Rivista internazionale di scienze atmosferiche e oceaniche
2021; 5(2): 29-40
http://www.sciencepublishinggroup.com/j/ijaos doi:
10.11648/j.ijaos.20210502.12
ISSN: 2640-1142 (versione cartacea); ISSN: 2640-1150 (versione online)

L'impatto di CO_2 , H_2O e altri "gas serra" sulle temperature di equilibrio della Terra

David Coe[1,*] , Walter Fabinski[2] , Gerhard Wiegleb[3]

[1] In pensione dalla Codel International Ltd, Bakewell, Inghilterra

[2] In pensione dalla ABB Automation, Francoforte, Germania

[3] Dipartimento di Ingegneria Elettrica (Gruppo di ricerca per il monitoraggio ambientale), Università di Scienze Applicate di Dortmund, Dortmund, Germania

Indirizzo e-mail:
coecharlesdavid@gmail.com (D. Coe), wjfabinski@arcor.de (W. Fabinski), wiegleb@fh-dortmund.de (G. Wiegleb)

[*] Autore corrispondente

Per citare questo articolo:
David Coe, Walter Fabinski, Gerhard Wiegleb. L'impatto di CO_2 , H_2O e altri "gas serra" sulle temperature di equilibrio della Terra. *Rivista internazionale di scienze atmosferiche e oceaniche*. Vol. 5, n. 2, 2021, pagg. 29-40. doi: 10.11648/j.ijaos.20210502.12

Ricevuto: 2 agosto 2021; **Accettato**: 11 agosto 2021; **Pubblicato**: 23 agosto 2021

Abstract: È ormai da tempo accettato che l'effetto serra, per cui l'atmosfera trasmette facilmente la radiazione solare in entrata a lunghezza d'onda corta ma assorbe selettivamente la radiazione in uscita a lunghezza d'onda lunga emessa dalla Terra, sia responsabile del riscaldamento della Terra dalla temperatura effettiva di 255 K, senza riscaldamento atmosferico, all'attuale temperatura media di 288 K. È inoltre ampiamente accettato che i due principali gas serra atmosferici siano H_2O e CO_2 .Ciò che sorprende è l'ampia variazione nel potenziale di riscaldamento stimato del CO_2 ,il gas ritenuto responsabile del concetto moderno di cambiamento climatico. Le stime pubblicate dall'IPCC sulla sensibilità climatica al raddoppio della concentrazione di CO_2 variano da 1,5 a 4,5 °C sulla base di una miriade di articoli scientifici che tentano di analizzare le complessità della termodinamica atmosferica per determinarne i risultati. Lo scopo di questo articolo è quello di semplificare il metodo per ottenere un dato sulla sensibilità climatica non solo per il CO_2 ,ma anche per il CH_4 e il N_2O, anch'essi considerati potenti gas serra, determinando in che modo l'assorbimento atmosferico ha portato all'attuale riscaldamento di 33K ed estrapolando poi tale risultato per calcolare il riscaldamento previsto a causa dei futuri aumenti delle concentrazioni di gas serra. Il database HITRAN degli spettri di assorbimento dei gas consente di determinare con precisione l'assorbimento della radiazione terrestre alla sua temperatura attuale di 288 K per ogni singolo costituente atmosferico e anche per l'assorbimento combinato dell'atmosfera nel suo complesso. Da questi dati si conclude che l'H2O è responsabile di 29,4 K del riscaldamento di 33 K, con il CO_2 che contribuisce per 3,3 K e il CH_4 e il N_2O combinati solo per 0,3 K. La sensibilità climatica ai futuri aumenti della concentrazione di CO_2 è calcolata essere pari a 0,50 K, compresi gli effetti di feedback positivo dell'H_2O, mentre la sensibilità climatica al CH_4 e al N_2O è quasi impercettibile, rispettivamente pari a 0,06 K e 0,08 K. Questo risultato suggerisce fortemente che l'aumento dei livelli di CO_2 non porterà a cambiamenti significativi nella temperatura terrestre e che gli aumenti di CH_4 e N_2O avranno un impatto molto limitato.

Parole chiave: Anidride carbonica, Sensibilità climatica, Effetto serra, Cambiamenti climatici

1. Introduzione - Sensibilità climatica all'equilibrio

La sensibilità climatica all'equilibrio (ECS) è generalmente intesa come l'aumento della temperatura della superficie terrestre derivante dal raddoppio dei livelli di CO_2nell'atmosfera dopo il raggiungimento dell'equilibrio termico (Zhong e Haigh 2013) [1]. I valori dell'ECS dedotti da una varietà di modelli climatici mostrano un alto grado di incertezza con un intervallo tipico da 1,5 a 4,5 °C (AR5-WG1-SPM, p16) [2]. Tuttavia, lavori più recenti suggeriscono valori di ECS inferiori a 1 °C (Harde-2017) [3] (Wijngaarden e Happer 2020) [4].

La difficoltà sta nel fatto che esistono innumerevoli variabili atmosferiche che possono essere ritenute influenti su questo valore. Questa situazione è sintetizzata chiaramente nella nota del MET Office britannico, "What is Climate Sensitivity?" (metoffice.gov.uk).

"Poiché non esiste un modo 'perfetto' per stimare la sensibilità climatica, essa rimane un argomento scientifico molto dibattuto e vi

rimane un ampio margine di stima su quale potrebbe essere l'ECS". Si tratta di una situazione spiacevole, poiché i governi mondiali stanno attuando piani ambiziosi e costosi per limitare l'aumento delle temperature globali attraverso la riduzione delle emissioni$_{di\ CO_2}$nell'atmosfera e per raggiungere un'economia a zero emissioni nette di carbonio, nella convinzione che le emissioni$_{di\ CO_2}$siano il principale fattore responsabile dell'aumento delle temperature globali. Al fine di giustificare un cambiamento così fondamentale per l'economia globale e, di fatto, il rischio associato a uno "stile di vita consolidato", è di fondamentale importanza determinare un valore accurato per l'ECS. Per farlo, sarà necessario districarsi nella complessità della termodinamica atmosferica e trovare un metodo semplice per stimare con precisione l'ECS.

1.1. L'effetto serra

La temperatura media della Terra è determinata esclusivamente dal bilancio energetico nella parte superiore dell'atmosfera (TOA). All'equilibrio, l'energia proveniente dal sole è bilanciata dall'energia irradiata dalla Terra, che è una funzione della sua temperatura. Il termine "effetto serra" è usato per descrivere il processo attraverso il quale la radiazione solare a lunghezza d'onda corta viene trasmessa attraverso l'atmosfera, mentre le componenti della radiazione a lunghezza d'onda lunga emesse dalla Terra vengono assorbite dall'atmosfera, limitando così la riemissione nello spazio con un conseguente riscaldamento della Terra (Schwartz 2018) [5, 6]. I gas atmosferici che assorbono questa energia, principalmente $CO_{(2)}$ e $H_{(2)\ O}$, sono collettivamente denominati "gas serra". Per quantificare questo riscaldamento, è necessario innanzitutto identificare le variabili chiave che contribuiscono ad esso.

1) Radiazione solare. Si tratta dell'energia irradiata ricevuta dalla Terra dal Sole. Può essere calcolata sulla base della temperatura della superficie solare, del diametro e della distanza della Terra dal Sole. Questo valore è
confermato dalla misurazione diretta dai satelliti orbitali. (Trenberth et al 2009) [7].

2) Albedo terrestre. La riflettività della Terra rispetto alla radiazione solare.
Si tratta di una misura della quantità di radiazione solare riflessa nello spazio, che indebolisce quindi l'apporto di radiazione solare.

3) Emissività terrestre. Tutti i corpi emettono radiazioni termiche in funzione della loro temperatura secondo l'equazione di Planck per l'emissione dei corpi neri. L'emissività terrestre determina quale frazione di tale radiazione dei corpi neri viene effettivamente emessa dalla Terra.

4) Assorbimento atmosferico. Assorbimento della radiazione a lunghezza d'onda lunga emessa dalla Terra dai gas atmosferici, in particolare H_2 O e CO_2 , entrambi dotati di forti caratteristiche di assorbimento della radiazione infrarossa.

5) Ritenzione dell'energia assorbita. Questo è il problema chiave che contribuisce in modo significativo all'incertezza nella determinazione della sensibilità climatica. Cosa succede all'energia assorbita dall'atmosfera? Ci sono solo due possibilità: parte dell'energia viene riemessa nello spazio dall'atmosfera riscaldata, oppure l'energia viene trattenuta dalla Terra e dalla sua atmosfera, contribuendo così al riscaldamento planetario. Questa ritenzione di energia è una funzione della complessa termodinamica atmosferica e la sua stima è una delle cause principali dell' ampie variazioni nelle stime della sensibilità climatica.

1.2. Energia trattenuta

Le variabili da 1 a 4 nell'elenco sopra riportato sono tutte facilmente identificabili e possono essere determinate con ragionevole accuratezza. La variabile 5, Ritenzione dell'energia assorbita, tuttavia, è di tutt'altra natura. La termodinamica atmosferica è estremamente complessa e utilizzarla per determinare una stima accurata della frazione di energia assorbita che viene trattenuta è quasi impossibile nel sistema caotico non lineare che è l'atmosfera terrestre ed è il principale fattore che contribuisce all'ampia gamma di stime della sensibilità climatica (Stevens B. et. al., 2016) [8]. Esiste tuttavia un metodo alternativo per determinare questo fattore di energia trattenuta utilizzando i calcoli della temperatura terrestre.

