



**UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA**

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI FISICA E ASTRONOMIA "GALIELO GALILEI"

CORSO DI LAUREA TRIENNALE IN ASTRONOMIA

LA CIRCOLAZIONE A CELLA DI HADLEY SULLA TERRA E IN ALTRI PIANETI

Relatore:

Ch.mo Prof. SERGIO ORTOLANI

Candidato:

GIOVANNI SITORIO

Matricola 1172203

Anno Accademico 2020/2021

Abstract: *La cella di Hadley è uno dei meccanismi più importanti nella regolazione della circolazione atmosferica. Nell'elaborato viene presentata una descrizione teorica della circolazione a cella di Hadley con particolare attenzione al suo comportamento in funzione di vari parametri caratteristici. Viene inoltre presentata la struttura della cella in ambienti differenti da quello terrestre.*

Indice

1 Circolazione generale dell'atmosfera terrestre.....	7
2 Descrizione teorica della circolazione a cella di Hadley.....	13
3 Influenza dei vortici.....	19
4 Comportamento della cella di Hadley al variare di diversi parametri.....	21
4.1 Velocità di rotazione.	
4.2 Flusso stellare.	
4.3 Massa atmosferica.	
4.4 Obliquità.	
4.5 Densità planetaria.	
4.6 Dimensioni delle particelle liquide delle nuvole.	
4.7 Oscillazioni e LOD.	
5 La cella di Hadley sui pianeti del sistema solare.....	31
5.1 Terra.	
5.2 Marte.	
5.3 Titano.	
5.4 Venere.	
6 Conclusione.....	39
7 Bibliografia.....	41

Capitolo 1.

Circolazione generale dell'atmosfera terrestre.

L'atmosfera ha un'importanza primaria nella caratterizzazione di un pianeta essendo intimamente correlata con i fenomeni climatici. Nei casi in cui questa sia sufficientemente sviluppata, può, addirittura, modellare le superfici planetarie agendo tramite fenomeni erosivi, rendendo quindi il suo studio e la sua comprensione estremamente importante. Questo diventa subito evidente quando si ha a che fare con il pianeta Terra. Consideriamo, ad esempio, la temperatura di equilibrio planetaria, ossia la temperatura che si riscontrerebbe sulla superficie di un pianeta se esso fosse un corpo nero. Per ricavare questo parametro viene ignorata la presenza dell'atmosfera ed infatti questa temperatura teorica risulta essere circa 30 K più bassa di quella effettivamente misurata.

Un altro suo importante compito è quello del trasporto di calore, per mantenere il pianeta globalmente in equilibrio termico. L'irradiazione da parte del Sole non è uniforme: le regioni polari ricevono in media molta meno energia delle regioni equatoriali. Una parte di questa radiazione viene ulteriormente riflessa nello spazio dalla superficie coperta di ghiacci e nevi. Inoltre, le regioni tropicali, assorbono più energia di quanta ne emettono, mentre per le zone a grandi latitudini vale l'opposto. È quindi necessario che l'atmosfera permetta un consistente trasporto di energia, sotto forma di calore, dall'equatore verso i poli.

È tramite queste ultime considerazioni che, nel 1735, il meteorologo britannico George Hadley, sviluppa il primo modello della circolazione atmosferica. Questo modello è basato su celle convettive disposte simmetricamente in ciascuno dei due emisferi. Per comprendere a pieno questo meccanismo partiamo ignorando la rotazione della terra.

All'equatore, l'aria, ricevendo una notevole quantità di energia tramite l'insolazione, si riscalda. Quest'aria, riscaldata, diverrà meno densa e quindi tenderà a salire nell'atmosfera ad una velocità relativamente elevata. La corrente ascendente che si origina comporta la formazione di una regione di bassa pressione al suolo ma di alta pressione in quota. Il gradiente di pressione ad altitudini di 10-15 chilometri spingerà le masse d'aria in direzione dei poli (sia nord, sia sud) dove la pressione è minore. In queste regioni l'aria si raffredderà (per via di un minore apporto di energia) e sprofonderà fino al suolo in prossimità delle regioni polari generando aree di alta pressione sulla superficie. Come avviene per l'aria in quota, questa tenderà a spostarsi verso regioni in cui la pressione è minore, quindi verso l'equatore. In questo modo si instaura un ciclo chiuso che trasporta energia dalle regioni più calde a quelle più fredde (Rohli & Vega 2018; Held 2000). Questo meccanismo è detto "meccanismo termico". Se ora consideriamo la rotazione terrestre le cose si complicano in quanto è necessario considerare l'effetto Coriolis.

L'attuale modello della circolazione atmosferica, infatti, non è basato su una singola cella per emisfero, ma ben tre: la cella di Hadley, la cella di Ferrel e la cella Polare.

Il meccanismo tramite il quale si forma la prima di queste è analogo a quanto descritto precedentemente. La differenza fondamentale risiede nel fatto che le masse d'aria calda in quota non raggiungono i poli, ma si raffreddano, mentre viaggiano in direzione longitudinale allontanandosi dall'equatore, fino a sprofondare al suolo ad una latitudine di circa 30° (sia nell'emisfero nord sia in quello sud). L'effetto della rotazione terrestre e dell'elevato gradiente termico tra i poli e l'equatore, quindi, impedisce la formazione di un'unica grande cella emisferica. Nonostante questo, la circolazione di Hadley, è globalmente il principale meccanismo di trasporto di energia, ed è responsabile per movimento di circa $2 \cdot 10^8$ tonnellate d'aria al secondo.

La cella polare, invece, si forma in virtù della poca energia che giunge ai poli per via della minore insolazione; l'aria in quota, al di sopra di queste regioni, aumenta di densità generando un moto discendente fino al suolo, che corrisponde ad una zona di alta pressione. Quest'aria poi viaggerà in direzione longitudinale verso zone di pressione minore e raggiungerà, in media, 60° di latitudine. Qui si riscalderà e, tramite il medesimo processo

che avviene nella zona equatoriale, chiuderà il ciclo viaggiando verso il polo. Questa cella è di minore importanza rispetto alla prima in quanto trasporta una massa d'aria notevolmente inferiore.

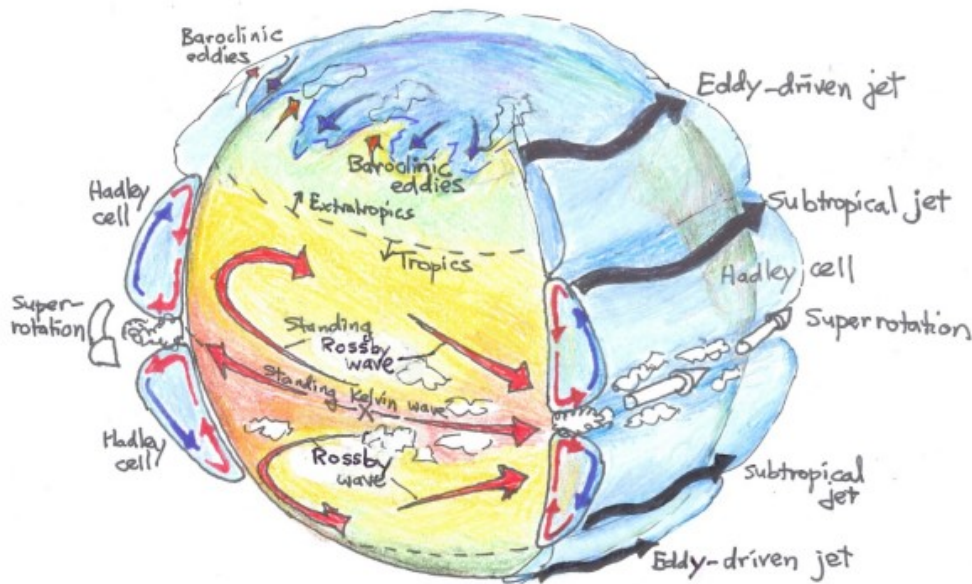


Figura 1. Illustrazione schematica dei fenomeni atmosferici che possono avvenire in un pianeta roccioso. Si possono distinguere le celle di Hadley alle basse latitudini, le celle di Ferrel a latitudini intermedie e, ai poli, le celle polari. Altri fenomeni rappresentati sono le correnti a getto, sia subtropicali sia polari, le onde di Rossby e le turbolenze dovute all'instabilità baroclina. È inoltre possibile, in alcuni casi che verranno approfonditi successivamente, che si sviluppi una super-rotazione nelle zone tropicali. Immagine da Showman 2013

A latitudini intermedie, tra 30° e 60° , è presente una cella dinamica, con circolazione inversa rispetto a quella termica, teorizzata da William Ferrel nel 1856, dal quale, infatti, prende il nome. Questa cella è indiretta, in quanto alimentata dall'interazione delle due cellule adiacenti. In realtà, questo meccanismo non è sufficiente per giustificare la quantità di energia ricevuta dal polo.

Per spiegarlo consideriamo il gradiente di temperatura orizzontale. Questo, una volta raggiunto il valore limite di stabilità, premette l'instaurarsi dell' "instabilità baroclina", che comporta il successivo sviluppo di onde atmosferiche con lunghezza d'onda di migliaia di chilometri, dirette da est a ovest (onde di Rossby). L'esistenza di una direzione preferenziale è il risultato dell'azione dell'effetto Coriolis dovuto alla rotazione terrestre. Alle latitudini intermedie il gradiente termico cresce velocemente, portando quindi rapidamente all'instaurarsi dell'instabilità precedentemente citata. Una manifestazione di questo meccanismo consiste nella presenza di cicloni e anticicloni a queste latitudini. Un altro sintomo è il clima variabile nelle regioni a latitudini intermedie, dovuto al mescolamento di masse d'aria calde e fredde per effetto, appunto, dei vortici. Questo meccanismo di trasporto permette il passaggio energetico tra le regioni equatoriali e quelle polari ed è paragonabile, per quanto riguarda la massa d'aria interessata, alla circolazione della fascia tropicale.

Altre caratteristiche della circolazione atmosferica sono le correnti a getto. Possono essere di due tipi: polare o subtropicale. Esse sono collocate rispettivamente tra la cella polare e la cella di Ferrel e tra quest'ultima e la cella di Hadley. Queste correnti sono strettamente correlate alle onde di Rossby, infatti la loro traiettoria segue le oscillazioni di quest'ultime. Nascono dallo scontro di masse d'aria di temperatura molto differente (provenienti dal polo e dall'equatore).

Il modello fin qui descritto ben si accorda con la presenza e la direzione dei venti, oltre che con la distribuzione di precipitazioni e zone aride sulla superficie terrestre.

L'esistenza delle tre celle in ogni emisfero è associata alla presenza di regioni di alta e bassa pressione, che a sua volta comporta lo spostamento di grandi masse d'aria, fenomeno correlato con la distribuzione dei venti. Analizziamo prima come questi si comportano sulla superficie. Nelle regioni occupate dalla cella di Hadley, o cella tropicale, per via dell'effetto Coriolis, dovuto alla rotazione terrestre, questi venti sono deviati verso destra nell'emisfero boreale causando poi un flusso in senso orario. Nell'emisfero australe, invece vengono deviati verso sinistra causando, in questo caso, un flusso in senso antiorario. Questi venti prendono il nome di alisei e soffiano quindi in direzione nord-est nell'emisfero nord, e verso sud-est nell'emisfero sud.

Alle latitudini che vanno da 30° e 60° soffiano i cosiddetti venti occidentali. Si originano nello stesso modo degli alisei ma sono variabili sia in direzione sia intensità. Dato che l'effetto Coriolis è proporzionale alla latitudine (e questa è ovviamente maggiore nelle regioni polari che in quelle subtropicale) questi venti subiscono continue oscillazioni. Ad esempio, il vento nell'emisfero australe subirà una deviazione verso nord; successivamente la forza diminuirà in intensità, causando una ulteriore deviazione verso sud. La direzione, mediamente, è però quella occidentale: verso nord-est nell'emisfero boreale e verso sud-est nell'emisfero australe. Nelle regioni polari, infine soffiano dei venti diretti da est a ovest verso latitudini inferiori.

Un altro fenomeno che da luogo allo spostamento di grandi masse d'aria è il rapido aumento, in estate, della temperatura nel cuore dei continenti che, generando un regione di bassa pressione, crea un flusso dal mare verso l'entroterra. Questo è il meccanismo di origine dei monsoni.

Anche nella troposfera possiamo indentificare ingenti movimenti di masse d'aria. La direzione di questi venti è però invertita rispetto a quelli sulla superficie per via dell'interazione del gradiente di pressione in quota e della forza di Coriolis.

Anche la distribuzione di precipitazioni e zone aride sulla superficie terrestre è influenzata dal modello a tre celle per emisfero. La regione dove convergono gli alisei dell'emisfero boreale e quelli dell'emisfero australe, infatti, ha un ruolo fondamentale. Questa prende il nome di zona di convergenza intertropicale o ITCZ (dall'inglese intertropical convergence zone) ma è anche detta equatore termico. Differentemente da quanto questo nome possa lasciar intendere, la ITCZ non va confusa con l'equatore geografico; la zona di convergenza non è fissa e può fluttuare, a seconda delle stagioni, anche di diversi gradi dall'equatore, fino ad un massimo di 15°-20° in direzione nord. La regione è caratterizzata da moti convettivi dovuti al riscaldamento dell'aria al suolo, che porta ad una bassa pressione sulla superficie e alta pressione in quota. L'aria, che arriva in queste regioni dopo il lungo viaggio dai tropici, è ricca di umidità, assorbita dai bacini idrici e dagli oceani. Quando raggiunge l'equatore, come detto pocanzi, si riscalda e comincia a salire di quota. Il vapore acqueo si raffredderà per espansione adiabatica, e si condenserà generando forti piogge. Non è un caso che la maggior parte delle foreste tropicali terrestri si trovino in queste regioni. Come conseguenza del rilascio di umidità, l'aria, che raggiungerà nuovamente il suolo intorno a $\pm 30^\circ$, sarà secca e dunque queste regioni saranno, in genere, quelle più aride e con la maggiore concentrazione di deserti come il Sahara, il sud-ovest americano, l'Australia e il Sud Africa (Showman, Wordsworth, Merlis & Kaspi 2013)

Esiste un altro fenomeno che, nella realtà, svolge un ruolo essenziale nella circolazione atmosferica. Si tratta dei vortici, che possono andare a modificare l'estensione della cella tropicale. I vortici (cicloni e anticicloni) hanno cominciato ad essere considerati nelle teorie quando Defant (1921), Jeffreys (1926) e altri si sono resi conto che non consistono in semplici perturbazioni, ma che anzi svolgono un ruolo importante per il trasferimento di calore e momento angolare. Questi hanno particolare importanza alle latitudini intermedie, in cui rappresentano il principale meccanismo di trasporto di energia.

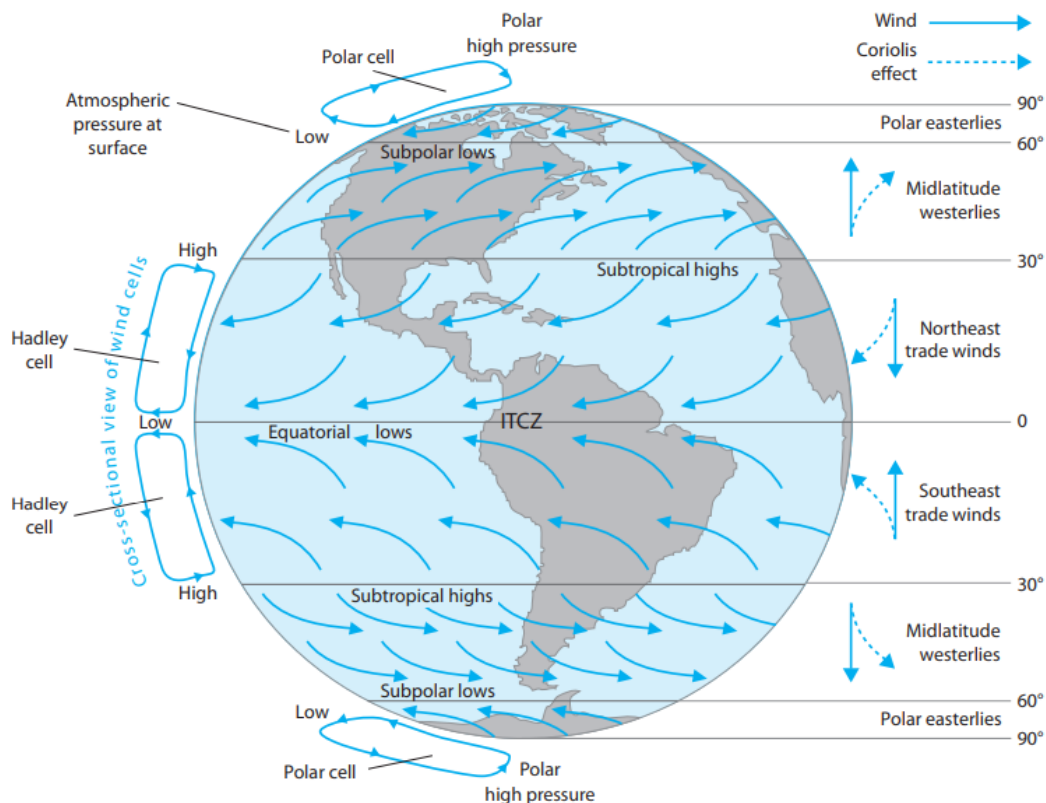


Figura 2. Modello che mostra la distribuzione delle zone di alta e bassa pressione nell'atmosfera e l'andamento generale dei venti che soffiano sulla superficie della Terra. immagine da Rohli & Vega 2018.

