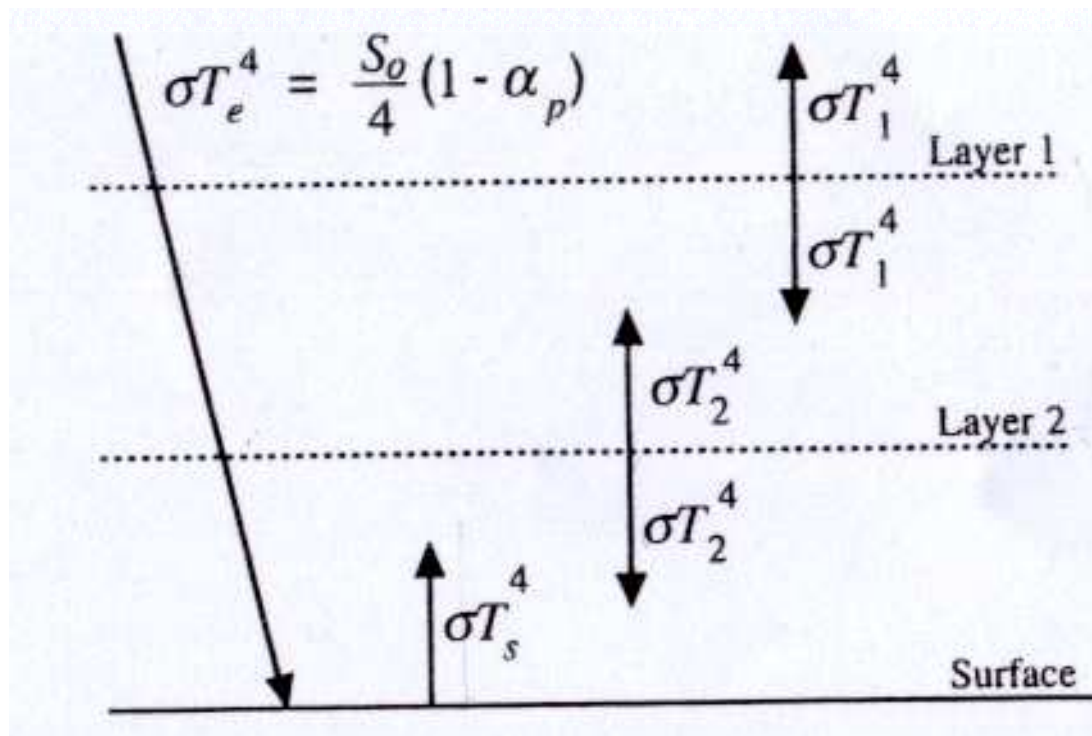


## MODELLO DI EQUILIBRIO RADIATIVO

Uno strato di atmosfera che è opaco alla radiazione IR può essere approssimato ad un corpo nero che assorbe tutta la radiazione terrestre incidente, ed emette come un corpo nero alla temperatura T.

Per un'atmosfera con grande spessore ottico per la radiazione IR, i processi di trasferimento radiativo possono essere rappresentati come di strati discreti sovrapposti che si comportano come corpi neri.

Prendiamo ad esempio un modello a due strati, uno centrato a 0.5km di quota, l'altro a 2 km, assumendoli sostanzialmente trasparenti alla radiazione solare. Se non ci sono perdite o guadagni energetici nei vari strati → le T sono determinate imponendo l'equilibrio radiativo, usando i bilanci energetici ad ogni strato.



$$\frac{S_0}{4}(1 - \alpha) = \sigma T_e^4 = \sigma T_1^4$$

$$\sigma T_2^4 = 2\sigma T_1^4$$

$$\sigma T_1^4 + \sigma T_s^4 = 2\sigma T_2^4$$

$$\frac{S_0}{4}(1 - \alpha) + \sigma T_2^4 = \sigma T_s^4$$

$$\frac{S_0}{4} (1 - \alpha) + \sigma T_2^4 = \sigma T_s^4$$

Dal bilancio di superficie  $\rightarrow$  effetto serra  
Calcolo la  $T_s$

$$T_s = \sqrt[4]{3T_e} \rightarrow T_s = \sqrt[4]{(n+1)T_e}$$

Essendo  $T_e = 255\text{K}$ , dal modello a due strati si ottiene una  $T_s = 335\text{K}$  che è molto maggiore della temperatura superficiale osservata

Questo indica che un modello puramente radiativo non è una buona approssimazione per ottenere la  $T$  superficiale, poiché trascura i flussi di calore latente e calore sensibile (visti nel bilancio globale) i quali rimuovono una significativa parte di calore dalla superficie.

