

Pianeti e Astrobiologia

Schema del corso

Pianeti e sistemi planetari

Sistema Solare e Pianeti extrasolari

Cenni di astrochimica

Molecole e polvere interstellare

Introduzione all'astrobiologia

Vita e abitabilità nell'Universo

1

Introduzione allo studio del Sistema Solare

I

Definizioni e caratteristiche generali

Pianeti rocciosi (prima parte)

Lezione solsys1

G. Vladilo

2

Definizioni

- **Pianeta**

- Demarcazione tra pianeta e stella

I pianeti hanno una massa inferiore alla massa critica per l'innescamento di reazioni di fusione termonucleare del deuterio

Massa limite $\sim 13 M_{\text{Giove}}$

Oggetti di massa superiore, che riescono a innescare la fusione del deuterio ma non quella dell'idrogeno si chiamano "brown dwarfs"

Massa nell'intervallo $13 M_{\text{Giove}} < M < \sim 75-80 M_{\text{Giove}}$

- Demarcazione tra pianeti, pianeti nani e corpi minori

Complessa da definire: vedere definizione IAU pagina successiva

- **Satellite**

- Oggetto astronomico orbitante attorno ad un pianeta

Con $M_{\text{satellite}} < M_{\text{pianeta}}$, ma non esiste una demarcazione precisa

3

Pianeti, pianeti nani e corpi minori Definizione IAU valida per il Sistema Solare

(1) A planet¹ is a celestial body that

(a) is in orbit around the Sun,

(b) has sufficient mass for its self-gravity to overcome rigid body forces so that it assumes a hydrostatic equilibrium (nearly round) shape,² and

→ (c) has cleared the neighbourhood around its orbit.

(2) A "dwarf planet" is a celestial body that

(a) is in orbit around the Sun,

(b) has sufficient mass for its self-gravity to overcome rigid body forces so that it assumes a hydrostatic equilibrium (nearly round) shape²,

→ (c) has not cleared the neighbourhood around its orbit, and

→ (d) is not a satellite.

(3) All other objects³, except satellites, orbiting the Sun shall be referred to collectively as "Small Solar System Bodies".

¹ The eight planets are: Mercury, Venus, Earth, Mars, Jupiter, Saturn, Uranus, and Neptune.

² An IAU process will be established to assign borderline objects to the dwarf planet or to another category.

³ These currently include most of the Solar System asteroids, most Trans-Neptunian Objects (TNOs), comets, and other small bodies.

4

Importanza dello studio del Sistema Solare

Pianeti, satelliti e corpi minori rappresentano un laboratorio di fisica e geochimica molto variegato

Basti considerare il ruolo che hanno avuto nella nostra comprensione delle leggi del moto in meccanica classica e come test della relatività generale

Pianeti, satelliti e corpi minori del Sistema Solare sono oggi un fondamentale punto di riferimento per lo studio di pianeti extrasolari.

È in quest'ottica che introduciamo in queste lezioni alcune delle principali proprietà fisiche e chimiche di tali oggetti astronomici

5

Tecniche sperimentali/osservative per lo studio del Sistema Solare

Il Sistema Solare può essere studiato mediante

- (1) osservazioni da Terra,
- (2) campioni raccolti sulla Terra,
- (3) osservazioni da sonde spaziali
- (4) campioni raccolti da sonde spaziali

Osservazioni da Terra

Tecniche osservative astronomiche

Tecniche radar

Campioni raccolti sulla Terra

Meteoriti

Polvere interplanetaria

6

Tecniche osservative del Sistema Solare

Osservazioni da sonde spaziali

Imaging

Storia geologica/geofisica - Processi superficiali su grande scala

Spettroscopia

Composizione - Mineralogia

Emissione di gas - Interazione con particelle ionizzate

Magnetometri

Campi magnetici (interni planetari)

Osservazioni radio

Atmosfera e struttura interna dei pianeti gassosi

Onde radio emesse dal plasma ionizzato

Radar

Struttura superficiale e proprietà dielettriche

Analizzatori di polvere

Studi di grani di ghiaccio e polvere

7

Tecniche osservative del Sistema Solare

Campioni raccolti da sonde spaziali

Composizione – Mineralogia

Campioni analizzati “in situ”