1.3. Temperatura effettiva della Terra T_e

Se I_0 è il flusso di energia ricevuto dalla Terra dal Sole, l'energia incidente totale sarà $I_0 \cdot \pi r^2$, dove "r" è il raggio della Terra. Una frazione "f" di questa energia sarà riflessa dalla Terra nello spazio (albedo terrestre). L'energia ricevuta dalla Terra è quindi $(1 - f)\cdot I_{(0)} \cdot \pi r^{(2)}$ ·L'energia R irradiata dalla Terra come risultato della sua temperatura T sarà $e\cdot E\cdot 4\pi r^{(2)}$ (energia irradiata su tutta la superficie terrestre di $4\pi r^{(2)}$), dove "e" è l'emissività terrestre. E, il potere emissivo, è facilmente calcolabile dall'equazione di Stefan Boltzmann

$$E=\sigma T^4 \quad \sigma \text{ è la costante di Stefan}$$

All'equilibrio, l'energia ricevuta è uguale all'energia emessa nello spazio, quindi

$$(1 - f)\cdot I_0 \cdot \pi r^2 = e\cdot\sigma T^4 \cdot 4\pi r^2$$

E quindi

$$T= \sqrt[4]{\frac{(1-f)\cdot I_0}{4e\cdot\sigma}} \qquad (1)$$

Questo valore, noto come temperatura effettiva della Terra T_e , è generalmente accettato come pari a 255 Kelvin. Si tratta della temperatura di equilibrio della Terra in condizioni di atmosfera zero, dove non si verifica alcun assorbimento dell'energia irradiata (Wilson e Gea-Banacloche 2012) [9].

1.4. L'impatto dell'energia trattenuta

L'effetto di un'atmosfera composta da gas che assorbono i raggi infrarossi è che parte della radiazione emessa verrà assorbita dall'atmosfera. Supponiamo che "a" sia l'assorbimento radiativo totale dell'atmosfera. L'energia assorbita sarà pari a $a\cdot R$ e l'energia trasmessa nello spazio sarà pari a $(1 - a)\cdot R$. Cosa succede a questa energia assorbita? Una parte sarà trattenuta dal sistema atmosfera/terra e una parte sarà riemessa dall'atmosfera nello spazio. Sia "n" il "fattore di ritenzione energetica", la frazione dell'energia assorbita $a\cdot R$ che viene trattenuta dal sistema atmosfera/terra, in modo che la frazione trasmessa nello spazio sia $(1 - n)\cdot a\cdot R$. L'energia totale ora trasmessa nello spazio è

Energia totale trasmessa$=(1 - a)\cdot R + (1 - n)\cdot a\cdot R$

$=(1 - n\cdot a)\cdot R$

E per l'equilibrio al TOA

$$(1 - f)\cdot I(0) \cdot \pi r(2) = (1 - n\cdot a)\cdot e\cdot\sigma T(4) \cdot 4\pi r(2)$$

Quindi la temperatura di equilibrio $T=\sqrt[4]{\frac{4(1-f)\cdot I0}{4e\cdot\sigma(1-n\cdot a)}}$

Pertanto

$$T=\frac{255}{\sqrt[4]{1-n\cdot a}} \quad (2)$$

poiché dalla (1), il termine $T=\sqrt[4]{\frac{(1-f)\cdot I0}{4e\cdot\sigma}}$ è già stabilito come la temperatura effettiva della terra di 255K.

Questa equazione si applica a tutte le condizioni atmosferiche, compresi gli effetti dovuti all'assorbimento atmosferico della radiazione solare in entrata e l'impatto medio della copertura nuvolosa. La temperatura è influenzata solo da due variabili, l'assorbimento atmosferico "a" e il fattore di ritenzione energetica "n". L'assorbimento atmosferico "a" può essere calcolato sulla base della composizione gassosa, dello "spessore" atmosferico e dello spettro di assorbimento infrarosso di tali gas. Designando l'assorbimento totale delle attuali condizioni atmosferiche come "$a_{(0)}$ " e riorganizzando (2) si ottiene il risultato

$$n.a_0 = (1 - (255/T)^4)$$

Senza alcuna conoscenza o ipotesi sulla termodinamica atmosferica, il valore di "n" può essere determinato dalla temperatura di equilibrio attuale della Terra T, solitamente considerata pari a 288 K, in modo che

$$n\cdot a(0) = (1 - (255/288)(4))$$

$$n\cdot a(0) = 0{,}385$$

Questo valore rappresenta la frazione totale dell'energia irradiata che viene assorbita e trattenuta dal sistema terra/atmosfera, lasciando il 61,5% dell'energia irradiata trasmessa nello spazio (Wilson e Gea-Banacloche 2012) [9]. Il fattore di ritenzione energetica "n" viene quindi determinato dalla conoscenza dell'assorbimento totale a_0 dell'atmosfera attuale.

$$n=0{,}385/a_0 \quad (3)$$

Questo risultato non suggerisce che "n" sia una funzione dell'assorbimento atmosferico "a". Si tratta semplicemente di un metodo che utilizza una condizione al contorno nota, ovvero la temperatura terrestre attuale e l'assorbimento atmosferico "a_0 " dovuto all'attuale composizione dei gas serra, per determinare la variabile sconosciuta "n".

Determinando "n" è quindi possibile valutare con una certa precisione, sulla base delle caratteristiche di assorbimento degli infrarossi dell'atmosfera, in che modo le variazioni nella composizione atmosferica, in particolare il CO_2 , influiranno sull'assorbimento atmosferico e, di conseguenza, sulla temperatura terrestre. Ciò consente una valutazione precisa del clima.

sensibilità non solo al CO_2 , ma anche ad altri gas che assorbono radiazioni come il CH_4 e il N_2 O, nonché una stima degli effetti di retroazione dell'H_2 O. È tuttavia necessario innanzitutto calcolare l'assorbimento "a_0 " per le attuali concentrazioni atmosferiche di H_2 O, CO_2 , CH_4 e N_2 O.

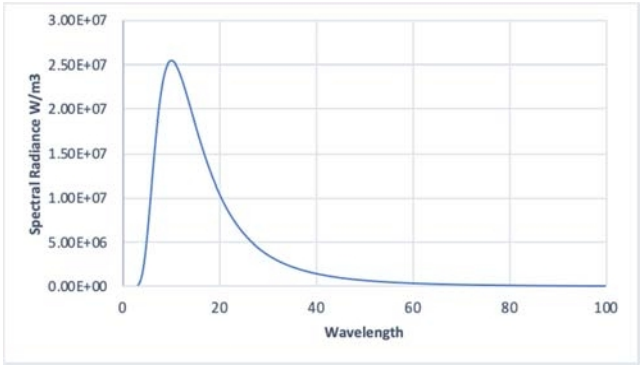


Figura 1. *Radianza spettrale v Lunghezza d'onda µm per un radiatore a corpo nero a 288 Kelvin.*

2. Assorbimento atmosferico

2.1. Radianza spettrale

La radiazione proveniente dal sole è prevalentemente costituita da radiazioni visibili a lunghezza d'onda corta e radiazioni nel vicino infrarosso. Queste attraversano l'atmosfera senza subire un assorbimento significativo. La radiazione proveniente dalla terra, invece, è puramente una funzione della sua temperatura ed è facilmente calcolabile con l'equazione di Planck

$$\text{Radianza spettrale } L_\lambda = c_1 \lambda^{-5} /(\exp(c_2 /\lambda T) - 1) \text{ W/m}^3 \quad (4)$$

Dove λ è la lunghezza d'onda della radiazione emessa, c_1 e c_2 sono le costanti di radiazione. La figura 1 mostra la radianza spettrale di un corpo a una temperatura di 288 K, la temperatura media della superficie terrestre. La radiazione si estende su un ampio intervallo di lunghezze d'onda da 3 a 100 µm (10^{-6} m).

2.2. Database HITRAN

Per valutare l'impatto dei gas serra atmosferici, è necessario poter calcolare con esattezza quale frazione dell'energia irradiata viene assorbita dalle diverse concentrazioni di tali gas, in particolare CO_2 , H_2 O, CH_4 e N_2 O in tutto lo spettro di radiazione. A tal fine, è stato prezioso un database web noto come HITRAN (I. E. Gordon et al 2017) [10].

Il database HITRAN tabula la trasmissività di un'ampia varietà di gas in un intervallo di concentrazioni, pressioni e temperature in tutto questo intervallo spettrale dell'energia irradiata. I gas di interesse sono principalmente CO_2 e H_2 O, che sono i "gas serra" abbondanti nell'atmosfera, e CH_4 e N_2 O come costituenti atmosferici minori. Un "gas serra" è definito semplicemente come un gas in grado di assorbire l'energia infrarossa in questo intervallo spettrale compreso tra 3 e 100 µm.

L'atmosfera, tuttavia, non è un mezzo uniforme. Con l'aumentare dell'altitudine, la pressione, la temperatura e la densità dei gas diminuiscono, con il risultato che la trasmissività dell'infrarosso

La radiazione attraverso l'atmosfera varia con l'altitudine. Inoltre, le concentrazioni di H_2O sono una funzione della pressione di vapore saturo (SVP) dell'acqua, che determina la quantità di H_2O gassoso che può essere trattenuta dall'atmosfera. La SVP è anche una funzione della temperatura e quindi dell'altitudine.

2.3. Variazione dell'altitudine atmosferica

La variazione con l'altitudine della pressione, della temperatura e della SVP viene calcolata utilizzando le seguenti formule.

2.3.1. Temperatura

La temperatura diminuisce con un gradiente adiabatico di 6,5 K/km fino a raggiungere una temperatura di 216 K a 11.000 m, per poi rimanere relativamente costante fino a 35.000 m.

2.3.2. Pressione

La variazione della pressione atmosferica con l'altitudine può essere rappresentata dall'approssimazione

$$P(alt)=P_0\ (1 - L.h/T_0\ )^{(g.M/RL)}$$

Dove P(alt) è la pressione in quota (pascal) P_0 è la pressione al livello del mare (pascal)
L è il gradiente adiabatico (-0,0065 K/m) h è l'altitudine (m)
g è l'accelerazione di gravità (9,807 m/s^2) M è la massa molare dell'aria secca (0,029 kg/mol)
R è la costante dei gas (8,314 J/mol.K)
Vedi figura 2 (Atmosfera standard degli Stati Uniti 1976) [11].

