

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA Y ASTROFÍSICA



TRABAJO DE FIN DE GRADO

Código de TFG: FTA42

ESTUDIO DEL BALANCE ENERGÉTICO DE LA TIERRA

STUDY OF EARTH'S ENERGY BALANCE

Supervisor/es: Blanca Ayarzagüena Porras

Jorge Martínez Guerediaga

Grado en Física

Curso académico 2024-25

Convocatoria ordinaria

Calificación: 9.3

Resumen:

El balance radiativo se define como el balance neto entre la radiación que llega a la Tierra y la que emite al exterior. Esto es fundamental para comprender el sistema climático, ya que en gran medida determina la temperatura media global de la Tierra. Debido a esto, durante el transcurso del último siglo se han ido desarrollando modelos climáticos basados en este principio con el fin de simular y predecir el clima de nuestro planeta.

En este trabajo se han reproducido varios ejemplos de los modelos basados en el balance energético con el objetivo de estudiar cómo se comporta la temperatura de la Tierra dentro de estos modelos, variando sus parámetros para ver sus efectos en dicha temperatura. Entre estos modelos, se ha desarrollado un modelo de 0 dimensiones en el que se ha estudiado cuál es el efecto de añadir capas simulando una atmósfera, pasando de ser al comienzo capas completamente absorbentes a ser parcialmente emisivas. Se ha conseguido simular los diferentes cambios en la temperatura al aumentar la emisividad de las capas, simulando así la concentración de gases de efecto invernadero, observando aumentos hasta de 10°C . También se ha visto cómo el sistema evoluciona al someterse a diferentes perturbaciones como una variación en la capacidad calorífica o bien una variación del albedo. En segundo lugar, se ha desarrollado el modelo unidimensional de Budyko, obteniendo así la distribución latitudinal de temperaturas para el hemisferio norte. A partir de este modelo se ha realizado un estudio de cómo afecta a la temperatura el transporte meridional de calor, las variaciones en el albedo a lo largo del planeta o la nubosidad. Estudiando finalmente cómo se perturba este sistema, simulando de esta forma las posibles causas del cambio climático. Un ejemplo sería el aumento de la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera donde se ha visto un aumento de hasta 4°C en la temperatura, llegando a simular el deshielo de los polos.

Abstract:

Radiative balance is defined as the net balance between the radiation that reaches the Earth and the one it emits to space. This is fundamental to understand the climate system, as it mostly determines the Earth's global average temperature. Due to this, through the last century, climate models based on this concept have been developed with the objective of simulating and predicting the climate of our planet.

In this work, several examples of models based on the energy balance have been reproduced with the aim of studying how Earth's temperature behaves within these models, varying their parameters to observe their effects on the temperature. Among these models, a zero-dimensional model has been developed in which the effect of adding layers simulating an atmosphere has been studied, starting from completely absorbing layers to partially emissive ones. It has been possible to simulate the different changes at the temperature by increasing the emissivity of the layers, simulating concentration of Greenhouse gases, observing temperatures increases up to 10°C .

Secondly, the one-dimensional Budyko model has been developed, obtaining the latitudinal temperature distribution for the Northern Hemisphere. From this model, a study has been carried out on how temperature is affected by meridional heat transport, variations in albedo across the planet or the cloud cover. Finally, the perturbation on this system has been studied, simulating the possible causes of climate change. One example would be the increase in the concentration of greenhouse gases at the atmosphere, where an increase of 4°C in temperature has been observed, even simulating the melting of the poles.

Índice

1. Introducción	2
1.1. Conceptos generales de la radiación	2
1.2. Radiación solar y terrestre	3
1.3. Balance radiativo	5
1.4. Modelos de balance radiativo: primeros modelos climáticos	6
1.5. Objetivo del trabajo	6
2. Metodología	6
3. Modelo de 0 dimensiones	7
3.1. Modelo sin atmósfera	7
3.2. Modelo de una capa	8
3.3. Modelo de n capas	9
3.4. Emisividad de las capas	10
3.5. Dependencia temporal	11
4. Modelo unidimensional de Budyko	13
4.1. Modelo unidimensional sin nubosidad	13
4.2. Influencia de las nubes	15
4.3. Posibles causas y consecuencias del cambio climático actual	16
5. Conclusiones	19

1. Introducción

El balance energético de la Tierra es un concepto clave para el clima de la Tierra. Este determina la diferencia de flujos de energía salientes y entrantes en la Tierra, de manera que cuando este flujo neto es cero se dice que se ha alcanzado el equilibrio radiativo. Construyendo un modelo teórico de dicho balance, se puede modelar, en gran medida, el clima. Éste es precisamente el objetivo de este trabajo.

Para desarrollar este marco teórico, primero, se explicará cuál es la naturaleza de la radiación electromagnética y en particular, cómo radian los cuerpos estudiados, Tierra y Sol. Una vez este marco teórico esté completado, en las siguientes secciones se desarrollarán diferentes modelos computacionales para tratar de describir el balance energético de la Tierra y cómo cambios en dicho balance afectan a la temperatura de la superficie de la Tierra.

1.1. Conceptos generales de la radiación

Durante toda la historia se ha tratado de desarrollar un modelo teórico para describir la naturaleza de la luz. Esta teoría llegaría en el siglo XIX de la mano de James Clerk Maxwell que en 1865 publicaría su trabajo “A Dynamical Theory of the Electromagnetic Field”. En este se presentarían un compendio de leyes generalizadas que predecían el comportamiento de la luz, la cual era descrita como una onda electromagnética que es capaz de propagarse por el vacío a una velocidad constante de $c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0\mu_0}}$, donde ϵ_0 es la permitividad eléctrica del vacío, y μ_0 la permeabilidad del vacío. Sin embargo, más adelante, a principios del siglo XX y a raíz del descubrimiento del efecto fotoeléctrico, Albert Einstein demostraría que la luz se comporta como una dualidad onda-corpúsculo. Estos corpúsculos se denominarían fotones, y su energía vendría almacenada en pequeños paquetes predichos por la teoría cuántica de Max Planck.[1]

$$E = h\nu \quad (1)$$

donde E sería la energía de los fotones, h la constante de Planck y ν la frecuencia del fotón.

Durante el desarrollo del estudio de la luz, se observaron diferentes fenómenos que fueron abriendo las puertas a nueva física, como la emisión de radiación por parte de los cuerpos calientes. Para explicarlo, Gustav Kirchhoff comenzó definiendo el cuerpo negro. Este sería un objeto que absorbe toda la energía en forma de radiación que incidiese sobre él. En equilibrio energético con su entorno, este radiaría esa misma cantidad de energía. Aunque Kirchhoff fue el que introdujo el concepto de cuerpo negro, fue Josef Stefan, el que dedujo de forma empírica la ecuación que determinaba la energía total radiada por los objetos en función de su temperatura. Ludwig Boltzmann derivaría de forma teórica esa misma expresión años más tarde. Esta expresión es conocida como la ley de Stefan-Boltzmann.[1]

$$P = \sigma T^4 \quad (2)$$

donde P es la potencia radiada, σ la constante de Stefan-Boltzmann y T la temperatura a la que se encuentra el cuerpo.[1]

Aún así, se desconocía como dependía la energía radiada en función de su frecuencia, es decir, su distribución espectral. Fue en 1900 cuando Max Planck la describiría en la ley de Planck.[1]

$$B_\nu(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{\frac{h\nu}{k_B T}} - 1} \quad (3)$$

donde B es la potencia emitida en función de la frecuencia, c es la velocidad de la luz y k_B es la constante de Boltzmann. Como se ve, B solo es función de la frecuencia y de la temperatura del

es decir, su espectro picaría en el visible, teniendo una emisión baja de radiación ultravioleta, tal y como se puede apreciar en la figura (1).[5]. De este modo, según la ley de Wien (ecuación 4) y considerando la $T_f = 5523$ K, la longitud de onda de $\lambda_{max} = 525,07$ nm, que aproximadamente sería en el color verde-amarillo.

Con todo lo que conocemos ya, podemos calcular la energía radiada por el Sol que llega a la Tierra. Para ello, en primer lugar calcularemos la energía total radiada por el Sol o luminosidad solar (L_{\odot}) a partir de la ecuación 2.

$$L_{\odot} = 4\pi R_{\odot}^2 \sigma T_{eff}^4 \quad (6)$$

donde R_{\odot} el radio solar.

