relacionar la frecuencia de dicha luz con su longitud de onda, denotada por λ , que no es otra cosa más que la distancia entre las crestas (o entre los valles) de una onda. Se puede derivar la relación mediante un razonamiento geométrico: imagínese a la onda de la figura 2.1 pasando por donde estamos con la velocidad c. Si las crestas están separadas por 1 cm y se mueven con una velocidad de 10 cm/s, entonces pasarán por donde estamos diez crestas en un segundo. Si usamos las unidades de las variables, tenemos otra alternativa para encontrar la relación. Las unidades de cada variable se encierran en paréntesis cuadrados después de la variable, es decir, para el caso de la frecuencia tenemos: ν [ciclos/s] y en ambos lados de una relación, las unidades deben ser las mismas. Con esta notación, tenemos que la relación buscada es:

 $\lambda \text{ [cm/ciclos] } v \text{ [ciclos/s] } = c \text{ [cm/s]},$

es decir, el resultado de multiplicar la longitud de onda por la frecuencia de la misma, nos da la velocidad de la luz en el vacío.

Para las frecuencias fuera del rango visible se usan a menudo otro tipo de variables que aunque no son fundamentalmente necesarias, son más convenientes. Para el caso de la radiación infrarroja, por ejemplo, se usa el número de onda, que se define como el número de ciclos por centímetro de longitud. Por ejemplo, la

9

² En honor de Heinrich Hertz, quien realizó importantes contribuciones al estudio del electromagnetismo.

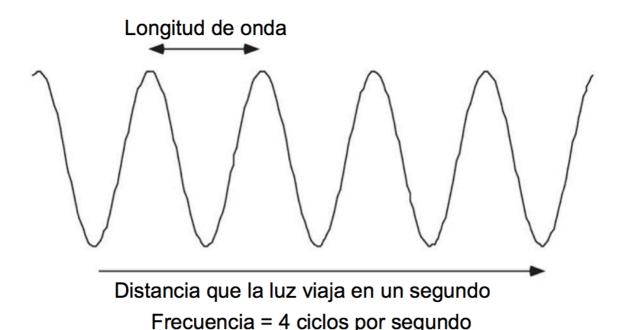


Figura 2.1 La frecuencia y la longitud de onda de la luz se encuentran relacionadas por la velocidad de la luz cuyo valor en el vacío es el mismo para todos los tipos de luz: 3 X 10^{10} cm/s.

absorción de luz infrarroja por el CO₂ que ocasiona la mayoría de su contribución al efecto invernadero, tiene un número de onda cercano a los 700 ciclos/cm. Es usual usar la letra n para designar el número de onda y no es difícil darse cuenta que para obtener las unidades correctas de n sólo necesitamos las unidades inversas de λ :

$n [ciclos/cm] = 1 / \lambda [cm/ciclos]$

Las distintas frecuencias de la luz tienen todas la misma naturaleza fundamental, son ondas de la misma física esencial. La figura 2.2 muestra los nombres que se asignan a los diferentes tipos de luz, de acuerdo al valor de la frecuencia. Como hemos visto, también podemos describir a la luz en términos del número de onda, para ello se indican algunos valores en ciclos/cm al margen derecho de la figura. Nuestros ojos son sensibles a la luz en un rango que pragmáticamente llamamos visible. La luz con frecuencias mayores transporta energía suficiente para romper enlaces químicos, de manera que puede resultar peligrosa para cualquier criatura química. La luz ultravioleta que proviene del Sol es la responsable de las quemaduras en la piel, mientras que los rayos equis o los gama pueden penetrar los tejidos profundamente y causar un daño químico más extenso. En las longitudes de onda mayores a la visible, encontramos el rango infrarrojo. Los objetos a temperatura ambiente brillan en esta frecuencia. En algunas pistas de patinaje en hielo, existen lámparas que mantienen calientes a los patinadores emitiendo luz infrarroja invisible sobre ellos.

Toda la energía que vuela por el espacio en la forma de campos eléctrico y magnético acoplados sería de poco interés para el balance energético de un planeta si dichas ondas no fuesen capaces de ceder o atrapar energía. Existe un número de mecanismos diversos por los que la luz puede interactuar con la materia; de particular interés en el clima, sabemos que la radiación infrarroja interacciona casi exclusivamente con las vibraciones de los enlaces químicos en una molécula, acoplándose mediante el campo eléctrico que comparten (figura 2.3)

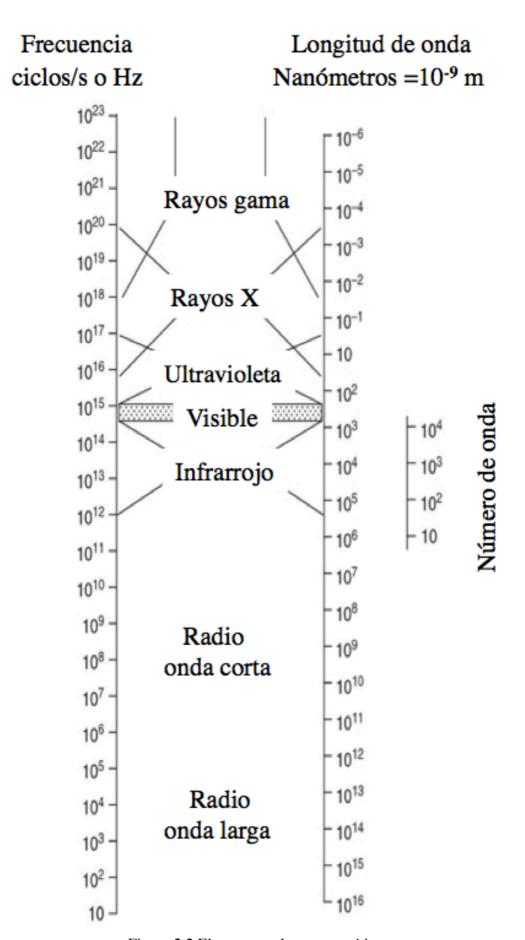


Figura 2.2 El espectro electromagnético

Imaginemos a la materia como construida por osciladores cargados sobre toda la superficie, pequeñas cargas sujetas por pequeños resortes que se extienden y contraen. Cada oscilador tiene una frecuencia específica con la cual entrará en resonancia o sonará como campana. La energía transportada en la radiación incidente trae consigo un campo eléctrico que oscila haciendo que el voltaje pase de positivo a negativo a positivo, *etc.* Si esta frecuencia de oscilación del campo eléctrico es cercana a la frecuencia de oscilación de los enlaces químicos representados por los resortes en la superficie de la materia, entonces dicha energía transportada por la radiación podrá ser absorbida por la materia transformándose en energía vibracional de sus moléculas.

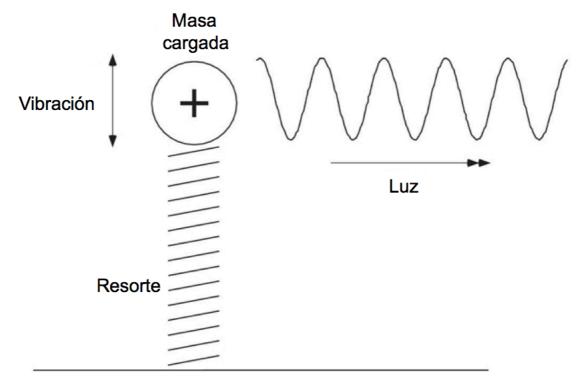


Figura 2.3 Un oscilador cargado interactuando con la radiación

Este mecanismo de intercambio de energía funciona en ambos sentidos, es decir, la energía puede fluir de la radiación hacia el oscilador e igualmente, puede fluir del oscilador a la radiación. La energía vibracional del oscilador es lo que hemos venido llamando temperatura del oscilador. Cualquier tipo de materia cuya temperatura esté por arriba del cero absoluto (temperatura medida en la escala Kelvin) tendrá energía en sus osciladores que podrá utilizar para crear radiación. El carácter doble o bidireccional de este proceso se conoce con el nombre de ley de Kirchoff³. Este fenómeno se puede comprobar experimentalmente al cantar una sola nota en la cercanía de un piano sin amortiguadores y notar que al terminar, se escuchará el eco de las cuerdas del piano, es decir, la energía transportada por una onda sonora también puede ser transferida a energía vibracional y viceversa.

La radiación de un cuerpo negro

_

³ En honor a Gustav Robert Kirchhoff, quien contribuyó en las áreas de circuitos eléctricos, espectroscopía y emisión de radiación por objetos calientes; acuñó el término radiación de cuerpo negro en 1862.

¿En dónde se puede observar el fenómeno inverso? Energía viajando de la materia a la radiación. El ejemplo más común es el de un quemador en una hornilla eléctrica que al calentarse emite luz visible. La radiación obtiene su energía de las vibraciones o energía térmica de la materia. Usualmente no lo consideramos, pero el quemador sigue emitiendo radiación aún y cuando ya se ha enfriado lo suficiente como para estar a la misma temperatura que el resto de la estufa o el medio ambiente que la rodea; la diferencia consiste en que a esas temperaturas, la radiación que emiten las diversas partes de la estufa se encuentra en frecuencias que nuestros ojos no detectan, en la zona infrarroja.

Si un trozo de materia tiene osciladores que vibrando pueden interactuar con todas las frecuencias posibles de la radiación, a ese trozo se le llama cuerpo negro y a la luz que emite, se le llama radiación de cuerpo negro. La mayoría de los sólidos y líquidos sobre la superficie terrestre son muy buenas aproximaciones a un cuerpo negro; la excepción son los gases en la atmósfera que sólo interactúan con la radiación de frecuencias muy específicas, como si fuesen pianos con la mayoría de las cuerdas ausentes.

Un cuerpo negro es como un instrumento musical con todas las notas La radiación de un cuerpo negro está compuesta por una distribución característica de frecuencias (colores) de luz infrarroja. La figura 2.4 muestra esta distribución; en el eje vertical está la intensidad de la radiación y en el horizontal la

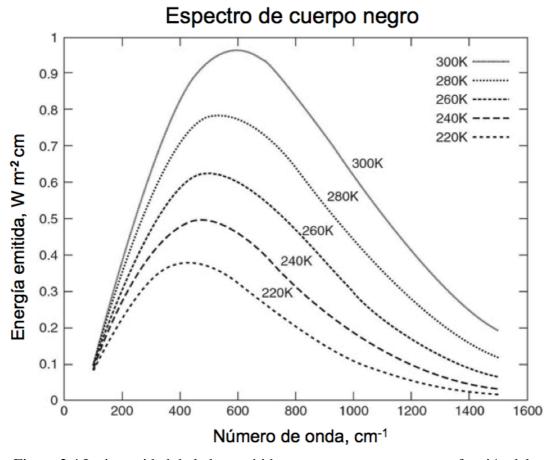


Figura 2.4 La intensidad de la luz emitida por un cuerpo negro como función del número de onda (ciclos cm⁻¹) de la luz. Se muestran varios espectros para distintos cuerpos negros a diferentes temperaturas; un cuerpo caliente emite más radiación que uno frío.

frecuencia. Las unidades de la intensidad son watts por metro cuadrado y por número de onda. Los watts son los mismos que describen a los amplificadores de audio o a los secadores de pelo, especificando la cantidad de energía que fluye por unidad de tiempo, Joules por segundo, donde Joule es una unidad de energía, como la que se encuentra en una batería o en una barra de chocolate. Los metros cuadrados sirven para medir el área de la superficie del objeto y el número de onda permite dividir la energía de acuerdo a diferentes bandas de número de onda de la luz; por ejemplo, toda la radiación entre 100 y 101 cm⁻¹ transporta tantos W/m² de flujo de energía, entre 101 y 102 cm⁻¹ transporta otros tantos W/m², etc. El flujo total de energía se puede calcular sumando las diferentes contribuciones de las diversas bandas en el espectro de la radiación. El flujo total de energía en la banda con cierto número de onda (en W/m²), se obtiene multiplicando la intensidad I por el ancho de la banda en números de onda. Experimentalmente, se podría cortar la gráfica en la figura 2.4 en bandas verticales de un cierto ancho y pesar cada una de ellas para determinar el área de cada banda; dichas áreas son proporcionales a la energía total emitida en cada una de todas las frecuencias de la radiación.

Una gráfica que muestre a la intensidad *I* como función de la longitud de onda, recibe el nombre de espectro. El espectro de emisión en radiación infrarroja de un cuerpo negro depende exclusivamente de la temperatura de dicho cuerpo. Hay dos características notables en la gráfica de la figura 2-4, la primera es que a medida que la temperatura aumenta, los valores máximos de las curvas se desplazan hacia la derecha, hacia la parte visible del espectro; la segunda es que a medida que la temperatura aumenta, la energía total emitida por el cuerpo también aumenta, algo que puede observarse en la gráfica al notar que las áreas bajo cada curva crecen a medida que la temperatura sube. Para saber que tan rápido se radia la energía, contamos con la ecuación de Stefan-Boltzmann⁴:

$$I = \varepsilon \sigma T^4 \tag{2.1}$$

en donde I denota la intensidad de la radiación y representa la tasa total de emisión de energía de un objeto en todas las frecuencias; sus unidades son Wm⁻². La letra griega ε denota la emisividad y sólo toma valores entre 0 y 1 para indicar que tan buen cuerpo negro es el objeto; para un cuerpo negro perfecto ε = 1 y para un objeto que no radia, ε = 0. La otra letra griega, sigma (σ), es una constante fundamental de la física que nunca cambia (su valor es igual a 5.67 X 10⁻⁸ J s⁻¹ m⁻² °K⁻⁴) y se le conoce como constante de Stefan-Boltzmann. T es el valor de la temperatura en grados Kelvin y el exponente 4 indica que debemos multiplicar su valor por sí mismo cuatro veces. La escala de temperatura en grados Kelvin se inicia en cero 0 °K, llamado el cero absoluto pues indica la situación en dónde los átomos no pueden moverse; no existen en esta escala valores negativos.

Un objeto caliente emite mucha mayor energía que uno frío Una de las muchas maneras de pensar científicamente, es la de hacerlo en términos de unidades; en el caso de la ley de Stefan-Boltzmann, la expresión queda como:

I [Wm⁻²] = ε[sin unidades] σ [Wm⁻² °K⁻⁴] T [°K⁴]

Las unidades de la intensidad son watts (flujo de energía) por metro cuadrado (área de la superficie del objeto que radia). En el caso de la Tierra, por ejemplo, la superficie tiene $5.14 \times 10^{14} \text{ m}^2$. La temperatura está en grados Kelvin y ϵ no tiene unidades.

-

⁴ En honor a quienes la formularon: Jožef Stefan y Ludwig Eduard Boltzmann

El punto relevante es que las unidades a cada lado de la igualdad deben ser las mismas. Del lado derecho, los grados Kelvin se cancelan dejando Wm⁻² que son las mismas unidades del lado izquierdo. Como una regla general, si no se tiene la seguridad de como una variable se relaciona con otra, la primera cosa que debe hacerse es ver las unidades de ambas variables que nos guiarán a la respuesta correcta; en el resto de este trabajo se mostrarán muchos más ejemplos del uso de las unidades para encontrar o corroborar la relación entre dos o más variable.

Las cámaras que son sensibles a la radiación infrarroja nos permiten 'ver' como es el mundo en esas frecuencias. Los anteojos de las personas en la fotografía de la figura 2-5 están mucho más fríos que su piel y por lo tanto, aparecen obscuros en radiación infrarroja; que tanto más obscuros aparecerán, se puede calcular mediante la ley de Stefan-Boltzmann:

$$I_{\rm p}/I_{\rm a} = (\varepsilon_{\rm p} \, \sigma \, T_{\rm p}^4)/(\varepsilon_{\rm a} \, \sigma \, T_{\rm a}^4)$$

Donde los subíndices p y a indican piel y anteojos, respectivamente. La constante de Stefan-Boltzmann, σ , no cambia y es igual para la piel o los anteojos; la emisividad, ϵ , puede ser diferente pero supondremos que tiene el mismo valor en la piel y en los anteojos. Tenemos entonces que el cociente de los brillos está dado por el cociente de las temperaturas elevadas a la cuarta potencia, algo así como (285 °K / 278 °K) 4 \cong 1.1, es decir, la piel brilla un 10% más que la superficie de los lentes y esos es lo que ve una cámara sensible a la luz infrarroja.



Figura 2.5 Una fotografía tomada en luz infrarroja

Como mencionamos, los valores máximos de los espectros se corren hacia la derecha, en la dirección de luz con frecuencia cada vez más grande, a medida que la temperatura aumenta. Ya sabemos que a medida que aumenta la temperatura de un objeto, éste generará radiación con una longitud de onda menor pues hemos presenciado objetos al 'rojo vivo' o al 'blanco vivo'. ¿Cuál de los dos 'vivos' es el más caliente? ¡ El blanco, por supuesto ¡ Veamos como llegar a dicha conclusión. Un objeto a temperatura ambiente, digamos 273 °K , brilla en infrarrojo, donde no lo

podemos ver. El quemador de una estufa eléctrica a 400-500 °K brilla a una longitud de onda menor, acercándose a la parte visible del espectro (figura 2.2), cuya parte inferior es la luz roja. Si elevamos más la temperatura, digamos a 5,000 °K, como la superficie del Sol, tendremos radiación en toda las longitudes de onda del espectro visible. La figura 2.6 compara los espectros de la Tierra y del Sol. Podemos ver que la radiación solar es visible, mientras que la radiación terrestre es infrarroja. Por supuesto, el flujo total de energía del Sol es mucho más grande que el de la Tierra. Si se repite el cálculo que hicimos líneas arriba para la fotografía en infrarrojo, el cociente de dichos flujos es (5,000 °K / 273 °K)⁴ ó cerca de 10⁵. Los dos espectros en la figura 2.6 han sido escalados dividiendo cada curva por el valor máximo correspondiente de cada una de ellas, de manera que el nuevo valor máximo es uno en cada caso; de no haber escalado las curvas, el área bajo el espectro terrestre sería 100,000 veces más pequeño que el área bajo el espectro solar y se necesitaría un microscopio para poder ver el espectro terrestre en la figura.

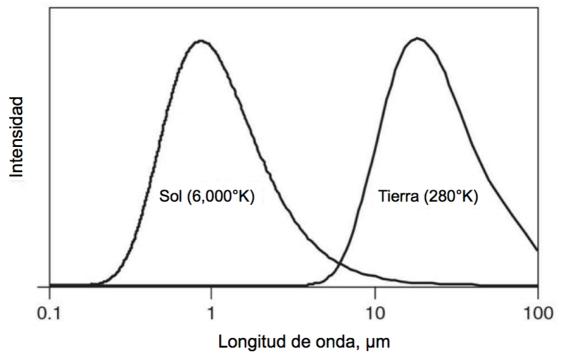


Figura 2.6 Las formas de los espectros de cuerpo negro del Sol y de la Tierra. El espectro terrestre ha sido escalado para alcanzar la misma intensidad máxima que el espectro solar y que ambos espectros puedan compararse. La figura ilustra que el Sol brilla en la parte visible mientras que la Tierra lo hace en la parte infrarroja.

Rojo vivo, blanco vivo

No es una coincidencia que el Sol brille en la parte del espectro que llamamos visible; nuestros ojos evolucionaron para ser sensibles a la luz visible. El campo de luz infrarroja resultaría mucho más complicado para un organismo que lo intentase medir y entender debido a que el ojo mismo o cualquier otro sensor que el organismo tuviese para tal propósito, emitiría su propia luz infrarroja. Los organismos miden la intensidad de la radiación al medir la cantidad de energía que la radiación incidente deposita en los osciladores acoplados a sus sistemas nerviosos; de manera que el proceso se complica si los osciladores mismos están

perdiendo energía al radiar su propia energía. Los telescopios sensibles al infrarrojo deben ser enfriados si se quiere que realicen mediciones precisas de la intensidad en infrarrojo. Las serpientes son capaces de sensar la luz infrarroja, lo que quizá sea posible debido a que la temperatura de sus cuerpos es mucho más baja que la de sus pretendidas presas.

Puntos de análisis

La luz transporta energía en el vacío

Si un objeto absorbe radiación, igualmente puede emitirla

Al objeto que puede emitir radiación en todas las frecuencias se le llama cuerpo negro; emite energía con una tasa igual a $\epsilon\sigma T^4$

Preguntas

Utilizando sus unidades, encontrar una fórmula para calcular la frecuencia de la radiación dada su longitud de onda, o su número de onda a partir de su frecuencia

Dibuja el espectro de radiación de un cuerpo negro para un objeto caliente y para otro frío ¿cuáles son las dos diferencias entre ambos?

Usar la ecuación de Stefan-Boltzmann para comparar los flujos de energía de un cuerpo caliente y otro frío, como función de sus temperaturas

¿Cómo se vería el espectro de emisión de un objeto que no es un cuerpo negro?

¿Cómo lidia la ecuación de Stefan-Boltzmann no un objeto que no es un cuerpo negro?

Ejercicios

1. Iluminación y quema de carbón.

Un joule, J, es una cantidad de energía y un watt, W, es una tasa de uso de energía, definida como el consumo de 1 joule en 1 segundo, W=J/s. ¿Cuántos joules de energía se requieren para mantener encendido un foco de 100 watts durante un día? Mediante la quema de carbón se obtienen cerca de 30 X 10⁶ joules de energía por cada kilogramo de carbón. Suponiendo que la planta generadora tiene una eficiencia del 30% ¿cuánto carbón se necesita quemar para mantener encendido dicho foco durante un día?

- 2. Energía en los diversas formas.
- a) Un galón (3.785 litros) de gasolina contiene cerca de 1.3 X 108 joules de energía. Si el galón costase \$3.00 ¿cuántos joules se comprarían con un dólar?
- b) La corriente eléctrica cuesta 5 centavos de dólar por cada kilowatt-hora. 1kWh sólo es una forma extraña de escribir joules, ya que 1 watt es 1 joule por segundo y 1 kWh es el número de joules que se consumirían por 1,000 watts en una hora (3,600 segundos). Cómo corriente eléctrica ¿cuántos joules se obtienen con un dólar?
- c) Un pie cúbico estándar de gas natural (pie=0.3048m) contiene cerca de 1.1 X 10⁶ joules. Con un dólar se pueden comprar 5 X 10⁵ unidades térmicas británicas (BTUs por sus siglas en inglés) y en un pie cúbico de gas hay 1,030 BTUs. ¿Cuántos joules de energía en la forma de gas natural se pueden comprar con un dólar?
- d) Una tonelada de carbón contiene cerca de 3.2 X 10¹⁰ joules de energía y cuesta 40 dólares. ¿Cuántos joules de energía en forma de carbón se pueden comprar con un dólar?
- e) El aceite de maíz cuesta 10 centavos de dólar por cada onza fluida (0.0296 litros) y cada onza contiene cerca de 240 kilocalorías. Una caloría es casi 4.2 joules ¿cuántos joules de energía en la forma de aceite de maíz se pueden comprar con un dólar?
- f) Ordena todas estas formas de energía de barato a caro ¿cuál es el rango en los precios?
- 3. Eficiencia en la producción de energía.

Esta es una pregunta del estilo de las que se hacen cuando al solicitar empleo, se intenta ver que tan creativo es el solicitante: ¿Cuál es la eficiencia de la producción de energía mediante el cultivo de maíz? Supóngase que la radiación solar deposita 250 W/m² de energía en un sembradío de maíz, en promedio durante un día. En una caloría hay 4.186 joules ¿cuántas calorías de energía se depositan en un metro cuadrado del sembradío durante la época de cultivo? Ahora estima el número de mazorcas que crecen en un metro cuadrado y el número de calorías que se obtienen al comer una mazorca. Compara la energía solar con la del maíz para obtener la eficiencia. El término caloría en las etiquetas de la comida indica kilocalorías (1,000 calorías).

4. Construcción de presas y costos energéticos.

La presa Hoover produce 2 X 10⁹ watts de electricidad y está formada por 7 X 10⁹ kg de concreto, en cuya producción se necesita 1 MJ de energía por cada kg. ¿Cuánta energía se necesitó para construir la presa? ¿Cuánto tiempo debe funcionar para pagar su construcción?

El área del lago Meade, formado por la presa, es de 247 mi² (milla=1.609 km). Dada la insolación solar de 250 W/m² ¿qué tanta energía se produciría si en lugar del lago se instalaran celdas fotovoltaicas con 12% de eficiencia?

5. Construcción de celdas fotovoltaicas y costos energéticos.

Se necesitan aproximadamente 2 X 10° J de energía para producir un m² de celda fotovoltaica de silicón cristalino (de hecho, el fabricante indica 600 kWh ¿cómo se convierten kWh en joules?). Suponiendo una eficiencia de 12% en la celda y tomando la deposición diaria de 250 W/m² de la radiación solar, calcula cuánto tiempo debe funcionar la celda para generar la energía que se gastó en su fabricación.

6. Calorías en la alimentación.

Se supone que debemos comer cerca de 2,000 kilocalorías al día ¿cuántos watts es esta cantidad?

7. Conversión de unidades.

La radiación infrarroja tiene una longitud de onda cercana a las $10~\mu m$ ¿cuál es su número de onda en cm-1?

La luz visible tiene una longitud de onda de 0.5 µm ¿cuál es su frecuencia en Hz?

La transmisión de radio en FM opera con una frecuencia cercana a los $40~\rm kHz$ ¿cuál es su longitud de onda?

Referencias

La radiación de cuerpo negro indicó problemas con la física clásica que condujeron al desarrollo de la física cuántica; en particular, la predicción conocida como la catástrofe ultravioleta, consistente en que un objeto radiaría una cantidad infinita de energía (en lugar de $\varepsilon \sigma T^4$); esta predicción puede ser analizada en:

- 1. R. P. Feynman, R. B. Leighton y M. Sands. *The Feynman Lectures on Physics*, Vol. 1, Cap. 41. Addison Wesley. 1966.
- 2. J. Gribbin. *In Search of Schrödinger's Cat: Quantum Physics and Reality*. Bantam Books, 1984.

EL MODELO DE CAPAS

Primer modelo climático

El modelo de roca desnuda

La palabra modelo se usa en ciencia para una gran variedad de cosas; algunas veces como sinónimo de teoría o de idea, como en el Modelo Estándar de Física de Partículas. Para los médicos, podría tratarse de un ratón con una enfermedad parecida a la de los pacientes humanos sobre el que experimentan posibles curas. En la ciencia del clima los modelos se usan en dos formas diferentes. Una de ellas es para hacer pronósticos, de manera que se necesitan para ello modelos que sean lo más realista posible y que incorporen todos los procesos naturales que puedan ser relevantes. Típicamente, se trata de modelos matemáticos implementados en computadoras, aunque existe un elegante modelo de la bahía de San Francisco en Sausalito. Una vez que se ha creado uno de estos modelos, se pueden realizar experimentos que serían impracticables en el mundo real y que sirven para determinar la sensibilidad del clima ante cambios en la radiación solar o en las propiedades de la atmósfera, por ejemplo.

El modelo simple que se construirá no tiene la finalidad de hacer predicción alguna, se trata de un modelo de juguete para entender y aprender. Se usará para demostrar como funciona el efecto invernadero al eliminar muchos otros aspectos del mundo real, cosas que serían importantes en la predicción del clima en el próximo siglo o cambios en el tiempo de la siguiente semana pero que sólo complican el sistema climático y lo hacen más difícil de entender.