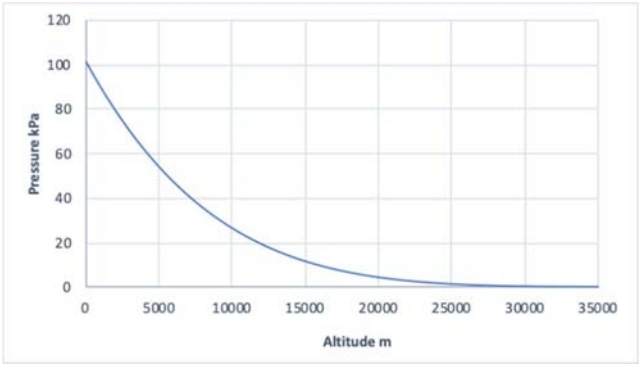


Figura 2. *Variazione stimata della pressione atmosferica con l'altitudine utilizzata nei download di trasmissività HITRAN.*

2.3.3. Concentrazione di H_2O

La concentrazione di vapore acqueo è regolata dalla pressione di vapore di saturazione (SVP), che è una funzione unica della temperatura. L'SVP è la quantità massima di vapore acqueo che può esistere senza precipitare sotto forma di acqua liquida, ovvero nuvole e pioggia. I valori medi effettivi della concentrazione di vapore acqueo sono sempre inferiori alla SVP e sono solitamente rappresentati dal termine umidità relativa (RH), che è la percentuale della SVP. Per il contenuto medio di acqua nell'atmosfera si ipotizza generalmente un valore dell'80% di umidità relativa, anche se a livello locale si possono riscontrare valori che variano da quasi zero al 100% in tutto il mondo.

2.3.4. Pressione di vapore di saturazione (SVP)

Per calcolare la SVP (kPa) è stata utilizzata la seguente equazione empirica di Buck (A. L. Buck 1981) [12].

$$SVP=0,61121\exp((18,678 - T/234,5)(T/(257,14 + T)) \quad (5)$$

dove T è la temperatura in gradi Celsius

La figura 3 mostra la variazione della concentrazione di vapore acqueo con un'umidità relativa dell'80% ad altitudini atmosferiche fino a 35000 m. Come si può vedere, la concentrazione di vapore acqueo scende quasi a zero al di sopra dei 10.000 m.

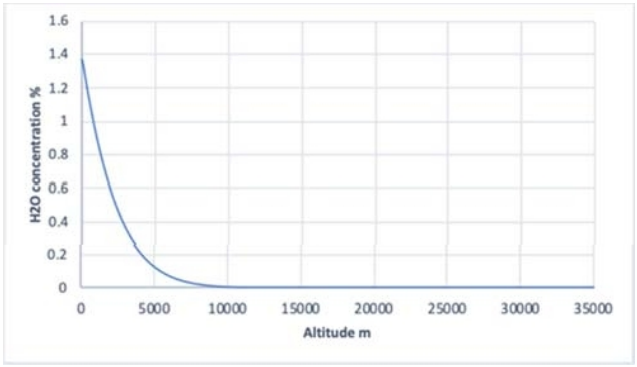


Figura 3. *Variazione dell'altitudine della concentrazione di H2O all'80% di umidità relativa.*

2.3.5. Concentrazione di CO_2 , CH_4 e N_2O

A differenza del vapore acqueo, laconcentrazione media di CO_2 rimarrà costante a tutti i livelli atmosferici, anche se la sua densità diminuirà con l'aumentare dell'altitudine e il diminuire della pressione e della temperatura. La concentrazione di CO_2 varierà tuttavia in modo considerevole a seconda della posizione e delle stagioni, poiché la fotosintesi biosferica rimuove dall'atmosfera quantità stagionali significative di CO_2. Per i seguenti calcoli dell'assorbimento atmosferico è stato ipotizzato un livello medio di 400 ppm. Analogamente, si considererà che le concentrazioni di $CH_{(4)}$ e $N_{(2)\ O}$rimangano costanti ai livelli medi attuali di 1,8 ppm e 0,32 ppm rispettivamente.

2.4. Calcolo dell'assorbimento

Come si può vedere dai grafici precedenti, la pressione, la temperatura e la concentrazione di vapore acqueo variano con l'altitudine, in particolare nei livelli inferiori a 10.000 m. Al fine di tenere conto di queste variazioni, è stata utilizzata la banca dati HITRAN per calcolare la trasmissione dell'energia irradiata nell'intervallo di lunghezze d'onda compreso tra 3 e 100 μm attraverso ogni sezione di 100 m dell'atmosfera da 0 a 35.000 m di altitudine, tenendo conto delle variazioni di temperatura, pressione e SVP.

Sia $t_{\lambda.co2.h}$ la trasmissività del gas CO_2 a una lunghezza d'onda specifica λ all'altitudine "h". Rappresentazioni simili saranno fatte per gli altri gas H_2 O, CH_4 , N_2 O. I valori di $t_{\lambda CO2.h}$ per le condizioni di temperatura e pressione all'altitudine specifica h e la concentrazione di CO_2 di 400 ppm sono determinati dal database HITRAN. La trasmissività aggregata t_{hn} al livello di altitudine h_n alla lunghezza d'onda λ è quindi calcolata con:

$$t\lambda.CO2.hn = t\lambda.CO2.h1 \cdot t\tilde{\lambda}CO2.h2 \cdot \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots t\lambda.CO2.hn$$

$$= \Pi_m \, (t_{\lambda.CO2.hm}) \text{ per m=1 a n}$$

La trasmissività combinata alla lunghezza d'onda λ per più gas viene calcolata da

$$t\lambda.CO2.H2O.CH4.N2O.hn = (t\lambda.CO2.h1 \cdot t\lambda.H2O.h1 \cdot t\lambda.CH4.h1 \cdot tl.N2O.h1) \text{ x}$$
$$(t\lambda.CO2.h2 \cdot t\lambda.H2O.h2 \cdot t\lambda.CH4.h2 \cdot t\tilde{\lambda}N2O.h2 \text{) x} \ldots\ldots\ldots\ldots..$$
$$(t\lambda.CO2.hn \cdot t\lambda.H2O.hn \cdot t\lambda.CH4.hn \cdot t\lambda.N2O.hn)$$

$$= \Pi Im(t\lambda.CO2.hm \cdot t\lambda.H2O.hm. \cdot t\lambda.CH4.hm \cdot t\lambda.N2O.hm) \text{ per m=1 a n}$$

I dati HITRAN sono presentati in termini di numero d'onda, che è il reciproco della lunghezza d'onda, in unità di cm^{-1} , un'unità preferita nel campo della spettroscopia. Per ottenere la trasmissività totale sulla banda di numeri d'onda da 10 a 3333 $cm^{(-1)}$ (equivalente a una lunghezza d'onda da 3 a 100 µm), è necessario integrare i valori di $t_{(\lambda)}$ sull'intera banda d'onda da 10 a 3333 $cm^{(-1)}$.

È inoltre importante decidere la risoluzione in termini di numero d'onda per la determinazione dei valori di "t_λ". Maggiore è la risoluzione, più accurate saranno le risposte finali, ma a scapito di un aumento delle risorse computazionali. Esiste tuttavia un limite di risoluzione, in quanto l'allargamento della pressione delle singole linee di assorbimento tende a smussare le linee spettrali all'aumentare della risoluzione. Per questi calcoli è stata utilizzata una risoluzione spettrale di compromesso di 0,1 $cm^{(-1)}$ (Harde 2013) [13, 14]. Per determinare l'effettiva trasmissione dell'energia irradiata alla lunghezza d'onda λ attraverso l'atmosfera, è sufficiente moltiplicare le trasmissività $t_{(\lambda)}$ per la radianza spettrale $L_{(\lambda)}$ (4) alla lunghezza d'onda λ. La radiazione trasmessa $E_{(\lambda)}$ alla lunghezza d'onda λ è data da

$$E\lambda. = (\Pi Im(t\tilde{\lambda}CO2.hm \cdot t\lambda.H2O.hm. \cdot t\tilde{\lambda}CH4.hm \cdot t\lambda.N2O.hm \cdot L\lambda) \text{ W/m(3)} \quad \text{per m=1 a 350 (35000m)}$$

L'energia totale trasmessa E_E attraverso l'atmosfera è determinata integrando la radiazione E_λ nell'intervallo di lunghezze d'onda compreso tra 3 e 100 µm

$$E_E = \Sigma_\lambda \, (E_\lambda \cdot \Delta\lambda. \text{ W/m(2)} \quad \text{per } \lambda = \text{da 3,0 a 100,0µm}$$

dove Δλ. è l'incremento di lunghezza d'onda alla lunghezza d'onda λ equivalente all'incremento del numero d'onda di 0,1 cm^{-1} , che è la risoluzione scelta per i dati HITRAN. La trasmissività atmosferica viene quindi calcolata da $E_E / \sigma T^4$.

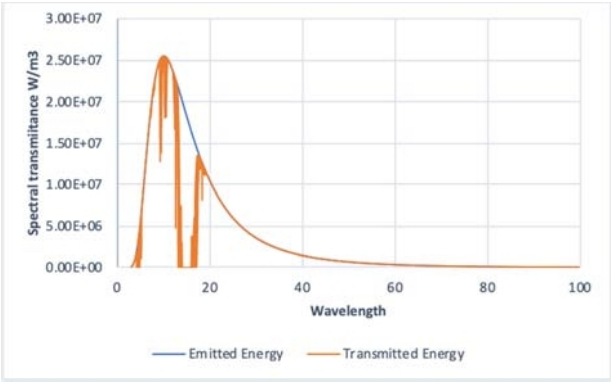


Figura 4. *Trasmissione spettrale attraverso l'atmosfera di 400 ppm $_{di\ CO2}$ rispetto alla lunghezza d'onda µm.*

2.5. Spettri di assorbimento atmosferico per CO_2 e H_2 O

Le figure 4, 5 e 6 mostrano la trasmissione della radiazione spettrale E_λ attraverso le attuali concentrazioni atmosferiche di CO_2 e H_2 O e attraverso la combinazione dei due gas. Le assorbanze di $CO_{(2)}$ e $H_{(2)\ O}$, così come di $CH_{(4)}$ e $N_{(2)\ O}$, sono state determinate nell'intervallo da 3 a 100 µm a u n

risoluzione di 0,1 cm^{-1} . È chiaro che quantità significative di

L'energia irradiata viene assorbita sia dal CO_2 che dall'H_2 O. È inoltre evidente che vi è una notevole sovrapposizione delle bande di assorbimento del CO_2 e dell'H_2 O, con l'assorbimento dell'H_2 O che rappresenta il fattore dominante.