Abbiamo visto come il modello descritto ben si accorda con le osservazioni. Nonostante ciò, non sorprende riscontare come la realtà sia più complessa. Lindzen e Hou (1988) hanno mostrato infatti, come la circolazione nelle regioni subtropicali sia molto sensibile a variazioni di temperatura sulla superficie e che il ramo ascendente della cella di Hadley tenda a spostarsi verso le latitudini in cui l'insolazione è maggiore. Inoltre, lo scostamento dell'equatore termico dall'equatore geografico, anche solo di pochi gradi, causa la formazione di una circolazione asimmetrica rispetto all'equatore, tale da permettere il trasporto di grandi quantità di energia anche tra i due emisferi. Questa configurazione, che ha luogo durante il solstizio, è responsabile, nello specifico, della formazione di due celle (una per emisfero come nel caso standard) dove però quella invernale è molto più intensa ed estesa di quella estiva, causando uno squilibrio. (Lindzen & Hou 1988; Dima & Wallace 2002; Guendelman & Kaspi 2019)

La studio di tutti questi meccanismi è utile non solo per la comprensione di fenomeni meteorologici e climatici, ma ci permette di aprire una finestra sull'universo. I moderni siti per osservazioni astronomiche sono individuati tenendo conto di quanto finora discusso. I principali sono, infatti, collocati nelle regioni subtropicali, ed in particolare sulle isole e le coste oceaniche occidentali. In queste zone l'alta pressione tende ad allontanare le masse d'aria e ad impedire la formazione di temporali. Al contrario, nelle zone temperate, la presenza di cicloni e anticicloni implica il continuo mescolamento di masse d'aria calda e fredda rendendo difficoltose le osservazioni, sia per le piogge più frequenti sia per l'elevato seeing dovuto alle turbolenze.

Da quanto appena discusso è evidente come la circolazione di Hadley sia il principale meccanismo di trasporto di energia nell'atmosfera. Per questo il suo studio ci permette di comprendere meglio cosa accade su altri corpi celesti, come i pianeti del sistema solare o addirittura gli esopianeti. Tramite l'utilizzo di modelli specifici, infatti, possiamo, variando diversi parametri planetari come ad esempio la velocità di rotazione, analizzare come si comportano le masse d'aria. L'estensione della cella di Hadley può, per l'appunto, influenzare l'efficienza del trasporto del calore, andando ad impattare il gradiente di temperatura sulla superficie. La presenza, o meno, di nubi e la struttura del sistema ventoso può, invece, influire sull'albedo

(frazione di radiazione incidente che viene riflessa), e quindi influenzare la quantità di energia solare (o in generale stellare) che arriva al suolo avendo quindi importanti implicazioni, anche in questo caso, sulla temperatura superficiale. Altre importanti modifiche possono riguardare l'effetto serra e l'umidità media. Va da sé la circolazione atmosferica, e quindi la circolazione di Hadley, ha profonde implicazioni nell'abitabilità dei pianeti.

Con il progredire delle tecnologie osservative, l'ormai prossimo arrivo del James Webb Space Telescope ed ELT ci permetteranno di osservare il cosmo come mai prima. Lo studio dei pianeti extrasolari potrebbe quindi progredire ed il loro numero aumentare vertiginosamente. La conoscenza della circolazione atmosferica di questi oggetti potrebbe quindi permetterci di capire, più nello specifico, quali di questi sono potenzialmente abitabili.

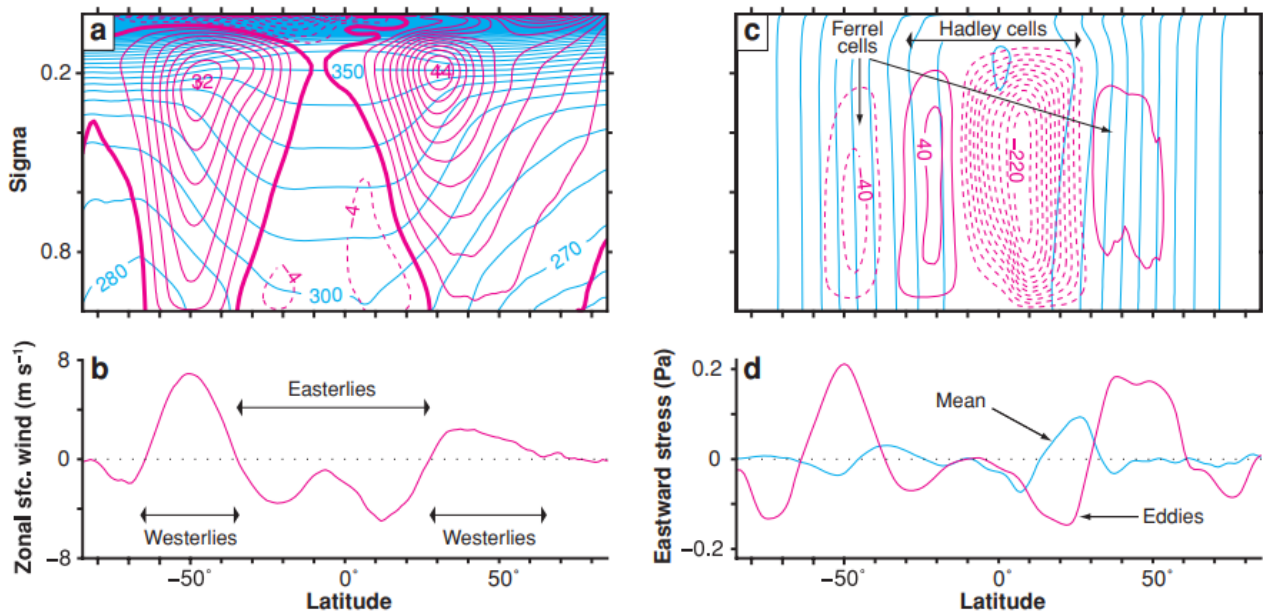


Figura 3. Dati di Kållberg (2004) che forniscono un'analisi tra il 1980 e il 2001 per il mese di gennaio. $\sigma = p/p_s$ rappresenta la pressione normalizzata rispetto alla pressione superficiale p_s . (a) velocità del vento (magenta) e temperatura potenziale (blu) con intervalli rispettivamente di 4 m/s e 10 K. Le linee spesse rappresentano velocità del vento nulla. (b) velocità del vento sulla superficie. (c) flusso di massa, in magenta, e momento angolare, in blu. Intervalli di $20 \cdot 10^9$ kg/s per il flusso di massa e di $0.1\Omega a^2$ per il momento angolare. Le linee tratteggiate corrispondono ad una rotazione in senso orario mentre le linee solide ad una rotazione in senso antiorario. È particolarmente evidente l'effetto della stagionalità con la cella invernale molto più sviluppata di quella estiva. (d) convergenza del flusso di quantità di moto (integrato verticalmente) dovuto alla circolazione media (blu) e ai vortici (magenta). Immagine da Schneider 2006.

Capitolo 2.

Descrizione teorica della circolazione a cella di Hadley.

La cella di Hadley è probabilmente il meccanismo di maggiore importanza nella circolazione atmosferica, tanto da avere un'importante influenza in quasi ogni aspetto riguardante il clima (precipitazioni, venti e correnti, regioni desertiche e regioni umide). Per questa ragione è necessario comprendere come funziona, dal punto di vista teorico, la cella di Hadley. A questo fine, negli anni, sono stati sviluppati numerosi modelli, di quello che possono essere raggruppati in due grandi teorie.

La prima è la "teoria termodinamica", la quale ipotizza che la zona di convergenza dipenda dal gradiente di temperatura verticale e dalla distribuzione dell'umidità. Alcune di questi modelli considerano come trascurabile il gradiente di temperatura orizzontale (WTG da "weak temperature gradient"), inoltre prendono in esame la conservazione del momento angolare e trattano la convezione dell'aria umida secondo la teoria CQE (convective quasi-equilibrium). La teoria sostiene quindi che la ITCZ si trovi nelle vicinanze della regione dove è massima l'energia statica umida (MSE), leggermente spostata verso l'equatore (Emanuel 1995; Privé & Plumb 2007; Bordoni & Schneider 2008)

La seconda importante teoria è quella "dinamica" che utilizza lo studio della quantità di moto nello strato di atmosfera diretta in contatto con la superficie (BL da "boundary layer") per ottenere informazioni sui venti (e quindi sulla regione di convergenza) e sui meccanismi di convezione (Lindzen & Nigam 1987; Waliser & Somerville 1994; Tomas & Webster 1997; Pauluis 2004). Alcuni di questi modelli cercano di studiare l'influenza dei vortici. Uno dei modelli dinamici più importanti è quello di Lindzen & Nigam (1987), il quale è in ottimo accordo con i dati osservativi.

Nella realtà la distinzione tra teoria dinamica e teoria termodinamica non è così netta. La CQE, infatti, viene comunemente utilizzata sfruttando l'approssimazione per il gradiente di temperatura orizzontale trascurabile (WTG) e per questo motivo può essere considerata una teoria ibrida. Le teorie generali della circolazione (GCM da "general circulation model") correntemente utilizzate possono essere raggruppate in questa categoria (Williams 1988; Navarra and Boccaletti 2002; Walker and Schneider 2006; Mitchell et al. 2014; Kaspi and Showman 2015)

Il modello più semplice e immediato che descriva un meccanismo di trasporto di calore, dall'equatore ai poli, è probabilmente un modello simmetrico rispetto agli assi. In una tale situazione, la circolazione è indipendente dalla longitudine. La circolazione di Hadley ben si accorda con questo tipo di idealizzazione e abbiamo riscontri della sua presenza in tutte le atmosfere del sistema solare (Terra, Marte, Venere, Titano). A dispetto di ciò, la cella di Hadley nelle vere atmosfere non è completamente simmetrica, in quanto variazioni longitudinali di vari parametri (ad esempio gradiente di temperatura o di pressione) e asimmetrie sulla superficie (come montagne e irregolarità della crosta terrestre) determinano la rottura di questa assunzione. In ogni caso, l'idea cardine della teoria, e che questi disequilibri non siano fondamentali per la struttura del trasporto energetico (Showman, Cho & Menou 2009). Questa idea si può applicare solo alla fascia intertropicale dato che, alle latitudini intermedie, i vortici (non simmetrici dovuti all'instabilità baroclinica) hanno un ruolo di prim'ordine nel controllo della circolazione atmosferica.

Uno dei modelli principali basati su queste premesse è quello sviluppato da Schneider & Lindzen (1977) e poi da Held & Hou (1980). Sebbene sia datato, rimane ancora valido e costituisce la base per quelli più recenti. Questo modello è costruito su un'atmosfera idealizzata nel limite di non-viscosità (viscosità è zero oppure è trascurabile) e ha come obiettivo il predire l'estensione e l'intensità della cella di Hadley.

La teoria è strutturata su due livelli, il primo sulla superficie ed il secondo in quota ad una altezza H . Nel primo livello è presente un flusso in direzione equatoriale, mentre nel secondo ne è presente un altro in direzione

polare. I processi radiativi sono descritti usando una formulazione Newtoniana del raffreddamento, in cui la temperatura potenziale θ , che descrive la struttura termica, è sospinta a raggiungere una temperatura potenziale di equilibrio radiativo θ_E , in un tempo di scala τ_E . L'aria che muove in direzione del polo conserva il momento angolare, la circolazione è in equilibrio termico ed è costante. L'equazione che descrive la termodinamica è quindi:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\theta_E - \theta}{\tau_E},$$

in cui

$$\theta_E(\varphi) = \theta_0 - \frac{1}{3}\Delta\theta(3\sin^2\varphi - 1).$$

(eq. da Held & Hou 1980, Held 2000). In questa espressione φ indica la latitudine, θ_0 la temperatura di equilibrio radiativo globale e $\Delta\theta$ la differenza di temperatura tra polo ed equatore. Il flusso ventoso sulla superficie, per via dell'interazione con il suolo, è trascurabile (o comunque molto minore) rispetto al flusso ventoso ad altezza H e, tramite la conservazione del momento angolare, sarà possibile calcolare la velocità del vento proprio a questa altitudine. Il momento angolare medio per unità di massa di un anello di aria con latitudine φ , si può scrivere:

$$M = (\Omega a \cos\varphi + u)a \cos\varphi$$

(eq. da Showman 2009) dove Ω è la velocità di rotazione della terra, a è il raggio terrestre e u rappresenta la velocità dell'anello. Nella formula il primo membro rappresenta il momento angolare dovuto alla rotazione terrestre e il secondo quello dovuto al vento (qui viene assunto che lo spessore atmosferico sia trascurabile rispetto al raggio terrestre, in modo da considerare la distanza dall'asse di rotazione semplicemente $a \cos\varphi$). Se $u = 0$ all'equatore, il flusso a latitudine φ è dato da:

$$u(\varphi) = \Omega a \frac{\sin^2\varphi}{\cos\varphi}.$$

Se facciamo un'approssimazione e consideriamo angoli piccoli possiamo scrivere $\varphi \approx \sin\varphi \approx y/a$. In questo modo possiamo esprimere:

$$\theta_E = \theta_{E0} - \Delta\theta \frac{y^2}{a^2},$$

dove $\theta_{E0} = \theta_0 + \Delta\theta/3$ e $\Delta\theta = \theta_0\Delta_H$ in cui Δ_H è una costante non dimensionale che descrive la differenza di temperatura infinitesima tra equatore e polo. Ora possiamo ricavare la velocità del vento ad altezza H , e questa è espressa da:

$$u = \frac{\Omega}{a} y^2.$$

Abbiamo precedentemente assunto che $u(0) \ll u(H)$; da questo possiamo ricavare la seguente espressione:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u}{H} = \frac{\Omega}{aH} y^2.$$

Dall'equilibrio termico ricaviamo il gradiente di temperatura latitudinale:

$$\frac{\partial\theta}{\partial y} = -\frac{2\Omega^2\theta_0}{a^2gH} y^3.$$

Integrando questa espressione ricaviamo un'espressione per la temperatura che varia con la latitudine nel seguente modo:

$$\theta = \theta_{equatore} - \frac{\Omega^2\theta_0}{2ga^2H} y^4,$$

dove $\theta_{equatore}$ è una costante.

Ora Held e Hou considerano due vincoli. Per prima cosa viene assunto che la circolazione sia energeticamente chiusa. Questo significa che non ci possono essere scambi di massa e di energia termica tra la cella di Hadley e le celle adiacenti. Questa assunzione, facendo riferimento all'equazione che descrive la termodinamica, fornisce la seguente espressione:

$$\int_0^{\Phi_H} \theta dy = \int_0^{\Phi_H} \theta_E dy,$$

(tutte le eq. precedenti da Held & Hou 1980) dove si integra tra la latitudine all'equatore (0°) e il limite superiore della cella di Hadley identificato con Φ_H . In secondo luogo, la temperatura deve variare in modo continuo tra l'equatore e il limite superiore longitudinale della cellula, nonché con l'altezza, tra il suolo e la quota H. In questo modello non è considerata l'instabilità baroclinica e le regioni esterne alla cella sono in equilibrio radiativo. Per questo motivo, alla latitudine Φ_H vale la seguente considerazione: $\theta = \theta_E$. A questo punto utilizzando le espressioni per θ e θ_E trovate precedentemente otteniamo:

$$\theta_{equatore} - \frac{\Omega^2 \theta_0}{10g a^2 H} \Phi_H^4 = \theta_{E0} - \Delta\theta \frac{\Phi_H^2}{3a^2}$$

Assumendo appunto una continuità nelle temperature ($\theta(\Phi_H) = \theta_E(\Phi_H)$) otteniamo:

$$\theta_{equatore} - \frac{\Omega^2 \theta_0}{2g a^2 H} \Phi_H^4 = \theta_{E0} - \Delta\theta \frac{\Phi_H^2}{a^2}$$

La soluzione fornisce una larghezza emisferica per la cella di Hadley di:

$$\Phi_H = \left(\frac{5\Delta\theta_E g H}{3\Omega^2 a^2 \theta_0} \right)^{1/2}.$$

Questa espressione indica che la larghezza della cella dipende dalla radice quadrata di $\Delta\theta_E$, g , H ed è inversamente proporzionale ad a . È possibile ricavare anche la temperatura equatoriale:

$$\theta_{equatore} = \theta_{E0} - \left(\frac{5\Delta\theta_E g H}{18a^2 \Omega^2 \theta_0} \right).$$

(eq. da Showman 2009). Se consideriamo i valori medi riferiti alla terra ($\Delta\theta_E \approx 70$ K, $\theta = 288$ K, $g = 9.81$ m/sec², $H = 15$ km, $a = 6400$ km e $\Omega = 7.2 \cdot 10^{-5}$ sec⁻¹) otteniamo $\Phi_H \sim 30^\circ$. Questo risultato ci è utile per spiegare un problema che sorge osservando la formula per la velocità del vento. Se infatti consideriamo latitudini, per esempio, di 80° la velocità corrispondente è di circa 2.7 km/sec. Questo risultato è chiaramente in contrasto con le osservazioni e potrebbe costituire un problema.