Esempi:

Missioni su Marte (a partire dalle missioni “Viking”)

Campioni riportati a Terra

Esempi:

Campioni lunari

Missione “Stardust”

8

Caratteristiche fisiche dei pianeti del Sistema Solare

Pianeta	Raggio eq. [R_{\oplus}]	Massa [M_{\oplus}]	ρ [g cm ⁻³]	v_{fuga} [km/s]
Mercurio	0.383	0.055	5.43	4.3
Venere	0.949	0.815	5.24	10.4
Terra	1.000	1.000	5.52	11.2
Marte	0.533	0.107	3.94	5.0
Giove	11.209	317.820	1.33	59.5
Saturno	9.449	95.161	0.70	35.5
Urano	4.007	14.371	1.30	21.3
Nettuno	3.883	17.147	1.76	23.7

$$R_{\oplus} = 6378 \text{ km} ; M_{\oplus} = 5.974 \times 10^{27} \text{ g}$$

Da notare la dicotomia, a diverse distanze dal sole,
delle masse, raggi e densità media planetarie

9

Dicotomia nella densità media
ci permette di distinguere tra
pianeti rocciosi e pianeti gassosi/ghiacciati

Dicotomia in massa/raggio
ci permette di distinguere tra pianeti giganti
(che sono gassosi o ghiacciati) e pianeti terrestri

Da notare l'esistenza di un "gap" di masse:
non esistono pianeti di masse intermedie
tra la massa della Terra e quella dei giganti ghiacciati
(circa 14 masse terrestri)

10

1. Pianeti rocciosi

Cenni introduttivi su Atmosfere, Superfici e Interni planetari

È importante tener presente che interni, superfici e atmosfere sono tra loro collegati mediante numerose interazioni

Interazioni tra superficie e atmosfera

Interazioni tra superficie e interni planetari

Atmosfere e superfici interagiscono con l'ambiente interplanetario

Radiazione stellare, vento solare e raggi cosmici galattici

11

Atmosfere planetarie

- **L'atmosfera influenza il clima e dunque l'abitabilità**
 - L'atmosfera influenza il trasporto radiativo della radiazione stellare e della radiazione emessa dal pianeta, alterando in maniera significativa l'equilibrio energetico planetario
 - La fluidodinamica dell'atmosfera governa il trasporto di energia lungo la superficie del pianeta
- **Essenziali per lo sviluppo della vita che conosciamo**
 - I processi chimici atmosferici possono portare alla formazione di molecole, e in particolare di molecole organiche
 - Tali processi sono influenzati dal campo di radiazione stellare e dalle altre componenti del mezzo interplanetario
 - L'eventuale presenza di vita sul pianeta influenza a sua volta la composizione chimica atmosferica

12

Origine delle atmosfere planetarie

- **Processi che possono portare alla creazione e al mantenimento dell'atmosfera in un pianeta roccioso**
 - cattura gravitazionale di gas dal disco protoplanetario
importante per pianeti massicci nelle fasi di formazione
 - emissione di gas dalla superficie
evaporazione, sublimazione, perdite dall'interno e de-assorbimento
- **Classificazione sulla base dell'origine**
 - Atmosfera primaria
atmosfera generatasi all'atto della formazione planetaria
 - Atmosfera secondaria
atmosfera riformatasi successivamente all'eventuale perdita dell'atmosfera primaria

13

Struttura verticale delle atmosfere planetarie

- In un pianeta con superficie solida la pressione atmosferica, p , decresce con l'altezza dalla superficie, z
- Nell'ipotesi di equilibrio idrostatico si dimostra che la pressione decresce con una legge esponenziale, con una altezza di scala caratteristica, H
- Diamo alcuni cenni introduttivi utili a spiegare l'esistenza di diversi regimi fisici atmosferici al variare dell'altezza z