Una vez calculado esto, obtenemos el flujo de energía que llegaría a la órbita de la Tierra, conocido como la constante solar (S) como:

$$S = \frac{L_{\odot}}{4\pi d^2} \quad (7)$$

En este caso se tomará d como una unidad astronómica, $d = 1,496 \cdot 10^8$ km, con lo que S tiene un valor de $S = 1361 \frac{W}{m^2}$. Esta sería la potencia recibida por metro cuadrado a una distancia de una unidad astronómica, distancia promedio de la Tierra al Sol.

Aún tenemos que tener en cuenta que aunque todo el flujo de energía, S, llegue a la Tierra, no toda incide en la superficie, porque componentes de la Tierra reflejan parte de la radiación que les llega. El porcentaje de la radiación reflejada con respecto a la incidente se conoce como albedo (α). El albedo es un parámetro que depende del tipo de superficie, pudiendo modelizar con este parámetro diferentes componentes terrestres que reflejen la luz incidente, por ejemplo el hielo o las nubes. El albedo planetario es de 0.3, según medidas satelitales del flujo entrante y reflejado en la Tierra [6][7]. Por tanto, considerando el albedo, finalmente la potencia que entra en la Tierra es:

$$P_{incidente} = \pi R_T^2 (1 - \alpha) S \quad (8)$$

En cuanto a la **radiación terrestre**, su espectro es consecuencia de un calentamiento de la superficie terrestre debido a la absorción de la radiación solar incidente. Al calentarse la superficie, la Tierra comienza a emitir radiación, pero en este caso en unas longitudes de onda mucho más largas que el Sol, presentando un espectro con un pico en el infrarrojo.

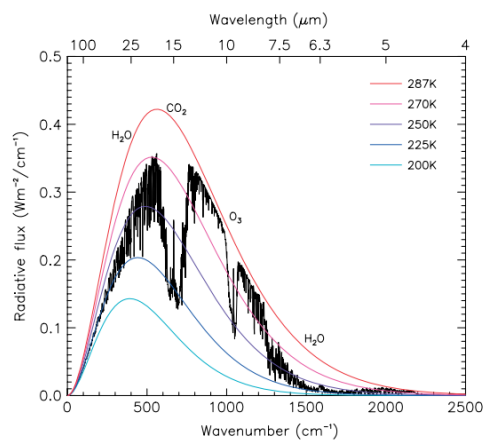


Figura 2: Espectro terrestre.[8]

En la figura 2, se observa que el espectro terrestre presenta bandas de menor emisión en diferentes longitudes de onda. Estas bandas están asociadas a los diferentes modos vibracionales y

rotacionales de las moléculas que se encuentran en suspensión en la atmósfera y que absorben para esas longitudes de onda. La atmósfera está compuesta por diferentes tipos de gases, cada uno modulando de forma diferente la emisión de radiación de la Tierra al espacio. Entre ellos se pueden encontrar el ozono estratosférico, el cual nos protege de la radiación ultravioleta, los gases de efecto invernadero como el CO_2 , el metano o el vapor de agua. Estos tienen una absorptividad muy alta para longitudes de onda más largas, lo que provoca que la radiación solar pase más o menos intacta al atravesar la atmósfera. Sin embargo, cuando la superficie terrestre emite su radiación en longitudes de onda más largas, la atmósfera sí que absorbe esa radiación, sobre todo, para ciertas bandas. A su vez, la atmósfera emitirá radiación tanto hacia el espacio como hacia la superficie terrestre. Sin embargo, la emitida hacia el espacio será más baja por encontrarse a temperaturas más bajas. En cuanto a la emitida hacia la superficie, ocasionaría un segundo calentamiento de la superficie, provocando que la temperatura incrementase. Este es el conocido efecto invernadero.

Además, en la atmósfera se encuentran también los aerosoles, ya sean sulfatos o material expulsado por actividad volcánica, son pequeñas partículas en suspensión que afectan a la reflectividad de las nubes, o directamente pueden opacar la atmósfera de la Tierra.

1.3. Balance radiativo

Como ya se ha visto, la Tierra recibe por parte del Sol una cierta cantidad de energía, y a su vez, la propia Tierra está emitiendo radiación al espacio. Este balance de flujo incidente y saliente es lo que se conoce como balance radiativo. Cuando este balance neto es nulo, es decir, la Tierra emite al espacio el mismo flujo de energía que recibe del Sol, se dice que el sistema se encuentra en equilibrio radiativo, provocando que la Tierra se encuentre en un estado estacionario a una temperatura media constante.

Sin embargo, esto no es siempre así, ya que la estabilidad de este estado depende de una gran cantidad de parámetros, concentración de gases de efecto invernadero, fluctuaciones de la constante solar, efectos meteorológicos y geológicos, etc... Modificaciones de estos parámetros cambian el flujo entrante o saliente, produciendo un exceso o déficit de energía en el sistema.

El flujo de energía entrante puede variar, por ejemplo, por fluctuaciones en la constante solar o por erupciones volcánicas que llenen la atmósfera de la Tierra de aerosoles tal y como investiga Budyko en su artículo de 1969. [9]. Sin embargo, en el caso del cambio climático actual, el parámetro que más ha variado es el flujo saliente, como consecuencia del aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero, en particular el CO_2 y el metano. Estos han aumentado su concentración de 295.67 ppm y 925.55 ppb respectivamente en 1850 hasta 397 ppm y 1831.47 ppb en 2014. Como se ha explicado, estos gases atrapan parte de la radiación que emite la Tierra, de manera que el equilibrio radiativo se rompe al salir menos energía que la que entra.

Tras el desequilibrio inicial, el sistema evolucionará hasta encontrar un nuevo estado estacionario que recupere este equilibrio. Además, la ruptura del equilibrio inicial puede ocasionar perturbaciones globales que desencadenen mecanismos de retroalimentación, los cuales provoquen una intensificación o debilitación de la perturbación inicial. Por ejemplo, si la temperatura de la Tierra aumenta lo suficiente, los polos empezarán a derretirse, disminuyendo la extensión de hielo. Esto ocasionaría que el albedo planetario disminuyese, absorbiendo mayor energía, tal y como se observa en la expresión 8 y por tanto, reforzando el exceso de energía de la Tierra. Esto es un ejemplo de retroalimentación o “feedback” positivo, ya que amplifica el cambio en la temperatura[10].

Como vemos, la temperatura de la superficie de la Tierra es un parámetro fundamental para el estudio del clima. Estudiando su evolución podemos detectar perturbaciones en el equilibrio radiativo y caracterizar el clima en distintos periodos de la historia.

1.4. Modelos de balance radiativo: primeros modelos climáticos

El sistema climático terrestre es muy complejo y para poder estudiarlo hay que recurrir, en muchas ocasiones, a los modelos climáticos. Debido a la gran importancia que tiene el balance radiativo en el clima, los primeros modelos se basaron principalmente en simular este balance, surgiendo los modelos de balance radiativo (Energy Balance Models, EBM)[11]. Estos modelos parten de la suposición de que la Tierra se encuentra en un equilibrio radiativo, y a partir de ahí analizan cómo se comporta el sistema ante perturbaciones de los parámetros de los que depende.

El primero de estos modelos, y el más simplista, sería el modelo de cero dimensiones. Este aproxima la Tierra a una masa puntual y por tanto, sin tener en cuenta ni latitud, altitud o altura. Con este modelo se puede obtener una solución analítica de la temperatura de la Tierra.

Si en vez de suponer la Tierra como una masa puntual, se tuviese en cuenta la dependencia de la temperatura con la latitud, se crearía un modelo de una dimensión [11]. Estos modelos fueron inicialmente desarrollados por Arrhenius en 1896 y fue Budyko quien en 1969, realizando un estudio de las posibles causas de las glaciaciones, desarrollaría un modelo de una dimensión donde estudiaría cómo se comportaba la temperatura de las diferentes regiones ante diferentes perturbaciones como erupciones volcánicas o variaciones de la constante solar[9]. Añadiendo la longitud, se obtendrían los modelos que definen una dependencia tanto zonal como meridional del flujo de energía.

Por último, se introduciría la última dimensión restante, la altura y la representación de procesos convectivos. Estos son los modelos conocidos como radiativo-convectivos ya que estos se centran en la transferencia vertical de energía a lo largo de la atmósfera. Un ejemplo sería el modelo de Callendar de 1938 que permitiría demostrar que el CO₂ era el principal responsable del cambio climático, contradiciendo la conclusión a la que había llegado Ångström años antes donde argumentaba que el efecto del vapor de agua eclipsaría la aportación del CO₂ al incremento de la temperatura.