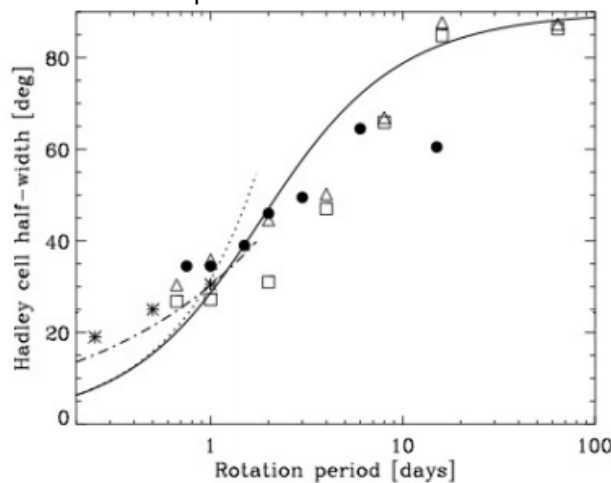


Figura 4. Larghezza della cella di Hadley in funzione del periodo di rotazione tramite modelli GCM. La curva solida rappresenta il modello di Held e Hou (1980), la curva tratteggiata l'approssimazione ai piccoli angoli di Held e Hou, la curva tratto-punto la teoria di Held (2000), quadrati e triangoli (emisfero settentrionale e meridionale rispettivamente) la GCM di Del Genio e Suozzo (1987), i cerchi rappresentano lo studio di Navarra e Boccaletti (2002) e gli asterischi indicano Korty e Schneider. Immagine da Showman (2009).

Fortunatamente, sappiamo che sulla terra l'estensione della circolazione di Hadley non supera, mediamente di 30° e a queste latitudini corrisponde una velocità del vento di 134 m/sec che, considerando le approssimazioni compiute, è molto più realistiche. È importante evidenziare come in questo modello non abbiamo considerato l'instabilità baroclinica; la presenza di cicloni ed anticicloni quindi non è necessaria per troncare la cella a latitudini subtropicali, sebbene nel mondo reale sia uno dei fattori più importanti.

A questo punto possiamo riformulare quanto appena fatto non considerando l'approssimazione per piccoli angoli. Così facendo l'estensione Φ_H della cella è il risultato di un'equazione trascendente che può essere risolta numericamente. Φ_H varia quindi tra 0° e 90° , rispettivamente con $\Omega \rightarrow \infty$ e $\Omega \rightarrow 0$ (figura 4) Nel caso di un pianeta simile alla Terra (raggio terrestre e circolazione di Hadley che ha luogo a 10 km di altezza) questi casi limite corrisponderebbero a periodi di rotazione compresi tra 0,5 e 20 giorni.

Il modello di Held & Hou può essere generalizzato in modo da considerare più realisticamente la termodinamica del problema. Caballero e i suoi collaboratori (2008), infatti, hanno abbandonato l'idea del raffreddamento Newtoniano per utilizzare un modello che considera un insieme di meccanismi più realistici per il trasporto di energia: un trasferimento radiativo che considera il passaggio di energia tra strati di atmosfera adiacenti che può avvenire sia verso l'alto che verso il basso, ed un trasferimento convettivo, che avviene verso l'alto. Il team si è ristretto al caso di atmosfere prive di umidità, in cui, quindi, la condensazione dei gas è trascurabile. Atmosfere di questo tipo comportano ulteriori vantaggi: non è necessario tener conto del calore latente e tutti i gas possono essere considerati ben miscelati. Vengono mantenuti, invece le assunzioni di simmetria rispetto agli assi e quella di non-vischiosità.

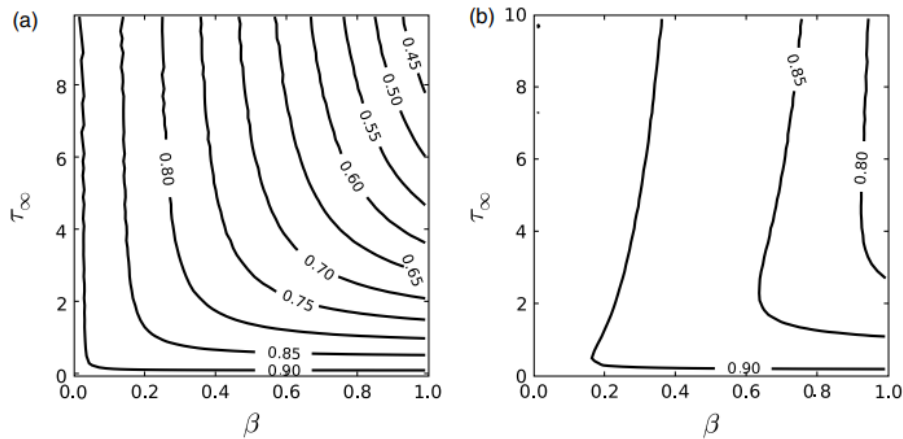


Figura 5. Valori di f per $\kappa = R/c_p = 2/7$ con R costante dei gas e c_p calore specifico. (a) non è presente la pressione di allargamento, (b) forte pressione di allargamento. Immagine da Caballero, Pierrehumbert, Jonathan & Mitchell (2008).

A partire da queste considerazioni il team ha ricavato un'espressione per la larghezza della cella di Hadley che differisce dal risultato di Held & Hou di un fattore f . Questo fattore è, mediamente, minore di 1, e ha valori significativamente maggiori dell'unità per atmosfere con stratosfere otticamente spesse. Infatti, ad esempio, $f \sim 1$ per piccoli valori della profondità ottica, τ_∞ , e della larghezza di banda, β , i quali comportano un'atmosfera otticamente sottile.

Da un confronto tra simulazioni e risultati numerici si evidenzia una discrepanza, e questo può essere dovuto a diversi fattori. Tra i principali compaiono la viscosità non nulla della simulazione, l'incertezza sull'altezza troposferica H utilizzata e l'assunzione che la circolazione non sia abbastanza forte per perturbare la struttura verticale dell'atmosfera, impedendo quindi che l'equilibrio tra radiazione e convezione diventi inconsistente. In particolare, dalle simulazioni, si evidenzia come valori piccoli di f necessitano $\beta \sim 1$, $\tau_\infty \gg 1$ ed un piccolo allargamento collisionale. Le comuni atmosfere sono composte da gas con strutture atmosferiche semplici che comportano valori di β piccoli; grandi valori di τ_∞ implicano invece grandi masse di gas e quindi un

considerevole allargamento collisionale. Nella realtà quindi, il caso di f piccolo, non è realizzabile. A discapito di ciò i risultati di Caballero e collaboratori sono in buon accordo con quelli ricavati da Held & Hou.

Molti studi (tra cui Del Genio & Suozzo 1987 e Walker & Schneider 2005,2006) hanno mostrato che le turbolenze dovute ai vortici alle latitudini intermedie hanno un effetto molto importante nel determinare l'estensione della circolazione di Hadley. Questi vortici possono, infatti, portare alla rottura della conservazione del momento angolare e quindi ad una modifica nella distribuzione della temperatura. Per render conto di ciò Held (2000) ha supposto che la larghezza della cella sia determinata dalla latitudine oltre la quale la troposfera sviluppa l'instabilità baroclina. L'espressione ricavata da questo ragionamento è simile a quella ottenuta nel 1980:

$$\Phi_H \approx \left(\frac{gH\Delta\theta_v}{\Omega^2 a^2 \theta_0} \right)^{\frac{1}{4}},$$

dove $\Delta\theta_v$, è la differenza verticale di temperatura potenziale tra il suolo e il "tetto" della cella. Per semplificare la visualizzazione della formula introduciamo la frequenza di Brunt-Väisälä, ossia la frequenza angolare alla quale oscilla una particella soggetta ad uno spostamento verticale entro un ambiente staticamente stabile. Tale parametro può essere espresso come $N^2 = g/H(\Delta\theta_v/\theta_0)$ (in questa espressione si fa riferimento al quadrato di N) e la formula per l'estensione della cella si presenta quindi:

$$\Phi_H \approx \left(\frac{NH}{\Omega a} \right)^{\frac{1}{2}}.$$

(eq. da Rees & Garret 2019). Nonostante le differenze le equazioni di Held (2000) e Held & Hou differiscono meno del 10% (Rees & Garret, 2019).

Rees & Garret, nel loro studio del 2019, a partire proprio da questa equazione si sono interrogati sul valore da attribuire ad H . A tal fine hanno preso in considerazione l'altezza della troposfera H_{trop} e l'altezza di scala della densità H_{scale} . I due ricercatori, a questo punto, hanno definito una profondità atmosferica effettiva $H_{eff} = \Omega a \Phi_H^2 / N$. La correlazione che intercorre tra H_{trop} e H_{scale} può essere espressa tramite un parametro che definisce la discrepanza tra i valori delle due altezze:

$$d = \frac{H_{eff} - H_{scale}}{H_{trop} - H_{scale}}.$$

Il valore di d per i pianeti terrestri del sistema solare è, in media, 0.10. Per un valore tale di d , H_{eff} è molto simile ad H_{scale} .

	a	N	Ω	H_{scale}	H_{trop}	H_{eff}	H_{hf}	Φ_{hf}	d
Pianeta	km	$10^2 s^{-1}$	$10^{-5} rad s^{-1}$	km	km	km	km	deg	
Venere	6 050	1.05	2.31	15.9	65.0	15.0	15.9	61.8	-0.02
Terra	6 370	1.12	7.27	8.5	17.0	11.3	8.50	26.0	0.33
Marte	3 396	0.78	7.10	11.1	45.0	15.1	11.1	34.3	0.12
Titano	2 575	0.25	0.45	40.0	50.0	40.6	40.0	168.7	0.06
Giove	71 400	1.51	17.8	27.0	124.3	83.0	125	22.1	0.57
Urano	25 560	1.02	9.70	27.7	127.6	66.9	3401	21.4	0.39

Tabella 1. Tabella che riassume i risultati ricavati da Rees & Garrett (2019). Qui a è il raggio del pianeta; N è la radice quadrata della frequenza di Brunt-Väisälä ed è ricavata dal profilo di temperatura atmosferica $N^2 = g/T_e(\Gamma_d - \Gamma)$ con T_e temperatura di emissione planetaria, Γ_d il tasso di decadimento adiabatico a secco del pianeta e Γ il tasso di decadimento ambientale ottenuto da Seiff (1996) e da Carlson (1988). Il valore di Ω nel caso di Giove e Venere è stato ottenuto tenendo conto della super-rotazione. Per H_{scale} sono stati utilizzati i lavori di Williams (2016) e McKay (1997). Per H_{trop} invece sono tornati utili i dati di Ainsworth & Herman (1975), Eshleman (1970) e Brawn (2010) per i pianeti rocciosi e Robinson & Catling (2014) per i pianeti gassosi. Dati da Rees & Garrett (2019).

Rees & Garret hanno svolto uno studio analogo anche per i pianeti giganti del sistema solare, evidenziando come, in questo caso, la profondità atmosferica effettiva sia molto vicina a H_{trop} . Il motivo principale di questa differenza sta nella contrazione di Kelvin-Helmholtz che rappresenta una importante fonte di energia interna. Chiamando R il rapporto tra il flusso di calore emesso e quello assorbito, si ha che i pianeti terrestri possiedono valori molto vicini a 1, mentre per i pianeti gassosi (tranne Urano) questo valore è notevolmente superiore all'unità. Per trovare quindi un parametro comune tra pianeti rocciosi e gassosi, i ricercatori hanno ricavato $H_{hf} = H_{scale} + (R - 1)(H_{trop} - H_{scale})$ che fornisce una minore dissonanza tra le osservazioni e i risultati teorici.

È interessante, notare a questo punto, che nel caso della terra la discrepanza $d = 0.33$, significativamente maggiore della media dei pianeti terrestri. Il motivo sembra essere relativo alla grande quantità di calore latente (circa un terzo del flusso totale) trasportato nelle zone tropicali dalla circolazione atmosferica. Se paragonata con altri corpi rocciosi, questo diventa subito evidente: su Titano il contributo del calore latente (del metano) al flusso emesso è pari al 0.01%, mentre su Marte è pari a 1% (anidride carbonica).

Come dette nel capitolo precedente l'assunzione di simmetria rispetto assi, può essere controproducente. Lindzen & Hou nel 1988, infatti, abbandonando questa idea giungono a delle conclusioni interessanti. I ricercatori affermano che la circolazione tropicale media annuale è governata, in larga misura, dalla cosiddetta circolazione solstiziale, costituita principalmente da una singola cella invernale. Questa cella infatti si estende da una latitudine φ_1 , maggiore della latitudine a cui si trova l'ITCZ nell'emisfero estivo, fino all'emisfero invernale. In ogni caso la media annuale appare come nel caso simmetrico. Anche per quanto riguarda il trasporto di energia e momento angolare, la cellula invernale se ne occupa quasi interamente, diventando quindi responsabile del trasferimento di energia dall'equatore ai poli. Da questo segue che anche il clima delle zone da latitudini intermedie ad alte abbia una forte correlazione con questa asimmetria.

La circolazione è, inoltre, estremamente sensibile alla distribuzione della radiazione che arriva sulla superficie. Per esempio, se la regione di massimo riscaldamento dista dall'equatore di solo 2° , si osserva una cella invernale il 50% più forte della cella nel caso simmetrico. Sempre per uno scostamento di 2° , inoltre, la cella invernale risulta essere 3 volte più estesa della cella estiva. Con l'aumentare della distanza tra equatore e zona di massima insolazione la cellula principale continua ad aumentare di estensione rispetto a quella secondaria, anche se in modo meno marcato. La sua intensità invece aumenta enormemente. Per uno scostamento di 4° il flusso trasportato dalla cella invernale è oltre un ordine di grandezza superiore del flusso della cella estiva. Se invece ci spingiamo fino a 6° , la differenza di flussi raggiunge di 2 ordini di grandezza.

Capitolo 3.

Influenza dei vortici.

Il flusso di massa nelle regioni extratropicali è associato ad un flusso vorticoso di calore e momento. Recenti studi hanno mostrato come questi vortici abbiano una profonda influenza sulla circolazione atmosferica andando ad impattare principalmente nelle regioni a medie latitudini.

Il modo in cui questo può variare dipende dalla conservazione del momento angolare nel ramo superiore della circolazione. È possibile osservare questa dipendenza considerando l'equazione:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = (f + \bar{\zeta})\bar{v} - \bar{\omega} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} - \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos^2 \varphi \overline{u'v'}) - \frac{\partial (\overline{u'\omega'})}{\partial p}$$

(Held 2000, Showman, Wordsworth, Merlis & Kaspi 2013) dove $\omega = dp/dt$ è la velocità verticale espressa nelle coordinate di pressione, a il raggio terrestre, la barra sopra ai simboli rappresenta una media temporale e spaziale mentre l'apice (') indica una deviazione dalla media. In uno stato stazionario il termine di sinistra è zero, e chiamando la somma degli ultimi due termini (il termine relativo ai vortici) $-S$ si ottiene:

$$(f + \bar{\zeta})\bar{v} = \bar{\omega} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} + S.$$

Nel caso particolare della Terra, il primo termine sul lato destro (avvezione verticale) non ha un ruolo cruciale (dal punto di vista qualitativo), quindi è possibile riscrivere l'equazione:

$$(f + \bar{\zeta})\bar{v} = (1 - R_0)f\bar{v} \approx S,$$

dove v è la velocità, f il parametro di Coriolis, $\bar{\zeta}$ la vorticità relativa (rotazione, in un punto, misurata relativamente alla Terra), $R_0 = -\bar{\zeta}/f$ è il numero di Rossby locale (eq. da Walker & Schneider 2006, Caballero 2007). R_0 è un parametro adimensionale che gioca un ruolo fondamentale nello studio della meccanica dei fluidi ed in particolare nell'analisi di fenomeni atmosferici. In particolare, quando $R_0 \gg 1$ il contributo dominante è quello dovuto alla forza centrifuga; con R_0 piccolo invece, la forza di Coriolis può essere considerata in equilibrio con la forza dovuta al gradiente di pressione (bilancio geostrofico). Inoltre specifica l'influenza dei vortici nella circolazione atmosferica. Nel caso della Terra, infatti, si ha un numero di Rossby piccolo alle medie latitudini, $R_0 \ll 1$ (per via della dipendenza del parametro di Coriolis dalla latitudine), il che significa che l'intensità generale della circolazione è dominata da un flusso dovuto al meccanismo meccanico rappresentato dai vortici. Ai tropici possiamo approssimare $R_0 \sim 1$ ed il sistema può essere considerato con una viscosità trascurabile; in una tale situazione i vortici non svolgono più un ruolo determinante, da cui $S = 0$ che comporta $(f + \bar{\zeta}) = 0$.

Il meccanismo di formazione dal punto di vista qualitativo è strutturato nel modo seguente. È già stato detto precedentemente che la circolazione atmosferica può sviluppare una instabilità, chiamata instabilità baroclina; le perturbazioni che ne derivano non sono simmetriche rispetto agli assi, diversamente dalla circolazione che, in prima approssimazione, si può schematizzare in questo modo. Queste perturbazioni si sviluppano e passano dall'essere onde, le cosiddette onde di Rossby, a sistemi più complessi, come regioni statisticamente stabili dove i vortici svolgono un ruolo fondamentale nel trasporto di calore, massa e momento angolare, oltre che vapore acqueo, polveri e altre sostanze più complesse in sistemi più realistici. Un altro ruolo fondamentale dei vortici è quello di trasferire calore dall'equatore ai poli, diminuendo in questo modo il gradiente termico latitudinale.

Più nello specifico, la latitudine alla quale si sviluppa l'instabilità baroclina rappresenta un limite all'estensione della circolazione di Hadley, e quindi un aumento di questa instabilità è responsabile di una diminuzione della grandezza della cella.