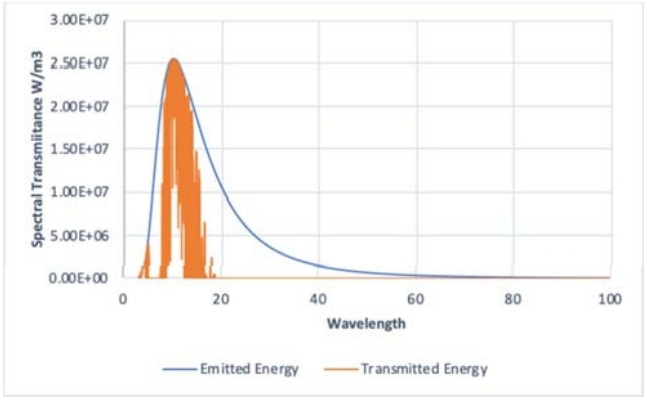


Figura 5. *Trasmissione spettrale attraverso l'atmosfera di H2O v Lunghezza d'onda µm.*

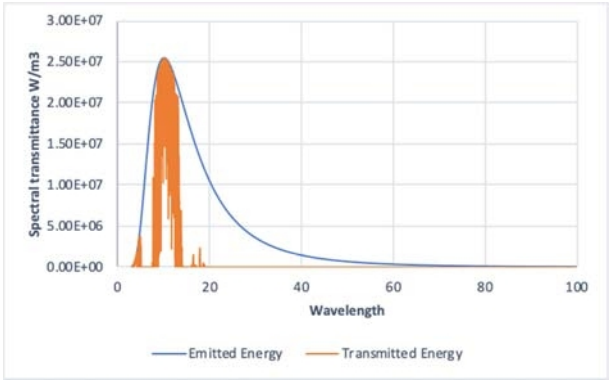


Figura 6. *Trasmissione spettrale combinata $_{di\ CO2}$ + H2O attraverso l'atmosfera v Lunghezza d'onda µm.*

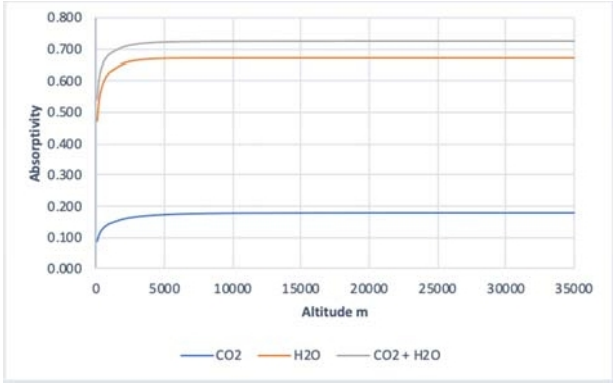


Figura 7. *Variazione dell'assorbimento atmosferico con l'altitudine.*

È anche possibile calcolare l'assorbimento di energia mentre

passa dal livello del mare a 35000 m, come mostrato nella Figura 7. Come si può vedere, la maggior parte dell'assorbimento delle radiazioni avviene nei primi 5000 m dell'atmosfera. Oltre tale punto, le radiazioni nelle bande di assorbimento di CO_2 e H_2O sono state assorbite e ridotte quasi a zero. È possibile un ulteriore assorbimento minimo. I calcoli e questo grafico mostrano che l'assorbimento atmosferico totale dovuto a H_2O e CO_2 è pari al 72,6%, con l'assorbitore dominante, H_2O, che contribuisce per il 67,0%, mentre l'impatto di 400 ppm di CO_2 fornisce un ulteriore 5,6%. Si noti che senza la presenza di H_2O, l'assorbimento dovuto al CO_2 sarebbe del 18%. Le bande di assorbimento spettrale sovrapposte delle molecole dominanti di H_2O riducono l'impatto del CO_2 al 5,6%.

2.6. Impatto del metano (CH_4) e del protossido di azoto (N_2O)

Il CH_4 e il N_2O sono riconosciuti come forti assorbitori di energia infrarossa a lunghezza d'onda lunga e sono considerati fattori significativi che contribuiscono al riscaldamento globale. Si sostiene che il CH_4 abbia un potenziale di riscaldamento globale 86 volte superiore per unità di massa rispetto al CO_2 (Etminan, Myhre, Highwood e Shine, 2016) [15].

2.6.1. Concentrazioni atmosferiche attuali 1,8 ppm di CH_4 e 0,32 ppm di N_2O

Anche le trasmissioni spettrali di 1,8 ppm di CH_4 e 0,32 ppm di N_2O sono state calcolate utilizzando il database HITRAN e sono riportate nelle figure 8 e 9. Tutto l'assorbimento infrarosso di questi due gas avviene a lunghezze d'onda inferiori a 20 µm. Quando la trasmissione infrarossa atmosferica totale, compreso.

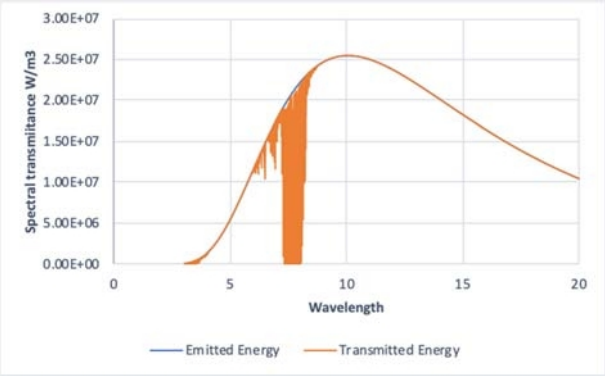


Figura 8. *Trasmissione spettrale attraverso l'atmosfera di 1,8 ppm di CH_4 v Lunghezza d'onda µm.*

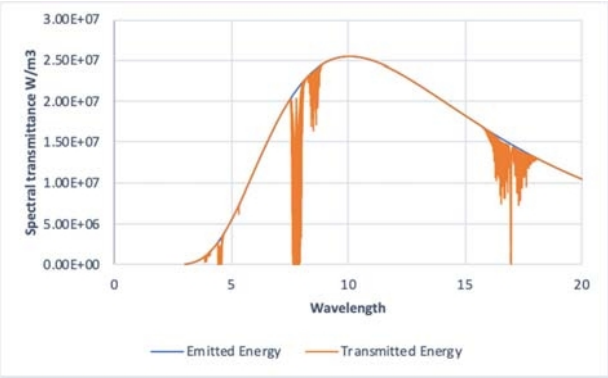


Figura 9. *Trasmissione spettrale attraverso l'atmosfera di 0,32 ppm di N2O rispetto alla lunghezza d'onda µm.*

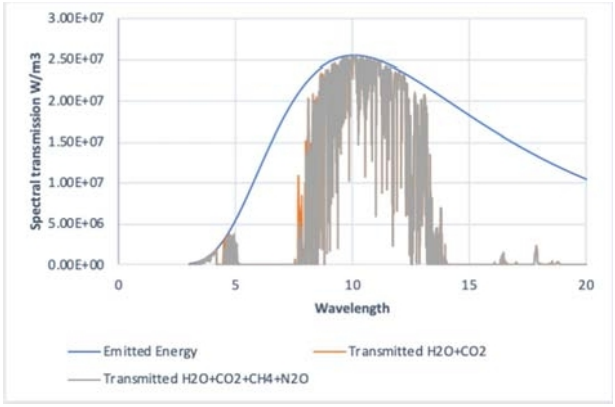


Figura 10. *Trasmissione spettrale totale $_{CH4}$ + N2O + $_{CO2}$ + H2O attraverso l'atmosfera v Lunghezza d'onda µm.*

CH_4 e N_2O sono mostrati nella figura 10, sovrapposti alla trasmissione attraverso H_2O e CO_2 da soli, è immediatamente chiaro che l'impatto sia di CH_4 che di N_2O è quasi completamente sommerso dalle bande di assorbimento sovrapposte combinate di H_2O e CO_2 . Tuttavia, vi è un piccolo effetto misurabile in quanto l'assorbimento atmosferico totale aumenta dal 72,6% al 73,0%, con un incremento dello 0,4%, grazie al contributo di questi due gas alle attuali concentrazioni atmosferiche.

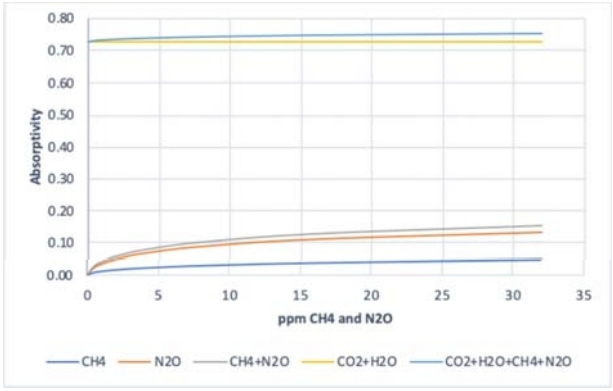


Figura 11. *Variazione dell'assorbimento atmosferico con concentrazione di CH_4 e N2O.*

2.6.2. Aumento delle concentrazioni di CH_4 e N_2O

Il CH_4 e l'N_2O sono infatti assorbitori molto potenti delle radiazioni infrarosse. Aumentando le concentrazioni di ciascun gas a 30 ppm (un aumento di 16 volte nel caso del CH_4 e di quasi 100 volte nel caso dell'N_2O) si otterrebbe un assorbimento combinato del 15%, vicino al valore del 18% per 400 ppm di CO_2 .L'impatto assorbente combinato in presenza di H_2O e CO_2 riduce tuttavia questo assorbimento a meno del 3%, come si può vedere nella Figura 11, a causa della sovrapposizione delle bande di assorbimento di CO_2 e H_2O. Ci vorrebbe quindi un enorme aumento delle concentrazioni atmosferiche di questi gas per avere un impatto significativo sull'assorbimento totale dei raggi infrarossi nell'atmosfera.