Todos estos modelos tienen una gran importancia histórica ya que gracias a ellos hemos podido modelar de formas cada vez más complejas el clima de la Tierra. Este proceso ha podido seguir evolucionando gracias al desarrollo de la computación, ya que los primeros modelos más simples sí que se podrían resolver a mano, como es el caso del modelo de cero dimensiones. Sin embargo, a medida que se introducen nuevas dimensiones y sobre todo, procesos físicos, los cálculos comienzan a ser tan complejos que hace falta recurrir a las herramientas que nos aporta la computación para resolverlos. Un ejemplo de estos modelos serían los modelos de circulación general, desarrollados a comienzos del siglo XX por Vilhelm Bjerknes quien modelaría la dinámica climática haciendo uso de las ecuaciones primitivas. Estas incluirían las leyes de movimiento de Newton, la hidrodinámica o las ecuaciones termodinámicas.[11]

1.5. Objetivo del trabajo

El objetivo de este trabajo es el de estudiar el balance radiativo de la Tierra y su sensibilidad a cambios en distintos parámetros que afectan al sistema climático. Para alcanzar este objetivo, primero, se codificarán en Python modelos de balance energético de la Tierra, partiendo de los más sencillos e implementando correcciones, recreando un modelo cada vez más complejo. En segundo lugar, se analizará la temperatura en superficie bajo distintas situaciones, algunas de ellas representativas del cambio climático antrópico.

2. Metodología

Para poder modelizar la temperatura de la Tierra deberemos primero crear un modelo teórico. En primer lugar, supondremos que la Tierra es puntual (modelo de 0 dimensiones). Dentro de este modelo podremos estudiar cual es el efecto real que tiene la atmósfera en la temperatura de la

Tierra. Al implementar la atmósfera, se considerarán diferentes números de capas absorbentes y se podrá estudiar cómo se comporta la temperatura en función de estas capas atmosféricas. Añadiendo posteriormente que las capas atmosféricas tienen absorptividades variadas, se pueden modelizar estas diferentes capas simulando de forma más realista las capas que encontramos en nuestra atmósfera. Posteriormente se implementará el modelo de una dimensión, introduciendo una coordenada espacial que será la latitud. Para ello, reproduciremos el modelo que propuso Budyko [9], que tiene en cuenta la dependencia latitudinal de los flujos de energía entrante y saliente además de otros términos como el transporte de calor de latitudes más cálidas de la Tierra a otras más frías. Además, incluye el efecto de las nubes en la atmósfera.

Estos serán los modelos que implementaremos, cada uno en un programa de Python. Una vez realizada esta tarea, se irá analizando la sensibilidad de la temperatura de la superficie de la Tierra a estos parámetros, que mostramos a continuación.

Los códigos generados para este trabajo están a disposición en la siguiente carpeta de Google Drive, pero no son necesarios para comprender el trabajo, como se mostrará más adelante.

3. Modelo de 0 dimensiones

El primer modelo que se tratará será el modelo de 0 dimensiones. Este modelo supone que la Tierra es puntual, no considerando diferencias en longitud o latitud ni en la vertical. La radiación que incide es exactamente igual en cualquier punto de la superficie.

Ahora, supuesto esto, se estudiará cómo se comporta la temperatura media de la Tierra si el modelo se construye considerando únicamente la superficie terrestre, o si por lo contrario, añadimos capas simulando la atmósfera que son transparentes a la radiación solar pero absorbentes a la radiación de onda larga por encima de esta superficie.

3.1. Modelo sin atmósfera

Como se ha comentado anteriormente, en primer lugar estudiaremos la temperatura media de la superficie suponiendo un sistema que sólo incluya la radiación incidente del Sol y la radiación saliente proveniente de esta superficie. Además, supondremos que la superficie de la Tierra irradia en forma de cuerpo negro siguiendo la ecuación de Stefan-Boltzmann 2. Para imponer que la potencia radiada por la superficie es igual a la incidente tendremos que igualar la ecuación (8) con la potencia radiada por la superficie de la Tierra.

$$4\pi R_T^2 \sigma T_s^4 = \pi R^2 (1 - \alpha) S \quad (9)$$

En este caso, el albedo es el albedo planetario, que tiene como valor $\alpha_{planetario} = 0,3[7]$. Por lo tanto, despejando la temperatura de la Tierra obtenemos la siguiente expresión:

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{S(1 - \alpha)}{4\sigma}} \quad (10)$$

Realizando este cálculo obtenemos que la temperatura de la Tierra debería ser $T_T = -18,0^\circ\text{C}$. Obviamente esto está lejos de la realidad ya que la temperatura media de la Tierra actualmente es de unos 15°C .

No obstante, realicemos esta operación para otro planeta. Por ejemplo, para Mercurio tenemos un albedo medio de $\alpha_{Mercurio} = 0,05[12]$. Además, se tiene que la distancia entre el Sol y Mercurio varía entre $r_1 = 4,6 \cdot 10^7\text{km}$ y $r_2 = 6,9 \cdot 10^7\text{km}[13]$. Esto resulta en una constante solar que varía entre $S(r_1) = 14403,67\text{ Wm}^{-2}$ y $S(r_2) = 6401,63\text{ Wm}^{-2}$. Considerando estos valores, se obtiene que la temperatura de la superficie de Mercurio oscila entre $T(r_1) = 495,60\text{ K}$ y $T(r_2) = 404,65\text{ K}$.

Tal y como se observa en [12], la temperatura durante el día en Mercurio puede variar desde los 400K hasta los 700K. Esto es un intervalo muy amplio, pero con este modelo tan simplista se ha conseguido un primer resultado que se acerca a la realidad.

3.2. Modelo de una capa

Ahora la pregunta es, ¿por qué el modelo anterior proporciona un resultado válido para Mercurio pero no para la Tierra? ¿Qué hay de diferente entre ambos planetas?

Obviamente hay muchas diferencias entre la Tierra y Mercurio, pero la primera en la que se puede pensar es en que Mercurio posee una atmósfera muy fina. Esto provoca que este modelo funcione mejor para este planeta ya que en este caso la aproximación de únicamente considerar el sistema Sol y superficie es válida.

Estudiamos ahora qué sucede si añadimos a nuestro modelo una capa extra. Esta será ópticamente transparente pero absorberá longitudes de onda largas asociadas a la emisión en el infrarrojo o emisiones menos energéticas. De esta forma se simulará el comportamiento de la atmósfera ante la radiación solar y la radiación terrestre.

En este nuevo modelo, la radiación incidente del Sol pasará prácticamente intacta al entrar en la atmósfera, donde será absorbida y finalmente reemitida por la superficie. Esta nueva radiación sí que se encuentra en su gran parte en el intervalo donde la capa presenta su máximo de absorción. Esto provocaría que la capa recoja esta radiación y emitiera tanto hacia el espacio como de nuevo a la superficie. Un esquema de esto se recoge en la figura 3.

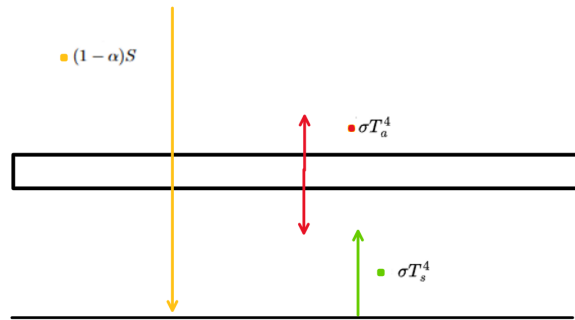


Figura 3: Diagrama del modelo de una capa.

En este nuevo caso debemos imponer el equilibrio radiativo tanto en la superficie como en la capa que estamos considerando así como en el tope de la atmósfera. Esto resulta en las siguientes ecuaciones de equilibrio:

$$\begin{cases} 2\sigma T_a^4 = \sigma T_s^4 \\ 4\sigma T_s^4 = (1 - \alpha)S + 4\sigma T_{1C}^4 \end{cases} \quad (11)$$

Resolviendo el sistema de ecuaciones, tenemos que la nueva expresión para la temperatura de la superficie será:

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{S(1 - \alpha)}{2\sigma}} \quad (12)$$

En este nuevo caso, la temperatura obtenida de la superficie es de $T_s(1 \text{ capa}) = 30,2^\circ\text{C}$. La diferencia entre el modelo anterior y este es de unos 48°C . Este resultado es extremadamente importante ya que el simple hecho de pensar en una capa absorbente que recubre la Tierra ha elevado la temperatura hasta los 30°C . Así pues, se observa la consecuencia del efecto invernadero, elevando la temperatura global.