Si veda quindi come i vortici e l'instabilità baroclina siano estremamente importanti nella circolazione atmosferica; sono inoltre direttamente correlati con la circolazione a latitudini extratropicali e quindi anche con il gradiente di temperatura tra equatore e polo. (Walker & Schneider 2006)

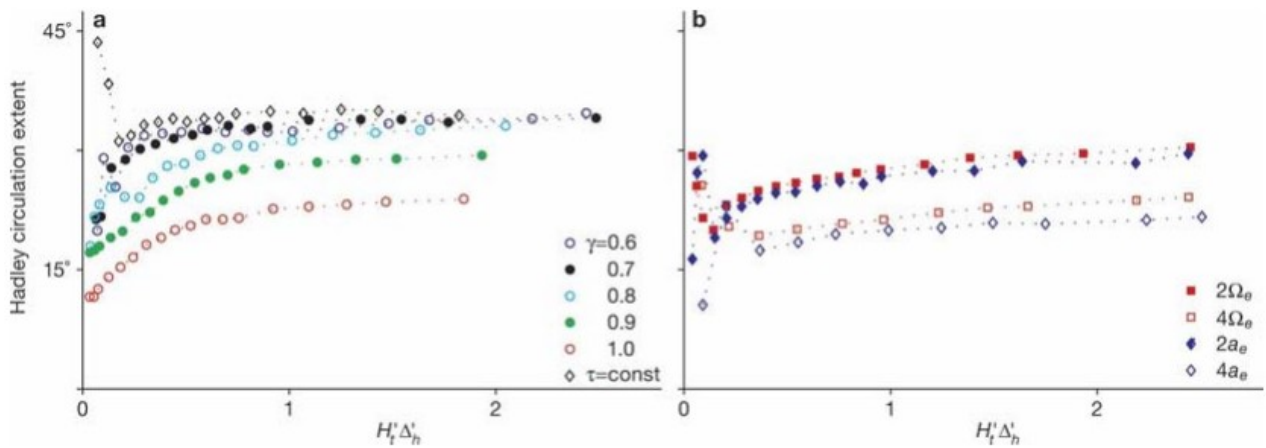


Figura 6. Estensione della cella di Hadley in funzione di $H'_t \Delta'_h$. È infatti possibile esprimere la larghezza della cella tramite $\Phi_H \sim (H'_t \Delta'_h)^{1/2}$. $H'_t = H_t/H_0$ è un valore non dimensionale per l'altezza della tropopausa e $\Delta'_h = \Delta_h/\theta_0$ è un valore non dimensionale di differenza di temperatura potenziale in equilibrio tra radiazione e convezione. Inoltre γ è un parametro di ri-scalatura, il quale avvicinandosi all'unità indica la sempre minor importanza del calore latente. A questo punto è possibile distinguere due distinti regimi: uno a piccoli valori di $H'_t \Delta'_h$, in cui l'estensione della circolazione di Hadley è descritta dalla teoria simmetrica rispetto agli assi nel caso non vischioso; un altro in cui i valori di $H'_t \Delta'_h$ sono grandi e l'estensione della cella è limitata dall'instabilità baroclina. È anche possibile identificare la transizione tra i regimi in cui i vortici svolgono un ruolo significativo e non. Se per esempio $\Delta_h = 60K$ si instaura una instabilità baroclina che porta alla formazione di una corrente a getto a circa 27° (e altre a latitudini superiori), secondo le simulazioni. Per $\Delta_h = 30K$, invece, il gradiente di temperatura non è sufficiente per generare vortici rilevanti. (a) fa riferimento a una simulazione con raggio e velocità di rotazione come quelli terrestri. (b) invece ha un $\gamma = 0.7$ come quello terrestre ma con raggio e velocità di rotazione 2 e 4 volte superiore.

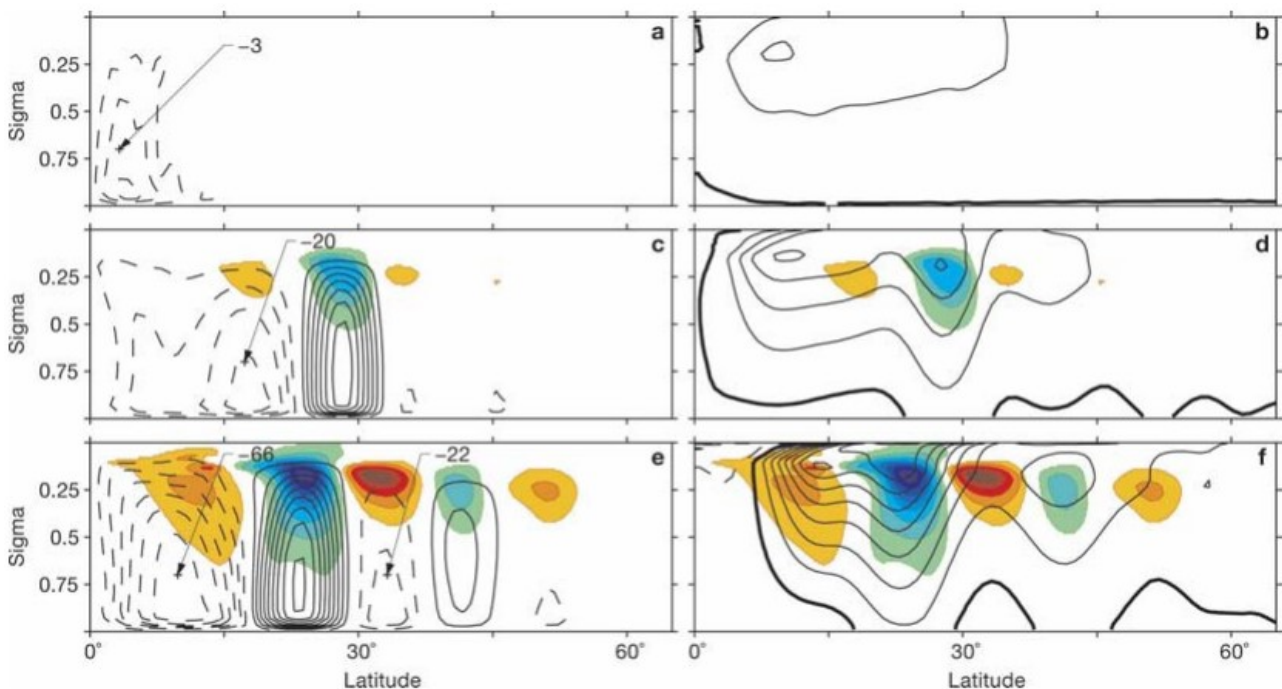


Figura 7. Simulazione con, dall'alto verso il basso, $\Delta_h = 30K, 60K, 90K$. La colonna di destra rappresenta il flusso di massa, mentre quella di sinistra la velocità de vento. Le zone colorate rappresentano il flusso di quantità di moto dovuto ai vortici (colori caldi per valori positivi e freddi per valori negativi). Gli intervalli per il flusso di massa sono (a) 10^9 kg/s, (c) $5 \cdot 10^9$ kg/s e (e) $10 \cdot 10^9$ kg/s. Gli intervalli per la velocità del vento e per il flusso dai vortici sono rispettivamente di 4 m/s e $1.25 \cdot 10^{-6}$ m/s².

Capitolo 4.

Comportamento della cella di Hadley al variare di diversi parametri.

Gli sviluppi tecnologici nel campo osservativo, che ci permetteranno di scoprire sempre più esopianeti, forniscono una importante spinta allo sviluppo di nuovi modelli per lo studio della circolazione atmosferica. Le numerose teorie utilizzate negli anni (per l'analisi dei pianeti del sistema solare) sono, generalmente, costruite su misura per uno specifico pianeta e non permettono di osservare cosa avviene modificando i parametri (che possono essere orbitali come planetari).

Recentemente, tuttavia, sono stati pubblicati sempre più modelli generali per lo studio di esopianeti (Lobo & Bordoni 2020; Guendelman & Kaspi 2018, 2019; Faulk, Mitchell & Bordoni 2016, Kaspi & Showman 2015). Tramite questi è possibile analizzare il comportamento della circolazione atmosferica in uno spettro di situazioni estremamente variegato. Possono, inoltre, aiutarci a studiare le variazioni del clima a livello globale e l'abitabilità planetaria; glaciazioni e effetto serra sono, infatti, dipendenti dalla temperatura (differenza tra equatore e poli), umidità, distribuzioni delle nubi e molte altre caratteristiche atmosferiche.

In particolare è possibile andare a variare un solo parametro per volta lasciando gli altri inalterati per osservare il comportamento, secondo il modello, della circolazione atmosferica. Nello specifico i parametri più comunemente considerati sono: velocità di rotazione sul proprio asse, flusso stellare incidente, massa atmosferica, densità planetaria media, obliquità e dimensione delle particelle che formano le nuvole. Prima di discutere singolarmente i parametri è utile sapere che, negli studi pubblicati, il calore totale trasportato è descritto in termini dell'energia statica umida (MSE dall'inglese Moist Static Energy). Questa può essere descritta matematicamente come:

$$m = c_p T + gz + L_e q,$$

dove c_p è il calore specifico a pressione costante, T rappresenta la temperatura assoluta dell'aria, z è la quota dalla superficie, L_e è il calore latente di vaporizzazione e q è l'umidità specifica del vapore acqueo (Guendelman & Kaspi 2019). È inoltre necessario sottolineare che anche i vortici hanno un ruolo nel trasporto dell'energia (figura 9). Possiamo infatti esprimere il flusso (di MSE) come:

$$\overline{vm} = \overline{v\bar{m}} + \overline{v'm'},$$

dove $v = \bar{v} + v'$ rappresentano la media temporale delle velocità (\bar{v}) e la deviazione da questa media (v'), dovuta a turbolenze (Kaspi & Showman 2015). Quindi $\overline{v'm'}$ rappresenta il flusso di energia dovuto ai vortici e a latitudini intermedie questo termine è molto rilevante (eq. da Kaspi & Showman 2015)

4.1 Velocità di rotazione.

La rotazione ha una notevole importanza nella caratterizzazione della circolazione atmosferica. Questa è dovuta alla rilevanza della forza di Coriolis nello studio della dinamica atmosferica. Possiamo quantificare l'effetto della rotazione tramite il numero di Rossby espresso da:

$$R_o = \frac{U}{fL},$$

dove U rappresenta la velocità caratteristica orizzontale del vento, $f = 2\Omega \sin\varphi$ è il parametro di Coriolis, L è la scala caratteristica orizzontale del flusso e Ω è la velocità di rotazione. In generale $L \sim 10^3$ o maggiore per un flusso globale (Showman, Wordsworth, Merlis & Kaspi 2013).

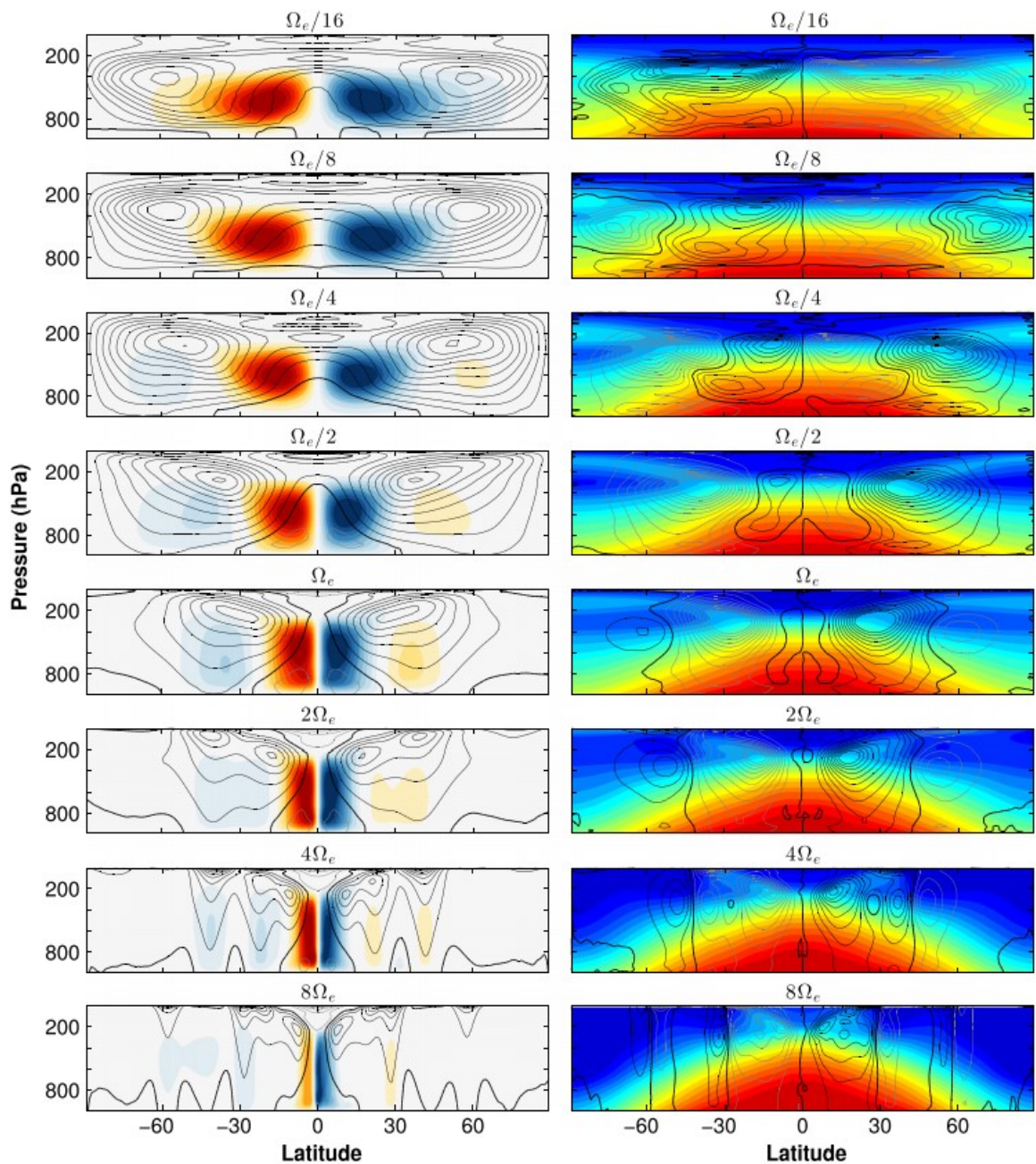


Figura 8. GCM che esprimono il comportamento della circolazione media in funzione della velocità di rotazione, da 1/16 a 8 volte quella terrestre, rispettivamente dall'alto verso il basso. Nella colonna di sinistra le linee indicano l'andamento della velocità del vento (la line spessa rappresenta velocità nulla, mentre quelle sottili indicano intervalli di 5 m/s); i colori rappresentano il flusso di massa, con il blu a simboleggiare il senso orario e il rosso quello antiorario. Il massimo valore del flusso è, dall'alto verso il basso, $8.7, 5.1, 4.2, 3, 1.9, 1.2, 0.2, 0.2 \times 10^{11}$ kg/s. Nella colonna di destra i colori indicano la temperatura media, da 210 a 290 K; le linee rappresentano il flusso, in direzione meridionale, di quantità di moto dovuto ai vortici. Il nero ed il grigio indicano valori positivi e negativi rispettivamente, e la separazione tra le linee va da $9 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (rotazione lenta) a $1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (rotazione rapida). Immagine da Kaspi & Showman 2015.

Immaginiamo un modello con obliquità nulla per semplicità e consideriamo un aumento della velocità di rotazione. Il numero di Rossby diminuirà e questo porterà ad una formazione più consistente di correnti a getto tramite vortici e meccanismi termici (Schneider & Walker 2006). L'aria, che viaggia dall'equatore verso i poli, raggiungerà il ramo discendente della cella di Hadley dove sarà più vicina all'asse di rotazione del pianeta, rispetto al ramo ascendente, e quindi ,per conservare il momento angolare, svilupperà un flusso verso est.

Come sappiamo, all'interno della cella tropicale, le differenze di temperatura latitudinali sono minime per via dell'efficace trasporto di energia. Esternamente invece, per via della differenza di insolazione, questo non vale e tra il limite della cella e il polo si riscontra un grande gradiente termico. Lontano dall'equatore, inoltre, il numero di Rossby è minore di 1 e questo porta ad un equilibrio geostrofico, il quale implica che l'atmosfera sia in equilibrio termico (Kaspi & Showman 2015). Questo comporta che il grande gradiente termico in corrispondenza del ramo discendente della cella di Hadley sia bilanciato da un massimo nella velocità del vento. Questo corrisponde alla corrente a getto subtropicale. Nel caso di una rotazione lenta (numero di Rossby ≥ 1) le celle di Hadley sono quasi globali e la corrente subtropicale si trova a grandi latitudini. Inoltre, il gradiente di temperatura tra i poli e l'equatore è piccolo. Un esempio di questa configurazione è il pianeta Venere.

Esiste quindi una correlazione tra la velocità di rotazione e il gradiente di temperatura: all'aumentare della prima, anche la seconda subisce un incremento. Questo è dovuto al fatto che, con l'aumentare della velocità di rotazione, la lunghezza di scala dei vortici diminuisce permettendo, quindi, un trasporto di minori quantità di calore in direzione polare. Va considerato, in aggiunta, che una cella di Hadley di dimensioni maggiori permette un trasporto di energia su scale latitudinali maggiori, contribuendo ad una diminuzione della differenza di temperatura.

La massa d'aria interessata dalla circolazione, d'altro canto, diminuisce con l'aumentare della velocità di rotazione per via della diminuzione delle dimensioni della cella tropicale.