El modelo de capas es un juguete que demuestra una idea

A este modelo se le llama modelo de capas y el entender su funcionamiento no nos permitirá hacer pronósticos detallados del clima futuro; sólo nos ayudará a entender el funcionamiento del sistema climático real. El primer paso es un modelo sin atmósfera, de manera que la única capa es el suelo, por ello se conoce como el modelo de roca desnuda. El siguiente paso es demostrar el efecto invernadero mediante la adición de la capa atmosférica.

La temperatura en la superficie de la Tierra se controla mediante los flujos de energía, la incidente desde el Sol y la reflejada hacia el espacio como radiación infrarroja. Ambos tipos son ante todo, radiación de cuerpo negro como se discutió en el capítulo anterior. El brillo solar es muy intenso porque su temperatura superficial es muy alta y por ello el flujo de energía $I = \varepsilon \sigma T^4$ alcanza un valor muy grande. Al llegar a la Tierra, la radiación deposita parte de su energía como calor sobre la superficie terrestre. La Tierra a su vez, pierde calor radiando como cuerpo negro en el infrarrojo con una intensidad mucho menor y una longitud de onda mucho mayor debido a que la Tierra está mucho menos caliente que el Sol.

El modelo de capas supone que la cantidad de energía que sale de la Tierra en el infrarrojo es exactamente igual a la cantidad que llega desde el Sol. El mundo real puede estar fuera de balance energético por un lapso breve o en alguna región o durante alguna estación, pero supondremos que el modelo de capas está en balance perfecto. Este modelo es esencialmente, un problema aritmético que podemos construir a partir de aseverar que:

$$F_a = F_e \tag{3.1}$$

donde F_a es el flujo de energía hacia afuera y F_e es el flujo de energía hacia adentro.

Empecemos por la energía incidente, su intensidad I_e al llegar a la atmósfera es cercana a los 1,350 Wm⁻², pero no toda es convertida en calor; una cantidad considerable se ve reflejada y no es absorbida. Si alguna vez se ha observado a Venus brillando en el crepúsculo, se habrá observado a un planeta que está reflejando luz visible. El brillo de Venus no se debe a la radiación de cuerpo negro; por supuesto, el planeta está caliente pero no lo suficiente como para brillar como si estuviese al blanco vivo. Cuando la radiación es reflejada, para el propósito del balance energético en el modelo, es como si no hubiese llegado a la Tierra.

La radiación que se ve reflejada no aporta calor al balance energético de un planeta La fracción de la radiación incidente que se ve reflejada hacia el espacio, recibe el nombre de albedo y se le denota con la letra griega alfa, α . La nieve, el hielo y las nubes reflejan mucha radiación y tienden a aumentar el albedo de un planeta. El albedo de Venus es alto, 70%, debido a la gruesa capa de 'nubes' de ácido sulfúrico que cubren su superficie. El albedo de Marte es bajo, cerca del 15%, porque casi no tiene 'nubes'; el albedo terrestre es cercano al 30% ó 0.3, y depende de factores que pueden cambiar al cambiar el clima, como la presencia de nubes o hielo.

La energía solar incidente que no es reflejada, se ve absorbida como energía vibracional de las moléculas terrestres. Con el valor del albedo terrestre podemos calcular la cantidad de energía que se ve absorbida:

$$I_{abs} = 1,350 \text{ Wm}^{-2} (1-\alpha) \approx 1,000 \text{ Wm}^{-2}$$
.

Y para obtener el flujo total incidente, en watts, debemos multiplicar por el valor del área que la recibe, A:

$$F_e = I_s (1-\alpha) A$$

Para obtener este último valor, debemos considerar que la radiación sólo llega a la mitad de la superficie terrestre y que su intensidad es débil en algunas partes de la Tierra, durante los crepúsculos o a grandes latitudes y mucho más intensa en donde el sol cae a plomo, como en el ecuador a medio día. Esta diferencia se debe al ángulo de incidencia de la radiación solar y no porque la radiación al llegar a la atmósfera sea diferente a pequeñas o grandes latitudes (figura 3.1). El lado

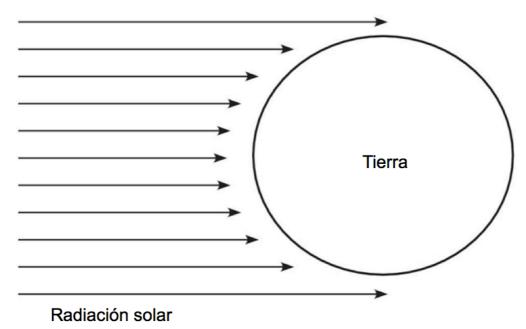


Figura 3.1 Cuando la radiación solar llega a la Tierra viene de una sola dirección y se encuentra con la superficie de un disco; el flujo de energía recibido es entonces igual a la intensidad multiplicada por el área del disco: πr^2 .

Iluminado de la Tierra es la mitad de su superficie $(4 \pi r^2)/2$, pero usar el área de un hemisferio significaría incluir todos los ángulos cenitales para cada parte de dicho hemisferio.

El truco de la sombra

El cálculo se vuelve mucho más sencillo si utilizamos la proyección del hemisferio, es decir, su sombra, que es un disco cuya área es π r^2 , donde el radio de la Tierra debe estar expresado en metros.

Poniendo todo junto, tenemos que el flujo total de energía incidente sobre un planeta está dado por:

$$F_e = I_s (1-\alpha) \pi r^2 \tag{3.2}$$

 $F_e = I_s \ (1-\alpha) \, \pi \, r^2 \eqno(3.2)$ La tasa con que la Tierra pierde energía está dada por la intensidad (ley de Stefan-Boltzmann) multiplicada por el área:

$$F_a = \varepsilon_T \sigma T_T^4 A$$

donde el subíndice indica que la emisividad y la temperatura son las de la Tierra. En el mundo real, el lado iluminado está más caliente que el lado obscuro y la temperatura también es mayor cerca del ecuador que cerca de los polos; estas diferencias serían mucho más dramáticas en un cuerpo sin atmósfera, como la luna. Por lo pronto, ignoraremos estas diferencias y usaremos un sólo valor para la temperatura de la Tierra; los efectos de todas las heterogeneidades de la superficie terrestre se analizarán en el capítulo 6.

Como en el caso de la radiación incidente, necesitamos un valor apropiado del área que debemos considerar para la emisión de la radiación. A diferencia de la radiación incidente que arriba en una sola dirección, la radiación en este caso es emitida en todas direcciones (figura 3.2). Por lo tanto, el área sobre la cual la Tierra emite radiación es simplemente el área de toda la esfera o $4 \pi r^2$. De manera

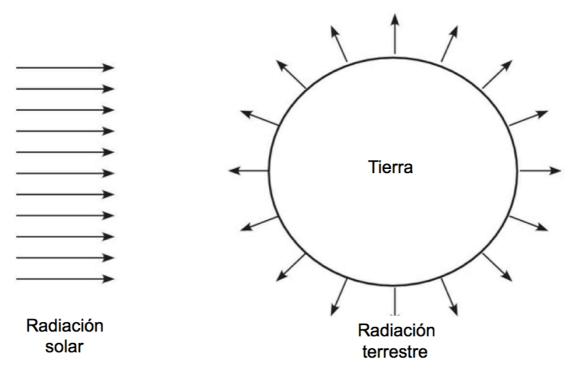


Figura 3.2 Cuando la radiación infrarroja deja la Tierra, lo hace en todas direcciones. El flujo total de pérdida de calor es igual a la intensidad de la radiación terrestre multiplicada por el área de la superficie de la esfera: $4 \pi r^2$.

que el flujo total de energía que emite un planeta como radiación de cuerpo negro está dado por:

$$F_a = \varepsilon \sigma T^4 4 \pi r^2 \tag{3.3}$$

La superficie de la Tierra es exactamente cuatro veces más grande que su sombra Recordando que ambos flujos deben ser iguales, tenemos que:

$$\varepsilon \sigma T^4 4 \pi r^2 = I_s (1-\alpha) \pi r^2$$

Eliminando los factores que aparecen a ambos lados y dividiendo por 4 tenemos:

$$\varepsilon \sigma T^4 = I_s (1-\alpha) / 4 \tag{3.4}$$

es decir.

parecería que la radiación solar cae con toda su fuerza sólo sobre una cuarta parte de la Tierra.

De la última ecuación podemos despejar la única variable que desconocemos, la temperatura de la Tierra:

$$T^{4} = I_{s} (1-\alpha) / (4\varepsilon \sigma)$$
 (3.5)

En donde todavía falta sacar la raíz cuarta del lado derecho para tener un valor de la temperatura del suelo terrestre.

La última ecuación relaciona variables que son sensibles al clima; los cambios en la intensidad solar por ejemplo, como los observados durante el ciclo de las manchas solares o el Mínimo de Maunder (Cap. 10), podrían afectar el valor de I_s ; el albedo de los planetas es sensible a la existencia de cubiertas de hielo o nieve, ambas dependientes de cambios en el clima. En el siguiente capítulo veremos que los gases causantes del efecto invernadero son extremadamente selectivos en cuanto a las longitudes de onda de la radiación que absorben o emiten, es decir, que los valores de sus emisividades tienen aspectos muy complejos.

Si usamos la última ecuación, podemos calcular un valor aproximado de 255 °K para la superficie terrestre. Recordando que los grados Kelvin pueden transformarse a grados centígrados restando 273.15, tenemos que el valor en las unidades más familiares resulta ser de -18.15 °C, un valor muy bajo. El valor promedio de la temperatura terrestre es de 15 °C. En la tabla 3.1 se muestran los valores para el mismo cálculo en el caso de Venus y Marte, podemos observar que en los tres casos, los valores que arroja el modelo de roca desnuda están muy por debajo de las temperaturas observadas.

Tabla 3.1 Temperaturas y albedos de Venus, La Tierra y Marte

Planeta	$D[10^{11} \text{m}]$	$I_s*[Wm^{-2}]$	α (%)	T _{rd} [°K]	T _{obs} [°K]	T_{1c} [°K]
Venus	1.08	2,600	71	243	700	289
Tierra	1.50	1,350	33	255	295	303
Marte	2.24	600	17	219	240	260

^{*}La intensidad de la radiación solar disminuye conforme aumenta la distancia desde la superficie solar D.

El modelo de capas con efecto invernadero

El modelo de roca desnuda proporciona valores muy por debajo de las temperaturas observadas debido a que no incorpora el efecto invernadero; en la figura 3.3, se muestra el modelo tal y como lo hemos usado hasta ahora, es decir, sólo hemos considerado la radiación solar incidente y la radiación emitida por la Tierra como un cuerpo negro.

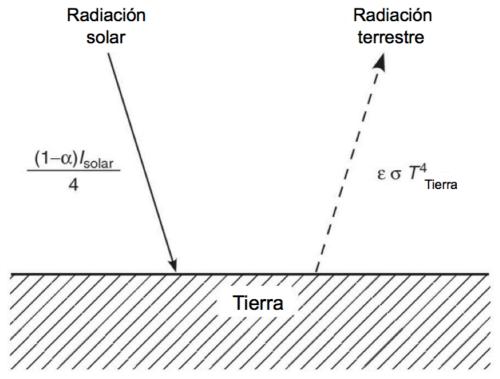


Figura 3.3 Diagrama energético de la Tierra sin atmósfera, sólo una roca desnuda en el espacio.

Como todo el modelo de capas, la atmósfera que agregaremos ahora es absurdamente sencilla; se trata de un panel de vidrio a cierta altura (figura 3.4). La atmósfera, al igual que el vidrio, es transparente a la luz visible, de manera que la energía que proviene del Sol pasa a través de ella y se deposita en la superficie terrestre al igual que antes (en el modelo de roca desnuda); el planeta, al igual que en el primer modelo, radia energía como luz infrarroja de acuerdo a ε σ T_s 4, donde el subíndice indica que se trata de la temperatura del suelo.

En el rango infrarrojo, el vidrio actúa como un cuerpo negro, absorbiendo y emitiendo todo tipo de radiación con frecuencia infrarroja. De manera que la energía que fluye desde el suelo, a la que llamaremos $I_{\rm a,suelo}$, se ve completamente absorbida por el vidrio. Éste a su vez, emite radiación de acuerdo a ε σ $T_{\rm v}$ ⁴, donde el subíndice indica el valor de la temperatura del vidrio. Como el vidrio cuenta con dos superficies, la radiación emitida es tanto por la cara superior, $I_{\rm a,vidrio}$, como por la cara inferior, $I_{\rm i,vidrio}$.

El vidrio es transparente a la luz visible y opaco a la infrarroja

Como ahora tenemos dos variables desconocidas –las temperaturas del suelo y del vidrio, el modelo es más difícil de resolver. Ambas capas se encuentran en un estado donde la energía está balanceada, es decir, la tasa de energía que sale de la capa iguala a la tasa de energía que le llega:

$$I_{\rm S} = I_{\rm e} \tag{3.6}$$

donde los subíndices *s* y *e* indican flujo saliente y flujo entrante respectivamente. Sólo hay un valor de la temperatura para cada capa con el cual se logra y mantiene el balance de la energía.

Los flujos de energía se muestran con flechas en la figura 3.4 y podemos ver que el balance para el vidrio se puede especificar mediante la siguiente igualdad:

$$I_{a,vidrio} + I_{i,vidrio} = I_{a,suelo}$$

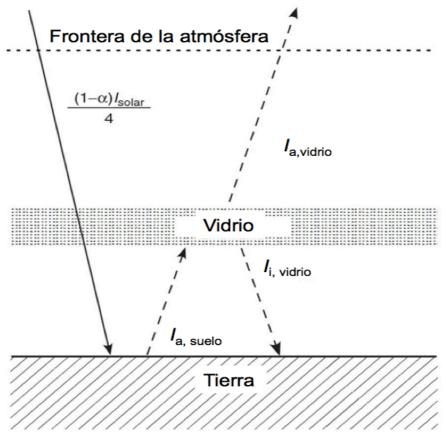


Figura 3.4 Diagrama energético para un planeta con un panel de vidrio sencillo que juega el papel de atmósfera. El vidrio es transparente a la radiación incidente y funciona como un cuerpo negro ante la radiación infrarroja que emite la Tierra.

Como se trata de energía en el infrarrojo emitida por un cuerpo negro en ambos casos, podemos reescribir la igualdad entre las intensidades como

$$2 \varepsilon \sigma T^{4}_{\text{vidrio}} = \varepsilon \sigma T^{4}_{\text{suelo}}$$
 (3.7)

Ambos, el suelo y el vidrio deben estar en un estado de balance energético El caso del suelo es ahora distinto al del modelo de roca desnuda debido a que ahora también existe un flujo que proviene del vidrio, es decir,

$$I_{e,solar} + I_{i,vidrio} = I_{a,suelo}$$

que podemos reescribir como

$$(1-\alpha) I_{\text{solar}}/4 + \varepsilon \sigma T^{4}_{\text{vidrio}} = \varepsilon \sigma T^{4}_{\text{suelo}}$$
(3.8)

Algebraicamente, podemos combinar las ecuaciones antepenúltima y última para eliminar una de las dos temperaturas, encontrar el valor de la otra y luego utilizar el valor encontrado para calcular el valor de la eliminada. Existe sin embargo, un truco elegante que simplifica el álgebra y resulta conceptualmente útil.

Este truco consiste en construir el balance energético para todo el sistema Tierraatmósfera. Empecemos por dibujar la frontera de la atmósfera como una línea y démonos cuenta que la energía que la cruza hacia la Tierra debe igualmente fluir hacia el espacio con la misma tasa, es decir, tenemos que

$$I_{e,solar} = I_{a,vidrio}$$

o, en términos de las intensidades,

(1-
$$\alpha$$
) $I_{\text{solar}}/4 = \epsilon \sigma T^4_{\text{vidrio}}$

Esta ecuación sólo contiene una variable desconocida, la temperatura de la atmósfera representada por el panel de vidrio. La ecuación se parece mucho a la

ecuación que nos permitió calcular la temperatura de la superficie terrestre en el modelo de roca desnuda. Si repetimos el cálculo, obtendremos el mismo valor para la temperatura del vidrio que obtuvimos en el modelo de roca desnuda para la temperatura de la superficie terrestre: 255 °K.

Este descubrimiento es, como ya habíamos anticipado, más que una simple curiosidad o una conveniencia algebraica. Lo que significa es que el lugar del sistema Tierra-atmósfera donde la temperatura se encuentra más directamente controlada por la radiación solar incidente, es la capa superior, aquélla donde la radiación infrarroja es emitida hacia el espacio. A esta temperatura la llamaremos temperatura de la cáscara de la Tierra y la reencontraremos en el capítulo siguiente.

La temperatura de la cáscara de la Tierra en el modelo es siempre la misma Ahora que ya conocemos el valor de la temperatura de la cáscara, T_{vidrio} , podemos usarlo en la ecuación para el balance energético de la atmósfera (vidrio):

$$2 T_{\text{vidrio}}^4 = T_{\text{suelo}}^4$$

es decir, la temperatura del suelo debe ser mayor que la de la cáscara por un factor que es igual a la raíz cuarta de dos, un número irracional cercano a 1.1892. La temperatura de la superficie es entonces un 19% más alta que la de la atmósfera, tal y como se muestra en la última columna de la tabla 3.1, junto con los valores correspondientes para Venus y Marte. Con el modelo de una capa obtenemos un valor muy cercano al de la temperatura observada de la Tierra (+2.7%), uno más alto para Marte (+8.3%) y uno muy inferior para Venus (-41.3%).

La capa de vidrio calienta la superficie terrestre atrapando parte del calor que saldría al espacio exterior tal y como un abrigo atrapa el calor del cuerpo que cubre. Al construir el modelo de capas no se intentó construir un modelo que fuese realista, se hizo con la intención de ilustrar el mecanismo del efecto invernadero para que sea fácil de concebir y sencillo el entenderlo. Veamos un poco más en detalle como funciona. La superficie terrestre se vuelve más caliente cuando se introduce el vidrio, pero dicho vidrio no incorpora energía alguna a la Tierra; no se trata de una fuente de calor en el firmamento. Entonces ¿Cómo aumenta la temperatura en el suelo?

La situación se puede entender haciendo una analogía con el flujo del agua en un fregadero, donde el agua fluye desde la llave a una tasa dada y luego fluye por el drenaje a una tasa que depende de la cantidad de agua que se encuentre en el fregadero; el agua es el análogo de la energía que entra y sale del sistema Tierra-atmósfera.

El agua fluye más rápidamente a medida que el nivel sube en el fregadero ya que al subir el nivel aumenta la presión que hace que el agua salga por el drenaje más rápidamente. Es como el flujo de luz infrarroja que sale , el cual fluye más rápido a medida que la temperatura de la Tierra aumenta de acuerdo con ε σ T^4 . El agua de la llave representa a la radiación solar y a la corrección que se debe a la reflexión (albedo), la podemos imaginar como la fracción de agua que salpicando sale del fregadero y no llega al drenaje. Al igual que la radiación solar en el balance energético terrestre, el agua de la llave actúa como el impulso del ciclo de agua en el fregadero, llegando desde fuera a una tasa dada externamente y sin responder en alguna forma al fregadero mismo como lo hace el flujo de agua que drena.

Eventualmente, el agua en el fregadero alcanza un nivel en el que el flujo hacia el drenaje iguala al flujo de la llave, se logra un valor del flujo en equilibrio y es el análogo del valor de la temperatura en equilibrio que hemos calculado con el

modelo de capas. En la analogía podríamos preguntar ¿Cuál debería ser el nivel del agua cuando el flujo que drena balancea al flujo de la llave?

El efecto invernadero es como una restricción en el drenaje, como un pedazo de jabón que se atora en el filtro del drenaje. Durante algunos minutos posteriores al bloqueo en el filtro, el agua drena más lentamente que el flujo de la llave haciendo que el nivel del agua en el fregadero suba. Al subir el nivel, eventualmente se alcanzará otro nivel en el que el agua drena lo suficientemente rápido como para balancear el flujo de la llave; el nivel más alto del agua compensa la restricción en el drenaje. Un gas que causa efecto invernadero, actúa como el trozo de jabón en el filtro, hace más difícil que el calor pueda salir del sistema Tierra-atmósfera. Como resultado, la temperatura del sistema aumenta hasta que se alcanza un nuevo balance en los flujos de calor.

Puntos de análisis

El flujo radiado por un planeta en energía infrarroja debe balancear el calor recibido del Sol

Un planeta logra este balance doméstico de energía ajustando su temperatura La absorción de la radiación infrarroja emitida por la atmósfera calienta la superficie del planeta mientras éste lucha para equilibrar su balance energético

Preguntas

Una capa de invernadero aumenta la cantidad de energía en forma de calo en la capa superficial ¿De dónde proviene esta energía?

Relaciona las piezas de la analogía del lavabo, el nivel del agua y los flujos entrante y saliente, a las diferentes partes del ciclo de energía en el modelo de capas

¿Qué factores en el modelo de capas podrían afectar la temperatura de la cáscara?

¿Qué factores pueden cambiar el nivel del agua en la analogía con el lavabo?

Ejercicios

1. La luna sin transporte de calor.

El modelo de capas supone que la temperatura de un cuerpo en el espacio es la misma, lo cuál no es muy preciso. Sabemos que la temperatura en los polos, por ejemplo, es inferior a la temperatura en el ecuador. Para una roca desnuda sin atmósfera u océano como la Luna, la situación es peor aún debido a que los fluidos como el viento o el agua son el transporte del calor en el planeta. Tomemos la otra suposición extrema, en el sentido de que no hay transporte de calor en una roca desnuda como la Luna y para comparar, que tiene el mismo albedo que la Tierra (0.33). ¿Cuál es la temperatura de equilibrio de la superficie de la Luna en el ecuador durante su mediodía local, cuando el Sol está en el zenit? ¿Cuál es la temperatura de equilibrio en el lado obscuro de la Luna?

2. Un modelo con dos capas.

Insertar otra capa atmosférica en el modelo que sea transparente a la radiación visible y responda como cuerpo negro a la infrarroja.

- a) Escribe el balance energético para ambas capas, para la superficie y para la Tierra como un todo, como en el modelo de una sola capa.
- b) Manipula el balance de la Tierra para obtener la temperatura T_2 de la capa superior o segunda capa (figura 3.5) ¿Parece familiar esta parte del ejercicio? ¿Recuerda algo el término?

- c) Insertar el valor encontrado para T_2 en el balance energético de la capa 2 y encontrar la temperatura de la 1era capa en términos de la capa 2 ¿Qué tanto más grade es T_1 respecto de T_2 ?
- d) Insertar el valor de T_1 en el balance de la capa 1 y obtener el valor de la temperatura en la superficie, T_s . Con la 2da capa ¿el efecto invernadero se vuelve más fuerte o más débil?

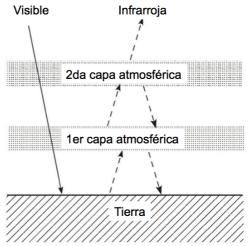


Figura 3.5 Diagrama energético para un planeta con dos placas de vidrio como atmósfera

3. Invierno nuclear.

Volvamos al modelo de una capa, la cual absorbe ahora la luz visible (figura 3.6); algo que podría pasar si la atmósfera se llenase con polvo; por simplicidad, supóngase que el albedo permanece igual (en el mundo real podría cambiar por la acción del polvo) ¿Cuál es la temperatura de la superficie en este caso?

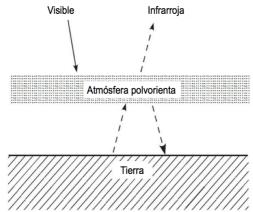


Figura 3.6 Diagrama energético para un planeta con unas placa opaca como atmósfera

Referencias

- 1. L. R. Kump, J. F. Kating y R. G. Crane. *The Earth System*. Prentice Hall. 1999.
- 2. J. F. Kasting y D. Catling. Evolution of a habitable planet. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, **41**, 429-463, 2003.

GASES CAUSANTES DE EFECTO INVERNADERO

El porque sólo algunos gases causan el efecto invernadero y otros no, y a que se debe que unos sean más fuertes que otros

Acerca de los gases

El modelo de capas es lo que se conoce como una idealización del mundo real. Contiene los ingredientes esenciales del efecto invernadero pero no a muchas cosas que son importantes en la atmósfera real. En los siguientes capítulos añadiremos el resto de los ingredientes que controlan la temperatura de la Tierra real. Lo primero es entender como interaccionan los gases con la radiación infrarroja en la atmósfera real.

Empecemos por definir diferentes formas de describir las cantidades de los gases en la atmósfera. La palabra concentración indica el número de moléculas en un volumen dado y presenta una dificultad para los gases en la atmósfera porque dicha concentración cambia a medida que los gases se contraen o expanden. Es más conveniente hablar en términos de proporciones de los gases; por ejemplo, el oxígeno representa cerca del 20% de las moléculas de gas en la atmósfera y el nitrógeno casi el 80%. La proporción de CO₂ es de 0.039% actualmente. Estas cantidades pueden expresarse en forma un poco más mnemónica diciendo 390 partes por millón o ppm. A estas cifras se les conoce como el cociente de mezclado. Un gas ejerce presión, una fuerza de empuje, sobre sí mismo o sobre la superficie de cualquier cosa que entre en contacto con dicho gas. Esta fuerza proviene de la deflexión del momento de las moléculas del gas al rebotar contra la superficie. La presión de una mezcla de gases se puede descomponer en lo que conocemos como presiones parciales que son las que se originan por cada tipo de molécula en el gas y sumadas dan la presión total de la mezcla. La presión parcial del CO₂ se denota como pCO₂, por ejemplo. Uno podría esperar que los gases constituidos por moléculas más pesadas contribuyesen desproporcionadamente a la presión debido a que parecería que rebotarían golpeando a la superficie más fuertemente. Sin embargo, resulta que las moléculas más pesadas se mueven más lentamente que las ligeras, de manera que la fuerza de empuje, que es proporcional a la masa por la velocidad, es en promedio la misma para todo tipo de molécula e independiente del peso de las mismas. Es como si un montón de pelotas de ping-pong y bolas de boliche empujasen sobre la pared en la misma forma debido a que las bolas de boliche tendrían que moverse mucho más lentamente que las pelotas de pingpong. A una temperatura dada, cada molécula tiene en promedio la misma cantidad de energía de movimiento o energía cinética. Con su porción de energía cinética fija, una molécula se moverá más lentamente mientras mayor sea su masa.

La presión de un gas en unidades de microatmósferas [µa] es casi igual numéricamente a su cociente de mezclado en partes por millón [ppm]

Lo notable es que la presión parcial de un gas es más o menos proporcional al cociente de mezclado o proporción numérica del gas. Si tomamos a las atmósferas como las unidades de presión, los números son los mismos para la presión parcial y el cociente de mezclado. Para el CO₂, por ejemplo, el cociente de mezclado es actualmente cercano a las 390 ppm y su pCO₂ es cercana a las 390 µa.

Gases, vibraciones y radiación

La mayoría de la masa de un átomo se encuentra en su núcleo, al que podemos considerar como una estrella masiva en el centro de un sistema estelar similar al sistema solar. Los núcleos de dos átomos distintos se repelen debido a sus cargas positivas; los electrones flotan alrededor de los núcleos en nubes de probabilidad cuántica llamadas orbitales. En algunas combinaciones de átomos, los electrones se encuentran en orbitales que son compartidos por los dos núcleos y sirven como el pegamento que forma el enlace químico entre dichos átomos.