3.3. Modelo de n capas

Sin embargo, la Tierra no cuenta con una atmósfera de una única capa sino de varias como la estratosfera o la troposfera. Se puede crear un nuevo sistema en el que la superficie en este caso está rodeada de varias capas que de nuevo son ópticamente transparentes, pero que son absorbentes ante la radiación térmica. Siguiendo un procedimiento equivalente al del anterior modelo, se obtiene el nuevo esquema para dos capas (Figura 4).

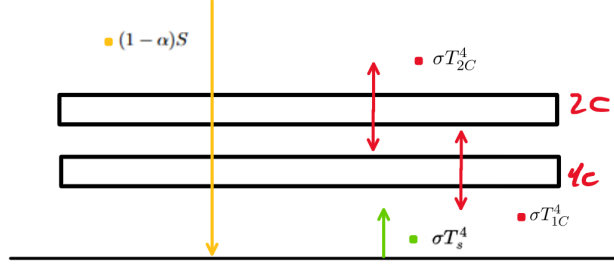


Figura 4: Diagrama del modelo de dos capas.

Imponiendo de nuevo el equilibrio radiativo, obtendremos el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{cases} 2\sigma T_{2C}^4 = \sigma T_{1C}^4 \\ 2\sigma T_{1C}^4 = \sigma T_{2C}^4 + \sigma T_s^4 \\ 4\sigma T_s^4 = S(1 - \alpha) + 4\sigma T_{1C}^4 \end{cases} \quad (13)$$

En este caso, resolviendo para T_s obtenemos la nueva expresión de la temperatura de la superficie.

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{3S(1 - \alpha)}{4\sigma}} \quad (14)$$

Si considerásemos el caso de tres o cuatro capas, se obtendría la siguiente temperatura superficial.

$$T_{3CS} = \sqrt[4]{\frac{S(1 - \alpha)}{\sigma}} \quad (15) \quad T_{4CS} = \sqrt[4]{\frac{5S(1 - \alpha)}{4\sigma}} \quad (16)$$

De estos resultados se puede deducir que la expresión que rige el comportamiento de la temperatura terrestre para n capas será:

$$T_S = \sqrt[4]{\frac{S(1 - \alpha)(n + 1)}{4\sigma}} [10] \quad (17)$$

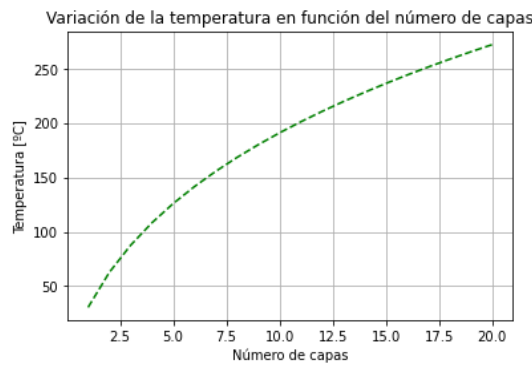


Figura 5: Dependencia de la temperatura de equilibrio con el número de capas.

Si representamos la temperatura en función del número de capas (expresión 17), se ve que ésta crece rápidamente al introducir un número pequeño de estas dentro del modelo. Por ejemplo, para el caso de 2 capas, se obtiene una temperatura de $T_s = 62,6^\circ\text{C}$. Obviamente esto es demasiado alto, pero vemos cómo la temperatura depende notablemente del número de capas que se introduzcan. Esto nos da un gran resultado, la temperatura de la Tierra vendrá determinada en gran medida por la concentración de gases de efecto invernadero, cuanto mayor sea la concentración, más radiación podrá retener la atmósfera y el efecto invernadero será más efectivo, incrementando la temperatura.

3.4. Emisividad de las capas

Hasta ahora se ha supuesto que las capas atmosféricas son completamente absorbentes, pero ya se indicó en la introducción que esto en la realidad no es así. Introduciendo el concepto de emisividad se variará la emisión de estas capas. Dejarán de comportarse como cuerpos negro y pasarán a comportarse como cuerpos grises, rigiéndose por la expresión de Kirchhoff (5). De esta manera, estudiaremos como varían los modelos anteriores de capas introduciendo este concepto nuevo.

En el caso de una capa, el sistema de ecuaciones resultante será el siguiente.

$$\begin{cases} 2\sigma\varepsilon T_a^4 = \sigma\varepsilon T_s^4 \\ 4\sigma T_s^4 = (1 - \alpha)S + 4\sigma\varepsilon T_a^4 \end{cases} \quad (18)$$

Despejando de nuevo la temperatura de la superficie, tenemos que esta varía según la siguiente expresión.

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{S(1 - \alpha)}{4\sigma(1 - \frac{\varepsilon}{2})}} \quad (19)$$

En este caso, la emisividad atmosférica promedio que se empleará será de $\varepsilon = 0,77$ [14]. Calculando la temperatura de la superficie resulta ser de 15°C , obteniendo un resultado muy cercano a la temperatura promedio real de la Tierra. Vemos que al introducir el concepto de emisividad la temperatura ha descendido en 15°C aproximadamente en comparación con el modelo de una capa completamente absorbente. Podemos estudiar ahora cómo depende la temperatura de nuestra superficie en función de esta emisividad atmosférica.

En la figura 6a podemos ver que al aumentar la emisividad de la capa introducida en nuestro modelo aumenta la temperatura media. Se esta visualizando claramente la consecuencia del efecto invernadero. El hecho de encontrar una capa absorbente a la radiación de onda larga, provoca que la temperatura aumente en comparación a si esta capa no existiese. Se ve además como el hecho de aumentar la emisividad, hecho que se puede asociar al aumento de la concentración de gases de efecto invernadero, provoca que la Tierra se caliente más.

El caso de dos capas es algo más complejo, ya que hay que tener en cuenta que las capas al ser parcialmente absorbentes, van a permitir el paso a una fracción de la radiación que incida sobre ellas, creando una interacción entre las diferentes capas. Por otra parte, con este modelo se puede parametrizar la diferencia en composición de las diferentes capas atmosféricas, suponiendo diferentes emisividades. Realizando esto, se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones.

$$\begin{cases} 2\sigma\varepsilon_{1C}T_{1C}^4 = \sigma\varepsilon_{1C}T_S^4 + \sigma\varepsilon_{1C}\varepsilon_{2C}T_{2C}^4 \\ 2\sigma\varepsilon_{1C}T_{2C}^4 = \sigma\varepsilon_{1C}\varepsilon_{2C}T_{1C}^4 + \sigma(1 - \varepsilon_{1C})\varepsilon_{2C}T_S^4 \\ \frac{S}{4}(1 - \alpha) + \sigma\varepsilon_{1C}T_{1C} + \sigma(1 - \varepsilon_{1C})\varepsilon_{2C}T_{2C}^4 = \sigma T_S^4 \end{cases} \quad (20)$$

En esta ocasión estudiaremos la tres temperaturas (T_s , T_{1C} y T_{2C}) que se obtienen de resolver el sistema anterior (ecuación 20).

Si tomamos la emisividad de la primera capa, la de la troposfera ($\varepsilon_{1C} = 0,7[15]$), y de la segunda capa, la de la estratosfera ($\varepsilon_{2C} = 0,2$), se obtiene una temperatura de la superficie de $11,05^\circ\text{C}$, mientras que para la primera capa y para la segunda se obtiene $-29,95^\circ\text{C}$ y $-52,85^\circ\text{C}$ correspondientemente. Considerando que la temperatura de la troposfera varía desde los 15°C hasta los -60°C y la de la estratosfera desde los -60°C hasta los 0°C , los resultados se encuentran en valores intermedios de estos comportamientos.

Por último, podemos estudiar cómo afectan en las temperaturas de las capas y la superficie los cambios en las emisividades. Para ello, calcularemos las temperaturas, variando sólo una de las emisividades y manteniendo la otra constante al valor que se ha mencionado anteriormente.