Nell'insieme, quindi, il trasporto di energia e quantità di moto è dovuto all'azione dei vortici e della circolazione di Hadley. Complessivamente, in un pianeta che ruota lentamente, la quantità di calore trasportata è maggiore rispetto ad uno che ruota rapidamente. In quest'ultimo caso la circolazione è dominata dai vortici, contrariamente per quanto accade nel caso con rotazione lenta, in cui a dare un maggiore contributo alla circolazione è la cella di Hadley.

In un modello che, invece, tiene conto delle differenze stagionali, modifiche nella rotazione possono influenzare la posizione della zona di convergenza intertropicale. Considerando un pianeta con l'obliquità uguale a quella terrestre Faulk, Mitchell & Bordonni (2017) hanno evidenziato che ad una diminuzione della velocità di rotazione corrisponda uno spostamento della ITCZ verso il polo (estivo), un risultato consistente con numerosi altri studi (Williams 1988; Walker and Schneider 2006; Mitchell et al. 2014; Dias Pinto and Mitchell 2014; Kaspi and Showman 2015). Nel lavoro viene mostrato come, per $\Omega/\Omega_E \leq 1/8$ la cella di Hadley invernale non sia globale (qui Ω è la velocità di rotazione della Terra mentre Ω_E è la velocità di rotazione dell'ipotetico pianeta sotto analisi). In questo caso la ITCZ è associata ad un massimo nelle precipitazioni in corrispondenza del ramo ascendente della cella di Hadley (questo si trova a circa 60° N). Per $\Omega/\Omega_E > 1/8$ la cella invernale va da un polo all'altro (quindi attraversa l'equatore) e i vortici hanno una modesta importanza a tutte le latitudini. Per queste velocità, sebbene la circolazione sia globale, la ITCZ non supera mai i 60°-70°.

4.2 Flusso stellare.

Se si considera un modello con eccentricità nulla e la stella come una sorgente costante di energia si può trattare la variazione del flusso stellare equivalentemente come la variazione della distanza dalla sorgente (Kaspi & Showman 2015).

Prendiamo in considerazione pianeti con composizione e caratteristiche simili alla Terra. Dalle simulazioni si evince come oggetti con un grande flusso stellare incidente abbiano un ridotto gradiente termico tra equatore e polo per via di un trasporto di calore, tra le regioni di maggiore e minore insolazione, molto efficiente. Infatti, una temperatura atmosferica maggiore, implica un aumento di vapore acqueo al quale segue un aumento anche della quantità del calore latente, che diventa il contributo più sostanzioso al trasporto di energia. Questo può essere espresso dalla somma di due contributi (Kaspi & Showman 2015):

$$F_d = (c_p \overline{v'T'} + g \overline{v'z'}),$$

$$F_l = (L \overline{v'q'})$$

dove F_d è la componente correlata con il calore in atmosfera secca, mentre F_l con il calore latente.

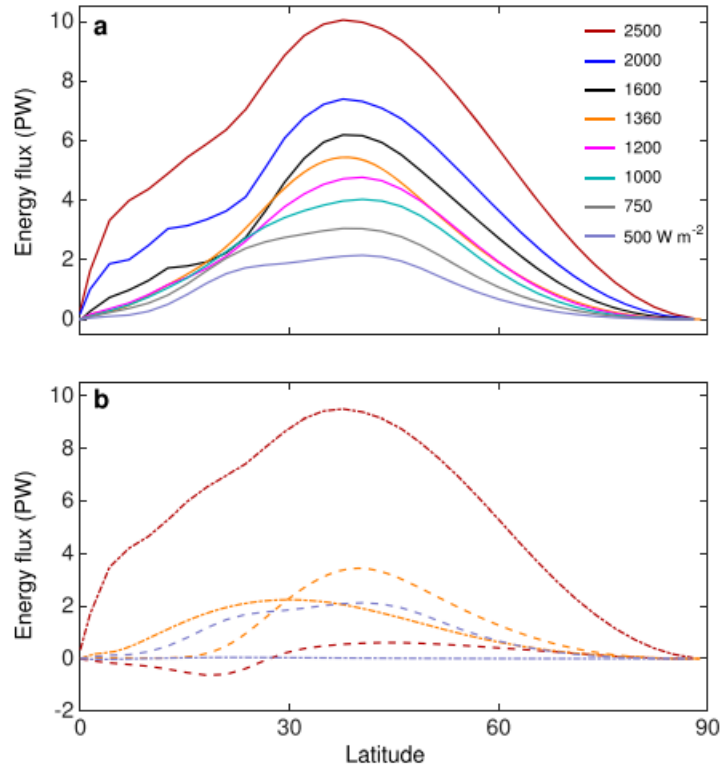


Figura 9. L'immagine (a) raffigura come varia il trasporto di energia statica umica MSE dovuto ai vortici al variare dell'intensità del flusso stellare incidente (da 500 a 2500 W/m²). Nell'immagine (b) viene mostrata la differenza, nel trasporto di MSE, tra il contributo dovuto al calore latente e quello dovuto all'energia statica secca. Il primo contributo è rappresentato dalle linee in tratto-punto e il secondo da quella tratteggiata. In particolare vengono considerati i casi con il flusso stellare di 500, 1360 e 2500 W/m². Immagine da Kaspi & Showman 2015.

Per la stessa tipologia di clima (clima umido), se studiamo la variazione della distanza dalla sorgente, il risultato ottenuto è più complesso. Ovviamente più il pianeta è lontano dalla stella, più sarà bassa l'energia termica nell'atmosfera e la circolazione avrà un'intensità minore. In questo caso però, se il pianeta diventasse più caldo, la circolazione diventerebbe ulteriormente più debole. Questo è dovuto dalla dipendenza non lineare della pressione di vapore dalla temperatura. Un aumento del calore latente, infatti, porta ad un maggiore flusso di energia anche se la circolazione atmosferica è più debole; quanto detto finora si traduce in un gradiente di temperatura, tra equatore e polo, di piccola entità anche in un pianeta con una temperatura relativamente elevata.

Se ora consideriamo un clima secco (con scarsa quantità di vapore acqueo) si torna ad un andamento lineare per via della minore importanza del calore latente. All'aumentare della distanza dalla stella progenitrice il gradiente termico decresce.

4.3 Massa atmosferica.

Un altro parametro importante nella circolazione atmosferica è la massa atmosferica, che è ovviamente correlata con la pressione misurata sulla superficie, con la quale ha una proporzionalità diretta. Prendiamo in considerazione una configurazione simile alla Terra per composizione e parametri orbitali e planetari. Un aumento nella massa atmosferica comporta un aumento della temperatura superficiale, un indebolimento

del trasporto verticale di calore e una diminuzione del gradiente termico tra equatore e polo (Chemke, Kaspi & Halevy 2016, Kaspi & Showman 2015). L'aumento della temperatura sulla superficie è causato, per la maggior parte, dall'aumento della capacità termica ($C = m \cdot c_i$ con c_i calore specifico) e, in misura minore, dal trasporto di calore meno efficiente, che ne comporta un accumulo a basse altitudini.

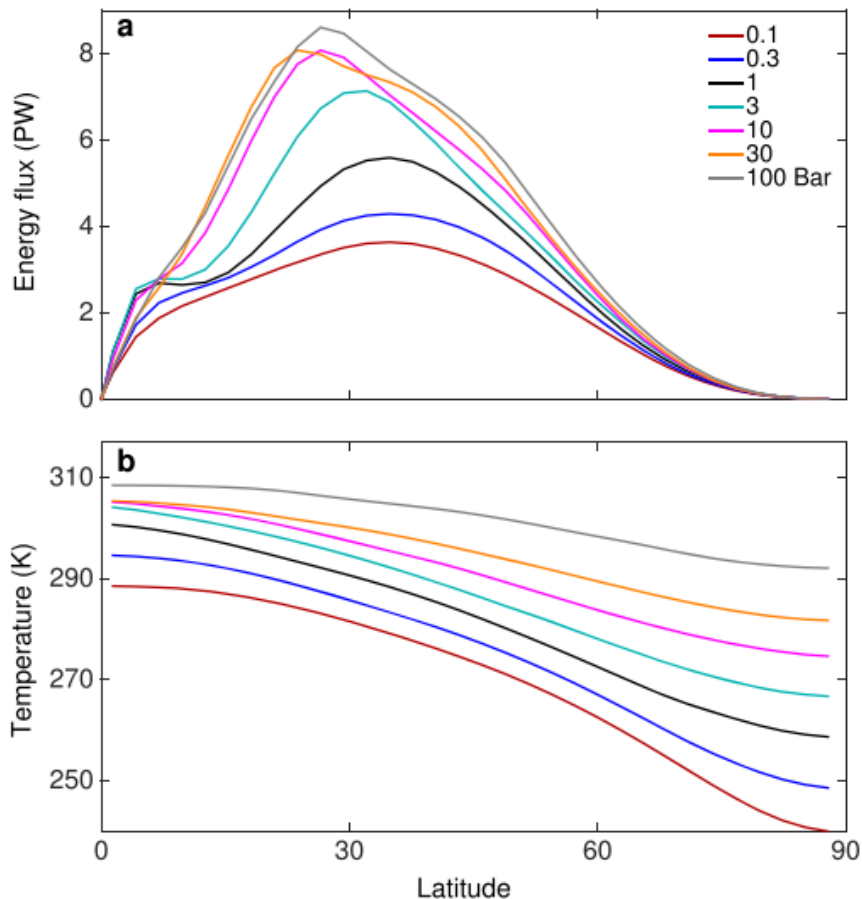


Figura 10. (a) rappresenta il flusso, diretto verso il polo, di MSE in funzione della pressione superficiale, e quindi della massa atmosferica. (b) mostra la temperatura superficiale in funzione della latitudine a diverse pressioni superficiali (le stesse dell'immagine precedente, come mostrano i colori delle linee). Si nota come, in questo caso, per pressioni superficiali maggiori comportano piccoli gradienti termici tra equatore e polo. Immagine da Kaspi & Showman 2015.

Dalle simulazioni si evince come pianeti con atmosfere più massive abbiano circolazioni con una intensità maggiore ma un'estensione minore. È da notare, tuttavia, che in questi casi, nonostante le celle di Hadley e Ferrel abbiano un flusso maggiore, le velocità delle masse d'aria non sono vincolate ad aumentare con l'aumento della pressione superficiale. Si osserva infatti come queste velocità siano effettivamente minori nel caso di una massa atmosferica minore.

Se non si considera una configurazione simil terrestre e si ignora la CO_2 il risultato è opposto, nonostante il gradiente di temperatura meridionale si comporti allo stesso modo. In particolare, pianeti con una pressione superficiale maggiore di 2 bar, risultano essere completamente ghiacciati.

In questo modello, come nel caso precedente, la circolazione tropicale si restringe all'aumentare della massa atmosferica ma, al contrario, perde di intensità. Anche nelle regioni extratropicali la circolazione si indebolisce; questo perché, essendo causata dalla differenze di riscaldamento tra grandi e basse latitudini, una diminuzione del gradiente termico causa una diminuzione anche nella circolazione.

Un risultato come questo mostra l'importanza dell'anidride carbonica nella regolazione della temperatura della Terra anche nelle sue prime fasi di vita (Komacek & Abbot 2019). Proprio per quanto riguarda la CO_2 , è utile osservare cosa accade quando solamente la concentrazione di questa subisce delle variazioni. Partendo

da un sistema simil terrestre e utilizzando i modelli CMIP5 si riscontra un restringimento ed un aumento nella profondità della zona di convezione ed un successivo aumento del flusso di massa latitudinale nell'alta troposfera; si osserva in oltre un indebolimento del flusso di ritorno della circolazione di Hadley nella bassa troposfera (Lau & Kim 2015). Questi meccanismi portano, ovviamente, ad un aumento delle temperature medie, anche se l'entità di questo incremento è difficile da determinare. Tuttavia, Scafetta (2013, 2021) sembra dimostrare che l'incidenza della presenza della CO_2 sia minore (circa del 50%) di quella predetta dai modelli CMIP5, con un valore che si attesta attorno a $1.5\text{ }^\circ\text{C}$ (una media tra 1 e $2.3\text{ }^\circ\text{C}$). Quello di cui i modelli CMIP5 non tengono conto riguarda variazioni naturali del clima e della circolazione atmosferica dovuti a fattori astronomici; i principali riguardano oscillazioni mareali tra Sole e Luna, oscillazioni solari ed altre variazioni dovute al moto del Sole nella galassia e riguardanti l'orbita terrestre. Queste variazioni modificano vari parametri planetari tra cui la rotazione terrestre andando quindi ad alterare la circolazione atmosferica. Oscillazioni di questo genere sono quindi di origine naturale e inducono variazioni armoniche nel clima e nella circolazione e sono responsabili di un generale innalzamento o abbassamento delle temperature medie (altro nel paragrafo 4.7).

4.4 Obliquità

La maggior parte degli studi inerenti il comportamento della circolazione atmosferica considera esclusivamente le variazioni annuali, ignorando quindi fenomeni con scale stagionali. Questi, tuttavia, sono eventi con una notevole importanza se si vogliono comprendere a pieno i climi planetari. Tra questi fenomeni, quelli più importanti sono i monsoni sulla Terra e le tempeste di sabbia su Marte (Schneider & Bordini 2008; Wang & Richardson 2015). Sappiamo che l'alternanza delle stagioni è strettamente correlato con l'obliquità planetaria, quindi è importante capire l'impatto di questo parametro sulla circolazione atmosferica.

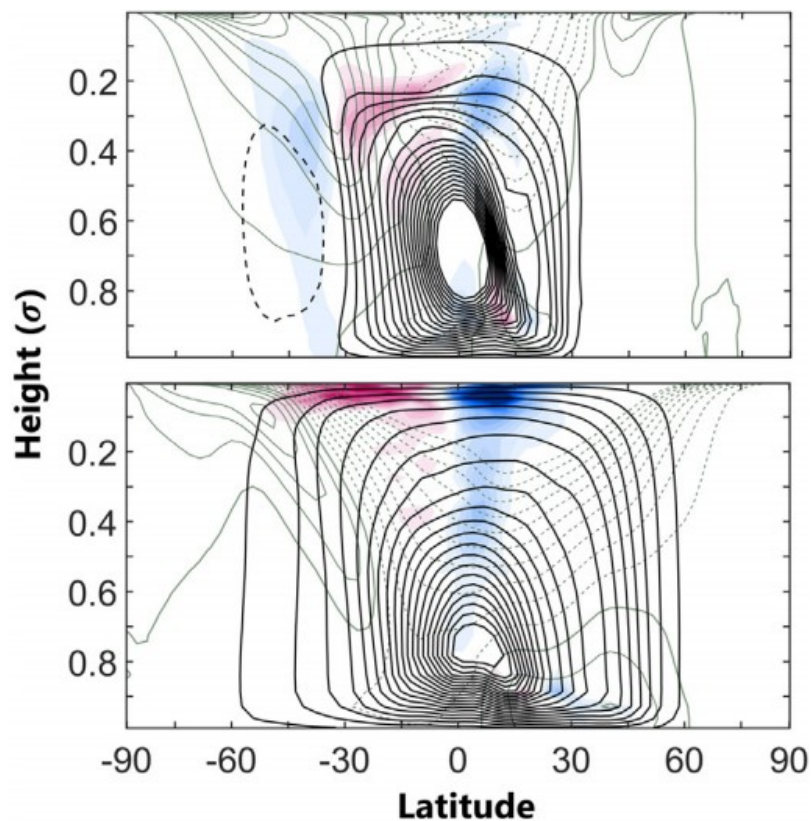


Figura 11. Cella di Hadley durante il solstizio estivo nei casi di 23.5° e 85° , rispettivamente prima e seconda immagine dall'alto. Il flusso è espresso dalle linee nere (intervalli di $25 \cdot 10^9\text{ kg/s}$), trasporto di momento e quantità di moto dovuto ai vortici è rappresentato dalle regioni colorate (intervalli di $5 \cdot 10^6\text{ m}^2/\text{s}^2$, mentre le linee grigie indicano i venti (le linee solide rappresentano i valori positivi e gli intervalli sono di 10 m/s). immagine da Lobo & Bordini 2020.

Qui di seguito si farà riferimento a pianeti con composizione simile alla Terra e, per semplicità, non viene considerata l'influenza degli oceani nel mitigare il clima planetario. Una variazione nell'obliquità implica un cambiamento nell'insolazione planetaria con importanti modifiche nella circolazione atmosferica. La più importante di queste riguarda la cella di Hadley (nel caso sostiziale): all'aumentare della differenza di insolazione tra i due emisferi (estivo ed invernale), la cella diventa sempre più ampia e si spinge sempre più oltre l'equatore. La cella di Hadley, non diventerà mai globale (in senso stretto), in accordo con i vincoli energetici e dinamici teorici, anche se la zona in cui temperatura e MSE sono massime si trova ai poli (Figura 3; Held & Hou 1980; Lindzen & Hou 1988). L'estensione della cella varia tra 30° e 60° nel caso di obliquità tra 23.5° e 85°. Un importante dato è 54° gradi di obliquità, che corrisponde al punto oltre al quale il polo riceve più energia, per insolazione, rispetto all'equatore, una situazione aliena rispetto alla Terra dove invece vale l'opposto.

Un'altra informazione importante che si può ricavare è la poca importanza della cella di Ferrel in una configurazione solstiziale per grandi obliquità. Questa ha una effettiva rilevanza in un caso un'obliquità di 23.5° (caso terrestre) ma scompare all'aumentare del parametro (Lobo & Bordoni 2020).