2.7. Ritenzione dell'energia assorbita

Il valore calcolato di 0,730 per l'assorbimento dell'energia irradiata dalla Terra per l'attuale media atmosferica

condizione (400 ppm CO_2 , 80% di umidità relativa, 1,8 ppm CH_4 , 0,32 ppm N_2 O e temperatura 288 K), ci permette di determinare, senza alcuna ipotesi o conoscenza della complessa termodinamica atmosferica, la frazione "n" di energia assorbita che viene trattenuta dalla Terra.

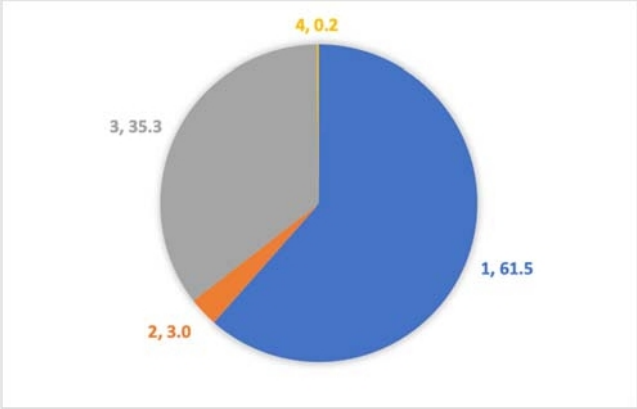


Figura 12. *Trasmissione totale della radiazione atmosferica e assorbimento trattenuto.*

Settore 1 Blu % Energia irradiata trasmessa allo spazio 61,5% Settore 2 Arancione % Energia irradiata assorbita dal $_{CO2}$ 3,0% Settore 3 Grigio % Energia irradiata assorbita dall'H2O 35,3% Settore 4 Giallo % Energia irradiata assorbita da $_{CH4}$ + N2O 0,2%

Da (3) n=0,385/a_0
Mentre a_0 =0,730
Quindi n=0,5274

Ciò suggerisce che solo il 52,74% dell'energia irradiata assorbita dall'atmosfera viene effettivamente trattenuta dal sistema terra/atmosfera. Quindi, la ritenzione netta dell'energia irradiata è pari al 52,74% del 73,0% = 38,5%, lasciando il 61,5% dell'energia irradiata che viene trasmessa allo spazio per bilanciare l'apporto di energia solare e produrre una temperatura media terrestre di 288 Kelvin. L'assorbimento e la trasmissione totali dell'energia irradiata sono riassunti nel grafico a torta della Figura 12.

Calcolando l'assorbimento "a" per una serie di concentrazioni di gas atmosferici utilizzando il database HITRAN, è ora possibile determinare la temperatura terrestre T dalla (2) sostituendo n=0,5274.
in modo che

$$T=\frac{255}{\sqrt{1-0,5274\cdot a}} \text{ Kelvin} \qquad (6)$$

consentendo una valutazione accurata della sensibilità climatica alle variazioni dell'assorbimento atmosferico e quindi alla concentrazione dei "gas serra".

Tabella 1. *Variazione dell'assorbimento atmosferico in funzione della concentrazione* $_{di\ CO2}$.

$_{CO2}$ ppm	0	10	50	100	200	400	800	1600
Assorbimento $_{di\ CO2}$ %	0	9,7	13,5	15,2	17	18,7	20,4	22,3
Assorbimento totale %	67,7	70,2	71,2	71,8	72,4	73,0	73,0	74,6

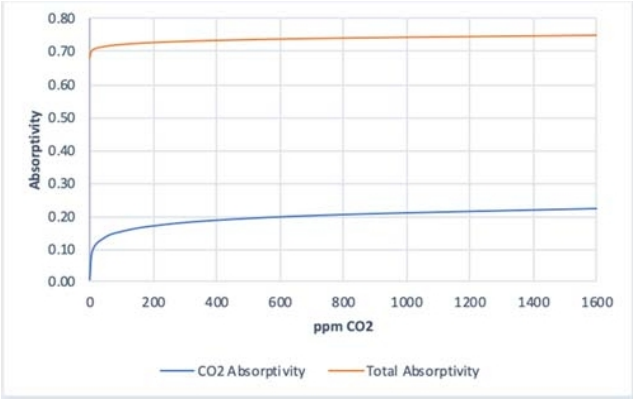


Figura 13. *Assorbimento atmosferico v ppm* $_{CO2}$.

3. Impatto atmosferico sull'equilibrio

Temperature terrestri

3.1. Variazione dell'assorbimento totale con la concentrazione atmosferica di CO_2

Ripetendo la procedura di calcolo utilizzando i dati HITRAN per le concentrazioni di CO_2 da 50 ppm a 1600 ppm si ottengono i dati riportati nella Tabella 1 e nella Figura 13 per l'assorbimento totale, che include l'assorbimento dovuto a H_2 O, 1,8 ppm CH_4 e 0,32 ppm N_2 O.

3.2. Variazione della temperatura di equilibrio terrestre con la concentrazione di CO_2

Utilizzando (5) $T=\frac{255}{\sqrt{1-0,5274\cdot a}}$ Kelvin

Le variazioni di temperatura corrispondenti, poiché l'assorbimento varia con la concentrazione$_{di}$ CO_2, sono riportate nella Tabella 2 e nella Figura 14 seguenti. L'aumento delle concentrazioni$_{di}$ CO_2 dagli attuali 400 ppm a 1600 ppm aumenterà le temperature globali da 288 K a 289 K, con un aumento di appena 1 Kelvin.

Tabella 2. *Variazione della temperatura di equilibrio terrestre in funzione della concentrazione* $_{di\ CO2}$*, ipotizzando che tutti gli altri costituenti atmosferici rimangano ai valori attuali*

$_{CO2}$ ppm	10	50	10	200	400	800	1600
Temperatura Kelvin	284,8	286,2	286,9	287,6	288,0	288,4	289,0

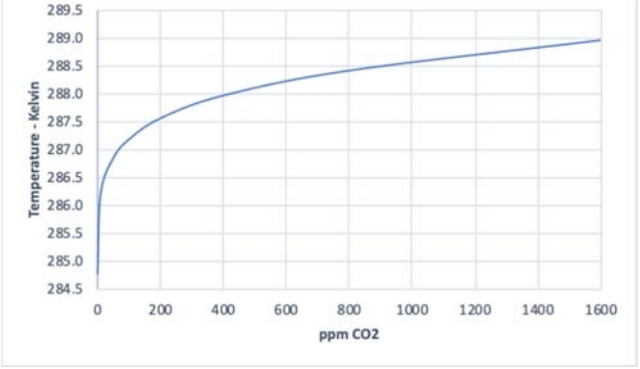


Figura 14. *Variazione della temperatura terrestre in funzione della concentrazione* $_{di\ CO2}$.

3.3. Variazione della temperatura terrestre di equilibrio con la concentrazione di CH_4 e N_2O

3.3.1. CH_4 Metano

L'assorbimento del metano nell'atmosfera a concentrazioni fino a 28,8 ppm, 16 volte i livelli atmosferici attuali, è calcolato utilizzando i dati HITRAN ed è riportato nella tabella
3. Inoltre, nella tabella 3 sono riportati i livelli totali di assorbimento atmosferico, compreso l'impatto degli attuali livelli atmosferici di CO_2 , H_2O e N_2O e la temperatura di equilibrio risultante calcolata utilizzando (5).

Tabella 3. *Variazione dell'assorbimento atmosferico e della temperatura terrestre con variazione della concentrazione di CH_4 fino a 16 volte il livello attuale di 1,8 ppm.*

ppm CH_4	1,8	3,6	7,2	14,4	28,8
Assorbimento CH_4 %	1,6	2,1	2,8	3,7	4,7
Assorbimento totale %	73,03	73,1	73,22	73,36	73,54
Temperatura Kelvin	287,97	288,02	288,09	288,17	288,28

Tabella 4. *Variazione dell'assorbimento atmosferico e della temperatura terrestre con variazione della concentrazione di N2O fino a 16 volte il livello attuale di 0,32 ppm.*

ppm N2O	0,32	0,64	1,28	2,56	5,12
Assorbimento di N2O %	1,7	2,6	3,8	5,4	7,3
Assorbimento totale %	73,03	73,14	73,30	73,54	73,87
Temperatura Kelvin	287,97	288,04	288,14	288,28	288,49

3.3.2. N_2O Protossido di azoto

Calcoli HITRAN simili per concentrazioni di N_2O fino a 5,1 ppm, anch'esse 16 volte superiori agli attuali livelli atmosferici di 0,32 ppm, sono riportati nella tabella 4, che mostra l'impatto sull'assorbimento e sulla temperatura.

Sebbene sia il CH_4 che il N_2O siano entrambi riconosciuti come forti assorbitori di radiazioni infrarosse, il loro impatto è attenuato dall'assorbimento dominante delle radiazioni da parte dell'H_2O, al punto che un improbabile aumento di 16 volte delle concentrazioni comporterebbe un aumento della temperatura terrestre di 0,3 K dovuto al CH_4 e di 0,5 K dovuto al N_2O.

3.4. L'impatto dell'H_2O

La concentrazione massima di H_2O che può essere trattenuta nell'atmosfera è una conseguenza diretta della temperatura ed è regolata dalla pressione di vapore saturo. Le concentrazioni effettive di H_2O sono per lo più inferiori a questo valore massimo, rappresentato dalla frazione "umidità relativa" RH. Per questi calcoli è stata ipotizzata un'RH pari a 0,8. Sarebbe utile determinare quale impatto avranno le variazioni dell'RH sull'assorbimento atmosferico e sulle temperature terrestri. I risultati dei calcoli delle variazioni di RH da 0,6 a 1,0 sono riportati nella Tabella 5 e nelle Figure 15 e 16. Una variazione dell'umidità relativa di +/- 20% comporta una variazione della temperatura media terrestre di +/- 0,6K.