Un enlace químico es como un resorte en el que los núcleos de los átomos se encuentran en los extremos del resorte y tienen cierta libertad para acercarse o alejarse entre ellos. Existe una distancia óptima, donde la energía es mínima, para la separación entre los dos núcleos: si se acercan más, los núcleos positivos empezarán a repelerse y si se alejan mucho, se pierde parte de la energía ganada al compartir electrones. El enlace vibra cuando la distancia entre los núcleos oscila; a esta vibración se le llama vibración de extensión.

Un átomo puede participar en más de un enlace químico. Los enlaces y los electrones extra que se comparten, se acomodan entre sí alrededor de los átomos para encontrar posiciones y ángulos que minimicen la energía. Existe cierta flexibilidad en los ángulos de los enlaces, lo que conduce a la vibración de doblado o flexión.

Los enlaces químicos vibran con frecuencias específicas

Las vibraciones de las moléculas en un gas son como las vibraciones en una cuerda de piano en el sentido de que tienden a 'sonar' en una frecuencia particular. En el caso de las masas y los resortes, las frecuencias vibratorias dependen de dos cosas: el valor de las masas y la elasticidad de los resortes que las mantienen unidas. Pensemos a los átomos (masas) moviéndose en conjunto para mantener la distancia entre ellos cercana a la óptima, pero con suficiente momento como para que se acerquen entre sí más de lo que deberían en cada oscilación. Los más pesados tendrían suficiente inercia como para mantenerlos acercándose durante un lapso mayor que los átomos más ligeros, de manera que la frecuencia de la vibración sería menor en los átomos pesados. Si el resorte es muy rígido, invertirá la velocidad de la oscilación mucho más rápido haciendo que la frecuencia se vuelva más alta. Las vibraciones de los enlaces químicos dependen de las masas de los núcleos y en la penalización energética por extender o doblar el enlace que determina la elasticidad (flexibilidad o rigidez) del enlace químico.

La mayoría de las moléculas en estado líquido o sólido no son tan melindrosas acerca del rango de frecuencias infrarrojas que pueden absorber o emitir; debido a que las moléculas interaccionan tanto entre sí, casi todas las frecuencias de radiación infrarroja pueden ser absorbidas o emitidas. En otras palabras, los líquidos y los sólidos son muy buenos cuerpos negros. Los gases, sin embargo, absorben y emiten frecuencias específicas de radiación infrarroja, mostrando que no son en general muy buenos cuerpos negros.

De hecho, la mayoría de los gases en la atmósfera no absorben o emiten radiación infrarroja debido a que las vibraciones en sus enlaces no desequilibran el campo eléctrico. Tanto el O₂ como el N₂, los gases más abundantes en la atmósfera, son moléculas simétricas formadas por dos átomos idénticos cuyos campos eléctricos se cancelan mutuamente. Ninguno de los átomos puede sujetar a los electrones más estrechamente que el otro, de manera que no existe diferencia entre el campo eléctrico de un lado de la molécula en comparación con el otro. La simetría no se

rompe cuando el enlace se ve extendido o comprimido. Las moléculas simétricas formadas por tan sólo dos átomos nunca producen efecto invernadero.

Para emitir o absorber luz infrarroja, una molécula debe estar eléctricamente desequilibrada, al menos, al pasar

Si la simetría de la molécula se rompe al tener diferentes tipos de átomos en cada lado, como el monóxido de carbono (CO) o el óxido de nitrógeno (NO), las moléculas empiezan a tener algunas propiedades de invernadero. Este tipo de moléculas son muy reactivas y no se les encuentra en abundancia suficiente en la atmósfera como para que contribuyan notablemente al efecto invernadero. Son sin embargo, dos buenos pasos previos para el análisis antes de pasar a moléculas más complicadas como el CO₂. Debido a que los átomos tienen diferentes cargas en sus núcleos, su química es diferente, incluyendo el que tan fuerte atraen a los electrones en el enlace compartido. Probablemente, un lado de la molécula tendrá una carga ligeramente positiva y el otro lado tendrá una carga ligeramente negativa. A este desequilibrio en la carga se le llama momento dipolar. Cuando el enlace vibra, cambia la pendiente de la transición de positiva a negativa, con lo que se impulsa al campo eléctrico. Estos cambios en el campo eléctrico constituyen la forma en la que los gases causantes del efecto invernadero interaccionan con la radiación infrarroja. Uno podría inducir una oscilación del campo eléctrico con sólo rotar a la molécula.

Las moléculas con tres o más átomos deben tener más de un enlace químico ya que uno solo nunca conecta más o menos que a dos átomos. Imagínese un conjunto de tres masas conectadas en línea mediante dos resortes; cuando este artefacto es zangoloteado, sus enlaces se extienden y doblan conjuntamente, como en un sistema integrado, en lugar de que cada enlace simplemente vibre de acuerdo a su elasticidad y masa independientemente del otro enlace. El artefacto responde como una sola campana y al igual que una campana con un tono rico, se producen simultáneamente múltiples oscilaciones con diversas frecuencias.

La molécula del CO₂ tiene una forma lineal con el átomo de carbón en el centro (figura 4.1). El átomo de oxígeno atrae a los electrones con mayor fuerza que el de carbón, pero dicha atracción se ve balanceada por el átomo de oxígeno en el otro extremo. La molécula no tiene un campo eléctrico permanentemente asimétrico (momento dipolar). Si sólo rotamos o extendemos a la molécula, no se rompe la simetría y no se tiene un efecto neto sobre el campo eléctrico de la misma.

El modo vibratorio causado por un doblez del CO₂ es el modo importante para el clima

Sin embargo, existen dos modos de vibración que generan asimetrías. El modo vibratorio más importante del CO_2 para el clima es la vibración causada por un doblez. Cuando la molécula se dobla, los oxígenos con una carga ligeramente negativa, oscilan de un lado al otro. Esta vibración absorbe y emite radiación infrarroja, por lo que se dice que es activa en dicha frecuencia. En la siguiente sección veremos como se realiza la absorción de la radiación infrarroja en el corazón del espectro de emisión terrestre creando un reforzamiento sobre el clima.

El otro modo vibracional activo en infrarrojo es la extensión asimétrica, donde uno de los enlaces crece mientras el otro se acorta y *viceversa*. Existe en la atmósfera menos radiación infrarroja en esta frecuencia que pueda ser absorbida, de manera que su impacto sobre el balance energético de la Tierra es mucho menor que el del modo de doblez.

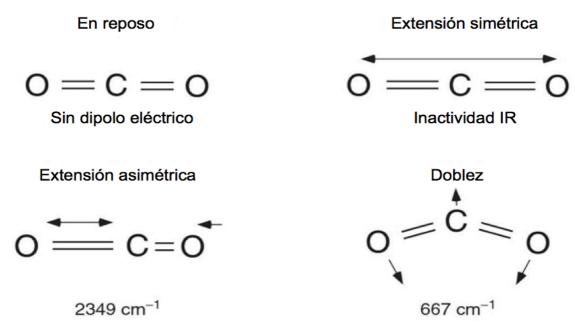


Figura 4.1 Modos vibratorios de una molécula de CO₂ que interacciona con la radiación infrarroja en la atmósfera

El agua (H_2O) es una molécula que se dobla en su estado de energía mínima (figura 4.2). Ello se debe a que el oxígeno tiene dos pares de electrones que empujan a los átomos de hidrógeno hacia arriba. Los átomos de hidrógeno mantienen a sus

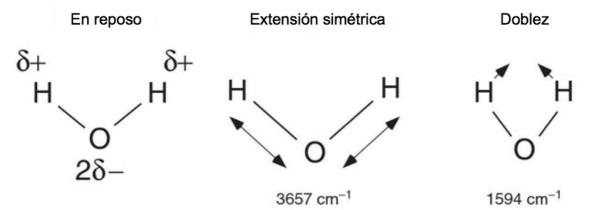


Figura 4.2 Modos vibratorios de la molécula de agua que interaccionan co la radiación infrarroja en la atmósfera.

electrones en los enlaces químicos de una forma más laxa que los átomos de oxígeno, de manera que cada átomo de hidrógeno tiene una carga ligeramente positiva (indicada en la figura 4.2 con una letra griega delta, δ_+). El borde de la molécula donde se encuentra el átomo de oxígeno tiene una carga ligeramente negativa. A diferencia del CO_2 , la molécula de agua tiene un momento dipolar natural en su estado de reposo. Al igual que en el caso de la molécula de óxido de nitrógeno, el rotar a la molécula de agua hará que oscile el campo eléctrico y se genere radiación. Debido a que el arreglo de los núcleos en la molécula de agua es mucho más complejo que en el óxido de nitrógeno, existe un mayor número de modos vibratorios, incluyendo uno debido a la extensión simétrica y otro debido al doblez; estos dos modos están activos en el infrarrojo.

Como interacciona un gas invernadero con la radiación terrestre

La figura 4.3 muestra los espectros de cuerpo negro para temperaturas que van de los 300 °K, la temperatura superficial durante un día estival caliente, y descendiendo hasta los 220 °K, valor cercano a lo más frío en la atmósfera, cerca de la troposfera a 10 km de altitud. También se muestra una curva zigzagueante entre las suaves, se trata de la intensidad de la radiación que un espectrómetro Infrarrojo vería desde una órbita alrededor de la Tierra. La figura no muestra datos reales, se trata de una simulación de uno de los modelos que se usarán en los ejercicios.

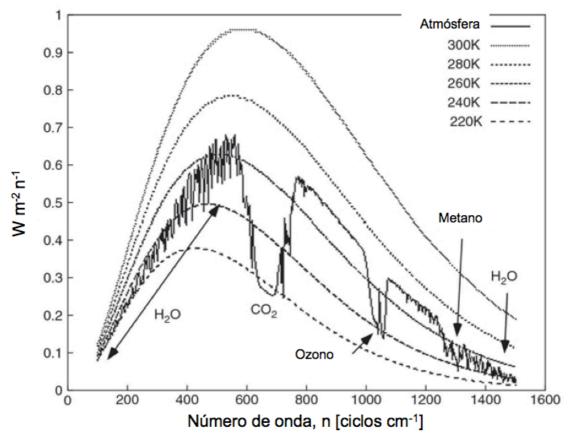


Figura 4.3 La línea continua representa un espectro generado con un modelo de la radiación infrarroja que escapa al espacio en la cima de la atmósfera y las líneas punteadas son espectros de cuerpo negro a diferentes temperaturas. Si la Tierra no tuviese atmósfera, el espectro de la radiación saliente se vería como el de un cuerpo negro a 270 °K, entre los espectros a 280 y 260 °K que se muestran. La ventana atmosférica está entre 900 y 1,000 cm⁻¹, donde ningún gas absorbe o emite radiación infrarroja. El CO₂, el vapor, el ozono y el metano absorben radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre y emiten radiación infrarroja menos intensa a grandes altitudes, donde el aire está más frío que cerca de la superficie.

El espectro de la radiación que sale de la Tierra varía entre dos espectros de cuerpo negro, uno más frío cerca de los 220 °K y otro más caliente a unos 270 °K.

Partes del espectro, notablemente la parte suave ancha entre 900 y 1,000 ciclos/cm, siguen al espectro más caliente. No existen gases en la atmósfera que absorban o emitan en estos valores de frecuencia, de manera que la radiación proviene exactamente del suelo terrestre. Como los gases en la atmósfera son transparentes a la radiación infrarroja en esta banda de frecuencias, se le denomina ventana atmosférica.

Las curvas de la intensidad de la radiación de cuerpo negro son como las escalas de temperatura en un termómetro. Se puede leer el valor de la temperatura de la fuente como la intensidad en esta escala.

Otras partes del espectro, como la porción alrededor de 700 ciclos/cm, parecen seguir la curva de cuerpo negro a menor temperatura. Esta radiación infrarroja proviene de los gases causantes del efecto invernadero en la atmósfera superior fría. La caída alrededor de los 700 c/cm se debe a vibración de flexión del $\rm CO_2$. Como vimos en el capítulo 1, la absorción y emisión de radiación es un proceso que se balancea, de manera que el $\rm CO_2$ absorbe la intensa radiación del suelo caliente en esta frecuencia y la re-emite con la misma frecuencia pero menor intensidad debido a que su temperatura es menor (figura 4.4). Técnicamente, se dice que la atmósfera es ópticamente gruesa en la banda de frecuencia del doblez del $\rm CO_2$ y ópticamente delgada en la ventana atmosférica.

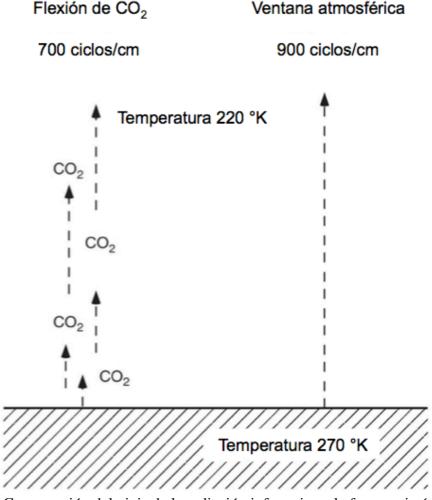


Figura 4.4 Comparación del viaje de la radiación infrarroja en la frecuencia ópticamente gruesa del doblez del CO₂ (izquierda) y en la ópticamente delgada ventana atmosférica (derecha).

La situación es análoga a pararse en un embarcadero y ver directamente hacia el agua debajo. Si el agua fuese clara, se podría ver la luz que viene del fondo; se podrían ver las rocas o la basura antropogénica en la luz reflejada. Pero si el agua estuviese turbia, la luz que veríamos sería la que se disperso en los primeros centímetros de agua y no veríamos las rocas o la basura. Un lago lodoso es ópticamente grueso y la luz que se ve proviene de la capa superior de agua.

La figura 4.3 se construyo de manera que el área bajo la curva de cada espectro es proporcional al flujo total de energía; por ello, es fácil ver el cambio en el área como representativo del cambio en energía. Las áreas de las curvas con la intensidad de la radiación de cuerpo negro crecen en forma proporcional a la temperatura elevada a la cuarta potencia de acuerdo a la ecuación de Stefan-Boltzmann (ec. 2.1, Cap. 2). El uso de las áreas puede extenderse a la curva zigzagueante del espectro terrestre, representando en este caso la pérdida total de energía de la Tierra hacia el espacio. El efecto de la banda de absorción atmosférica es el de quitar un poco de la intensidad del espectro de radiación de la superficie terrestre, con ello se disminuye el área bajo la curva y consecuentemente, el flujo saliente de energía.

El metano absorbe la radiación infrarroja con frecuencia cercana a los 1,300 ciclos/cm. Mientras la vibración de doblez del CO₂ absorbe la radiación justo en el máximo del espectro de la emisión terrestre, el metano absorbe en una de las colas del espectro; es decir, si comparamos la fuerza del CO₂ y del CH₄ como gases de efecto invernadero, el CO₂ sale ganando. Sin embargo, en la siguiente sección veremos otra diferencia entre ambos gases que no sólo compensa esta diferencia sino que muestra que el metano es el gas de efecto invernadero más poderoso de los dos.

El efecto de saturación de banda

La figura 4.5 muestra los resultados de una serie de simulaciones de modelos para distintas concentraciones de CO_2 en la atmósfera que van de 0 a 1,000 ppm; como referencia, la atmósfera contenía en el 2010 una concentración de 390 ppm. Sin la presencia de CO_2 , la atmósfera sería transparente a la radiación con frecuencia cercana a los 700 c/cm, tal y como lo es en la ventana atmosférica. Si añadimos una concentración tan pequeña como 10 ppm de CO_2 , se obtiene un impacto notable en la forma del espectro de radiación saliente: una rebanada en forma de V desaparece. A medida que la concentración de CO_2 aumenta a 100 ppm, el centro del vértice de la V se ensancha y mueve hacia el espectro de emisión terrestre cortando la energía desde una región un poco más fría que 220 °K, donde permanece al aumentar la concentración a 1,000 ppm. Este es el efecto de saturación de banda, donde el término banda se refiere al rango de frecuencias y el término saturación significa agotado, es decir, toda la energía es absorbida por el CO_2 .

La razón para la saturación se puede entender mediante la analogía con el lago lodoso, en donde a medida que el agua se enturbia, se disminuye la distancia que un fotón de luz puede viajar antes de ser absorbido. No se necesita mucha turbiedad en el agua para obscurecer todo lo que se encuentre en el fondo del lago, elevando el nivel de la profundidad visible desde el fondo a digamos 3 metros, hasta quizá un sólo metro. Si el agua se pone más turbia aún, sólo se logrará ver a unos cuantos centímetros de profundidad y si la cantidad de lodo flotante aumenta

más, la visibilidad se reducirá a un centímetro. El cambio en profundidad se va volviendo cada vez menos sensible a la turbiedad del agua y de la misma forma, los cambios en la temperatura a la que la atmósfera radia se van haciendo más pequeños a medida que la concentración de CO₂ aumenta, sólo vemos la radiación más fría que podemos.

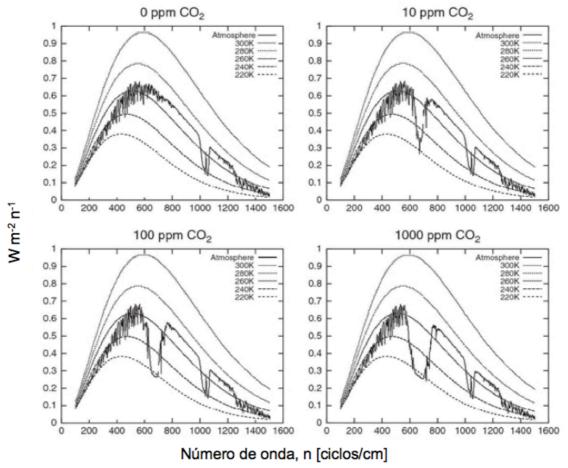


Figura 4.5 Una demostración de la saturación de la banda debida a la concentración de CO₂. El aumento de 10 ppm (gráfica superior derecha) ocasiona una diferencia enorme en el espectro de radiación saliente respecto del mismo espectro en ausencia de CO₂ (gráfica superior izquierda). El aumento a 100 y 1,000 ppm (gráficas inferiores) continua afectando al espectro pero se obtienen cambios menores a medida que las concentraciones crecen.

El centro de la banda de absorción se satura a medida que la concentración del gas aumenta pero la banda se va ensanchando

Cada simulación proporciona un valor para el flujo total de energía infrarroja que sale de una localización dada, $I_{\rm s}$ con unidades de W/m². Estos valores se grafican en la figura 4.6, donde observamos que existe un cambio enorme en el flujo de energía saliente cuando pasamos de 0 a 10 ppm; ello se debe a que pasamos de una situación en la que no hay absorción a otra en la que aparece un pico invertido notable con tan sólo añadir una cantidad relativamente menor de $\rm CO_2$ (10 ppm). Posteriormente, al aumentar la concentración a 100 y 1,000 ppm, el cambio en el balance energético por cada molécula de $\rm CO_2$ o cada ppm de dicho gas, se vuelve más débil y menos notable.

El balance de energía sin embargo, nunca se vuelve totalmente insensible a adiciones subsecuentes de CO₂. Una mayor concentración del gas hará que aumente la temperatura, algo que observamos aún en el caso de Venus donde existen 70 atmósferas de CO₂. Ello se debe en parte, a que a medida que la concentración aumenta, el pico invertido de absorción se sigue ensanchando aún cuando no pueda hacerse más pronunciado; el centro de la banda de absorción está saturado pero no los bordes de la misma.

Aún cuando el centro de la banda de frecuencias del CO2 está saturado, la adición de CO2 continuará afectando la salida de la energía infrarroja terrestre

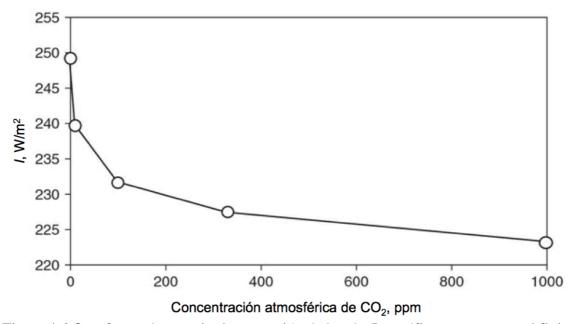


Figura 4.6 Otra forma de apreciar la saturación de banda. La gráfica que muestra el flujo total de energía que transporta la radiación infrarroja y que es proporcional al área bajo las curvas espectrales en la figura 4.5; el flujo se vuelve menos sensible a cambios en la concentración cuando ésta es alta.

Dado que las bandas de absorción quedan determinadas por las frecuencias vibratorias de la molécula, uno esperaría que las orillas de las bandas fuesen muy nítidas, como si el CO₂ absorbiese por completo la radiación en 600 c/cm y no causase efecto alguno en la radiación a 599 c/cm. Existen sin embargo, varias razones para la imprecisión. Una es el corrimiento Doppler: como el ulular de una sirena de ambulancia que cambia de tono a medida que la ambulancia se acerca o se aleja, la frecuencia de la radiación que cada molécula detecta depende de la velocidad de dicha molécula, ya sea acercándose o alejándose de la fuente de radiación infrarroja. Si la molécula se está alejando de la fuente, absorberá radiación con una longitud de onda ligeramente más larga.

Las bandas de absorción también se difuminan por la interacción entre las moléculas del gas, un fenómeno que se conoce con el nombre de ensanchamiento por presión. Los líquidos y los sólidos son en su mayoría, muy buenos cuerpos negros debido a que sus moléculas están tan cercanas entre sí que comparten energía. Aún cuando la frecuencia de la radiación sea diferente de la frecuencia de vibración, si la molécula está rodeada por otras moléculas, será posible que se acepten los 'desbordes' y se absorba la radiación. Las moléculas de un gas por lo contrario, están generalmente muy lejos entre sí como para interaccionar de esta

forma, pero lo hacen hasta cierto punto, especialmente si la presión del gas es alta. El CO₂ en Venus, por ejemplo, está a presiones tan altas que sus bandas de absorción se encuentran extremadamente ensanchadas.

Aún cuando el efecto de saturación fuese completo, de manera que los picos invertidos no se ensanchasen al aumentar la concentración del gas, el añadir gas todavía aumentaría la temperatura de la Tierra por la misma razón que el añadir capas en el modelo de capas aumenta la temperatura del suelo. Las capas en el modelo están por definición, completamente saturadas en el sentido de que absorben toda la radiación infrarroja incidente y re-radian en todas las frecuencias. El añadir un segundo panel de vidrio en el modelo de capas, aumenta la temperatura del suelo (respuesta a uno de los ejercicios del Cap. 3). En el caso de Venus, donde la absorción de radiación infrarroja por las 70 atmósferas de CO₂ está completamente saturada, el añadir mas CO₂ ocasionaría un aumento adicional en su temperatura.

Los gases más diluidos tienen un poder impresionante para cambiar el clima En pocas palabras, mientras más abundante sea un gas, menos poderosa será cada una de sus moléculas para aumentar la temperatura. La saturación de las bandas en el caso del CO2 hacen que por cada molécula, éste se vuelva menos potente como causante del efecto invernadero que lo que sería si para empezar, no lo existiese en la atmósfera. Volviendo a la comparación con el CH4 en cuanto a su potencia como causantes del efecto invernadero, el metano tiene la desventaja de que su banda de absorción cae en la orilla del espectro de radiación terrestre mientras que el CO₂ la tiene justo en el centro del espectro. Si ahora consideramos el efecto de saturación sobre dichas bandas, la ventaja pasa al metano que tiene una concentración mucho más baja. En la figura 4.3 podemos ver que el pico invertido del metano tiene una forma dentada, indicando que su banda de absorción no está saturada; por esta razón, a pesar de que su banda de absorción esté localizada fuera del máximo del espectro de emisión terrestre, cada molécula de metano que se añade a la atmósfera es cerca de 40 veces más potente que una molécula de CO2.

Para el CO_2 la intensidad de la energía saliente, I_s en W/m², crece proporcionalmente al logaritmo de su concentración más que a la concentración misma (en cuyo caso el crecimiento sería lineal). La dependencia logarítmica significa que se obtiene el mismo cambio en I_s con cada duplicación de su concentración; el efecto al pasar de 10 a 20 ppm es casi el mismo que al pasar de 100 a 200 ppm o de 1,000 a 2,000 ppm.

La temperatura de la Tierra aumenta en proporción al número de duplicaciones de ${\it CO}_2$

La sensibilidades de los modelos climáticos son frecuentemente comparadas como el cambio en el promedio de la temperatura en equilibrio causado por la duplicación del CO_2 , un diagnóstico al que se llama sensibilidad climática y que se denota por ΔT_{2x} . A los modelos les toma varios siglos el responder completamente a un cambio en CO_2 y alcanzar el equilibrio; la mayoría de los modelos tienen un valor de ΔT_{2x} entre 2 y 5 °C y los cambios que han ocurrido en el pasado en el mundo real indican que la sensibilidad real del clima terrestre está probablemente en este rango (Cap. 11).

Si aumentásemos la concentración de CO₂ en el planeta durante algunos milenios, podría haber cambios en las enormes capas de hielo en Groenlandia y la Antártida que a su vez podrían conducir a temperaturas aún mayores; de manera que la

sensibilidad climática del sistema terrestre es probablemente mayor que los valores de los modelos pues éstos no incluyen efectos de tanta duración. Las emisiones de CO₂ por la quema de combustibles fósiles elevará las concentraciones en la atmósfera por cientos de miles de años (Caps. 7 y 12) dándole tiempo más que suficiente a la sensibilidad climática de la Tierra para expresarse.

La sensibilidad climática de la duplicación del CO₂ es la primera de los puntos de referencia que los científicos comparan entre los modelos

Se puede utilizar el valor de ΔT_{2x} para calcular el cambio en la temperatura después de algunos siglos como respuesta al aumento del CO₂, mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta T = \Delta T_{2x} \left[ln(pCO_{2,n}) - ln(pCO_{2,o}) \right] / ln(2)$$
 (4.1)

donde los subíndices n y o denotan el nuevo valor de la presión parcial del CO_2 y el del valor original, respectivamente⁵.

Algunos cambios en la temperatura en equilibrio debidos a cambios en CO₂ se muestran en la figura 4.7.

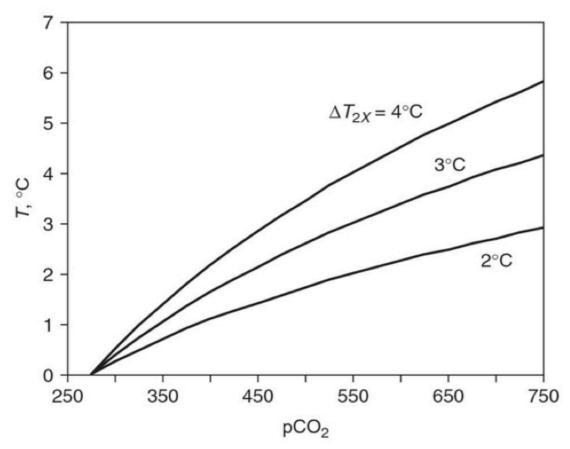


Figura 4.7 La temperatura promedio de la Tierra como función de la concentración atmosférica de CO_2 y el parámetro de sensibilidad climática ΔT_{2x} .