Questo risultato è in accordo con lo studio di Ferreira (2014), in cui viene mostrato come, per pianeti con grande obliquità, la circolazione atmosferica sia caratterizzata da una singola cella, generata dall'unione della cellula di Hadley e da quella di e Ferrel.

Anche la posizione della ITCZ, e quindi la distribuzione delle precipitazioni, subisce delle modifiche: all'aumentare dell'obliquità, la zona di convergenza intertropicale si sposta verso latitudini maggiori. Inoltre, dalle loro simulazioni, Lobo & Bordoni (2020), hanno riscontrato cambiamenti anche per basse obliquità. In particolare, oltre che ad un massimo nelle precipitazioni in corrispondenza del ramo ascendente della cella di Hadley, i ricercatori, hanno scoperto una seconda regione di abbondanti piogge nelle vicinanze dell'equatore nell'emisfero estivo.

Abbiamo quindi visto come l'obliquità abbia un importante ruolo nella determinazione dei fenomeni atmosferici. In particolare per pianeti con grandi valori di questo parametro e in assenza di un oceano le modifiche alla circolazione su scala stagionale possono essere molto forti, ma invisibili per analisi su scala annuale. Nella figura 8, per esempio, si può osservare come la temperatura media annuale sia estremamente differente da quella misurata considerando l'insolazione stagionale.

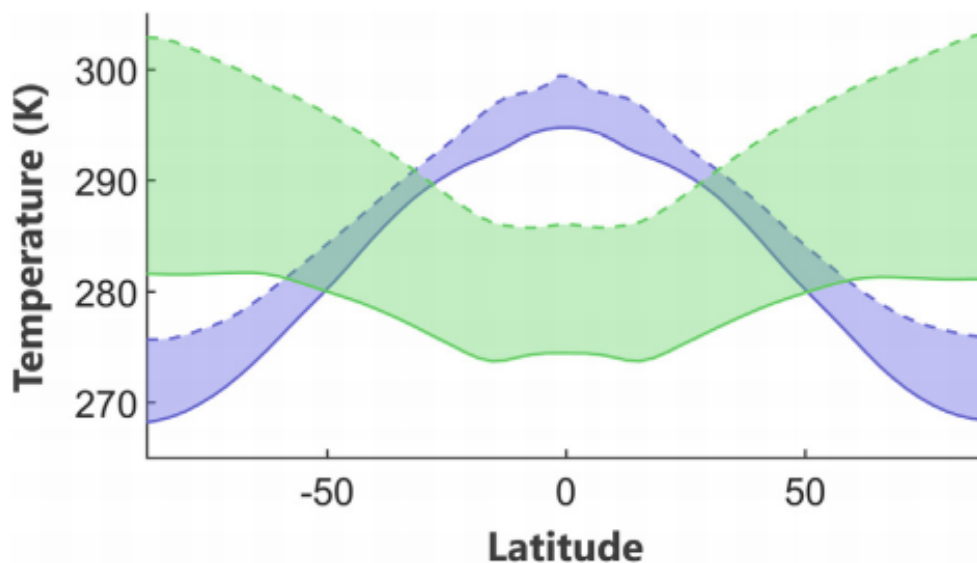


Figura 12. Temperatura annuale media sulla superficie per un'obliquità di 23.5° e 85°, rispettivamente in blu e verde. La linea solida è costruita tenendo conto delle variazioni di insolazione dovute alla stagionalità, la linea tratteggiata invece rappresenta la media annuale senza stagionalità. Immagine da Lobo & Bordoni 2020.

4.5 Densità planetaria.

Analizziamo ora cosa accade alla circolazione atmosferica quando variamo la densità planetaria media, considerando un oggetto in cui raggio e una massa atmosferica hanno valori simili a quelli terrestri (Kaspi & Showman, 2015). Con l'aumentare della densità si assiste ad un incremento dell'intensità e dell'estensione della circolazione di Hadley anche se in misura minore rispetto a quanto predetto da Held & Hou nel 1980. Questo è probabilmente dovuto all'effetto dei vortici, i quali diventano sempre più influenti all'aumentare della densità media. Insieme a questo si osserva un generale spostamento delle correnti a getto, delle medie latitudini, verso regioni subtropicali. Si riscontra anche un aumento di intensità per la cella di Ferrel per via della forte instabilità baroclina alle medie latitudini. Questo aumento dell'intensità della cella di Hadley è correlata con un incremento nella differenza di temperatura tra equatore e polo.

Quanto detto finora può essere spiegato analizzando (Eady 1949; Lindzen & Farrell 1980):

$$\sigma \sim \frac{\Omega \sin\theta}{N} \frac{\partial u}{\partial z}$$

dove σ è il tasso di crescita di Eady e rappresenta il tasso di crescita dei vortici (baroclini) nell'atmosfera (gli altri termini sono già stati definiti nei precedenti capitoli e sezioni). Con l'aumentare della densità aumentano N e $\partial u / \partial z$, andando quindi ad influire su σ . Si può osservare come pianeti più densi abbiano un grande tasso di crescita e quindi molti vortici e un grande trasporto di energia. Questo non è correlato con un grande flusso di calore, ma con una più intensa cella di Ferrel che porta ad un forte trasporto di energia verso l'equatore, e quindi una diminuzione del flusso di calore verso il polo.

4.6 Dimensioni delle particelle liquide delle nuvole.

Consideriamo un clima di tipo terrestre in cui le particelle costituenti le nuvole hanno una dimensione standard di 14 μm (Komacek & Abbot 2019). L'idea generale è che una variazione della dimensioni di queste particelle comporta una modifica nell'albedo planetario per via della dipendenza della diffusione ottica proprio dalle dimensioni dei "diffusori".

Dalle simulazioni si osserva come aumentando la dimensione particellare da 14 a 21 μm (Komacek & Abbot 2019) la temperatura media del pianeta si innalza di circa 7.5 K. In particolare, nelle regioni equatoriali si ha un riscaldamento maggiore rispetto al polo (all'equatore ci sono, in media molte più nuvole che ai poli) e quindi si misura un gradiente di temperatura tra queste regioni maggiore del normale. Da ciò segue una intensificazione della circolazione di Hadley e della corrente a getto subtropicale.

Una diminuzione da 14 a 7 μm , d'altro canto, porta ad un raffreddamento medio di circa 19 K, con un relativo indebolimento del flusso nella cella di Haldey. Questo è dovuto al fatto che particelle con una dimensione minore disperdono più luce stellare, portando ad una diminuzione del flusso di luce visibile che arriva al suolo.

4.7 Oscillazioni e LOD.

Mazzarella e Scafetta in uno studio del 2018 analizzano più nel dettaglio l'influenza sulla Terra delle oscillazioni astronomiche presentate nel paragrafo 4.3, utilizzando come indicatore la durata del giorno (length of day "LOD"). I ricercatori sfruttano anche la temperatura superficiale degli oceani (SST) e il Northern Atlantic Oscillation index (NAO) il quale è correlato con le differenze di pressione sulla superficie tra una le Azzorre e l'Islanda. Considerando la Terra un sistema chiuso si riscontra una correlazione tra LOD e NAO e tra LOD e SST. A una diminuzione della temperatura segue, infatti, un incremento della massa dei ghiacci, il quale porta ad una diminuzione del momento di inerzia del pianeta con conseguente aumento della velocità di rotazione (e quindi diminuzione di LOD) e viceversa, nel caso di un aumento di temperatura. È quindi evidente che queste oscillazioni dovute a fattori esterni al pianeta influenzino la circolazione atmosferica e il clima (vanno a toccare parametri direttamente correlati con la circolazione atmosferica).

È possibile osservare, nello specifico, come, una influenza esterna, porti a quanto appena descritto. La circolazione può essere di tipo prevalentemente longitudinale o latitudinale: nel primo caso le onde di Rossby hanno una ampiezza ridotta e sono concentrate ad alte latitudini (poco trasferimento di energia tra alte e

basse latitudini), nel secondo caso le onde sono estese tra zona equatoriale e zona polare (efficiente trasferimento di energia tra le due regioni). Quando la circolazione passa da longitudinale a latitudinale la temperatura superficiale diminuisce, mentre aumenta nel caso opposto (portando quindi all'aumento o diminuzione dei ghiacci espresso precedentemente). Passaggi da un tipo di circolazioni all'altro avvengono come delle vere e proprie oscillazioni, che in questo caso hanno un periodo multi-decennale. Va comunque sottolineato che anche fattori interni al pianeta (ad esempio redistribuzioni di massa nel mantello, nel nucleo e sulla superficie tramite interazioni con gli oceani) possono essere responsabili di questo tipo di variazioni.

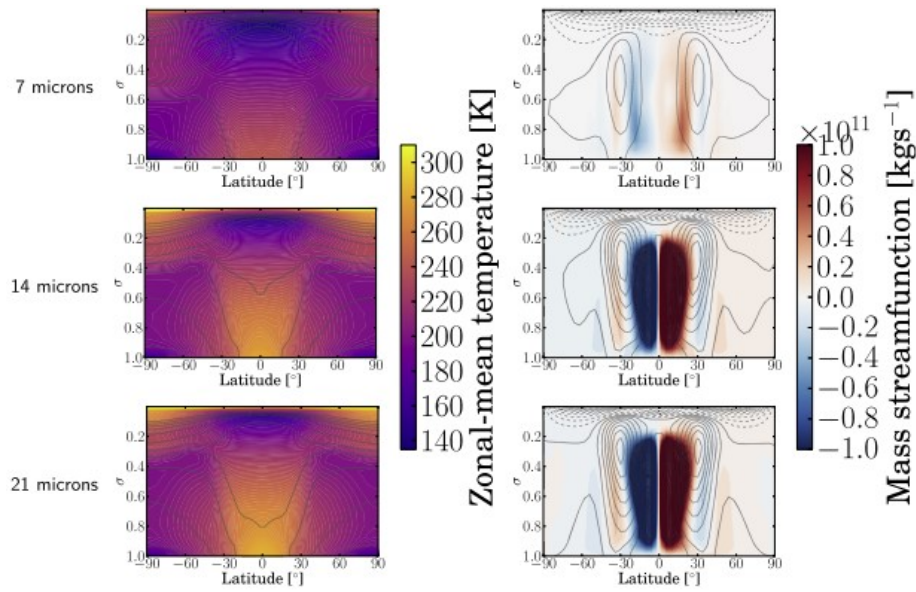


Figura 13. Simulazione che rappresenta la temperatura media in funzione della latitudine e flusso di massa per un pianeta orbitante attorno ad una stella simile al Sole con la dimensione delle particelle costituenti le nuvole di 7, 14 e 21 micrometri. L'atmosfera si riscalda con l'aumentare della dimensione delle particelle, per via di una minore diffusione della radiazione incidente e quindi di una circolazione più intensa. Le linee rappresentate sulla colonna di destra indicano la temperatura potenziale (tra 200 e 500 K) con intervalli di 30 K. Le linee sulla colonna di sinistra, invece, mostrano la velocità del vento (tra -100 m/s linee tratteggiate, e +100 m/s linee continue) con intervalli di 10 m/s. Immagine da Komacek & Abbot 2019.

Capitolo 5

La cella di Hadley sui pianeti del sistema solare.

Nel capitolo 2 si è detto che lo studio generale della circolazione atmosferica ci può aiutare nella ricerca di esopianeti con condizioni di abitabilità. Queste analisi sono altresì importanti per la comprensione di ciò che accade in oggetti molto più vicini a noi, dagli altri pianeti del sistema Solare alla Terra stessa. Anche solo tra questi oggetti, infatti, si riscontrano numerose differenze strutturali con importanti ripercussioni sulla circolazione atmosferica.

L'esempio più estremo di ciò è sicuramente Venere. Il pianeta, seppur molto simile alla Terra per dimensioni e densità, ne è incredibilmente differente sotto molti altri aspetti. Il periodo di rotazione di Venere, per esempio, è 243.7 giorni contro le 23.93 ore della Terra. Un'altra differenza fondamentale sta nell'atmosfera molto più massiva, che conferisce una pressione superficiale di 9.2 MPa e una temperatura media di 737 K al primo, contro i 288 K e 101.3 kPa del pianeta blu. Queste caratteristiche portano Venere ad avere una cella di Hadley di $\sim 60^\circ$ contro i $\sim 30^\circ$ (in media) della Terra. Sul secondo pianeta del sistema Solare, inoltre, si sviluppa un super-rotazione equatoriale, cosa che non accade sul nostro pianeta.

Differenze si riscontrano anche per Marte e Titano, satellite di Saturno, in generale dovute alle dimensioni ridotte dei corpi, alle caratteristiche differenti delle atmosfere e per le topografie superficiali.

Successivamente vengono analizzate le principali caratteristiche della circolazione atmosferica dei pianeti citati.

5.1 Terra.

Si è visto come la circolazione atmosferica sia un meccanismo importantissimo per il clima terrestre ma, al contempo, estremamente delicato.

Evidenze osservative, infatti, hanno mostrato come dal 1979 le correnti a getto subtropicali abbiano subito uno spostamento in direzione dei poli, probabilmente per via di una variazione nel gradiente termico latitudinale nelle loro vicinanze (Johanson & Fu 2008). In particolare, da osservazioni satellitari e da analisi della temperatura, risulta come le celle di Hadley abbiano subito un allargamento compreso tra 2° e 5° in direzione dei poli (Fu 2006; Seidel 2008). Un risultato simile si ricava anche dall'analisi dell'ozono atmosferico; la corrente a getto subtropicale può infatti essere identificata dalla regione di passaggio tra i tropici, in cui la colonna di ozono è relativamente piccola, e le medie latitudini con una presenza maggiore di O_3 . Ulteriori osservazioni satellitari mostrano che nell'emisfero nord la cella di Hadley si sia spostata verso il polo di circa 2.7° (Hudson 2003).

Le motivazioni di tale meccanismo possono essere molteplici: il raffreddamento stratosferico, il riscaldamento globale, il riscaldamento dell'oceano Pacifico e dell'oceano Indiano, cambiamenti nelle caratteristiche dei vortici.

Il raffreddamento stratosferico polare (ed il relativo aumento dei venti in quota) sembra essere correlato con una corrente troposferica subtropicale più intensa e più vicino ai poli (Polvani and Kushner 2002). Un raffreddamento di questo tipo è causato dalla diminuzione dell'ozono antartico e l'aumento dei gas serra nell'atmosfera.

L'estensione della cella Hadley è, in larga parte, influenzata dall'instabilità baroclina, il quale sviluppo comporta la formazione di vortici (Held 2000). L'aumento delle temperature dovuto al riscaldamento globale è causa di un aumento delle regioni staticamente stabili (ovvero una diminuzione della latitudine alla quale si sviluppa l'instabilità baroclina) e quindi un'espansione della cella di Hadley verso il polo (Lu 2007; Frierson 2007). In particolare, dai modelli generali di circolazione, il tasso di espansione del ventunesimo secolo risulta circa 0.87 K^{-1} (Johanson & Fu 2008).

Anche il riscaldamento della superficie può influire sull'espansione della cella di Hadley. Di particolare importanza sono osservazioni del SST (temperatura superficiale degli oceani, "sea surface temperature") che

hanno mostrato come un innalzamento anomalo delle temperature dell'indo-pacifico occidentale sia sufficiente per spingere la circolazione tropicale verso i poli. Il riscaldamento del pacifico orientale è invece responsabile per un analogo spostamento per le correnti subtropicali (Lau 2008; Fu 2006).

Un altro meccanismo proposto (Chen & Held 2007) è correlato con un riscaldamento nell'alta troposfera ed un raffreddamento nella stratosfera in corrispondenza del polo. Questi cambiamenti produrrebbero un aumento dell'intensità dei venti nella tropopausa, che a loro volta indurrebbero un incremento nella velocità di fase dei vortici, spingendo verso i poli la circolazione media.

È comunque importante fare delle distinzioni a riguardo di quanto appena detto. L'effetto serra per esempio è un meccanismo che persiste, ed addirittura aumenta, da diversi decenni; per l'ozono la situazione è diversa, in quanto negli ultimi anni la quantità di questo gas è aumentata per via della drastica diminuzione delle sostanze che ne inducono la scomparsa.

A questo punto è necessario sottolineare come l'espansione della cella di Hadley possa avere serie ripercussioni per il clima terrestre. Questo meccanismo potrebbe portare infatti portare ad una massiccia desertificazione di regioni molto popolate e economicamente altrettanto rilevanti (sud-ovest degli USA, l'Europa meridionale e l'Australia), (Langford and Lewis 2009).