14

Altezza di scala delle atmosfere planetarie

- **Derivazione dell'altezza di scala, H**

- Se lo spessore dell'atmosfera è molto minore del raggio del pianeta, si può considerare costante l'accelerazione gravitazionale, g , e dalla condizione di equilibrio idrostatico si ottiene una relazione tra la pressione e la densità media, ρ

$$dp = -g \rho dz$$

Nel caso ideale in cui la conduttività termica e/o il rimescolamento verticale siano abbastanza efficienti da dare una temperatura uniforme, T , dalla legge dei gas perfetti, $p = \rho kT/\mu$, si ottiene

$$p(z) = p_s \exp(-z/H)$$

$$H = kT/\mu g$$

dove $p_s = p(0)$ è la pressione superficiale e μ è il peso molecolare medio, che dipende dalla composizione chimica atmosferica

15

Struttura verticale delle atmosfere planetarie

- Nel caso reale la temperatura atmosferica non è uniforme

$$T = T(z)$$

l'andamento della pressione con l'altezza diventa

$$p(z) = p_s \exp(-z/H_z)$$

$$H_z = k T_h(z) / \mu g$$

dove $T_h(z)$ è la media armonica della temperatura nello strato tra la superficie e l'altezza z .

Pierrehumbert 2010

Dal momento che la temperatura è misurata nella scala assoluta (kelvin), le variazioni percentuali della temperatura media $T_h(z)$ possono essere relativamente piccole in buona parte dell'atmosfera

Di conseguenza, in prima approssimazione, la pressione decade in maniera esponenziale anche quando la temperatura dipende dall'altezza

16

Regimi fisici delle atmosfere planetarie al variare di z

- **Rimescolamento e diffusione**

Bakulin , Kononovic & Moroz 1984

- Bassi valori di z

- dominano processi di convezione e turbolenza che portano a un rimescolamento del gas

- il peso molecolare medio del gas non cambia in maniera significativa con l'altezza

- Alti valori di z

- domina la diffusione in quanto inversamente proporzionale alla densità (concentrazione numerica), che decresce con z

- il peso molecolare del gas diminuisce con l'altezza
- idrogeno ed elio diventano le componenti principali

17

Regimi fisici delle atmosfere planetarie al variare di z

- **Cammino libero medio molecolare, ℓ**

Bertotti & Farinella 1990

- Bassi valori di z

$$\ell < H$$

- le molecole hanno abbastanza tempo e spazio per raggiungere l'equilibrio termico locale

- l'atmosfera può essere descritta come un fluido

- Alti valori di z

$$\ell > H$$

- non c'è confinamento gravitazionale del gas

- le molecole più veloci possono fuggire al mezzo interplanetario e, allo stesso tempo, alcune molecole interplanetarie possono essere catturate

18

Perdita di strati atmosferici esterni

- **Condizione per il contenimento dell'atmosfera**

$$\langle v_{\text{termica}} \rangle \ll v_{\text{fuga}}$$

La velocità media di agitazione termica di un dato atomo o molecola presente nell'atmosfera dev'essere molto inferiore alla velocità di fuga dal pianeta

$$\langle v_{\text{termica}} \rangle \propto (T/\mu)^{1/2}$$

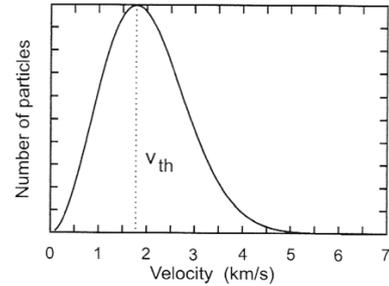
Dove μ è la massa atomica o molecolare; in [figura](#) distribuzione maxwelliana per molecole H_2 a $T=390K$

$$v_{\text{fuga}} \propto (M/R)^{1/2}$$

Dove M e R sono la massa e il raggio del pianeta; in [tabella](#) esempi di velocità di fuga per pianeti e Luna

- **“Jean escape”**

- Meccanismo di perdita di molecole atmosferiche che si trovano nella coda di alta velocità della distribuzione maxwelliana
- Ha luogo negli strati esterni, dove $\ell > H$



Pianeta	Velocità di fuga all'equatore (km s ⁻¹)	
Mercurio	4.3	
Venere	10.4	
Terra	11.2	
Marte	5.0	
Giove	59.5	
Saturno	35.5	
Urano	21.3	
Nettuno	23.7	
Luna	2.4	

Allen (2000)