Basandomi sempre su un modello a due strati, provo a determinare un profilo di T. Prendo uno strato sottile al top dell'atmosfera (stratosfera), caratterizzato da emissività  $\epsilon$ . Se non assorbe radiazione solare  $\rightarrow$  il bilancio radiativo è dato dal flusso di radiazione IR proveniente dallo strato sottostante e da quello da lui emesso.

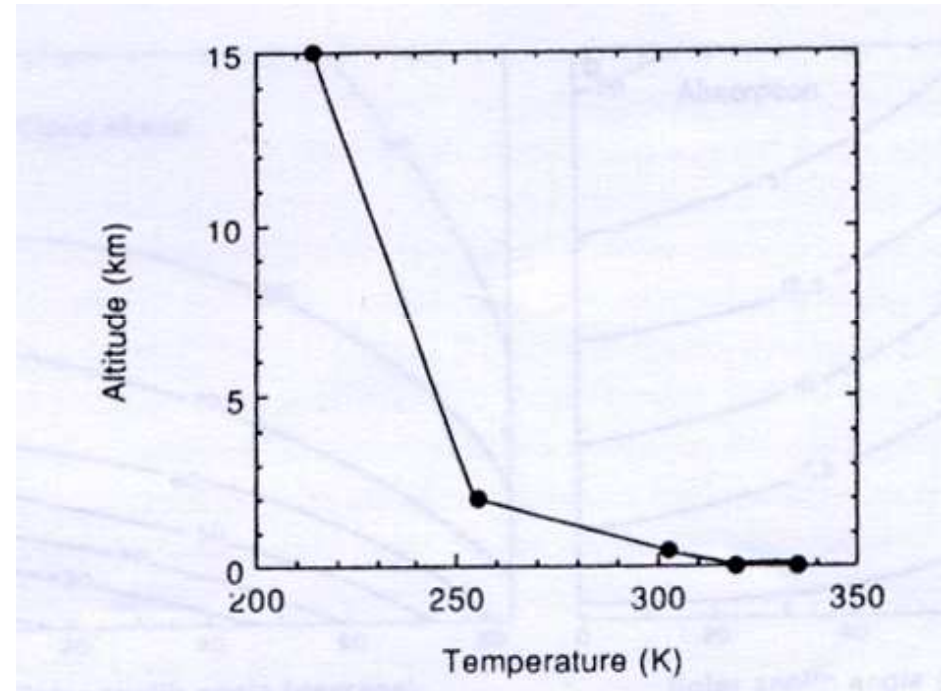
$$\epsilon\sigma T_e^4 = 2\epsilon\sigma T_{strat}^4$$

Posso fare lo stesso per un sottile strato posto vicino alla superficie

$$\epsilon\sigma T_s^4 + \epsilon\sigma T_2^4 = 2\epsilon\sigma T_{SA}^4$$

Se risolvo le equazioni per tutte le T considerando  $\epsilon=1$  ottengo:

$$\begin{aligned} T_1 &= 255 \text{ K} \\ T_2 &= 303 \text{ K} \\ T_s &= 335 \text{ K} \\ T_{strat} &= 214 \text{ K} \\ T_{SA} &= 320 \text{ K} \end{aligned}$$



Quindi per un equilibrio puramente radiativo la T della superficie e dello strato ad essa adiacente sono molto diverse, e tale discontinuità è dovuta all'assorbimento della radiazione solare al suolo.

Nella realtà questa discontinuità è limitata da efficienti meccanismi di trasporto di calore, quali la conduzione e la convezione.

## EQUILIBRIO RADIATIVO – CONVETTIVO

Modelli di trasferimento radiativo: modelli numerici complessi che tengono in considerazione la composizione gassosa dell'atmosfera, le caratteristiche degli aerosols e delle nubi, l'albedo, l'insolazione e risolvono le equazioni di trasferimento radiativo sull'intero globo (condizioni medie).