El efecto invernadero de los gases

La idea básica del efecto invernadero es la misma que la utilizada en el modelo de capas (Cap. 3). La figura 4.8 muestra el espectro de radiación infrarroja saliente de

⁵ 'ln' denota la función logaritmo natural; ésta es la operación inversa de la función exponencial $f(x)=e^x$ donde e ≈ 2.718. Si $e^x=y$, entonces x=ln(y).

una Tierra sin CO₂ en la atmósfera. Supongamos que este flujo saliente de energía está balanceado por la energía solar incidente.

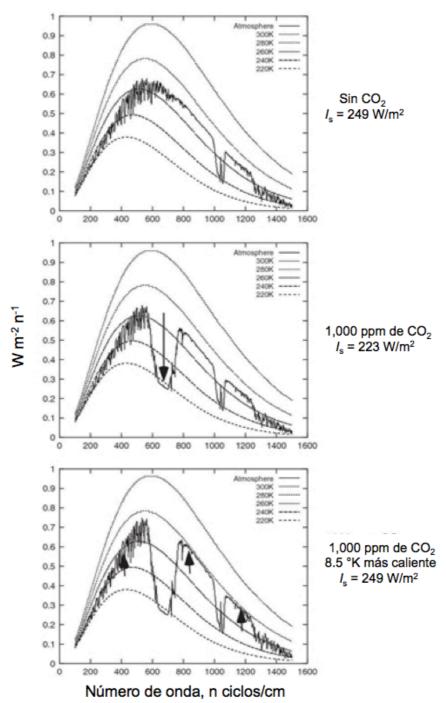


Figura 4.8 Una demostración del efecto invernadero del CO₂. La gráfica superior muestra el espectro en ausencia de CO₂ y suponiendo que el balance energético de la Tierra se logra a una temperatura superficial de 270 °K La gráfica intermedia muestra el espectro al que se le han añadido 1,000 ppm de CO₂ disminuyendo el flujo saliente de energía. La superficie terrestre y la atmósfera sobre ella responden aumentando la temperatura en 8.5 °K, gráfica inferior, donde el flujo total de energía saliente se ha restaurado al valor original. Observamos que el trozo del espectro original que el CO₂ le había quitado (gráfica central) ha sido compensado en la gráfica inferior con el desplazamiento de la curva hacia arriba para compensar y restaurar el valor inicial del área bajo la curva.

Añadamos ahora 1,000 ppm de CO_2 a la atmósfera (gráfica central en la figura 4.8), un cambio enorme de manera que el efecto sobre el espectro se note fácilmente. Recordemos que los flujos de energía en estas gráficas son proporcionales a el área bajo las curvas. La banda de absorción del CO_2 es como si quitáramos un trozo de la curva (indicado con una flecha hacia abajo), disminuyendo el área bajo dicha curva y por lo tanto, disminuyendo el flujo saliente de energía. El modelo reporta que I_s decrece de 249 W/m² que se tienen sin CO_2 atmosférico a 223 W/m² con 1,000 ppm.

El efecto invernadero impulsa a la temperatura superficial para compensar y reestablecer el balance energético. Utilizando un modelo (ver ejercicios) que permite cambiar el valor de esta temperatura, encontramos después de algunos ensayos, que un aumento en la temperatura terrestre de $8.5\,^\circ$ K regresa al flujo $I_{\rm s}$ al valor que tenía antes de añadir el CO2. En la gráfica inferior de la figura $4.8\,$ se muestra el efecto del ascenso en la temperatura que desplaza hacia arriba al espectro en donde se indica con las flechas hacia arriba. Especialmente en la ventana atmosférica, la intensidad del flujo de energía infrarroja aumenta a medida que la Tierra se calienta. Visualmente, si el espectro fuese una pila de helado y uno quisiese hacer un volcán, uno podría quitar un poco de helado de la cima, hacer un hoyo en donde se encuentra la banda de absorción del CO2 y amontonar lo que se quito a los lados de la ventana atmosférica y en otras partes del espectro con la intención de que el tamaño final de la pila de helado sea el mismo que tenía inicialmente. La adición de CO2 causó que el planeta se calentase, intensificando el flujo de energía infrarroja, especialmente en la ventana atmosférica, y se recuperase el balance energético.

Puntos de análisis

Los gases absorben o emiten radiación infrarroja si vibran a la frecuencia de dicha radiación y si dicha vibración tiene un momento dipolar que afecte el campo eléctrico.

El O_2 y el N_2 no son gases de efecto invernadero; todas las moléculas de 3 o más átomos, incluyendo el CO_2 , el vapor y el metano, si lo son.

Un gas de efecto invernadero tiene un impacto mayor en el balance radiativo de la Tierra si interactúa con la radiación en la parte media del espectro de radiación terrestre

Saturación de banda: Un gas de efecto invernadero con una concentración relativamente alta, como el CO₂, será menos efectivo molécula por molécula, que un gas diluido, como el metano.

Preguntas

¿Por qué la gran mayoría de los gases en la atmósfera terrestre no contribuyen al efecto invernadero?

El efecto de saturación de banda ¿evita el calentamiento global del CO₂? Si no, ¿qué efecto tiene?

Compara y contrasta el CO₂ con el CH₄ en términos de efecto invernadero. ¿Qué factor hace que el efecto del CO₂ sea más fuerte y qué factor tiende a hacer más fuerte al metano?

Ejercicios

1. Metano

El metano tiene actualmente una concentración de $1.7\,$ ppm en la atmósfera y se está duplicando con una tasa más rápida que la del CO_2 .

a) Con las concentraciones actuales, la adición de 10 ppm de metano en la atmósfera $\dot{\epsilon}$ tendría un impacto mayor o menor en el flujo saliente de radiación infrarroja que la adicción de 10 ppm de $\rm CO_2$?

- b) ¿en qué parte del espectro absorbe el metano? ¿Qué concentración se necesita para empezar a saturar la absorción en esta banda? Explica que se observa para juzgar cuando se satura un gas.
- c) La duplicación del metano ¿tendría un efecto tan grande en el balance térmico como la duplicación del CO₂?
- d) ¿Cuál es el equivalente en CO₂ de duplicar el metano en la atmósfera? Es decir ¿Cuántas ppm de CO₂ conducirían al mismo cambio en el flujo emitido de radiación infrarroja como el causado por la duplicación del metano? ¿Cuál es el cociente del cambio de CO₂ dividido por el cambio en el metano, ambos en ppm?

2. Bióxido de carbono

- a) El efecto directo de aumentar el CO₂ sobre la liberación de energía en la atmósfera superior ¿es mayor en altas latitudes o en el trópico?
- b) Fijemos la p CO_2 al absurdamente grande valor de 10,000 ppm con lo que se verá un pico en la banda de absorción del CO_2 . ¿A qué temperatura está llegando esta radiación? ¿De qué parte de la atmósfera crees que viene esta radiación? Incluye ahora nubes y corre de nuevo el modelo; explica lo que ves. ¿Por qué está más caliente durante la noche cuando hay nubes?

3. Vapor de agua

Nuestra teoría del clima supone que un aumento en la temperatura a nivel del suelo, conducirá a un aumento en el flujo saliente de radiación infrarroja en la atmósfera superior.

- a) ¿Qué tanta radiación infrarroja extra obtendrías al elevar la temperatura del suelo por 5 °C? ¿Qué efecto tiene la temperatura del suelo sobre la forma del espectro de la radiación infrarroja saliente y a qué se debe?
- b) Cuando el aire está caliente es mayor la cantidad de agua que se puede evaporar que cuando el aire está frío. Si se ajusta el modelo para que el vapor se mantenga a humedad relativa constante en lugar de a presión constante (usual), calcula de nuevo el cambio en el flujo saliente de la radiación infrarroja que acompaña al aumento de 5 °C en la temperatura del suelo. ¿Es mayor o menor? El vapor de agua ¿vuelve a la Tierra más o menos sensible a los cambios en CO₂?
- c) Otro aspecto del mismo efecto. Empieza con un caso base y registra el flujo total de radiación infrarroja saliente. Aumenta ahora la p CO_2 a 550 ppm. Por la forma en que el modelo está hecho, la temperatura permanece igual y por lo tanto, el flujo baja. Usando la opción de presión constante para el vapor, aumenta la compensación en la temperatura hasta que el flujo suba al valor original. ¿Cuál es el cambio requerido en T? Repite el cálculo con la opción de humedad relativa constante ¿El aumento en CO_2 causa un cambio en la temperatura mayor o menor?

Referencias

- 1. S. Weart. *The Discovery of Global Warming*. Cambridge MA: Harvard University Press 2003.
- 2. *IPCC Scientific Assessment 2001*. Cap. 6: Radiative Forcing of Climate Change. Cambridge University Press o http://www.grida.no/climate/ipcc.tar

¿QUÉ SOSTIENE A LA ATMÓSFERA?

Como funciona el efecto invernadero dentro de la estructura de la atmósfera terrestre

El efecto invernadero es impulsado por la disminución de la temperatura atmosférica con la altitud

Para que el efecto invernadero funcione, la temperatura de las capas superiores de la atmósfera debe ser menor a la de la superficie. Esto sucede tanto en el modelo de capas como en el mundo real, de manera que el efecto funciona en ambas instancias. Sin embargo, la estructura de la temperatura en la atmósfera real, se ve controlada por procesos que no forman parte del modelo de capas; existe un proceso en particular, llamado convección húmeda que substituye a los flujos de energía radiante en el modelo de capas. Este proceso está controlado por la interacción de varias partes, las cuales podrían parecer no relacionadas entre sí hasta que las integremos al final del capítulo.

En el modelo de capas, el panel de vidrio está a una temperatura inferior a la del suelo, absorbe el intenso flujo de energía infrarroja que de él proviene y re-emite radiación infrarroja en forma más débil al espacio. Esta perturbación al flujo de energía ocasiona un aumento en la temperatura por efecto invernadero.

Imaginemos ahora que instalamos un sistema que funciona como intercambiador de calor entre el panel de vidrio y el suelo y que transporta suficiente calor como para igualar las temperaturas del vidrio y el suelo cuando alcanza su máximo funcionamiento (figura 5.1). En esta situación, tanto el suelo como el vidrio tienen una misma temperatura cuyo valor es el de la cáscara (Cap. 3). La temperatura del suelo no es mayor a la que hubiese tenido si no hubiese habido vidrio alguno; el efecto invernadero ha desaparecido. La intensidad de la radiación infrarroja que emite el vidrio es la misma que la que absorbe desde el suelo debido a que las temperaturas de ambos, suelo y vidrio, son iguales. El vidrio no cambia la cantidad de energía que sale y por lo tanto, no hace que aumente la temperatura del suelo (algo que pudiese haber sido descubierto en el ejercicio del capítulo 3 sobre invierno nuclear).

Sin contraste térmico, el efecto invernadero desaparece

Disminuyamos ahora un poco el funcionamiento del intercambiador de calor permitiendo que exista una diferencia entre la temperatura del vidrio y la del suelo. Una vez que ha transcurrido un lapso suficientemente largo como para que los flujos de energía y las temperaturas alcancen un estado estacionario, la temperatura del vidrio regresará al valor que tenía antes debido a que recupera su papel como la capa más externa, la cáscara (Cap. 3). El flujo de energía desde la cáscara debe balancear a la radiación solar incidente, fijando su temperatura a la temperatura de la cáscara. Si la temperatura del vidrio es la misma que antes, entonces la temperatura del suelo tiene que ser mayor a la que tenía antes; es decir, se puede controlar la fuerza del efecto invernadero al aumentar o disminuir la diferencia de temperaturas entre la cáscara y el suelo.

Los científicos atmosféricos llaman tasa de decaimiento al cambio en la temperatura del aire con la altitud; en la troposfera (parte inferior de la atmósfera en donde opera el efecto invernadero), la temperatura disminuye 6 °C por cada

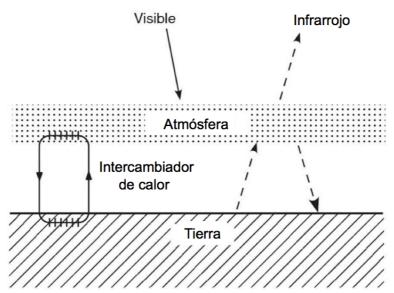


Figura 5.1 El modelo de capas del capítulo 3 con la adición de un intercambiador de calor capaz de igualar parcial o completamente las temperaturas de las dos capas.

kilómetro que la altitud aumente (figura 5,2). La troposfera contiene el 90% del aire y todo el clima terrestre. La temperatura alcanza su nivel mínimo en la tropopausa, una frontera de aire con una altura promedio de 10 km y cerca de la cual se realizan los vuelos comerciales. En la estratósfera (encima de la tropopausa), la temperatura aumenta con la altitud debido a que el ozono absorbe la radiación solar ultravioleta (Cap. 10); a mayores altitudes se encuentran la mesosfera y la exosfera, las cuales no afectan al clima en forma considerable.

La idea de una cáscara en la atmósfera es ahora más difusa que en el modelo de capas, pero aún es útil

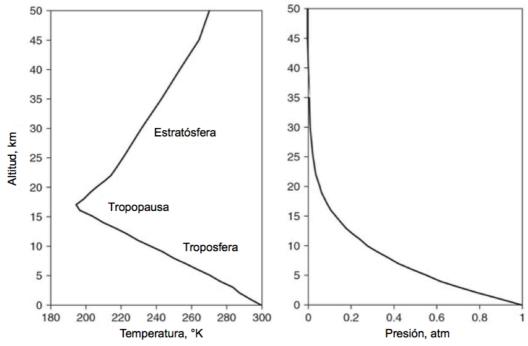


Figura 5.2 Temperaturas y presiones típicas en la atmósfera en los trópicos como función de la altitud.

En lugar de dos capas, en una columna de aire se tiene aire a un cierto rango de temperaturas (figura 5.3). La radiación infrarroja proviene de la superficie, una parte de ella puede seguir sin obstáculos hacia el espacio y el resto se absorbe y reemite por los gases de efecto invernadero o por las nubes (Cap. 4). No existe un solo lugar de donde toda la radiación infrarroja escape hacia el espacio (como la cáscara en el modelo de capas); es útil sin embargo, definir la altitud de la cáscara para una columna de aire como una cierta altitud promedio a partir de la cuál la radiación infrarroja escapa hacia el espacio.

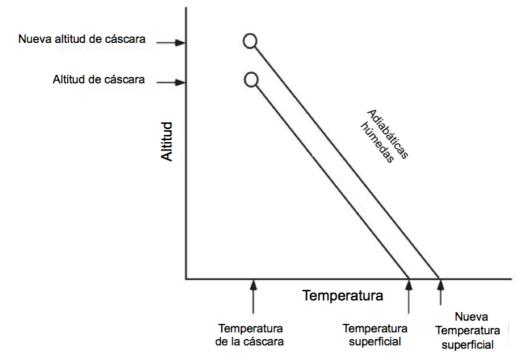


Figura 5.3 Una demostración del efecto de la tasa de decaimiento sobre la intensidad del efecto invernadero. Si se aumenta la concentración del gas de efecto invernadero en la atmósfera, la expulsión de radiación infrarroja hacia el espacio se realizará a una altitud mayor (altitud de la cáscara), pero la temperatura de la cáscara a la altitud de la cáscara tendrá eventualmente que tomar el valor de la cáscara original a la altitud original; el aumento en la altitud de la cáscara aumenta la temperatura superficial. Si la temperatura de la atmósfera fuese la misma a cualquier altitud, entonces el aumentar la altitud de la cáscara no tendría impacto alguno sobre la temperatura superficial.

Al resolver el modelo de capas para encontrar las temperaturas de la superficie y de todas las capas atmosféricas, encontramos conveniente empezar desde la capa exterior (cáscara) y descender hacia la superficie. Tomemos el mismo camino para la columna de aire. Si la altitud de la cáscara fuese 5 km y la tasa de decaimiento fuese de 6 °C/km (debido a algún proceso físico en la atmósfera), entonces la temperatura de la superficie sería

$$T_{\rm s} = T_{\rm c} + (6 \, {\rm ^{\circ}C/km}) \, (5 \, {\rm km})$$

En la gráfica del perfil de la temperatura (figura 5.3), la línea parece bajar desde la altitud y temperatura de la cáscara con la pendiente dada por la tasa de decaimiento, hasta llegar al suelo.

Si se aumenta la cantidad del gas de invernadero en la atmósfera, una mayor cantidad de radiación infrarroja vendrá del aire a menor temperatura y mayor altitud ocasionando que el promedio sobre todas las frecuencias infrarrojas aumente ligeramente y que por lo tanto, la altitud de la cáscara suba un poco. Inmediatamente después de que se añada el gas invernadero y antes de que el planeta tenga tiempo para calentarse, la temperatura de la nueva altitud de la cáscara tendrá un valor menor que el que tenía en la altitud previa debido a que la nueva altitud es mayor que la previa. Pero, al igual que en el modelo de capas, después de un cierto lapso la temperatura a la altitud de la cáscara deberá calentarse lo suficiente como para balancear el flujo incidente de energía solar. Con ello, el planeta se calienta y toda la columna de aire hace lo mismo; eventualmente, deja de calentarse cuando el valor de la temperatura en la nueva altitud de la cáscara es el mismo que tenía a la altitud de la cáscara original.

Mayor cantidad de $CO_2 \rightarrow M$ ayor altitud de la cáscara \rightarrow Suelo más caliente Empezando desde este nuevo punto de anclaje, podemos determinar la temperatura del suelo dibujando una línea desde la altitud de la cáscara hasta el suelo con la pendiente dada por la tasa de decaimiento. El cambio en la temperatura de la superficie, ΔT_s , que se obtendría al aumentar la altitud de la cáscara, Δz_c , puede calcularse mediante

$$\Delta T_s = \Delta z_c (6 \, ^{\circ}\text{C/km})$$

donde se sobreentiende que el incremento en altitud debe estar en kilómetros y el resultado para el incremento en temperatura estará en grados centígrados.

Imaginemos ahora que pasaría si la tasa de decaimiento fuese distinta de 6 °C/km. Un cambio en la altitud de la cáscara tendría un efecto distinto sobre la temperatura del suelo. Por ejemplo, si la física de la atmósfera, en alguna forma indicase que la temperatura fuese uniforme con la altitud, tal y como hicimos al aumentar el funcionamiento del intercambiador de calor en el modelo de capas en los párrafos previos, entonces la altitud de la cáscara no ocasionaría diferencia alguna:

$$\Delta T_s = \Delta z_c (0 \, ^{\circ}\text{C/km}) = 0 \, ^{\circ}\text{C}$$

La temperatura de la superficie sería siempre la misma que la de la cáscara. Al igual que en el modelo de capas podemos aumentar o disminuir la fuerza del efecto invernadero al cambiar la tasa de decaimiento en la atmósfera.

La presión atmosférica como función de la altitud

La presión en la atmósfera depende principalmente del peso del aire sobre nuestras cabezas. Al subir una montaña, la presión disminuye pues la cantidad de aire encima va disminuyendo; el aire que dejamos por debajo no contribuye a la presión que sentimos.

Por cada 10 metros que se descienda en el océano, la presión aumenta por una atmósfera (atm), aproximada e independientemente de la profundidad a la que se inicia el descenso, es decir, al bajar de 30 a 40 metros, la presión aumentará por la misma cantidad que lo hará al bajar de 0 a 10 metros: una atmósfera. La presión se puede calcular mediante:

$$P = 1 atm - (1atm/10m) z[m]$$

donde la variable z indica la posición vertical que adquiere valores positivos hacia arriba y negativos hacia abajo, ambos a partir de la superficie terrestre.

La densidad del agua no cambia apreciablemente con la presión, de manera que el peso del agua encima (la presión) depende linealmente de la profundidad

Debido a que la presión sólo es un número constante multiplicado por la profundidad, una gráfica de la presión *versus* la profundidad será una línea recta (figura 5.4) y se dice que la presión varía linealmente con la profundidad.

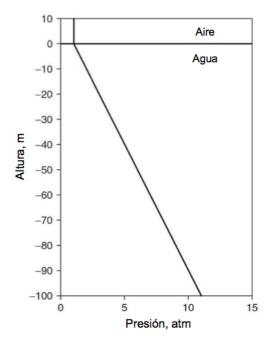


Figura 5.4 La presión aumenta linealmente con la profundidad en el agua debido a que el agua es incompresible

La presión en la atmósfera no varía linealmente con la altitud: subir un metro al nivel del mar cambia el valor de la presión mucho más que en la tropopausa. La ecuación para describir a la presión en función de la altitud en la atmósfera se basa en la función exponencial que es un número llamado e elevado a otro número entero llamado potencia; el valor de e es aproximadamente 2.71828.

La densidad de un gas aumenta con la presión, de manera que el peso del aire encima (la presión) sigue una función exponencial como función de la altura

La función exponencial se presenta frecuentemente en la ciencia; el crecimiento de ciertas poblaciones o el decaimiento radioactivo son dos ejemplos (figura 5.5). En cada caso, la tasa de cambio de la variable es proporcional al valor de la misma variable. El crecimiento poblacional es impulsado por el número de nacimientos, el cuál depende del número de padres potenciales que puedan engendrar:

Población (t) = Población (0)
$$e^{kt}$$

El exponente en esta expresión es la tasa de crecimiento poblacional en unidades de fracción por unidad de tiempo; una tasa típica de crecimiento poblacional sería algo así como 3% por año. Este es un ejemplo de una función exponencial positiva que esencialmente representa una explosión, ya sea lenta o rápida dependiendo del valor de k.

El material radioactivo decae con una tasa bien determinada; cada decaimiento libera alguna forma de radiación que puede contabilizarse con un contador *Geiger*. La radioactividad disminuye con el tiempo a medida que la substancia va decayendo. En este caso, la función exponencial es negativa, decreciendo en lugar de aumentando:

$$Conteos(t) = Conteos(0) e^{-kt}$$

La función exponencial aparece cuando una variable crece o decrece en forma proporcional a su valor actual

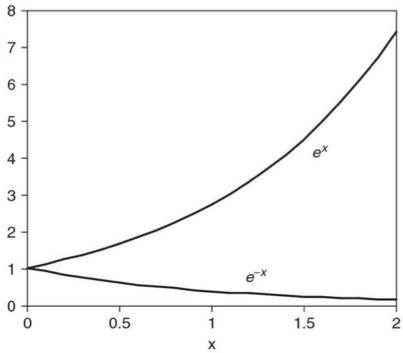


Figura 5.5 Las funciones exponenciales e^x y e^{-x} . Para e^x la tasa de crecimiento de la función es proporcional a su valor; los ejemplos de este tipo de comportamiento incluyen a los intereses de una cuenta bancaria o el crecimiento poblacional. Para e^{-x} el valor de la función decae en forma proporcional a su valor, como el decaimiento radioactivo o la presión como función de la altitud en la atmósfera.

Una función exponencial negativa se acerca a cero asintóticamente, lo que indica que cada vez se acerca más pero sin llegar a dicho valor. En la ecuación para decaimiento radioactivo, el factor de escala k puede convertirse en la escala temporal para el plegado exponencial:

Escala temporal para el plegado-e = 1/k

Esta cantidad es similar a la vida media, pero en lugar de indicar el lapso de tiempo necesario para que la radioactividad decaiga a la mitad de la cantidad original, la escala temporal para el plegado-*e* indica el lapso para que quede el 37%, 1/*e*, del original. Debemos esperar un 44% más para que el material decaiga en la fracción 1/*e*, que lo que tarda en que el número original de átomos decaiga a la mitad. La presión atmosférica disminuye como función de la altitud de acuerdo a una ecuación del tipo del decaimiento:

$$P(z) = atm e^{-z/8}$$

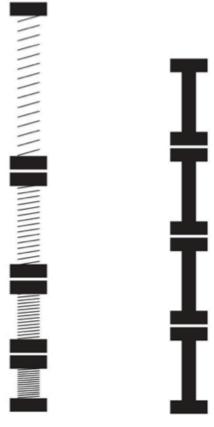
donde la altitud z está en unidades de kilómetros (figura 5.2). El valor de z al nivel del mar es cero pues desde dicho nivel medimos la altitud; para z=0, la ecuación nos da un valor de una atmósfera (e^0 = 1), es decir, recuperamos el valor conocido para la presión atmosférica de una atmósfera al nivel del mar. A una altitud de 8 km, la presión es menor que a nivel del mar por el factor e^{-1} o 1/e, casi un 37%. A dicha altitud la llamamos altura de plegado-e.

La mayoría de la masa de la atmósfera está contenida en la altura de plegado-*e*. De hecho, si toda la atmósfera se encontrase a una atmósfera de presión, en lugar de a una presión difuminada mediante una función exponencial decreciente, toda la

atmósfera cabría exactamente dentro de una capa cuya altura estaría dada por la altura de plegado-e. Por esta razón podemos decir que la atmósfera tiene un grueso de 8 km; aún cuando de acuerdo a la función exponencial, no importa que tan lejos hagamos la medición, el valor de la presión nunca llegará a cero.

Por la aparición de la función exponencial en la ecuación para la presión podemos darnos cuenta que de alguna manera, la tasa de cambio de la presión con la altitud depende de su valor. El hecho de que el cambio de presión dependa de la presión se debe a que el gas se comprime a presiones altas y por ello el subir 1 m en un gas a presión elevada, nos evitará el peso de muchas más moléculas de gas que subir 1 m en un gas a baja presión.

Imaginemos una pared de ladrillos compresibles (figura 5.6). Una fila de ladrillos es más delgada en la base porque los ladrillos están comprimidos por el peso de los ladrillos en las demás filas. Un trepador recorrería más filas de ladrillos en cada paso cerca de la base que los que recorrería cerca de la parte superior. Sin embargo, si los ladrillos fuesen como son, es decir, incompresibles, todas las filas tendrán el mismo grueso y la masa de la pared encima es una función lineal de la altura.



Ladrillos compresibles Ladrillos incompresibles

Figura 5.6 Una pared de ladrillos compresibles para demostrar el porque la presión cambia rápidamente a bajas altitudes (base de la atmósfera) y lentamente a grandes alturas (tope de la atmósfera): los gases son compresibles (pared izquierda). En el caso del agua, que es incompresible, la presión aumenta linealmente con la profundidad.

La idea central es notar que el gas se expande cuando se despresuriza y debido a ello, la presión atmosférica decrece en forma no lineal con la altitud, siguiendo una función exponencial negativa.

Expansión, compresión y calor

Aquí empieza la segunda parte, aparentemente no relacionada, de la convección. Si comprimimos un gas, su temperatura sube, aún cuando no permitamos que algún tipo de calor entre o salga, como por ejemplo, un gas en un recipiente aislado que comprimimos o expandimos con un pistón. A esta restricción, un sistema cerrado sin flujo de calor, se le llama proceso adiabático. Si a un gas se le comprime adiabáticamente, se calienta. Si dejamos escapar el aire de la llanta de una bicicleta, presionando la válvula con un dedo, notaremos que dicho dedo se enfría. Ello se debe a que el gas se expande —al fluir desde la llanta a gran presión hacia la atmósfera a baja presión—y al hacerlo, se enfría.