19

Regimi fisici delle atmosfere planetarie al variare di z

- **Profondità ottica nella banda infrarossa, τ_{IR}**

Bakulin, Kononovic & Moroz 1984

- Bassi valori di z

$$\tau_{\text{IR}} \gg 1$$

- la parte più bassa dell'atmosfera, dove la densità è maggiore, può risultare opaca alla radiazione termica
 - la radiazione termica è prodotta dal riscaldamento radiativo della superficie se l'atmosfera è trasparente alla radiazione visibile/UV ricevuta dalla stella
 - può anche essere presente riscaldamento geotermico

- Alti valori di z

$$\tau_{\text{IR}} \sim 0$$

- gli strati più alti dell'atmosfera sono trasparenti alla radiazione termica e lasciano uscire verso lo spazio esterno la radiazione termica degli strati sottostanti

20

Struttura verticale delle atmosfere: conclusioni

- Le transizioni tra i diversi regimi fisici sopra menzionati avvengono in generale a diversi valori di altezza, a seconda del processo considerato
 - rimescolamento/diffusione, cammino libero medio molecolare e profondità ottica infrarossa
- La struttura verticale delle atmosfere planetarie può variare notevolmente da pianeta a pianeta
 - Tenendo anche conto delle differenze di pressione, composizione chimica (peso molecolare) e velocità di rotazione planetaria (che influenza la circolazione atmosferica)
- Lo strato più basso dove $\tau_{IR} > 1$, è detto “troposfera”
 - È caratterizzato da un gradiente negativo della temperatura

Astronomia Osservativa C, SP 1, Vladilo (2011)

21

Pressione atmosferica superficiale: dati sperimentali per pianeti rocciosi

Allen (2000)

Pianeta roccioso	Pressione atmosferica superficiale [bar]	Altezza di scala H [km]
Mercurio
Venere	90	15
Terra	1	8
Marte	0.007-0.010	11

alta temperatura

bassa gravità
superficiale

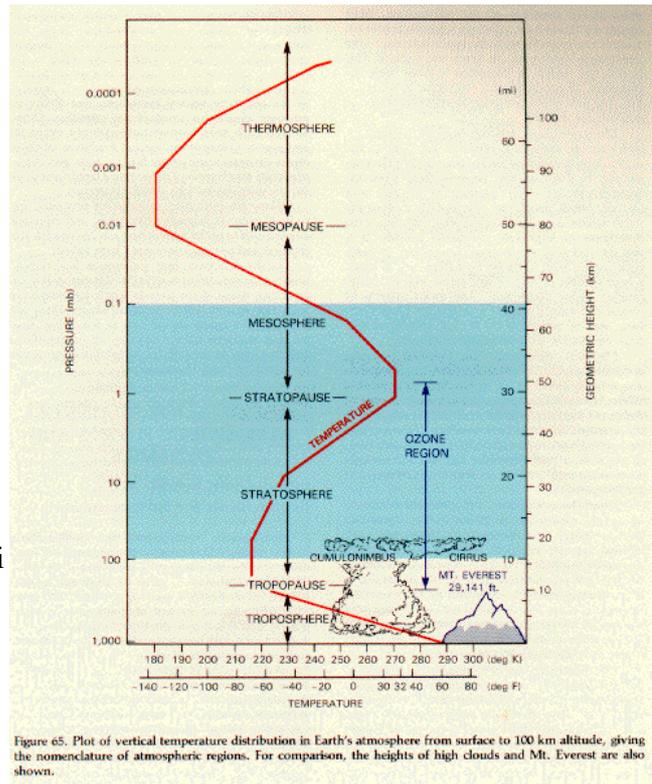
Difficile fare predizioni sulla pressione superficiale di un pianeta roccioso fintantochè non capiamo l'origine di queste differenze

22

Gradienti di temperatura atmosferici: dati sperimentali

- **Terra**

- Gradiente di temperatura negativo negli strati più bassi (troposfera)
La radiazione solare penetra fino alla superficie e la riscalda
Gli strati più bassi sono opachi alla radiazione termica riemessa dalla superficie
La maggior parte del flusso di radiazione termica va' verso l'alto e si crea il gradiente osservato
- Profilo di temperatura complesso negli strati più alti
I valori di pressione e temperatura atmosferici si devono raccordare a quelli del mezzo interplanetario