Tabella 5. *Impatto delle variazioni dell'umidità relativa media (RH) sull'assorbimento atmosferico e sulla temperatura terrestre.*

Umidità relativa %	0,6	0,7	0,8	0,9	1
Assorbimento H2O %	65,1	66,1	67	67,8	68,6
Assorbimento totale %	72	72,5	73	73,5	73,9
Temperatura Kelvin	287,3	287,7	288,0	288,2	288,5

A prima vista, si tratta di una variazione di temperatura sorprendentemente bassa, finché non ci si rende conto che le principali bande di assorbimento dell'H_2O sono già ben saturate, in quanto quasi tutta l'energia infrarossa in quelle bande è già stata assorbita. Le variazioni della concentrazione di H_2O hanno un impatto minimo.

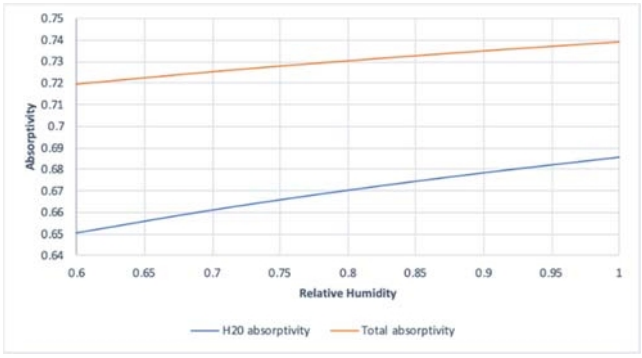


Figura 15. *Variazione dell'assorbimento atmosferico con umidità relativa media terrestre.*

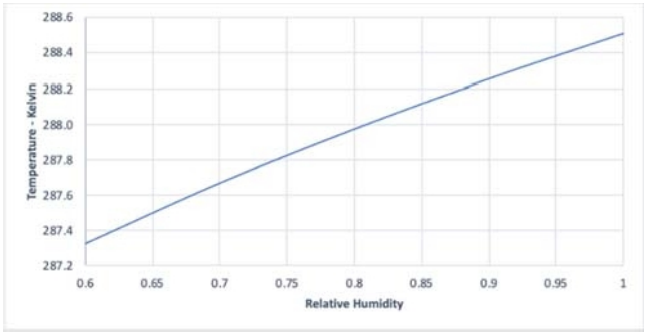


Figura 16. *Variazione della temperatura terrestre con l'umidità relativa.*

3.5. Feedback del vapore acqueo

Si sostiene spesso che l'aumento delle temperature dovuto all'aumento dei livelli di CO_2 provocherà un feedback positivo, poiché anche la SVP dell'H_2O aumenterà, consentendo all'atmosfera di trattenere livelli più elevati di umidità e determinando valori di sensibilità climatica significativamente più elevati (Held e Soden 2000) [16].

Supponiamo un aumento di temperatura ΔT_0 per qualsiasi motivo. Tale aumento comporterà un aumento della pressione di vapore saturo di H_2O e un aumento della concentrazione di H_2O ΔH_2O, proporzionale all'aumento di temperatura. $\Delta H_2O = j \cdot \Delta T(0)$ dove "j" è la costante di proporzionalità della concentrazione.

A sua volta, l'aumento della concentrazione aumenterà l'assorbimento dei raggi infrarossi, determinando un ulteriore aumento della temperatura ΔT_1 proporzionale a ΔH_2O.

$\Delta T_1 = k \cdot \Delta H_{(2)\ O}$ dove "k" è la costante di proporzionalità della temperatura.

Quindi $\Delta T_1 = j \cdot k \cdot \Delta T(0)$

Naturalmente, questo aumento di temperatura ΔT_1 produrrà a sua volta un ulteriore aumento di temperatura ΔT_2 dove

$$\Delta T_2 = j \cdot k \cdot \Delta T(1) = {}_{j \cdot k)(2)}\ \Delta T(0$$

E così via, con conseguente aumento totale della temperatura

$$\Delta T = \Delta T_0 + \Delta T_1 + \Delta T_2 + \ldots\ldots \Delta T_n + \ldots\ldots$$

$$=\Delta T_0 \cdot \Sigma(n)\ (j\cdot k)(n)\ \text{per}\ n=0\ \text{a}\ \infty$$

$\Sigma_n\ (j\cdot k)(n)$ è una serie infinita che, se $(j\cdot k) \geq 1$, divergerà e il sistema atmosferico sarà instabile, rendendo la Terra inabitabile. Se (j.k) è < 1 la serie convergerà e l'impatto di $H_{(2)\ O}$amplificherà l'aumento di temperatura originale $\Delta T_{(0)}$ .La domanda ora è: di quanto?

Per rispondere a questa domanda, è necessario assegnare valori numerici ai coefficienti "j" e "k". Differenziando l'equazione per SVP
(5) rispetto a T, fornisce valori per la sensibilità SVP alla temperatura d(SVP)/dT (Figura 17).

Da questi dati relativi alla variazione dell'SVP con la temperatura è possibile assegnare un valore a "j". Poiché la temperatura, e quindi l'SVP, diminuiscono con l'altitudine, anche la sensibilità dell'SVP alle variazioni di temperatura d(SVP)/dT varia con l'altitudine. Tuttavia, dalla Figura 17 è facile vedere che i livelli atmosferici più bassi hanno di gran lunga gli effetti più forti sull'assorbimento. Un valore realistico, e in effetti il peggiore, per la costante "j" sarebbe il valore a livello del mare, che è

$$j=0{,}088\%/K$$

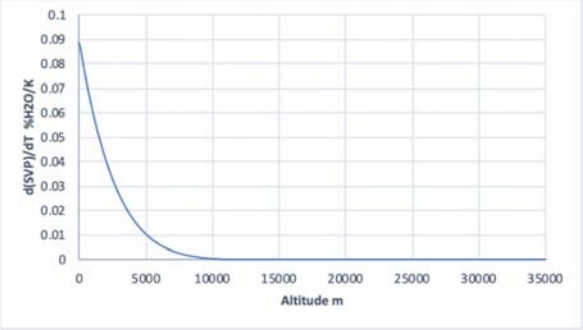


Figura 17. *Tasso di variazione della pressione di vapore saturo con la temperatura v altitudine.*

Per "k" è necessario osservare innanzitutto la Figura 16, che mostra la variazione di temperatura in funzione delle variazioni del valore di umidità relativa (RH). In particolare, è chiaro che una variazione dell'umidità relativa da 0,6 a 1,0 comporta una variazione di temperatura quasi lineare di 1,2 K. Dalla Figura 4 si evince che la concentrazione di $H_{(2)\ O}$a livello del mare, ipotizzando un'umidità relativa dell'80%, è pari all'1,36%. Pertanto, una variazione dell'umidità relativa da 0,6 a 1,0 comporta una variazione della concentrazione dello 0,68%.

Quindi k=1,2 K/0,68%=1,765 K/%H_2 O E

quindi j·k=0,088 x 1,765=0,155

Ciò porta la serie infinita $\Sigma_n\ (j\cdot k)(n)$ a convergere verso un valore di 1,183, che diventa un fattore di amplificazione dovuto a H(2) O per qualsiasi variazione di temperatura in Kelvin, indipendentemente dalla causa.

3.6. Feedback della temperatura

Esiste un ulteriore feedback che spesso viene trascurato. All'aumentare della temperatura, la radiazione di Planck emessa dalla Terra aumenta in modo proporzionale a T^4 . Anche l'intensità di picco si sposta verso lunghezze d'onda più corte. Ciò modifica leggermente l'assorbimento complessivo dei gas serra, poiché anche la loro assorbenza dipende dalla lunghezza d'onda. La figura 18 mostra la variazione dell'assorbimento atmosferico totale in funzione della temperatura terrestre. Si tratta di una relazione quasi lineare con un gradiente. All'aumentare della temperatura, l'assorbimento diminuisce. Ciò porta a un effetto di feedback negativo, non dissimile dall'effetto di feedback dell'H_2O, ma in direzione opposta. La diminuzione dell'assorbimento produce una corrispondente diminuzione della temperatura e così via. La Figura 19 mostra la relazione per il Diminuzione della temperatura prodotta da una diminuzione dell'assorbimento.

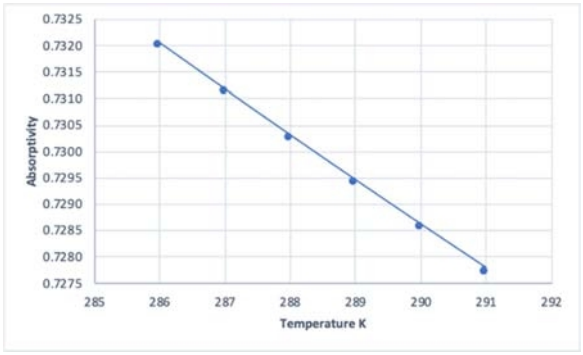


Figura 18. *Variazione dell'assorbimento totale con la temperatura di radiazione terrestre. Pendenza = -0,0855% di assorbimento/Kelvin.*

Proprio come per il feedback H_2 O, la variazione di temperatura ΔT è data dalla serie infinita

$$\Delta T=\Delta T_0 \cdot \Sigma(n)\ (p\cdot q)(n)\ \text{per}\ n=0\ \text{a}\ \infty$$

Dove "p" è la pendenza dell'assorbimento rispetto alla temperatura nella Figura 18 in %/Kelvin, e q è la pendenza dell'aumento di temperatura risultante da un aumento dell'assorbimento nella Figura 19 in Kelvin/%.

$$p=.-\ 0{,}08555\ \%/\text{Kelvin e}$$

$$q=0{,}6173\ \text{Kelvin}/\%$$

che dà un valore per p x q di - 0,0528 e un valore, per la serie infinita $\Sigma_n\ (p\cdot q)(n)$ di 0,9498, un fattore di feedback che in realtà si oppone al feedback H(2) O. Si ottiene un moltiplicatore di feedback totale moltiplicando i due fattori di feedback che contribuiscono

$$0{,}9498 \text{ x } 1{,}183=1{,}124$$

riducendo così l'effetto di feedback di H_2 O di un terzo, da un aumento del 18,3% a uno del 12,4%.