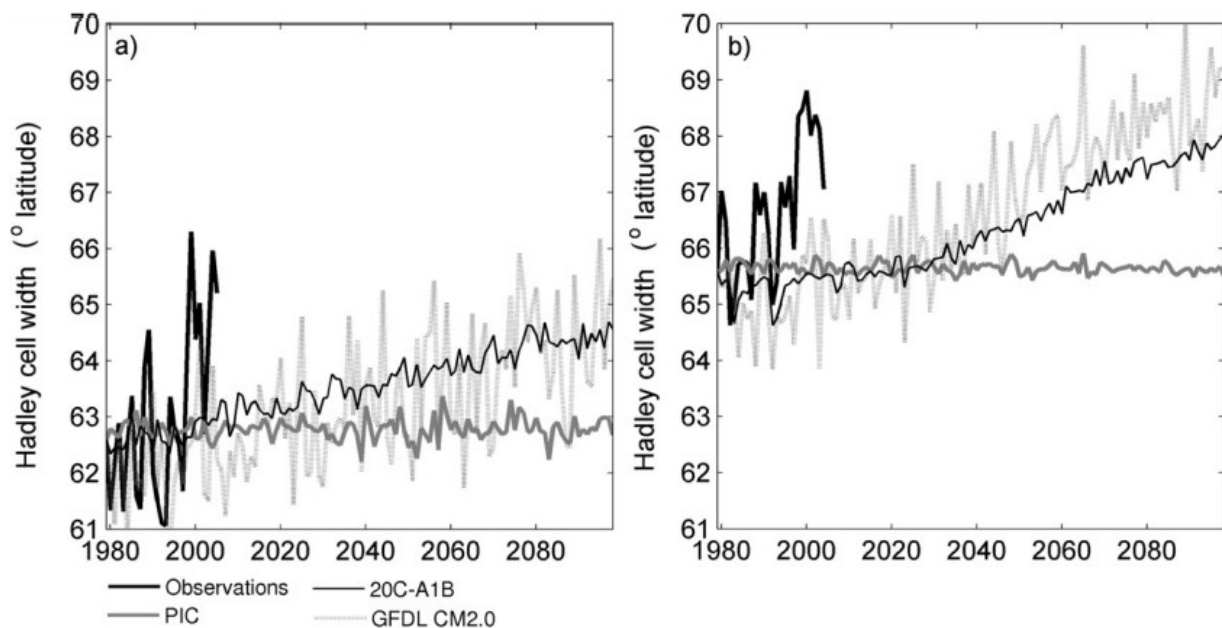


Figura 14. Simulazioni dell'allargamento della cella di Hadley con (a) ψ_{500} e (b) OLR. ψ_{500} si basa sull'identificare il limite della cella con la latitudine alla quale il flusso di massa (latitudinale) nella troposfera diviene nullo (verso il polo); questo metodo utilizza osservazioni NCEP-NCAR (1979-2005), NCEP-DOE (1979-2005) e ERA-40 (1979-2001). OLR invece rappresenta uno spostamento, in direzione dei poli, della radiazione uscente nelle onde lunghe, misurabile al confine dei tropici; in questo caso vengono utilizzate misurazioni da HIRS (1979-2002), ISCCP (1983-2004) e GEWEX (1983-2004). PIC rappresenta una simulazione considerando dati atmosferici pre-industriali. 20C-A1B è una simulazione con dati atmosferici corrispondenti al ventesimo secolo. Tutte queste simulazioni sono il frutto di una mediazione tra numerose serie di osservazioni. GFDL CM2.0 invece è una simulazione che si basa su un singolo modello ed è sviluppato dal Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.

5.2 Marte.

Molti studi mostrano come su Marte la circolazione tropicale sia strutturata con una cella di Hadley cross-equatoriale per la maggior parte dell'anno, tranne per un breve periodo in prossimità dell'equinozio (Haberle, Leovy & Pollack 1982; Wilson & Hamilton 1996; Houben, Haberle, Young & Zent 1997). Questo meccanismo è simile a quello terrestre (e inoltre si origina nello stesso modo di quello terrestre) ma più estremizzato, per

via dell'assenza di oceani che sulla Terra svolgono un ruolo di mitigazione delle temperature. Esistono inoltre altre importanti differenze: le celle solstiziali marziane sono infatti di dimensione ed intensità differente tra loro (la cellula estiva australe ha un'intensità circa doppia di quella estiva boreale). Uno dei motivi principali di ciò è l'eccentricità relativamente elevata del pianeta (0.093). Inoltre il solstizio estivo nell'emisfero australe avviene subito dopo il perielio, portando ad una radiazione solare incidente maggiore del 44% rispetto all'emisfero boreale (Richardson & Wilson 2002).

Simulazioni del GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) mostrano che la distribuzioni di polveri nell'atmosfera e il trasporto della H_2O tra gli emisferi sono profondamente correlati con la circolazione di Hadley (rispettivamente la capacità di mescolare masse d'aria e il trasporto negli strati alti nell'atmosfera) rendendo quest'ultima la principale responsabile del clima marziano.

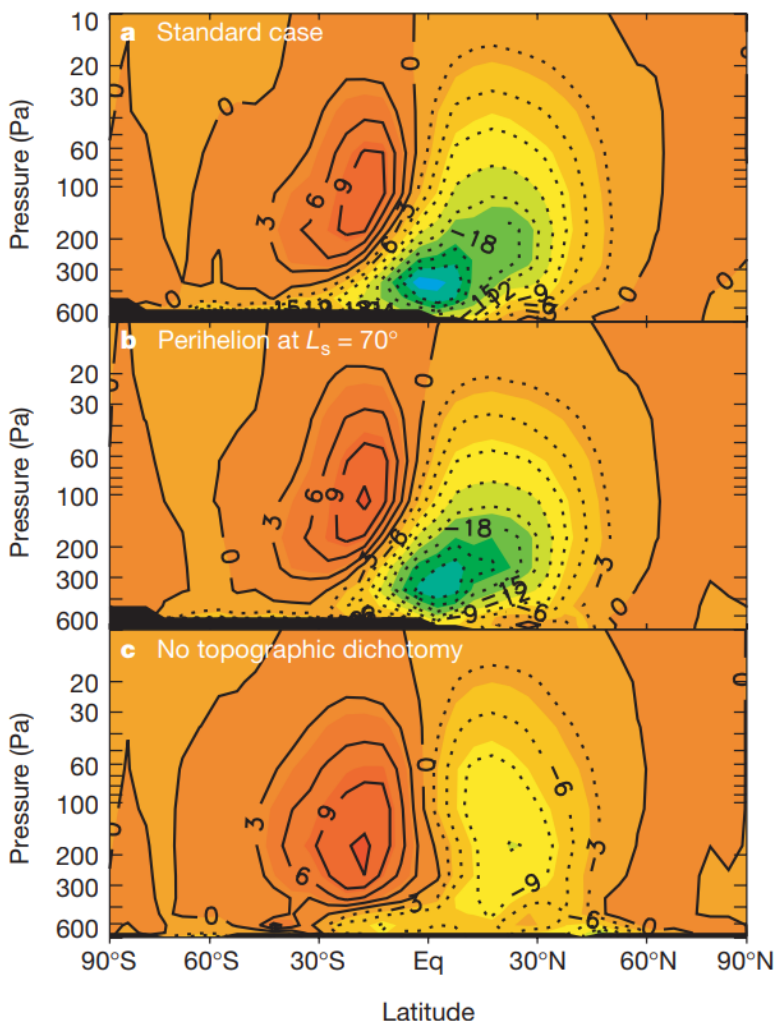


Figura 14. GMC che mostra la correlazione tra la differenza di altitudine tra i due emisferi e la circolazione atmosferica, in particolare a latitudini tropicali. L_s è la misura angolare di stagione, con l'equinozio di primavera a 0° . Il caso (a) rappresenta il sistema come è osservato, il caso (b) considera la topografia osservata ma il passaggio al perielio spostato a $L_s = 70^\circ$, mentre (c) considera un caso con le caratteristiche orbitali osservate ma senza le differenze topografiche tra i due emisferi. Le linee rappresentano il flusso di massa e sono rappresentate in unità di 10^8 kg/s (con i valori positivi indicati in senso antiorario). In (b) la circolazione tropicale rimane dominata da una cella invernale, inoltre la forma e l'intensità della circolazione non subisce modifiche apprezzabili. In (c) invece si nota come la circolazione sia essenzialmente simmetrica rispetto all'equatore (rimangono delle piccole asimmetrie che sono causate dalla topografia longitudinale e dalla struttura termica superficiale). Si arriva, quindi, alla conclusione che questa dicotomia topografica sia il principale fattore che caratterizza la circolazione marziana. Nel caso (c) infatti la circolazione boreale ha un'intensità inferiore (di un fattore 2) rispetto al caso (b). immagine da Richardson & Wilson 2002.

È importante a questo punto notare come esistano dei fattori che influiscono sul clima indipendentemente dalle caratteristiche orbitali del pianeta e sono intrinseche di Marte. Si parla infatti della morfologia, ed in particolare della marcata differenza di altitudine tra i due emisferi e delle asimmetrie longitudinali. Tramite una serie di simulazioni Richardson & Wilson (2002) hanno cercato di identificare il fattore principale che caratterizza la circolazione, ed hanno ottenuto risultati significativi per quanto riguarda proprio la differenza di altitudine (Figura 14). L'emisfero boreale, ad una altitudine maggiore, agirebbe come un serbatoio di calore mentre la dicotomia superficiale (differenza di altitudine) rappresenterebbe un ostacolo al flusso proveniente dalla cella di Hadley boreale estiva. In questo modo si avrebbe un effetto diretto sul gradiente di temperatura e di pressione superficiale e quindi un'influenza profonda sulla circolazione a latitudini tropicali.

Seppur non essendo l'unico fattore, la cella di Hadley ha una notevole influenza sulla distribuzione delle polveri e dell'acqua nell'atmosfera marziana. È interessante osservare il caso delle polveri. Di grande importanza per quanto riguarda il loro trasporto è il comportamento che hanno sulla superficie (la tendenza a entrare o meno nel flusso atmosferico). Questo dipende dall'intensità dei venti superficiali e dalla differenza di temperatura tra la superficie e lo strato limite dell'atmosfera. Inoltre le polveri possono avere un'influenza sulla circolazione stessa, essendo correlate con il comportamento della radiazione solare incidente sul pianeta.

Per quanto riguarda il trasporto dell'acqua, questo è correlato con l'emissione di vapore acqueo nell'atmosfera da parte delle calotte di ghiaccio d'acqua. Simulazione di Richardson & Wilson (2002) hanno mostrato che una eventuale calotta di ghiaccio d'acqua al polo australe sarebbe instabile, al contrario di una calotta al polo nord. Questa instabilità è probabilmente causata da asincronie per eccentricità, obliquità e argomento del perielio (variano rispettivamente con periodi di $2 \cdot 10^9$, $0.12 \cdot 10^9$ e $0.17 \cdot 10^9$ anni). Una calotta australe, quindi, potrebbe presentarsi con un periodo maggiore di 10^6 anni. Al contrario quella boreale è, appunto, molto più stabile ed è probabilmente responsabile della maggior parte di vapore acqueo atmosferico.

5.3 Titano.

La più grande luna di Saturno è un oggetto particolare. Sotto certi aspetti è infatti molto simile alla Terra, al contempo però ha caratteristiche che ricordano Marte e Venere. Come la Terra, Titano ha un'atmosfera sottile (pressione superficiale minore di un bar) e un ciclo idrologico attivo (seppur relativo al metano). È inoltre caratterizzato da una forte stagionalità (fattore predominante nella circolazione atmosferica) similmente a quanto accade per Marte e da un'atmosfera a tratti super-rotativa come per Venere.

Il meccanismo primario che caratterizza il clima di Titano è, come nel caso terrestre, una differenza nel riscaldamento della superficie dovuta alla differente insolazione. Su questa luna però, riscontriamo un gradiente di temperatura tra equatore e polo di 2-4 K (Schinder 2011; 2012).

Titano può essere diviso in 2 zone, profondamente differenti dal punto di vista climatico. La prima regione occupa le basse latitudini ed è caratterizzata da un clima secco e dall'assenza di liquidi; qui la superficie è contraddistinta da dune composte di materiale organico che si spingono fino a $\pm 30^\circ$ di latitudine. A latitudini maggiori invece, i liquidi sono abbondantemente presenti e formano grandi mari e numerosi laghi. Da un'analisi radar è evidente come questi bacini siano composti interamente da metano ed etano (Mastrogiuseppe 2014) ed hanno quindi un'interconnessione con il clima. Nelle regioni polari sono state, inoltre, osservate diversi sistemi di nubi (in particolare durante l'estate), mostrando quindi la presenza di umidità e la possibilità di precipitazioni.

È stato detto, quindi, che una delle caratteristiche più peculiari di Titano sia il suo ciclo idrologico, basato sul metano, e che questo abbia un effetto sull'effettiva circolazione atmosferica. Al fine di comprenderlo sono stati ideati vari modelli che considerano diversi scenari, ognuno caratterizzato da variazioni nelle caratteristiche idrologiche (Mitchell 2008; 2009; Tokano 2001; Ronnou 2006). Le simulazioni possono essere identificate come: "umida", in cui la superficie trasferisce efficacemente umidità all'atmosfera (allo strato di essa più prossimo al suolo); "intermedia", in cui l'umidità atmosferica è mantenuta al 50% rispetto a quella nel caso "umido"; "secca", in cui il calore latente del metano è stato rimosso, consentendo al contempo l'evaporazione e la condensazione (Mitchell 2009). Il trasferimento di umidità avviene con fenomeni di convezione.

Nel caso "umido" la cella di Hadley invernale si espande dalle medie latitudini dell'emisfero estivo fino al polo "invernale". La ITCZ si trova in corrispondenza della corrente ascendente della cella invernale, e la cella estiva è molto debole oltre che instabile. Questo comporta che il caso in questione sia il meno suscettibile, dal punto di vista termico, dalle modifiche atmosferiche stagionali. Sono inoltre riscontrabili due correnti a getto, una a 70° N e l'altra a 70° S. Nel caso "secco" invece, la circolazione è molto intensa (fino a 5 volte più forte rispetto al precedente caso) mostrando quindi come il calore latente abbia una notevole influenza sui

meccanismi atmosferici (come nel caso terrestre). In particolare si osserva una circolazione che va da polo a polo in fase con l'insolazione, cioè in cui la corrente ascensionale della cella di Hadley coincide con il massimo dell'insolazione e le temperature subiscono grandi cambiamenti con la stagionalità. È presente anche una corrente a getto nell'emisfero invernale a 60° di latitudine. Nel terzo caso, quello "intermedio", la circolazione di Hadley ha caratteristiche intermedie; l'intensità del flusso di massa è circa il doppio del caso umido e la ITCZ si trova più a nord.

Un'analisi della morfologia e della climatologia mostra come i casi "umido" e "intermedio" siano consistenti con le osservazioni. In questi casi è infatti prevista una generale "siccità" tra $\pm 40^\circ$ di latitudine mostrando un accordo con le regioni desertiche del pianeta (Lorentz 2006); è comunque possibile che alle basse latitudini avvengano sporadiche precipitazioni, giustificando le tracce di fenomeni fluviali in queste regioni (Perron 2006; Mitchell 2009).

Nel complesso, tuttavia, le dinamiche climatiche che dominano l'atmosfera di Titano sono ancora largamente incomprese e i modelli utilizzati nel loro studio troppo imprecisi. Sarà quindi necessario, in un futuro, svolgere ulteriori studi al fine di colmare le lacune oggi esistenti.

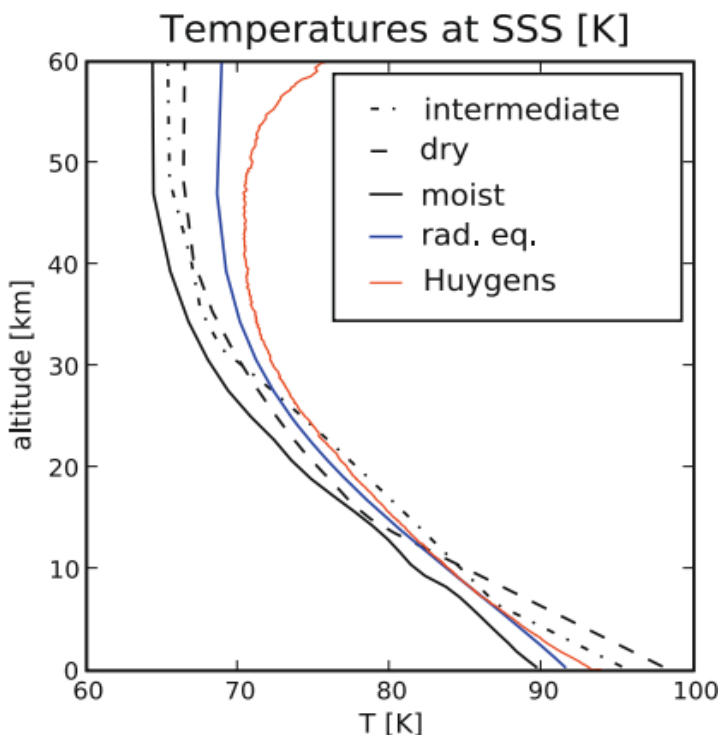


Figura 15. Profilo verticale di temperatura simulato: vengono presentati le osservazioni di Huygens, la temperatura in equilibrio radiativo, e quella nei 3 casi precedentemente descritti. Nel caso "umido" la temperatura rispetta il gradiente adiabatico umido fino a 30 km di altitudine; nel caso "secco" la convezione secca domina fino a 15 km, mentre gli strati superiori sono quasi all'equilibrio radiativo. In questo caso la temperatura superficiale è sovrastimata; nel caso "intermedio" la temperatura segue il gradiente adiabatico secco fino a 5 km e il gradiente adiabatico umido tra 5 e 30 km. Immagine da Mitchell, Pierrehumbert, Frierson & Caballero 2009.

5.4 Venere.

Venere è molto spesso definito come il "pianeta gemello della Terra" per via della grande somiglianza in massa e dimensione. Ogni altra caratteristica è, tuttavia, estremamente differente.

Sulla superficie di Venere la temperatura media è, infatti, di 735 K mentre la pressione superficiale arriva a 91.2 bar. Queste condizioni estreme sono causate da un intenso effetto serra ad opera, principalmente, del biossido di carbonio, componente primario dell'atmosfera venusiana (CO_2 costituisce circa il 96% dell'atmosfera). Inoltre, la rotazione sul proprio asse del pianeta è estremamente lenta (il periodo di rotazione è di circa 243 giorni a fronte di una rivoluzione attorno al sole di circa 225 giorni). Un'altra notevole differenza si può riscontrare nell'albedo; l'albedo di Bond di Venere è pari a 0.76 (contro un valore medio di 0.37 per la Terra) il che implica che il pianeta assorbe meno energia radiante rispetto alla Terra.