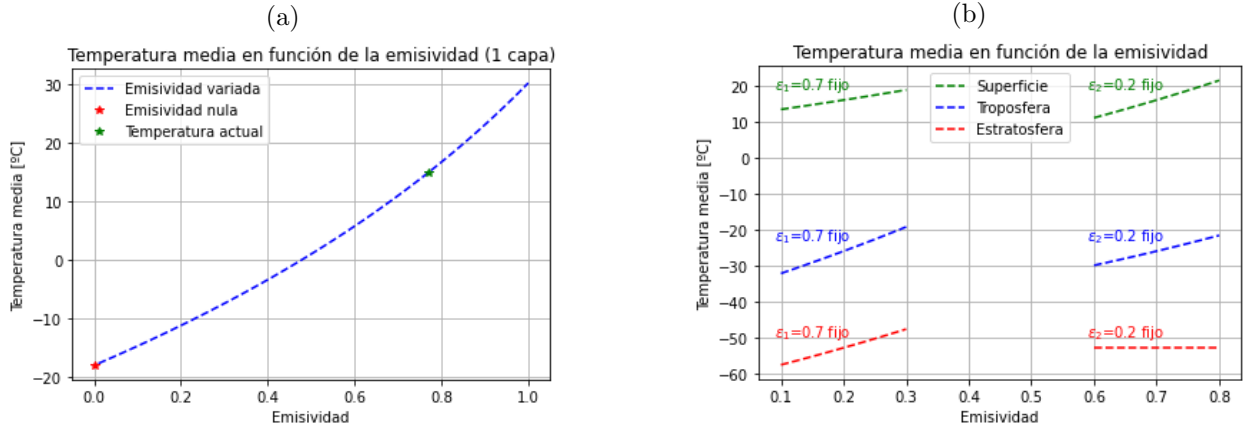


Figura 6: Dependencia de la temperatura en función de la emisividad. a) modelo de 1 capa. b) modelo de 2 capas

En la figura 6b se puede observar que la temperatura de la segunda capa T_{2C} presenta una mayor dependencia con su emisividad característica, ε_2 y se mantiene fija al variar ε_1 , aunque aparezca dependencia con ella en ec. 20. Sin embargo, se ve cómo la temperatura de la primera capa sí que presenta una dependencia clara con la emisividad de la segunda. Esto se debe a que al aumentar la emisividad de una capa superior, ésta irradia más en todas direcciones, elevando la temperatura de las capas inferiores. Viéndose también en el comportamiento de la temperatura de la superficie, ya que ésta depende especialmente de la emisividad de la primera capa atmosférica, ε_1 .

3.5. Dependencia temporal

Hasta ahora hemos asumido que la Tierra se encontraba en equilibrio radiativo. En este apartado se estudiará cómo evoluciona la temperatura media de la Tierra cuando se perturba en busca de un nuevo estado estacionario en el modelo de una sola capa parcialmente absorbente. Para ello se tendrá en cuenta que la variación temporal de la temperaturas de la capa atmosférica (T_a) y de la superficie terrestre (T_s) sigue las ecuaciones 21:

$$\begin{cases} C_a \frac{\partial T_a}{\partial t} = \sigma \varepsilon T_s^4 - 2\sigma \varepsilon T_a^4 \\ C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = S(1 - \alpha) + 4\sigma \varepsilon T_a^4 - 4\sigma T_s^4 \end{cases} \quad (21)$$

donde C_a y C_s son la capacidad calorífica de la atmósfera y la superficie terrestre, respectivamente, y t es el tiempo.

Para este estudio, se tomará una capacidad calorífica de la atmósfera de $C_a = 1,02 \cdot 10^7 \frac{\text{K}}{\text{K m}^2}$ [16] y se mantendrá la emisividad igual al promedio utilizado en el anterior apartado $\varepsilon = 0,77$.

Se estudiará qué es lo que le sucede a la temperatura de la Tierra al imponer diferentes perturbaciones en el sistema como una variación en la capacidad calorífica o en el albedo. Una variación en la capacidad calorífica produciría un cambio en la rapidez a la que la temperatura de la superficie evoluciona. Por otra parte, la variación del albedo provocaría una variación en la reflectividad del planeta, ocasionando una perturbación en el flujo entrante de energía y así ocasionando un cambio en la temperatura de equilibrio de la Tierra. Estas perturbaciones se pueden deber a procesos muy similares. Por ejemplo, debido al deshielo el nivel del agua puede crecer, ocasionando las variaciones en el albedo y en la capacidad calorífica. Otra causa posible son los cambios en el uso del suelo, provocando alteraciones en las propiedades del mismo y produciendo las variaciones mencionadas. Además, la deforestación es una de las principales causas en la variación del albedo ya que la diferencia entre el albedo de los bosques y el albedo del suelo desnudo es notable (tabla 2).

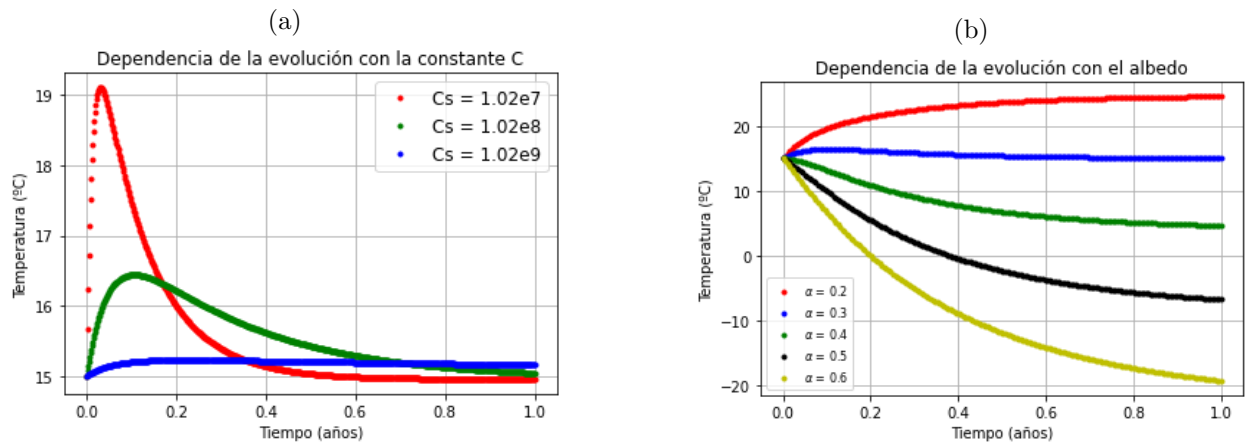


Figura 7: Evolución temporal de la temperatura de superficie en función de cambios en: a) capacidad calorífica y b) albedo planetario.

Para ver cómo se comporta el sistema ante ambas perturbaciones, se resolverá el problema de condiciones iniciales dado por el sistema de ecuaciones (21) haciendo uso de los métodos numéricos de Euler, Runge-Kutta y Adams-Bashford-Moulton, obteniendo resultados semejantes, por lo que solo se mostrarán los resultados obtenidos por el método de Runge-Kutta. Para resolverlo tomaremos como valores iniciales, $T_{s0} = 15^\circ\text{C}$, resultado de la temperatura de la superficie para el modelo de 0 dimensiones con 1 capa emisiva, y $T_{a0} = -18^\circ\text{C}$, resultado de la temperatura de la superficie para el mismo modelo sin ninguna capa.

Para el cambio de la capacidad calorífica de la superficie, se observa en la figura 7a que la temperatura de equilibrio converge a 15°C para todos los valores de C_s . La diferencia es cuánto de rápido se alcanza dicho equilibrio (temperatura de equilibrio inicial). A mayor capacidad calorífica, más lenta es la evolución, por lo que más lento se alcanza dicho equilibrio, siendo más susceptible a nuevas perturbaciones.

Por el contrario, al cambiar el albedo planetario, figura 7b, la temperatura evolucionará hacia un valor distinto para cada albedo. Nótese que si la Tierra sufriese una glaciación, correspondiente a un albedo característico de 0.6 tal y como se recoge en la tabla 2, la temperatura caería cerca de los -20°C , congelando la Tierra. Por otra parte, vemos que si el albedo es de 0.3, el sistema se perturba levemente y evoluciona hacia la misma temperatura de la que partía. En contraparte, al disminuir el albedo, fenómeno que podría darse debido al deshielo de los polos, la temperatura de

equilibrio de la Tierra termina aumentando hasta casi los 30°C.