Ruolo dei parametri più importanti nei modelli, per comprendere il bilancio energetico

- 1) H<sub>2</sub>O**: gas più importante per il trasferimento radiativo; distribuzione variabile; sorgenti e pozzi (evaporazione e condensazione) determinate dal clima stesso e veloci rispetto al tempo dei trasporti atmosferici per il rimescolamento; banda vibrazionale-rotazionale 6.3 μ, continuo di assorbimento oltre i 12 μ. E' anche il principale assorbitore di radiazione solare.
- 2) CO<sub>2</sub>**: mixing ratio crescente nel tempo (0.4% annuo), costante con la quota (in atmosfera) e la latitudine in quanto il rimescolamento è più rapido delle variazioni delle sorgenti/pozzi. Banda di assorbimento vibrazionale-rotazionale a 15 μ importante per il trasferimento radiativo della radiazione IR. Assorbe anche una quantità significativa di radiazione solare.
- 3) O<sub>3</sub>**: in stratosfera, banda vibrazionale-rotazionale a 9.6 μ (LW radiation), continuo di assorbimento per la radiazione solare uv 0.2-0.3 μ che scalda la stratosfera.

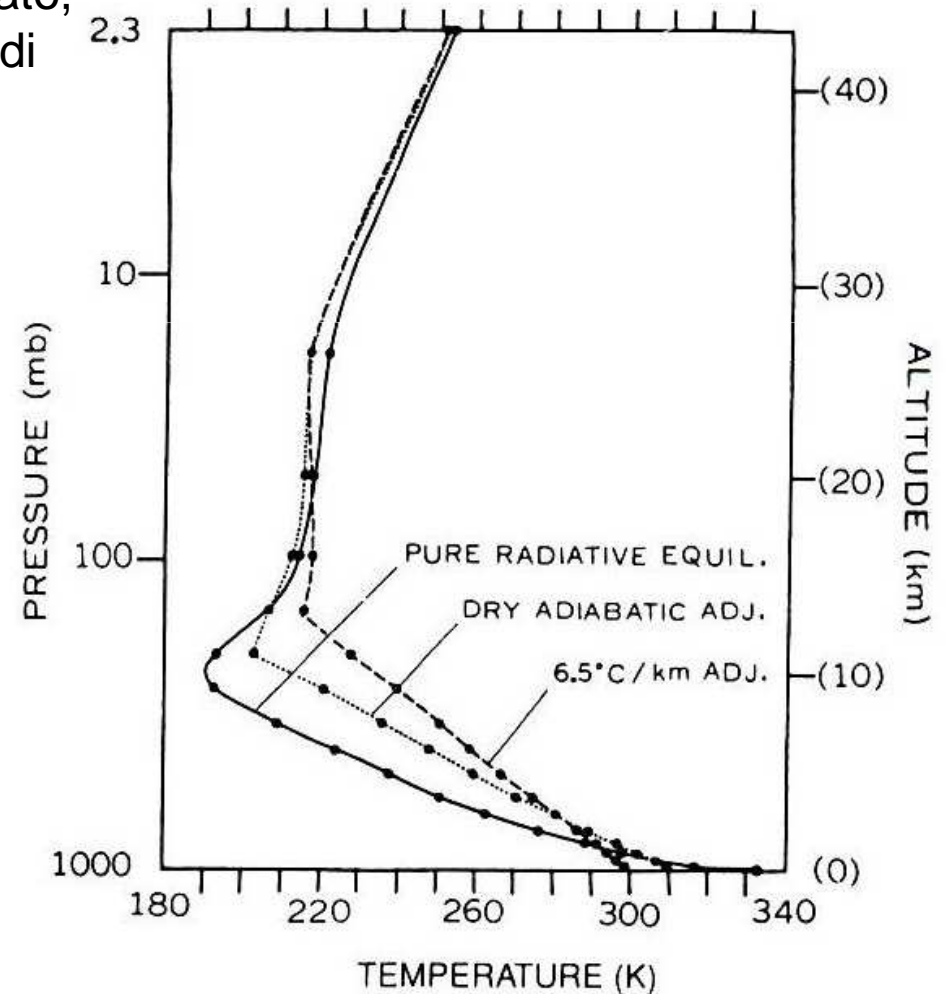
- 4) **Aerosols**: influenzano la trasmissione sia di radiazione solare che terrestre; strato di aerosol di origine solforica attorno ai 25 km; importanti anche in troposfera dove aumentano a seguito dell'attività antropica.
- 5) **Albedo**: fortemente variabile da zona a zona a seconda del tipo di superficie
- 6) **Nubi**: fortemente variabili in quantità e tipo; effetti sia sulla radiazione solare che su quella terrestre. Necessario specificare sia la distribuzione che le proprietà ottiche delle nubi per un calcolo dell'equilibrio radiativo medio; in generale: nubi di acqua assorbono poca radiazione solare, ma efficaci nello scattering → alta riflettività; nubi spesse possono essere considerati come corpi neri per la radiazione IR; approssimazione di nubi su piani paralleli; tre tipi di nubi: basse, medie, alte.