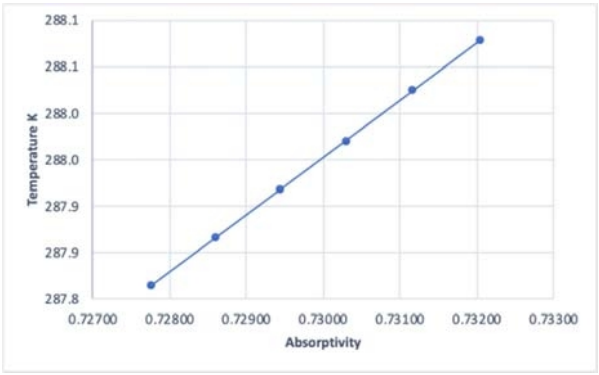


Figura 19. *Variazione della temperatura con assorbimento atmosferico Pendenza = 0,6173 K/%assorbimento.*

4. Sensibilità climatica all'equilibrio

È ora possibile dedurre valori significativi e accurati per la sensibilità climatica a tutti i "gas serra", definita come la variazione della temperatura media terrestre al raggiungimento dell'equilibrio a seguito del raddoppio della concentrazione di gas.

4.1. Sensibilità climatica al CO_2

Dalla sezione 3.2, la tabella 2 mostra la variazione della temperatura di equilibrio per successivi raddoppiamenti della concentrazione$_{di}$ CO_2 da 50 ppm a 1600 ppm. Le corrispondenti variazioni di temperatura per ciascun raddoppiamento sono facilmente calcolabili nella tabella 6 e sono illustrate nella figura 20. Come si può notare, la "sensibilità climatica" non è costante, ma aumenta lentamente con l'aumentare delle concentrazioni di CO_2. Tuttavia, i valori indicano che la sensibilità climatica $_{ai}$livelli attuali di$_{CO_2}$ (400 ppm) è dell'ordine di 0,45 Kelvin. Applicando il feedback combinato $_{H_2O}$e il fattore di moltiplicazione della temperatura di 1,124, la sensibilità climatica$_{della\ CO_2}$aumenta a 0,50 Kelvin, valore comunque significativamente inferiore alla maggior parte dei valori pubblicati.

Tabella 6. *Sensibilità climatica $_{alla\ CO2}$.*

Raddoppio delle ppm $_{di\ CO2}$	50-100	100-200	200-400	400-800	800-1600
Sensibilità climatica K	0,34	0,38	0,41	0,45	0,54
Sensibilità x feedback K	0,38	0,42	0,46	0,50	0,61

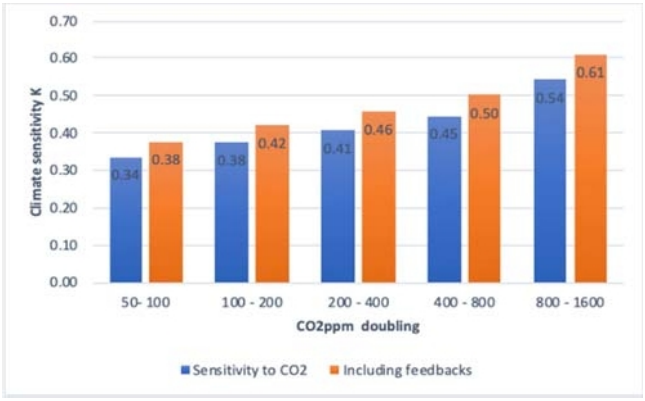


Figura 20. *Sensibilità climatica al $_{CO2}$.*

4.2. Sensibilità climatica al CH_4 e al N_2O

La sezione 3.3 fornisce i dati relativi alle variazioni della temperatura terrestre in seguito al raddoppio consecutivo delle concentrazioni di CH_4 e N_2O.

Metano CH_4 :- Tabella 7 e Figura 21

Tabella 7. *Sensibilità climatica $_{al\ CH4}$.*

Raddoppio di $_{CH4}$ ppm	1,8-3,6	3,6-7,2	7,2-14,4	14,4-28,8
Sensibilità climatica K	0,05	0,07	0,09	0,11
Sensibilità x feedback K	0,06	0,08	0,10	0,12

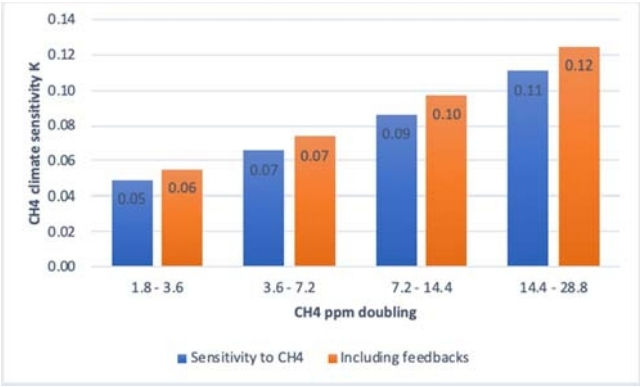


Figura 21. *Sensibilità climatica al $_{CH4}$.*

Protossido di azoto N_2O:-Tabella 8 e Figura 22

Tabella 8. *Sensibilità climatica dell'N2O.*

Raddoppio di N2O ppm	0,32-0,64	0,64-1,28	1,28-2,56	2,56-5,12
Sensibilità climatica K	0,07	0,10	0,15	0,21
Sensibilità x feedback K	0,08	0,11	0,16	0,23

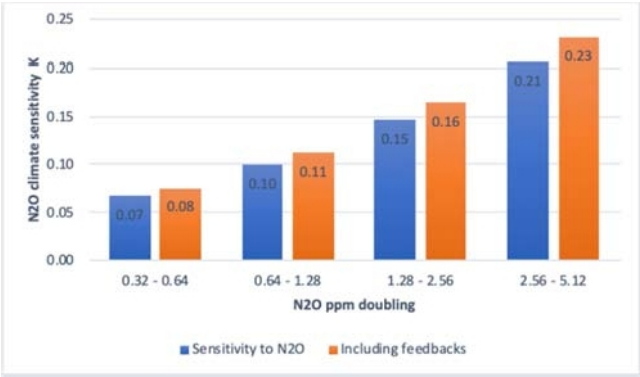


Figura 22. *Sensibilità climatica all'N2O.*

È chiaro che la sensibilità climatica per questi due gas non è una costante. Aumenta con la concentrazione, per il semplice motivo che a queste basse concentrazioni le principali bande di assorbimento delle radiazioni non sono ancora sature. Ai livelli atmosferici attuali di
1,8 ppm di CH_4 e 0,32 ppm $_{di}$ N_2O, le attuali sensibilità climatiche, compresi gli effetti di retroazione, sono rispettivamente di 0,06 e 0,08 Kelvin. Sebbene entrambi i gas siano descritti come potenti gas serra, il loro impatto effettivo sulle temperature terrestri agli attuali livelli di concentrazione è in realtà così piccolo da essere quasi impercettibile.

5. Altre considerazioni

5.1. L'impatto delle nuvole

L'effetto più evidente delle nuvole è quello di aumentare la riflettività della Terra, riducendo così il livello di radiazione solare in entrata I_0 , con conseguente effetto di raffreddamento sul pianeta. Tuttavia, questo articolo si occupa degli effetti delle emissioni IR trattenute dalla Terra.

La copertura nuvolosa non influirà sull'assorbimento dei gas serra atmosferici, ma avrà un impatto sull'energia totale

assorbita e, possibilmente, sul fattore di ritenzione energetica "n", in modi difficili da quantificare. Tuttavia, utilizzando le attuali condizioni medie della Terra, che includono le nuvole, come punto di calibrazione per determinare un valore effettivo per "n" coerente con la temperatura media della Terra di 288 K, l'impatto medio attuale delle nuvole è stato, di fatto, già preso in considerazione. Ciò, tuttavia, non identifica di per sé quale sia questo impatto.

La struttura delle nuvole è varia e complessa. È quasi impossibile ricavare una serie di equazioni che descrivano la formazione, la struttura e l'impatto delle nuvole sulla ritenzione dell'energia assorbita e quindi sul bilancio radiativo della Terra. Finora questo documento si è basato sull'ampio database spettrale HITRAN, sulla fisica di base e su semplici calcoli matematici per determinare i valori della sensibilità climatica. Qualsiasi tentativo di stimare l'ulteriore impatto delle nuvole sarebbe basato solo su speculazioni e non sarebbe appropriato per questo documento.

5.2. Effetto del recente aumento di CO_2nell'atmosfera

È interessante calcolare l'aumento della temperatura verificatosi a causa dell'aumento dei livelli di CO_2nell'atmosfera dai 280 ppm registrati all'inizio della rivoluzione industriale agli attuali 420 ppm registrati dall'Osservatorio di Mona Loa. (K. W. Thoning et. al. 2019) [17]. I calcoli HITRAN mostrano che l'assorbimento atmosferico è aumentato da 0,727 a 0,730 a causa dell'aumento di 140 ppm di $CO_{(2)}$,con un conseguente aumento della temperatura di 0,24 Kelvin. Questo è quindi l'entità totale del riscaldamento globale antropogenico fino ad oggi.

6. Conclusioni

Per soddisfare l'equilibrio radiativo nella "parte superiore dell'atmosfera" (TOA) a una temperatura media terrestre di 288 Kelvin, solo il 61,5% dell'energia irradiata dalla Terra dovrebbe essere trasmessa nello spazio, lasciando il 38,5% ad essere assorbita e trattenuta dall'atmosfera/Terra. L'uso del database HITRAN degli spettri di assorbimento dei gas mostra che l'attuale assorbimento atmosferico è pari al 73,0% delle emissioni radiative totali, di cui il 52,74% deve essere trattenuto dalla terra/atmosfera per soddisfare l'attuale equilibrio TOA. Questa è una semplice espressione dell'attuale equilibrio della temperatura terrestre.