4. Modelo unidimensional de Budyko

Hasta ahora se ha estudiado cómo puede variar la temperatura de la Tierra dentro de un modelo que no distingue las diferentes regiones de la Tierra. Ahora, se reproducirá el modelo de Budyko, introduciendo una dependencia espacial, la latitud. Se construirá un modelo que discretiza la latitud en bandas de latitud de 10°, considerando como valores representativos de esas bandas el valor central (5°, 15°, 25°, 35°, 45°, 55°, 65°, 75° y 85°). A partir de esta discretización se considerarán tres contribuciones principales al balance radiativo: la radiación solar incidente en cada latitud, la radiación que emite cada latitud en forma de cuerpo gris, promediando la aportación de la emisión de cuerpo negro de la superficie y la emisividad de la atmósfera y finalmente el transporte de energía entre latitudes. Se considerará únicamente el hemisferio norte ya que tal y como supone Budyko, el hemisferio sur sería aproximadamente simétrico al norte[9]. En los dos primeros apartados se explican cómo se modelizan los términos indicados así como se muestra sus efectos en el clima. Por último, se incluye un apartado donde se simulan algunos de los aspectos más importantes asociados al cambio climático presente.

4.1. Modelo unidimensional sin nubosidad

Como ya se ha comentado, el modelo consta de tres términos principales, el primero de ellos es la radiación solar incidente. Esta es la radiación solar que se viene estudiando durante todo el trabajo, viniendo descrita por la expresión 22. En este caso, el valor de la constante solar dependerá de la latitud, ya que debido a la inclinación del eje de rotación de la Tierra, no incide de igual forma la radiación en todos los lugares.

$$P_i = (1 - \alpha_i)S_i \quad (22)$$

Donde el subíndice i indica la latitud correspondiente.

Latitud	5°	15°	25°	35°	45°	55°	65°	75°	85°
S_i	1.219	1.189	1.12	1.021	0.892	0.77	0.624	0.531	0.5

Tabla 1: Fracción de S incidente en cada latitud.[17]

Por otra parte, el albedo también dependerá de la latitud, ya que en diferentes zonas del planeta se encuentran diferentes paisajes y por lo tanto, el albedo varía de una zona a otra en condiciones de cielo despejado. Para la región de 5°, encontramos una mezcla entre océano y grandes bosques, ambas superficies con albedos muy bajos, se tomará el albedo del bosque. Para las regiones de 75° y 85°, se considerará como superficie oceánica. Para el resto de latitudes se considerará como suelo desnudo. Además, si la temperatura es negativa se formará hielo sobre las superficies. Si la temperatura es menor de -10°C, será hielo grueso. Mientras que si la temperatura está entre 0°C y -10°C, se formará hielo fino. Los albedos típicos de estas superficies se muestran en tabla 2.

α_{suelo}	α_{agua}	α_{bosque}	$\alpha_{\text{hielo grueso}}$	$\alpha_{\text{hielo fino}}$
0.3	0.06	0.1	0.62	0.5

Tabla 2: Valores del albedo.[18]

El segundo término de este modelo que se va a considerar es la radiación que emite la Tierra. Para modelizarla, usaremos la siguiente expresión empírica propuesta por Budyko [9].

$$I = A + BT_i \quad (23)$$

donde A y B son dos constantes de ajuste, I es la cantidad de radiación que se escapa de la Tierra y T_i es la temperatura asociada a la latitud i -ésima. Budyko estimó empíricamente los valores de A y B como 203.3 Wm^{-2} y $2.09 \text{ Wm}^{-2} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, respectivamente. Estos serán también los valores que usaremos en este trabajo. Es importante indicar que este ajuste es realmente una linealización de la emisión de onda larga dada por la ecuación (5)[16].

Por último, dado que tanto la radiación solar incidente como la emitida es distinta en cada banda de latitud, se observarán flujos de energía entre las diferentes latitudes. El término que representa estos flujos se le conoce como el término de transporte y tiene en cuenta diferentes formas de transporte horizontal de calor relacionadas, principalmente, con la circulación atmosférica y oceánica. Entre estas circulaciones se encuentran las células de Hadley y polares en la atmósfera o la circulación meridional de retorno del Atlántico (AMOC por sus siglas en inglés) que transportan calor de latitudes más cálidas a latitudes más altas y frías. Este término de transporte puede ser modelizado mediante la expresión 24.

$$X = K(T_i - \bar{T}) \quad [9] \quad (24)$$

donde K es la constante de transporte de valor ($K=3.79 \text{ Wm}^{-2} \cdot \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ [9]) y \bar{T} es la temperatura media de la Tierra que se calcula como la media ponderada de las T_i :

$$\bar{T} = \frac{\sum_i \cos(\phi_i) T_i}{\sum_i \cos(\phi_i)} \quad (25)$$

Juntando los tres términos descritos, llegamos a la ecuación a resolver 26.

$$S_i(1 - \alpha_i) - A - BT_i = K(T_i - \bar{T}) \quad (26)$$

Despejando T_i se obtiene la ec.27, que nos describe la distribución latitudinal de temperatura.

$$T_i = \frac{S_i(1 - \alpha_i) - A + K \cdot \bar{T}}{B + K} \quad (27)$$

Latitud	5°	15°	25°	35°	45°	55°	65°	75°	85°
T_0	26,4°C	26,1°C	22,9°C	16,2°C	8,8°C	2,2°C	-5,1°C	-12,3°C	-16,9°C

Tabla 3: Temperatura inicial por latitud[17]

Para calcular dicha distribución se construirá un modelo computacional que calcule iterativamente la temperatura en cada región de la Tierra hasta que la temperatura media converja en un margen de $0,0001^\circ\text{C}$. Para iniciar los cálculos debemos introducir unos valores iniciales de la temperatura que serán los de la Tabla 3, correspondientes a un albedo constante de 0.3 en todas las latitudes y sin considerar el término de transporte.

Haciendo uso de nuestro modelo, obtenemos la distribución de temperaturas de la figura 8a. En ella, se pueden identificar dos efectos importantes en la distribución de temperatura al compararla con la inicial (T_0) que principalmente tiene en cuenta la dependencia latitudinal de S. Primero, destaca el efecto del albedo que, sobre todo, afecta a la banda con el albedo más bajo, 5° , cuya temperatura aumenta sustancialmente. Además, principalmente por este cambio, la temperatura media global que se alcanza al final del proceso es de $21,7^\circ\text{C}$, superior a los 15°C . Segundo, vemos el efecto del transporte en latitudes altas, ya que a pesar de tener un albedo más alto (están cubiertas de hielo), muestran temperaturas mucho más altas que las iniciales, como consecuencia del transporte de calor de latitudes más bajas a latitudes más altas.

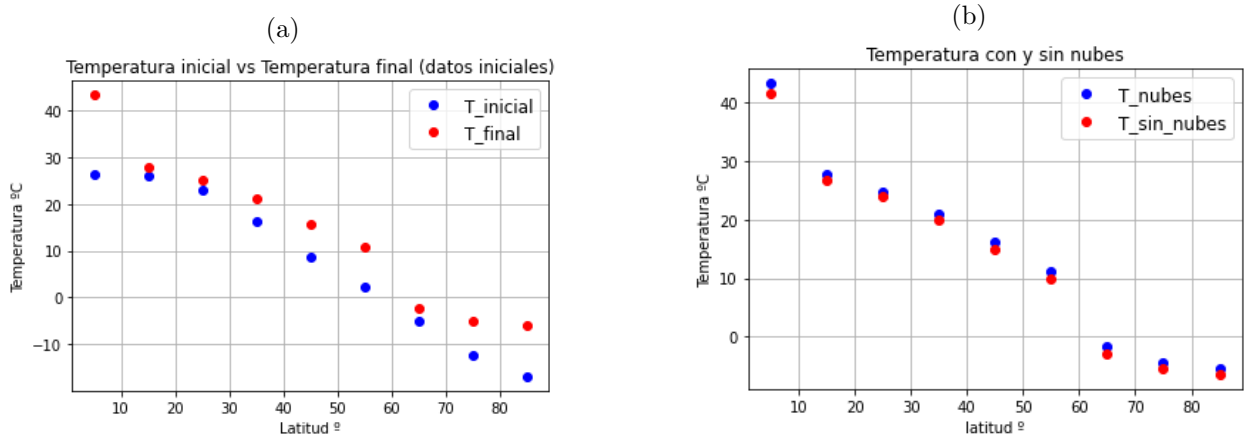


Figura 8: Distribución latitudinal de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) superficial obtenida con el modelo de Budyko (puntos rojos) para (a) cielo despejado y (b) considerando el efecto de la nubosidad. Los puntos azules indican los valores iniciales de T en (a) y del modelo de cielo nublado en (b).