Attraverso questi modelli posso determinare un profilo di T per puro equilibrio radiativo....

Profili di T ottenuti con un modello numerico in caso di:

- 1) puro equilibrio radiativo  $\rightarrow$  instabile ( $\Gamma > \Gamma_d$ ) non tiene conto del trasporto di calore dalla superficie che nel bilancio globale contava per il 60% dell'energia rimossa dalla terra
- 2) aggiustamento convettivo – permette di ottenere un **equilibrio radiativo-convettivo** o **equilibrio termico**: si impone al lapse rate di non superare  $6.5\text{ }^\circ\text{C/km}$  – si ottiene un profilo stabile. Se il valore critico è superato, si innesca un meccanismo non radiativo di trasferimento di calore (redistribuzione dell'energia) che riporta il profilo alla stabilità, senza la necessità di calcolare esplicitamente i moti atmosferici.

L'energia viene re-distribuita sulla verticale simulando gli effetti dei moti atmosferici sul profilo verticale di temperatura

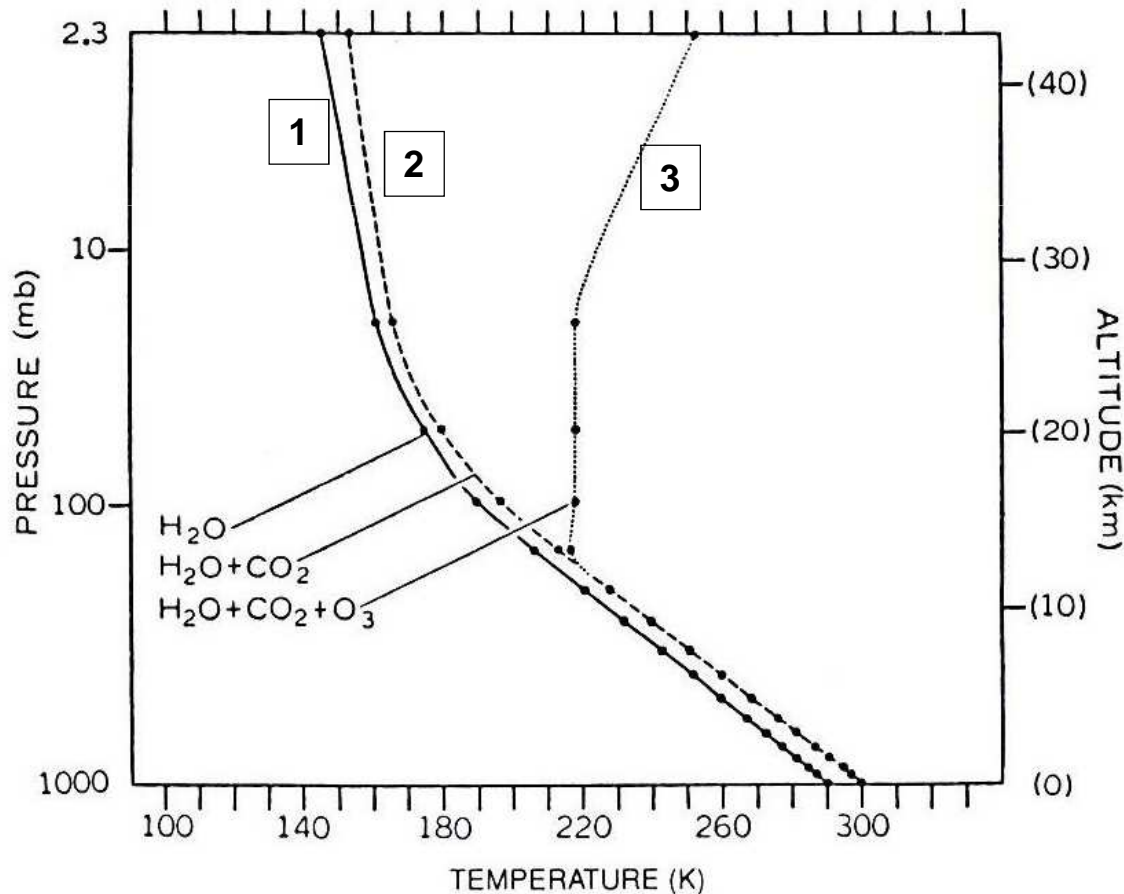


## APPLICAZIONE DEI MODELLI CLIMATICI (1)

Possono essere utilizzati per comprendere i fattori importanti per il clima ed il loro impatto sul clima stesso, ad esempio il ruolo dei gas minoritari.

Profili di T atmosferica ottenuti con un modello 1D di equilibrio radiativo-convettivo considerando la presenza di:

- 1) solo vapore acqueo
- 2) vapore acqueo e anidride carbonica (300 ppm)
- 3) vapore acqueo, anidride carbonica e ozono → tropopausa e stratosfera



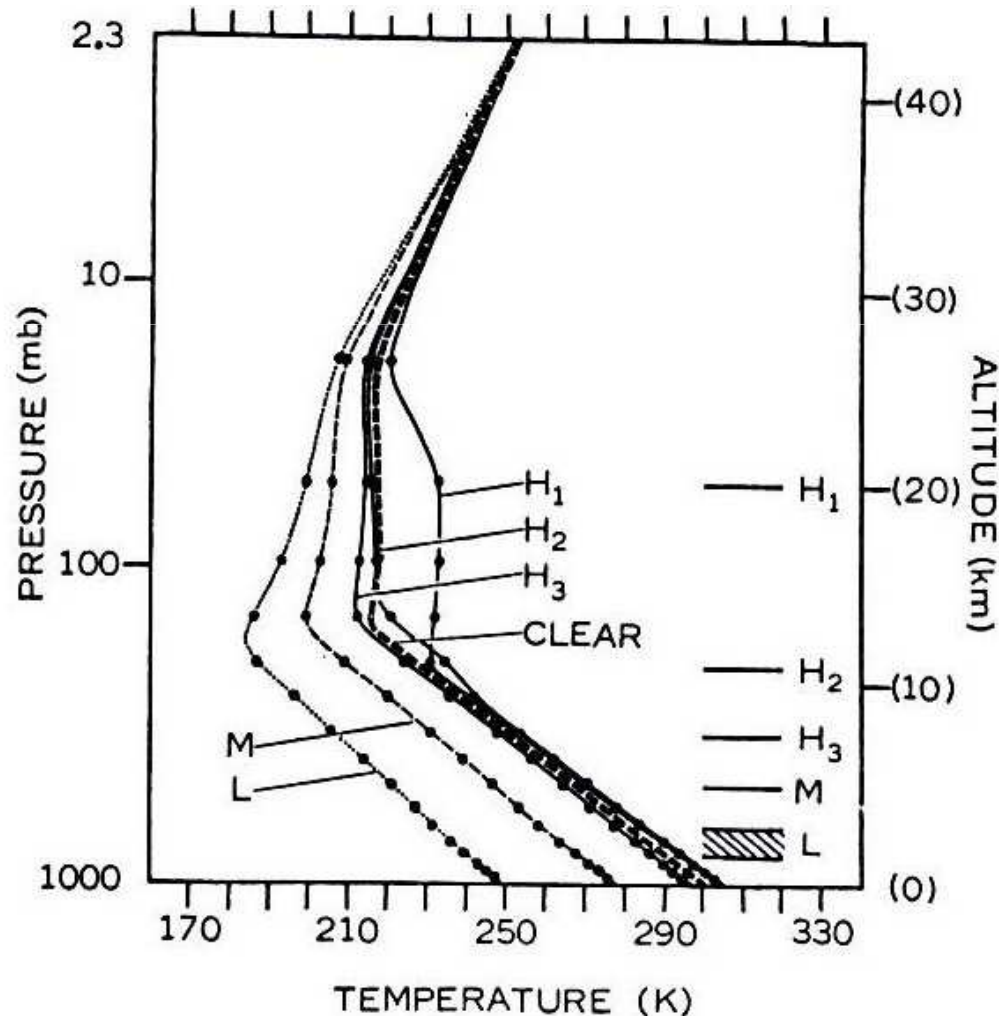
Profili di T di equilibrio termico (radiativo-convettivo) per una atmosfera senza nubi ottenuti includendo progressivamente vapore acqueo, anidride carbonica e ozono.