Al netto di ciò, la caratteristica più importante dell'atmosfera di Venere è la sua super-rotazione. Lo strato superiore infatti completa una rotazione sulla superficie del pianeta una volta ogni 4 giorni, un tempo circa 60 volte inferiore al periodo di rotazione. Questo ha chiaramente un profondo effetto sulla circolazione atmosferica.

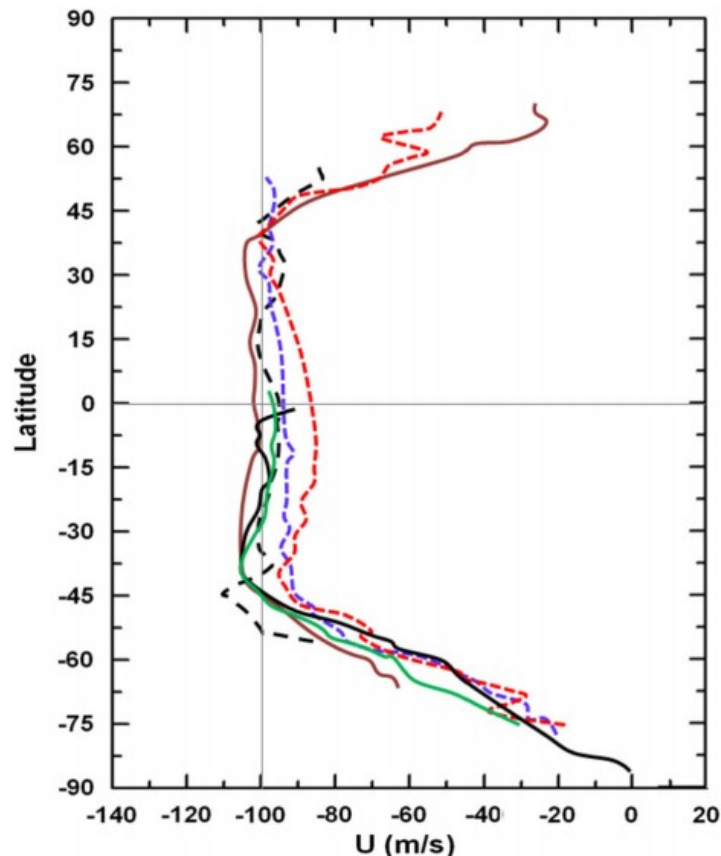


Figura 16. Profilo della velocità del vento a altitudine di 65-70 km, misurata con osservazioni nella lunghezza d'onda UV. Trattini neri: Mariner 10 (1974); trattini blu: Pioneer-Venus (1980); trattini rossi: Pioneer-Venus (1982); linea marrone: Galileo; linea nera: Venus Express VIRTIS; linea verde: Venus Express VMC (2006-2012). Si può notare una zona, tra le latitudini $\pm 45^\circ$, in cui la velocità è abbastanza costante (circa 100 m/s) e una seconda zona in cui il valore della velocità decresce in direzione del polo con un andamento di $\partial u / \partial y \sim 2.5 \cdot 10^{-5} s^{-1}$. Il profilo mostra una fluttuazione nella velocità inferiore al 10%. È importante sottolineare come dal 2006 sia stata misurato un apparente aumento nella velocità. Immagine da Sánchez-Lavega, Lebonnois, Imamura, Read & Luz 2017.

Per via della lenta rotazione (e quindi della poca importanza della forza di Coriolis) le celle di Hadley venusiane sembrano raggiungere le regioni polari (il confine con la cella polare) mostrando quindi l'assenza di una cellula di Ferrel intermedia. È probabile, tuttavia, che la circolazione non sia strutturata con 2 celle ma piuttosto con una sola grande cella cross-equatoriale (Yamamoto & Takahashi 2002). Misurazioni da parte della sonda Galileo (esperimento NIMS) e di Venus Express sembrano confermare in parte tale visione (Collard 1993; Tsang 2008; Taylor & Grinspoon 2009). Non è invece ancora chiaro se esista una singola cellula dalla superficie alle nuvole più in quota o più meccanismi di circolazione differenti (sistema stratificato).

Ovviamente la circolazione atmosferica e la super-rotazione sono meccanismi profondamente interconnessi. La maggior parte dei GCM di pianeti con caratteristiche venusiane (lenta rotazione e struttura atmosferica), infatti, è in accordo con il meccanismo Gierasch-Rossow-Williams (GRW) (Gierasch 1975; Rossow and Williams 1979). Questo consiste nell'idea che l'interazione tra la circolazione di Hadley con vortici atmosferici porti alla formazione di un flusso super-rotativo. In particolare nelle regioni con latitudine compresa tra $\pm 60^\circ$ si riscontra un efficace meccanismo atmosferico che trasporta momento angolare dalla bassa alla media atmosfera; al contempo, nelle regioni polari, un meccanismo analogo trasporta momento angolare verso il

basso, ma con una intensità minore del precedente, generando quindi globalmente un flusso verso l'alto. Successivamente il momento angolare viene trasportato nelle direzioni polari dalla circolazione di Hadley. Una parte di esso subisce, prima di fluire verso il suolo ad alte latitudini, un ulteriore trasporto verso l'equatore da parte di varie onde atmosferiche (onde di Rossby, Kelvin e altre dovute alla gravità) il che porta ad un successivo accumulo di momento angolare nello strato superiore dell'atmosfera. Questi flussi verso l'equatore producono quindi un'accelerazione. A questo punto è anche possibile identificare un'azione decelerante, da parte delle onde di gravità, che porta ad un aumento nelle regioni polari di flussi verso la superficie (McIntyre 1989; Imamura 1997). Da questo segue che una singola cella di Hadley, distribuita sull'intera atmosfera, venga rafforzata (Yamamoto & Takahashi 2002). In esperimenti di laboratorio infatti, si osserva una singola ed estesa cella di Hadley in condizioni di stratificazione atmosferica stabile (Koschmieder & Lewis 1986). Tuttavia, in assenza di asseverazioni dirette, è difficile dire se nella realtà sia effettivamente presente una singola cella; nel caso di una cellula "stratificata" però devono essere presenti flussi ascensionali (di momento angolare) generati dalla propagazione verticale di onde atmosferiche (Yamamoto & Tanaka 1997).

Capitolo 6.

Conclusione.

Per concludere è possibile riassumere le informazioni più rilevanti viste fino ad ora. Corpi con una rapida rotazione presenteranno celle di Hadley più deboli e vortici con una dimensione minore, e quindi una grande differenza di temperatura tra equatore e polo. La super-rotazione è un fenomeno caratteristico per i corpi a lenta rotazione. Il flusso stellare ha una influenza non lineare sulla circolazione (celle di Hadley e Ferrel) per via della dipendenza non monotona del ciclo del vapore acqueo dalla temperatura. Una maggiore massa atmosferica comporta una circolazione più intensa e quindi un gradiente di temperatura latitudinale ridotto. A questo punto è evidente come i meccanismi di circolazione atmosferici siano estremamente complessi e sensibili a modifiche del sistema atmosferico e planetario. Lo studio di questi meccanismi costituisce sicuramente un interessante banco di prova per i modelli atmosferici contemporanei, fornendoci una più completa comprensione della natura; detto ciò, il campo di maggior interesse per queste nozioni è sicuramente lo studio dell'influenza della circolazione atmosferica sull'abitabilità e quindi comprendere come modifiche strutturali del sistema (che sia esso planetario o atmosferico) impattino su questa caratteristica. Ultimamente sono stati sviluppati molti modelli con questo fine ma si tratta ancora di una branca di studi abbastanza nuova che sicuramente evolverà notevolmente nei prossimi anni grazie a nuovi modelli e osservazioni.

Comunemente l'abitabilità è definita in base alla possibilità di ospitare acqua allo stato liquido, per via del ruolo fondamentale che questa svolge sul nostro pianeta e per le proprietà uniche di questa molecola (Bartik 2011; Vladilo 2013). L'espansione radiale della zona abitabile (la regione dove è teoricamente possibile trovare H_2O liquida) è generalmente costruita basandosi sulla radiazione incidente sul pianeta e sulla distanza di questo dalla stella. Tuttavia, nella realtà, molti altri fattori possono influenzare le caratteristiche superficiali del pianeta ed influire sull'abitabilità. Alcuni di questi possono essere, ad esempio, l'intensità dell'effetto serra, la massa atmosferica, il ciclo della CO_2 , l'influenza del vapore acqueo e l'obliquità, come è stato discusso nei paragrafi precedenti (Walker 1981; Kasting 1993; Kasting & Catling 2003; Selsis 2007). Dallo studio dei pianeti extrasolari è emersa una grandissima varietà di queste caratteristiche, delle quali una frazione modesta, ma in continua crescita, sembra essere compatibile con l'abitabilità come la abbiamo intesa (Udry & Santos 2007; Borucki 2012; Vladilo 2013). Nello specifico sono di particolare interesse (anche alla luce di quanto visto fino ad ora) la temperatura superficiale e la circolazione di Hadley. Pianeti con un clima caratterizzato da una grande stagionalità (correlata con una notevole obliquità), per esempio, mostrano una continua e drastica variazione tra temperature calde e fredde, riducendo l'abitabilità del pianeta anche se questo si trova all'interno della zona abitabile (Guendelman & Kaspi 2019). Inoltre la temperatura superficiale è anche correlata con la pressione atmosferica: un aumento di quest'ultima porta ad un innalzamento della temperatura media. La circolazione di Hadley invece, come detto nei paragrafi precedenti, è direttamente correlata con la distribuzione delle regioni umide e ricche di precipitazioni e le regioni desertiche; ha inoltre una notevole influenza sul ciclo dell'acqua sulla Terra e su Marte e con il ciclo idrologico del metano su Titano.

Per essere abitabile quindi, un pianeta (o una luna), non deve necessariamente essere all'interno della zona abitabile (temperatura superficiale e circolazione atmosferica non sono correlate con la distanza dalla stella madre) ed inoltre un oggetto nella zona abitabile non necessariamente è adatto ad ospitare vita (Heller & Armstrong 2014).

Queste teorie sono complesse e ancora poco concordi ma le osservazioni che saranno fornite dai più moderni telescopi permetteranno di evolvere la nostra conoscenza dell'argomento.

Bibliografia.

- Rees and Garrett (2019), *Analytical Estimation of the Width of Hadley Cells in the Solar System*, arXiv:1903.00393v1 [astro-ph.EP]
- Zalucha, Angela M, R. Alan Plumb, and R. John Wilson (2010), "An Analysis of the Effect of Topography on the Martian Hadley Cells." *Journal of the Atmospheric Sciences* 67.3: 673-693. © 2010 American Meteorological Society
- Scafetta N. (2021), *Reconstruction of the Interannual to Millennial Scale Patterns of the Global Surface Temperature*. *Atmosphere* 2021, 12, 147. <https://doi.org/10.3390/atmos12020147>
- Mazzarella and Scafetta (2018), *The Little Ice Age was 1.0–1.5 °C cooler than current warm period according to LOD and NAO*, *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-018-4122-6
- Scafetta, N., (2013). *Discussion on climate oscillations: CMIP5 general circulation models versus a semi-empirical harmonic model based on astronomical cycles*. *Earth-Science Reviews* 126, 321-357.
- Lau and Kim (2014), *Robust Hadley Circulation changes and increasing global dryness due to CO2 warming from CMIP5 model projections*, 3630-3635, *PNAS*, March 24, 2015, vol. 112, no. 12
- Shell and Held (2004), *Abrupt Transition to Strong Superrotation in an Axisymmetric Model of the Upper Troposphere*, *Journal of the Atmospheric Sciences* Volume 61 2928-2935
- Xun Zhu (2005), *Dynamics in Planetary Atmospheric Physics: Comparative Studies of Equatorial Superrotation for Venus, Titan, and Earth*, Johns Hopkins APL Technical Digest, Volume 26, Number 2
- Johanson and Fu (2008), *Hadley Cell Widening: Model Simulations versus Observations*, *American Meteorological Society*, 15 May 2009, 2713-2725
- Heavens, N. G., D. J. McCleese, M. I. Richardson, D. M. Kass, A. Kleinböhl, and J. T. Schofield (2011), *Structure and dynamics of the Martian lower and middle atmosphere as observed by the Mars Climate Sounder: 2. Implications of the thermal structure and aerosol distributions for the mean meridional circulation*, *J. Geophys. Res.*, 116, E01010, doi:10.1029/2010JE003713.
- Sánchez-Lavega, Lebonnois, Imamura, Read, Luz (2017), *The Atmospheric Dynamics of Venus*, *Space Sci Rev* DOI 10.1007/s11214-017-0389-x
- Mitchell and Lora (2016), *The Climate of Titan*, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2016. 44:353–80, DOI 10.1146/annurev-earth-060115-012428
- Mitchell, J. L. (2008), *The drying of Titan's dunes: Titan's methane hydrology and its impact on atmospheric circulation*, *J. Geophys. Res.*, 113, E08015, doi:10.1029/2007JE003017
- Yamamoto and Takahashi (2003), *The Fully Developed Superrotation Simulated by a General Circulation Model of a Venus-like Atmosphere*, *Journal of the Atmospheric Sciences* Volume 60 561-574
- Mitchell, Pierrehumbert, Frierson, Caballero (2009) *The impact of methane thermodynamics on seasonal convection and circulation in a model Titan atmosphere*, *Icarus* 203 (2009) 250–264
- Taylor, F., and D. Grinspoon (2009), *Climate evolution of Venus*, *J. Geophys. Res.*, 114, E00B40, doi:10.1029/2008JE003316.
- Guendelman and Kaspi (2019), *Atmospheric Dynamics on Terrestrial Planets: The Seasonal Response to Changes in Orbital, Rotational, and Radiative Timescales*, *The Astrophysical Journal* 1, 881:67 (16pp), 2019 August 10 DOI: 10.3847/1538-4357/ab2a06
- Vladilo, Murante, Silva, Provenzale, Ferri, Ragazzini (2013), *The Habitable zone of Earth-like planets with different levels of atmospheric pressure*, *The Astrophysical Journal* 767:65 (23pp), 2013 April 10, doi:10.1088/0004-637X/767/1/65
- Armstrong, Barnes, Domagal-Goldman, Breiner, Quinn, Meadows (2014), *Effects of Extreme Obliquity Variations on the Habitability of Exoplanets*, *Astrobiology* Volume 14, Number 4, 2014 DOI: 10.1089/ast.2013.1129.

- Heller and Armstrong (2014), Superhabitable Worlds, *Astrobiology*: January, 2014 doi: 10.1089/ast.2013.1088.
- Guendelman, I., & Kaspi, Y. (2018). *An axisymmetric limit for the width of the Hadley cell on planets with large obliquity and long seasonality*, *Geophysical Research Letters*, 45, 13,213–13,221.
- Lobo and Bordoni (2002), *Atmospheric Dynamics in High Obliquity Planets*, *Icarus* 340 113592
- Kaspi and Showman (2015), *Atmospheric dynamics of Terrestrial exoplanets over a wide range of orbital and atmospheric parameters*, *The Astrophysical Journal* 804:60 (18pp), doi: 10.1088/0004-637X/804/1/60
- Walker and Schneider (2006), *Eddy Influences on Hadley Circulations: Simulations with an Idealized GCM*, *Journal of the Atmospheric Sciences* Volume 63 3333-3350
- Faulk, Mitchell, Bordoni (2016), *Effects of Rotation Rate and Seasonal Forcing on the ITCZ Extent in Planetary Atmospheres*, *American Meteorological Society* Volume 74 665-678
- Dima and Wallace (2003), *On the Seasonality of the Hadley Cell*, *Journal of the Atmospheric Sciences* Volume 60 1522-1527
- Langford and Lewis (2009), *Poleward expansion of Hadley cells*, *Canadian Applied Mathematics Quarterly* Volume 17, Number 1,
- Rohli & Vega, *General Circulation and Secondary Circulation*, Jones & Bartlett Learning AAAAAAAA
- Held (2000), *The General Circulation of the Atmosphere*, 2000
- Komacek and Abbot (2019), *The Atmospheric Circulation and Climate of Terrestrial Planets Orbiting Sun-like and M Dwarf Stars over a Broad Range of Planetary Parameters*, *The Astrophysical Journal* 871:245 (20pp),
- Caballero (2008), Pierrehumbert, Mitchell, *Axisymmetric, nearly inviscid circulations in non-condensing radiative-convective atmospheres*, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134: 1269–1285
- Richardson and Wilson (2002), *A topographically forced asymmetry in the martian circulation and climate*, *Nature* Volume 416 298-301
- Schneider (2006), *The General Circulation of the Atmosphere*, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2006. 34:655–88 doi: 10.1146/annurev.earth.34.031405.125144
- Showman, Cho and Menou (2009), *Atmospheric Circulation of exoplanets*, arXiv:0911.3170v1 [astro-ph.EP] 16 Nov 2009
- Showman A. P., Wordsworth R. D., Merlis T. M., and Kaspi Y. (2013) *Atmospheric circulation of terrestrial exoplanets. In Comparative Climatology of Terrestrial Planets* (S. J. Mackwell et al., eds.), pp. 277–326. Univ. of Arizona, Tucson, DOI: 10.2458/azu_uapress_9780816530595-ch12.