Si comprimes el aire ¿No se calienta?

Cuando comprimimos un gas, su temperatura aumenta. Se necesita hacer algún trabajo para comprimir el gas; cuando comprimimos el gas con un pistón —como al inflar una llanta— nuestros músculos están empujando a las moléculas de aire que se encuentran rebotando contra la cabeza del pistón. Esa energía se transforma en calor, es decir, en la energía de movimiento de las moléculas del gas. La situación inversa, el enfriamiento al expandirse, es un poco menos intuitiva, pero al retraer el pistón y permitir que el gas se expanda, el pistón está tomando energía del gas, energía que podríamos convertir en algún tipo de trabajo como mover un eje transmisor de movimiento. La energía que permita hacer dicho trabajo proviene de la energía térmica de las moléculas del gas, de manera que el gas se enfría al expandirse.

La figura 5.7 muestra el cambio en la temperatura que una porción de aire superficial seco experimentaría al ser llevada a cierta altura; se trata de la línea con la leyenda adiabática seca.

Vapor y calor latente

Tercera componente aparentemente no relacionada. Las moléculas del agua pueden encontrarse en cualquiera de tres fases: gas, líquido o sólido. La transformación de líquido o sólido a gas requiere una cantidad considerable de energía. Como si se tratase de una reacción química, podemos escribir:

vapor ⇔ líquido + calor

Si alguna vez nos hemos quemado con el vapor que sale de una tetera, la reacción describe las consecuencias experimentadas. La temperatura del vapor en la tetera es probablemente la del agua hirviendo, 100 °C o 212 °F. Al estar cocinando pan, existirá en el horno una temperatura cercana a este valor; podemos meter la mano para retirar el pan y sentir la temperatura sin quemarnos. El vapor sin embargo, quema no porque la temperatura sea alta—lo que llamamos calor sensible debido a que es lo que un termómetro percibiría— sino porque deposita su calor sobre la piel al condensarse sobre ella. Al calor que transporta el vapor lo llamamos calor latente. Al evaporar agua, le estamos transfiriendo calor latente a una porción de aire, calor que recuperamos cuando el vapor se condensa. Un termómetro no mide

el contenido de calor latente en una porción de aire a menos que dicho calor se libere mediante condensación.

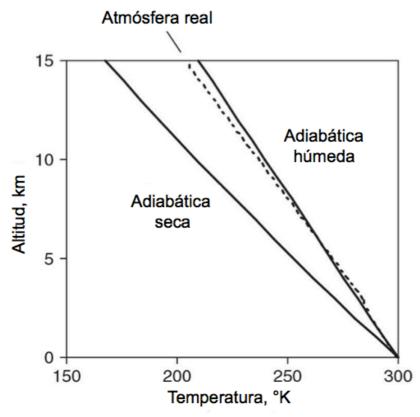


Figura 5.7 A la disminución de la temperatura de la atmósfera con la altitud se le llama tasa de decaimiento. Si el aire de la atmósfera no contenía vapor, la tasa seguirá la línea indicada como adiabática seca; en la realidad, la tasa se encuentra mucho más cerca de la línea que se indica como adiabática húmeda, especialmente en los trópicos donde la convección es más importante.

Si ponemos un recipiente con agua o hielo en una caja llena con aire seco y cerrada, algunas de las moléculas se evaporarán convirtiéndose en gas. De hecho, el aire seco en la caja es casi irrelevante para el agua ya que casi el mismo número de moléculas se evaporarán en una caja al vacío (sin aire). La manera química de decir esto es que a primera aproximación, la presión parcial del vapor no depende de las cantidades de oxígeno o nitrógeno presentes, sólo depende de la temperatura dentro de la caja.

Cuando la temperatura es alta, un mayor número de moléculas tendrán la energía requerida para saltar a la fase de vapor y la presión de equilibrio del vapor será alta. En condiciones frías, la presión de equilibrio de vapor será menor (figura 5.8). Si la cantidad de vapor presente es menor al valor de equilibrio, se le llama condición insaturada y de encontrarse agua disponible, ésta tenderá a evaporarse (a mayor temperatura, el aire contiene mayor cantidad de vapor). Si el vapor está sobresaturado, cuando la presión del vapor es mayor a la de equilibrio, entonces éste tenderá a condensarse sobre las paredes de la caja, en gotas de lluvia o en copos de nieve. A la presión de equilibrio del vapor también se le conoce como 100% de humedad relativa (más sobre esto en el Cap. 7, retroalimentación agua vapor).

Cuando se alcanza el equilibrio entre las fases líquida y gaseosa del agua, se dice que el aire se ha saturado o que la humedad relativa es del 100%.

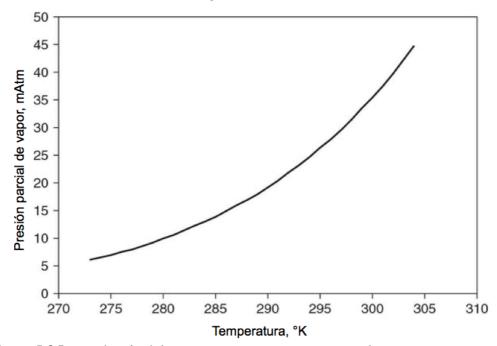


Figura 5.8 La tendencia del agua a evaporarse es mayor a altas temperaturas que a temperaturas bajas. La gráfica muestra lo que un químico llamaría la presión de equilibrio del vapor y un meteorólogo llamaría 100% de humedad relativa. El aire en la realidad puede contener una menor o ligeramente mayor cantidad de vapor que la indicada por la curva, pero si la concentración de vapor se eleva demasiado por encima de la de la curva, el agua se condensará en gotas de lluvia o en copos de nieve.

Convección

Con lo aprendido en las secciones anteriores podemos discutir el proceso. La convección ocurre cuando se calienta a un fluido desde abajo o cuando se le enfría desde arriba. Al calentarlo desde abajo, el fluido en la base se calienta más que el resto, las moléculas más calientes se mueven más energéticamente empujando más fuertemente; en consecuencia, el fluido se va expandiendo a medida que su temperatura aumenta. Al expandirse, su densidad (masa por unidad de volumen) disminuye. Como resultado, se tiene un fluido más caliente y boyante debajo del resto del fluido que está a temperatura inferior y densidad mayor. Ésta es una situación inestable que hace que la columna de fluido se invierta y el fluido caliente suba.

Consideremos una cacerola con agua en una estufa. En la figura 5.9, la línea al centro indica la temperatura como función de la altura dentro de la cacerola, lo que se llama un perfil de temperatura. Al mezclar bien todo el contenido, la temperatura será la misma para cualquier porción de agua; aunque esto suene obvio, veremos que en el caso del aire, una columna bien mezclada no garantiza la misma temperatura para todo el contenido. Una columna de agua bien mezclada y con una temperatura uniforme representa una condición de estabilidad estática; no está estratificada pero tampoco es inestable.

Encendamos la hornilla que calentará y expandirá el agua en el fondo de la cacerola. El agua boyante de abajo tenderá a subir creando una situación inestable

por convección; potencialmente, el agua podría subir hasta la superficie como la lava en una lámpara de lava, en cuyo caso, la columna estaría estratificada.

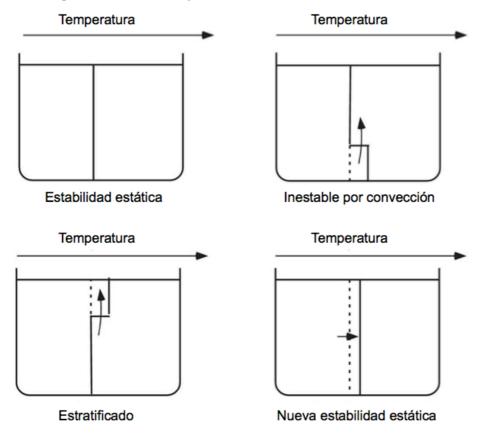


Figura 5.9 El efecto de la convección sobre la temperatura del agua en una cacerola sobre una estufa. El esquema superior izquierdo muestra agua bien mezclada y con temperatura uniforme. Al encender la hornilla, el agua en el fondo se calienta y se vuelve menos densa que el resto del agua encima (situación inestable por convección, esquema superior derecho). El agua caliente puede subir hasta la superficie sin mezclarse (esquema inferior izquierdo) o se puede mezclar con el agua por encima haciendo que la temperatura de todo el contenido aumente (esquema inferior derecho). La atmósfera tiende a mezclarse por convección como en el último caso.

Alternativamente, el agua caliente en ascenso puede mezclarse con el resto, como generalmente ocurre en gran medida en la atmósfera o en el océano. En este caso, después de la convección terminamos con un segundo perfil estáticamente estable y a una temperatura mayor que la del perfil inicial.

El perfil de la temperatura del agua en una cacerola bajo convección evoluciona a través de una serie de estados en los que el agua se ha mezclado bien (estáticamente estables).

La convección en una columna de aire es similar a la de una columna de agua pero con algunos sesgos adicionales. Si empezamos con una columna bien mezclada, ninguna porción de aire será distinta de las demás pues se trata del mismo aire; la columna será estáticamente estable gracias al mezclado (figura 5.10, esquema izquierdo).

Sin embargo, a diferencia del agua incompresible, no todo el aire se encuentra a la misma temperatura. La presión es mayor en el fondo de la columna debido al peso del aire, de manera que el aire en el fondo ha sido comprimido y en consecuencia,

calentado. Si una porción de este aire fuese elevada a la parte superior de la columna, se expandiría y enfriaría, pero debido a que el aire está bien mezclado, el aire en movimiento siempre estará a la misma temperatura que el resto del aire en la columna. La porción de aire era neutralmente boyante cerca del fondo de la columna y permanece neutralmente boyante durante todo el trayecto hacia arriba. Esta es la forma en que la estabilidad estática funciona en una columna de aire compresible.

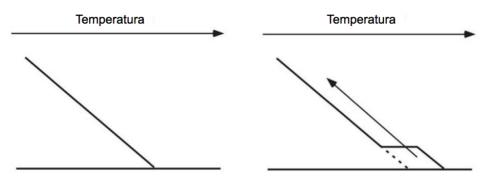


Figura 5.10 Convección en un fluido compresible como el aire. La configuración estáticamente estable en el lado izquierdo es análoga a la mostrada en el esquema superior izquierdo de la figura 5.9. La temperatura disminuye con la altitud debido a que el aire se expande y consecuentemente, se enfría. Este perfil de temperatura es el que se vería en una columna de aire bien mezclado. A la derecha se muestra el efecto de calentar la columna desde abajo, en forma análoga a la del esquema superior derecho de la figura 5.9

Una columna de gas (fluido compresible) bien mezclado (estáticamente estable) no tendrá la misma temperatura a todo lo largo; se encontrará más caliente en la base El agua salada en los océanos es ligeramente compresible, de manera que su temperatura varía un poco con la profundidad en una columna de agua bien mezclada, al igual que en el caso del aire. El efecto es mucho más pequeño, de sólo unos cuántos grados centígrados entre la superficie y el fondo del océano. La convección en la atmósfera es impulsada por la radiación solar que calienta la

La convección en la atmósfera es impulsada por la radiación solar que calienta la superficie y calienta el aire en la base de la columna; la porción más caliente empieza a subir y a medida que lo hace se expande y enfría pero durante todo el ascenso permanece más caliente y ligera que el resto del aire a su alrededor. Si no se mezcla con el aire circundante durante el ascenso, puede llegar hasta el tope de la columna.

Si la porción se mezcla con el aire circundante, como usualmente lo hace en la atmósfera, toda la columna de aire se calentará en forma uniforme, tal y como en el caso de la columna de agua. E igualmente a dicho caso, el perfil de la temperatura en la columna permanecerá estáticamente estable a medida que la temperatura aumenta. El perfil sigue la línea indicada como adiabática seca en la figura 5.7

Convección húmeda

La convección en la atmósfera real tiene otro ingrediente: el calor latente del vapor. Imaginemos una fuente de vapor en la superficie de la Tierra tal que el aire encima tenga una humedad relativa del 100%. Si dicha porción de aire sube por la columna debido a la convección, se descomprimirá y se enfriará.

A medida que la temperatura baja, la cantidad de vapor en equilibrio disminuye (figura 5.8). La disminución en el nivel de saturación impulsa un aumento en el valor de la humedad relativa (que es a lo que el valor de la saturación se refiere) que excede al 100% a medida que el aire se enfría; esta sobresaturación impulsa la condensación del vapor en gotas o en hielo. El proceso de formación de nubes no es un tema sencillo y tampoco acaba aquí (más en el Cap. 7).

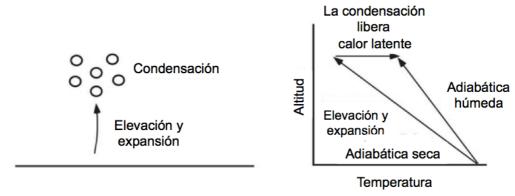


Figura 5.11 El efecto de la humedad en el perfil de temperatura de la atmósfera. Al elevarse el aire se enfría como en la figura 5.10 e impulsa la condensación del vapor en gotas y la liberación del calor latente del mismo. Por lo tanto, la adiabática húmeda se enfría menos con la altitud que la seca.

A medida que el vapor se condensa, libera el calor latente al igual que el vapor de la tetera lo hace sobre la piel con la que entra en contacto. Se necesita calor para producir vapor a partir de líquido o sólido, calor que se recupera cuando se forman de nuevo el líquido o el sólido. El calor latente calienta un poco la porción de aire y contrarresta parte del enfriamiento por descompresión (figura 5.11). El vapor cambia la temperatura del aire; de hecho, cambia sistemáticamente la tasa de decaimiento (disminución en la temperatura con la altitud). Para distinguir a los dos procesos, los científicos los llaman convección seca y convección húmeda y a las tasas de decaimiento correspondientes las llaman adiabática seca y adiabática húmeda.

El calor latente en el vapor causa la mayor parte del drama en el clima Si no hubiese convección, sólo radiación como en el modelo de capas, la tasa de decaimiento sería de 16 °C por kilómetro, aproximadamente. En la atmósfera esto no ocurre porque se vuelve inestable por la convección, al igual que el agua calentándose en una cacerola. Existen algunas estrellas que tienen flujos de radiación sin convección, como en el modelo da capas; en este caso, se dice que están en un estado de equilibrio radiativo. En la atmósfera la convección siempre se presenta y a su estado se le llama de equilibrio radiativo-convectivo.

Una atmósfera bajo convección seca tiene una tasa de decaimiento de unos 10 °C por kilómetro de altitud; cuando se añade el calor latente en la convección húmeda, la tasa de decaimiento baja a unos 6 °C por kilómetro. En el siguiente capítulo veremos que aunque la circulación de la atmósfera es mucho más complicada aún, el proceso de convección húmeda es una buena primera descripción del porque la temperatura en la atmósfera se estructura como lo hace. Este punto es muy importante porque es posible que la tasa de decaimiento de la atmósfera pudiese ser diferente en un clima cambiante; éste será uno de varios procesos de retroalimentación presentes en el sistema climatológico (Cap. 7).

Puntos de análisis

El aire en la troposfera superior está más frío que en el suelo debido al proceso de la convección húmeda, el cuál incluye lo siguiente:

- a) La convección es impulsada por la radiación solar que calienta el aire cercano al suelo
- b) El aire se eleva y se enfría al expandirse
- c) El vapor se condensa liberando calor a medida que el aire se eleva
- El aire de la convección húmeda se enfría con la altitud, pero no tanto como lo haría si estuviese seco. Si el aire no se enfriase con la altitud, no habría efecto invernadero.

Preguntas

Explica por qué una columna de gas bien mezclado está más caliente en su base.

Si la atmósfera se calentase con la altitud (en lugar de enfriarse como lo hace en la troposfera terrestre) ¿cuál sería el impacto sobre el clima de los gases de efecto invernadero?

¿Cómo puede definirse la altitud de la cáscara de la atmósfera?

¿Por qué el perfil de la variación de la presión atmosférica con la altitud sigue una función exponencial?

Una fracción de aire se eleva convectivamente en la atmósfera perdiendo su humedad como lluvia y enfriándose según el gradiente de humedad; al ser succionada por un avión, es comprimida a la presión en el suelo sin reemplazar la humedad. Este aire ¿está más caliente o más frío que el aire en el suelo? ¿Cómo es su humedad relativa?

Ejercicios

1. Tasa de decaimiento

Usa el modelo de espectro radiativo en línea*; ajusta la tasa de decaimiento y documenta su impacto sobre la temperatura de equilibrio en el suelo.

*http://understandingtheforecast.org/full_spectrum.html

2. Altitud de la cáscara

Contesta las preguntas usando el modelo de radiación infrarroja en línea

- a) Con la configuración del modelo con la pCO₂ actual y sin nubes, calcula σT^4 con la temperatura del suelo para estimar el flujo térmico que se obtendría si no hubiese atmósfera (σ =5.67 X 10⁸ W/(m^2 °K⁴). El flujo térmico del modelo en la atmósfera superior ¿es mayor o menor que el calculado en el suelo?
- b) Calcula la temperatura aparente en la atmósfera superior tomando el flujo térmico del modelo y usando σT^4 . ¿Cómo se compara esta temperatura con la del suelo y la de la tropopausa? Suponiendo una tasa de decaimiento de 6 °K/km y usando la temperatura del suelo del modelo ¿a qué altitud estaría ocurriendo?
- c) Duplica el CO₂ y repite los cálculos. ¿Qué tan alta está la cáscara ahora?
- d) Regresa el CO₂ a su valor actual y agrega nubes *cirrus*. Repite los cálculos. ¿Qué tiene el mayor efecto sobre la altitud de la cáscara, las nubes o el CO₂?

Referencias

1. J. E. Frederick. *Principles of Atmospheric Science*. Sudbury, Mass. Jones and Bartlett Publishing, 2007.

TIEMPO Y CLIMA

Como el tiempo afecta el clima⁶

Caos

Los pronósticos del tiempo han mejorado en las décadas recientes pero aún es difícil decir como estará el tiempo dentro de diez días. A pesar de ello, la ciencia del clima clama poder predecir como será el clima dentro de 100 años. Esto debe explicarse.

La razón por la que resulta intrincado el pronosticar el tiempo para dentro de algunos días es debido a que el tiempo es caótico. Para los científicos, el calificativo caótico significa una sensibilidad extrema a las condiciones iniciales de manera que una pequeña diferencia entre dos estados tiende a amplificarse y los estados divergen alejándose entre sí conforma transcurre el tiempo. A este comportamiento se le llama el efecto mariposa debido a que el soplo un aleteo de mariposa acabará eventualmente causando una tormenta gigante en algún lugar donde nada hubiese ocurrido si la mariposa no hubiese existido.

El efecto mariposa se observó por primera vez en un modelo para simular el tiempo. El investigador Edward Lorenz reinició el programa de computadora con el modelo original pero usando valores de las variables como temperatura y velocidades del viento con pequeños, aparentemente insignificantes cambios, como el redondeo en los errores. No tardó mucho en encontrar que la simulación reiniciada divergía completamente de los resultados obtenidos en la primera simulación debido a la sensibilidad caótica del modelo de Lorenz respecto de su punto inicial exacto.

El tiempo es caótico pero el clima, en general, no lo es

Los pronósticos del tiempo se hacen con modelos numéricos (en computadoras) que son muy similares a los modelos para el clima; para los pronósticos se usan datos iniciales obtenidos de mediciones meteorológicas y resultados de modelos previos. Las pequeñas imperfecciones en las condiciones iniciales y en el modelo provocan que el tiempo modelado diverja del tiempo real, de manera que después de digamos 10 días, las predicciones del modelos carecen de significado.

Una forma de enfrentar tal situación es la de correr el modelo muchas veces con variaciones diminutas en las condiciones iniciales, algo que se conoce como un *ensemble* (conjunto) de modelos; con ello se puede ver el rango de lo que es posible. No se logra solventar completamente el problema, pero si se obtiene un pronóstico mucho más confiable.

El clima se define como un promedio del comportamiento del tiempo durante un lapso; se puede hablar por ejemplo, de la climatología del mes de enero, que sería el promedio del comportamiento de muchos, 10 ó 20, eneros. Pronosticar el clima no resulta tan difícil como pronosticar el tiempo debido a que, por ejemplo, no importa si la lluvia que se predice llega el martes o el jueves. La mariposa no puede frustrar la predicción del clima con su tormenta si el modelo contempla la correcta

_

⁶ Recordar la distinción mencionada en el capítulo introductorio (pág. 2)

tendencia a gran escala de posibles tormentas. Si el modelo no sigue una trayectoria de tormenta esta vez, lo hará la próxima vez: los efectos de las mariposas desaparecen al promediar. El tiempo es caótico pero el clima no lo es. La mariposa es capaz de cambiar las peculiaridades de una tormenta particular pero no puede cambiar la tendencia general de las tormenta en el clima. Aunque las tormentas no sean exactamente las mismas en el modelo y en la realidad, las estadísticas de los eventos temporales en el modelo deben replicar las estadísticas del clima real.

Promediar

El modelo de capas representa el clima de la Tierra en un promedio enorme: los sitios calientes y fríos, los veranos y los inviernos, los días y las noches. El modelo de capas también supone que existe un balance energético total, lo cuál es una suposición razonable para el promedio a largo plazo porque no existe lugar alguno a donde la energía pudiese ir, lo que llega debe salir.

En el mundo real sin embargo, algunos lugares son más calientes que otros. Los sitios muy calientes y los muy fríos sobre la Tierra difieren en forma significativa de los sitios promedio en términos del funcionamiento de sus balances energéticos. Además, la energía radiativa real en algún sitio y en algún momento, puede encontrarse terriblemente fuera de balance. La energía solar llega a la superficie sólo durante el día y es re-radiada durante la noche. Existe también un desbalance a lo largo del ciclo estacional ya que se debe acumular cierta cantidad de calor en cada primavera para reanimar (entibiar) el ambiente: el aire, la superficie y sobre todo, el agua.

Pero ¿Es razonable usar un modelo promedio, eterno, que no cambia, para un mundo que usualmente está fuera de balance local? ¿Se puede construir el promedio de todo el sistema usando promedios de partes de dicho sistema? O, ¿Cambiará el proceso de promediar la respuesta?

Podría haber problemas, por ejemplo, al promediar los flujos de radiación infrarroja pues éstos dependen de la temperatura en forma no lineal, es decir, la gráfica de una variable contra la otra no sigue una línea recta (Figura 6.1). Algebraicamente, de la ecuación vemos que el flujo de radiación es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura (que debería ser la primera potencia si la relación fuese lineal):

 $I [Wm^{-2}] = \varepsilon [\sin \text{ unidades}] \sigma [Wm^{-2} \circ K^{-4}] T [\circ K^{4}]$

Estimemos el flujo de energía promedio de un planeta que tuviera dos caras, una a 300 °K (como la Tierra) y la otra a 100 °K (mucho más baja que en cualquier sitio terrestre). El flujo saliente de energía del lado frío sería de 6 Wm⁻² y el del lado tibio de 459 Wm⁻²; de manera que el promedio sería de 232.5 Wm⁻².

Tomar el promedio de un sistema con comportamiento lineal no introduce un sesgo como el promediar el comportamiento en un sistema no lineal

Si promediamos primero la temperatura y usamos el valor para calcular el flujo mediante $I = \varepsilon \sigma T^4$, obtenemos que T = 200 °K y un flujo correspondiente de 91 Wm⁻². La respuesta promediada está equivocada por más de un factor de dos (2.55). El efecto se puede ver gráficamente como la diferencia entre la línea recta quebrada y la curva continua en la figura 6.1.

El rango normal de la temperatura terrestre es lo suficientemente angosto como para no curvarse tanto como en la gráfica superior de la figura 6.1, donde se

muestra un rango absurdamente ancho. Un modelo promedio funcionaría mejor en los valores extremos de las temperaturas realistas; pero aún así, las variaciones en la temperatura pudieran tener un impacto importante sobre el comportamiento del sistema y no podríamos dejar de considerarlo en el pronóstico de calentamiento global.

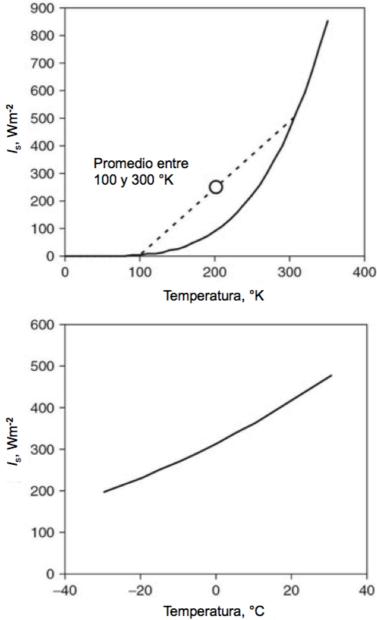


Figura 6.1 Un ejemplo de como el promedio puede sesgar el resultado de un proceso no lineal como el flujo de radiación de cuerpo negro εσΤ⁴. En el panel superior se toma el promedio sobre un enorme rango de temperatura y el flujo que se obtiene al combinar áreas a 100 y 300 °K es muy distinto de lo que tendríamos si primero promediásemos la temperatura (200 °K) y luego calculásemos el valor correspondiente. En el panel inferior vemos que en el rango de temperatura de la Tierra bajo condiciones normales, el flujo de energía radiada por un cuerpo negro es cercano a un flujo lineal, de manera que el promediar en este caso sería mucho menos problemático que en el caso superior.

Existen muchos otros comportamientos no lineales en el sistema climático, pares de variables que están relacionadas entre sí de una manera no lineal. Muchos efectos del viento, como el intercambio de calor con los océanos por ejemplo, dependen de la velocidad del viento en forma no lineal.

El balance energético fluctuante

La llegada del calor a la Tierra no es estable y sin cambios como en el modelo de capas; más bien, fluctúa de manera amplia. Por ejemplo, la energía solar nos llega sólo durante el día, mientras que la pérdida de radiación infrarroja ocurre durante las 24 horas (figura 6.2). La variación también se extiende al ciclo estacional y de un sitio a otro sobre la Tierra.

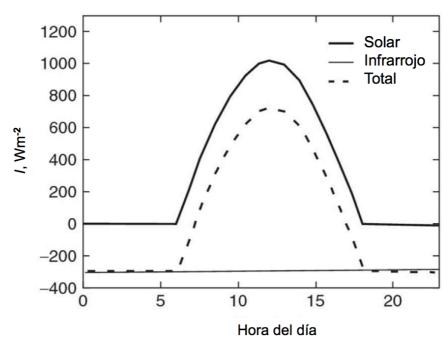


Figura 6.2 La superficie de la Tierra recibe radiación solar incidente sólo durante el día (línea continua gruesa) pero radia en infrarrojo todo el tiempo (línea continua delgada). El balance energético para este sitio particular (línea quebrada), se establece al promediar a lo largo de 24 horas.

La temperatura de la Tierra sólo tiene un balance promedio; a un instante dado o en un sitio predeterminado, usualmente está fuera de balance.