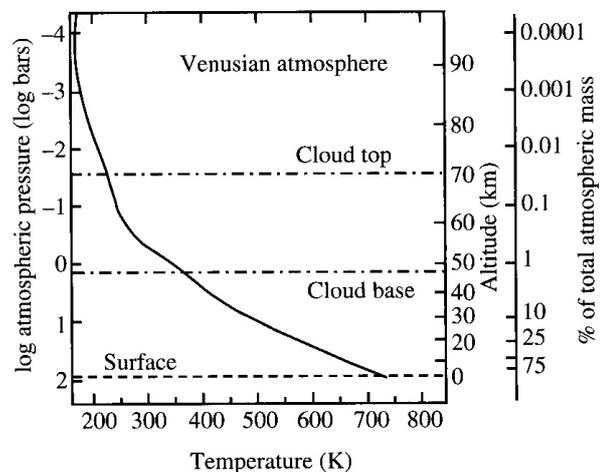


23

Gradienti di temperatura atmosferici: dati sperimentali

- **Venere**

- Anche in questo caso c'è un gradiente di temperatura negativo negli strati più bassi
- La pressione superficiale è particolarmente alta, ~ 90 bar

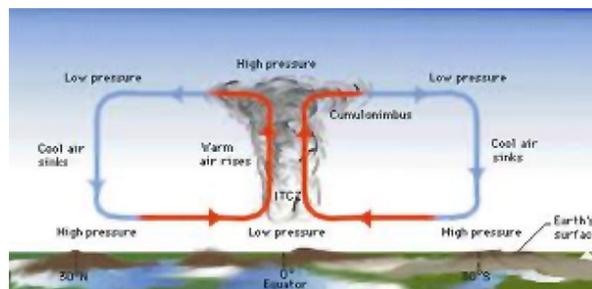


24

Struttura orizzontale delle atmosfere planetarie

- La struttura orizzontale è determinata dalla circolazione atmosferica, dominata dal trasporto del calore in latitudine
 - Il trasporto in latitudine è conseguenza del gradiente termico dovuto al diverso riscaldamento dell'equatore e dei poli quando l'obliquità dell'asse di rotazione è piccola

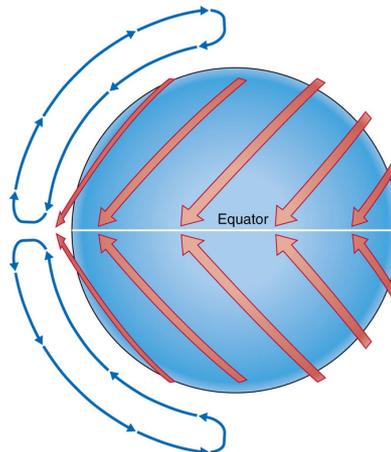
Il trasporto latitudinale si realizza mediante un sistema di celle atmosferiche, la cui estensione dipende dalle forze di Coriolis e dunque dalla velocità di rotazione del pianeta



25

Trasporto latitudinale e velocità di rotazione

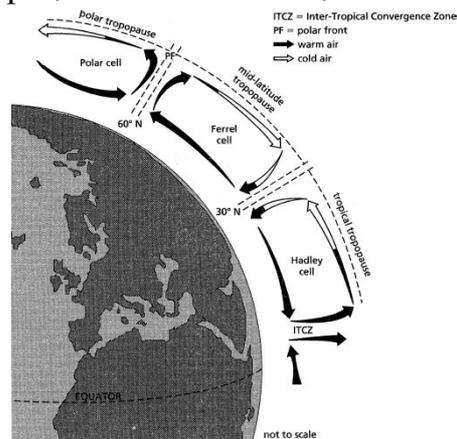
- Quando la velocità di rotazione è molto bassa il trasporto in latitudine avviene lungo un'unica cella convettiva in ogni emisfero
 - In questo caso il trasporto è molto efficiente
 - Questo è, ad esempio, il caso di Venere