## APPLICAZIONE DEI MODELLI CLIMATICI (2)

I modelli di equilibrio radiativo-convettivo possono essere anche utilizzati per esaminare l'effetto delle nubi sul bilancio radiativo in atmosfera e sul profilo di T

Nubi basse (L): riducono fortemente la T alla superficie e in troposfera. Hanno albedo alto e riflettono molta radiazione solare; inoltre hanno un debole effetto sulla fuga di radiazione IR in quanto il loro top è piuttosto caldo. Questo spiega il raffreddamento.

Le nubi alte (H) tendono ad aumentare la T superficiale



Profilo di T di equilibrio termico per differenti distribuzioni di nubi. Nubi basse (L), medie (M) e alte (H). La linea nera grossa indica il profilo in assenza di nubi



## AEROSOLS

Influenzano il sistema climatico in due modi principali: alterano la radiazione solare in ingresso (effetto radiativo) e agiscono come nuclei di condensazione:

1) Effetto radiativo: assorbendo la radiazione solare, scaldano la bassa atmosfera dove assorbono radiazione e raffreddano la superficie terrestre.

Aumentano l'albedo planetario riflettendo verso lo spazio parte della radiazione solare incidente. Effetto netto: aumentano la T in stratosfera e diminuiscono quella in troposfera.

2) Agiscono come nuclei di condensazione, giocando un ruolo importante nei processi di formazione delle nubi e della precipitazione.

## NUBI

- Composte di goccioline o cristalli di ghiaccio sospesi in atmosfera
- Interagiscono sia con la radiazione solare che con quella terrestre
- La natura delle interazione dipende da:
  - massa totale di acqua
  - dimensione delle particelle di nube
  - forma della particelle
  - distribuzione delle particelle nello spazio

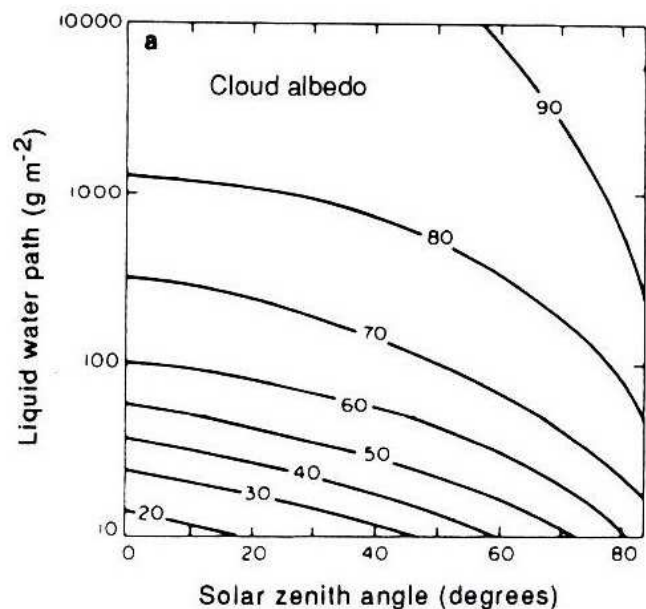
Attraverso l'utilizzo di modelli si può studiare l'effetto delle nubi.

Semplificazione: plane-parallel assumption

Una volta prescritti la distribuzione verticale dell'umidità e la droplet size distribution, l'albedo e l'assorbimento delle nubi dipendono solo dal contenuto di acqua liquida (massa totale di acqua della nube in una colonna verticale di atmosfera [ $\text{g}/\text{m}^2$ ]) e dall'angolo zenitale.