Las estaciones se deben a la inclinación del eje de rotación de la Tierra respecto del plano orbital alrededor del Sol. En el hemisferio invernal los días son más cortos y el Sol sólo llega a un ángulo menor, más oblicuo en el firmamento. Sumando durante todo un día, el hemisferio invernal recibe menos energía solar. La figura muestra la razón por la que las estaciones ocurren en forma opuesta en los hemisferios: si un hemisferio está inclinado hacia el Sol (el estival en la figura), el otro (el invernal) estará inclinado en la dirección contraria.

Recalquemos que las estaciones no se deben a las distancias relativas de algún lugar sobre la Tierra respecto del Sol: el polo norte no se encuentra mucho más alejado del Sol que el ecuador porque el tamaño de la Tierra es mucho menor que la distancia de la Tierra al Sol.

Las estaciones tampoco se deben a los cambios en la distancia de toda la Tierra respecto del Sol. Si bien la órbita terrestre es elíptica y la distancia al Sol varía a lo largo del año, resulta que la Tierra se encuentra más cerca del Sol en Enero que en Julio, lo que va en el sentido opuesto a intentar explicar la ocurrencia del invierno en el hemisferio norte. Si la distancia al Sol causase las estaciones, toda la Tierra se enfriaría o calentaría al mismo tiempo.

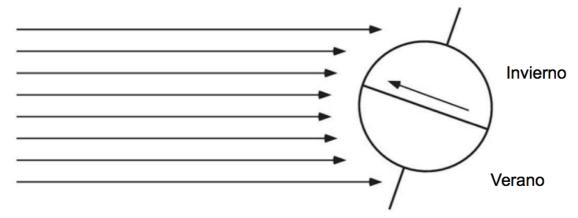


Figura 6.3 La inclinación terrestre es responsable de las estaciones; se muestra el verano en el hemisferio sur y el correspondiente invierno en el hemisferio norte.

El efecto causado tanto por la inclinación terrestre como por la excentricidad de su órbita sobre la intensidad de la radiación incidente se muestra en la figura 6.4. En el eje horizontal se indica el día del año y en el vertical la latitud. Los contornos indican el promedio durante 24 horas de la intensidad de la radiación en la parte más alta de la atmósfera. Cualquier sitio a una latitud dada, como por ejemplo Chicago, Barcelona o Vladivostok a 42 °N, recibirá el mismo flujo de radiación incidente en la parte más alta de la atmósfera; un mapa de la intensidad solar en lo alto de la atmósfera durante un día se vería como una serie de bandas horizontales. La figura 6.4 muestra las dos dimensiones sobre las que la radiación solar varía: latitud y día del año.

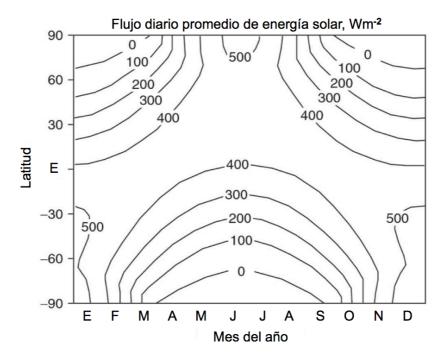


Figura 6.4 La inclinación terrestre determina que tanto calor recibe la superficie terrestre cada día del año como función de la latitud (eje vertical) y día del año (eje horizontal).

Las estaciones terrestres se deben a la inclinación del eje de rotación respecto del plano orbital, no por la distancia al Sol

El inicio del año en esta gráfica es el verano en el hemisferio sur, con valores grandes que representan el flujo de energía en el hemisferio sur y valores pequeños para el mismo flujo en el hemisferio norte. El verano en el hemisferio norte aparece en el centro de la gráfica, alrededor del día 180, con grandes flujos de energía en el norte y pequeños en el sur. El patrón de intensidad solar está determinado por dos factores: primero, la intensidad por metro cuadrado de área al medio día es mayor en el verano que en el invierno porque el ángulo de incidencia de la radiación es más cercano a la perpendicular en el verano (figura 6.3) y segundo, los días son más largos en el verano y ello hace que el promedio de energía incidente sobre las 24 horas aumente.

Es interesante notar que los flujos de energía diaria promedio más altos son los de los polos norte o sur durante el verano correspondiente. El Sol nunca se oculta a mitad del verano en el polo, sólo gira circularmente sobre el horizonte y en el invierno no sale durante meses. Los polos no se convierten en jardines tropicales durante el verano porque hasta cierto punto, las temperaturas promedian y eliminan los cambios estacionales en el forzamiento térmico.

La inercia térmica tiende a amortiguar los cambios en la temperatura del ciclo díanoche, del ciclo estacional y también cualquier tendencia de la temperatura hacia el calentamiento global. El océano en particular, tiene una capacidad tremenda para absorber y liberar calor hacia la atmósfera. En los suelos de la superficie terrestre, el ciclo estacional de la temperatura alcanza sólo un metro o dos de profundidad debido a que la difusión del calor en los sólidos es relativamente lenta. Cuando se enfría la superficie del agua, el mezclado turbulento y la convección desplazan rápidamente el agua fría a lo largo de una profundidad típica de 100 metros o más en la columna de agua. Por esta razón, el ciclo estacional es mucho más intenso a la mitad de los grandes continentes que en las áreas marítimas que se ven sometidas a los efectos estabilizadores del agua.

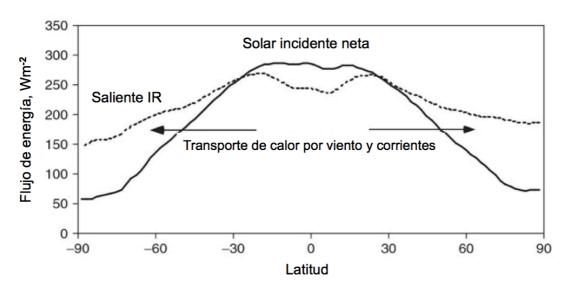


Figura 6.5 El balance entre la energía solar incidente y la energía infrarroja saliente no alcanza el equilibrio local debido a que el calor es transportado sobre la Tierra por vientos y corrientes. En el ecuador se recibe más energía solar que la que se radia como infrarroja; mientras que a grandes latitudes, se pierde más energía infrarroja que la que se recibe del Sol.

Aún con la eliminación de los cambios debidos al ciclo estacional, el balance energético en algún sitio sobre la superficie terrestre puede estar lejos de alcanzar el equilibrio debido a que la energía es redistribuida por el viento y las corrientes de agua (figura 6.5). Existe un flujo neto de calor en los trópicos pues la energía solar es depositada más rápidamente que la pérdida de energía infrarroja; la superficie terrestre no se calienta lo suficiente como para que la radiación infrarroja compense a la radiación solar incidente. El calor es transportado hacia mayores latitudes con temperaturas inferiores por vientos y corrientes oceánicas calientes. A grandes latitudes, la Tierra desahoga el exceso de calor tropical como un exceso en la pérdida de calor radiativo hacia el espacio.

El resultado de este capítulo es mostrar que un modelo climático que pretenda pronosticar el calentamiento global tendrá que simular el comportamiento del tiempo: todas las fluctuaciones y desbalances en el flujo energético y la forma en que el clima terrestre responde almacenando calor o moviéndolo; el modelo de capas no es suficiente.

La aceleración de Coriolis⁷

Los flujos en la atmósfera o en el océano difieren de los que observamos en un lavabo o en una tina de baño por el hecho de que duran lo suficiente como para ser dirigidos por la rotación de la Tierra. Cuando el agua drena en una tina o en un lavabo, se forma en segundos un remolino en la boca del drenaje a pesar de que la Tierra ha girado una cantidad despreciable en tan poco tiempo. De manera que no es cierto que el agua tenga una tendencia a girar en direcciones opuestas en cada hemisferio. Tan falso es que el agua sienta tan rápidamente el efecto como que nosotros sintamos en los movimientos diarios el efecto de la rotación de la Tierra. Sin embargo, si el flujo en el lavabo durase varios días, la rotación de la Tierra se iría volviendo cada vez más importante en guiar el flujo.

Imaginemos a dos niños sentados en sitios opuestos en un tiovivo (figura 6.6) quienes se lanzan una pelota uno al otro mientras el tiovivo gira. La rotación de la Tierra no juega papel alguno pues la trayectoria de la pelota dura mucho menos que algunos días en ir de un sitio al otro; sin embargo, el tiovivo está girando lo suficientemente rápido como para moverse mientras la pelota va de un sitio al otro. El tirador (T) lanza la pelota al que la cacha (C), pero antes de que le llegue, el tiovivo ha girado y el receptor no puede cachar la pelota. Si observamos la acción desde abajo (el sistema de referencia que no gira como el tiovivo), la pelota viaja en línea recta, siguiendo las leyes de movimiento de Newton; la rotación del tiovivo debajo de la pelota no afecta la trayectoria de la pelota.

Una persona sobre la Tierra que observase un mapa del tiempo o la corriente del golfo, está en una situación equivalente a los niños en el tiovivo que tratan de

62

⁷ En honor a Gaspard Gustave Coriolis, a quien se debe el nombre por un trabajo publicado en 1835; si bien tanto Pierre Simon Laplace en 1778 como Giovanni Battista Riccioli y su asistente Francesco Maria Grimaldi en 1651 dan la expresión matemática de esta fuerza inercial.

entender la trayectoria aparente de la pelota. No es conveniente tratar de visualizar la trayectoria desde el sistema de referencia en reposo; lo que ellos observan es que la pelota siguió una trayectoria curva hacia la derecha.

Las leyes de Newton pueden ser modificadas para que sigan siendo válidas en el sistema en rotación mediante la adición de una fuerza falsa o inercial, llamada aceleración de Coriolis. Este factor inercial tiene el mismo efecto que la rotación de la Tierra que estamos ignorando.

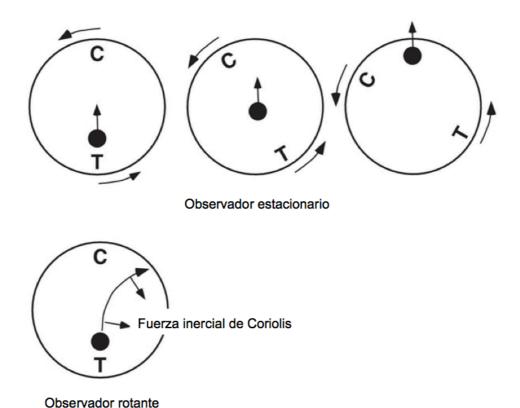


Figura 6.6 Una ilustración de la aceleración de Coriolis en un tiovivo. El tirador (T) lanza la pelota al receptor (C) pero antes de que le llegue, el tiovivo se mueve. Desde el

punto de vista de los niños, parecería que la pelota vira hacia la derecha a medida que se mueve. La aceleración de Coriolis representa el intento de los niños para explicar el movimiento de la pelota sin tomar en cuenta el movimiento giratorio del tiovivo.

En el tiovivo, la fuerza inercial debería cambiar la dirección de la pelota sin cambiar su velocidad; para lograr esto, la fuerza debe actuar en forma perpendicular (a 90°) a la trayectoria y su intensidad debe aumentar a medida que el objeto se mueva más rápido ya que se necesita una fuerza mayor para cambiar la trayectoria de un objeto que se desplaza más rápidamente. En la figura 6.6 la fuerza inercial debe estar dirigida hacia la derecha de la dirección del movimiento para lograr que dicha trayectoria se desvíe en esa dirección. Sobre la Tierra, la fuerza de Coriolis actúa hacia la derecha de la dirección de movimiento en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur.

La fuerza de Coriolis es un factor inercial que nos permite ignorar en las ecuaciones de movimiento el hecho de que la Tierra está en rotación.

Brinquemos ahora del tiovivo a una esfera en rotación. Cuando la esfera gira ¿Qué les sucede a las personas que están observando los mapas del tiempo que se auto-actualizan? ¿Qué tanto sienten la rotación? La mejor forma de saberlo es usando el

llamado péndulo de Foucault⁸: se trata de un péndulo cuya longitud es tan larga que le permite oscilar todo el día con un solo impulso, colocados por lo general en atrios de entre 10 y 20 metros de altura. La oscilación se realiza con período encantadoramente largo de unos 30 segundos y la masa al final es muy pesada, de unos 100 kilogramos o más. El péndulo se suspende en un pivote que le permite girar libremente y en la base se colocan sobre el piso objetos como fichas de dominó que el péndulo va derribando a medida que oscila. Durante el transcurso del día, la dirección de la oscilación cambia y derriba una ficha cada 10 minutos o al ritmo que la separación original de las fichas dicte.

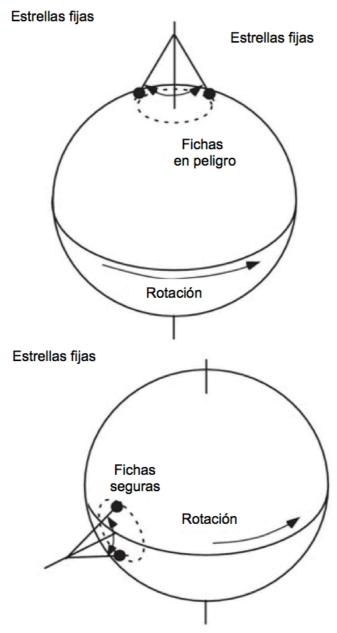


Figura 6.7 La aceleración de Coriolis que sentimos depende de la latitud. Un péndulo de Foucault es un medidor de rotación: si se le sitúa en el polo el plano de oscilación girará

.

⁸ En honor a Léon Foucault, quien instaló un péndulo en Febrero de 1851 en el meridiano del observatorio de París y posteriormente otro en el domo del Panthéon de París para demostrar la rotación terrestre durante la exposición mundial.

180° en 12 horas derribando todas las fichas de domino situadas a su alrededor; en el ecuador, el plano original de oscilación coincide con la dirección sur-norte que permanece fija a medida que la Tierra gira. La tasa de rotación del plano y consecuentemente, la aceleración de Coriolis, son mayores en los polos y disminuyen hasta desaparecer en el ecuador.

Este péndulo es un medidor de rotación, la rotación que crea el efecto de Coriolis. Si el péndulo se sitúa en el polo norte (figura 6.7), tanto el pivote como el plano de oscilación permanecen inmutables respecto de las estrellas fijas en el firmamento, estrellas respecto de las cuales la Tierra gira. A medida que ésta va rotando, el péndulo va derribando las fichas de dominó y acabará derribándolas a todas una vez que la Tierra haya rotado 180°, lo cual realiza en 12 horas.

Si desplazamos el péndulo al ecuador, e inicialmente el plano de oscilación coincide con la dirección sur-norte, tendremos que aunque el pivote no permanezca inmutable respecto de las estrellas fijas pues gira con la Tierra, el plano de oscilación original permanece inmutable en la dirección sur-norte y por lo tanto, un observador sobre la Tierra verá que las fichas de dominó están seguras y no serán derribadas sucesivamente por las oscilaciones del péndulo.

La atmósfera y el océano sienten la rotación terrestre en los polos pero no en el ecuador

En latitudes intermedias, la tasa de rotación del plano se encuentra entre los dos extremos descritos, un polo y el ecuador. En 12 horas todas las fichas son derribadas en el polo y ninguna cae en el ecuador; en latitudes intermedias por lo tanto, el lapso en que el derribo es total debe ser mayor a las 12 horas y menor a interminable (que es lo que duran las fichas sin caer en el ecuador). En términos técnicos, la tasa de rotación del plano de oscilación depende de la latitud a través de la función trigonométrica seno: $\omega = 360^{\circ} Sen(\phi)/día$.

En la física, las rotaciones se representan con flechas llamadas vectores; el vector de la rotación terrestre es como un asta apuntando en la dirección de la estrella polar desde cualquier sitio en el hemisferio norte (no necesariamente en la vertical). La rotación que sienten los fluidos en la atmósfera o en el océano se representa como la altura de la punta del asta. En el ecuador, la estrella polar está en el horizonte y por ello, el asta queda tendida en el suelo, su punta carece de altura e indica una rotación nula; en el polo norte, el asta apunta directamente en la vertical, alcanzando su máxima altura y los fluidos sienten toda la tasa de rotación terrestre. En las latitudes intermedias, la rotación aumenta conforme la punta del asta se endereza al ir del ecuador al polo.

Modelando el tiempo

El flujo de los fluidos se encuentra gobernado por las leyes de Newton: debido a que los fluidos tienen masa, tienen también inercia y ello ocasiona que tiendan a seguir en movimiento si ya se encuentran moviéndose o que permanezcan en reposo si ya se encontraban en una situación estacionaria. Para cambiar la velocidad o la dirección de movimiento de un fluido, se requiere de una fuerza como la gravedad o la diferencia de presiones.

Un ejemplo del impulso de un fluido mediante diferencia de presiones se muestra en la figura 6.8 donde, en una tina con agua, se ha creado un desnivel en la superficie de nivel del agua ocasionando una pendiente en dicha superficie. El agua tenderá a fluir nivelando nuevamente la superficie. Supongamos que el fondo de la tina es plano respecto del campo gravitacional, como una mesa de billar, lo que en términos técnicos se conoce como una superficie geo-potencial; entonces tendremos que la presión en el fondo de la tina será mayor en el lado más profundo debido a que contiene mayor cantidad de agua encima.

El flujo se ve impulsado por el gradiente de presión que puede calcularse mediante *Gradiente de presión* = $\Delta P/\Delta x$ = ($P_{f,i}$ – $P_{f,d}$) / (*longitud de la tina*)

donde $P_{f,i}$ representa la presión en el fondo del lado izquierdo y $P_{f,d}$ en el lado derecho.

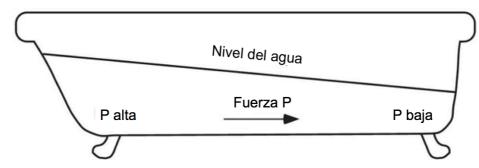


Figura 6.8 Un experimento pensado en donde el fondo de la tina es una superficie de nivel geo-potencial y la superficie de nivel del agua está inclinada

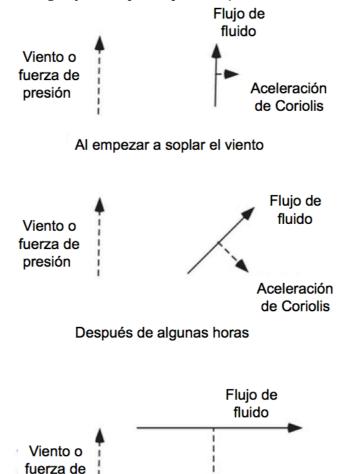
Nuestra intuición indica que la superficie del fluido no permanecerá inclinada y que eventualmente recuperará la horizontal con el desplazamiento del fluido de izquierda a derecha; cuando ello ocurra, el gradiente de presión será nulo. Como el flujo será más rápido que la rotación terrestre, el fluido no sentirá efecto alguno debido a dicha rotación, la aceleración de Coriolis es muy pequeña y el agua simplemente fluye hacia la derecha.

Los flujos en la atmósfera y en el océano persisten lo suficiente como para que la rotación terrestre actúe sobre ellos (figura 6.9). Los flujos son impulsados por fuerzas como la originada por el gradiente de presión en la tina, o en el océano los flujos pueden ser impulsados por fricción con el viento. Imaginemos un viento repentino impulsando el agua en la superficie del océano; inicialmente el agua se moverá siguiendo al viento y a medida que lo hace, la aceleración de Coriolis empieza a tratar de desviar el flujo (hacia la derecha en el hemisferio norte).

Eventualmente, después de algunas vueltas de la Tierra la corriente alcanzará una condición llamada estado estacionario en donde las fuerzas que actúan sobre el agua establecen un balance entre sí. En este estado estacionario, la corriente es perpendicular a la dirección del viento y la fuerza de Coriolis sobre la corriente es perpendicular a la misma y por ello, en la dirección contraria al viento con el que establece el balance.

Un flujo geo-estrófico balancea las fuerzas que actúan sobre él oponiéndolas entre sí La sorprendente implicación es que en un mundo rotante, el fluido eventualmente terminará fluyendo en forma perpendicular a la dirección en la que es empujado; a esta condición se le llama flujo geo-estrófico. Es como si una canica, en lugar de descender por una colina, empezara a rodar alrededor de la misma o como si la superficie inclinada de la tina impulsara un flujo a través de la tina; en este caso, el agua por supuesto no hace tal cosa debido a que no tiene el tiempo suficiente como para establecer el equilibrio geo-estrófico que se muestra en la figura 6.9 y al hecho de que la tina no es infinitamente ancha y el agua no puede fluir a través de las paredes.

Las grandes corrientes oceánicas que persisten por lapsos mayores a algunos días, fluyen en forma perpendicular a las fuerzas que las impulsan. El nivel del mar en el lado este de la corriente del golfo en el Atlántico Norte está a 1 m más alto que en el lado oeste. ¿Es esto correcto? Considérese la dirección en la que la presión estaría empujando al agua y verifíquese que el flujo es a 90° hacia la derecha.



El estado eventualmente estacionario

Aceleración de Coriolis

presión

Figura 6.9 La aceleración de Coriolis afecta la forma en la que el viento y las corrientes responden a la fuerza de presión en un planeta rotante. En el panel superior, el fluido inicialmente fluye en la dirección en la que el viento o el gradiente de presión lo empujan. Al empezar a moverse, la fuerza de Coriolis empieza a empujarlo hacia la derecha a 90° respecto de la dirección de su movimiento. En el panel del centro, se muestra la situación una vez que ha transcurrido cierto tiempo y la fuerza de Coriolis ha desviado al flujo hacia la derecha. Eventualmente (panel inferior), el fluido mismo se moverá en forma perpendicular a la dirección del viento o del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis contrarrestará al viento o a la fuerza de presión. Este balance es el estado estacionario en el que el flujo deja de estar cambiando y se mantiene constante. En el hemisferio sur, la dirección de la aceleración de Coriolis y la del flujo estacionario serían en la dirección opuesta a las mostradas en este diagrama.

¿Alguna vez te preguntaste porque el viento sopla alrededor de una celda de baja presión en un mapa del tiempo en lugar de ir directamente desde donde la presión es alta hacia donde es baja?

En los mapas del tiempo se pueden observar flujos geo-estróficos como celdas de presión alta o baja y flujos circulando a su alrededor (figura 6.10). Una celda de baja presión tiene gradientes en toda su circunferencia apuntando hacia adentro, los cuales en combinación con la aceleración de Coriolis, crean un flujo estacionario que gira alrededor de la celda en dirección perpendicular a los gradientes (contra de las manecillas del reloj). Los meteorólogos llaman ciclónica a esta dirección del flujo y anticiclónica a la que se establece alrededor de una celda de alta presión. El flujo circula alrededor de las celdas en lugar de hacia adentro o hacia afuera, preservando en lugar de destruyendo la fluctuación en la presión atmosférica. A ello se debe que los huracanes puedan durar varios días; en el caso de Júpiter, existe un enorme sistema geo-estrófico, llamado la gran mancha roja, que probablemente ha estado circulando por siglos.

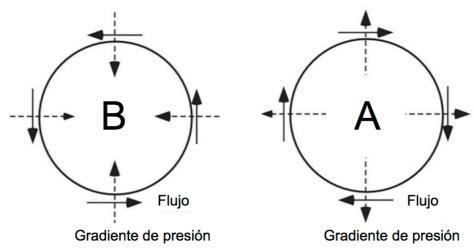


Figura 6.10 La forma en que las variaciones en la presión junto con la aceleración de Coriolis afectan el tiempo en la atmósfera. Una región de baja presión atmosférica (panel izquierdo) de encuentra rodeada de gradientes de presión hacia el centro de dicha región debido a que el aire intenta fluir de donde la presión es mayor a donde la presión es menor; la aceleración de Coriolis empieza a empujar perpendicularmente hacia la derecha de los gradientes (recordar figura 6.9) que eventualmente establece un flujo contra las manecillas del reloj alrededor del hoyo de presión como la respuesta en estado estacionario a los gradientes de presión iniciales. En el caso de una región con alta presión atmosférica (panel derecho) la dirección del flujo estacionario resultante sería en el sentido contrario. Ambos flujos se invertirían en el hemisferio sur.

Las ecuaciones que gobiernan los flujos de fluidos turbulentos no se pueden resolver algebraicamente como las del modelo de capas, pero pueden encontrarse soluciones aproximadas mediante modelos en computadoras. El dominio del modelo, es decir, la atmósfera y el océano, se divide un una retícula tridimensional (figura 6.11) y la computadora guarda en cada punto de la red los valores de todas las cosas que impulsan los flujos y el tiempo: temperatura, presión, velocidad de flujo, y otras variables como la concentración de vapor en el aire o la salinidad en el agua del océano. A cada paso temporal, la computadora calcula la forma en la que el flujo afectará las temperaturas y presiones y la forma en que el flujo mismo

cambiará en el siguiente paso. La longitud típica de un paso temporal puede ser de algunos minutos.

Aún antes de que las computadoras existiesen, algunos investigadores como Lewis Richardson soñaban con usar "computadoras humanas" para hacer la enorme cantidad de cálculos que se requerirían para pronosticar el tiempo. Sin embargo, hacer los cálculos 'a mano' requeriría de tanto tiempo que resultaría imposible el siquiera mantenerse al paso, ya no digamos hacer pronósticos del tiempo futuro. Una de las primeras computadoras electrónicas construidas en 1945, ENIAC (Electronic Numerical Integrator and Computer o Computadora e integrador numérico electrónico), se utilizó para muchos proyectos científicos de cómputo, incluyendo el pronóstico del tiempo.

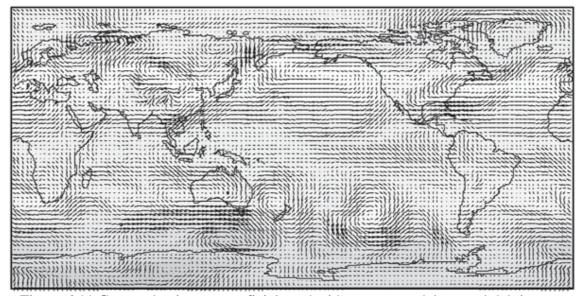


Figura 6.11 Campo de viento superficial producido por un modelo actual del tiempo (FOAM Fast Ocean/Atmosphere Model o modelo rápido del océano/atmósfera, cortesía de Rob Jacob). Se trata de una visión instantánea del viento promediado a lo largo de un día a mediados de enero. La figura está ligeramente sombreada para mostrar la presión a nivel del mar (el sombreado obscuro indica baja presión). Se pueden ver regiones de baja presión en el hemisferio norte donde el viento gira contra las manecillas del reloj, por ejemplo, al sur de Groenlandia. En el hemisferio sur el viento gira en dirección de las manecillas del reloj alrededor de las áreas de baja presión como, por ejemplo, al sur de Australia.

Existe un modelo del tiempo para computadoras y con fines didácticos que puede obtenerse fácilmente (ver Referencias); se llama EdGCM (Educational Global Climate Modelling o Modelaje educacional del calentamiento global) y con él se pueden simular algunos años en menos de 24 horas de procesamiento. Tiene una interfaz muy atractiva para producir mapas o series de tiempo de variables en el modelo.