4.2. Influencia de las nubes

El modelo que acabamos de presentar no considera la nubosidad. Las nubes tienen una gran importancia en el clima, ya que además de reflejar parte de la radiación solar por su propio albedo, las nubes están compuestas de pequeñas gotas de agua, y con ello, son grandes absorbentes de la radiación de onda larga. Para modelizar su aportación se siguen un procedimiento similar al de linealizar la expresión (5). Al considerar las nubes añadiremos este nuevo término lineal restando a la ecuación 23 ya que las nubes emitirán radiación hacia la superficie, provocando una especie de efecto invernadero.

$$I = A + BT_i - (A_1 + B_1T_i)n_i \quad (28)$$

donde A_1 y B_1 son las constantes de ajuste de la linealización de la emisión de las nubes cuyos valores aparecen en la tabla 4, y n_i es la nubosidad de cada región.

A_1 (Wm^{-2})	B_1 ($\text{Wm}^{-2} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)
3	0.1

Tabla 4: Constantes A_1 y B_1 . [9]

5°	15°	25°	35°	45°	55°	65°	75°	85°
0.7	0.45	0.4	0.55	0.75	0.75	0.75	0.85	0.9

Tabla 5: Valores de la nubosidad. [19]

Para poder aportar un valor aproximado a la realidad de la nubosidad de cada región, se tomará como referencia los datos de nubosidad media obtenidos por Ceres [19]. Por lo tanto, siguiendo un desarrollo equivalente al realizado al no considerar la nubosidad, la nueva expresión para la temperatura en cada banda latitudinal será:

$$T_i = \frac{S_i(1 - \alpha_i) - A + A_1n + K \cdot \bar{T}}{B + K - B_1n} [9] \quad (29)$$

Con esto, se desarrollaría un modelo computacional similar al de la sección anterior y cuyo código principal se incluye en la figura 9.

La figura 8b muestra una distribución de temperaturas similar a la obtenida para el modelo sin nubosidad (figura 8a). Sin embargo, los valores de la temperatura tienden a ser ligeramente más altos, elevando la temperatura media de los $21,7^{\circ}\text{C}$ anteriores a $22,0^{\circ}\text{C}$. Además, este efecto es más

```

1 def Budyko_nub(S,VarS,Sfrac,T0,albedo,K,A,B,A1,B1,n):
2     Si = S * VarS * Sfrac/4           #Energia solar incidente en cada latitud
3     Dif = 100                         #Variable que determina cuando cerrar el bucle
4     Tmant = Tmedia(T0,latrad)
5     Tm1 = Tmant
6     N = 0                             #Número de iteraciones
7     T = T0                            #Creamos un vector para guardar temperaturas
8     while Dif >= 0.0001:
9         nuevosT = np.zeros(9)
10        T = np.vstack([T,nuevosT])    #Añadimos una fila a la matriz T
11        for i in range(9):
12            if T[N,i] < 0:
13                albedo[i] = alb_hielo_fino if T[N,i] > -10 else alb_hielo
14                Ti = (Si[i]*(1-albedo[i])-A+A1*n[i]+K*Tm1)/(B+K-B1*n[i])
15                nuevosT[i] = Ti
16                T[N+1,i] = Ti
17        Tmant = Tm1
18        Tm1 = Tmedia(nuevosT,latrad)
19        Dif = np.abs(Tm1 - Tmant)
20        N += 1
21    return(Tm1,N,T)

```

Figura 9: Código principal del modelo de Budyko considerando la nubosidad

evidente en el caso de latitudes bajas donde la temperatura es más elevada y la cubierta nubosa es también alta. Por último, recordar que no hemos tenido en cuenta los efectos en el albedo que llevan asociados las nubes. Si lo hiciéramos, eso impactaría considerablemente en la temperatura de latitud baja y con ello, a la temperatura global.

4.3. Posibles causas y consecuencias del cambio climático actual

Por último, se estudiará cómo cambia la temperatura superficial al incluir cambios en los parámetros de nuestro modelo de una dimensión que puedan asemejarse a procesos relacionados con el cambio climático actual.

Se podría pensar que el Sol aporta una de las mayores contribuciones al cambio climático, ya que, al fin y al cabo, es nuestra principal fuente de energía. La actividad solar sufre ciclos de aproximadamente 11 años ocasionados por las manchas solares. Estas perturbaciones son del orden de 0.1% en la constante solar (S), ocasionando variaciones pequeñas, ya que la temperatura media varía $\Delta\bar{T} = 0,12^\circ C$ y no hay cambios en su distribución latitudinal. Por tanto, los ciclos solares de 11 años no tienen un impacto considerable en el clima.

Otro forzamiento que se ha propuesto como responsable del cambio climático actual es el aumento de los gases de efecto invernadero, siendo el más importante el efecto del CO_2 . Para estudiar cómo varía la temperatura de la Tierra en función de la concentración de CO_2 , se tendrá en cuenta que la constante A , responsable de la linealización de la emisión de la Tierra, como se ve en la ecuación 23, se puede modelizar según ecuación 30.

$$A = A_{ref} - CO_{2s} \log \left(\frac{[CO_2]}{[CO_{2ref}]} \right) \quad [20] \quad (30)$$

donde $A_{ref} = 210,2Wm^{-2}$, y $CO_{2ref} = 315ppm$ (concentración en 1950), son valores de referencia. Por otro lado, $CO_{2s} = 5,35$ es un valor de escalado y $[CO_2]$ es la concentración de CO_2 . [20]

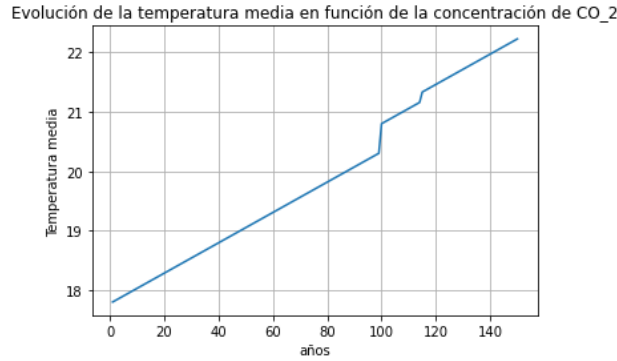


Figura 12: Evolución de la temperatura global al aumentar 1% por año la concentración de CO₂.

En figura 12, vemos un aumento lineal de la temperatura a medida que la concentración de CO₂ incrementa, alcanzando valores de temperatura casi 4°C superior a la temperatura inicial del año 0. Este incremento llega a provocar que el hielo de las latitudes más altas se derrita. Esto sería el causante de los dos picos que se observan en el año 99 y 114 respectivamente. Esto es lo que se le conoce como un “feedback” positivo ya que refuerza la perturbación inicial. El primer aumento brusco coincide con el deshielo del hielo grueso, provocando un aumento más drástico que en el segundo pico, asociado con el deshielo del hielo fino.