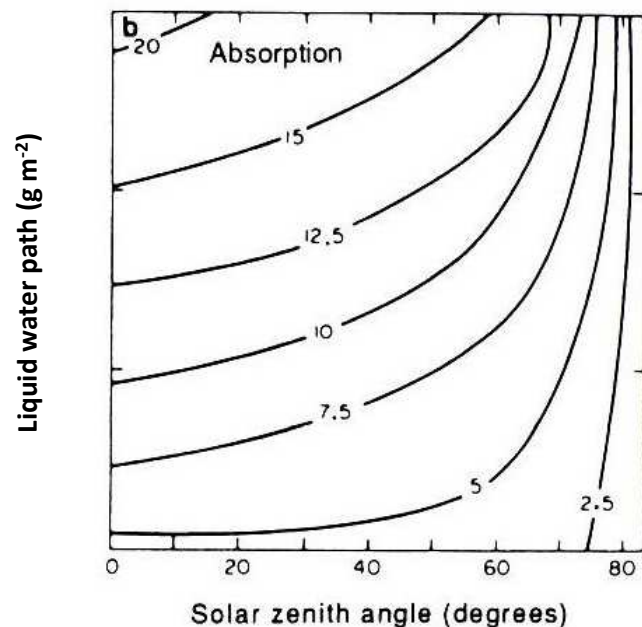
Albedo e assorbimento possono essere stimati con modelli

## Andamento dell'albedo e dell'assorbimento delle nubi in funzione dell'angolo zenitale e del contenuto liquido delle nubi (= spessore della nube)



L'albedo cresce all'aumentare del contenuto di acqua (spessore) della nube e all'aumentare dell'angolo zenitale. L'aumento dell'albedo con il contenuto d'acqua è più rapido per bassi valori di contenuto d'acqua. Quando le nubi si fanno molto spesse, l'albedo si avvicina lentamente al valore limite e diventa insensibile ad ulteriori variazioni. Infatti, nelle nubi spesse, la radiazione che subisce scattering dopo essere penetrata in profondità nella nube, difficilmente riesce a riemergere. Le variazioni di albedo con l'angolo zenitale sono più rapide quando il sole è basso sull'orizzonte.

In seconda battuta, l'albedo dipende anche dalla dimensione delle goccioline: albedo grande per goccioline piccole in quanto aumenta la superficie disponibile a parità di massa.



L'assorbimento della radiazione solare cala all'aumentare dell'angolo zenitale, in quanto la radiazione riflessa verso lo spazio per grandi angoli zenitali penetra meno in profondità nella nube e più difficilmente viene assorbita.

L'assorbimento cresce pressoché linearmente con il contenuto di acqua quando il sole è verticale.

Le nubi sono anche ottimi assorbitori di radiazione terrestre e diventano opache per la radiazione IR quando il contenuto di acqua supera i  $20 \text{ g/m}^2$ . Se questa soglia è superata in un range ristretto di quota, tale da poter considerare costante la T, allora la superficie delle nubi è ben approssimata da un corpo nero sia per l'emissione che per l'assorbimento di radiazione IR (non per i cirri).

Notare che l'albedo continua a crescere anche ben dopo che le nubi diventano opache per la radiazione IR, cioè oltre i  $20 \text{ g/m}^2$ .

In generale:

- le nubi spesse assorbono e riflettono di più delle nubi sottili
  - le nubi riflettono di più di quanto assorbono, anche se per angoli zenitali piccoli ciò è un po' meno vero
  - gocce di nube piccole rendono la nube brillante
  - gocce di nube grandi assorbono di più
  - le nubi sono ottimi assorbitori di radiazione IR e sono in pratica dei corpi neri quando il contenuto di acqua di nube supera i  $20 \text{ g/m}^2$
- 
- Le nubi aumentano l'albedo planetario del 15-30%
  - Questo comporta un calo di radiazione solare assorbita di  $48 \text{ W/m}^2$
  - In termini di radiazione IR le nubi portano un aumento di  $31 \text{ w/m}^2$
  - Quindi il forcing totale dovuto alle nubi è di  $-48+31=-17 \text{ W/m}^2$
  - le nubi raffreddano il clima