La física de los flujos de aire o agua, por su naturaleza, es difícil de simular. Ello se debe a que existen patrones en el flujo que son tan grandes como el mismo planeta y otros que son tan pequeños como unos cuantos milímetros. Todas las diversas escalas espaciales son importantes para las propiedades globales del flujo y para el transporte de cosas como calor o vapor de agua. La turbulencia de un fluido está caracterizada por un fenómeno llamado cascada turbulenta debido a que los flujos

de mayor escala se rompen en flujos de menor escala. La energía en el flujo pasa de las escalas grandes a las pequeñas, disipándose finalmente en la fricción del fluido atribuible a la viscosidad o pegajosidad del fluido.

Las espiras grandes tienen espiras pequeñas Que se alimentan de su velocidad. Y las espiras pequeñas tienen espiras menores, Y así sucesivamente, hasta llegar a la viscosidad.

—Lewis Richardson

Los flujos en la atmósfera o en el océano están fundamentalmente impulsados por las diferencias en temperatura y el flujo de calor, factores que surgen a una escala espacial global. Los patrones de circulación global tienden luego a romperse en características más pequeñas a medida que la energía gotea por la cascada turbulenta. En la atmósfera los flujos se rompen en tormentas o frentes, lo que genéricamente llamamos tiempo. En el océano, las grandes corrientes como la corriente del golfo, engendran aros o remolinos de algunos cientos de kilómetros. En los flujos de fluidos en la atmósfera o en el océano, hay características que abarcan un rango enorme de tamaños.

La simulación del tiempo y del clima permanece como uno de los grandes retos en las ciencias computacionales. Ello se debe a que los mecanismos que gobiernan el flujo de los fluidos a menudo actúan en escalas especiales bastante pequeñas. Si quisiéramos que un modelo incluyese todo lo que gobierna la manera en que las nubes de gotas se forman y crecen, por ejemplo, tendríamos que tener una retícula con puntos separados por algunos metros en las nubes. Los frentes en el océano permiten que el $\rm CO_2$ de combustibles fósiles se mezcle hacia el interior del océano, pero los frentes sólo pueden tener una amplitud de algunos metros. Para resolver realmente los mecanismos que controlan el clima se necesitaría un número inmenso de puntos en la retícula del modelo.

El problema es que al aumentar el número de puntos en la retícula del modelo, digamos por un factor de 10 en cada dimensión, el número total de puntos crece como (10)(10)(10) = 1,000, lo que significa que la computadora deberá hacer 1,000 veces más cálculos en cada paso temporal. Pero no sólo eso, a medida que los puntos en la retícula se acercan entre sí, el paso temporal debe hacerse más pequeño; una retícula 10 veces más fina, requerirá un paso temporal diez veces más pequeño. Es decir, le tomaría a la computadora un lapso 10,000 veces mayor el hacer los cálculos de un año de modelaje. Los modelos actuales del clima corren cada vez a mayores resoluciones y en general, lucen mucho más realistas a medida que la resolución crece. Sin embargo, se encuentran lejos de la resolución que deberían y en donde permanecerán en el futuro concebible.

Los expertos en modelaje del clima siempre quedan insatisfechos con lo alcanzado Parte de la física de la atmósfera real no puede resolverse explícitamente, de manera que su efecto se debe incluir mediante algún atajo ingenioso. La formación de las pequeñas gotas en las nubes depende de las velocidades turbulentas a muy pequeña escala y de otra información que el modelo no es capaz de simular. De esta forma, el modelo se programa para usar idealmente la información disponible en alguna forma ingeniosa que pueda capturar parte del comportamiento y de las respuestas de las nubes reales. Por ejemplo, se puede suponer que la formación de nubes obedece alguna función simple que sólo depende de la humedad en el aire, aunque sabemos que la realidad no es así de sencilla. A este enfoque se le llama parametrización. En el ejemplo, la humedad en el aire se trata como un parámetro

que controla la nubosidad. Otras parametrizaciones importantes incluyen los efectos del mezclado turbulento, algunos procesos aire-océano como la transferencia de calor y el modelado de la biología que está lleno de parámetros. Algunos de estos temas reaparecerán en el capítulo 11.

Puntos de análisis

El balance energético de un sitio particular sobre la Tierra está probablemente roto, fluctuando a través de los ciclos diarios o estacionales y con el tiempo, en contrasta con el modelo de capas.

El promedio anual del balance energético en un sitio sobre la Tierra puede que también esté roto debido a que el exceso de calor en los trópicos es transportado a grandes latitudes por los vientos y las corrientes oceánicas.

El pronóstico del calentamiento global requiere simular los efectos del tiempo, lo cual representa un reto computacional realmente difícil.

Preguntas

¿Cómo podemos predecir un cambio en el clima dentro de 100 años si no podemos pronosticar una tormenta dentro de diez días?

El balance energético de la Tierra ¿está en equilibrio? Respuesta: si y no; explicar la respuesta.

Dibujar un diagrama para explicar porque el flujo geo-estrófico va perpendicular a la dirección del forzamiento

Dibujar el diagrama de un huracán mostrando el gradiente de presión, la dirección del viento y la aceleración de Coriolis del viento.

¿Por qué la cascada turbulenta hace que el clima terrestre sea un reto computacional difícil?

Ejercicios

1. La órbita terrestre y las estaciones

Contesta esta pregunta usando el modelo en línea de la intensidad de la radiación solar como función de la latitud y la estación (http://understandingtheforecast.org/orbit.html). Este modelo calcula la distribución del calentamiento solar con la latitud y la estación, dependiendo de los parámetros orbitales de la Tierra. Indica un año y presiona en "calculate". La excentricidad es la medida en la que la órbita deja de ser circular (una excentricidad igual a cero, indica una órbita circular). La oblicuidad es la inclinación del eje de rotación de la Tierra con respecto al plano orbital de la Tierra (eclíptica). La longitud del equinoccio vernal determina el sitio sobre la órbita (fecha del año) donde el hemisferio norte está más cerca del Sol. Usando la configuración orbital actual, reproduce la figura 6.4 ¿Cuál de los tres parámetros orbitales es el responsable de las estaciones? Encuentra una configuración orbital que no tenga estaciones, o dónde éstas sean mínimas, y explica por qué funciona tu esquema.

2. Transporte de calor

Contesta estas preguntas usando un modelo en línea del espectro completo de radiación (http://understandingtheforecast.org/Projects/full_spectrum.html)

a) La radiación solar entrante en el ecuador, promediada sobre el ciclo diario, es cercana a los 420 W/m². El albedo tiene un valor de 30% en el modelo, de manera que hay que cambiarlo por un valor más realista para los trópicos del 10% ¿Cuál sería la temperatura en el ecuador si no hubiese transferencia de calor? La temperatura en los trópicos del mundo real es cercana a los 30 °C, un valor inferior al que se obtuvo debido al transporte

de calor desde los trópicos hacia los polos, representado en el campo etiquetado como *TOA radiative imbalance* (desbalance radiativo en la parte superior de la atmósfera), donde un número negativo indica exportación de calor. ¿Qué tanto calor se necesita exportar para obtener una temperatura razonable en el ecuador? ¿Qué fracción del influjo solar representa?

b) Repetir los cálculos para grandes latitudes. Estimar el promedio anual del influjo de calor a 60 ° de latitud usando el modelo orbital del primer proyecto. Sólo ojea los flujos a lo largo del año para estimar cuál sería el promedio. Ahora incluye todo en el modelo del espectro completo para ver que tan frío estaría ahí si no hubiese transporte de calor. Si no hubiese transporte y tampoco almacenamiento de calor ¿qué tan frío estaría durante el invierno?

Referencias

- 1. J. Glieck. *Chaos: The Making of a New Science.* New York, Penguin books, 1988.
- 2. EdGCM. Científicos de la National Aeronautics and Space (NASA) han creado un modelo de circulación global que puede correr en cualquier computadora; tiene interfaz gráfica para preparar el modelo con concentraciones de gases de efecto invernadero, intensidad de radiación solar, *etc.* o para producir mapas o series de tiempo con los resultados. http://edgcm.columbia.edu

RETROALIMENTACIÓN

La complejidad en los sistemas terrestres se origina por la forma en que distintas partes interaccionan entre sí

Retroalimentación positiva o negativa

La retroalimentación es un lazo entre causa y efecto (figura 7.1). En el centro del lazo se tiene una variable de estado; en muchos de los lazos de retroalimentación por analizarse, dicha variable es la temperatura promedio de la Tierra. Para ver la acción de la retroalimentación, se cambia el valor de la temperatura mediante un factor externo como la intensidad de la radiación solar. Una retroalimentación positiva hace que dicho cambio sea mayor a lo que hubiese sido en ausencia de la retroalimentación, es decir, amplifica el cambio en la temperatura. Una retroalimentación negativa contrarresta parte del efecto externo y tiende a estabilizar a la variable de estado.

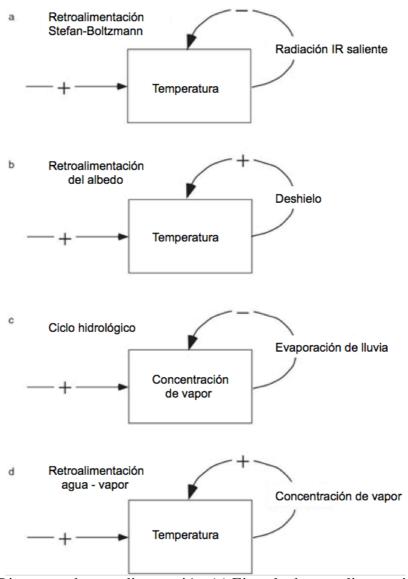


Figura 7.1 Diagramas de retroalimentación. (a) Ejemplo de retroalimentación negativa debida al flujo de radiación infrarroja $\varepsilon \sigma T^4$. (b) Ejemplo de retroalimentación positiva:

Alguna perturbación externa aumenta la temperatura que a su vez causa que el hielo se derrita permitiendo que el suelo descubierto absorba una cantidad mayor de la radiación incidente (al disminuir el albedo) y que la temperatura aumente consecuentemente. (c) La retroalimentación negativa que controla el vapor atmosférico para una temperatura atmosférica dada. (d) La retroalimentación causada por el vapor que amplifica significativamente el efecto sobre la temperatura debido a aumentos de CO₂ en la atmósfera.

Retroalimentación Stefan-Boltzmann

El balance energético de la Tierra que equilibra la radiación solar incidente con la emisión de radiación infrarroja, se controla mediante un mecanismo de retroalimentación negativa (figura 7.1a). El flujo de energía hacia el espacio depende del valor de la temperatura de acuerdo con la ecuación de Stefan-Boltzmann: $\epsilon \sigma T^4$. Si se depositase repentinamente una gran cantidad de energía extra sobre el planeta, por ejemplo el impacto de un asteroide gigante que aumentase la temperatura superficial, la retroalimentación haría que la temperatura descendiese a su valor original. Esta retroalimentación se califica como negativa pues actúa en sentido opuesto a la perturbación.

Una retroalimentación negativa es estabilizante; el drenaje en la analogía del lavabo actúa como una retroalimentación negativa sobre el nivel del agua

Retroalimentación del albedo del hielo

Existe una retroalimentación positiva en el sistema climático que se debe al albedo del hielo y que actúa sobre la temperatura como variable de estado (figura 7.1b). Una perturbación al sistema como un aumento en las concentraciones de los gases causantes del efecto invernadero, hace que la temperatura aumente un poco. Con ello, el hielo se derrite y el albedo o reflectividad de la Tierra disminuye (capítulo 3) permitiendo que el suelo que queda descubierto, más obscuro que el hielo, absorba mayor cantidad de radiación solar que la que el hielo absorbía y todo se caliente un poco más. Ésta es una retroalimentación positiva porque la dirección de la perturbación coincide con la de la retroalimentación. Una retroalimentación positiva también puede actuar en la dirección opuesta, es decir, a un tiempo frío lo puede volver más frío aún. Una retroalimentación positiva amplifica una desviación en cualquier dirección.

Una retroalimentación positiva actúa como un amplificador La retroalimentación del albedo del hielo es la más importante a grandes latitudes debido a que es ahí donde el hielo se encuentra. La respuesta de los modelos del clima a un aumento de CO_2 es, a grandes latitudes, de dos a cuatro veces más caliente que el promedio global. Este fenómeno también se observa en el patrón de calentamiento de las últimas décadas, con una advertencia. El calentamiento es más fuerte en el Ártico que el promedio global, debido en parte a que el hielo marino en el Ártico se está derritiendo muy rápidamente; en el otro polo, el interior de la Antártida se está enfriando, lo que puede ser un caso especial, resultado del agujero en la capa de ozono en la Antártida (Cap. 9) y su impacto sobre una columna de aire rotante llamada el vórtice polar. El hielo marino alrededor de la Antártida también permanece relativamente estable, es decir, no se derrite tan rápidamente como en el Ártico. La salvedad es la Península Antártica,

un poco más hacia el norte, que se ha calentado más que cualquier otro lugar en la Tierra y de donde provienen la mayoría de los trozos de hielo que se han desprendido, como en el caso de la zona conocida como Larsen B (Figura 12.6, Cap. 12).

La presencia o ausencia de hielo marino puede tener un impacto enorme en las temperaturas locales debido a que la temperatura del aire sobre mar abierto está moderada por el sumidero de calor de la columna de agua. A medida que el aire toma calor del agua, el mezclado turbulento y la convección en el agua refrescarán rápidamente el agua superficial desde abajo. Como resultado, el aire sobre el agua no baja su temperatura mucho más allá del punto de congelación a 0°C; el aire sobre hielo o sobre tierra, por lo contrario, pueden enfriarse mucho más. Si una masa de tierra se congela en una vasta expansión del hielo marino, ésta tendrá un clima más cercano al típico del interior del continente. Esta retroalimentación de la temperatura del hielo marino ayuda a explicar los abruptos climas registrados en los núcleos de hielo de Groenlandia (Cap. 12).

Retroalimentaciones agua-vapor

Entre los gases de efecto invernadero, el vapor es responsable de una retención mayor de calor que el CO₂ y aún así, el calentamiento global se debe al CO₂ y no al vapor. Nadie se preocupa por el calentamiento debido al uso de aspersores en los jardines ¿Por qué? La respuesta es que existe un lazo de retroalimentación negativa que controla la cantidad de vapor en la atmósfera a una temperatura dada, ligado a la lluvia y la evaporación (Figura 7.1c, ciclo hidrológico). Si existe mucho vapor en el aire, se condensará como lluvia y su abundancia disminuirá; si, en la dirección opuesta, el aire está extremadamente seco, cualquier cantidad de agua disponible se evaporará y aumentará la cantidad de vapor en el aire. Los aspersores no contribuirán al calentamiento global debido a que cualquier cantidad de agua que se haya visto obligada a evaporarse hoy, caerá como lluvia en la semana entrante.

El vapor también está involucrado en otro lazo de retroalimentación, esta vez positivo, que actúa sobre la temperatura global (Figura 7.1d). Debido a que el aire caliente retiene mayor cantidad de vapor que el aire frío, el calentamiento permite que se evapore más agua antes de que llueva (Figura 5.8). El vapor es un gas de efecto invernadero, de manera que un aumento en su abundancia atmosférica conduce a que el planeta se caliente aún más. La retroalimentación del vapor es positiva y lo suficientemente poderosa como para duplicar, aproximadamente, el impacto climático de la concentración creciente de $\rm CO_2$. De no ser por la retroalimentación del vapor, el clima terrestre sería mucho menos sensible al $\rm CO_2$ y quizá, no estaríamos preocupándonos tanto por el calentamiento global.

El vapor atrapa más calor que el CO₂ pero usa su potencia para amplificar los cambios climáticos producidos por el CO₂

Es posible que la retroalimentación agua-vapor se refuerce a sí misma, recorriendo el lazo de causa y efecto en lo que se conoce como un fenómeno de invernadero desbocado. Este fenómeno ocurrió en Venus, pero no existe un riesgo inmediato de que ocurra en la Tierra. Un fenómeno desbocado se detiene si la concentración de vapor en el aire alcanza la saturación con agua o hielo, de manera que una evaporación adicional sólo conduciría a lluvia o nieve.

La figura 7.2 se conoce como un diagrama de fase y muestra las fases de agua que se encuentran presentes como función de la temperatura y de la presión. Las fases del agua son sólido, líquido y vapor.

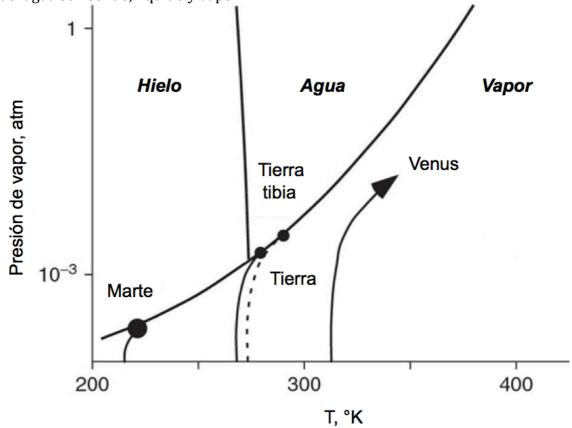


Figura 7.2 Un diagrama de fase para el agua que demuestra las limitaciones de la retroalimentación agua – vapor en la Tierra y en Marte, mientras que en Venus existe la posibilidad de que haya ocurrido un efecto invernadero desbocado.

A temperatura alta y presión baja, uno espera encontrar sólo vapor; al vapor le gusta el calor. Si se enfría y se aumenta la presión, el vapor se condensará en agua y si la temperatura sigue bajando, el agua se convertirá en hielo. En lo que se conoce como el punto triple, una combinación específica de presión y temperatura, se obtienen las tres fases en coexistencia: agua helada e hirviente. Por supuesto, se pueden vaciar cubos de hielo en un recipiente con agua hirviendo, pero el hielo se derretirá rápidamente debido a que la situación no está en equilibrio; el diagrama de fases en la figura 7.2 muestra estados de equilibrio.

Para entender la retroalimentación agua-vapor, imaginemos lo que sucede si repentinamente se introduce agua a un planeta que originalmente no la tenía. Esta posición inicial corresponde en la figura 7.2 a la parte inferior del diagrama, donde la presión del vapor atmosférico es baja. Al introducir el agua, ésta se evaporará y la presión del vapor en la atmósfera aumentará. Como el vapor es un gas que causa efecto invernadero, a medida que su presencia aumenta en la atmósfera, la temperatura crece. Consecuentemente, a medida que la condición del planeta se desplaza hacia arriba en la figura, indicando el aumento en la presión del vapor atmosférico, su trayectoria vira hacia la derecha para indicar el aumento correspondiente en temperatura.

El lazo amplificador de causa y efecto se detiene si la presión y la temperatura del vapor siguen una trayectoria que toque el campo de estabilidad del agua o del hielo La trayectoria inferior central en la figura 7.2 (etiquetada como 'Tierra'), representa la retroalimentación agua-vapor en el caso terrestre (a mayor concentración de vapor, mayor presión del mismo y consecuentemente, mayor temperatura); ésta se desplaza hacia arriba y hacia la derecha hasta que intersecta el campo de estabilidad del agua. En este punto, la atmósfera contiene tanto vapor como le es posible; cualquier evaporación adicional, sólo provocará lluvia. La curva inferior a la izquierda en la misma figura representa una situación similar a la de Marte, en donde la trayectoria de la retroalimentación agua-vapor intersecta el campo de estabilidad del hielo.

El único planeta en el diagrama con la posibilidad de un fenómeno de invernadero desbocado, es Venus, la curva inferior derecha. El agua en Venus se evaporaría haciendo que aumentase la temperatura al igual que en los otros dos casos; la diferencia es que su temperatura aumenta mucho antes de que su trayectoria pudiese intersectar los campos de estabilidad del agua o del hielo. Los científicos suponen que Venus tenía originalmente tanta agua como la Tierra pero que el fuerte flujo de calor solar asociado a orbitar tan cerca del Sol, llevó al agua a evaporarse en la atmósfera en lugar de a condensarse en océanos como sucedió en la Tierra.

La evaporación de toda el agua en un planeta es un proceso unidireccional pues al llegar el vapor a la atmósfera superior, sus enlaces químicos se ven destruidos por la intensa radiación ultravioleta del Sol. Una vez que los átomos de hidrógeno son desconectados del átomo de oxígeno, pueden escapar al espacio debido a su pequeñez y ligereza. El agua se pierde para siempre y es el destino que, se supone, ocurrió al agua de Venus.

Un fenómeno de invernadero desbocado significa la desaparición del agua en un planeta

La Tierra ha retenido su agua como resultado de la estructura térmica de la atmósfera; se enfría en lo alto una vez que se alcanza la tropopausa o frontera entre la troposfera y la estratósfera (Figura 5.2). La tropopausa actúa como una trampa fría para el vapor, asegurándose de que la mayoría de éste se convierta en lluvia o nieve antes de que llegue demasiado cerca del espacio. Vistos desde el espacio los océanos lucen desgarradoramente vulnerables, pero se encuentran protegidos y aparentemente lo han estado por miles de millones de años, por una delgada capa de aire. ¡Maravilloso!

Teóricamente, si el Sol se calentase o si las concentraciones de CO_2 en la atmósfera fuesen lo suficientemente altas, la trayectoria de la Tierra podría desplazarse hacia la derecha de la figura 7.2 lo suficiente como para que se evitase la intersección con el campo de estabilidad del agua y se desbocase el efecto invernadero; afortunadamente, no parece haber la suficiente cantidad de combustibles fósiles en la Tierra como para que esto suceda. El Sol se está calentando pero muy gradualmente y en una escala geológica, de manera que su contribución hacia el desbocamiento del efecto invernadero no representa una amenaza real en los siguientes miles de millones de años.

Un aspecto más interesante aún, es el hecho de que si el ecuador estuviese aislado de los polos, imposibilitado de transferirles calor y forzado a balancear los flujos de energía mediante la emisión de radiación infrarroja exclusivamente, los trópicos sufrirían un fenómeno de efecto invernadero desbocado.

El clima terrestre utiliza las grandes latitudes como aletas de enfriamiento para evitar el desboque del efecto invernadero

El papel que la retroalimentación agua-vapor juega en el pronóstico del calentamiento global se puede obtener del mismo diagrama, aún cuando el cambio climático del calentamiento global sea diminuto en comparación con el clima de Venus y la figura se haya distorsionado exageradamente para resaltar el efecto. Una perturbación a la temperatura inicial, digamos por el aumento en la concentración de CO2, desplaza la trayectoria de la retroalimentación agua-vapor un poco hacia la derecha, hacia la trayectoria de Venus. La nueva trayectoria termina al intersectar la curva de estabilidad del agua o de saturación líquida, al igual que la trayectoria original pero un poco más hacia la derecha. La diferencia en temperatura entre los dos estados cuando intersectan la curva de estabilidad del agua (Tierra tibia, húmeda y lluviosa), es mucho mayor que la diferencia en temperatura de los dos estados iniciales en la parte inferior de la gráfica (Tierra seca). Es decir, la retroalimentación agua-vapor amplifica el cambio en la temperatura que se obtendría por el mismo aumento en la concentración atmosférica de CO2 en un planeta seco.

Afortunadamente, la humedad relativa en la Tierra no es del 100% en todo el planeta; un mecanismo que controla la distribución del vapor en la atmósfera es la circulación de Hadley⁹ (figura 7.3).

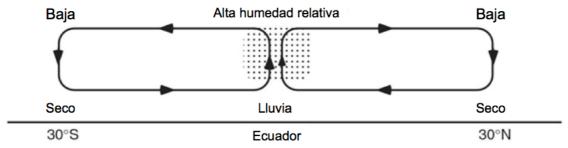


Figura 7.3 La circulación de Hadley y su efecto en la humedad del aire en la atmósfera

El aire caliente en el ecuador se eleva por convección y el agua se condensa a medida que el aire sube y se enfría; la columna de aire ascendente tiene por lo general una gran cantidad de vapor. Posteriormente, el aire se extiende a gran altitud y empieza a descender en los sub-trópicos, a 30° de latitud norte y sur. Este aire ha pasado por el 'escurridor', la fría tropopausa y no ha quedado mucha humedad en él; los grandes desiertos del mundo están localizados bajo estas regiones de descenso de aire seco. El aire fluye por la superficie terrestre de regreso hacia el ecuador y recogiendo vapor en el camino. En general, la humedad en la atmósfera depende de los patrones de circulación y del acceso a agua en evaporación.

Globalmente, la humedad promedio del aire superficial es de 80%; si se graficase la trayectoria de la Tierra 'real' en la figura 7.2, la humedad se elevaría hasta un 80% de la trayectoria hacia la frontera de la fase líquida en lugar de hacer todo el recorrido hasta alcanzar el 100%; pero aún así, esto resulta demasiado simple pues el vapor como gas de efecto invernadero resulta más importante a grandes

_

⁹ En honor del abogado George Hadley (1685-1768) quien propuso el mecanismo atmosférico que sostiene los vientos alisios, factor vital para que los buques mercantes europeos llegaran a las costas de Norteamérica.

altitudes, donde el aire está frío. La humedad relativa en el aire más frío puede ser inferior a la superficial, tan seco como 10% de humedad relativa en las áreas de descenso.

La fuerza de la retroalimentación agua-vapor depende de lo que ocurra en la atmósfera superior, donde el vapor es más importante como gas de efecto invernadero.

Los modelos del clima tienden a predecir que la humedad relativa de la atmósfera debería permanecer sin cambios a medida que la temperatura aumenta. Debido a que la presión de saturación del vapor aumenta con la temperatura, la humedad absoluta (número de moléculas de $\rm H_2O$ por moléculas de aire) aumenta con la temperatura y por lo tanto, la retroalimentación agua-vapor continúa operando, aún cuando el aire no esté $\rm 100\%$ saturado en todos lados.

Es posible que los modelos estén equivocados y la humedad absoluta podría cambiar más o menos que lo predicho. Uno puede cambiar la humedad relativa cambiando la fuerza de la circulación de Hadley o cambiando la tasa de mezclado turbulento del aire por la presencia de tormentas. Pero ¿Es posible que la retroalimentación agua-vapor en el mundo real sea más débil que en los modelos? De ser así, esto causaría una gran diferencia en cuanto a la cantidad del cambio en el clima que deberíamos esperar; el estudio del paleoclima y la reconstrucción de las abundancias de CO_2 correspondientes (Cap. 12) nos proporcionan una respuesta definitiva.

Nubes

Existen tres tipos principales de nubes (Figura 7.4). Las de gran altitud se llaman *cirrus* (del latín "hebra de cabello"), son delgadas y en jirones, a menudo apenas notables en el firmamento y están constituidas por cristales de hielo.

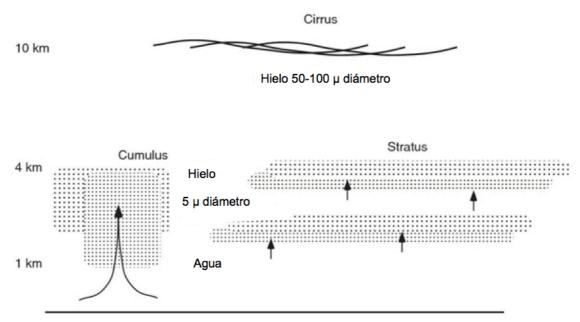


Figura 7.4 Esquema con los tres tipos principales de nubes

A bajas altitudes se observan dos tipos de nubes. Las llamadas *cumulus* ("montón, pila" en latín) son torres, el resultado de ráfagas localizadas de convección ascendente; las tormentas eléctricas provienen de ellas. Las otras nubes a baja

latitud reciben el nombre de *stratus* ("extendida, ensanchada" en latín), en forma de capas, formadas por movimiento ascendente, ancho y difuso; se extienden sobre grandes áreas geográficas.