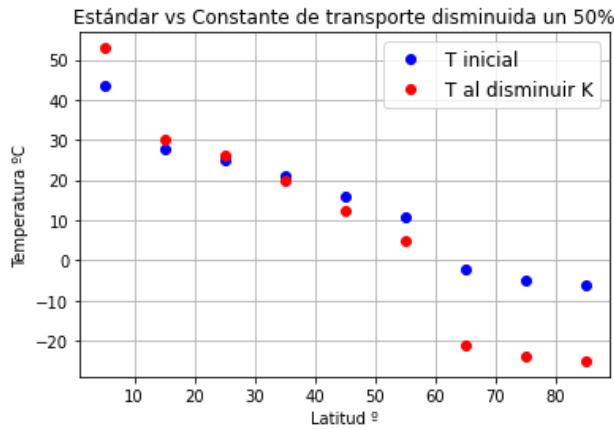


Figura 13: Cambios en la temperatura superficial por disminución en un 50% del transporte meridional de calor.(puntos azules resultados iniciales de la simulación y rojos resultados al disminuir la constante de transporte)

Por otra parte, ya hemos visto que el transporte de calor por parte de la circulación atmosférica y oceánica es vital para el equilibrio del clima en la Tierra ya que tiende a reducir diferencias energéticas. Si éste sufre alteraciones importantes, podría cambiar la distribución latitudinal de la temperatura del globo. En los últimos años, se ha observado que la AMOC, la principal circulación oceánica del Atlántico, se está frenando por el deshielo de los mantos de hielo y el fuerte calentamiento del Ártico, y varios estudios apuntan a que colapse en las próximas décadas [23]. A continuación, se simula dicho colapso. Para ello, se reducirá un 50% la constante de transporte, ya que se estima que el océano es responsable del 40-50% del transporte de calor en el planeta.[24]

El debilitamiento del transporte meridional de calor provoca que las zonas más cálidas se calienten aún más, mientras que las regiones árticas se han vuelto mucho más frías (Figura 13). De

hecho, estas últimas han sufrido un cambio mucho más brusco que las primeras debido al efecto del albedo del hielo. Al disminuir el transporte de calor, la temperatura baja, provocando que el hielo fino pase a ser hielo más grueso, de manera que el albedo de estas zonas aumenta, y por lo tanto, se han enfriando aún más. Finalmente, en este proceso se observa cómo la temperatura media ha pasado a ser de $20,2^{\circ}\text{C}$ disminuyendo $1,53^{\circ}\text{C}$ la temperatura media. Por último, indicar que a pesar de que nuestro modelo presenta muchas limitaciones, los cambios en temperatura son semejantes a los obtenidos por modelos más complejos para el colapso de la AMOC.[25]

5. Conclusiones

En este trabajo se han construido modelos computacionales de balance radiativo de 0 y 1 dimensión que han permitido simular la temperatura de la Tierra y ver su sensibilidad a distintos parámetros.

En el caso del modelo más sencillo (*modelo de dimensión 0*), se ha supuesto una Tierra puntual primeramente sin considerar la atmósfera y después considerándola. En este segundo caso, se ha estudiado cuales son los efectos de añadir diferentes capas a dicha atmósfera, viendo como la temperatura aumenta con el número de capas. Tras otorgar de emisividad a las diferentes capas se ha conseguido simular el impacto que puede tener la concentración de gases de efecto invernadero, ya que un aumento de estos provocaría un aumento de la emisividad de la atmósfera. Aparte, se ha visto como al perturbar el sistema, este evoluciona hacia un nuevo equilibrio. En concreto, al variar la capacidad calorífica se ha observado que el sistema evoluciona a diferente velocidad pero hacia el mismo estado de equilibrio. Mientras que al variar el albedo, el estado de equilibrio varía en función de si se produce un aumento o disminución de la temperatura de equilibrio.

Por otro lado, se ha construido un modelo que presenta una dependencia latitudinal (*modelo de una dimensión*). Éste ha permitido visualizar cómo puede variar la temperatura de las diferentes latitudes incluyendo diferentes fenómenos que suceden en la atmósfera. Por ejemplo, se ha visto como el transporte de energía es capaz de reducir las desigualdades en la temperatura, reconduciendo el calor de zonas más tropicales a zonas árticas, calentando las regiones frías y refrigerando las calientes. A través de este término se ha podido estudiar el colapso de la AMOC, lo cual provocaría una polarización de la temperatura por el globo. Aparte, se ha visto como el diferenciar los diferentes albedos de las regiones provoca que sus temperaturas evolucionen hacia diferentes estados de equilibrio, calentando de forma clara regiones con albedos muy bajos, y enfriando regiones con albedos más elevados. Otro término que se ha estudiado es el de la nubosidad, observando que las nubes elevan la temperatura ligeramente debido a su efecto en la radiación infrarroja, aunque habría que estudiar como afecta el cambio que producen en el albedo.

En relación con la emisión humana de CO_2 , se ha simulado las posibles consecuencias que puede tener la acción humana en este aspecto, concluyendo que las consecuencias si no se tomasen acciones para frenar estas emisiones podrían ser catastróficas, provocando el deshielo de los polos y un incremento de la temperatura de forma continuada, llegando a duplicar su valor.

Referencias

- 10 2009.
- [1] Francis W Sears, Mark W Zemansky, Hugh D Young, et al. *Física universitaria volumen 2*. Mexico: Pearson Educación,, 2011.
- [2] P.-M Robitaille. Kirchhoff's law of thermal emission: 150 years. *Progress in Physics*, 4,
- [3] A.T. Mecherikunnel and J. Richmond. Spectral distribution of solar radiation. Technical report, NASA, 1980.
- [4] W.H. Brune. 6.05: El espectro solar. https://espanol.libretexts.org/Geociencias/Meteorologa_y_Ciencia_

- del_Clima/Libro:_Fundamentos_de_la_Ciencia_Atmosfrica_(Brune)/06:_Radiacin_Atmosfrica/6.05:_El_Espectro_Solar.
- [5] M. Torrico. Pp and cno-cycle nucleosynthesis: Kinetics and numerical modeling of competitive fusion processes. *Chancellor's Honors Program Projects.*, 2012. https://trace.tennessee.edu/utk_chanhonoproj/1557.
- [6] B Barkstrom, E Harrison, et al. Earth radiation budget experiment (erbe) archival and april 1985 results. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 70(10):1254–1262, 1989.
- [7] J.T. Kiehl and K.E. Trenberth. Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78(2):197–208, 1997.
- [8] Wenyi Zhong and Joanna D Haigh. The greenhouse effect and carbon dioxide. *Weather*, 68(4):100–105, 2013.
- [9] M. Budyko. The effect of solar radiation variations on the climate of the earth. *tellus*, 21(5):611–619, 1969.
- [10] A.E. Dessler. *Introduction to modern climate change*. Cambridge University Press, 2021. Se consultaron los capítulos 3, 4 y 6.
- [11] P.N. Edwards. History of climate modeling. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change*, 2(1):128–139, 2011.
- [12] K.E. Bauch, H. Hiesinger, B.T. Greenhagen, and J. Helbert. Estimation of surface temperatures on mercury in preparation of the mertis experiment onboard bepicolombo. *Icarus*, 354:114083, 2021.
- [13] Agencia Espacial Europea (ESA). Todo sobre mercurio. https://www.esa.int/Space_in_Member_States/Spain/Todo_sobre_Mercurio, n.d.
- [14] E. W. Beans. A heat transfer model for global warming. *Case Studies in Thermal Engineering*, 43:102677, 2023.
- [15] DO Staley and GM Jurica. Effective atmospheric emissivity under clear skies. *J. Appl. Meteorol.*, pages 349–356, 1972.
- [16] G. Lohmann. Temperatures from energy balance models: The effective heat capacity matters. *Earth System Dynamics*, 11(4):1195–1208, 2020.
- [17] A. Henderson-Sellers and K. McGuffie. *Introducción a los modelos climáticos*. GEOGRAFÍA Y GEOLOGÍA-GEOGRAFÍA FÍSICA. Omega, S.A., Ediciones, 1990.
- [18] Henderson-Sellers & McGuffie. *Meteorology Today. An Introduction to Weather, Climate, and the Environment*. Cenage, 1990.
- [19] NASA Langley Research Center. Ceres ebaf toa ed4.2.1 data tool, 2000-2024.
- [20] E. Ziegler and K. Rehfeld. Transebm v. 1.0: description, tuning, and validation of a transient model of the earth's energy balance in two dimensions. *Geosci. Model Dev.*, 14(5):2843–2866, 2021.
- [21] M. Meinshausen et al. The shared socioeconomic pathway (ssp) greenhouse gas concentrations and their extensions to 2500. *Geosci. Model Dev.*, 13(8):3571–3605, 2020.
- [22] M. Meinshausen et al. Historical greenhouse gas concentrations for climate modelling (cmip6). *Geosci. Model Dev.*, 10(5):2057–2116, 2017.
- [23] P. Ditlevsen and S. Ditlevsen. Warning of a forthcoming collapse of the atlantic meridional overturning circulation. *Nat. Commun.*, 14(1):1–12, 2023.
- [24] R. Ferrari and D. Ferreira. What processes drive the ocean heat transport? *Ocean Modelling*, 38(3):171–186, 2011.
- [25] René M. van Westen, Michael Kliphuis, and Henk A. Dijkstra. Physics-based early warning signal shows that amoc is on tipping course. *Science Advances*, 10(6):eadk1189, 2024.