26

Trasporto latitudinale e velocità di rotazione

- Quando la rotazione non è trascurabile intervengono le forze di Coriolis e il trasporto non può avvenire mediante un'unica cella
 - L'aria che fluisce verso i poli conserva il momento angolare
 - Ruota più velocemente della superficie, sviluppando correnti est-ovest
- Si creano più celle convettive in ogni emisfero
 - Il trasporto è meno efficiente che nel caso di una singola cella
 - Questo è, ad esempio, il caso della Terra, con 3 celle in ogni emisfero



27

Composizione chimica atmosferica dei pianeti rocciosi

Gas	Venus [2]	Earth [2]	Mars [2]
N ₂	→ 0.035	→ 0.78084	0.027 ←
O ₂		→ 0.20948	1.3 × 10 ⁻³
CO ₂	→ 0.965	<u>3.33 × 10⁻⁴</u>	0.953 ←
CO	3 × 10 ⁻⁷	2 × 10 ⁻⁷	2.7 × 10 ⁻³
CH ₄		2.0 × 10 ⁻⁶	
NH ₃		4 × 10 ⁻⁹	
H ₂ O	2 × 10 ⁻⁵	~ 10 ⁻⁶	3 × 10 ⁻⁴
H ₂		5 × 10 ⁻⁷	
He	1.2 × 10 ⁻⁵	5.24 × 10 ⁻⁶	
Ar	7 × 10 ⁻⁵	<u>9.34 × 10⁻³</u>	0.016
Ne	1 × 10 ⁻⁵	1.818 × 10 ⁻⁵	2.5 × 10 ⁻⁶
Kr	3 × 10 ⁻⁹	1.14 × 10 ⁻⁶	3 × 10 ⁻⁷
Xe		8.7 × 10 ⁻⁸	8 × 10 ⁻⁸
H ₂ S	3 × 10 ⁻⁶	2 × 10 ⁻⁸	
SO ₂	<u>1.5 × 10⁻⁴</u>	1 × 10 ⁻⁹	

Allen (2000)

28

Temperatura superficiale dati sperimentali: media annuale globale

Allen (2000)

Pianeta roccioso	Temperatura superficiale [K]
Mercurio	440
Venere	735
Terra	288
Marte	210

Temperatura media atmosferica al livello della superficie solida

29

Temperatura effettiva

Equilibrio tra l'energia emessa e ricevuta dal pianeta
(assumendo emissione di corpo nero)

$$4 \pi R^2 \sigma T^4 = \pi R^2 S (1-A)$$

S : "costante solare"

(flusso solare alla distanza del pianeta)

A : albedo planetaria

(frazione di radiazione solare riflessa dal pianeta)

$$\sigma T_{eff}^4 = \frac{1}{4} S (1-A)$$

30

Calcolo della temperatura effettiva

Il termine $S(1-A)$

- Nel caso della Terra viene chiamata “costante solare” la quantità

$$S = L_{\text{sole}} / (4\pi a^2)$$

$$S = 1361 \text{ W/m}^2$$

dove $a = 1 \text{ AU} = 1.495 \times 10^{11} \text{ m}$

Per gli altri pianeti si scala S al corrispondente valore di a

- **Albedo**

- Frazione di fotoni stellari riflessi dal pianeta rispetto al totale di fotoni incidenti in una data banda spettrale
- Dipende da
 - Riflettività della superficie e presenza di nubi
Ghiacci/neve $A \sim 0.8/0.9$
Deserto sabbioso $A \sim 0.25$
 - Trasporto radiativo nell'atmosfera planetaria
 - Lunghezza d'onda e quindi spettro della stella

Allen (2000)

Pianeta	Albedo nel <u>visibile</u>
Mercurio	0.11
Venere	0.65
Terra	0.38
Marte	0.15
Giove	0.52
Luna	0.12

31

Confronto tra temperatura superficiale misurata e temperatura effettiva

Pianeta	Temperatura media superficiale [K]	Temperatura effettiva [K]
Mercurio	440	–
Venere	730	230
Terra	288	255
Marte	210	212

Le differenze sono da attribuire all'effetto serra, che innalza la temperatura superficiale

Nel caso della Terra c'è una differenza di +33 K

La differenza è massima nel caso di Venere, che ha un'atmosfera molto densa di CO_2

Nel caso di Marte, che ha un'atmosfera molto ridotta, l'accordo è buono

32