Las nubes interfieren tanto con la radiación solar incidente como con la radiación infrarroja saliente en el balance terrestre de flujos de energía. Para el infrarrojo, las nubes actúan como cuerpos negros que calientan al planeta (Cap. 3). Por lo contrario, el efecto sobre la radiación visible es el de reflejarla hacia el espacio y enfriar al planeta. El impacto neto de una nube depende de cuál de estos dos mecanismos resulte más importante, lo cuál depende a su vez del tipo de nube que se trate.

Las nubes son muy buenos cuerpos negros, absorben y potencialmente emiten cualquier frecuencia en el infrarrojo, lo que las hace diferentes a los otros gases causantes de efecto invernadero que son muy selectivos en cuanto a la frecuencia de la radiación con la cual interactúan. La naturaleza de cuerpo negro se debe a que están constituidas por pequeñas gotas o pequeños cristales de hielo. En general, los líquidos y los sólidos en la superficie terrestre tienden a ser negros ante el infrarrojo.

El efecto de una nube sobre el balance energético en el infrarrojo depende de la temperatura en la parte superior de la nube, donde la radiación infrarroja saliente deja la nube y escapa al espacio. Las nubes altas emiten radiación infrarroja a bajas temperaturas y bloquean a la radiación infrarroja que proviene del suelo caliente. Las nubes cuya parte superior es baja tienen un efecto más pequeño sobre la radiación infrarroja saliente. La Tabla 7.1 muestra las conclusiones de que el efecto de las nubes sobre la radiación infrarroja es el de calentar al planeta y que las nubes altas lo calientan más que las nubes bajas.

El efecto infrarrojo de las nubes calienta la Tierra dependiendo de la altitud (temperatura) de las partes superiores de las nubes

	Nubes altas (Cirrus)	Nubes bajas (stratus y
		cumulus)
Efecto	Calentamiento severo debido a	Calentamiento débil debido a
infrarrojo	la elevada altitud de la parte	la baja altitud de la parte
(calentamiento)	superior de la nube	superior de la nube
Efecto visible	Enfriamiento débil debido a	Enfriamiento severo debido a
(enfriamiento)	que son ópticamente delgadas	que son ópticamente gruesas
Efecto neto	Calentamiento	Enfriamiento

Tabla 7.1

El efecto de las nubes sobre el balance energético de la radiación visible es el de reflejar a la energía solar incidente hacia el espacio, aumentando con ello el albedo terrestre y enfriando al planeta. Las partículas que constituyen las nubes (gotas o cristales) también pueden simplemente absorber la radiación y transformar su energía en calor que aumenta la temperatura de la partícula. Sin embargo, el absorber el calor en la atmósfera en lugar de absorberlo en la superficie terrestre, tiene un impacto menor sobre el balance energético de la Tierra que el ocasionado por la reflexión hacia el espacio sin absorberlo en alguna forma.

La radiación puede dispersarse cuando el campo eléctrico de luz incidente causa que el campo eléctrico de la partícula oscile. Al oscilar, el campo eléctrico de la partícula emite en la misma frecuencia de la radiación que recibió. La diferencia

entre radiación absorbida y radiación dispersada para el balance energético de la Tierra es que cuando la radiación es dispersada de regreso hacia el espacio, ésta se pierde y no es convertida en calor y no entra en el balance energético del calor planetario.

La fracción de radiación solar incidente que es dispersada respecto de la que es absorbida por una nube varía mucho entre los diferentes tipos de nube. Uno no puede ver a través de nubes bajas, es decir, éstas son ópticamente gruesas y capturan o dispersan la mayoría de la radiación visible que intenta atravesarlas. Las Cirrus contienen entre 10 y 100 veces menos agua por unidad de volumen que la que se encuentra típicamente en las nubes a menos altitud. Son tan delgadas que a menudo se puede ver el azul del firmamento a través de ellas y por lo tanto, tienen un impacto de enfriamiento sobre el balance de energía visible menor que el de las nubes a menor altitud (Tabla 7.1).

Uniendo las partes infrarroja y visible del balance energético, tenemos que las nubes altas calientan la Tierra mientras que las bajas la enfrían. El efecto invernadero gana en las nubes a gran altitud y el efecto albedo gana en las nubes a menor altitud. Finalmente, el efecto de enfriamiento de las nubes bajas domina y se obtiene un enfriamiento neto en el clima terrestre.

Cuando los modelos del clima están sujetos a mayores abundancias atmosféricas de CO_2 , las nubes presentes tienden a responder amplificando el calentamiento del CO_2 en una retroalimentación positiva. Ningún modelo predice una retroalimentación negativa de las nubes, pero la fuerza de la retroalimentación es aún incierta, de hecho es la principal fuente de incertidumbre en los cálculos de los modelos sobre la sensibilidad climática de la Tierra.

Las nubes altas calientan y las bajas enfrían

La eficiencia de las nubes en la dispersión varía mucho con las condiciones meteorológicas y también se ve afectada con la contaminación humana. El factor importante es el tamaño de las gotas pues la dispersión sería más eficiente con gotas del mismo tamaño que la longitud de onda de la luz incidente. Desafortunadamente, casi todas las gotas en las nubes son mucho más grandes que la longitud de onda de la radiación incidente, de manera que mientras más pequeñas sean las gotas, mejor será su eficiencia en la dispersión. Las nubes de lluvia se ven obscuras porque sus grandes gotas no dispersan la luz visible muy bien; el cambiar el tamaño de las gotas en las nubes de 8 a 10 μ m en el código en línea de espectro completo de radiación del Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR pos sus siglas en ingles; ejercicio 7.3), cambia el balance energético por varios W/m², un forzamiento radiativo comparable al ocasionado por duplicar la abundancia de CO² en la atmósfera.

Los distintos tipos de gotas en las nubes dispersan la radiación en direcciones diferentes. La mayoría de las radiación dispersada por las gotas esféricas continúa en más o menos la misma dirección con la que incide, es decir, si la dirección original es hacia abajo, la radiación dispersada continuará hacia la superficie terrestre. Los cristales de hielo son mejores para invertir la dirección de la radiación y enviarla hacia el espacio.

El tamaño de las gotas puede verse afectado por los núcleos de condensación de la nube, que no son otra cosa que una especie de 'semillas' que ayudan a la formación de las gotas. Los núcleos de condensación naturales provienen de la sal marina, el polvo, el polen, el humo y compuestos de azufre emitidos por el fitoplancton. La mayor huella humana en las nubes proviene de las plantas generadores de

electricidad que queman carbón y liberan azufre. El azufre se emite en humeros de gas como SO_2 (bióxido de azufre) que se oxida en aproximadamente una semana para formar ácido sulfúrico o H_2SO_4 , el cuál se condensa en pequeñas gotas de tamaño inferior a $1\mu m$ y que se conocen como aerosoles de sulfato o sulfatados. Estas moléculas son tan pequeñas que dispersan mucha de la radiación que incide sobre ellas.

Los aerosoles actúan como núcleos de condensación en la nube porque el fuerte ácido tiende a halar el agua presente en el aire, como los paquetes de pasta de sílice que vienen en las cajas de equipo electrónico. Los humanos también producen núcleos de condensación mediante los motores de combustión interna, especialmente los situados en los barcos, mediante fuegos forestales o fogatas. La mayoría de la atmósfera cercana a la superficie terrestre tiene suficientes núcleos de condensación naturales como para que el problema no sea si formar una gota o no cuando el aire se sobresatura. El hecho es que añadir núcleos de condensación alienta al agua a formar un mayor número de gotas más pequeñas. El impacto sobre el clima al cambiar el tamaño de las gotas se origina debido a que las gotas más pequeñas son más eficientes para dispersar la radiación que las gotas grandes. A esto se le conoce como el efecto indirecto de los aerosoles sulfatados y aunque su impacto sobre el clima tiene gran incertidumbre, es probablemente mayor que el efecto directo de dispersión de radiación por los mismos aerosoles (Figura 10.2, Cap. 10).

Las nubes que se forman en aire sucio tienden a ser mejores dispersoras con un albedo mayor para enfriar al planeta

Las estelas son otro ejemplo del sembrado de nubes por los humanos; éstas se forman cuando un avión a propulsión pasa a través del aire limpio que se ha sobresaturado con vapor. El gas expulsado por el escape contiene núcleos de condensación que rápidamente absorben agua del aire para formar gotas. Las partículas en la estela se difunden rápidamente y eventualmente se vuelven indistinguibles de las partículas naturales en las cirrus. Por esta razón, es difícil saber cual es el impacto de las aeronaves sobre la nubosidad de la atmósfera superior. Las estelas tienden a calentar el planeta al igual que la nubes altas, pero el pensamiento generalizado actualmente es el de que el forzamiento climático de nubes inducido por los aviones es muy pequeño, cercano al 1% del forzamiento climático debido a los gases de efecto invernadero. Tanto las estelas como los aerosoles sulfatados difieren de los gases de invernadero en el hecho de que ambos desaparecerían muy rápidamente si su producción cesase, mientras que los gases de invernadero, en especial el CO₂, persisten.

Las nubes son la fuente principal de incertidumbre en los modelos del clima; la mayoría de las diferencias en las sensibilidades climáticas entre modelos distintos se deben a las diversas formas en que se tratan las nubes. Los procesos de formación de gotas y su crecimiento se controlan mediante detalles de la turbulencia del viento en la nube, detalles que no pueden modelarse explícitamente en un modelo global debido a que la retícula computacional del modelo es demasiado gruesa como para representar todas las ráfagas de viento que dan forma a la nube (Cap. 6).

De manera que aún con la sorprendente explosión actual en capacidad de cómputo disponible, la tarea de modelar a las nubes desde primeros principios está fuera de nuestro alcance. En su lugar, las nubes deben parametrizarse, es decir, aproximarse en un nivel superior al de los primeros principios, como funciones de

la humedad, la temperatura, o cualquier otra variable que parezca ser relevante. Los modelos de las nubes se prueban comparando a un tiempo dado, las distribuciones de nubes con los datos del tiempo. Existe un amplio rango de condiciones atmosféricas alrededor del globo terráqueo, de manera que ésta es una prueba ardua y agotadora; sin embargo, bien podría suceder que las cosas cambiasen, en un clima cambiante, en formas no anticipada. Por razones como ésta, es importante validar los modelos mediante la comparación de su comportamiento con cambios históricos en la temperatura terrestre a lo largo de algunas décadas pasadas o con las reconstrucciones de los cambios en el clima del pasado prehistórico (Cap. 11).

Las nubes son artillería libre en los modelos climáticos

La mayoría de la incertidumbre en la sensibilidad climática de la Tierra (cambio en la temperatura que resultaría de la duplicación de la concentración atmosférica de ${\rm CO_2}$) se debe a la retroalimentación positiva de las nubes que amplifican el efecto del cambio en el ${\rm CO_2}$. Si esta retroalimentación es débil en algún modelo climático, la sensibilidad climática resulta relativamente baja, quizá de 2° C; si es más fuerte, la sensibilidad es mayor. Por otro lado, es necesario indicar que en la comparación entre modelos que realiza el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés), no existe alguno que exhiba una retroalimentación negativa causada por las nubes.

Corrientes oceánicas

Los océanos interactúan con el clima en muchas formas. Un ejemplo es la alternancia cuasi-periódica entre dos estados del océano conocidos como El Niño y La Niña (Figura 7.5). En la parte atmosférica, existe un ciclo correspondiente en la diferencia de presión atmosférica a lo largo del Pacífico, llamada Oscilación del Sur. Para realzar el énfasis de que se trata de un fenómeno acoplado atmósfera/océano, el ciclo del Niño se abrevia ENSO, siglas de El Niño – Oscilación del Sur en inglés. El estado del ciclo ENSO afecta los patrones del clima en todo el planeta.

En general, el planeta se seca durante El Niño

En la fase de La Niña, surge agua fría hacia la superficie del océano en la parte oriental del Pacífico, cerca de Perú. El agua fría contiene nutrientes que permiten el crecimiento del fitoplancton que alimenta la productiva pesca peruana de anchoa. El contraste entre las temperaturas superficiales entre el Pacífico oriental y el occidental, impulsa una corriente eólica a lo largo del ecuador que sopla de este a Oeste; el agua tibia que flota sobre la fría con una frontera llamada termoclina, se amontona en el lado occidental. La termoclina inclinada mantiene frías a las aguas superficiales cercanas a Perú, las cuáles impulsan la corriente eólica E-O, que a su vez mantiene la inclinación de la termoclina y al agua fría en la superficie oriental. Durante la fase del Niño, el agua fría cercana a Perú se ve cubierta por agua tibia. Los primeros en notar el efecto fueron los pescadores debido a que el agua tibia es mucho menos fértil y la pesca se colapsa. Los vientos a lo largo del ecuador desfallecen pues desaparece la diferencia en temperatura superficial que los impulsaba.

Aunque ambas fases parecen ser auto-estabilizantes (vientos y termoclina inclinada en retroalimentación positiva), el sistema atmósfera-océano alterna los dos estados completando un ciclo cada 4 o 7 años.

La Niña

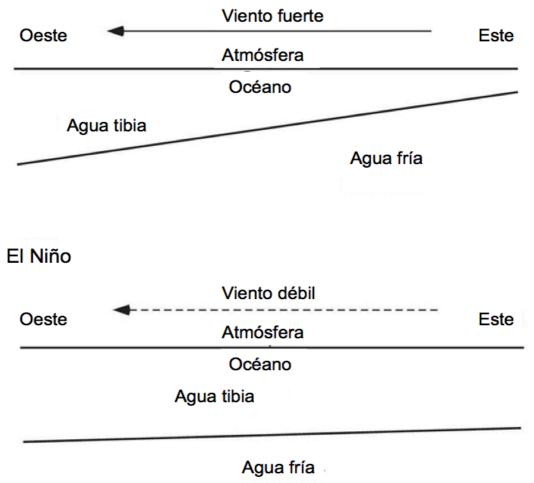


Figura 7.5 La configuración esquemática de la atmósfera y el océano a lo largo del ecuador en el Océano Pacífico durante las fases de La Niña y El Niño de la oscilación climática del Niño. Durante La Niña, panel superior, la frontera entre el agua tibia y el agua fría en el océano se inclina hacia arriba al ir de Oeste a Este, exponiendo el agua fría a la atmósfera en el Este cerca de Perú. Además de estimular la pesca peruana, el agua fría impulsa una fuerte corriente de viento desde el Este y hacia el Oeste, que tiende a mantener la pendiente de la frontera de temperatura en el océano. Durante la fase del Niño, panel inferior, tanto la pendiente de la frontera como la corriente atmosférica de viento se colapsan, arrastrando a la pesca peruana a correr la mima suerte. El sistema acoplado atmósfera/océano oscila entre las dos fases con un período que va de 4 a 7 años y afecta los patrones del tiempo en todo el resto del planeta.

Existe la posibilidad de que con el calentamiento global, el Pacífico tienda a favorecer la fase del Niño, cuyos impactos climáticos se pueden considerar como una retroalimentación; sin embargo, es imposible pronosticar en forma confiable tanto la extensión como la fuerza de esta retroalimentación potencial.

Aún no sabemos si en un mundo más caliente pudiese existir una fase de Niño permanente

Otra retroalimentación potencial del océano se conoce como la circulación meridional convectiva o corriente termohalina (Figura 7.6; video). Al Atlántico Norte llega agua tibia desde el Golfo de México; a medida que el agua se enfría, su

densidad aumenta y se hunde en el abismo dejando espacio en la superficie para que el flujo de agua tibia desde el Golfo continúe llegando desde el trópico. El océano Pacífico tiene una corriente análoga a la del Golfo llamada Kuroshio, pero como sus aguas no son lo suficientemente saladas como para que el agua se vuelva suficientemente densa al enfriarse y se hunda, entonces no existe una corriente meridional profunda en el Pacífico.

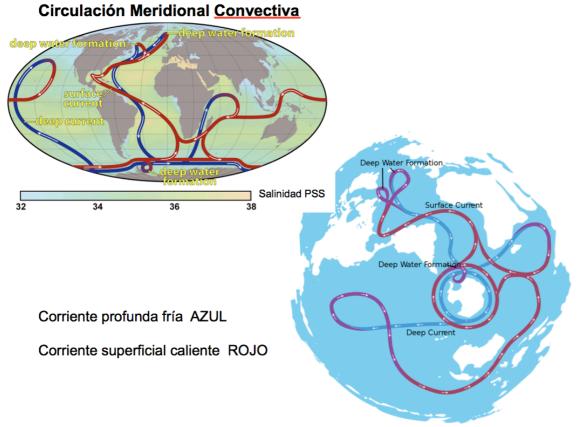


Figura 7.6 Circulación Meridional Convectiva o Corriente Termohalina o Cinta Transportadora Oceánica.

Las reconstrucciones del clima y la oceanografía del Atlántico Norte a partir de la última era glacial, indican una inestabilidad en la circulación meridional convectiva. Los registros climáticos en los núcleos de hielo en Groenlandia, muestran enormes oscilaciones en temperatura, del orden de 10°C en algunos años; a estas oscilaciones se les conoce como eventos Dansgaard-Oeschger¹0. Las reconstrucciones oceanográficas a partir de núcleos de sedimentos, muestran que la profundidad de circulación meridional convectiva cambia en sincronía con las oscilaciones en temperatura. Un gran cambio climático, llamado evento 8.2k debido a que ocurrió hace 8,200 años, se ha correlacionado con la liberación catastrófica de agua dulce en el Atlántico Norte, en una cantidad comparable a la de uno de los Grandes Lagos, al romperse la barrera de hielo que la mantenía embalsada.

Los cambios repentinos en la circulación meridional convectiva en el Atlántico Norte, han impulsado cambios climáticos globales en forma abrupta. Es posible que en el

_

 $^{^{10}}$ En honor a W. Dansgaard y H. Oeschger, quienes proporcionaron la evidencia registrada en los núcleos de hielo.

futuro, ésta corriente se vea afectada por el calentamiento o por el derretimiento del hielo en Groenlandia.

La corriente meridional convectiva en el Atlántico Norte puede estar sujeta a las consecuencias de cambios futuros en el clima y a descargas de agua dulce. Si el hielo de Groenlandia se derritiese en un lapso de un siglo (más rápido que lo esperado), liberaría suficiente agua dulce en cantidades suficientes para frenar a la corriente meridional. Los modelos climáticos también predicen una disminución en la circulación causada por aumento de CO₂ a niveles muy elevados, digamos a cuatro veces la abundancia atmosférica actual. Si esta corriente se frena, podría ocasionar enfriamiento en las grandes latitudes del norte debido a la pérdida del calor proveniente del trópico en la corriente superficial hacia el polo.

Los modelos del clima generalmente encuentran que para cuando la corriente se detiene, el calentamiento debido al CO_2 es mucho mayor que el enfriamiento local debido al colapso de la corriente. Ello vuelve poco probable la ocurrencia de un escenario de colapso repentino hacia una nueva era de hielo. Sin embargo, los modelos también tienden a subestimar la severidad y la huella espacial de abruptos cambios climáticos que ocurrieron en el pasado debido a la inestabilidad en la corriente meridional convectiva. De manera que el impacto de una futura detención de la corriente, bien pudiese ser mucho más fuerte que el predicho por los modelos. En el Capítulo 12 se vuelve sobre este tópico.

Retroalimentaciones de la biósfera terrestre

La biósfera terrestre tiene el potencial de retroalimentar al clima si los cambios en la vegetación alteran el albedo superficial. La expansión de los bosques del norte hacia áreas que previamente se encontraban cubiertas por tundra por ejemplo, podrían obscurecer la superficie y ayudar a un calentamiento adicional.

La superficie terrestre afecta el albedo y almacena carbón

Los árboles también tienen un impacto sobre el ciclo hidrológico al extraer agua del suelo y evaporarla en sus hojas, un proceso que se llama transpiración. Se cree que los bosques de lluvia en particular, perpetúan su existencia al extraer agua del suelo y evaporarla en el aire desde donde nuevamente se recicla como lluvia, en lugar de permitir que escape en el caudal de algún río hacia el océano. En estío, la vegetación muere y los suelos se secan perdiendo su habilidad para retener agua y perpetuando así la escasez de agua mediante una retroalimentación positiva. Se requiere de un estímulo adicional, de un nuevo suministro de agua para salir de la sequía y superar esta retroalimentación vegetal.

Retroalimentaciones del ciclo de carbón

Existen muchas retroalimentaciones potenciales entre el clima y el ciclo de carbón y ellas constituyen el contenido de los tres capítulos siguientes. Al calentarse la atmósfera, se eleva la temperatura de la superficie de los océanos que tiende a impulsar la evaporación de $\rm CO_2$ en los océanos hacia la atmósfera. Se piensa que las variaciones en la órbita terrestre constituyen el último agente que desencadena los ciclos glacial-interglacial, pero las oscilaciones climáticas hubiesen sido mucho más pequeñas si el ciclo de carbón no se hubiese modificado en alguna forma para halar $\rm CO_2$ de la atmósfera a medida que las capas de hielo empezaban a crecer mediante una retroalimentación positiva.

La superficie terrestre almacena una enorme cantidad de carbón. Si por ejemplo, los bosques de lluvia del Amazonas o los de Indonesia se quemaran, liberarían una cantidad significativa de carbón en la forma de $\rm CO_2$ a la atmósfera. Otras fuentes de carbón que pueden retroalimentar el cambio del clima son la turba (residuos vegetales acumulados en suelos pantanosos), el pergelisol (depósitos de carbón orgánico en suelo helado) e hidruros de metano en los océanos. El ciclo del metano también puede retroalimentar al cambio del clima si se dan cambios en los humedales impulsados por el clima, por ejemplo, o cambios en la química de oxidación de radicales en la atmósfera (Cap. 10).

Retroalimentaciones en los registros paleoclimáticos

En general, los modelos iniciales del clima tienden a mostrar una tendencia inherente a subestimar los extremos de la variación climática en el clima real, extremos inferidos a partir de los registros climáticos como los núcleos de hielo y ello se podría deber a la dificultad en la representación adecuada de las retroalimentaciones en los modelos. Las retroalimentaciones a menudo acoplan partes muy diversas del sistema climático y obligan a la colaboración de físicos expertos en nubes con oceanógrafos, por ejemplo. Se necesita gran creatividad para pensar en algunas de estas relaciones y no es poco probable que el futuro nos proporciones múltiples sorpresas en diversas formas.

Puntos de análisis

Las retroalimentaciones positivas actúan como amplificadores de la variabilidad mientra que las negativas actúan como estabilizadores.

La retroalimentación del vapor duplica o triplica el calentamiento esperado por las crecientes concentraciones de CO₂.

La retroalimentación del albedo del hielo amplifica el calentamiento a grandes latitudes por un factor de entre tres y cuatro.

Las nubes tienen un impacto potencialmente enorme sobre el clima; se espera que ejerzan una retroalimentación amplificadora del calentamiento global aunque la fuerza de esta retroalimentación es aún incierta. Las nubes constituyen la mayor fuente de incertidumbre en las estimaciones de la sensibilidad climática mediante modelos.

Preguntas

Explica el por qué una retroalimentación estabilizante es llamada negativa

Describe y caracteriza como positiva, negativa o incierta cada una de las retroalimentaciones relacionadas con el hielo, el vapor, las nubes, la circulación oceánica y el ciclo de carbón.

¿Es el clima terrestre vulnerable a un efecto de invernadero desbocado? ¿Por qué o por qué no?

¿Qué factores determinan el impacto climático de una nube?

Ejercicios

1. Comparación de dos códigos de radiación

Los modelos globales del clima manejan la energía transportada por la radiación de una forma mucho más sencilla que los cálculos de Modtran para la radiación infrarroja, pues su uso resultaría demasiado lento. El modelo de espectro completo de radiación

(http://understandingtheforecast.org/Projects/full_spectrum.html) tiene dos esquemas de radiación, llamados CCM y Chou.

- a) Usar el modelo con las condiciones indicada y con el doble de CO_2 para determinar la sensibilidad climática, ΔT_{2x} , en cada uno de los dos esquemas.
- b) Para cada uno de los modelos compara el efecto en la temperatura al pasar de 100 a 200 ppm el CO_2 . ¿Obtienes la misma ΔT_{2x} que al pasar de 350 a 700 ppm?
- c) El modelo incluye automáticamente la retroalimentación del vapor, lo cuál puede evadirse poniendo una humedad relativa nula. ¿Cuál es la ΔT_{2x} sin la retroalimentación del vapor?

2. Las nubes y la radiación infrarroja

Usa ahora el modelo del espectro de la radiación infrarroja en línea (http://understandingtheforecast.org/Projects/infrared_spectrum.html)

- a) Añade nubes *Altostratus* y luego *stratus* con el menú de nubes. Describe el efecto de las nubes en el espectro de la radiación infrarroja saliente en los tres casos. Dibuja un modelo de capas mostrando el suelo, la nube, el CO₂ y dos 'condimentos' de radiación a 700 y 900 ciclos por centímetro (el doblez del CO₂ y la ventana atmosférica) ¿Qué tipo de nube tiene el mayor impacto sobre el flujo saliente y por qué?
- b) Cambia el sensor de altitud a 0 km y escoge la opción de búsqueda hacia arriba (Looking up) sin nubes. Verás radiación infrarroja proveniente del firmamento ¿De dónde viene? ¿Cómo puedes eliminarla? Ahora incluye nubes y describe su efecto sobre el espectro ¿por qué está más caliente durante la noche cuando hay nubes?

3. Las nubes y la radiación visible

Usa el modelo de NCAR para calcular el forzamiento radiativo, en W/m^2 , de las nubes altas y bajas.

- a) Determina la temperatura de equilibrio del suelo sin nubes; luego añade una cobertura del 100% de nubes altas. La temperatura cambiará severamente. Regresa la temperatura a su valor original subiendo o bajando el desbalance radiativo en la parte superior de la atmósfera; con ello sabrás que tanto cambian las nubes el balance de los flujos de energía.
- b) Haz lo mismo con nubes bajas. Las nubes afectan los flujos de energía tanto en el infrarrojo como en el visible ¿cuál efecto es mas fuerte para cada tipo de nube?
- c) Con las nubes bajas al 100% y el desbalance radiativo en la parte superior de la atmósfera necesario para mantener la temperatura cercana a 16 °C, cambia el tamaño de las gotas de 10 a 8 μ m y encuentra de nuevo el forzamiento radiativo mediante el subir o bajar el desbalance hasta regresar a la temperatura inicial. Apaga ahora las nubes y duplica el CO_2 y obtén el forzamiento radiativo. ¿Cómo se compara el efecto radiativo del tamaño de las gotas en las nubes con l de duplicar el CO_2 ? Ahora sabrás lo importante que es tener el tamaño correcto de las gotas en la nube para un modelo.

Referencias

- 1. L. R. Kump, J. F. Kasting y P. G. Crane. *The Earth System*, Saddle River, N. J. Prentice Hall 1999.
- 2. J. C. G. Walker. *Numerical Adventures with Geochemical Models*. Oxford, U. K. Oxford Press 1991.