Il 38,5% di assorbimento della radiazione trattenuta comprende il 35,3% attribuito all'H_2O, il 3,0% al CO_2 e solo lo 0,2% al CH_4 e $_{al}$ N_2O combinati. Da ciò ne consegue che il riscaldamento di 33 Kelvin della Terra da 255 Kelvin, ampiamente accettato come temperatura terrestre in assenza di atmosfera, all'attuale temperatura media di 288 Kelvin, è un aumento di 29,4 K attribuibile all'$H_{(2)\ O}$, 3,3 K per il CO_2 e 0,3 K per il CH_4 e il N_2O combinati. L'H_2O è di gran lunga il gas serra dominante e la sua concentrazione atmosferica è determinata esclusivamente dalla temperatura atmosferica. Inoltre, l'intensità delle bande di assorbimento infrarosso dell'$H_{(2)\ O}$è tale che la radiazione all'interno di tali bande viene rapidamente assorbita nella bassa atmosfera, determinando un ulteriore aumento delle concentrazioni di $H_{(2)\ O}$che ha un effetto minimo sull'assorbimento atmosferico e quindi sulle temperature terrestri. Un aumento dell'umidità relativa media dell'1% comporterà un aumento della temperatura di 0,03 Kelvin.

In confronto, il CO_2 ha un ruolo minore. Tuttavia, possiede forti bande di assorbimento spettrale che, come l'H_2O, assorbono la maggior parte dell'energia irradiata, all'interno di tali bande, nella bassa atmosfera. Ha anche il grande svantaggio che la maggior parte delle sue bande di assorbimento si sovrappongono a quelle dell'H_2O, riducendo così notevolmente la sua efficacia. Infatti, la sensibilità climatica al raddoppio della $CO_{(2)}$ da 400 ppm a 800 ppm è calcolata essere di 0,45 Kelvin. Questo valore aumenta a 0,50 Kelvin se si tiene conto degli effetti di retroazione. Questo dato è significativamente inferiore a quello indicato dall'IPCC, che va da 1,5-4,5 Kelvin.

Il contributo di CH_4 e N_2O è minimo. Non solo hanno contribuito con soli 0,3 Kelvin alle attuali temperature terrestri, ma la loro sensibilità climatica al raddoppio delle loro attuali concentrazioni atmosferiche è rispettivamente di 0,06 e 0,08 Kelvin. Come per il $CO_{(2)}$,i loro spettri di assorbimento sono in gran parte sovrapposti agli spettri dell'H_2O, riducendo nuovamente in modo sostanziale il loro impatto.

Spesso si sostiene che uno dei principali fattori che contribuiscono al riscaldamento globale sia l'effetto di feedback positivo dell'H_2O. Con il riscaldamento dell'atmosfera, aumenta anche la concentrazione atmosferica di H_2O, determinando un ulteriore aumento della temperatura e suggerendo che alla fine si potrebbe raggiungere un punto di non ritorno in cui si verificherebbe un aumento incontrollato delle temperature. I calcoli presentati in questo documento dimostrano che non è affatto così. Esiste effettivamente un effetto di feedback positivo dovuto alla presenza di $H_{(2)\ O}$, ma questo è limitato a un effetto moltiplicatore di 1,183 per qualsiasi aumento di temperatura. Ad esempio, aumenta la sensibilità climatica del $CO_{(2)}$ da 0,45 K a 0,53 K.

Un ulteriore feedback, tuttavia, è causato da una riduzione dell'assorbimento atmosferico, poiché la radianza spettrale dell'energia emessa dalla Terra aumenta con la temperatura, con le emissioni di picco che si spostano leggermente verso lunghezze d'onda di radiazione più basse. Ciò provoca un feedback negativo con un moltiplicatore di temperatura pari a 0,9894. Il risultato è un moltiplicatore di feedback totale pari a 1,124, che riduce la sensibilità climatica effettiva del $CO_{(2)}$ da 0,53 a 0,50 Kelvin.

Gli effetti di retroazione giocano un ruolo minore nel riscaldamento della Terra. Non esiste, né potrà mai esistere, un punto di non ritorno. Con l'aumentare delle concentrazioni di gas serra, la sensibilità della temperatura a tali aumenti diventa sempre minore. L'atmosfera terrestre è un esempio quasi perfetto di sistema stabile. È anche possibile attribuire l'impatto dell'aumento delle concentrazioni di $CO_{(2)}$ dai livelli preindustriali di 280 ppm agli attuali 420 ppm a un aumento della temperatura media terrestre di soli 0,24 Kelvin, un dato del tutto coerente con la sensibilità climatica calcolata di 0,50 Kelvin.

L'atmosfera, principalmente grazie alle caratteristiche benefiche e all'impatto degli spettri di assorbimento dell'H_2O, si dimostra un moderatore altamente stabile delle temperature globali. Non vi è alcuna emergenza climatica imminente e $_{la\ CO_2}$non è il parametro di controllo delle temperature globali, tale onore spetta all'H_2O. $_{La\ CO_2}$è semplicemente il sostenitore della vita su questo pianeta come risultato del miracolo della fotosintesi.

Simboli e abbreviazioni

a Assorbimento atmosferico
a_0 Assorbimento atmosferico attuale c_1 1ª costante di radiazione
c_2 2ª costante di radiazione
e Emissività terrestre
E Potenza emissiva W/m²
E_λ Energia trasmessa attraverso l'atmosfera alla lunghezza d'onda λ
E_E Energia totale trasmessa attraverso l'atmosfera f Albedo terrestre
h_n Livello di altitudine (in sezioni di 100 m) I_0 Irraggiamento solare W/m²
IPCC Gruppo intergovernativo sui cambiamenti climatici
j Costante di proporzionalità della concentrazione di H2O %/K
k Costante di proporzionalità della temperatura K/%
K Kelvin
L Radianza spettrale W/m³
p Coefficiente di temperatura di assorbimento %/K ppm Concentrazione in parti per milione
q Variazione della temperatura con assorbimento K/%
r Raggio terrestre m
R Emissione irradiata dalla Terra W/m² t trasmissività
t_E Energia totale trasmessa W/m² t_λ Trasmissività alla lunghezza d'onda λ T Temperatura terrestre Kelvin
T_e Temperatura effettiva della Terra Kelvin TOA Parte superiore dell'atmosfera
ΔH Aumento incrementale della concentrazione di H2O % λ Lunghezza d'onda della radiazione μm
σ Costante di Stefan W/m² /K⁴

Riferimenti

[1] Zhong, W. Y., e J. D. Haigh (2013), L'effetto serra e l'anidride carbonica, Weather, 68 (4), 100–105, doi: 10.1002/wea.2072.

[2] G. Myhre et al, Forzante radiativa antropogenica e naturale, Cambiamenti climatici 2013: Le basi scientifiche fisiche. Contributo del Gruppo di lavoro I alla Quinta relazione di valutazione del Gruppo intergovernativo sui cambiamenti climatici. Cambridge University Press, Cambridge, Regno Unito (2013).

[3] H. Harde, Calcoli sul trasferimento di radiazioni e valutazione del riscaldamento globale causato dal CO_2 , International Journal of Atmospheric Sciences, Vol. 2017, ID articolo 9251034.

[4] W. A. van Wijngaarden & W. Happer, Dipendenza della radiazione termica terrestre radiazione termica terrestre dai cinque gas serra più abbondanti. Fisica atmosferica e oceanica arXiv: 2006.03098 (2020).

[5] S. E. Schwartz, Lettera sulle risorse GECC-1: L'effetto serra e il cambiamento climatico: l'effetto serra naturale della Terra, Am. J. Phys. 86, (8), 565-576, (2018).

[6] S. E. Schwartz, Lettera informativa GECC-2: L'effetto serra e il cambiamento climatico: l'intensificazione dell'effetto serra, Am. J. Phys. 86, (9), 645-656, (2018).

[7] K. E. Trenberth, J. T. Fasullo e J. Kiehl, "Bilancio energetico globale della Terra", Bollettino dell'American Meteorological Society, vol. 90, n. 3, pagg. 311-323, 2009.

[8] Stevens, B., S. C. Sherwood, S. Bony e M. J. Webb (2016), Prospettive per restringere i limiti della sensibilità climatica di equilibrio della Terra, Earth's Future, 4, 512-522. Future, 4, 512–522 doi: 10.1002/2016EF000376.

[9] D. J. Wilson e J. Gea-Banacloche, Modello semplice per stimare il contributo dell'anidride carbonica atmosferica all'effetto serra terrestre, Am. J. Phys. 80 306 (2012).

[10] I. E. Gordon, L. S. Rothman et al., Il database spettroscopico molecolare HITRAN2016, JQSRT 203, 3-69 (2017).

[11] Atmosfera standard degli Stati Uniti 1976, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC, USA, 1976.

[12] A. L. Buck (1981), Nuove equazioni per il calcolo della pressione di vapore e del fattore di potenziamento, J. Appl. Meteorol., 20: 1527-1532.

[13] Hermann Harde, "Radiazione e trasferimento di calore nell'atmosfera: un approccio globale su base molecolare", International Journal of Atmospheric Sciences, vol. 2013, ID articolo 503727, 26 pagine, 2013. https://doi.org/10.1155/2013/503727.

[14] H. Harde, Trasferimento radiativo e termico nell'atmosfera: un approccio globale su base molecolare, Int. J. Atm. Sci. 503727, (2013).

[15] M. Etminan, G. Myhre, E. J. Highwood e K. P. Shine, Forzante radiativa dell'anidride carbonica, del metano e del protossido di azoto: una revisione significativa della forzante radiativa del metano, Geophys. Res. Lett. 43, 12614 (2016).

[16] I. M. Held e B. J. Soden (2000) Feedback del vapore acqueo e riscaldamento globale, Annual Review of Energy and the Environment, Vol. 25:441-475 (novembre 2000).

[17] K. W. Thoning, A. M. Crotwell e J. W. Mund (2021), Frazioni molari di anidride carbonica nell'aria secca atmosferica da misurazioni continue a Mauna Loa, Hawaii, Barrow, Alaska, Samoa Americane e Polo Sud. 1973-2019, versione 2021-02 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Global Monitoring Laboratory (GML), Boulder, Colorado, USA.